

ZÁPADOČESKÁ UNIVERZITA V PLZNI

**FAKULTA PEDAGOGICKÁ
CENTRUM BIOLOGIE, GEOVĚD A ENVIGOGIKY**

**GEOFYZIKÁLNÍ ANALÝZA VYBRANÝCH KAMENNÝCH MOŘÍ
NA ŠUMAVĚ
DIPLOMOVÁ PRÁCE**

Bc. Václav Duffek

Učitelství pro střední školy, obor Učitelství geografie a tělesné výchovy pro střední školy

Vedoucí práce: RNDr. Václav Stacke, Ph.D.

Plzeň, 2017

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

V Plzni, 30. dubna 2017

.....
Václav Duffek

PODĚKOVÁNÍ

V první řadě bych rád poděkoval vedoucímu své práce, RNDr. Václavu Stacke, Ph.D. za vedení, spolupráci, konzultace, neutuchající ochotu a za pomoc při terénním výzkumu. Rovněž děkuji RNDr. Petrovi Táboříkovi, Ph.D. za spolupráci v rámci interního ústavního úkolu č. 2016/505, za pomoc s realizací měření, poskytnutá data, ale hlavně za pomoc při grafické a slovní interpretaci výsledků. Dále bych rád poděkoval Ústavu hydrogeologie, inženýrské geologie a užité geofyziky PŘF UK za zapůjčení geofyzikálních přístrojů, bez kterých by tato práce nemohla vzniknout.

Děkuji Správě Národního parku Šumava za umožnění vstupu do chráněných lokalit a za povolení výzkumu. Děkuji také Českému úřadu zeměměřickému a katastrálnímu za bezplatné poskytnutí dat.

Rád bych také poděkoval všem, kteří se podíleli na terénních výzkumech na Šumavě.

V neposlední řadě bych rád poděkoval svým nejbližším za trvalou podporu, pochopení a vynikající zázemí, které mi vytvářejí.

Předkládaná diplomová práce byla řešena v rámci projektu studentské grantové soutěže ZČU SGS-2016-055 NaturTECH2 a společného projektu CBG ZČU a ÚSMH AV ČR, v.v.i. zaměřeného na kamenná moře na Šumavě.

ZDE SE NACHÁZÍ ORIGINÁL ZADÁNÍ KVALIFIKAČNÍ PRÁCE.

OBSAH

ÚVOD	8
1 CÍLE PRÁCE	10
2 VYMEZENÍ ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ A JEHO CHARAKTERISTIKA	11
2.1 KAMENNÉ MOŘE NA SLUNEČNÉ	11
2.2 KAMENNÉ MOŘE NA SKALCE	12
3 TEORETICKÝ ÚVOD	15
3.1 ŠUMAVA	15
3.1.1 Geologie Šumavy	16
3.1.2 Geomorfologie Šumavy	17
3.1.3 Klima a vegetace Šumavy	17
3.1.4 Historický vývoj Šumavy	20
3.1.4.1 Předpleistocénní vývoj Šumavy	20
3.1.4.2 Kvarterní vývoj Šumavy	20
3.1.5 Kamenná moře v zájmových lokalitách	21
3.2 KAMENNÉ MOŘE	23
3.2.1 Faktory ovlivňující vznik kamenných moří	25
3.2.2 vznik a stáří kamenných moří	28
3.2.3 Současný stav geografických výzkumů kamenných moří	29
3.2.3.1 Mapování výskytu kamenných moří	29
3.2.3.2 Ostatní geografické výzkumy	30
3.2.4 Klasifikace kamenných moří	33
3.3 GEOFYZIKA A GEOFYZIKÁLNÍ METODY	34
3.3.1 Obecná charakteristika geoelektrických metod	35
3.3.2 Georadar, GPR	36
3.3.2.1 Historie metody	37
3.3.2.2 Princip metody georadaru	37
3.3.2.3 Omezení metody	43
3.3.2.4 Využití metody	45
3.3.3 Dipólové elektromagnetické profilování, DEMP	45
3.3.3.1 Historie metody	46
3.3.3.2 Princip metody DEMP	47

3.3.3.3	Interpretace dat	48
3.3.3.4	Využití metody.....	49
3.3.4	Elektrická odporová tomografie, ERT	50
3.3.4.1	Historie metody	51
3.3.4.2	Princip metody ERT	52
3.3.4.3	Nástin postupu měření při ERT průzkumu	53
3.3.4.4	Ovlivnění geologickými podmínkami	55
3.3.4.5	Omezení metody	55
3.3.4.6	Interpretace dat	59
3.3.4.7	Využití metody.....	59
3.3.4.8	Využití na kamenném moři či podobné formě reliéfu	60
3.3.5	Mělká refrakční seismika, SSR	62
3.3.5.1	Princip metody SSR.....	63
3.3.5.2	Omezení metody	69
3.3.5.3	Využití metody.....	71
3.3.5.4	Využití na kamenném moři či podobné formě reliéfu	71
3.3.6	Postup geofyzikálního průzkumu	72
3.3.7	Vhodnost geofyzikálních metod	73
4	METODIKA	75
4.1	ERT.....	78
4.2	SSR.....	80
4.3	GPR	83
4.4	DEMP.....	84
5	VÝSLEDKY A INTERPRETACE DAT.....	87
5.1	SKALKA	87
5.1.1	Výsledky profilování metodou elektrické odporové tomografie	88
5.1.2	Výsledky profilování metodou mělké refrakční seismiky	88
5.1.3	Srovnání výsledků metod SSR a ERT	90
5.1.4	Výsledky metody dipólového elektromagnetického profilování.....	91
5.1.5	Výsledky profilování metodou georadaru	94
5.2	SLUNEČNÁ	96
5.2.1	Výsledky profilování metodou elektrické odporové tomografie	97
5.2.2	Výsledky profilování metodou mělké refrakční seismiky	98

5.2.3	Srovnání výsledků metod SSR a ERT	100
5.2.4	Výsledky metody dipólového elektromagnetického profilování.....	101
5.2.5	Výsledky profilování metodou georadaru	104
6	DISKUZE	106
6.1	KAMENNÁ MOŘE	106
6.2	KAMENNÉ MOŘE V OBLASTI SKALKA.....	107
6.3	KAMENNÁ MOŘE V OBLASTI SLUNEČNÁ	113
6.4	MOŽNOSTI A OMEZENÍ VYUŽITÍ JEDNOTLIVÝCH GEOFYZIKÁLNÍCH METOD PRO PRŮZKUM MOCNOSTI A VNITŘNÍ STRUKTURY KAMENNÝCH MOŘÍ.....	119
6.4.1	Použití elektrické odporové tomografie pro průzkum kamenného moře.....	119
6.4.2	Použití mělké refrakční seismiky pro průzkum kamenných moří.....	121
6.4.3	Použití dipólového elektromagnetického profilování pro průzkum kamenných moří	123
6.4.4	Použití georadaru pro průzkum kamenných moří.....	125
6.5	VYUŽITÍ GEOFYZIKÁLNÍCH ANALÝZ PRO PRŮZKUM KAMENNÝCH MOŘÍ	127
6.6	KLASIFIKACE KAMENNÝCH MOŘÍ	130
	ZÁVĚR.....	132
	CIZOJAZYČNÉ RESUMÉ	135
	SEZNAM LITERATURY	I
	SEZNAM OBRÁZKŮ, TABULEK, GRAFŮ A DIAGRAMŮ	VIII
	OBRÁZKY.....	VIII
	TABULKY	XI

ÚVOD

Blokové akumulace patří i v České republice mezi výrazné a atraktivní formy reliéfu. Vzhledem k tomu, že se jednotlivé typy blokových akumulací, jako například suťové pole, blokové pole, kamenný proud či kamenné moře, mohou vyskytovat velmi blízko sebe, nebo dokonce přecházet jeden v druhý, dochází u široké i odborné veřejnosti k záměně těchto pojmů (Wilson, 2007). Detailní poznání a popis určitého typu blokové akumulace by mělo přispět obecným teoriím a zamezit neodborným záměnám.

Tato práce si klade za cíl detailně prozkoumat kamenná moře, v zahraniční literatuře uváděná jako: blockfield, boulder field, stone field, či blockmeer, blockfeld a felsenmeer. Kamenná moře mohou být postglaciálního, pleistocenního, či předpleistocenního stáří (Dredge, 1992; Encyclopedia of Geomorphology, 2004; Rea, 2007; Rea et al., 1996). Vznikají buď úplným, či částečným rozpadem skalních hradeb, torů nebo rozsáhlých skalních výchozů, případně obnažením balvanů odnosem vrstvy ležící nad nimi (Rubín et al., 1982). Převažujícím procesem podílejícím se na vzniku kamenných moří je tedy mechanické zvětrávání, které vytváří ostrohranné kameny a úlomky (Whalley, 2000). Kamenná moře mohou být tvořena i zaoblenými žokovitými balvany, jež jsou výsledkem dlouhodobého chemického zvětrávání (Demek, 1987). Faktorem ovlivňujícím vznik kamenného moře může být typ matečné horniny, a s ní spojená její charakteristická odlučnost (Encyclopedia of Geomorphology, 2004; Rubín et al., 1986; Vitek, 1997). Dalším faktorem může být sklon svahu (Whalley, 2000) a jeho expozice (Beranová, 2009; Mentlík, 2006; Prosová a Sekyra, 1961).

Kamenná moře jsou ve světě i v České republice zkoumána pro své specifické mikroklimatické podmínky (Bouda, 2011; Sawanda et al., 2003) nebo díky paleoklimatickým záznamům, které nesou (Dredge, 1992; Rea, 2007; Vočadlova 2011). Nejčastěji se na nich provádí geomorfologické a morfometrické výzkumy (Fjellanger et al., 2006; Mentlík 2003, 2006, 2011; Patrnčíak, 2016). Pro zjištění mocnosti, případně vnitřní struktury kamenného moře, je nutné jej rozebrat do hloubky, nebo využít geofyzikální metody. V ČR se kamenná moře vyskytují zejména v chráněných krajinných územích a národních parcích (Vitek, 1997), kde není možné je rozebírat, a je tedy nutné využít neinvazivní přístup, nejčastěji geofyzikální.

Pro splnění cílů této práce byly vybrány čtyři geofyzikální metody. Mělká refrakční seismika založená na šíření elastických vln a tři geoelektrické metody: elektrická odporová tomografie, georadar a dipólové elektromagnetické profilování. Přednosti a limitace geofyzikálních metod pro výzkum různých krajinných forem shrnuli Schrott a Sass (2008), nebo Kaláb (2009). Aplikací jednotlivých geofyzikálních metod na typech reliéfu, více či méně podobných kamenným mořím, se v Evropském regionu nejvíce zabývali Sass (2006; 2007), Otto a Sass (2006) a Schrott a Sass (2008).

Z výsledků geofyzikálních metod je předpokládáno určení mocnosti, hustoty a vnitřní struktury několika kamenných moří ve II zóně Národního parku Šumava. Účelem práce je přispět k detailnějšímu poznání těchto forem reliéfu a jejich blízkému okolí a současně potvrdit či upravit klasifikaci kamenných moří, která byla navržena pouze na základě jejich povrchových projevů. v neposlední řadě bude zhodnocena vhodnost aplikace jednotlivých geofyzikálních metod pro průzkum této formy reliéfu.

1 CÍLE PRÁCE

Tato práce si klade za cíl ověřit možnost využití vybraných geofyzikálních analýz pro průzkum kamenných moří na Šumavě. Na vybraných kamenných mořích budou testovány geofyzikální metody s cílem zjištění odpovědi na otázku: Která z vybraných geofyzikálních metod je nejvhodnější pro zjištění mocnosti a vnitřní struktury jednotlivých typů kamenných moří?

V rámci tohoto cíle budou samozřejmě vybraná kamenná moře detailně geofyzikálně prozkoumána a měla by být určena jejich mocnost a vnitřní struktura.

Na základě zjištěných podpovrchových vlastností se předpokládá ověření, popřípadě zpřesnění klasifikace kamenných moří, kterou navrhl Stacke (2008).

2 VYMEZENÍ ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ A JEHO CHARAKTERISTIKA

Terénní část diplomové práce byla zpracována na Šumavě, konkrétně na západním svahu vrchu Slunečná a na západním svahu vrchu Skalka.

2.1 KAMENNÉ MOŘE NA SLUNEČNÉ

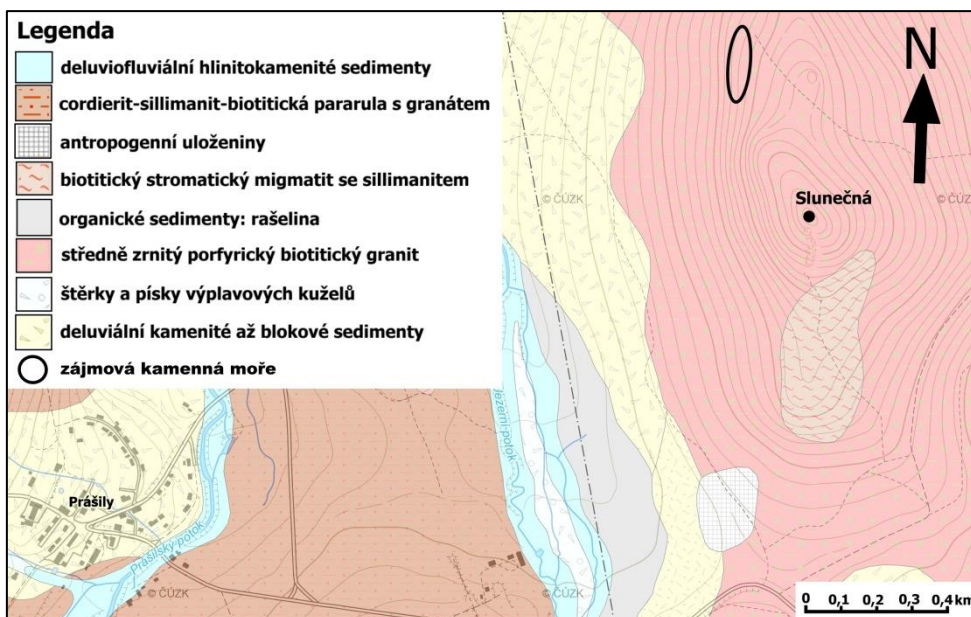
Vrchol Slunečná leží necelých 6 km severně od Poledníku v nadmořské výšce 996 metrů nad mořem. Oblast se nachází ve 2. zóně NP Šumava a ze západu, severu i východu sousedí s prvními zónami NP Šumava (Národní geoportál INSPIRE, 2016).

Geomorfologicky leží Slunečná v okrsku Kochánovské pláně, což je nejzápadnější okrsek podcelku Šumavské pláně (Demek et al., 1987). V oblasti se nachází velké množství skalních věží, hradeb a stěn, výjimkou nejsou ani převislé skalní stěny. V této lokalitě je možné nalézt mnoho kamenných moří různých charakteristik (Stacke, 2008). Pro názornost je jedno z mnoha kamenných moří uvedené na obr. 1.



Obr. 1: Foto kamenného moře v oblasti vrcholu Slunečná. Vlastní foto autora, 2016.

Geologická stavba oblasti je poměrně jednotvárná, což lze vidět na obr. 2. Celý vrchol Slunečné je tvořen moldanubickými migmatity, konkrétně se jedná o středně zrnitý porfyrický biotitický granit. Pouze v části jižního svahu vystupují moldanubické metamorphy, konkrétně biotitický stromatický migmatit se sillimanitem. V nižších polohách, v blízkosti vodních toků (např. Jezerního potoka) se nachází deluviální kamenité sedimenty (Geologická mapa ČR, 2016).



Obr. 2: Geologická mapa oblasti Slunečné s vyznačenou lokalitou průřezu. Vlastní zpracování dat Geologické mapy ČR 1:25 000.

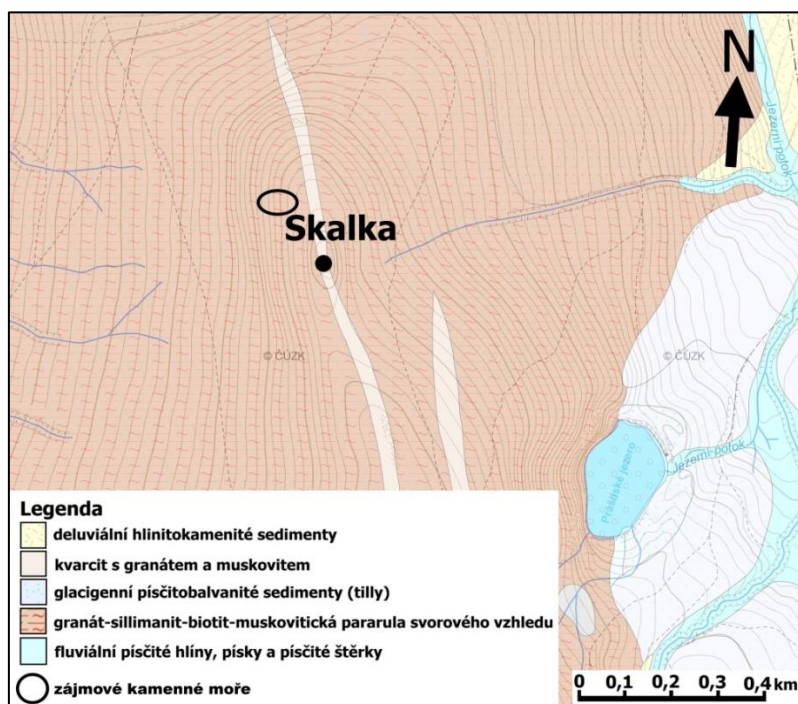
Nejvyšším vrcholem oblasti je již zmíněný vrchol Slunečná (996 m n. m.), nejnižší pak leží dno údolí Jezerního potoka, které vstupuje do oblasti v nadmořské výšce zhruba 880 m n. m. a opouští ji v 820 m n. m. Lokalita je poměrně hustě zalesněná (viz obr. 1). Z dřevin zde převažují jehličnany, převážně smrk (*Picea*). Vyskytuje se zde také buk lesní (*Fagus sylvatica*) (Žíla, 2005).

2.2 KAMENNÉ MOŘE NA SKALCE

Vrchol Skalka se nachází necelé 2 km severně od Poledníku a jeho nadmořská výška je 1237 metrů nad mořem (Národní geoportál INSPIRE, 2016). Oblast spadá do 2. zóny NP Šumava. Geomorfologicky je součástí okrsku Kvildské pláně (Demek et al., 1987). V této oblasti se nachází několik kamenných moří (Beranová, 2009). Výzkumy se však prováděly pouze na jednom, které se nachází na západním svahu, zhruba 200 m od vrcholu (Bouda, 2011; Mentlík, 2011).

Jak je patrné z obr. 3, téměř celá oblast je tvořena pararulou svorového vzhledu, konkrétně je to: granit-sillimanit-biotit-muskovitická pararula svorového vzhledu. Horninou je tvořeno i výše zmíněné kamenné moře. Hřeben lokality je částečně tvořen kvarcitem s granátem a muskovitem, v okolí Prášilského jezera se nacházejí glacigenní sedimenty (Geologická mapa ČR 1:25 000, 2016).

Nejvyšším vrcholem oblasti je již zmíněný vrchol Skalka (1237 m n. m.), nejnižších nadmořských výšek dosahuje severní svah svažující se k obci Prášily až téměř 900 m n. m.



Obr. 3: Geologická mapa oblasti Skalky s vyznačenou lokalitou průzkumu. Vlastní zpracování dat Geologické mapy ČR 1:25 000.

V nižších nadmořských výškách je reliéf pokryt smrkovým lesem. S rostoucí výškou převažující smrkový les řídne a v nižším patře je velmi rozšířené borůvčí (*Vaccinium myrtillus*) (Žíla, 2005). Samotné kamenné moře není vegetací pokryto, viz Obr. 4.



Obr. 4: Foto kamenného moře na západním svahu vrcholu Skalka. Vlastní foto autora, 2016.

Obě oblasti byly v pleistocenních glaciálech vystaveny drsnému periglaciálnímu klimatu (Mentlík, 2006, 2011; Stacke, 2008). V té době tak mohlo na reliéf působit

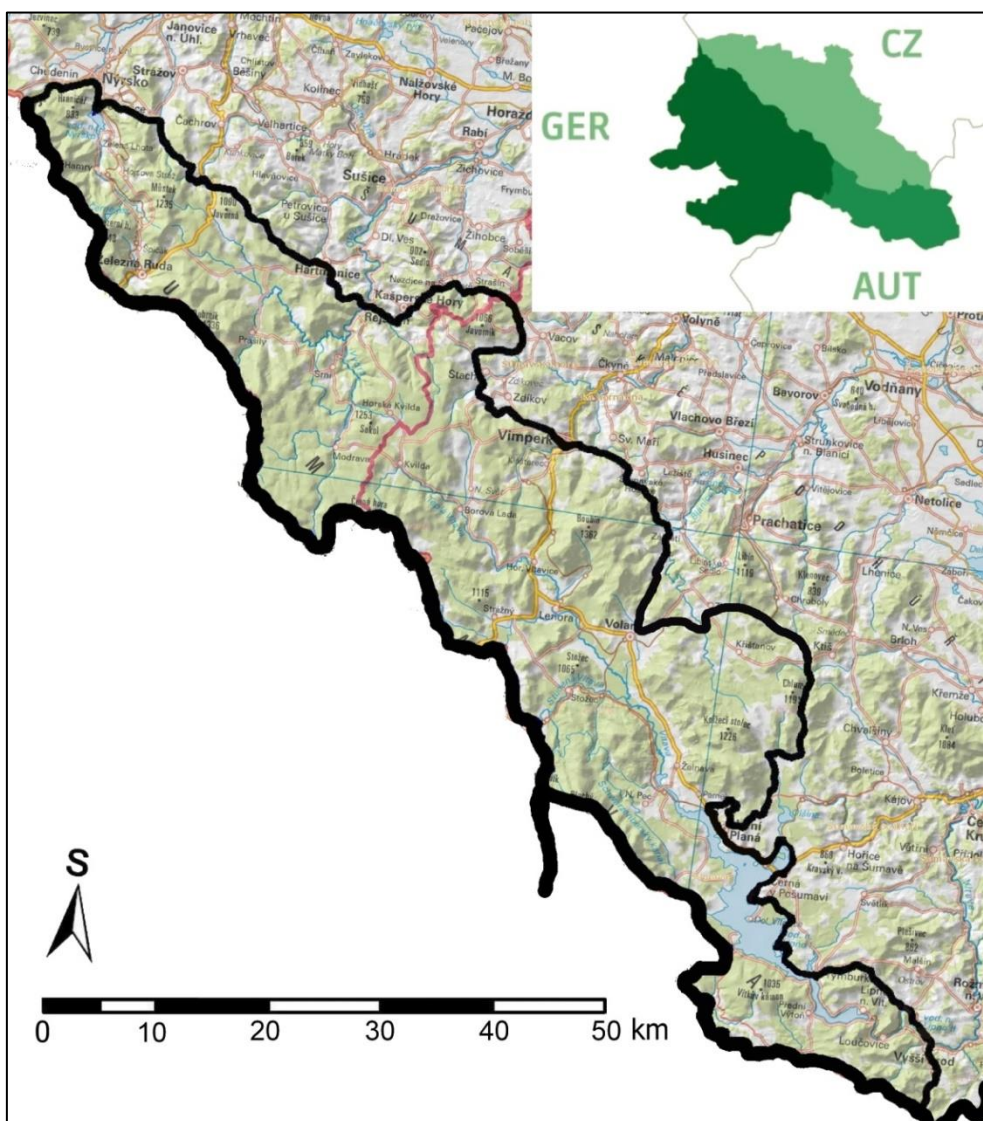
mrazové zvětrávání a vzdouvání. Reliéf také mohla formovat kongelifrakce, soliflukce a geliflukce, kryoturbace, kryoplanace a kryopedimentace (Demek, 1987; Mentlík, 2011).

Dnes, v holocenních klimatických podmínkách, jsou obě oblasti ovlivňovány chladným, na srážky bohatým klimatem, které je charakteristické krátkým a chladným létem s vysokými úhrny srážek, poměrně dlouhým přechodným obdobím a dlouhou chladnou zimou (s průměrnou teplotou -3 až -4°C), typickou bohatými srážkami a dlouhým trváním sněhové pokrývky. V létě i v zimě je zaznamenáváno více než 400 mm srážek (Atlas podnebí Česka, 2007).

3 TEORETICKÝ ÚVOD

3.1 ŠUMAVA

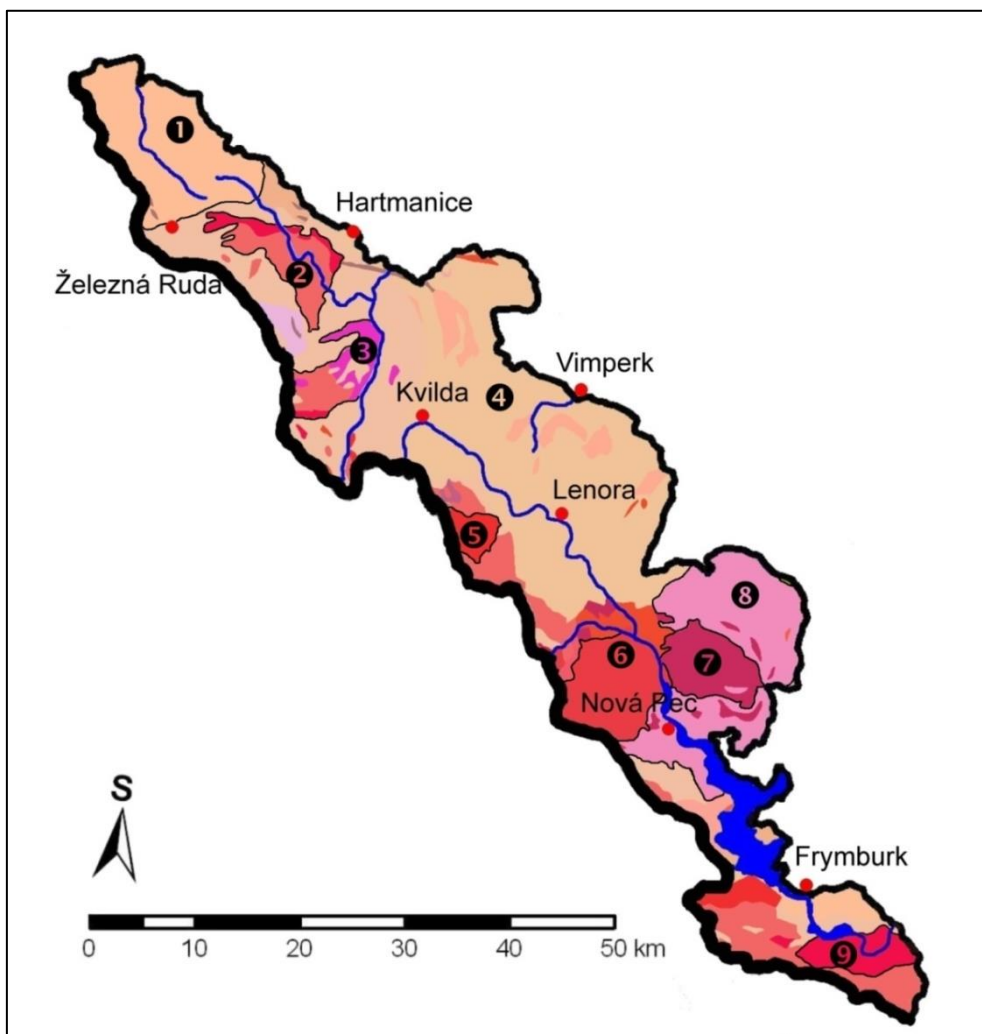
Z obr. 5 je patrné, že Šumava se nachází na jihozápadě České republiky. Tvoří přírodní hranici se Spolkovou republikou Německo (kde je označována jako Bayerischer Wald) a Republikou Rakousko (tam označována jako Böhmerwald). Táhne se v délce 125 km od Svatokateřinského sedla na severozápadě až po Vyšebrodský průsmyk na jihovýchodě. Nejvyšší horou je Velký Javor (1456 m n. m.), který se nachází v německé části Šumavy. V české části je nejvyšším vrcholem Plechý (1378 m n. m.) (Babůrek et al., 2006). Rozloha Šumavy je přibližně 1671 km² (Chábera, 1987).



Obr. 5: Přesah Šumavy přes české hranice a obecně geografická mapa Šumavy. Vlastní zpracování dat dle Geoportál INSPIRE, 2016 a EUREGIO, 2017.

3.1.1 GEOLOGIE ŠUMAVY

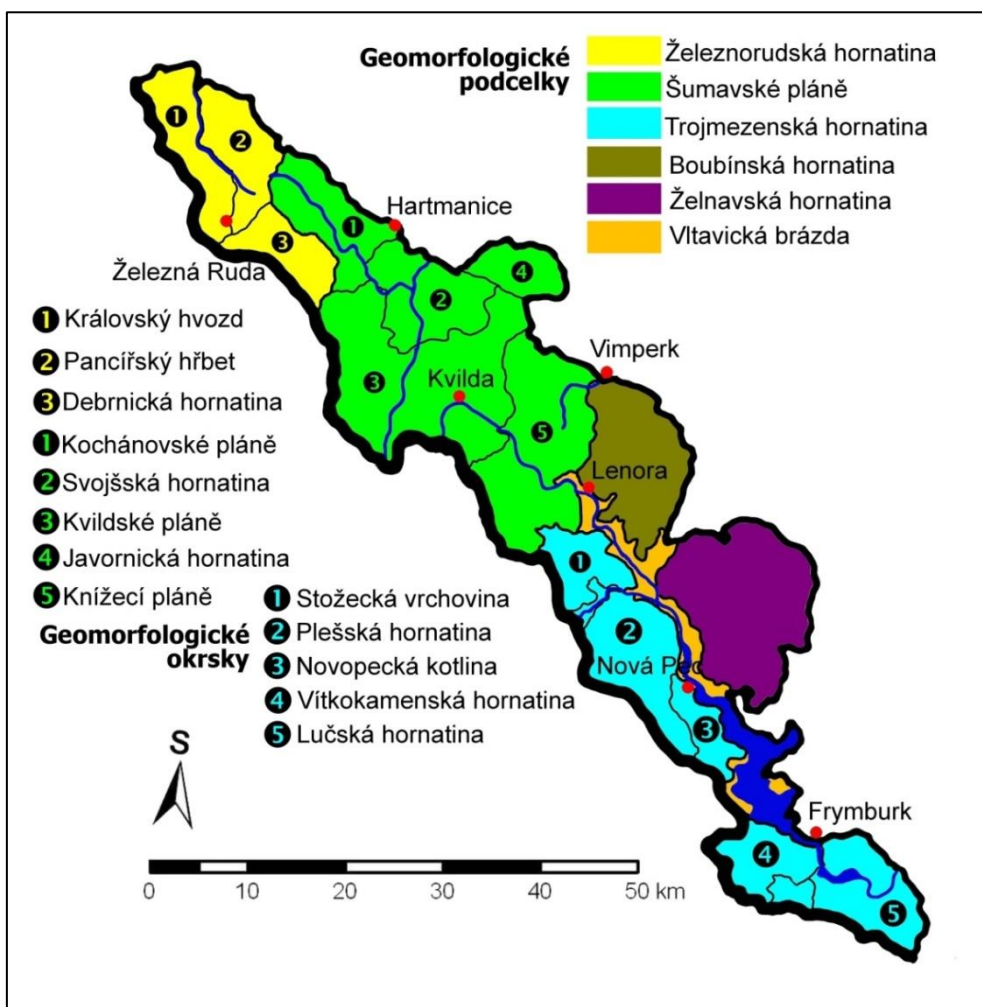
Geologicky náleží Šumava do Českého masivu a je součástí šumavské větve moldanubické oblasti (Kunský, 1974). Pojem moldanubikum vznikl na přelomu 19. a 20. století pro oblast mezi Vltavou (lat. *Moldavia*) a Dunajem (lat. *Danubius*) (Babůrek et al., 2006). Pro oblast moldanubika jsou charakteristické silně metamorfované horniny prekambriického (stáří více jak 545 milionů let) a paleozoického (horniny utvořené zhruba od 545 mil. let do 250 mil. let) stáří, které jsou prostoupené výlevy žulových hornin (Chlupáč, 2002). Geologie české části Šumavy je znázorněna na obr. 6.



Obr. 6: Přehledová geologická mapa Šumavy. Vlastní zpracování dat dle Geoportál INSPIRE, 2016 a Babůrek et al., 2006. Vysvětlivky: oblast 1: masiv Královského hvozdu (svory a fylity), 2 prášilský pluton (granit), 3 vyderský pluton (granit), 4 horniny moldanubika (pararuly, migmatity a ortoruly), 5 strážecký pluton (granit), 6 pluton Plechého (granit), 7 pluton Knížecího stolce (durbachit), 8 křišťanovský masiv (granulit), 9 pluton Vítkova kamene (granit).

3.1.2 GEOMORFOLOGIE ŠUMAVY

Z pohledu geomorfologů je česká část Šumavy částí provincie Česká vysočina, Šumavské soustavy a podsoustavy Šumavská hornatina (Demek et al., 1987). Lokalizace geomorfologických okrsků a podcelků je patrna z obr. 7.

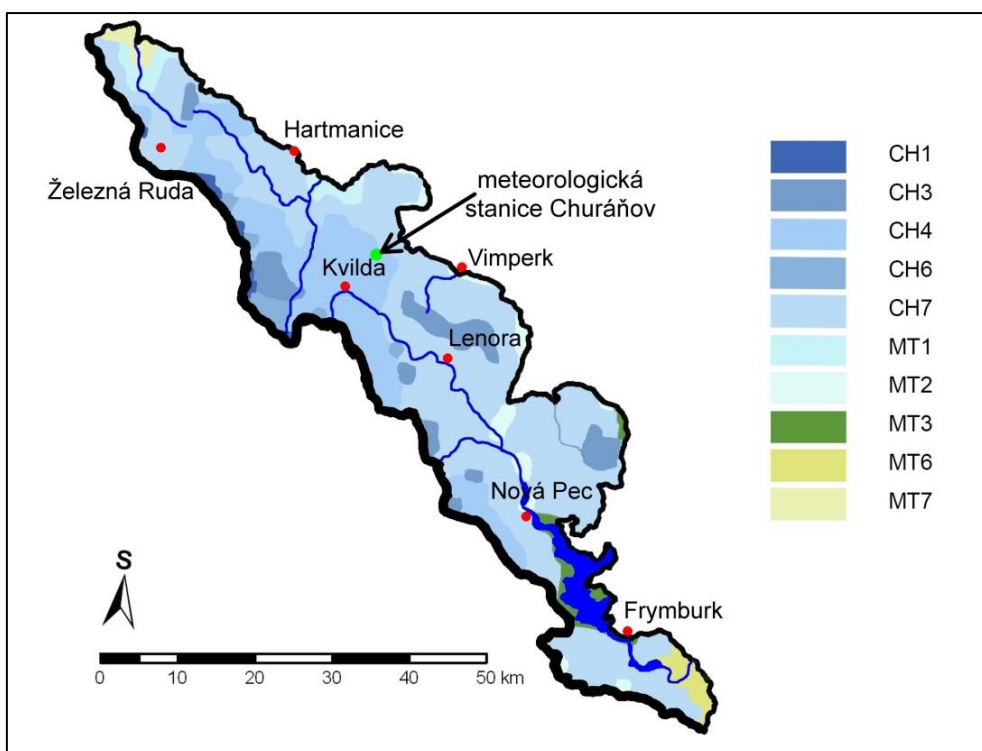


Obr. 7: Zobrazení vybraných Šumavských geomorfologických okrsků a podcelků. Vlastní zpracování dat dle geomorfologického členění Šumavy podle Balatka – Kalvoda, 2006.

3.1.3 KLIMA A VEGETACE ŠUMAVY

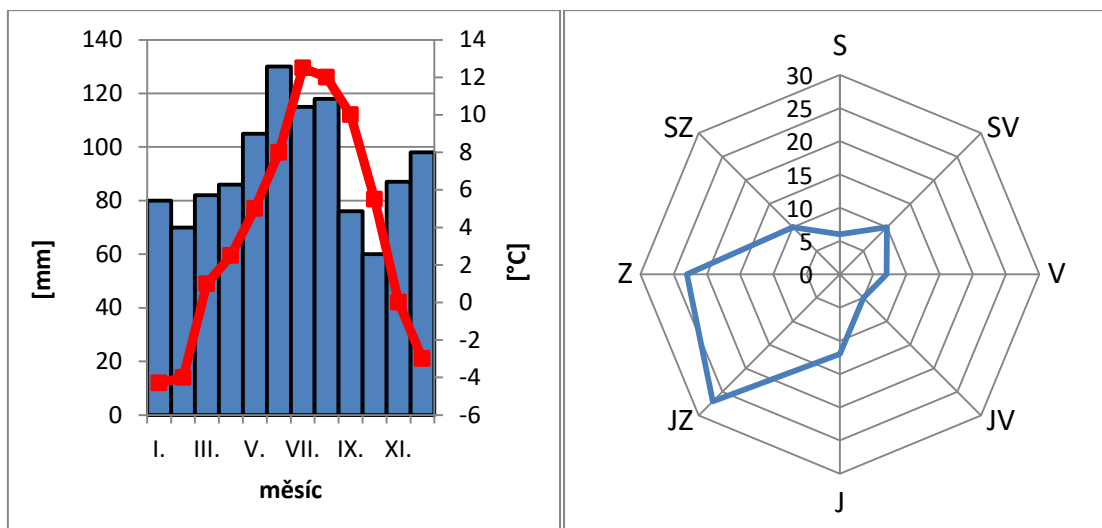
Klimatické poměry Šumavy jsou charakteristické přechodným rázem mezi oceánickým a kontinentálním klimatem (Chábera, 1987). Podle Quittova klimatického členění spadá celá česká část Šumavy do chladné a mírně teplé oblasti. Klimatické oblasti na území Šumavy jsou zobrazeny na obr. 8. Třídou CH1 a CH3 jsou charakterizovány pouze některé vrcholy, naopak nejteplejší oblasti s třídou MT6 a MT7 se nacházejí na severu, v okolí Nýrska (MT7) a na jihu, v okolí Vyššího Brodu (MT6) (Quitt, 1971). Teploty jsou nejvýrazněji ovlivňovány nadmořskou výškou, a proto jsou roční průměry

v 700 m n. m. okolo 6 °C, naopak v 1300 m n. m. okolo 3 °C (Atlas podnebí Česka, 2007). Na roční úhrny srážek má nejvyšší vliv návětrnost svahů, proti převládajícímu jihozápadnímu a západnímu proudění, a nadmořská výška. Směrem do vnitrozemí, a s klesající nadmořskou výškou, klesá úhrn srážek od 1400-1500 mm až k 700-800 mm za rok (Atlas podnebí Česka, 2007). Úhrny srážek jsou přes rok relativně rovnoměrně rozložené, lze ale vyzorovat dvě nevýrazná maxima: prvotní v červnu až červenci a druhotné v prosinci (Chábera, 1987). Nejbližší meteorologickou stanicí pro zájmová území je stanice u Churáňova.



Obr. 8: Klimatické oblasti na území Šumavy dle Quitta. Vlastní zpracování dat dle Atlas podnebí Česka, 2007.

Meteorologická stanice Churáňov zahájila svou činnost 15. 12. 1952 na Churáňovském vrchu (bez vlivu orografie na převládající směr proudění větru) ve výšce 1118 m n. m. (její přesná poloha je: 49°04' s. z. š. a 13°34' v. z. d.). Každý den jsou prováděna sledování vybraných klimatologických prvků, jako jsou: teplota a vlhkost vzduchu, množství srážek, sluneční záření, směr a rychlost větru. Tato stanice je také jedinou profesionální stanicí na území NP a CHKO Šumava (Fišer, 2012). Na obr. 9 a obr. 10 jsou znázorněny vybrané hydrometeorologické charakteristiky pro stanici Churáňov.



Obr. 9 a Obr. 10: Vybrané hydrometeorologické charakteristiky pro meteorologickou stanici Churáňov. Vlevo dlouhodobé normály klimatických hodnot za období 1961 – 1990. Upraveno dle ČHMÚ. Vpravo četnost výskytu směrů větru na stanici Churáňov. Upraveno dle Chábera, 1987.

Šumava je velmi významná i z hydrologického hlediska. Pohořím prochází hlavní evropské rozvodí mezi Černým a Severním mořem (úmoří Černého moře ale zaujímá velmi malou plochu), pramení zde republikově, i evropsky významné toky, jako je například Vltava (pramenící pod názvem Černý potok na východním svahu Černé hory), Otava (vznikající soutokem Křemelné a Vydry) nebo Úhlava a Úslava (které jsou jedny ze zásadních zdrojnic Berounky) (Chábera, 1987). Nachází se zde známá Šumavská ledovcová jezera, blíže probraná v kapitole 3.1.4.2. Ploché pasáže reliéfu často vyplňují rašeliniště, šumavským označením slatě.

V chladném pleistocenním klimatu byla na území Šumavy rozšířena periglaciální tundra. Zástupci této flóry s oteplením vymizeli. Poslední relikty se nachází pouze na území slatí nebo v ledovcových karech. Podoba dnešní vegetace Šumavy je výsledkem antropogenní činnosti. Dříve typické smíšené horské lesy (tzv. květnaté bučiny) byly nahrazeny kulturními smrčiny (Albrecht, 1986). Smrčiny se před zásahem člověka nacházely pouze na území nad 1200 m n. m. (Kučera, 2008). Dnes je smrk nejrozšířenější dřevinou na Šumavě. Vysazování ekonomicky výhodnějších smrkových monokultur se začalo intenzivněji uplatňovat od 2. poloviny 19. století a pokračovalo prakticky až do roku 1991, kdy byl na území Šumavy vyhlášen národní park. Dnes se Správa NP Šuma snaží o znovuoobnovení přirozené šumavské vegetace (Kučera, 2008).

3.1.4 HISTORICKÝ VÝVOJ ŠUMAVY

3.1.4.1 PŘEDPLEISTOCÉNNÍ VÝVOJ ŠUMAVY

Současný reliéf Šumavy a celého Českého masivu se začal formovat horotvornými procesy variského vrásnění. Na konci tohoto vrásnění, před 340 mil. lety, došlo ke vzniku megakontinentu Pangea. Variská horstva se v tu dobu tyčila více než 6000 m nad úrovní moře. Následně, během dalších stovek milionů let, docházelo k denudaci vyzdvižených vrcholů. Český masiv se tak postupně stal zarovnanou souší s tropickým klimatem (Babůrek et al., 2006).

Pozůstatky těchto prastarých zarovnaných povrchů je možné najít na Šumavě v podobě rozlehlých Šumavských plání, které se nachází ve výškách 1000 – 1200 m n. m. (Bína a Demek, 2012). Tyto pláně, ale i ostatní Šumavské hory, byly vyzdviženy v třetihorách (před 65 mil. – 1,8 mil. lety) sekundárními projevy Alpínského vrásnění, způsobeného kolizí Afrického a Euroasijského kontinentu. Tyto projevy jsou známy jako Saxonská tektonika, při které docházelo na našem území k reaktivaci starých zlomů, nebo vytvoření zlomů nových, a také k rozsáhlé vulkanické činnosti (Babůrek et al., 2006).

3.1.4.2 KVARTERNÍ VÝVOJ ŠUMAVY

Další kapitolou vývoje Šumavské krajiny bylo pleistocenní střídání glaciálů a interglaciálů. Tedy vývoj zhruba od doby před 1,8 mil. lety. V interglaciálech se horské toky zařezávaly do říčních údolí. V glaciálech se pak v depresích s vhodnými klimatickými podmínkami hromadil sníh a formovaly se karové ledovce (Demek et al., 1987; Mentlík, 2000, 2003, 2006; Vočadlova, 2011). Některé z těchto karů jsou dnes vyplněné ledovcovými jezery. Na české straně Šumavy to jsou jezera: Prášílské, Laka, Černé, Čertovo a Plešné. Zanesená deprese Stará jímka, ležící na severozápadním svahu Poledníku, je také ledovcového původu. Na německé straně Šumavy jsou to pak jezera: Roklanské, Malé a Velké Javorské. Ledovce na Šumavě zanechaly i různé typy morén, jako například čelní, boční i ústupové (Babůrek et al., 2006; Vočadlova, 2011).

Nezaledněné oblasti byly v glaciálech vystaveny velmi nehostinným periglaciálním podmínkám, s podnebím podobným polární polopoušti nebo tundře. Na Šumavě byl v té době více či méně rozšířený permafrost. Formy reliéfu byly vystavovány silnému mrazovému zvětrávání, které je časem zcela přetvořilo (Kunský, 1974). Z procesů převládala soliflukce a geliflukce na svazích, kryoturpace a mrazové vzdouvání,

kryoplanace a kryopedimentace, ale také již zmíněné mechanické mrazové zvětrávání (kongelifrakce) (Kunský, 1974). Byly vytvořeny například kryoplanační terasy, mrazové sruby, skalní hradby, tory, mrazové srázy, ledové klíny, mrazové kotle, kamenné proudy, mrazové pukliny, a právě také bloková a kamenná moře (Demek et al., 1987; Mentlík, 2003, 2011).

3.1.5 KAMENNÁ MOŘE V ZÁJMOVÝCH LOKALITÁCH

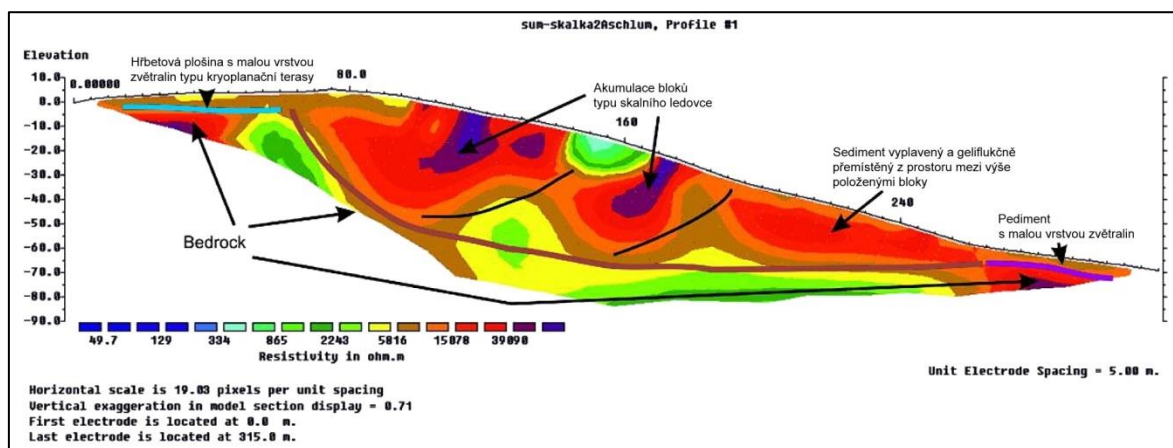
Pro splnění cílů práce byly vybrány dvě lokality s výskytem kamenných moří, které jsou blíže popsány v kap. 2.

Geomorfologií oblasti okolo vrchu Slunečná se detailně zabýval Stacke (2008), který zpřesnil výsledky mapování skalních výchozů zmapované Mentlíkem (2006), a také doplnil databázi o několik dalších skalních výchozů v oblasti Kamenného vrchu. Morfometricky analyzoval 10 objevených kamenných moří a na základě této analýzy navrhnul úpravu Žurawkovy klasifikace kamenných moří pro šumavské podmínky (Žurawek et al., 2005). Beranová (2009), která se zabývala mapováním všech blokových akumulací v české části Šumavy z map a ortofotosnímků nezmapovala v této lokalitě žádné kamenné moře.

Kamenné moře na západním svahu vrcholu Skalka bylo zkoumáno již v několika odborných pracích (Bouda, 2011; Mentlík, 2006, 2011;). Za nejzásadnější lze považovat práci Mentlíka (2011), který mimo jiné na tomto kamenném moři ověřoval svoji hypotézu rozčleněného etchplainu na Šumavě. Možný pohyb kamenů zkoumal pomocí analýzy směrů delších os bloků a míry opracování bloků. Dále byla na kamenné moře aplikována geofyzikální metoda ERT, pro určení mocnosti a vnitřní struktury této formy reliéfu. Jak je vidět na obr. 11, profil byl veden přes hřbetovou plošinu Skalky a západní svah. Dílčí výsledky práce, vyvozené z morfometrické analýzy a geofyzikálního průzkumu, zobrazeného na obr. 11, jsou popsány níže:

1. nejvýše položená vrstva skalního podloží (bedrock na hřbetové plošině) je mírně ukloněna západním směrem, což by napomáhalo pohybu materiálu z plošiny na svah.
2. Kamenné moře na západním svahu Skalky tvoří kameny o průměrné délce nejdelší osy $a = 0,46$ m ($n = 100$); mezi těmito kameny chybí jemnější frakce, která nebyla zjištěna ani při rozebírání do hloubky 1 metru.
3. Maximální hloubka akumulace se zřejmě pohybuje mezi 20-30 metry.

4. Kamenné moře není homogenní, ale skládá se ze tří částí.
5. Za důkaz transportu klastů by mohl být považován fakt, že klasty níže po svahu mají hrany více zaoblené, a také jsou v průměru menší (průměr 0,42 m) než klasty položené výše (průměr 0,50 m); dalším možným důkazem je orientace nejdelší osy klastů, která je nejčastěji přibližně kolmá na spádnicí.



Obr. 11: Geofyzikální profil na hřbetové plošině a přilehlém západním svahu Skalky. Převzato z Mentlík, 2011.

Mentlík (2011) dochází k závěru, že kameny tvořící moře na západním svahu Skalky byly kongelifrací odlomeny na skalních výchozech hřbetové plošiny, odkud byly transportovány na západní svah. Na svahu byly přenášeny a po roztání ledu stabilizovány. To vše podporuje hypotézu rozčleněného etchplainu.

Na Mentlíkův průzkum navázal Bouda (2011), který se zabýval sledováním mikroklimatických podmínek na kamenném moři na západním svahu Skalky, s důrazem na ověření vnitřního cirkulačního systému v kamenném moři a s tím související možnost výskytu sporadického permafrostu, či dokonce ledových čoček. Na základě mikroklimatických měření a rozboru geofyzikálního profilu došel Bouda k závěru, že na daném kamenném moři se sporadický permafrost nevyskytuje. Dodává ale, že ověření existence dočasných ledových čoček se nedá stoprocentně ověřit mikroklimatickým měřením, ani geofyzikální metodou ERT. Přítomnost ledových čoček by se podle Boudy dala ověřit rozsáhlejším geofyzikálním výzkumem, při kterém by byla využita metoda seismické tomografie.

3.2 KAMENNÉ MOŘE

Tento velmi rozšířený pojem má v odborné literatuře řadu rozdílných interpretací. Tyto interpretace se od sebe liší v názoru na způsob vzniku, ale také v názoru na období vzniku. Detailnější popis této formy reliéfu umožní ji diferencovat od dalších blokových akumulací, jako je například suťové pole, kamenný proud atd. Širokou veřejností se některé pojmy v praxi často zaměňují, možná proto, že se mohou vyskytovat velmi blízko u sebe, nebo dokonce přecházet jeden v druhý (Wilson, 2007).

V české a zahraniční literatuře se vyskytuje řada synonym: balvanové moře, blokové pole, blokové moře v češtině, blockfield, boulder field, nebo stone field v angličtině, blockmeer, blockfeld, či felsenmeer v němčině.

V české terminologii považuje Rubín (1982) za kamenná moře: „*balvanové, nebo hranáčové horizontálně až subhorizontálně uložené akumulace, vzniklé buď úplným rozpadem skalních hradeb, torů, rozsáhlých skalních výchozů, anebo obnažením balvanů ze zvětralinového pláště*“. Typickým příkladem může být kamenné moře na obr. 4. Do skupiny blokových akumulací je možné spolu s kamennými moři přidat skupinu blokových polí, ve kterých dosahují bloky až desetimetrových rozměrů s meziprostorovými dutinami, které nejsou vyplněny organickým materiálem nebo půdou (viz obr. 12). Další skupinou by mohla být naopak suťové pole, kde se nachází menší kameny bez velkých meziprostorových dutin (Vítek, 1997). Na prudších svazích, kde sklon přesahuje 35° se již nehovoří o kamenných mořích, či blokových polích, ale o blokových proudech (Huggett, 2011) (viz obr. 13)



Obr. 12: Blokové pole v oblasti národní přírodní rezervace Čertova stěna. Převzato od Richenza, 2003.



Obr. 13: Blokové proudy na svahu v pozadí. Převzato od Clarke, 2009.

Whalley (2000) popisuje kamenná moře jako poměrně velké plochy s malým sklonem svahů. Matečnou horninu, respektive skalní podloží, překrývají zvětralé balvany, které jsou často větší než 0,25 m. Washburn (1979) dodává, že aby mohl být útvar označený za kamenné moře, musí být více než 50 % povrchu pokryto kameny. Stejnou podmínku uvádí i Smolová a Vítek (2007).

Kamenná moře se mohou nacházet ve svahovitých a vysoko položených oblastech, ale i v oblastech plochých i nížinatých. Tyto případy jsou známy pouze z oblastí polárních regionů, kdy například Whalley (2000) uvádí záznamy ze Skandinávie. Častěji se kamenná moře vyskytují v horských oblastech mírných zeměpisných šířek, kde jsou vázány na puklinatost skalních výchozů (Encyclopedia of Geomorphology, 2004).

Existuje několik hledisek, podle kterých se dají kamenná moře klasifikovat. Například podle rozdílu mezi místem vzniku a současným místem výskytu jsou kamenná moře autochtonní, para-autochtonní, nebo alochtonní (Encyclopedia of Geomorphology, 2004).

1. Autochtonní kamenná moře vznikají rozrušením skalního podloží. Jsou lokalizována na místě jejich vzniku, lze tak hovořit o vzniku *in situ*. Mohou být hluboké až desítky metrů a nejčastěji se vyskytují na temenech horských hřbetů nebo na místech, kde vystupují plutonické masívy (Rubín, 1982).
2. Para-autochtonní kamenná moře jsou jakýmsi přechodným typem mezi autochtonní skupinou a alochtonní skupinou. Jedná se o kamenná moře, jejichž materiál vznikl

zvětráním matečné horniny, ale v historii prodělal nebo stále prodělává posun po svahu s malým sklonem (Encyclopedia of Geomorphology, 2004).

3. Aloctonní kamenná moře se od autoctonních odlišují tím, že materiál, který je tvoří, nevznikl v místě, kde dnes kamenné moře leží. Jednotlivé bloky musely být přesunuty gravitačními pochody, jako je např. soliflukce. V průběhu historie se postupně začal vyplavovat jemnozrný materiál z meziblokových prostor. Tato kamenná moře bývají často zarostlá vegetací a jednotlivé bloky nemusí být v těsném kontaktu s bloky sousedními (Rea, 2007).

Dalším faktorem, podle kterého mohou být kamenná moře klasifikována, je jejich povrch. Z tohoto hlediska se rozlišují dva typy. Prvním typem jsou kamenná moře, která jsou tvořena pouze různě velkými nakupenými kameny (pro tento typ se používá anglický termín: *openwork blocky surface*, volně přeložen jako kamenné moře s otevřenou strukturou) (viz obr. 4). Druhým typem jsou kamenná moře, ve kterých jsou bloky srovnány a uloženy v jemnozrné matrix. V tomto případě v nich lze nalézt o poznání lépe vytríděný materiál, který se může podobat až strukturním půdám (Rea, 2007).

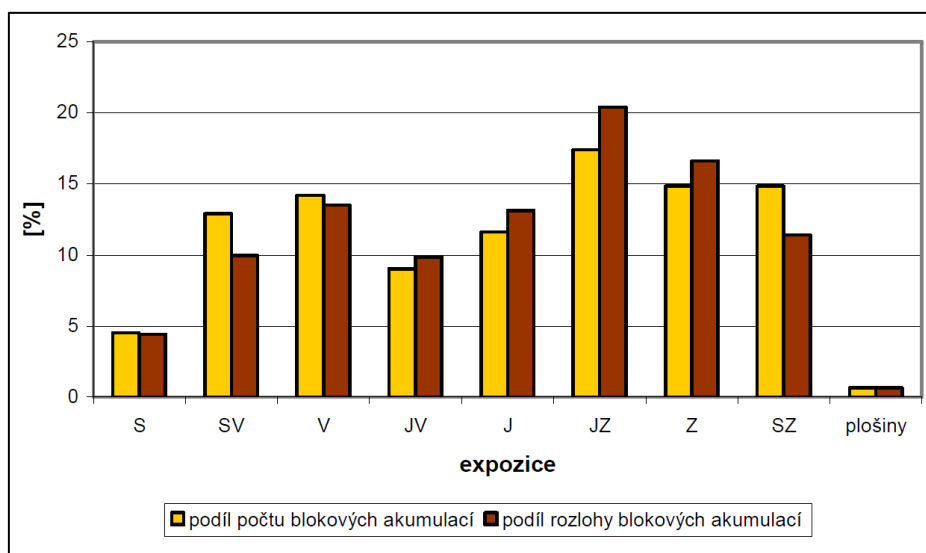
3.2.1 FAKTORY OVLIVŇUJÍCÍ VZNIK KAMENNÝCH MOŘÍ

Jedním z faktorů určujícím vznik kamenných moří je sklon svahu. Malý, nebo žádný sklon zaručuje udržení jemných sedimentů v prostoru mezi bloky, naopak na strmějších svazích dochází k jejich efektivnějšímu odnosu, zejména tekoucí vodou (Whalley, 2000).

Dalším faktorem je typ horniny a její typ odlučnosti, na které, nebo ze které kamenné moře vzniká. Nejtypičtější jsou tvrdé horniny, které mají kvádrovitý, případně deskovitý rozpad (Encyclopedia of Geomorphology, 2004). Jedná se o žuly, ruly a svory, ale také tvrdší pískovce a čediče (Rubín et al., 1986). K důležitým faktorům patří i průběh puklin (Vítek, 1997). Z bazaltů a jiných vyvřelin (např. v Českém středohoří) vznikají díky jejich typické deskovité, nebo sloupcovité odlučnosti charakteristická kamenná moře, někdy nazývaná jako droliny (Vítek, 1997).

Prosová a Sekyra (1961) uvádí, že v horských oblastech Českého masívu se kamenná moře vytvořila na teplých jižních až západních svazích, kde byla možnost největšího působení kongelifrakce. Vliv expozice svahů na rozšíření kamenných moří řeší také Mentlík (2006), který vysvětluje jejich menší výskyt na severních a východních

svazích v oblasti Prášílského jezera právě chladnou orientací. Převládající orientaci vůči světovým stranám kamenných moří na české straně Šumavy také řešila Beranová (2009). Z GIS analýz dospěla k výsledkům, že nejvíce blokových akumulací leží na svazích s jihozápadní expozicí (přes 17 %) a druhá nejrozšířenější orientace blokových akumulací je západní, kterou má okolo 15 % zkoumaných kamenných moří. Výsledky GIS analýz jsou zobrazeny na obr. 14. (Beranová, 2009).



Obr. 14: Zastoupení blokových akumulací dle expozičního svahu. Převzato z Beranová, 2009.

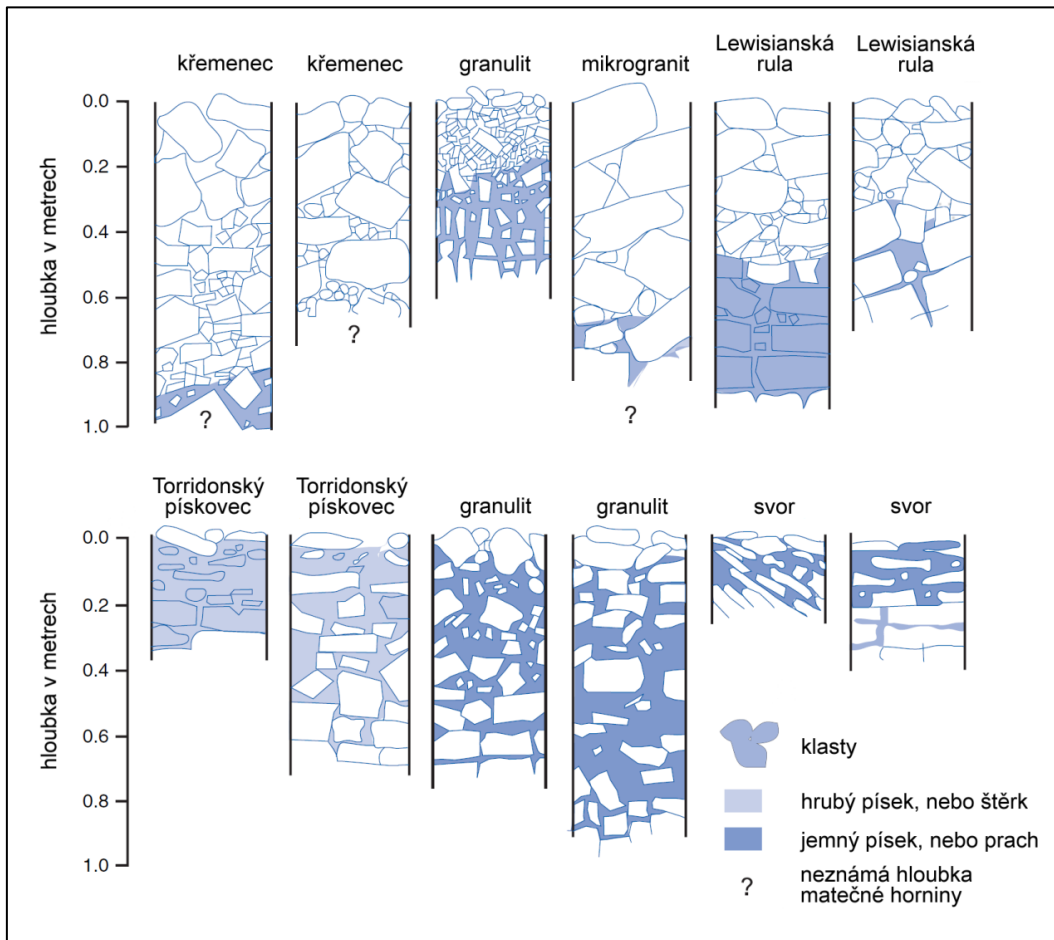
Hloubka kamenných moří vyskytujících se na plošinách se pohybuje v rozmezí od 0,5 metru do 1 metru naopak kamenná moře, případně kamenné proudy skládající se z naakumulovaných balvanů na dně údolí mohou dosahovat hloubek i přes 10 metrů (Encyclopedia of Geomorphology 2004).

Kamenná moře se mohou lišit i profilem. Jednotlivé profily mohou mít rozdílnou hloubku vrstvy bloků, mezi nimiž není žádný jemnozrný materiál tvořící matrix, nebo naopak typem materiálu vyplňujícího meziblokové prostory (Rea, 2007). Ballantyne (1998) tak na základě struktury profilu kamenného moře stanovuje tři typy profilů, zobrazené na obr. 15.

Typ 1: je převážně tvořen klasty s otevřenou strukturou. Pro tento typ je charakteristické, že vrstva vyplňujícího materiálu leží poměrně hluboko pod povrchem (na obr. 15. reprezentován 1. až 6. profilem).

Typ 2: je tvořen klasty, které jsou uloženy v písčité matrix; písek vyplňující prostory mezi bloky se nalézá v celé hloubce profilu (na obr. 15 reprezentován 7. a 8. profilem).

Typ 3: představuje případ, kdy jsou klasty uloženy v prachovo-jílovité matrix; v tomto typu lze nalézt důkazy o mrazovém třídění (na obr. 15 reprezentován 9. až 12. pr.).



Obr. 15: Profily kamennými moři na severovýchodě Skotské vysočiny. Nahoře (1. – 6. profil) zobrazena kamenná moře s otevřenou strukturou, typ 1. Dole (7. a 8. profil) zobrazena kamenná moře typu 2, kde je matrix tvořena hrubozrnným pískem. Dole (9. – 12. profil) kamenná moře 3. typu, kde je matrix tvořena jemnějším materiálem. Upraveno dle Ballantyne, 1998.

Kamenná moře jsou často výsledkem mechanického zvětrávání, jehož produktem jsou ostrohranné kameny a úlomky (Whalley, 2000). Demek (1987) ale uvádí, že kamenná moře mohou být tvořena i zaoblenými žokovitými balvany, jež jsou výsledkem dlouhodobého chemického zvětrávání. Takto zvětralé bloky se pak dostaly na povrch odnosem zvětralinové vrstvy (Demek, 1987). Whalley (2000) doplňuje tuto myšlenku informací, že hranatost kamenů může být snížena dalším recentním zvětráváním, proto všechny zaoblené kameny nemusí být výsledkem chemického zvětrávání. Rea (2007) ještě uvádí, že ostrohrannost kamenů je důkazem pouze mechanického zvětrávání, nikoli však důkazem působícího chladného, či teplého klimatu.

3.2.2 VZNIK A STÁŘÍ KAMENNÝCH MOŘÍ

Kolem roku 1906 představil Andersson svoji teorii vzniku kamenných moří a kamenných proudů. Jejich původ přisuzoval mrazovému zvětrávání matečné horniny, pomalému pohybu zvětralinových úlomků vlivem soliflukce a následnému znehybnění díky eluviaci jemných sedimentů z vyšších vrstev (Encyclopedia of Geomorphology, 2004). Ačkoli tento všeobecný model byl a stále je obecně uznáván, v publikacích Dredge (1992), Encyclopedia of Geomorphology (2004), Rea (2007) Rea et al., (1996) se objevují další teorie o vzniku a původu kamenných moří.

1. Kamenná moře jsou postglaciálního stáří.

Z této teorie vyplývá, že kamenná moře vznikala v holocenních klimatických podmínkách. Nikoli tedy v období střídání glaciálů a interglaciálů. Což znamená, že tato kamenná moře jsou stará méně než 10 000 let. Vznik je vázán na velmi rychlé mrazové zvětrávání. Dredge (1992) považuje karbonátová kamenná moře na poloostrově Melville a ostrově Igloolik (Kanada) za tvary holocenního stáří. A to právě díky scénáři velmi rychlého rozrušení matečné horniny. Udává, že právě karbonátové horniny jsou velmi náchylné na rychlý rozpad v důsledku opakovaného zamrznání a roztávání vody. V mnoha případech je ale matečnou horninou velmi odolná metamorfovaná, či vyvřelá hornina, proto je předpokládáno, že samotné postglaciální zvětrávání působící poměrně krátkou dobu by nemohlo vytvořit profil kamenného moře hlubší než jeden metr.

2. Kamenná moře jsou pleistocenního stáří.

To by znamenalo, že tyto útvary vznikaly v pleistocenních klimatických podmínkách. Dané kamenné moře musí přečkat jeden cyklus glaciál-interglaciál, proto minimální věk těchto kamenných moří by byl shodný s formováním glaciálu Weichsel (před 115 tis. lety). Mechanické mrazové zvětrávání je, stejně jako v předchozím případě, hlavním procesem při utváření této skupiny kamenných moří. Pleistocenní kamenná moře se také vyznačují velkou mocností, hlubokou vrstvou zvětralin, vzhledem k poměrně dlouhé době působení mechanického zvětrávání. Díky možnosti abnormálního zvýšení povrchové teploty na kamenném moři existuje i jistá pravděpodobnost, že na horninu v průběhu času působilo (i když slabě) chemické zvětrávání. Toto zvětrávání bylo pravděpodobně nejintenzivnější v průběhu interglaciálů.

3. Kamenná moře jsou předpleistocenního stáří.

Kamenná moře této třetí skupiny se začínala utvářet již v teplejším, třetihorním prostředí. Později byla vystavena periglaciálním a glaciálním podmínkám, které dnes na mnoha lokalitách už nepanují. Výsledkem teplého, až téměř tropického klimatu, je zvýšená chemická aktivita, která vedla k podpovrchovému zvětrávání ve značných hloubkách. Následně byly bloky, zaoblené chemickým zvětráváním, s drsným materiálem vyzdviženy procesem mrazového vzdouvání. Důkazem velmi starého chemického zvětrávání je množství jílových minerálů. Není samozřejmě vyloučena ani recentní chemická aktivita, která zaobluje hranáče i dnes a vytváří také určité množství jílových minerálů.

Vítek (1997) dodává, že na vzniku rozsáhlých a někdy až desítky metrů hlubokých kamenných moří či blokových polí se mohly v minulosti podílet náhlé události, jako například katastrofická skalní řízení. Ta mohla být vyvolána i podemletím svahu fluviální erozí. Tímto scénářem vysvětluje vznik blokového pole na pravém svahu údolí Vltavy v oblasti Čertova stěna.

3.2.3 SOUČASNÝ STAV GEOGRAFICKÝCH VÝZKUMŮ KAMENNÝCH MOŘÍ

Kamenná moře jsou vědci zkoumána již několik staletí. Ať už kvůli jejich zajímavému vzniku, výraznosti v krajině, specifickému ekosystému, nebo kvůli souvislosti s dalšími geomorfologickými periglaciálními, glaciálními, či klimatickými jevy. Souhrn toho, co, kdy, kde a jak se na kamenných mořích zkoumá, je pro potřeby této práce rozdělen do dvou částí.

3.2.3.1 MAPOVÁNÍ VÝSKYTU KAMENNÝCH MOŘÍ

Rea (2007) uvádí, že kamenná moře je možné nalézt téměř na celém světě. Hlavní regiony rozšíření jsou vázány na periglaciální oblasti, ať už současné (Kanada), nebo historické (Šumava). Kamenná moře se také vyskytují v horách středních zeměpisných šířek (Irsko), nebo na plošinách vyšších zeměpisných šířek (Skandinávie). V oblastech nižších zeměpisných šířek, např. v Tasmánii, Lesothu, nebo v Namibii, je rozšíření sice menší, ale kamenná moře lze nalézt i zde, většinou v horách (Rea, 2007).

3.2.3.1.1 VÝSKYT KAMENNÝCH MOŘÍ V ČR

Podle Vítka (1997) neexistuje v České republice pohoří, kde není výskyt kamenných moří potvrzen. V Krušných horách se vyskytují na skalnatém hřebenu

Vysokého kamene, v Jizerských horách se kamenná moře nacházejí na Stržovém vrchu či na Muchově, v Krkonoších vznikla tato moře v žulách na Malém Šišáku a Vysokém Kole, rozsáhlá rulová kamenná moře pokrývají též svahy Sněžky, nebo Luční hory. V Orlických horách se blokové akumulace nalézají na svazích Koruny a Maruše, v Hrubém Jeseníku rozpadem krystalických břidlic vznikla kamenná moře u Vysoké hole nebo Břidličné hory. Kamenné proudy jsou naopak typické pro Nízký Jeseník (přírodní památka Kamenné proudy u Domašova). V Českém středohoří vznikají typické droliny. Kamenná moře, i když často vyplněna, či z velké části pokryta pískem, lze nalézt i v Broumovských stěnách a Teplických skalách. I v oblasti flyšového pásma vnějších Karpat na Moravě existují záznamy o výskytu blokových akumulací, pro svá kamenná moře je typická právě Šumava.

3.2.3.1.2 VÝSKYT KAMENNÝCH MOŘÍ V ČESKÉ ČÁSTI ŠUMAVY

Mapováním kamenných moří v české části Šumavy se zabývala Beranová (2009). Uvádí zřejmě nejznámější blokové akumulace na Šumavě, které se nachází v již zmíněné lokalitě Čertova stěna na pravém břehu Vltavy, v sousedící lokalitě Luč na levém břehu Vltavy nebo v oblasti Plešného jezera. Další kamenná či bloková moře lze nalézt v okolí Trojmezné, Špičáku, Poledníku, v blízkosti jezera Laka, jihozápadně od obce Nicov a poblíž řeky Losenice. Dalšími oblastmi výskytu kamenných moří jsou vrch Valy, Šafářův vrch, vrch Na Hradě, Popelná hora, nebo hřeben Václaváku (Beranová, 2009).

3.2.3.2 OSTATNÍ GEOGRAFICKÉ VÝZKUMY

Do druhé skupiny byly zařazeny ostatní geografické výzkumy. Kamenná moře jsou totiž zajímavými vědeckými lokalitami pro vědy jako je paleoklimatologie, glaciologie, klimatologie, morfometrie, geomorfologie i geofyzika a spoustu dalších.

3.2.3.2.1 KLIMATOLOGICKÉ VÝZKUMY KAMENNÝCH MOŘÍ

Je dokázáno, že určitá kamenná moře ovlivňují svoje nejbližší klimatické okolí, stejně tak jako jej ovlivňují například řeky, nebo úzké a hluboké kaňony (Sawada et al., 2003). V kamenných mořích vzniká specifické mikroklima a ještě specifičtější cirkulační systém, který jej výrazně ochlazuje, zejména jeho spodní část. V nižších partiích kamenných moří může následně dojít k utvoření ledových čoček, nebo sporadického permafrostu (Bouda, 2011). Tento klimatický jev je pozorovatelný i pouhým okem. V zimních měsících, když je kamenné moře pokryto souvislou vrstvou sněhové pokrývky, je možné ve vyšších partiích kamenných moří nalézat díry, jakési průduchy,

kterými je zajišťován odchod relativně teplejšího vzduchu z kamenného moře (Sawada et al., 2003).

3.2.3.2.2 PALEOKLIMATOLOGICKÉ A GLACIOLOGICKÉ VÝZKUMY KAMENNÝCH MOŘÍ

V pleistocénu bylo klima jednotlivých regionů na Zemi více či méně určováno rozšířením horských, ale hlavně kontinentálních ledovců. V jižním Norsku nebo ve Skotské vysočině (Nesje et al., 1988) se předpokládá, že hranice nadmořské výšky, pod kterou se kamenná moře ještě nachází a nad kterou již ne, by mohla být totožná s trimeline (linie označující maximální vertikální rozšíření posledního zalednění v dané lokalitě). Tento fakt platí samozřejmě pouze pro autochtonní kamenná moře. Pokud by tato hypotéza platila, byl by tento fakt v paleoglaciologii poměrně zásadní, protože by umožňoval přesné určení mocnosti ledu v dané lokalitě (Rea, 2007). Existují ale kamenná moře, u kterých je jasně dokázáno, že doslova přežila poslední glaciální maximum pod ledovcovou masou. Proto nemohou být použita pro mapování maximálního vertikálního rozšíření ledovce. Přežila pouze díky tomu, že nad nimi byl rozšířen ledovec se studenou bází (Encyclopedia of Geomorphology, 2004), který se pohybuje v určité výšce nad horninovým podkladem, a proto dochází k velmi malé nebo žádné erozi (Dredge 1992; Kleman a Borgstrom 1990). Fakt, že kamenná moře nemohou být použita pro vymezení trimeline, potvrzuje i Dahl (1966).

3.2.3.2.3 GEOMORFOLOGICKÉ A MORFOMETRICKÉ VÝZKUMY KAMENNÝCH MOŘÍ

Geomorfologické výzkumy na kamenných mořích popisují nejen procesy vzniku kamenných moří, ale i procesy jejich dotváření a přetváření. Hypotézy by nešly stanovit bez provedení morfometrických měření, při kterých se zjišťuje například velikost jednotlivých klastů, nebo zaoblenost jejich hran a rohů, která úzce souvisí s různými typy zvětrávání.

Fjellanger et al. (2006) na základě morfometrické analýzy a datování odhalení skalního povrchu pomocí izotopu ^{10}Be vyvrátil hypotézu představenou výše Nesjem v kap. 3.2.3.2.2 (Nesje et al., 1988), když na poloostrově Varanger (severní Norsko) zjistil, že všechna zkoumaná kamenná moře přežila nejméně jedno mocné zalednění, a proto nemůže být spodní hranice rozšíření kamenných moří použita k určení maximálního vertikálního rozšíření ledovce.

Dlouhodobě se zabývá geomorfologií Šumavy Mentlík (2000, 2003, 2006, 2011). V oblasti Velkého Ostrého se věnoval geomorfologickému mapování. Toto mapování bylo zaměřeno zejména na kryogenní a glacigenní tvary. V této lokalitě se podle něj nacházejí jak kamenná moře tvořena zaoblenými žulovými balvany (někde částečně zarostlá), tak i svorové akumulace se 100% výskytem hranáčů, které jsou vázány na kryogenní pochody (Mentlík, 2000). Při mapování glaciálních forem georeliéfu v okolí Prášílského jezera stanovil zřejmě nejnižší položenou glaciální formu, kterou představuje žulový stupeň, kterému předchází kamenné až balvanové moře (Mentlík, 2003). Geomorfologicky a morfometricky mapoval skalní výchozy a přilehlá kamenná moře v okolí vrchu Slunečná (Mentlík, 2006). V rámci své habilitace se mimo jiné detailněji zabýval kamenným mořem v okolí Prášílského jezera. Geomorfologicky a morfometricky zanalyzoval toto kamenné moře, související s kryoplanační terasou na západním svahu Skalky (1237 m n. m.). Později stanovuje hypotézu, že toto kamenné moře vzniklo mrazovým zvětráváním s nevýrazným chemickým zvětráváním (Mentlík, 2011).

3.2.3.2.4 GEOFYZIKÁLNÍ VÝZKUMY KAMENNÝCH MOŘÍ

Detailnímu popisu principu neinvazivního průzkumu podpovrchového prostředí geofyzikálními metodami se detailně věnuje kap. 3.3. Pomocí geofyzikálního průzkumu je možné zjistit například mocnost, respektive hloubku a vnitřní strukturu daného kamenného moře.



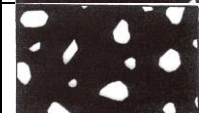
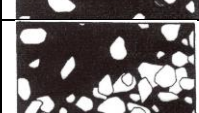
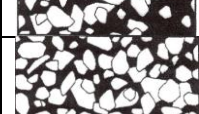
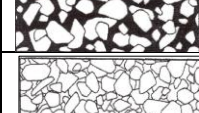
Aplikací jednotlivých geofyzikálních metod na typy reliéfu, více či méně podobného kamenným mořím, se v Evropském regionu nejvíce zabývá Sass (2006 a 2007), Otto a Sass (2006) a Schrott a Sass (2008). Sass (2006) použil podle něj, tři nejběžnější geofyzikální metody (georadar, elektrické odporové tomografie a mělkou refrakční seismiku) k určení vnitřní struktury kamenné akumulace v Lechtalských Alpách. Za nejúčinnější metodu pro průzkum osypových kuželů považuje georadar. Také uvádí, že pouze kombinace více geofyzikálních metod umožňuje interpretaci dat bez možných zásadních chyb. Srovnáním využitelnosti nejpoužívanějších geofyzikálních metod pro průzkum kamenných svahů se věnovali Otto a Sass (2006). Vhodnost metody hodnotili podle dosažených výsledků, nároků na vybavení a požadovanou tělesnou zátěž a také podle času měření. Opět uvádí nutnost aplikace více geofyzikálních metod. Za

nejvhodnější metodu pro geofyzikální výzkum těchto forem reliéfu považují použití georadaru a mělké seismické refrakce.

Přednosti a limitace nepoužívanějších geofyzikálních metod shrnuli Schrott a Sass (2008). Znovu uvádí nezbytnost kombinace více geofyzikálních metod, které jsou v geomorfologii vhodné pro širokou škálu tvarů reliéfu a přírodních prostředí, jako například osypové kužely, sesuvy, komplexní údolní sedimenty, krasové oblasti a kamenná moře.



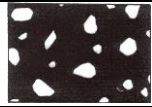
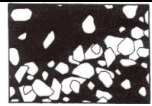
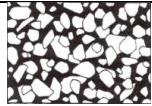
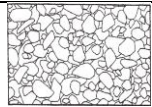
3.2.4 KLASIFIKACE KAMENNÝCH MOŘÍ

Klasifikací svahů z větší či menší části pokrytých kameny a balvany se zabýval Żurawek et al., (2005). Svahy s naakumulovanými kameny v masivu Ślęza v jihozápadním Polsku klasifikoval do šesti tříd podle koncentrace bloků. Tyto třídy jsou uvedeny níže na obr. 16. Dospěl k závěru, že mezi koncentrací kamenů a nadmořskou výškou neexistuje žádná významná korelace, stejně tak orientace svahu nijak neovlivňuje koncentraci kamenů. Naopak byla nalezena závislost na sklonu svahu (Żurawek et al., 2005).

Piktogram	Kategorie	Popis
	B1	Vzácné bloky na svahu (pouze velmi málo přítomných bloků)
	B2	Roztroušené bloky (většina bloků je od sebe oddělena vzdáleností, která je 10 krát větší než jejich průměr)
	B3	Volné pokrytí bloky (většina bloků je od sebe oddělena vzdáleností, která je pouze několikrát větší než jejich průměr)
	B4	Přechodný typ (kde koncentrace bloků je taková, že se sami sebe navzájem dotýkají, ale dochází i k případům volného pokrytí bloky)
	B5	Husté pokrytí bloky (většina bloků je v kontaktu s okolními bloky, ačkoli je mezi nimi pořád dost půdy na to, aby zde mohly růst stromy)
	B6	Kamenné moře v užším slova smyslu (kamenná forma s otevřenou strukturou, stromy zde nemohou růst)

Obr. 16: Żurawkova klasifikace kamenných polí. Upraveno dle Żurawek et al., 2005.

Mapováním a určováním třídy kamenných moří na Šumavě se částečně věnoval Stacke (2008), který Žurawkovu klasifikaci upravil na šumavské poměry a třídu B3 rozděluje na 2 podtřídy. Jeho upravená klasifikace je zobrazena na obrázku obr. 17.

Piktogram	Kategorie	Popis	
	B1	Ojedinělé kameny	
	B2	Shluky kamenů (ojedinělé skupinky bloků)	
	B3a	Spojité ostrůvky (větší než 100 m ²)	ojedinělé
	B3b		častější
	B4	Souvislé plochy zalesněné, místy přerušované, bez spodního laloku	
	B5	Souvislá kamenná moře zalesněná, hlína mezi bloky	
	B6	Souvislá kamenná moře nezalesněná, bez hlíny mezi bloky	

Obr. 17: Upravená Žurawkova klasifikace kamenných polí. Převzato z Stacke, 2008.

3.3 GEOFYZIKA A GEOFYZIKÁLNÍ METODY

Geofyzika je hraniční vědní obor, který se zabývá zkoumáním přirozených fyzikálních jevů na zemském povrchu. Využívá, ale zároveň doplňuje získané poznatky ze strukturní a všeobecné geologie, fyziky, seismologie, geotermiky, geomorfologie, ale i z moderních statistických metod (Mareš et al., 1990). Jednotlivé geofyzikální metody poté slouží k neinvazivnímu získání informací o podpovrchovém prostředí. Tyto metody pracují na základě analýzy fyzikálního pole a fyzikálních parametrů hornin, které toto pole prostupuje. Neinvazivní nebo někdy též nedestruktivní jsou proto, že zemský povrch není nutné „otvírat“, za účelem získání informací o stavu horninového prostředí. Geofyzikální průzkum by měl dodržovat zásadu komplexnosti (použití více geofyzikálních metod na jeden cíl), která později zaručí jednoznačnější interpretaci výsledků (Karous, 1999).

Existuje velké množství geofyzikálních metod, které lze rozdělit do skupin podle fyzikálního principu, na kterém je daná metoda postavena a podle charakteru pole, které je měřeno. Jedná se o metody gravimetrické (zkoumáno tíhové pole), magnetometrické (zkoumáno magnetické pole), radiometrické (radioaktivní pole), geotermické (tepelné

pole), geoelektrické (geoelektrické pole) a seismické (pole elastických vln) (Mareš et al., 1990.).

Při výběru souboru nejvhodnějších geofyzikálních metod je nutné zvážit, co a proč bude zkoumáno. Velmi zásadní roli hrají také limitující faktory, jako je například přístupnost terénu, vliv fyzikálních šumů, nehomogenita okolního prostředí nebo požadovaná přesnost měření (Karous, 1999).

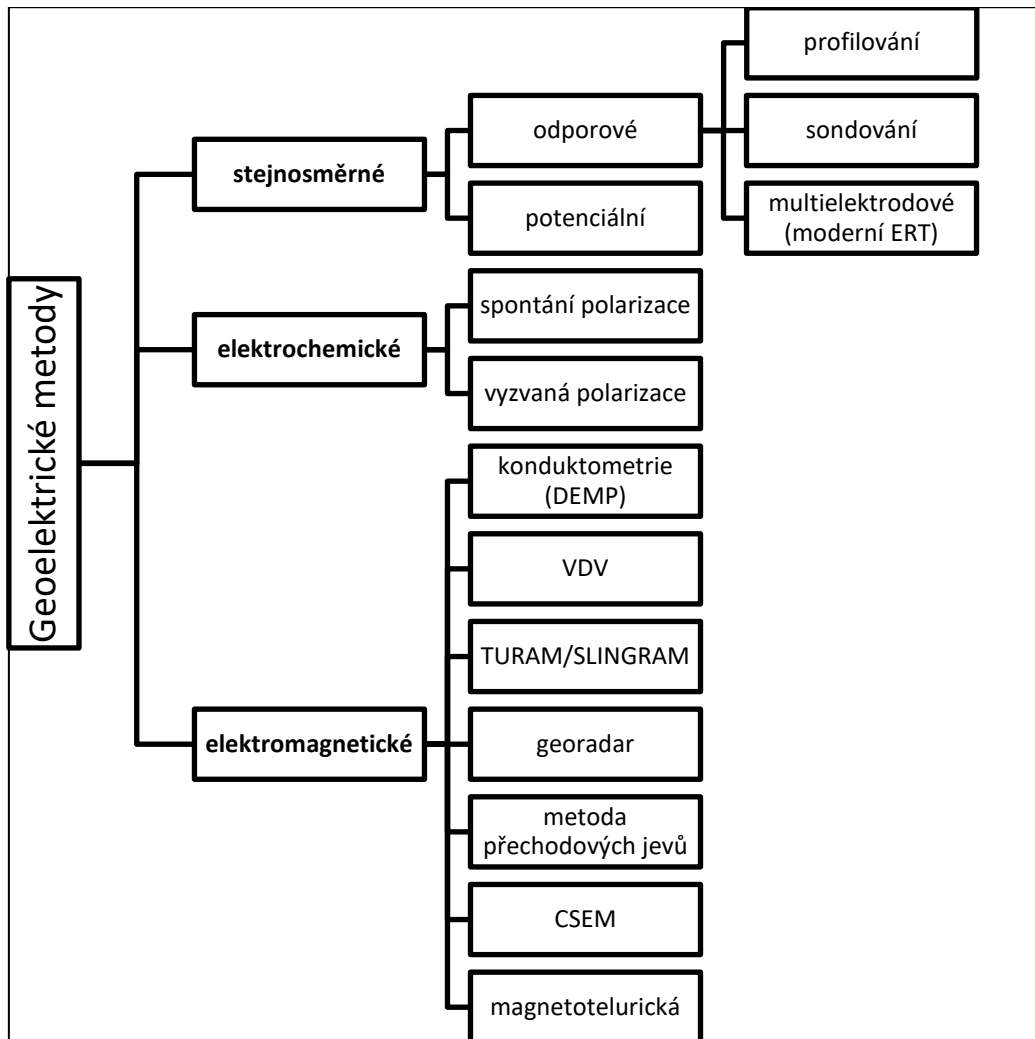
Pro potřeby geofyzikálního výzkumu vybraných kamenných moří na Šumavě byly zvoleny čtyři běžně využívané geofyzikální metody. Tři z těchto metod jsou geoelektrického charakteru a jedna charakteru seismického. Konkrétně se jedná o metodu dipólového elektromagnetického profilování (DEMP), elektrické rezistivní tomografie (ERT), georadaru (GPR) a mělké seismické refrakce (SSR). Přičemž metoda ERT, GPR a Demp patří do skupiny geoelektrických metod a metoda SSR do metod seismických (Mareš et al., 1990). V následujících subkapitolách je ve stručnosti uveden základní pohled na problematiku jednotlivých metod.

3.3.1 OBECNÁ CHARAKTERISTIKA GEOELEKTRICKÝCH METOD

Geoelektrických metod je velké množství a mnohé z nich mají i řadu modifikací, z čehož vyplývá fakt, že tyto metody mají široké spektrum uplatnění při řešení různých geologických a geografických problémů. Rozdělit do určitých skupin lze podle několika hledisek. Pro potřeby této práce bude upřednostněno rozdělení, které je uvedeno na obr. 18. Základními třemi skupinami geoelektrických metod jsou metody stejnosměrné, které jsou založené na zkoumání rozložení elektrického potenciálu, nebo zvýšení či snížení tohoto potenciálu. Nejrozšířenějším typem stejnosměrných metod jsou metody odporové. Dále se jedná o metody elektrochemické, které se nejvíce uplatňují při vyhledávání vodičů I. řádu. Poslední, poměrně početnou skupinou, jsou metody elektromagnetické. Tyto metody jsou teoreticky složitější a jsou založeny na principech zkoumání elektromagnetického pole, ať už přirozeného, či umělého. Svoji složitost vynahrazují tím, že často není vyžadován přímý kontakt zařízení s povrchem (Mareš et al., 1990).

Geoelektrické metody patří mezi nejmladší geofyzikální metody. I přes to, že první aplikace geoelektrických metod byla provedena před více než 150 lety, dochází k jejich hlavnímu rozvoji teprve na počátku 20. století. Nejdříve se uplatňovaly při hledání

rud a ropy (bratři Schlumbergerové). Američan Wenner rozpracoval princip měření zdánlivého měrného odporu. Ve Švédsku vyvinuli geofyzikové Lundberg a Sundberg vhodnější elektromagnetické metody pro detekci rudních ložisek. V ČSSR se geofyzikální průzkum ve větší míře začal aplikovat na geologické problémy až po skončení druhé světové války (Mareš et al., 1990).



Obr. 18: Rozdělení geoelektrických metod dle využití elektro-fyzikálních vlastností. Upraveno dle Klanica, 2014. (ERT: elektrická odporová tomografie, DEMP: dipólové elektromagnetické profilování, VDV: metoda velmi dlouhých vln, CSEM: Controlled Source Electromagnetic)

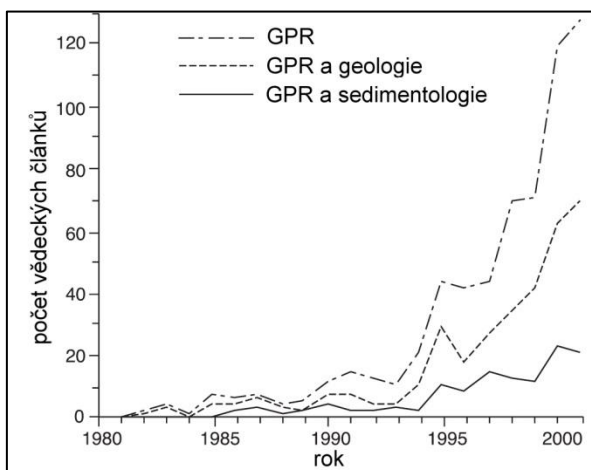
3.3.2 GEORADAR, GPR

Georadar je neinvazivní geofyzikální metoda s vysokým rozlišením. Dá se tedy použít i v chráněných územích nebo v osídlených oblastech. Konkrétně v osídlených oblastech má ale také řadu omezení, zejména z důvodu umělých vodičů, vedení či potrubí. Metoda je založena na vysílání, šíření, odrazu a příjmu vysokofrekvenčních elektromagnetických vln. Tyto vlny jsou vysílací anténou, případně anténami vysílány pod

povrch, kde se odrazí na reflexních rozhraních a jsou přijímány přijímací anténou (Karous, 1999). Dnešní aparatury umožňují sledování průběhu reflexních rozhraní podél měřeného profilu. Lze jím provádět dvojrozměrné (2-D), ale i trojrozměrné (3-D) průzkumy podpovrchového prostředí a má mnoho geologických aplikací, jako například vykreslování mělkých pŕd a hornin ve vysokém rozlišení, lokalizace pohřbených koryt či mapování hladiny podzemní vody. Má ale také několik negeologických využití, např. v archeologii (Brooks et al., 2002). GPR je využíván kvůli širokému spektru jeho použití, ale také kvůli jednoduchosti a rychlosti sběru dat. Také kvůli časté analogii dat se seismickými metodami. Další výhodou je fakt, že při procesu měření nemusí být aparatura nutně v kontaktu s povrchem (Neal, 2004). Bohidar a Hermance (2002) i Neal (2004) ale uvádí poměrně velkou složitost při zpracování a následné interpretaci dat.

3.3.2.1 HISTORIE METODY

Georadar má svůj původ v Německu ve 20. letech 20. století. Vzhledem k nemožnosti digitálního sběru dat byl ale georadar až do 80. let 20. století komerčně nevyužíván (Neal, 2004), což také dokládá obr. 19. Později se díky širokým možnostem využití stává velmi používanou metodou v oborech jako je glaciologie, civilní inženýrství, archeologie a geologie. Od poloviny 90 let se extrémně rozšiřuje zájem o GPR. Tento fakt je zobrazen na obrázku obr. 19. Metoda georadaru tak proniká do dalších geografických disciplín, jako je sedimentologie (Neal, 2004) nebo seismologie (Baradelo, 2016).



Obr. 19: Počet vědeckých článků týkajících se metody GPR. Upraveno dle Neal, 2004.

3.3.2.2 PRINCIP METODY GEORADARU

Metoda georadaru funguje na principu vysokofrekvenčního elektromagnetického signálu o frekvenci 10 – 1000 MHz (Brooks et al., 2002), který je emitován zdrojem

(vysílací anténou, T) do vyšetřovaného prostředí. EM pulzy mohou být vytvářeny polovodičovým zesilovačem (s výkonem do 50 W) nebo jiskřištěm (s výkonem až 20 MW). Současné aparatury, například aparatura zobrazená na obr. 20, umožňují prakticky spojitě sledování po průzkumném profilu, jak je zobrazeno na obr. 21. Komerční radarové systémy se skládají pouze z jedné antény, která zastává funkci jak přijímací tak i vysílací antény, nebo ze dvou až třech oddělených vysílacích a přijímacích antén. V klasických průzkumech jsou antény kolmé na průzkumnou linii, s jejich širšími stranami orientovanými k sobě.



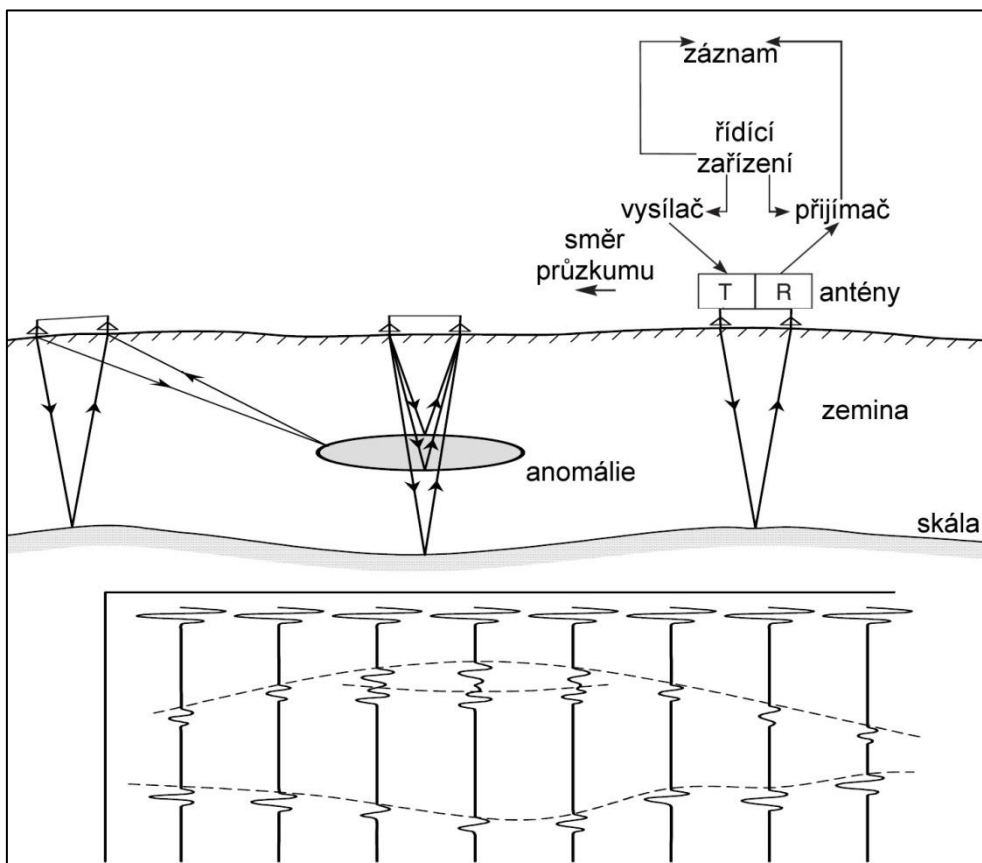
Obr. 20: Aparatura georadaru Ramac X3M od švédské společnosti Malå. Jednotlivé antény, zdroj napájení a monitor s řídicí jednotkou. Převzato z PokladyPodNámi, 2016.



Obr. 21: Ukázka použití georadaru na kamenném moři. Vlastní foto autora, 2016.

Jak se elektromagnetická vlna šíří hlouběji, prochází materiály s odlišnými elektromagnetickými vlastnostmi. Na plochách s rozdílnou relativní permitivitou (která více či méně závisí na vlhkosti), magnetickou permeabilitou a elektrickou vodivostí

(rovnající se obsahu jílových minerálů a solí ve vodou nasycené hornině) je část elektromagnetické energie reflektována zpět k povrchu (Macháček in Vaníček, 2002) a za určitý čas je detekována přijímací anténou (R). Čas mezi vysláním, odrazem a příjmem je označován jako two-way travel time (TWT) a je měřen v nanosekundách (10^{-9} s) (Neal, 2004). Princip metody je znázorněn na obr. 22. Rychlosti šíření pulzů se v geologických materiálech pohybují v rozmezí $0,06-0,175 \text{ m}\cdot\text{ns}^{-1}$ (Brooks et al., 2002), Neal (2004) uvádí rozmezí $0,05-0,2 \text{ m}\cdot\text{ns}^{-1}$.



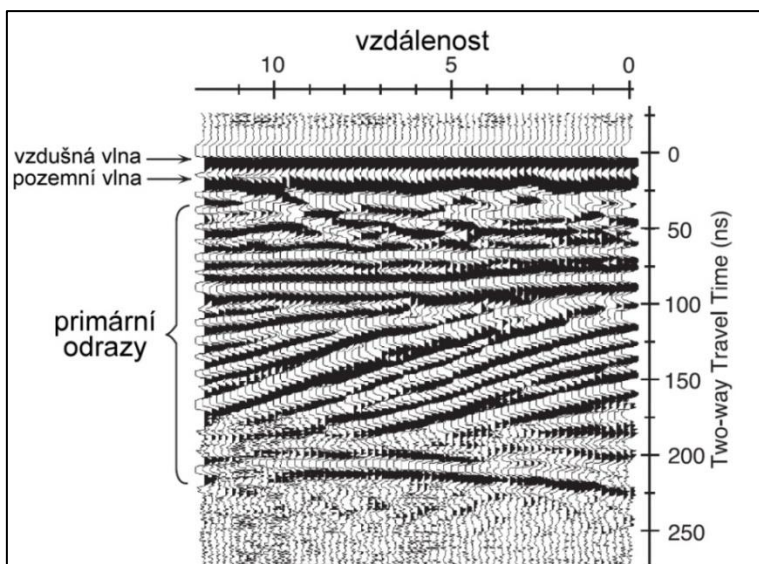
Obr. 22: Funkční schéma metody GPR. V horní polovině ukázka odrazu od matečné horniny nebo od anomálie uložené pod povrchem. V dolní polovině detekce matečné horniny a anomálie z naměřených dat. Upraveno dle Davis a Annan, 1989 a Neal, 2004. (T: vysílací anténa, R: přijímací anténa)

Během měření se antény pohybují podél měřeného profilu a elektromagnetické pulzy jsou do země vysílány v konstantním čase. Měřit lze ale také postupným způsobem, kdy před každým vysláním pulzu je aparatura zastavena, provede se měření, a poté se pokračuje dál. Tento způsob je časově náročnější, ale přináší souvislejší obrazy a vyšší rozlišení (Neal, 2004). Rychlosti šíření elektromagnetických vln ve vybraných prostředích jsou zobrazeny v tab. 1.

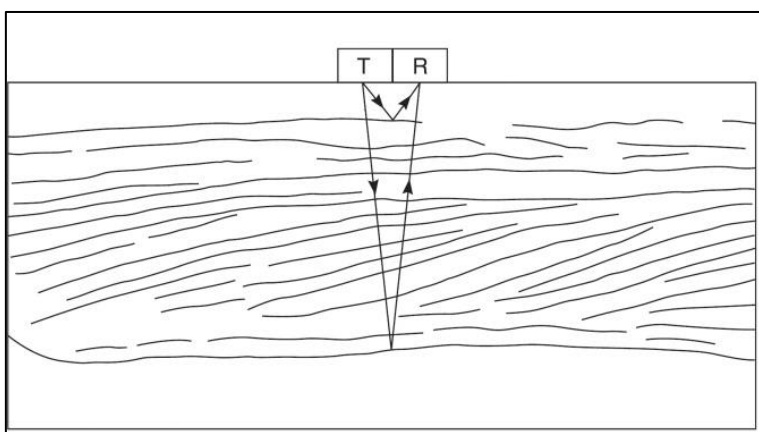
Prvním výstupem z měření je časový řez záznamů, zachycených na přijímací anténě (zobrazen na obr. 23). Na horizontální ose je poloha aparatury podél profilu, vertikální osa je osa časová. Při znalosti rychlosti šíření elektromagnetického impulsu v konkrétním prostředí je tento časový řez snadno převoditelný na řez hloubkový. Odrazy od podpovrchových diskontinuit nejsou jedinými signály na přijímací anténě. První puls, šířící se nad povrchem, který přijde na přijímací anténu, je tzv. vzdušná vlna. K přijímací anténě se šíří rychlostí světla ($3 \cdot 10^8 \text{ m} \cdot \text{ns}^{-1}$). Druhým příchozím signálem na přijímací anténě je signál, šířící se těsně pod povrchem, tzv. pozemní vlna. Tyto dvě vlny částečně překrývají odrazy z nejsvrchnějších vrstev (Neal, 2004).

Tab. 1: Přehled rychlostí šíření elektromagnetických vln ve vybraných geologických prostředích. Upraveno dle: Neal a Roberts, 2000.

prostředí	rychlost elektromagnetických vln ($\text{m} \cdot \text{ns}^{-1}$)	prostředí	rychlost elektromagnetických vln ($\text{m} \cdot \text{ns}^{-1}$)
čistá voda	0,03	provlhčený prach	0,05-0,07
mořská voda	0,01	neprovlhčený jíl	0,09-0,12
neprovlhčený písek	0,1-0,2	provlhčený jíl	0,05-0,07
provlhčený písek	0,05-0,08	neprovlhčený till	0,1-0,12
neprovlhčený štěrkopísek	0,09-0,13	provlhčený till	0,1-0,12
provlhčený štěrkopísek	0,06	rašelina	0,03-0,06
neprovlhčený prach	0,09-0,12	matečná hornina	0,12-0,13

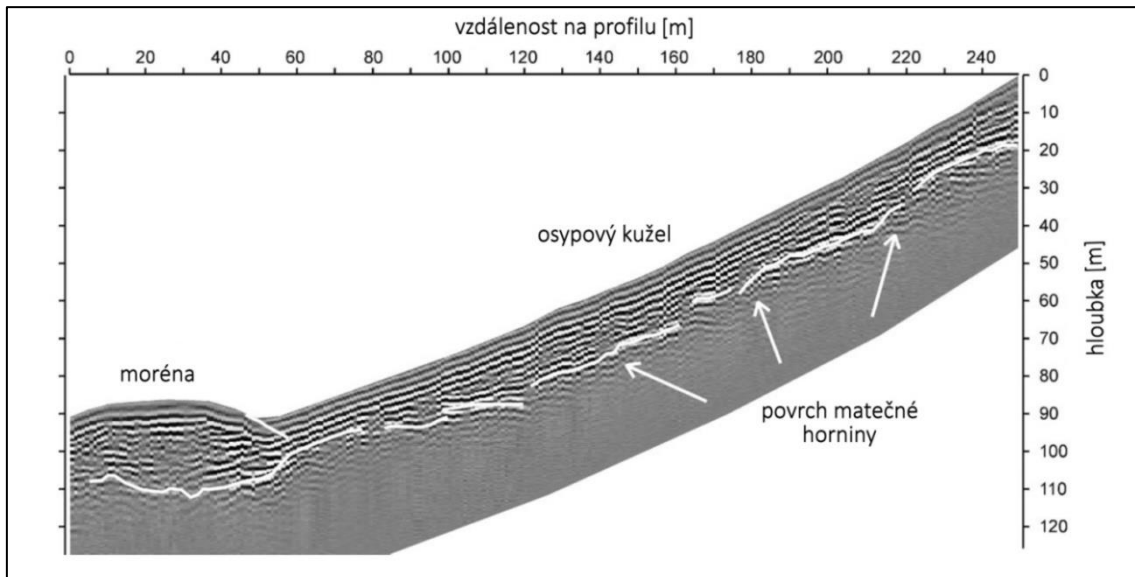


Obr. 23: Profil radarového obrazu získaný z příkladu uložení vrstev zobrazeného na obr. 24. Na obrázku je znázorněna pozice vzdušné a povrchové vlny a primární odrazy. Na horizontální ose je znázorněna vzdálenost na profilu, na vertikální ose je zobrazen TWT čas. Upraveno dle Neal, 2004.



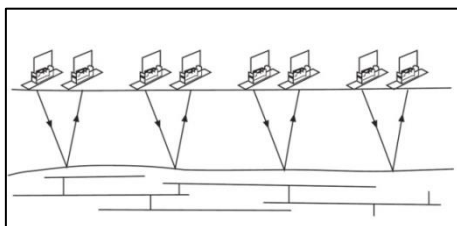
Obr. 24: Možnosti uložení vrstev pod povrchem. Upraveno dle Neal, 2004. (T: vysílací anténa, R: přijímací anténa)

Shromážděná data se zpracovávají v počítačovém programu (např. Reflex-Win od firmy Sandmeier Software). V těchto programech se dají data přehledně vizualizovat, ale také upravovat (např. korekce na reliéf). Výsledné modely pak zobrazují rozložení průběhu rozhraní jednotlivých vrstev (Neal, 2004). Jak lze vidět na obr. 25.

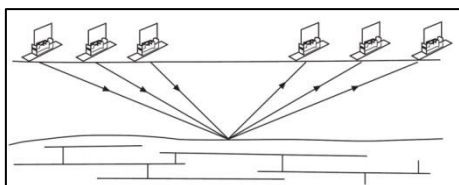


Obr. 25: Výsledky GPR průzkumu. Zvýrazněné bílé linie značí povrch matečné horniny (hloubku osypového kuželu) a rozhraní mezi osypovým kuželem a morénou. Hloubka celého profilu byla vypočítána s použitím hodnoty rychlosti podpovrchového šíření vln $0,14 \text{ m} \cdot \text{ns}^{-1}$, což téměř odpovídá neprovlhčenému štěrkopísku, až písku v tab. 1 a materiálu osypového kužele. Složení morény je jiné, proto i rychlost šíření EM vln je jiná ($0,1 \text{ m} \cdot \text{ns}^{-1}$), proto reálná hloubka morény je menší, než je naznačeno. Upraveno dle Otto a Sass, 2006.

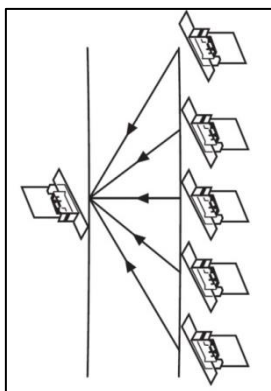
Podle cíle výzkumu se může georadar použít ve třech modelech. První a nejpoužívanější možností je odrazové profilování, názorně zobrazené na obr. 26. Vysílací anténa je fixně velmi blízko k přijímací anténě, nebo se užívá pouze jedna anténa pro vysílání i přijímání. Druhou možností je rychlostní sondování, prováděné podobně, jako sondování u elektrické odporové tomografie. Antény zvyšují vzdálenost mezi sebou a fixním bodem, který se nachází uprostřed. Tato metoda se nazývá common mid-point (CMP) a je stavěna za účelem ukázky změn rychlostí šíření v závislosti na hloubce pod určitým bodem. Princip je zobrazen na obr. 27. Třetím nejméně používaným modelem je metoda prosvícení (transillumination), zobrazena na obr. 28. Při tomto modelu se vysílací a přijímací anténa připevní po stranách výzkumného objektu (pilíř, nebo sloup v dole) a vysokofrekvenčními EM pulzy jej prosvítí (Brooks et al., 2002).



Obr. 26: Schéma modelu odrazového profilování. Převzato z Brooks et al., 2002.



Obr. 27: Schéma modelu rychlostního sondování (CMP). Převzato z Brooks et al., 2002.



Obr. 28: Schéma modelu prosvícení. Převzato z Brooks et al., 2002.

3.3.2.3 OMEZENÍ METODY

Maximální možná hloubka průzkumu se sice pohybuje v prvních desítkách metrů, je však značně proměnlivá. Klesá s rostoucí použitou frekvencí elektromagnetických pulzů. S rostoucí frekvencí se naopak zvyšuje rozlišení výsledného obrazu (projeví se jen ty nehomogenity, jejichž rozměr je větší než délka průzkumné vlny) (Brooks et al., 2002).

Pro názornost: v rozsahu středních rychlostí ($0.1 \text{ m} \cdot \text{ns}^{-1}$) je rozlišení 1 metr, když je použita anténa s frekvencí 25 MHz, 0,25 m za použití 100 MHz antény a pouze 2,5 cm za použití antény s frekvencí 1 GHz (Schrott a Sass, 2008). Na uživateli potom záleží, aby našel pro sebe nejvhodnější kompromis mezi hloubkou průzkumu a kvalitou výsledného obrazu (Brooks et al., 2002). Hloubka průzkumu také klesá s rostoucí vodivostí hornin zkoumaného prostředí. Vodivost může být dána vyšším podílem jílovitých minerálů nebo vyšší nasyceností mineralizované vody (Neal, 2004). Proto má georadar velice špatný hloubkový dosah nad vysoce vodivými horninami, jako jsou například jíly (Klanica, 2014), nebo silně provlhčenými horninami s vysokou hladinou podzemní vody. Jeho aplikace nad těmito materiály je téměř nemožná (Brooks et al., 2002; Schrott a Sass, 2008). Na suchých a elektricky silně odporových suťoviskách může být ale dosažena hloubka 30–60 m. Georadar je také vhodný pro průzkum písčných sedimentů, u kterých lze dosáhnout hloubek 15 až 30 m (Schrott a Sass, 2008).

Podle Słowika (2012) by 250 MHz anténa měla za optimálních podmínek dosáhnout hloubky 4-6 m, v případě antény s frekvencí 100 MHz potom až 10 m, obvykle však spíše 8 m.

I v případě, že je použita nízká frekvence 25 nebo 50 MHz (pro dosažení maximální možné hloubky průniku), GPR stále poskytuje lepší prostorové rozlišení, než standardní geofyzikální techniky. Rychlost výzkumu je relativně vysoká i v nerovném terénu. Je možno zmapovat několik stovek metrů za den. Příkré a skalnaté svahy zpomalují proces měření, jelikož nízkofrekvenční anténa má velké rozměry, a je tak náročné ji nést, nebo posouvat (Schrott a Sass, 2008).

Porce energie vysílaná z nechráněné antény je vyzařovaná i do vzduchu a může být odražena prvky nad povrchem. Tyto odrazy mohou postihnout kvalitu dat. To dělá aplikaci GPR částečně obtížnou v zalesněném terénu, kde lze získat velmi nepřesná, nebo zcela neužitečná data. Měření v lesnaté krajině Schrott a Sass (2008) proto nedoporučují. Tento problém řeší využití stíněných antén (Neal, 2004).

Z výše popsaného vyplývá, že GPR má svůj největší potenciál v arktickém, nebo alpském prostředí, nad horní hranicí lesa, kde je také limitovaný vývoj půd. Velmi efektivní je také při průzkumu mělkých podpovrchových fluvialních usazenin, nebo dokonce i v rašelině, kde je nízká elektrická vodivost podzemní vody (Schrott a Sass, 2008). Steeples (2001) uvádí, že georadar pracuje nejlépe na suchých a hrubozrnných sedimentech. Neal (2004) se domnívá, že díky charakteru šíření elektromagnetických vln je metoda GPR použitelná na nepřiliš komplikované geologické prostředí, s horninami projevujícími se převážně vysokým měrným odporem.

Słowik (2012) uvádí, že základním předpokladem pro geologickou interpretaci výsledných radargramů je existence odrazných (reflexních) rozhraní, kde se mění rychlost šíření EM vlny a vzniká tak odraz. Pro interpretaci (sub)horizontálních struktur, jako jsou např. vrstevní sledy různých hornin (např. flyšové formace), popř. rozhraní mezi jemno- a hrubozrnným materiálem (např. povodňové hlíny vs. šterky) je důležité, aby bylo takové rozhraní víceméně průběžné. Pokud je takové rozhraní v záznamu někde porušeno, lze takovou náhlou změnu interpretovat např. jako puklinu, tahovou trhlinu, popř. zlom. V případě heterogenního, víceméně uspořádaného, blokového pole však nelze průběžná

rozhraní v rámci takové akumulace předpokládat, vyjma kontaktu blokového pole s podložím.

3.3.2.4 VYUŽITÍ METODY

Jak již bylo poznamenáno, metoda georadaru se dá aplikovat na širokou škálu vědeckých problémů (Brooks et al., 2002; Fuchs und Zöller, 2006; Neal, 2004; Schrott a Sass, 2008). Jen v geografii existuje velké množství úspěšných aplikací této metody. Vnitřní strukturu říčních niv pomocí GPR popisoval a vizualizoval Loope et al. (2004) a Beste et al. (2003). Detekci hloubky matečné horniny ve volných sedimentech v arktických a alpínských regionech řešili Overgaard a Jakobsen (2001) a Sass (2006). Völkel et al. (2001) zkoumal vnitřní strukturu pohřbených periglaciálních svahů. Použitím georadaru pro průzkum sesuvů se zabýval Wollny (1999). Mocnost aktivní vrstvy permafrostu stanovil pomocí georadaru Hinkel et al. (2001) nebo Moorman et al. (2003).

Sass a Wollny (2001) a Sass (2006) dosáhli na osypových kuželech hloubky přes 50 metrů, použitím 25 MHz antény. Otto a Sass (2006) s anténou o stejné frekvenci dosáhli hloubky 40 metrů na velkém osypovém kuželu a georadar uvádí jako neúčinnější metodu pro průzkum této formy reliéfu. Sass (2007) se zabýval detekcí matečné horniny a mocností osypových kuželů. Opět uvádí georadar jako neúčinnější metodu pro průzkum tohoto typu.

3.3.3 DIPÓLOVÉ ELEKTROMAGNETICKÉ PROFILOVÁNÍ, DEMP

Metodu DEMP řadíme stejně jako GPR mezi elektromagnetické metody, viz obr. 18. Často se setkáváme také s názvem dipólové induktivní profilování (DIP). Metoda dipólového elektromagnetického profilování je velmi podobná metodě GPR. Tato metoda dnes patří mezi nejrozšířenější z elektromagnetických metod. Jednou z velkých výhod této metody je, že měřicí aparatura nemusí být při provádění měření v kontaktu s povrchem. Může být buď nesena operátorem, nebo je možné setkat se i s případy leteckého dipólového EM profilování, nebo profilování mořského dna (Mareš et al., 1990).

Celkový čas měření pomocí této metody je tak relativně malý. Pro terénní výzkum se nejčastěji používají aparatury CMD. Pro průzkum je nutné připojit k zařízení jednotný řídicí ovladač, zobrazen na obr. 29, do kterého se zaznamenávají naměřená data (GF Instruments, 2012). Pro měření byl využit konduktometr CMD-MiniExplorer zobrazen na obr. 30 a CMD Explorer zobrazen na obr. 31.



Obr. 29: Řídící jednotka CMD. Převzato z GF Instruments, 2012 a Obr. 30: Použití CMD MiniExplorerer na kamenném moři. Vlastní foto autora, 2016.



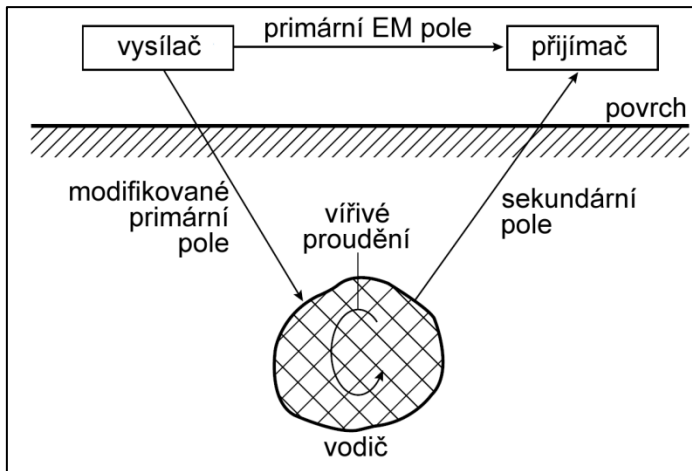
Obr. 31: Ukázka použití DEMS (CMD-Explorer) na kamenném moři. Vlastní foto autora, 2016.

3.3.3.1 HISTORIE METODY

Základy elektromagnetických metod byly položeny švédskými geofyziky Lundbergem a Sundbergem. Tato historická provedení metody, která se ale díky její nenáročnosti na přístrojovou stránku používají ještě dnes. Tyto metody pracují na principu měření úhlu sklonu velké poloosy elipsy polarizace. Těsně po druhé světové válce mělo výsadní postavení v dipólovém elektromagnetickém profilování provedení metody TURAM, které bylo později nahrazeno provedením SLINGRAM, díky širší oblasti využití (Mareš et al., 1990). Provedení SLINGRAM je dnes nejrozšířenější aktivní elektromagnetická metoda (Kaláb, 2009; Macháček in Vaníček, 2002).

3.3.3.2 PRINCIP METODY DEMP

Dipólové elektromagnetické profilování funguje na stejném principu jako metoda georadaru. Hlavní rozdíl mezi těmito metodami jsou hodnoty frekvencí vysílaných elektromagnetických vln. V tomto případě, ať už se jedná o vývojově starší, nebo mladší provedení, jsou vlny generovány magnetickým dipólem. Tento magnetický dipól je nejčastěji vytvářen dvěma cívkami, které jsou různého průměru, orientace i vzájemné vzdálenosti, přičemž jedna cívka se používá jako zdrojová (vysílač) a druhá jako měřicí (přijímač). Tyto dvě cívky se pak v průběhu měření pohybují po měřicím profilu v konstantní vzdálenosti, která je daná pevnou konstrukcí. Pevná konstrukce bývá zajištěna rámem či velkými cívkami (v případě provedení Slingram a Turam), nebo trubkou v případě provedení CMD (Macháček in Vaníček, 2002). Vzdálenost cívek od sebe (od 1 až po několik desítek metrů) a frekvence vysílaných elektromagnetických vln (od 100 Hz až po 10 Hz) určuje hloubkový dosah měření. Se zkracující se vzdáleností mezi cívkami a zvyšováním frekvence klesá maximální dosažená hloubka (Macháček in Vaníček, 2002). Zdrojová cívka vytváří primární elektromagnetické pole, jehož charakteristiky jsou přijímány měřicí cívkou. Toto primární EM pole se šíří jak nad povrchem, tak i pod povrchem. Pokud je podpovrchové prostředí homogenní, šíření pod povrchem se od šíření nad povrchem liší pouze v nepatrném snížení amplitudy. Pokud se ale pod povrchem nachází alespoň částečně vodivé těleso, jsou některé charakteristiky primárního pole změněny a utváří se tak pole sekundární (viz obr. 32). Charakteristiky tohoto pole, jako například úhel sklonu velké poloosy elipsy polarizace, reálná a imaginární část některé ze směrových složek vektoru magnetického pole a parametry polarizace jsou následně zaznamenány na měřicím dipólu. Z těchto dat je následně vypočítána zdánlivá měrná elektrická vodivost (konduktivita), která vyjadřuje střední vodivost nehomogenního prostředí, odpovídající homogennímu prostředí, ze kterého lze za použití stejných podmínek získat stejnou vodivost pro prostředí měřené pod povrchem (Mareš et al., 1990). Vypočítaná zdánlivá měrná elektrická vodivost může být jednoduše převedena na hodnoty zdánlivého měrného elektrického odporu. Měrný elektrický odpor se též nazývá rezistivita, a jeho hodnota je rovna převrácené hodnotě konduktivity. Rozložení konduktivity podél profilu přináší cenné informace o strukturách pod povrchem (Karous, 1999). Rychlosti šíření elektromagnetických vln ve vybraných geologických prostředích jsou zobrazeny v tab. 1.



Obr. 32: Schéma principu dipólového elektromagnetického profilování. Upraveno dle Brooks et al., 2002.

Hlavní výhodou je u DEMP opět rychlost měření a relativně jednoduché zpracování dat. Limitujícím faktorem této metody je však relativně malá hloubka průniku, která se pohybuje pouze v prvních metrech. Hloubka průniku DEMP metody závisí na použité frekvenci, vzájemné vzdálenosti vysílací a přijímací cívky a elektrické vodivosti podpovrchového měření. EM pole jsou oslabována během průchodu skrz zem a jejich amplituda se s hloubkou exponenciálně snižuje (Musset a Khan, 2000).

DEMP metoda se velmi dobře doplňuje s metodou elektrické odporové tomografie (Hrutka a Spěšný, 2011; Musset a Khan, 2000). Při ERT průzkumu může povrchová vrstva s vysokým odporem, např. zmrzlá půda, zamezit dosažení více vodivých, ale níže položených vrstev. Tyto níže položené vrstvy může lépe zmapovat metoda DEMP. Naopak elektromagnetické signály jsou omezeny průchodem vysoce vodivých vrstev, které mohou být lépe zmapovány ERT měřením (Musset a Khan, 2000). Další omezení a výhody dipólového magnetického profilování jsou podobné jako u metody georadaru, protože jsou tyto metody založené na stejném principu.

Bevan (1998) nebo Rogers et al. (1996) považují metody založené na elektromagnetické indukci za poměrně levný, ale velice účinný nástroj pro průzkum fluvialních sedimentů. McNeill (1980) považuje tyto metody za nejvíce vhodné při průzkumu podpovrchových jezerních sedimentů.

3.3.3.3 INTERPRETACE DAT

Získaná data mohou být analyzována a zobrazována ve speciálních počítačových programech, jako je například program Surfer od společnosti Golden Software. Data se

v tomto programu dají také editovat a upravovat. Prvotním výstupem jsou modely rozložení hodnot elektrické konduktivity podél měřeného profilu, nebo na měřené ploše. Tyto modely mohou být převedeny na modely zdánlivého měrného odporu.

Data změřená dipólovým elektromagnetickým profilováním se také dají zobrazit a zpracovávat v programu Res2Dinv. Program pro stažení dat z řídicí jednotky umožňuje data přímo exportovat do Res2Dinv.

Program sám vytvoří imaginární elektrodové uspořádání (více o elektrodovém uspořádání v kap. 3.3.4), které geometricky odpovídá měřeným hloubkám z metody DEMP. Data do tohoto uspořádání převede, a ty lze poté invertovat jako běžné ERT měření. Modely vytvořené touto inverzí mohou pomoci při následné interpretaci dat. Před samotnou inverzí je ale zapotřebí zvážit kvalitu a věrohodnost výsledného modelu. Protože výsledný invertovaný řez je vytvořen pouze ze tří vrstev, vertikální rozlišení není nikterak přesné. Pro zlepšení vertikální přesnosti výsledného modelu lze v programu sloučit měření z různých konfigurací cívek dohromady, tudíž lze získat pět vrstev (kvůli jedné identické hloubce). Bohužel se v programu slučují již vytvořená imaginární elektrodová uspořádání a nikoli primární data. To přináší další problémy, protože uspořádání nejsou identická, svou geometrií se liší a umělé rozestupy elektrod pro různé konfigurace cívek jsou vytvořené také jinak. I přes popsané problémy však mohou mít tyto modely přínos (Brooks et al., 2002).

3.3.3.4 VYUŽITÍ METODY

V geografii je tato metoda hojně využívána pro mapování pohřbených říčních koryt (Bartolino a Sterling, 2000; Evans et al., 2000; Fitterman et al., 1991; Lepařová, 2012; Pin a Ketelle, 1983; Williams a Hoey, 1987; Zalasiewicz a Wilmot, 1986) a říčních teras (Conyers, 2008). Využívá se také pro mapování jílových (Ferguson et al. 1999) či pískových a štěrkových sedimentů (Auton 1991; Kitchen et al. 1996) nebo hladiny podzemní vody (Lahti a Hoekstra, 1991). Mazáč et al. (1988) pomocí DEMP zkoumal rozdíly v prostorovém rozšíření zóny aerace v provlhčených horninách. Výzkum podzemní vody DEMP metodou také řešil Olayinka et al. (2004). Pomocí DEMP se mapují ekologické problémy, jako například šíření kontaminace (Karous, 1999) nebo ekologické zátěže (Macháček in Vaníček, 2002). Hrutka a Spěšný (2011) se zabývali konkrétními příklady využití DEMP. Metodou DEMP ve spojení s jinými geofyzikálními metodami úspěšně zjistili plošný rozsah

bývalé skládky u Zruče, zkoumali vnitřní strukturu štěrkopískové terasy Jizery u Trutnova, posoudili homogenitu masivu u Krásna nebo plošně upřesnili vymezení rašeliniště u obce Fláje. Z výsledků stanovují široké spektrum použití této metody (Hrutka a Spěšný, 2011).

Bobrov et al. (1998), Krasovskiy (1973) nebo Sinha (1977) pomocí DEMP mapovali podpovrchovou strukturu lokalit s výskytem permafrostu s velmi kvalitními výsledky. Průzkum krasových oblastí i za pomoci dipólového elektromagnetického profilování prováděl Putiška et al. (2015), který s DEMP metodou mapoval rozšíření silně karbonizovaných hornin. Využití DEMP pro kontrolu protipovodňových hrází s pozitivními výsledky zkoumal Beneš et al. (2011) nebo Boukalová et al. (2011).

Bohužel o využití dipólového elektromagnetického profilování pro průzkum hustoty, mocnosti nebo vnitřní struktury kamenných moří či podobných forem reliéfu, zatím nebyly nalezeny žádné záznamy.

3.3.4 ELEKTRICKÁ ODPOROVÁ TOMOGRAFIE, ERT

Podobně jako metoda DEMP a GPR patří elektrická odporová tomografie do velké skupiny geoelektrických metod. Jedná se o multielektrodovou variantu stejnosměrných odporových metod. Tento typ je nejmodernější z metod založených na principu měření elektrického odporu. ERT je vhodné zejména pro detailní mělký průzkum profilu, nebo jeho části (Klanica, 2012).

Na rozdíl od metody dipólového EM profilování musí být aparatura při procesu měření v kontaktu s povrchem (Mareš et al., 1990). Dnes je při měření využíváno řídicí jednotky s digitálním zápisem dat řízenou mikroprocesorem a speciálních kabelů. Různí výrobci nabízejí více či méně podobná zařízení. Pro příklad je uvedena aparatura Ares II, obr. 33 a speciální vícejaderný kabel, obr. 34. Účelem ERT výzkumů je určení rozložení podpovrchového odporu pomocí povrchového měření pod určitým bodem, profilem, nebo plochou. Je možné získat 1-D, 2-D nebo 3-D modely podpovrchového prostředí (GF Instruments, 2012).



Obr. 33: Řídící jednotka s mikroprocesorem. Převzato z GF Instruments, 2012.



Obr. 34: Speciální vícejaderý kabel. Převzato z GF Instruments, 2012.

3.3.4.1 HISTORIE METODY

Odporová měření jsou používána již několik desetiletí v hydrologii, těžařství a geotechnických výzkumech. Poměrně nedávno se ale začaly používat i pro environmentální výzkumy. Odporové metody mají svůj původ ve dvacátých letech 20. století, kdy s ní přišli bratři Schlumbergerové (Loke, 2000).

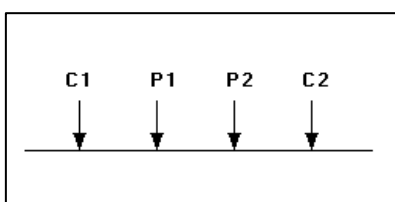
Dnes se rozlišují 2 základní odporové metody: vertikální elektrické sondování (VES) a odporové profilování (OP). Při měření VES zůstává střed uspořádání mezi párem potenciálových elektrod na místě (tedy v místě měření 1-D elektrické sondy), přičemž proudové elektrody se postupně symetricky vzdalují od středu uspořádání. S rostoucí vzdáleností proudových elektrod od středu uspořádání pak narůstá hloubka průniku. Čím dále od sebe proudové elektrody jsou, tím hlouběji se s měřením lze dostat. Výsledkem je potom 1-D měření v podobě vertikální křivky, která popisuje změnu zdánlivého měrného odporu ve vertikálním směru. V případě několika takových VES sond (ležících ideálně v jedné linii) lze poté sestavit také 2-D řez zdánlivého měrného odporu. Tento 1-D průřez se díky své nenáročnosti používá i dnes, například pro zjištění hladiny podzemní vody na určitém místě (Loke, 2000).

Při měření OP je pohybováno stálým uspořádáním s konstantními vzdálenostmi mezi elektrodami podél profilu a prostřednictvím čehož lze získat průběh odporu

v horizontální rovině podél profilu. Hloubka měření potom závisí na konkrétní konfiguraci elektrod, respektive na jejich vzájemné vzdálenosti. S měnící se vzdáleností mezi elektrodami lze sestavit horizontální křivky pro různé měřené hloubky. Obdobně jako u VES lze v případě několika křivek měřených v rámci jednoho profilu sestavit 2-D řez zdánlivých měrných odporů (Karous, 1989).

Modernější 2-D a 3-D průzkumy jsou náročnější na čas, měřící zařízení i na počítačový software, výsledky mají ale širší využití. Proto jsou v současné době 2-D výzkumy vhodným kompromisem mezi získáním velmi přesných výsledků a relativně nízkou cenou.

Jednou z nejzásadnějších inovací je použití multielektrodové technologie, kdy jsou průzkumy prováděny pomocí vysokého počtu elektrod (25 a více). Elektrody jsou spojeny pomocí vícejaderného kabelu, nově vyvinuté počítačové technologie a software dokáží automaticky vybírat aktuální čtyři elektrody pro každé měření (Schrott a Sass, 2008).



Obr. 35: Tradiční uspořádání čtyř elektrod pro ERT měření podpovrchového prostředí. Převzato z Loke, 2000.

3.3.4.2 PRINCIP METODY ERT

ERT měření je obvykle prováděno zaváděním elektrického proudu do země pomocí dvou elektrod C1 a C2, případně A a B a měřením hodnot elektrických potenciálů na dvou potenciálních elektrodách P1 a P2, případně M a N, viz obr. 35. Z hodnot zaváděného proudu (I) a napětí (U), které je absolutní hodnotou rozdílu změřených potenciálů je počítán tzv. zdánlivý měrný elektrický odpor prostředí (p_a):

$$p_a = k \times \frac{U}{I}$$

kde „ k “ je tzv. konstanta uspořádání, popř. geometrický faktor (z angl. *geometric factor*), která závisí na uspořádání všech čtyř elektrod. Na obr. 36 je možné vidět běžné konfigurace elektrod, které se používají v ERT výzkumech. Každé uspořádání má specifický „ k “ faktor. Z měření měrného elektrického odporu lze jednoduše vyjádřit hodnotu odporu, protože:

$$R = \frac{U}{I}$$

proto se v praxi používá pro výpočet hodnot měrného elektrického odporu vzorec:

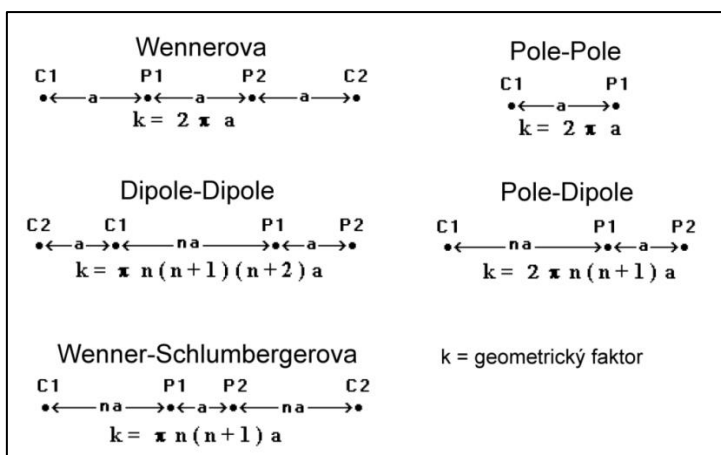
$$\rho_a = k \times R$$

(Loke, 2000).

Vypočítaná hodnota měrného elektrického odporu není skutečný měrný elektrický odpor podpovrchového prostředí, ale zdánlivý měrný elektrický odpor homogenního povrchu, pro který je možné získat stejné hodnoty odporu z různých typů uspořádání elektrod. Vztah mezi zdánlivým měrným elektrickým odporem a skutečným měrným elektrickým odporem je poměrně komplikovaný soubor vztahů (Loke, 2000). K určení skutečného měrného elektrického odporu podpovrchového prostředí musí v počítačovém softwaru proběhnout inverze hodnot zdánlivého měrného elektrického odporu (Schrott a Sass, 2008).

Loke (2000) uvádí, že v praxi se pro 2-D průzkum nejčastěji užívá:

- a) Wennerovo uspořádání (Wenner Alpha)
- d) uspořádání pole-pole
- e) uspořádání dipole-dipole
- f) uspořádání pole-dipole
- g) Wenner-Schlumbergerovo uspořádání



Obr. 36: Běžná uspořádání elektrod používající se při ERT měření a jejich „k“ faktor (popisovaný výše). Upraveno dle Loke, 2000.

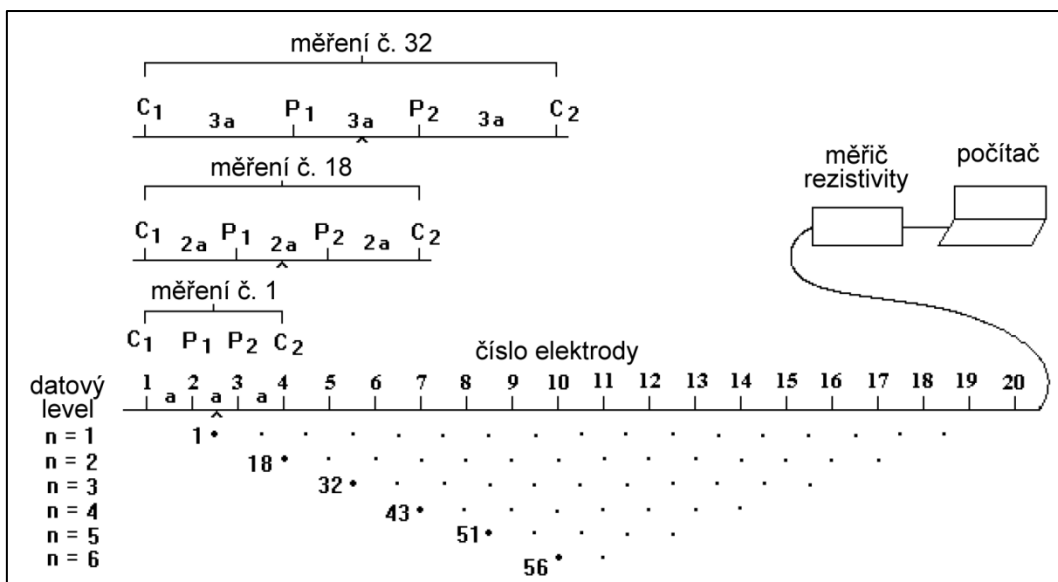
3.3.4.3 NÁSTIN POSTUPU MĚŘENÍ PŘI ERT PRŮZKUMU

Na obr. 37 je ukázána možná posloupnost měření pro Wennerovo uspořádání se systémem dvaceti elektrod, kterou popisuje Loke (2000). V tomto případě je vzdálenost

mezi sousedícími elektrodami „a“. Nejdříve jsou provedena všechna měření se vzdáleností mezi elektrodami 1a. Pro první měření jsou použity elektrody označené čísly 1, 2, 3 a 4. Elektroda 1 je použita jako první proudová elektroda C1, elektroda 2 je první potenciální elektroda P1, elektroda 3 pak druhá potenciální P2 a elektroda 4 je druhá proudová C2. Pro druhé měření jsou použity elektrody 2, 3, 4 a 5. Takto se postupuje až k elektrodám 17, 18, 19 a 20. Pro systém 20 elektrod, uspořádaných ve Wennerově konfiguraci elektrod, je možných 17 (20-3) měření se vzdáleností mezi elektrodami 1a.

Po dokončení měření s rozestupem mezi sousedními elektrodami 1a začíná měření s rozestupem 2a. Prvními elektrodami jsou tedy 1, 3, 5 a 7. Pro druhé měření se vzdáleností 2a jsou pak použity elektrody 2, 4, 6 a 8. Postup je opět opakován až k elektrodám 14, 16, 18 a 20. V druhém sledu měření existuje tedy 14 $[20 - (2 \times 3)]$ možných měření. Stejný proces je pak opakován pro měření se vzdálenostmi 3a, 4a, 5a a 6a.

Čím se zvyšuje vzdálenost mezi elektrodami, tím se počet měření snižuje. Počet měření, které je možno provést pro každé rozmístění konkrétního počtu elektrod, je také závislý na použitém typu uspořádání.



Obr. 37: Posloupnost v postupu měření pro Wennerovo uspořádání. Upraveno dle Loke, 2000.

Proces výzkumu s použitím Pole-Pole uspořádání je podobný jako u Wennerova uspořádání. Pro počet 20 elektrod je nejdříve provedeno 19 měření s rozmístěním 1a, pak 18 měření s rozmístěním 2a a dále 17 měření s rozmístěním 3a.

Pro upořádání Dipole-Dipole, Wenner-Schlumberger a Pole-Dipole je postup výzkumu trochu odlišný. Například pro uspořádání Dipole-Dipole začíná měření s rozmístěním elektrod se vzdáleností $1a$ mezi C1 a C2 (a také mezi P1 a P2). První sekvence měření je prováděna s faktorem „ p “ $p = 1$ (což je poměr mezi vzdálenostmi mezi C1 a P1 a C1 a C2). Následně jsou měření prováděny s $p = 2$ s tím, že vzdálenost C1-C2 zůstává stejná ($1a$). Když $p = 2$, vzdálenost od C1 k P1 je dvakrát větší, než vzdálenost C1-C2. Pro následující měření se „ n “ faktor zvyšuje až k maximální hodnotě 6, po které je přesné měření velmi složité, kvůli nízkým hodnotám potenciálu.

Pro zvětšení výzkumné hloubky se vzdálenost mezi C1 a C2 zvýší na $2a$ a provede se další série měření, kdy se opět mění hodnoty faktoru „ p “. Pokud je to zapotřebí, může být toto opakováno s většími vzdálenostmi mezi C1 a C2. Podobná průzkumná technika může být použita u uspořádání Wenner-Schlumberger a Pole-Dipole, kde se využívají rozdílné kombinace vzdáleností „ a “ a faktoru „ p “ (Loke, 2000).

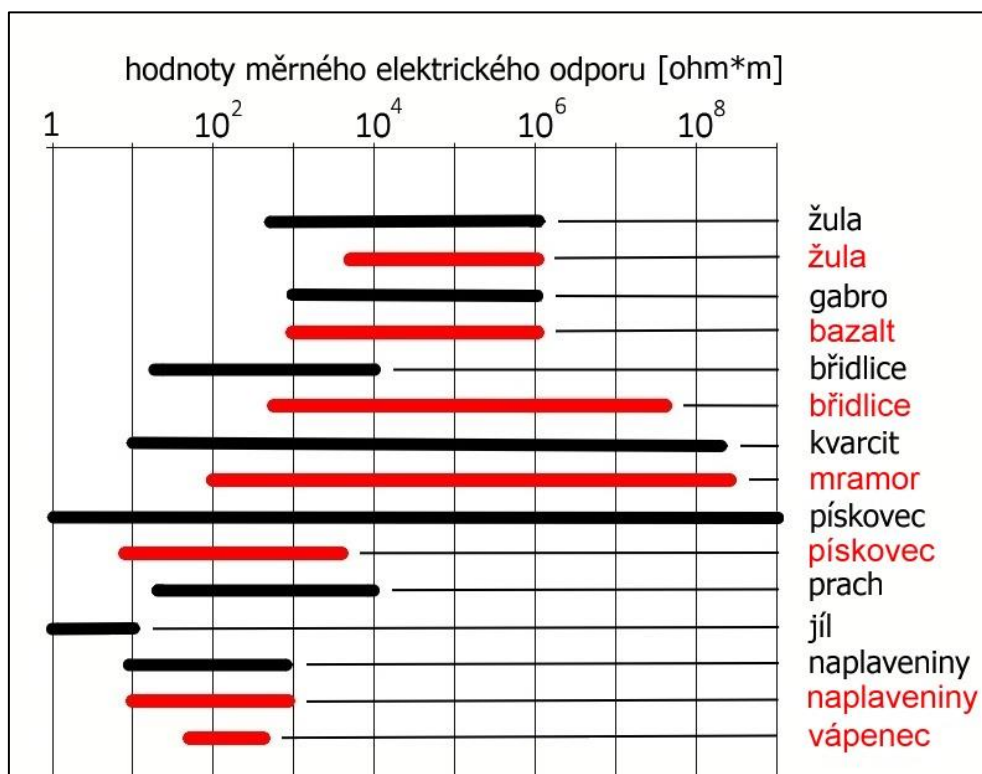
3.3.4.4 OVLIVNĚNÍ GEOLOGICKÝMI PODMÍNKAMI

Hodnoty měrného elektrického odporu různých typů hornin a půd se mohou překrývat (viz obr. 38). To proto, že měrný elektrický odpor konkrétní horniny nebo půdy závisí na velkém počtu faktorů, jako je například porozita, stupeň vodní saturace a obsah rozpuštěných solí. Magmatické (vyvřelé) a metamorfované horniny mají typicky vyšší hodnotu měrného elektrického odporu. Tento odpor je zde závislý na stupni rozrušení horniny a procentu trhlin vyplněných vodou. Sedimentární horniny jsou více porózní a mají vyšší obsah vody. Obvykle mají nižší hodnoty měrného elektrického odporu. Vlhké půdy a čistá podzemní voda mají dokonce ještě nižší hodnoty měrného elektrického odporu. Jílovité půdy mají nižší hodnoty měrného elektrického odporu než písčité půdy (Brooks et al., 2002).

3.3.4.5 OMEZENÍ METODY

Hodnoty měrného elektrického odporu mají ve srovnání s hodnotami dalších geofyzikálních technik o dost větší rozsah. Měrný elektrický odpor hornin a půd se v určité lokalitě může pohybovat v rozmezí několika řádů. Pro srovnání: rozmezí hodnot naměřených gravitačními metodami se obvykle pohybuje v rozmezí menším než dva řády, seismické rychlosti se nemění více než desetkrát. Proto je ERT a další metody založené na

zkoumání elektromagnetického pole v podpovrchovém prostředí, velmi univerzální geofyzikální metodou (Schrott a Sass, 2008).



Obr. 38: Rozsahy hodnot měrného elektrického odporu pro vybrané horniny. Černě jsou zobrazeny hodnoty převzaté z knihy Úvod do geofyzikálního průzkumu (Brooks et al., 2002). Červeně hodnoty z monografie Praktický průvodce pro 2-D a 3-D ERT průzkum (Loke, 2000). Upraveno dle Brooks et al., 2002 a Loke, 2000.

Loke (2000) ve své práci srovnává klady a zápory běžně užívaných uspořádání. Nejdůležitější charakteristiky jednotlivých uspořádání elektrod, které by měly být zváženy při výběru finálního uspořádání pro výzkum, jsou uvedeny dále:

1. citlivost uspořádání k vertikálním a horizontálním změnám v rozložení podpovrchového měrného elektrického odporu,
2. maximální možná hloubka průzkumu,
3. horizontální datové pokrytí (hustota pokrytí), které přímo ovlivňuje výsledné rozlišení obrazu,
4. síla signálu, také závislá na hodnotě zaváděného proudu, kterou moderní aparatury umí automaticky upravovat potřebám měření.

Wennerovo uspořádání je vhodné pro řešení vertikálních změn (horizontálně uložené struktury, vrstevnatost), ale naopak méně vhodné pro detekování horizontálních

změn (úzké vertikální struktury, vertikální žíly). V tab. 2 je možné vidět, že medián pro hloubku Wennerova uspořádání je přibližně $0,5 \times a$. Ve srovnání s dalšími konfiguracemi elektrod má Wennerovo uspořádání možnou hloubku průzkumu průměrnou. Mezi běžnými uspořádáními má Wennerovo nejsilnější signál, což může být důležitý faktor, je-li průzkum prováděn v lokalitě s velkým šumem. Jedna nevýhoda tohoto uspořádání pro 2-D průzkum je relativně malá hustota horizontálního pokrytí, když se navyšuje vzdálenost mezi elektrodami. Tato malá hustota horizontálního pokrytí přímo ovlivňuje rozlišení tohoto uspořádání. Při použití aparatury s malým počtem elektrod na dlouhém profilu může mít výsledný obraz menší rozlišení (Loke, 2000).

Uspořádání Dipole-dipole je velmi citlivé pro horizontální změny hodnot měrného elektrického odporu, ale relativně necitlivé k vertikálním změnám. Což tedy znamená, že použití této konfigurace elektrod je vhodné pro mapování vertikálních struktur, jako například dutin. Naopak není vhodné pro mapování horizontálních struktur, jako například sedimentární vrstvy. Toto uspořádání má, ve srovnání s Wennerovo, lepší horizontální pokrytí, a tudíž výrazně vyšší rozlišení. Pro vyšší hodnoty „p“ faktoru a ve větších hloubkách lze zaznamenat velmi malou sílu signálu. Největší předností tohoto uspořádání zůstává jeho schopnost velmi dobré detekce vertikálních struktur (Loke, 2000).

Wenner-Schlumbergerovo uspořádání je částečně citlivé jak pro horizontální, tak i pro vertikální struktury. V lokalitách, kde jsou předpokládány oba typy struktur, může být toto uspořádání dobrým kompromisem mezi Wennerovo a dipole-dipole konfigurací elektrod. Medián hloubky pro stejnou vzdálenost vnějších elektrod (C1 a C2) je zhruba o 10 % vyšší, než je tomu u Wennerova uspořádání. Síla signálu pro tuto konfiguraci elektrod je menší než pro Wennerovo uspořádání, ale naopak vyšší než u uspořádání dipole-dipole. Tento fakt platí pouze tehdy, jsou-li srovnávány jednotlivá uspořádání za použití stejného konstantního proudu. Ovšem jak již bylo uvedeno, moderní aparatury umí hodnoty proudu automaticky přizpůsobit potřebám měření. Wenner-Schlumbergerovo uspořádání má o trochu hustější a širší horizontální pokrytí než Wennerova konfigurace elektrod, ale oproti uspořádání dipole-dipole je toto pokrytí užší (Loke, 2000).

Pole-pole uspořádání není již tak běžné jako Wennerovo dipole-dipole, nebo Wenner-Schlumbergerovo. Sestavení tohoto uspořádání je poměrně složité, ale zato má nejširší horizontální pokrytí, které ale není husté a nejhlubší možnou hloubku průzkumu. Ve srovnání s dipole-dipole uspořádáním má výrazně větší sílu signálu a není tak citlivá na telurický šum. Má však nejhorší rozlišení obrazu, částečně způsobené telurickým šumem (Loke, 2000).

Tab. 2 předkládá medián hloubky průzkumu pro vybrané konfigurace elektrod (Z_e). Tento medián ukazuje hloubku, kterou lze konkrétní konfigurací elektrod zmapovat. Jedná se pouze o teoretickou hloubku, která ale může být použitelná pro plánování terénního výzkumu (Loke, 2000).

Tab. 2: Medián hloubky průzkumu pro vybraná uspořádání elektrod s jednotlivými „p“ faktory. Upraveno dle Loke, 2000.

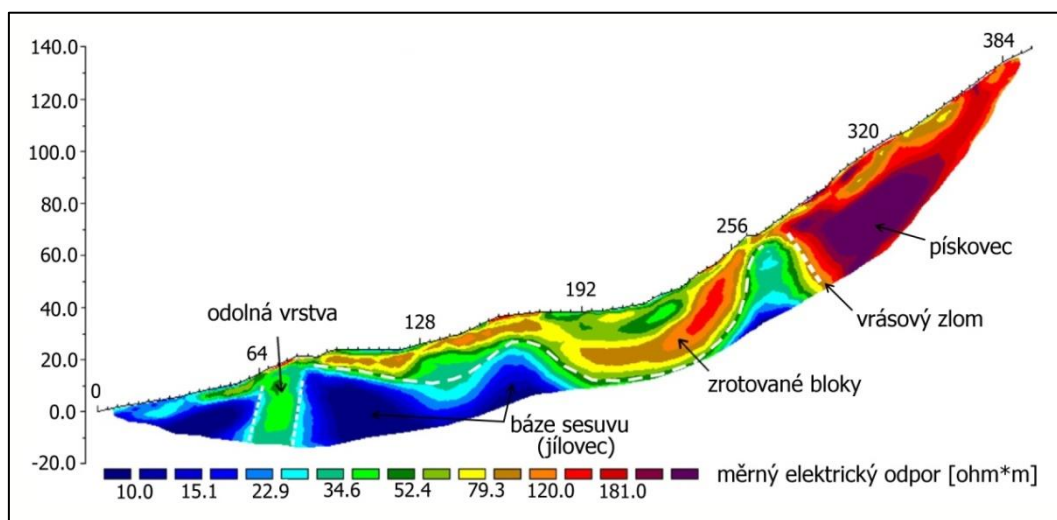
Konfigurace elektrod		$\frac{Z_e}{a}$	$\frac{Z_e}{L}$
Wennerova		0,519	0,173
Dipole-dipole	p=1	0,416	0,139
	p=2	0,697	0,174
	p=3	0,962	0,192
	p=4	1,220	0,203
	p=5	1,476	0,211
	p=6	1,730	0,216
Wenner- Schlumbergerova	p=1	0,52	0,173
	p=2	0,93	0,186
	p=3	1,32	0,189
	p=4	1,71	0,190
	p=5	2,09	0,190
	p=6	2,48	0,190
Pole-dipole	p=1	0,52	
	p=2	0,93	
	p=3	1,32	
	p=4	1,71	
	p=5	2,09	
	p=6	2,48	
Pole-pole		0,867	

K určení maximální hloubky konkrétního výzkumu se musí znásobit maximální vzdálenost mezi elektrodami „a“ nebo maximální délka konfigurace elektrod „L“

s patřičným hloubkovým faktorem, který je možné vidět v tab. 2. Např.: pokud je maximální vzdálenost mezi elektrodami ve Wennerovo uspořádání $a=100\text{m}$ (nebo celková vzdálenost je 300 m), potom je maximální možná hloubka průzkumu okolo 51 m ($100 \times 0,519$, nebo $300 \cdot \times 0,173$) (Loke, 2000).

3.3.4.6 INTERPRETACE DAT

Po terénním výzkumu jsou hodnoty odporu přepočítány na hodnoty zdánlivého měrného odporu. Dnes již každý multielektrodový systém má v sobě zabudovaný software pro tuto konverzi. V počítačovém programu (např.: RES2DINV) se pak vytvářejí sekce z hodnot zdánlivého měrného elektrického odporu. Uspořádání elektrod a hodnoty měrného el. odporu musí být vkládány jako textový soubor. Program RES2DINV je navržen tak, aby pracoval automaticky tak dlouho, jak je to možné, s minimálními nároky na uživatele. Inverzi dat řídí soubor parametrů. Ve většině případů toto nastavení poskytuje použitelné a uspokojivé výsledky. V programu je také možné určité parametry měnit a upravovat (Loke, 2000). Program na základě přednastavených parametrů poté automaticky vygeneruje profil rozložení měrného elektrického odporu v podpovrchové prostředí, viz obr. 39, ze kterého je možné vyvozovat závěry (Loke, 2000).



Obr. 39: Podélný ERT profil sesuvu flyšových hornin v Bavorských Alpách (Německo). Na vertikální ose je zobrazena hloubka průniku, na horizontální ose vzdálenost na profilu. Upraveno dle Schrott a Sass, 2008.

3.3.4.7 VYUŽITÍ METODY

Z výše popsaných principů a rozborů jednotlivých konfigurací elektrod lze soudit, že metoda elektrické odporové tomografie má velmi široké pole možných aplikací. Použitím této metody lze řešit mnoho geografických problémů, jako například: průzkum

hladiny podzemní vody, kontrola hrází, ekologické monitorování, geologický a hydrogeologický průzkum, detekce dutin atd. Využívá se také v archeologii nebo v geotechnickém průzkumu (Loke, 2000).

Výhodou této metody je její vysoká variabilita v rozestupu a nastavení elektrod. Vzdálenost mezi elektrodami se může pohybovat od několika centimetrů po několik desítek nebo stovek metrů, což umožňuje hloubku průniku od decimetrů po stovky metrů. Uspořádání elektrod může být vybráno podle cíle výzkumu a aplikováno téměř bez omezení týkající se topografie, podpovrchových vlastností nebo vegetace. Ačkoli velmi suché a extrémně blokové substráty jsou v podstatě nevhodné. V tomto případě musí být přijata speciální opatření ke zlepšení uzemnění elektrod, jako například navlhčení elektrod, nebo vtlačení přes mokrou houbu. Je možné ukládat elektrody do skály za použití příklepové vrtačky. Nejlepších výsledků je však obecně dosahováno v jílovitých a relativně vlhkých substrátech (Schrott a Sass, 2008).

Určení hloubky hranice matečné horniny a nad ní ležícího pokryvu může být v mnoha případech dosti složité. Rozlišení a přesnost měření se zhoršuje s narůstajícím objemem, kterým musí elektrický proud projít, tudíž se zhoršuje s narůstající zkoumanou hloubkou. Proto je přesné určení ostrých hranic v hlubších částech profilu téměř nemožné. Hloubka matečné horniny se dá určit pouze tehdy, když se na rozhraní mezi matečnou horninou a pokryvem nachází velmi ostré odporové rozhraní (Schrott a Sass, 2008).

Tato geofyzikální metoda je zřejmě nejvhodnější pro výzkum permafrostu a to kvůli velmi silnému elektrickému kontrastu mezi permafrostem a okolním prostředím (Schrott a Sass, 2008; Sass, 2006).

3.3.4.8 VYUŽITÍ NA KAMENNÉM MOŘI ČI PODOBNÉ FORMĚ RELIÉFU

Elektrická odporová tomografie byla v historii použita i pro průzkum kamenných moří nebo podobných forem reliéfu. Sass (2006) provedl několik 2-D ERT měření za účelem zjištění, která z geofyzikálních metod (GPR, SSR a ERT) je nejvhodnější pro určování hloubky matečné horniny osypových kuželů v Alpách. S použitím Wennerova uspořádání, systému 100, nebo 50 elektrod a vzdáleností mezi elektrodami 2, nebo 4 metry provedl ERT průzkum celkem na 8 lokalitách.

Na základě výsledků stanovuje závěr, že tato metoda pro určování hloubky osypových kuželů příliš vhodná není. Zejména kvůli téměř nemožnému zajištění dobrého uzemnění elektrod. Na druhou stranu dodává, že data, získaná metodou ERT jsou na těchto formách reliéfu vhodným, nebo dokonce nutným doplňkem pro to, aby byla zajištěna interpretace bez zásadních chyb.

Schrott a Sass (2008) s pomocí ERT určili poměrně přesně vnitřní strukturu osypového kuželu v Alpách. Průzkum s 88 elektrodami po 2 metrech odhalil zřetelný kontrast mezi osypem a sutí překrytým karem. Také (stejně jako výsledky z GPR a SSR) detekoval rozhraní uvnitř osypového kuželu, zhruba v polovině jeho hloubky. Jediným problémem ERT bylo ne zcela přesné dosažení hloubky matečné horniny.

Otto a Sass (2006) aplikovali metodu ERT na svah pokrytý kameny (1. lokalita) a osypový kužel (2. lokalita). S použitím 41 elektrod získali v první lokalitě profil dlouhý 160 metrů (vzdálenost mezi elektrodami 4 metry) a v druhé lokalitě profil dlouhý 200 metrů (vzdálenost mezi elektrodami 5 metrů). V obou případech bylo použito Wennerovo uspořádání elektrod, díky kterému mělo být dosaženo hloubky 27, respektive 33 metrů.

Občasně se vyskytující špatný kontakt elektrod s povrchem mezi většími bloky byl řešen umístěním elektrody přes houbu, nasáknutou slanou vodou. Autor uvádí poměrně velkou časovou náročnost celého měření. Zhruba 1-1,5 hodiny bylo potřeba na přípravu aparatury (uvádí, že v oblasti s velkými bloky to může být i dvojnásobek) a 1-2 hodiny pak probíhalo samotné měření Wennerova uspořádání 41 elektrod. V první lokalitě bylo dosaženo velmi kvalitních výsledků, avšak ve druhé lokalitě nebyla hloubka průzkumu dostatečná na to, aby mohla být určena hloubka matečné horniny. Proto považuje ERT za nejméně vhodnou metodu pro průzkum hloubky matečné horniny na suťových svazích a osypových kuželech.

Mentlík (2011) pomocí ETR průzkumu ověřoval na Šumavě svoji hypotézu rozčleněného etchplainu (viz kap. 3.1.5. a obr. 11) Měřící profil byl tažen přes hřbetovou plošinu vrcholu Skalka a přilehlý svah s kamenným mořem. S celkovým počtem 64 elektrod a rozstupem 5 metrů bylo dosaženo profilu dlouhého 315 metrů. Pro lepší interpretaci dat bylo použito několik konfigurací elektrod. Na základě výsledků bylo stanoveno, že hloubka kamenného moře se pohybuje v rozmezí 20-30 metrů (Wenner-

Schlumbergerovo uspořádání ale hloubku zvyšuje). Na základě stejného ERT profilu a mikroklimatického měření vyvrací Bouda (2011) hypotézu výskytu sporadického permafrostu uvnitř výše zmíněného kamenného moře.

3.3.5 MĚLKÁ REFRAKČNÍ SEISMIKA, SSR

Metoda mělké refrakční seismiky se od tří výše zmíněných geofyzikálních metod liší v základních principech fungování. SSR je založena na studiu uměle vyvolaných elastických vln, které se šíří pod povrchem všemi směry. Na rozhraních hornin se lámou, nebo odrážejí. Kmity odražených vln jsou pak na povrchu zaznamenány geofony, které dokáží určit intenzitu kmitů, ale také čas příchodu vlny k povrchu. Pomocí tohoto času se pak dá určit hloubka a tvar rozhraní, od kterého se vlna odrazila (Schrott a Sass, 2008). Dnes je nejpoužívanějším aparátem používaným pro převod mechanického kmitání na elektrický signál elektrodynamický (rychlostní) snímač – geofon (Macháček in Vaníček, 2002). Nejmodernější záznamové aparatury, jako například aparatura GEDE, zobrazena na obr. 40, využívají vícejaderný kabel pro spojení až několika desítek geofonů. Komplexní naměřená digitální data jsou pak zpracována v počítačovém softwaru, například: RAS-24 (Seitronix, 2016) nebo REFLEXW (Otto a Sass, 2006). Tato metoda se nejhojněji využívá při průzkumu malých hloubek, ať už to je v pozemním stavitelství, hydrologii, geologii, mapování tektonických linií a podzemních dutin, hledání minerálů a ropy, archeologii nebo průzkumu lokalit sesuvů. (ASTM INTERNATIONAL, 2011; Kaláb, 2009).

Metoda mělké refrakční seismiky má opět několik variant použití. Využívá se ve vrtech, v mořích a oceánech, a samozřejmě také na povrchu Země (ASTM INTERNATIONAL, 2011). Seismické metody se používaly již od začátku minulého století, kdy se s jejich pomocí hledala např. naleziště ropy. Později začala být refrakční seismika využívána i pro inženýrské aplikace. V 80. letech 20. století, díky výrazným pokrokům ve vývoji této metody, se rozšířilo spektrum možnosti využití a SSR se začalo aplikovat i na složitější geologické průzkumy (Wiederhold, 2007).



Obr. 40: Aparatura Geode pro SSR průzkum. Převzato z Seismicrental, 2016.

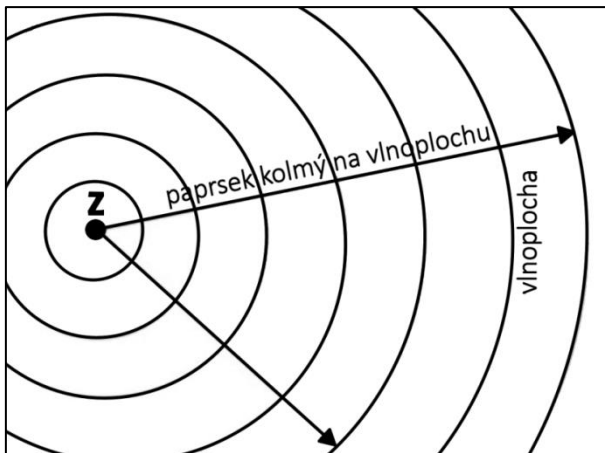
3.3.5.1 PRINCIP METODY SSR

Mareš et al. (1990) uvádí, že každou seismickou vlnu lze charakterizovat její vlnovou délkou λ [lambda], frekvencí [f], amplitudou [a], a rychlostí šíření v (rychlosti šíření seismických vln ve vybraných prostředích a horninách jsou uvedeny v tab. 3, přičemž platí vztah:

$$v = f \times \lambda$$

Seismická rychlost (rychlost šíření) je veličina, která uvádí, jak rychle se daná vlna šíří prostředím. Pro každou horninu je určen interval rychlostí šíření seismické vlny. Tato rychlost je ovlivněna především typem horniny. Obecně platí, že s rostoucí hustotou materiálu roste i rychlost šíření vlny a naopak, s rostoucí porozitou hornin klesá rychlost šíření (Sherif a Geldart, 1995).

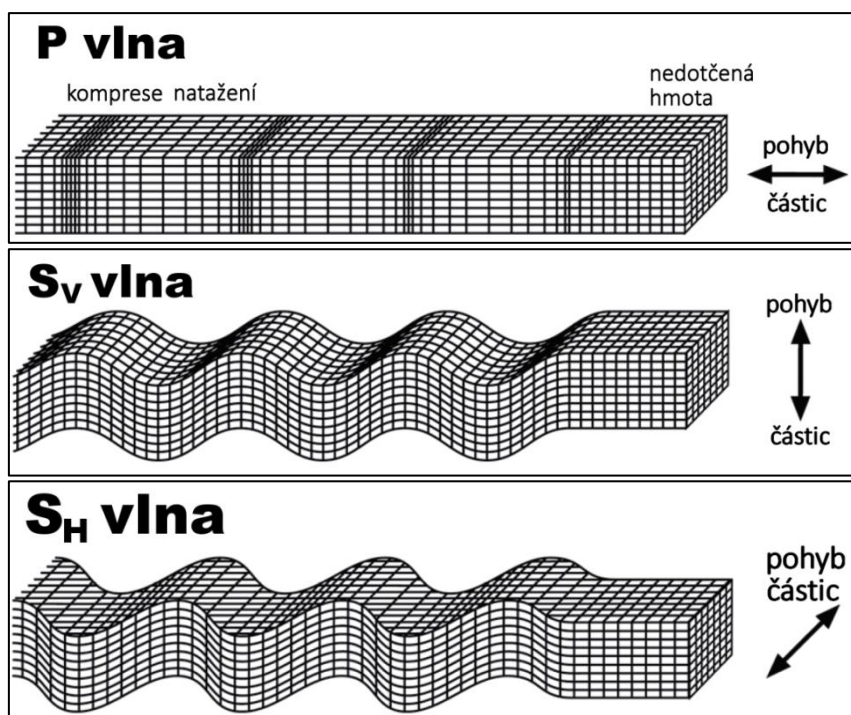
Vlna se šíří určitým prostředím všemi směry. Ideálním příkladem prostředí je homogenní prostředí, které se však v přírodě vyskytuje jen velmi zřídka. Nejčastěji se vyskytuje prostředí vrstevnaté, složené z vrstev (W_0, W_1, \dots, W_{n-1}) s rozdílnými vlastnostmi, jako je rychlost šíření (v_0, v_1, \dots, v_{n-1}), hustota ($\rho_0, \rho_1, \dots, \rho_{n-1}$) a mocnost (h_0, h_1, \dots, h_{n-1}). Tyto odlišné vlastnosti vrstev jsou pak příčinou odrazu a lomu seismických vln. Pokud se rychlost šíření vln mění spojitě s určitým gradientem, lze toto prostředí označit jako prostředí s gradientem rychlosti. Nejčastěji vyskytující se v sedimentárních pánvích, kde je gradient rychlosti určován vlivem vzrůstajícího hydrostatického tlaku a intenzivnější cementací. V reálném prostředí se pak musí počítat s určitou absorpcí seismické energie (Mareš et al., 1990). Šířením všemi směry vznikají vlnoplochy, zobrazené na obr. 41. Konkrétní směr trasy vlnoplochy představuje tzv. paprsek.



Obr. 41: Vlnoplochy šířící se od zdroje Z všemi směry a na ně kolmé dva paprsky. Upraveno dle Musset a Khan, 2000.

V zásadě rozeznáváme dva typy vln. Jsou to tzv. body waves a vlny na rozhraní. Pro účel SSR jsou nejzajímavější body waves, které lze dále dělit na vlny podélné (primární P-vlny) a vlny příčné (sekundární S-vlny) zobrazené na obr. 42 (Wiederhold, 2007). V podpovrchovém prostředí se rychleji šíří vlny podélné, které se na rozdíl od vln příčných, šíří i v kapalném prostředí (Musset a Khan, 2000).

Seismické vlny mohou být vyvolávány několika způsoby. Pelton (2005) uvádí příklad ideálního zdroje seismické aktivity. Měl by být bezpečný, levný a opakovatelný, také by měl zajišťovat kvalitní signál pro každý přijímač (Pelton, 2005). Srovnáním jednotlivých zdrojů seismické aktivity se dlouhodoběji zabýval Miller (Miller et al., 1986; Miller et al., 1992; Miller et al., 1994), nebo také Doll (1998), van der Veen (2000) či Herbst et al. (1998). Z dlouhodobých kvantitativních studií vyplývá, že vhodnost seismického zdroje nejvíce záleží na lokalitě, která bude zkoumána. Obecně nejlepší výsledky jsou získávány na jemnozrnných, vodou nasycených sedimentech (Herbst et al., 1998).

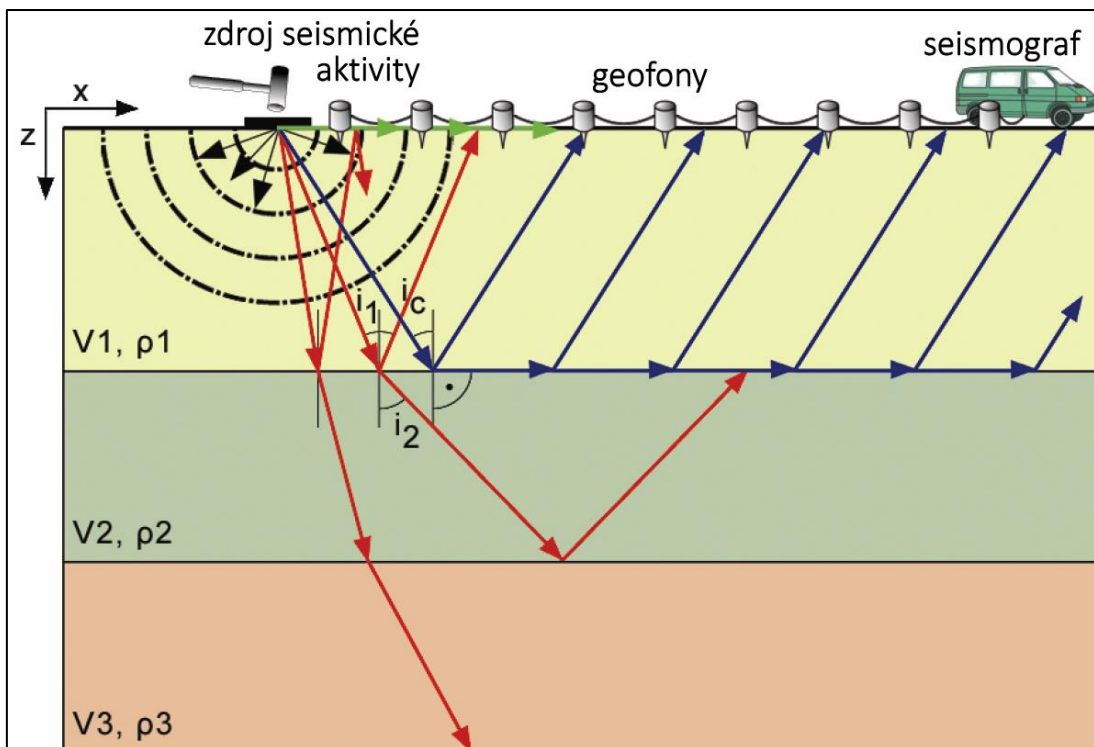


Obr. 42: Typy tělesných vln. Upraveno dle Wiederhold, 2007.

V moderních výzkumech může být využito chemických náloží, samospádového, nebo akcelerujícího závaží, projektilů ze zbraní, náhlého vypuštění stlačeného vzduchu, nebo vody, elektrického výboje, vibrátoru. Nejlepší výsledky jsou zaznamenávány při použití zakopaných náloží. Tato metoda se ovšem nedá aplikovat v osídlených oblastech nebo v chráněných územích. Nejběžnějším zdrojem seismické aktivity pro mělké seismické průzkumy je v dnešní době seismické kladivo, které je poměrně levné, relativně bezpečné a jednoduché na použití (Pelton, 2005). Použití seismického kladiva je zobrazeno na obr. 43. Vlny se od zdroje šíří všemi směry. Podobně jako u georadaru lze zaznamenat vlnu, která se šíří těsně pod zemským povrchem (tzv. vlna přímá). Na obr. 44 je tato vlna zobrazena zelenou barvou. Zbytek seismických vln pokračuje hlouběji do podloží, kde se na rozhraních buď odrazí zpět k povrchu (modře zobrazené paprsky), nebo se zlomí a šíří se do větší hloubky (červeně zobrazené paprsky). Pokud ale paprsek dopadá na rozhraní pod tzv. kritickým úhlem, dochází ke kritickému lomu, kdy paprsek pokračuje podél rozhraní s rychlostí odpovídající hlouběji uložené vrstvě (modře zobrazené paprsky šířící se podél rozhraní vrstvy 1 a 2) (Milson, 2011).



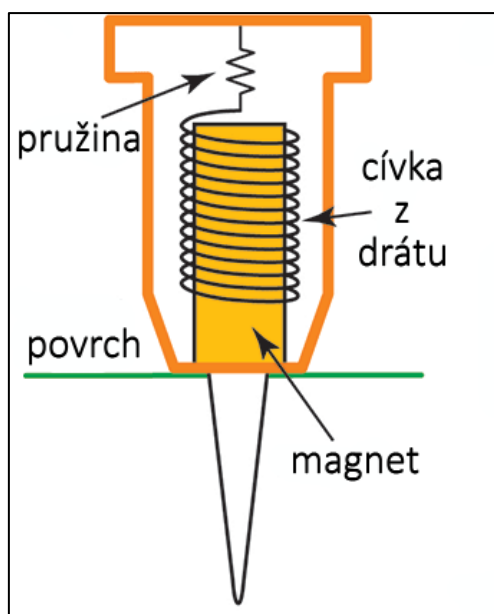
Obr. 43: Buzení seismického signálu pomocí seismického kladiva na kamenném moři. Vlastní foto autora, 2016.



Obr. 44: Nákres průzkumu trojvrstevného podpovrchového prostředí pomocí metody SSR a šíření jednotlivých vlnových paprsků. U povrchu zeleně vyznačené přímé vlny, modře zobrazeny kriticky odražené vlny na prvním rozhraní a červeně zobrazené různě zlomené vlny. Upraveno dle Wiederhold, 2007.

Průzkum malých hloubek pod povrchem se nejčastěji provádí podél profilu, kdy se zdroj seismické aktivity posouvá po profilu, aby byly signály dostatečně silné pro všechny geofony na profilu. Na profilu jsou v konstantní vzdálenosti mezi sebou do povrchu

umístěny geofony, přístroje pro příjem mechanického kmitání vyvolaného seismickými vlnami. Tyto přístroje slouží k transformaci přijímané mechanické energie na energii elektrickou, což je nejčastěji řešeno cívkou zavěšenou na pružině a magnetem, který je v kontaktu s povrchem. Vlny rozpohybují okolí geofonu a tudíž i magnet uvnitř cívky. Tím vzniká indukované napětí, které je kabelem přenášeno do seismografu (Pelton, 2005). Schéma geofonu je zobrazeno na obr. 45. Geofony jsou spojeny vícejaderným kabelem s centrálním seismografem, který pracuje buď samostatně, nebo je ještě spojen s ovládacím počítačem.



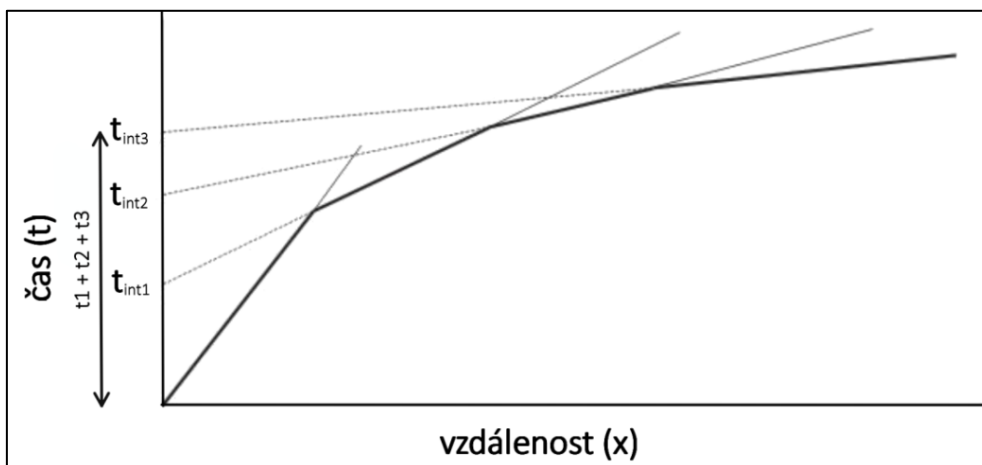
Obr. 45: Schéma geofonu. Upraveno dle Peterie et al., 2014.

Pro zajištění nejlepšího signálu je nutné při samotném procesu měření úderu seismického kladiva na daném místě několikrát opakovat. Signál se následně sčítá a dochází tak k jeho zkvalitnění (tzv. stacking). Pro zachycení signálů od hlubších rozhraní je nutno provést i tzv. přístřelová měření, kdy se umísťuje zdroj seismické aktivity několik desítek metrů před první geofon a několik desítek metrů za poslední geofon (Wiederhold, 2007). Vzdálenosti kam je zdroj umísťován, jsou různé. Závisí například na celkové délce profilu, požadovaném hloubkovém dosahu, předpokládané hloubce rozhraní nebo na typu zdroje (Pelton, 2005).

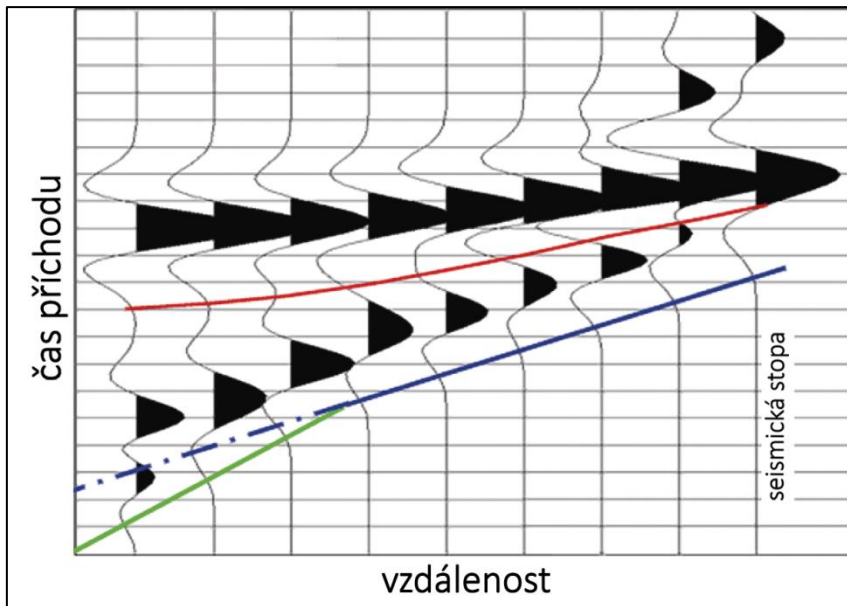
Za použití aparatury s 24 kanálovým seismografem a tedy 24 geofony a zvolenou roztečí mezi geofony 4 metry lze získat profil dlouhý 92 metrů. Pokud je předpokládaná hloubka menší než 30 m, může být vzdálenost mezi geofony nižší (mezi 1 a 3 m).

Pro získání lepšího rozlišení obrazu zkoumaného podpovrchového prostředí (Schrott a Sass, 2008).

Primární naměřená data se vnášejí do grafu, kde vertikální osa y určuje čas šíření vlny a na horizontální ose x je vynesena vzdálenost snímače od místa vzniku. V takovémto t - x diagramu vzniknou přímky, hodochrony, které vyjadřují závislost mezi časy příchodů prvních vln a vzdáleností geofonu od místa vzniku seismické aktivity. Příklad t - x diagramu je zobrazen na obr. 46. Hodochrone vlny přímé má začátek v počátku grafu a její sklon je dán rychlostí šíření vlny v dané vrstvě (čím je rychlost šíření větší, tím je menší sklon). Hodochrone odražené vlny je opět přímka, ale již nezačíná v počátku grafu, ale v bodě na ose y (t_{int}), který vyjadřuje čas vlny strávený v prvním prostředí. Hodochrone zlomené vlny je vyjádřena částí paraboly (Brooks et al., 2002; Pelton, 2005; Wiederhold, 2007). Částečné závěry lze vyvodit již z t - x diagramu, pro detailnější analýzu se v softwarech generují seismogramy (obr. 47), modely seismického rozhraní nebo izolinie rychlosti šíření vln.



Obr. 46: t - x diagram s hodochronami vyjadřující čtyřvrstvé prostředí, kde se postupně zvyšuje seismická rychlost. Upraveno dle Musset a Khan, 2000.



Obr. 47: Seismogram s hodochronami odpovídající trojvrstevnému prostředí z Obr. 46. Upraveno dle Wiederhold, 2007.

3.3.5.2 OMEZENÍ METODY

Výrazné omezení této metody nastává v případě, kdy určitá podpovrchová vrstva není ze seismogramu rozpoznatelná. Tento příklad může nastat ve dvou situacích. Buď se jedná o vrstvu malé mocnosti, nebo o vrstvu s nižší seismickou rychlostí v porovnání s vrstvou uloženou nad ní. Příkladem může být vrstva písku pod jílovou vrstvou nebo vrstva pískovce pod vápencem či sedimenty pod lávou (Brooks et al., 2002; Musset a Khan, 2000). Takovéto skryté vrstvy mohou způsobit výrazné chyby při interpretování dat a výzkum tak zcela znehodnotit. Pullan a Hunter (2008) uvádí nepřesnost určení hloubky matečné horniny až o 25 % právě v důsledku skryté vrstvy.

Geofony nezaznamenávají pouze účelně vyvolané kmity, ale veškeré kmitání různého původu, označované jako šum. Šum je vytvářen samotným vlněním, ale také například dopravou, tekoucí vodou, pohybem lidí a zvíře, dokonce i kapkami vody dopadající na povrch a nepřízní počasí obecně. Kývání stromů vyvolané větrem se také může přenést do podpovrchového prostředí a vyvolávat šum. Obecně šum znehodnocuje data, a proto je nutné mu předcházet, například měřením ve vhodném počasí, nebo omezením pohybu při měření (Pelton, 2005; Schrott a Sass, 2008).

Hloubka průniku závisí nejvíce na zvoleném seismickém zdroji, také na hustotě a typu podpovrchového prostředí. Příklady běžně využívaných seismických zdrojů jsou uvedeny výše. Obecně je seismické kladivo dostatečné pro měření prvních příchodů vln

na vzdálenosti cca 50 metrů, zřídka na více než 90 metrů. Použití seismického kladiva zajistí zhruba 10 až 30 metrů průnikové hloubky. Což je naprosto dostačující pro velké množství různých forem reliéfu (Schrott a Sass, 2008). Pro průzkum velmi malých hloubek platí pravidlo: čím mělký a detailnější průzkum, tím je zapotřebí vyšší frekvence, které lze dosáhnout použitím různých zdrojů (Herbst et al., 1998).

Problém může nastat na blokovém reliéfu, kde je obtížné zajistit vhodné umístění geofonů s povrchem. Pokud to lze, je doporučováno odstranit velké bloky a hrot geofonu vtlačit až do jemnozrnějšího materiálu vespod. Pokud ne, spojení lze zajistit vyvrtáním díry do horniny a hrot geofonu umístit do ní (Schrott a Sass, 2008).

Jak již bylo poznamenáno výše, rozmezí rychlostí v různých typech hornin jsou velmi rozsáhlá, viz tab. 3. Proto se rychlosti šíření P-vln v horninách mohou výrazně překrývat.

Tab. 3: Rychlosti šíření seismických vln ve vybraných prostředích a horninách. Převzato z Mareš et al., 1990.

hornina nebo prostředí	rychlost šíření vln [$m*s^{-1}$]
vzduch	310-360
rozvětralá půdní vrstva	150-600
štěrk	150-600
suchý písek	150-600
suchá jílovitá půda	300-900
vlhký písek	600-1300
voda	1430-1590
pískovec/jílovec	1500-4500
vápenec/dolomit	2600-6500
kamenná sůl	4500-6000
metamorfity	4000-6600
žula	4000-6000
gabro	6000-6500
peridotit	6500-7000

Pro příklad: rychlosti šíření seismických vln v dolomitu a vápenci se pohybují v rozmezí 2600 až 6500 $m*s^{-1}$ (rychlost šíření je závislá na stupni frakce a míře zvětrání), v tomto rozmezí se ale může nacházet i pískovec, jílovec, kamenná sůl, metamorfované horniny, žula nebo gabro. Z toho důvodu nelze pouze na základě SSR 100% určit typy hornin pod povrchem. Obecně je možné říci, že krajinné formy skládající se z podobných

sedimentů, ale uložené pomocí jiných geomorfologických procesů jsou prakticky nerozeznatelné (Schrott a Sass, 2008).

3.3.5.3 VYUŽITÍ METODY

Podle výše uvedeného, na str. 62, metodu mělké refrakční seismiky lze využít ve velkém množství oborů. Ať už to je v pozemním stavitelství, hydrologii, geologii, mapování tektonických linií a podzemních dutin, hledání minerálů a ropy, archeologii nebo průzkumu lokalit sesuvů. Gabriel et al. (2003) zkoumal pomocí mělké refrakční seismiky pohřbená pleistocenní subglaciální údolí. Cardimona, et al. (1998), Steeples (2005) a Rabbel (2006) pojednávají o využití SSR v hydrogeologických a hydrogeofyzikálních průzkumech pro určení hladiny podzemní vody a zvodně. Bachrach a Mukerji (2004) se zabývali vlivem textury a porozity horniny na výsledky metody SSR. Skryté zlomy pomocí SSR objevil Liberty, et al. (2003). Mapováním a průzkumem různých environmentálních problémů se zabýval de Laco, et al. (2003), který pomocí SSR zkoumal vnitřní strukturu skládek, také Haegeman a Van Impe (1999) se zabývali povrchoým průzkumem skládek. V glaciálních oblastech prováděl průzkum pomocí SSR např. Musil, et al. (2002) a Baker, et al. (2003) nebo Carr, et al. (1998). Siahkoohi a West (1998) zkoumali pomocí SSR komplexní struktury glaciálních depozitů, podobný průzkum provedl v Norsku Chroston, et al. (1999).

3.3.5.4 VYUŽITÍ NA KAMENNÉM MOŘI ČI PODOBNÉ FORMĚ RELIÉFU

Seismický průzkum na podobné formě reliéfu, jako je kamenné moře, provedli Otto a Sass (2006). Pomocí SSR určovali mocnost sedimentů na osypovém kuželu a suťovém svahu ve Švýcarsku. První profil (69 metrů dlouhý) byl zkoumán 24 kanálovou aparaturou (rozteč 3 metry), druhý (92 metrů dlouhý) taktéž, ale s roztečí 4 metry. Jako zdroj bylo využito pětikilové seismické kladivo. Osypový kužel byl tvořen dvěma vrstvami. První vrstva hluboká až 3,5 metru s typickými rychlostmi 300 – 600 m*s⁻¹. Hloubka druhé vrstvy byla určena v rozmezí mezi 4,5 a 15,8 metrů. Na suťovém svahu byly odhaleny tři vrstvy. První sahající do hloubky 2 až 6 metrů, druhá sahající do hloubky 15 až 32 metrů a třetí ležící pod druhou vrstvou, jejíž hloubka nebyla průzkumem dosažena.

Podobný průzkum provedl Sass (2007) na osmi lokalitách v severovýchodní části Alp. Opět použil 5kilový zdroj seismické aktivity pro různě dlouhé profily s různými

roztečemi mezi geofony. Na několika lokalitách dosáhl průzkumem do hloubky matečné horniny (hloubky se pohybovaly v rozmezí od 16 do 33 metrů), na několika ale nikoli.

Seismický průzkum osypového kuželu provedli také Schrott a Sass (2008). Použili 24kanálový systém s roztečí geofonů 3 metry. Dosáhl tak výsledného profilu dlouhého 69 metrů. Jako zdroj seismické aktivity použil opět pětikilové seismické kladivo. Zjistil, že forma se skládá z několika rozdílných typů sedimentů (skalní zřícení, moréna), také ale poznamenal, že určení vnitřní struktury pouze na základě výsledků SSR je nemožné. První rozhraní bylo zaznamenáno v hloubce 1,6 metru, druhé pak v hloubce 10 metrů.

Určením vnitřní struktury svahů, více či méně pokrytých bloky, se pomocí mělké refrakční seismiky zabývala Stan (2014). Ve své práci využila metody SSR pro stanovení rozhraní mezi nezpevněným, zvětralým povrchem a kompaktní horninou. Použila seismograf s 24 kanály a vzdálenost mezi geofony 3 metry. Seismické vlny byly generovány osmikilogramovým seismickým kladivem. Na několika profilech stanovila rozhraní, které se pohybovalo v hloubce od 12 do 20 metrů.

3.3.6 POSTUP GEOFYZIKÁLNÍHO PRŮZKUMU

Schrott a Sass (2008) ve své práci uvádí stručný návod, podle kterého by měl každý geofyzikální průzkum probíhat:

1. Před započítím geofyzikálního průzkumu je zapotřebí zjistit co nejvíce informací o předpokládaném podpovrchovém prostředí (o litologii, mocnosti půdy, hladině podpovrchové vody, hloubce k matečné hornině). To vše může totiž ovlivnit měřicí strategii: výběr rozteče antény u DEMP, frekvence antény u georadaru, použití uspořádání u ERT nebo rozmístění geofonů u SSR.
2. Geomorfologické a geologické informace (možná hloubka sedimentů, výskyt dutin a ledovcových čoček, hladina podzemní vody) výrazně zlepší následné vyhodnocování dat.
3. Stále by měla být kladena otázka, zdali je geofyzikální model geomorfologicky anebo geologicky přijatelný.
4. Není nutné se striktně držet měřicí strategie dané na začátku měření. Čím více použitých frekvencí, nebo rozmístění elektrod a geofonů, tím lépe.

5. Kombinací více metod je možno dosáhnout zpřesnění a zkvalitnění výsledků. Nutnost aplikace více geofyzikálních metod na jedné lokalitě pro správnější interpretaci dat uvádí také Sass (2006, 2007), Otto a Sass (2006), nebo Loke (2000).
6. Geofyzikální metoda nikdy neposkytuje pravý obraz podpovrchového prostředí, ale může pomoci ke zlepšení jeho interpretace.
7. Výsledky měření by měly být porovnány s validními informacemi, jako jsou výchozy, odkryvy, nebo vrtné záznamy. Pokud se v lokalitě žádné validní záznamy nevyskytují, zkuste získat profil z blízkého okolí.
8. Strategie měření, výsledky a kritická data by měla být konzultována a diskutována s odborníkem, geofyzikem, který se zabývá stejným, nebo podobným problémem.

3.3.7 VHODNOST GEOFYZIKÁLNÍCH METOD

2-D ERT průzkum může v mnoha situacích zajistit použitelné výsledky (Loke, 2000). Metoda ERT je velmi vhodná pro průzkum permafrostu a dokáže dodat data s vysokým rozlišením i nad jílovitým prostředím, anebo v zalesněném prostředí, kde georadar často selhává a nedodává žádné údaje. Je zřejmě nejvhodnější metodou pro průzkum izolovaných těles, jako jsou permafrostové a ledové čočky a sesuvné struktury (Schrott a Sass, 2008). Použití metody SSR, zajišťované seismickým klavírem, je zejména doporučováno pro mělké průzkumy (<30 m) v prostředích, které mají velké rozdíly v rychlostech šíření P-vln, jako například suché osypové svahy a kužely nebo volné klasty pokrývající matečnou horninu (Schrott a Sass, 2008). Tyto metody ale mají problémy s mapováním oddělených útvarů, jako například velkých kamenů nebo dutin (Loke, 2000; Pelton, 2005). GPR a DEMP průzkumy zajišťují jeden z nejdetailnějších obrazů podpovrchového prostředí, jsou ale velmi limitovány malou hloubkou průniku (hlavně v lokalitách s velmi vodivými nezpevněnými sedimenty, jako jsou například jílovité půdy) (Loke, 2000; Neal, 2004). Jejich nejvhodnější použití je v určování vnitřní struktury sedimentárních jednotek (v sedimentech s klasty většími než prachové částice) rozdílného vzniku. (Schrott a Sass, 2008). Kaláb (2009) posuzoval vhodnost aplikace geofyzikálních metod pro řešení úkolů v geologii a geotechnice, viz tab. 4. Stejně tak uvádí Schrott a Sass (2008) vhodnost aplikace běžných geofyzikálních metod v různých geomorfologických podmínkách, viz tab. 5.

Tab. 4: Vhodnost aplikace běžných geofyzikálních metod pro řešení různých úkolů v inženýrské geologii, geotechnice a stavitelství. Jednotlivé indikátory značí: ++ vhodná metoda, + doplňková metoda, o metoda se nepoužívá. Převzato z Kaláb, 2009.

cíl průzkumu	geofyzikální metoda			
	SSR	DEMP	ERT	GPR
geologická stavba	++	++	++	+
pokryv	++	+	++	++
kvazihomogenní celky	++	+	++	+
porušení	++	++	++	+
hydrogeologický režim	o	+	+	+
inženýrské sítě	o	+	o	++
dutiny	+	+	++	++
svahové deformace	++	+	++	+
geotechnické parametry	++	o	o	o
korozní průzkum	o	o	o	o
radonové riziko	o	o	o	o

Tab. 5: Vhodnost aplikace běžných geofyzikálních metod v různých geomorfologických podmínkách. Vhodnosti aplikace mohou být nesprávné na specifických, nebo extrémních podmínkách (vlhkost, suchost, výskyt velkých bloků). Jednotlivé indikátory značí: ++ velmi doporučeno, + doporučeno, ± může být použito, ale nemusí to být ta nejspřávnější volba, o metoda není široce využívána pro průzkum daných geomorfologických podmínek, - metoda je nevhodná. Indexy: ^a mocnost, hloubka k matečné hornině; ^b vnitřní struktura; ^c vhodná pouze v suchých sedimentech; ^d nevhodná na aktivním skalním ledovci s permafrostovým jádrem. Upraveno dle: Schrott a Sass, 2008.

geomorfologické podmínky	geofyzikální metody					
	GRP		ERT		SSR	
	mocnost	vnitřní struktura	mocnost	vnitřní struktura	mocnost	vnitřní struktura
osypový/suťový kužel	++ ^a	++ ^b	±	+	++ ^a	± ^b
kamenné moře	+	+	±	o	+	o
naplaveniny/říční nivy	+	++	+	+	++	±
svahové uložení	+	+o	+	o	±	-
sesuvy	- ^c	± ^c	+	++	±	±
karové oblasti	±		o		o	
permafrostové čočky	+		++		±	
aktivní vrstva permafrostu	±		++		++	
rozšíření permafrostu	+		++		+	
skalní ledovec	±	+	±	++	± ^d	
provlhčení horniny/půdy	±		+		-	

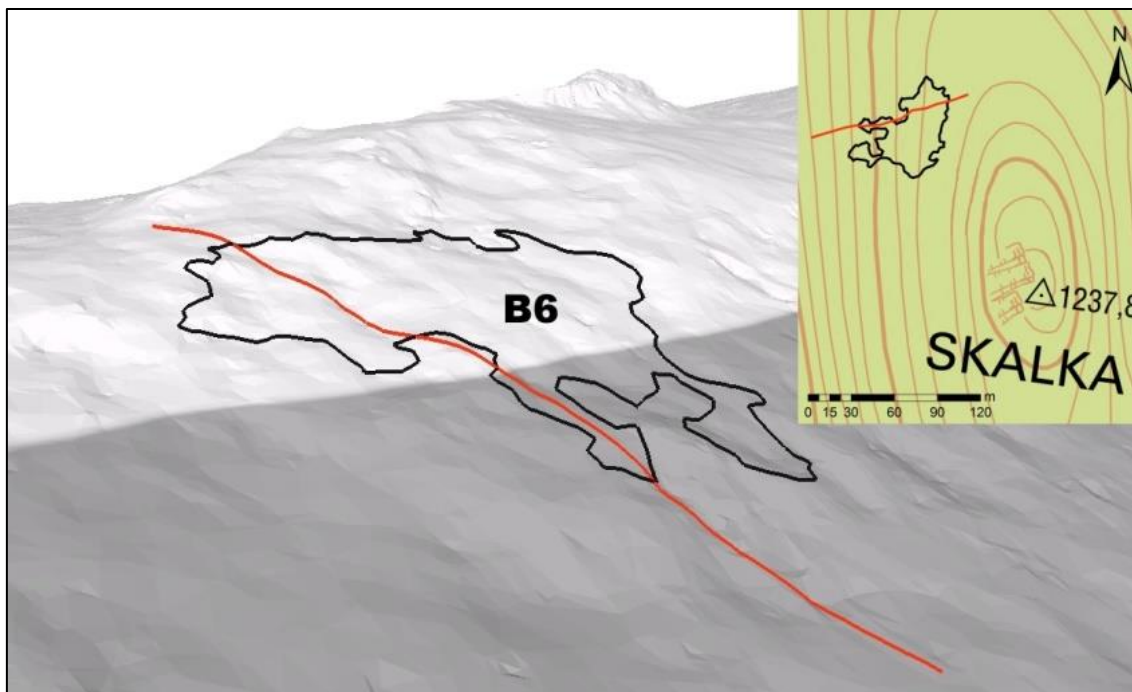
4 METODIKA

Vzhledem k tomu, že geofyzika je multidisciplinární vědní obor (viz kap. 3.3), předcházela vlastnímu terénnímu výzkumu řada dílčích kroků, jejichž splnění na sebe vzájemně navazovalo. Kabinetním výzkumem bylo zjištěno vše o zájmových lokalitách, kamenných mořích a o vybraných geofyzikálních metodách. Terénní výzkum se poté skládal ze dvou částí. V první části bylo nutné vybrané lokality detailně zmapovat, určit jejich základní charakteristiky a zvolit průběh geofyzikálního profilu. V druhé části již na zmapovaná kamenná moře byly aplikovány jednotlivé geofyzikální metody. Data získaná pomocí vybraných metod byla následně v počítačovém software zpracována a vizualizována.

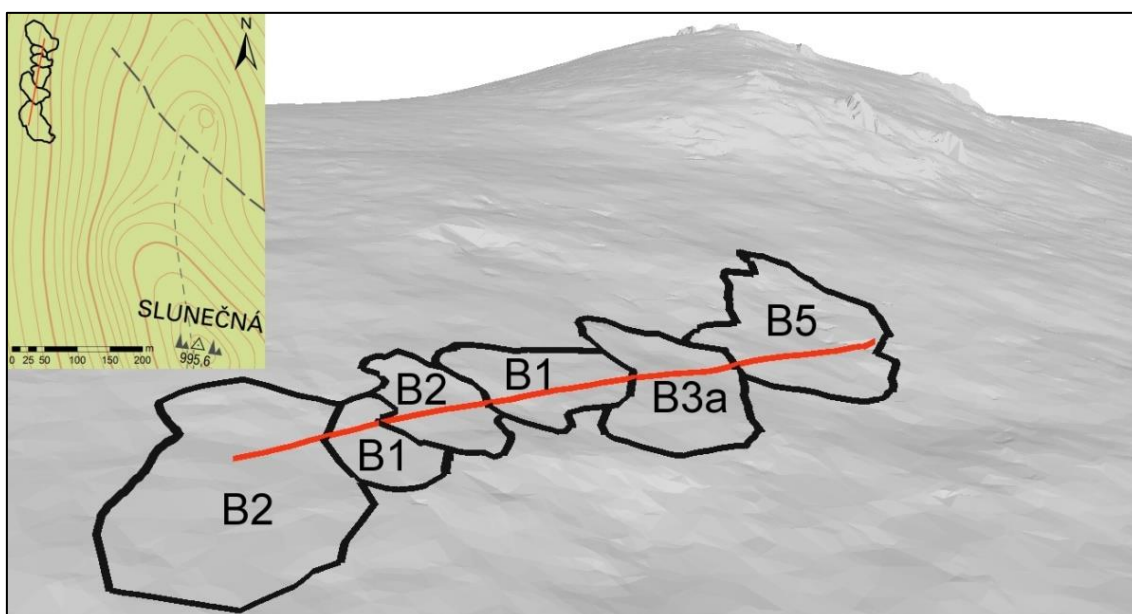
Cílem prvotního mapování bylo získat data o přesné poloze kamenných moří, jejich ploše, sklonu a orientaci. V rámci tohoto prvotního výzkumu byla rovněž kamenná moře posuzována z hlediska jejich povrchových projevů, předpokládané struktury hloubkového profilu, rozdílu mezi místem vzniku a současným výskytem a z hlediska předpokládaného hlavního genetického procesu. Odborným posouzením byla také jednotlivá kamenná moře klasifikována podle upravené klasifikace kamenných moří (kap. 3.2.4). Za použití turistické navigace GARMIN eTrex30 a funkce průměrování trasových bodů byla určována poloha kamenných moří a jejich hranice. Na hranici kamenného moře s okolím, nebo kamenným mořem jiného typu, byly na výrazných změnách směru, či zhruba po 5 metrech zaznamenány trasové body. Poloha trasových bodů byla kvůli lepší přesnosti průměrována ze 100 měření. Z databáze těchto bodů byly poté v programu ArcMap vytvořeny polygony jednotlivých kamenných moří, zobrazené na obr. 48 a 49.

Určování hranice kamenného moře typu B1 – B4 nebylo v lokalitě Slunečná vždy jednoznačné, protože tyto typy jsou jednak pokryté vegetací a jednak se postupně vytrácejí a prolínají mezi sebou. Tento fakt by mohl být pro geofyzikální průzkum problematický, protože jak bylo popsáno v kap. 3.3, vybrané geofyzikální metody potřebují pro jasnou detekci kamenných moří a rozlišení mezi nimi větší kontrast geofyzikálního parametru. V ideálním případě by změna měřeného geofyzikálního parametru v horizontální rovině měla být skoková, což ovšem vzhledem k vzájemnému postupnému prolínání není předpokládáno. Vzniklé polygony kamenných moří byly dále podrobeny detailnějším analýzám pro určení nadmořské výšky, sklonu a orientaci svahů. Tyto analýzy byly prováděny nad podkladovou mapou digitálního modelu reliéfu

5. generace. Data DMR 5G zapůjčil pro tvorbu této práce Český úřad zeměměřický a katastrální. Stejně tak byla pomocí těchto dat určována topografie geofyzikálních profilů.



Obr. 48: Detailní poloha zkoumaného kamenného moře v oblasti Skalka, průběh geofyzikálního profilu pro metodu SSR, klasifikace podle upravené klasifikace kamenných moří a výškový 3D model v pohledu na vrchol Skalka. Vlastní zpracování dat, 2017.



Obr. 49: Detailní poloha zkoumaných kamenných moří v oblasti Slunečná, průběh geofyzikálního profilu pro metodu SSR, klasifikace podle upravené klasifikace kamenných moří a výškový 3D model v pohledu na vrchol Slunečná. Vlastní zpracování dat, 2017.

Digitální model reliéfu České republiky 5. generace je tvořen výškami diskretních bodů v nepravidelné trojúhelníkové síti, která představuje zobrazení zemského povrchu. Data byla pořízena metodou leteckého laserového skenování. Jako výškový referenční systém je použit Balt po vyrovnání. Úplná střední chyba výšky je 0,18 m v odkrytém terénu a 0,3 m v zalesněném terénu (ČÚZK, 2010). Tento model představuje nejpřesnější digitální data o výškopisu v ČR.

Pro všechna kamenná moře byl pro určování jejich rozměrů a následný popis použit následující princip: délka kamenného moře, a tedy i podélný profil, je určena ve spádnícovém směru. Šířka kamenného moře, a tedy příčný profil, je pak určena ve vrstevnicovém směru.

Na zmapovaná kamenná moře byly aplikovány jednotlivé geofyzikální metody. Kamenné moře na Skalce bylo zkoumáno podél podélného profilu, zobrazeného na obr. 48 Geofyzikální průzkum v lokalitě Slunečná probíhal podél příčného profilu, zobrazeného na obr. 49.

Zájmová kamenná moře v oblasti vrchu Slunečná, zobrazená na obr. 49 byla zvolena tak, aby průzkumný geofyzikální profil, dlouhý 315 m pro metodu ERT a 138 m pro metodu SSR, pokrýval nejvíce typů kamenných moří. Této podmínce nejlépe odpovídala část západního svahu.

Tab. 6: Přehled charakteristik jednotlivých geofyzikálních profilů v lokalitě Skalka. Vlastní zpracování dat, 2017.

Přehled jednotlivých geofyzikálních profilů v lokalitě Skalka			
metoda	začátek na ERT profilu [m]	konec na ERT profilu [m]	délka [m]
ERT	0.	315.	315
SSR	90.	205	115
GPR	178.	106.	72
DEMP	106.	178.	72

Tab. 7: Přehled charakteristik jednotlivých geofyzikálních profilů v lokalitě Slunečná. Vlastní zpracování dat, 2017.

Přehled jednotlivých geofyzikálních profilů v lokalitě Slunečná			
metoda	začátek na ERT profilu [m]	konec na ERT profilu [m]	délka [m]
ERT	0.	315.	315
SSR	126.	264.	138
GPR	264.	126.	138
DEMP	126.	267.	141

4.1 ERT

Multielektrodová odporová metoda měření a následné zpracování metodou elektrické odporové tomografie (ERT) byla na obou lokalitách zvolena jako hlavní průzkumná metoda, a to zejména vzhledem ke své univerzálnosti a relativně málo komplikovaným nárokům na dopravu do velmi obtížně přístupného terénu. Již změřená data byla k dalším analýzám poskytnuta RNDr. Petrem Táboříkem, Ph.D., který je zpracovával v rámci své disertace (Tábořík, 2012).

V lokalitě Skalka byla délka profilu 315 m zvolena s ohledem na dostatečné pokrytí celého kamenného moře s nutným přesahem před a za, a taktéž kvůli dostatečnému hloubkovému dosahu. Primárním cílem bylo bezpečně zachytit skalní podloží pod kamenným mořem. Na základě poznatků a předpokladů o vnitřní struktuře kamenného moře bylo zvoleno uspořádání Wenner-Schlumberger, které by mělo nabízet dostatečný hloubkový dosah, vysoké rozlišení a poměrně dobrou odolnost vůči okolnímu rušení. Vzhledem ke značně komplikovaným možnostem uzemnění elektrod v blokovém poli byl zvolen krok elektrod 5 m. Elektrody byly uzemňovány do blokového pole tak, aby byl zajištěn co nejlepší kontakt mezi uzemňovacím hřebem z nerezové oceli a okolní horninou (a tím bylo dosaženo co nejmenšího přechodového odporu). Pro zlepšení vodivého kontaktu elektrod s okolním prostředím byly využity rovněž pěnové houby nasycené elektrolytem (hypersalinním roztokem), viz obr. 50. Měření bylo realizováno pomocí přístroje ARES (GF Instruments, Brno) s osmi multielektrodovými kabelovými sekcemi.

Zpracování změřených dat probíhalo v následném postupu: bodová pole zdánlivých měrných odporů byla zpracována procesem tomografické inverze, což je iterativní výpočetní algoritmus založený na obrácené matematické úloze s využitím

metody nejmenších čtverců v programu Res2Dinv (Geotomo Software, M.H. Loke). Do procesu inverze byla zavedena korekce na topografii a modely byly optimalizovány na základě snížení maximální RMS chyby výpočtu. Zobrazení výsledných inverzních modelů v podobě izoliniové „mapy“ měrných odporů podél měřeného profilu bylo provedeno v programu Surfer v.8.0 a v.12 (Golden Software). V programu Res2Dinv byly dále optimalizovány hodnoty tzv. damping faktoru, což je parametr, pomocí něhož jsou v rámci inverzního výpočtu zhlazována data. Optimalizace damping faktoru je důležitá, zejména pro pozdější interpretaci, a to v případě, jsou-li změřená data silně postižena šumem. Dále byl vytvořen robustní model, který občas lépe detekuje rozhraní, poskytuje však výrazně nižší rozlišení (tento model byl použit jako referenční model pro interpretace).



Obr. 50: Využití pěnových hub saturovaných elektrolytem pro zlepšení vodivého kontaktu elektrod s okolním prostředím na kamenném moři v oblasti Skalka. Vlastní foto autora, 2016.

V lokalitě Slunečná bylo ERT měření také prováděno v systému 315/5 metrů (délka profilu/rozestup elektrod). Vzhledem k hlinitému pokryvu blokového pole (půda, lesní hrabanka) nebylo nutné elektrody uzemňovat pomocí elektrolytem saturovaných pěnových hub. Půda vytvářející matrix mezi skalními bloky a kameny zajišťovala dostatečné vodivé spojení s elektrodou. Díky snadnějšímu uzemnění elektrod a méně náročnému terénu byl dostatek času na provedení dvou měření s jiným uspořádáním elektrod. Na základě poznatků a předpokladů o vnitřní struktuře kamenných moří bylo

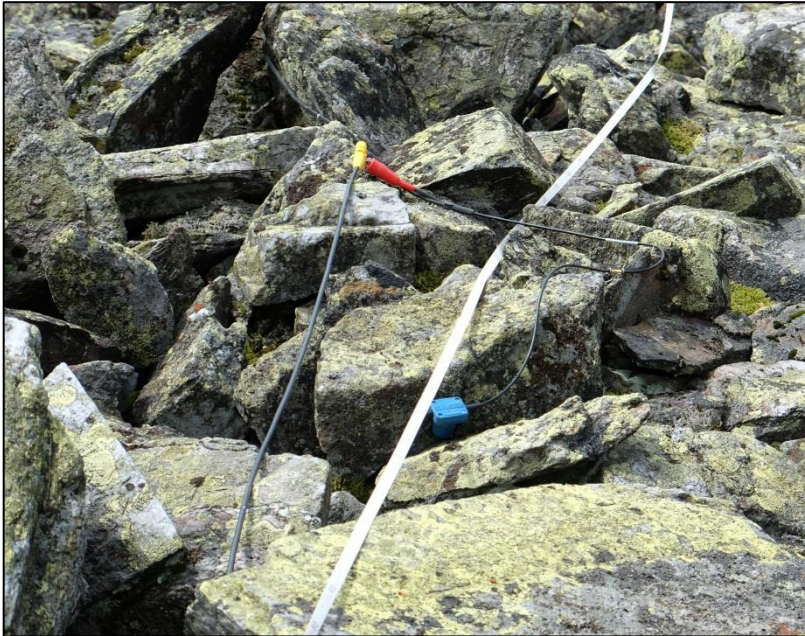
zvoleno uspořádání Wenner alpha ($W\alpha$) a Wenner-Schlumberger ($W-S$). Protože uspořádání $W-S$ poskytuje vysoké rozlišení a vyšší hloubkový dosah a je také citlivé jak na horizontální, tak i vertikální nehomogenity. Metoda $W\alpha$ má o trochu menší hloubkový dosah a menší rozlišení, které s hloubkou poměrně rychle klesá, má ale velmi dobrou citlivost ve vertikálním směru a je tedy citlivá na horizontální rozhraní, např. na povrch skalního podloží pod blokovou akumulací (viz kap. Elektrická odporová tomografie, ERT3.3.4). Měření bylo také realizováno přístrojem ARES s osmi multielektrodovými kabelovými sekcemi. Zpracování naměřených dat probíhalo stejným způsobem jako zpracování dat změřených na kamenném moři na Skalce. S tím rozdílem, že ze dvou modelů byl vytvořen jeden spojitý, který má ve výsledku vyšší počet datových bodů (dáno součtem bodů obou měření) a měl by tak být nejpodrobnější. Tento model byl proto zvolený pro následné interpretace.

4.2 SSR

V lokalitě Skalka bylo měření provedeno čtyřadvaceti kanálovou seismickou aparaturou (seismometrem) Geode (Geometrics Inc., USA). Geofony s vlastní frekvencí 10 Hz byly umístěny po 5 metrech do spár a puklin kamenů (viz obr. 51). Výsledná délka profilu byla tedy 115 metrů. Tento profil začínal na 90. a končil na 205. metru ERT profilu (viz tab. 6). Data byla v terénu měřena s ohledem na pozdější zpracování pomocí „metody t_0 “ a pomocí seismické tomografie. Jako zdroj seismického signálu bylo použito 10kg seismické kladivo a kovová podložka. Čas t_0 (angl. *trigger*) byl stanoven sepnutím elektrického obvodu při dopadu kladiva na ocelovou destičku. Údery seismického kladiva (body výbuchu, angl. *shot-points*) byly rozprostřeny podél profilu s krokem 10 m a 2,5-metrovým offsetem tak, aby bylo místo úderu kladiva přesně mezi nejbližšími geofony (místa, kde docházelo k úderům, měla tedy krok podél profilu 2,5 m, 12,5 m, 22,5 m atd.). Pro zachycení signálů od hlubších rozhraní byly použity tzv. „přístřely“ před prvním i za posledním geofonem. Buzení seismického signálu kladivem tak probíhalo od -30 m do 180 m vzhledem k počátku profilu (pozice 1. geofonu). Signál byl na každém bodu výbuchu sčítán po několika úderech (tzv. *stacking*) za účelem zkvalitnění záznamu.

Zpracování seismických dat proběhlo v několika krocích. Nejprve byly v programu Pickwin (OYO Soft.) odečteny časy příchodů seismických signálů (tzv. odečtení prvního nasazení, angl.: *first arrivals*) na jednotlivých stopách pro každý uložený záznam daného

bodů výbuchu. Dále byly v programu Plotrefa (OYO Soft.) stanoveny tzv. časy vzájemnosti, na základě jejichž porovnání byly původní odečty prvního nasazení zpřesněny. Soubor s odečty časů prvních nasazení byl následně uložen pro další zpracování.



Obr. 51: Ukázka umístění seismického geofonu do spáry mezi kameny. Vlastní foto autora, 2016.

Vlastní zpracování seismických signálů bylo provedeno v programu Rayfract (v. 3.32). Nejprve byly seismické signály zpracovány pomocí tzv. metody t_0 . Z hodochron seismického signálu bylo stanoveno, že výchozí model bude dvouvrstevný. To odpovídá i závěrům z kapitoly 3.2.1., že kamenná moře mohou být eluvia ležící na skalním podloží. Do modelu byly zavedeny předpokládané mezní rychlosti šíření seismického signálu v obou vrstvách a topografie. Výsledný model potom naznačuje průběh rozhraní mezi vrstvami (tedy rozhraní eluvium/skalní podloží) vypočítaný ze seismických rychlostí. Tento model byl dále využit jako základní (iniciální model) pro vytvoření tzv. vrstevnatého modelu zpracovaného tomografickou inverzí.

Poté byly seismické signály zpracovány metodou seismické tomografie. Ta využívá výpočetní algoritmus založený na obrácené matematické úloze. Konkrétně se jedná o iterativní proces, jehož výsledkem je model rozložení seismických rychlostí v podobě 2D řezu podél profilu, čímž vznikne tzv. seismický tomogram. Kromě výše zmíněného vrstevnatého modelu (který vychází z modelu metody t_0) byl také vypočten model gradientový. Gradientový model předpokládá postupný nárůst seismických rychlostí s hloubkou. Pokud se vrstevnatý a gradientový model nijak výrazně neliší (což je i případ

měření na lokalitě Skalka) lze považovat modelovaný počet vrstev jako správný. Do obou modelů byla zavedena korekce na topografii.

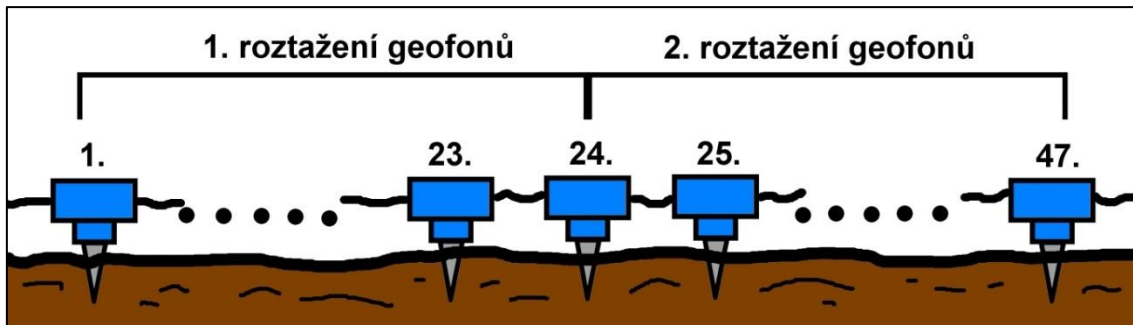
Vrstevnaté modely byly vytvořeny s použitím modelů:

- VELOIT78 – 78 iterací, jednotné minimální zhlazení (uniform minimal smoothing) – smoothing window 3 x 1
- VELOIT87 – 87 iterací, Gaussovo plné zhlazení (Gaussian full smoothing) – smoothing window 7 x 3
- Smoothing filter weighting: uniform/Gaussian
- Smoothing window: minimal (3 x 1)/full (7 x 3)

Gradientový model byl vytvořen s použitím:

- VELOIT75 – 75 iterací, Gaussovo plné zhlazení (Gaussian full smoothing) – smoothing window 7 x 3

Aby měření pokrylo alespoň část „vymapovaného“ území kamenných moří na Slunečné, byl použit systém měření s dvěma roztaženími (angl. *spread*) geofonů. Dvě roztažení čtyřadvaceti kanálové soupravy (zobrazené na obr. 52) s krokem 3 m a společným 1 geofonem (2x 69 m, 24. geofon prvního roztažení byl zároveň 1. geofonem druhého roztažení) odpovídalo vyhovující délce profilu 138 metrů. Seismický profil začínal na 126. a končil na 264. metru ERT profilu. Opět byly využity geofony s vlastní frekvencí 10 Hz. Body výbuchu, jejichž krok byl zvolen jako dvojnásobek kroku geofonu, tedy 6 m, byly situovány mezi nejbližší geofony s offsetem 1,5 m. Pro zachycení hlubšího rozhraní a lepší pokrytí byly rovněž využity vzdálené body výbuchu (přístřely). Jako zdroj seismického signálu bylo také použito 10kg seismické kladivo a kovová podložka. Čas t_0 (trigger) byl opět stanoven sepnutím elektrického obvodu při dopadu kladiva na ocelovou destičku. Podobně jako na kamenném moři na Skalce byl signál sumován pomocí funkce stacking pro zlepšení jeho kvality. Zpracování seismických dat proběhlo stejně, jako zpracování dat získaných při měření kamenného moře na Skalce.



Obr. 52: Schéma roztažení geofonů v lokalitě Slunečná.

4.3 GPR

V lokalitě Skalka byla měření prováděna geologickým radarem Malá Ramac system s kontrolní jednotkou X3M. Byly použity dvě stíněné antény o vlastní frekvenci 100 a 250 MHz. Vzhledem k velmi obtížnému terénu byl radar postupně přenášén podél profilu s manuálním triggerem po 20 cm, zadávaným pomocí klávesnice notebooku (viz obr. 21, nebo obr. 53). Do výsledných modelů byla zavedena topografie prostředí, která byla odvozena z DMR 5G. Radarový profil byl kvůli terénním podmínkám a bezpečnosti práce v lokalitě měřen proti směru ERT a SSR profilu. Celková délka byla 72 metrů, což zhruba odpovídá délce kamenného moře podél profilu. Profil měl počátek na 88. metru seismického profilu, tudíž na 178. metru ERT profilu a končil na 16. metru seismického profilu, respektive 106. metru ERT profilu (viz tab. 6).

Naměřená data v podobě amplitudových křivek pro každou zaznamenanou stopu byla zpracována v programu ReflexW 6.0 (Sandmeier Geo). Výsledkem měření byly získány 2-D hloubkové řezy, znázorňující reflexní rozhraní, odlišující se od sebe v amplitudách reflexního koeficientu. V rámci zpracování dat byly použity následující kroky:

1. Resorting – X-Flip Profile (otočení profilu, protože kvůli úspoře času a náročnosti pohybu v terénu bylo měření prováděno proti směru geofyzikálního profilu);
2. static correction – move starttime (oprava podle tzv. prvního nasazení, kdy dochází k ořezu záznamu „na povrch“);
3. 1-D Filter – subtract mean (dewow) (srovnání měřené stopy podél vertikální osy);
4. 2-D Filter – background removal (odečtení pozadí);
- 5a. gain – energy decay (zesílení signálu);
- 5b. gain – Y-manual gain (selektivní zesílení signálu ve vertikální ose Y);
6. 2-D Filter – running average (zhlazení pomocí klouzavého průměru).

Za účelem získání nejvhodnějších hloubkových řezů byly po konzultacích s odbornou veřejností nastavovány další parametry a koeficienty, které se liší v závislosti na použité anténě. Do profilu byla zavedena topografie. V rámci zpracování dat byly experimentálně použity tzv. „topografické migrace“, které zohledňují vliv terénních změn na samotné měření a „posouvají“ časy t_0 (první nasazení) vzhledem ke změnám v topografii. V řadě případů přináší tato úprava spjitější odrazy, které tak lze jednoznačněji interpretovat (Neal, 2004).

Radarový profil v lokalitě Slunečná byl stejně dlouhý, jako seismický profil. Začínal na 126. metru ERT profilu a jeho výsledná délka byla 138 metrů (viz tab. 7). Opět byly využity obě antény (100 a 250 MHz) a tzv. manual trigger po 20 cm za postupného přenášení antény přes kamenná moře podél měřického pásma (zobrazeno na obr. 53). Měření bylo opět prováděno proti směru výzkumného profilu. Při úpravách dat bylo tedy nutné znovu použít funkci Resorting – X-Flip Profile. Další zpracování dat probíhalo stejně, jako při zpracovávání dat z lokality Skalka. Výsledná data byla zesílena pouze pomocí funkce energy decay.



Obr. 53: Aplikace metody GPR v lokalitě Slunečná. Vlastní foto autora, 2016.

4.4 DEMP

Měření na dvou lokalitách bylo prováděno s využitím přístrojů CMD Explorer a CMD MiniExplorer firmy GF Instruments (Brno). Oba konduktometry využívají systém třech párů EM cívek (výše označováno jako: elektromagnetické dipóly), které jsou od sebe různě vzdáleny. Z každého měření tak dostáváme 3 hodnoty v různých hloubkách (viz

tab. 8), tedy 3 křivky podél profilu. Kalibrované hloubky měření se navíc liší v závislosti na vertikální/horizontální orientaci os cívek, v přístroji označené jako poloha Hi/Lo (vertikální/horizontální). Přístroj CMD MiniExplorer se běžně používá pro měření na povrchu, nebo těsně nad ním. U přístroje CMD Explorer lze měřit i nad povrchem pomocí závěsného nosného systému. Datové body lze získávat buď manuálním, nebo kontinuálním měřením. Manuální mód umožňuje opakovat měření na jedné pozici a kontrolovat tak kvalitu signálu. Jde ovšem o poměrně pomalé a zdlouhavé měření. Naopak v kontinuálním módu probíhá průzkum velmi rychle, protože s přístrojem je pohybováno konstantní rychlostí podél profilu se zvolenou vzorkovací frekvencí. Nevýhodou ovšem může být značné množství dat změřených s vysokou chybou.

Tab. 8: Kalibrované hloubky měření u vybraných konduktometrů pro jednotlivé polohy cívkových dipólů. Převzato z GF Instruments, 2017.

	Hi (vertikální orientace cívek)	Lo (horizontální orientace cívek)
CMD MiniExplorer	0,5 – 1,0 – 1,8 m	0,25 – 0,5 – 0,9 m
CMD Explorer	2,2 – 4,2 – 6,7 m	1,1 – 2,1 – 3,3 m

K průzkumu kamenného moře na Skalce pomocí metody DEMP byl využit přístroj CMD-Explorer (viz obr. 31). Použití přístroje CMD MiniExplorer nebylo vzhledem k velmi malému hloubkovému dosahu a vyšší citlivosti na elektromagnetické rušení (na kamenném moři typu B6 způsobené značnou heterogenitou a rozkolísáním měřených hodnot) vůbec uvažováno. Průzkum byl prováděn podél profilu o délce 72 metrů. Tento profil měl počátek na 16. a konec na 88. metru seismického profilu (viz tab. 6). Rychlejší měření v kontinuálním módu nebylo možné provést z důvodu obtíženého pohybu terénem. Na kamenném moři nelze zachovat konstantní rychlost. Dalším důležitým faktorem byla také bezpečnost měření, proto bylo zvoleno měření na povrchu s postupným přenášením aparatury podél profilu. První měření bylo provedeno s vertikální orientací cívek (poloha Hi), za účelem dosažení větších hloubek 2,2, 4,2 a 6,7 metru (viz tab. 8). Druhé měření probíhalo v poloze Lo, s horizontální orientací cívek, která zajišťovala hloubky 1,1, 2,1 a 3,3 metru (viz tab. 8).

Hodnoty změřených zdánlivých měrných vodivostí v určitých hloubkových vrstvách byly nejprve převedeny na zdánlivé měrné odpory (zdánlivá rezistivita) pro snadnější porovnání s výsledky metody ERT. Výsledné křivky měrných odporů pro jednotlivé cívkové dipóly ve dvou polohách měření (Hi a Lo) byly graficky zpracovány programem Grapher 9

(Golden Software). Vybrané datové soubory byly prostřednictvím software CMD Data Transfer, dodávaného výrobcem přístrojů (GF Instruments, Brno), převedeny na simulované elektrodové uspořádání a invertovány v programu Res2Dinv (Geotomo Software) jako pseudosekce zdánlivého měrného odporu. Výsledné invertované řezy měrného odporu byly následně zobrazeny pomocí programu Surfer (Golden Software).

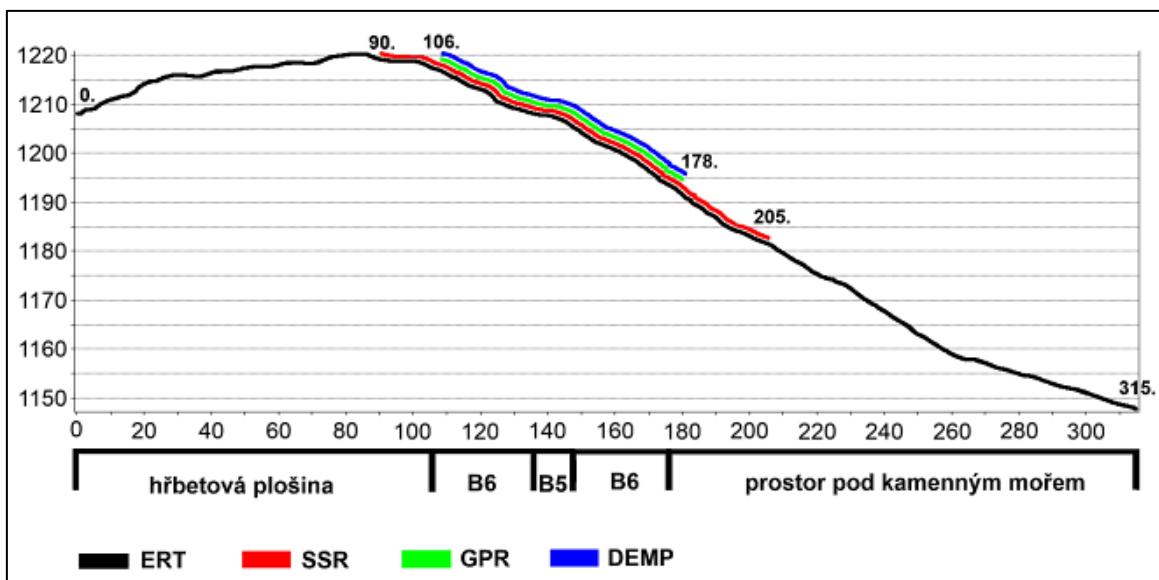
Dipólové elektromagnetické profilování bylo v lokalitě Slunečná prováděno na profilu o délce 141 metrů. Tento profil měl počátek na 126. a konec na 267. metru ERT profilu (viz tab. 7). Průzkumný profil protínal kamenná moře s vegetačním pokryvem (vzrostlý les, lesní podrost) ve kterých jsou meziblokové prostory vyplněné půdou a lesní hrabankou. Měření bylo prováděno primárně v manuálním módu sběru dat z podobných důvodů, jako na kamenném moři na Skalce. Využity byly oba přístroje. CMD Mini Explorer pro menší hloubky (viz obr. 29 a obr. 30) a CMD Explorer pro průzkum větších hloubek. Měření byla opět provedena v Hi i Lo poloze pro získání dat z jednotlivých hloubkových vrstev (viz tab. 8). Bylo také experimentálně použito kontinuální měření s automatickým záznamem dat se vzorkovací frekvencí 0,2 s. Zpracování dat probíhalo stejným způsobem jako zpracování dat naměřených na kamenném moři na Skalce.

5 VÝSLEDKY A INTERPRETACE DAT

V této kapitole jsou rozebírány získané výsledky z jednotlivých geofyzikálních analýz, ale také výsledky z prvotního mapování zájmových lokalit. Celá kapitola je rozdělena do dvou subkapitol. První subkapitola se věnuje výsledkům získaným v lokalitě Skalka, ve druhé subkapitole jsou rozebírány výsledky ze Slunečné. Pro výsledky každé geofyzikální metody je nastíněna jejich možná interpretace.

5.1 SKALKA

Zvolené kamenné moře na Skalce, zobrazené na obr. 48, má plochu 2 215 m². Maximální nadmořská výška je 1218 metrů, minimální nadmořská výška pak 1192 metrů. Sklony svahů se v kamenném moři pohybují v rozmezí od 17° do 25°, přičemž průměrný sklon svahu je zhruba 21° (DMR 5G, 2016). Celé kamenné moře je orientováno na západ. Převažující horninou je pararula. Kamenné moře je tzv. openwork blocky surface typu. Mentlík (2011) uvádí, že ani v hloubce 1 metru ze záznamů z rozebírání do hloubky, nejsou prostory mezi kameny vyplněné matrix. Za hlavní proces vzniku považuje Mentlík (2011) mrazové zvětrávání s pomalými svahovými pohyby. Lze tak soudit, že kamenné moře v oblasti Skalka je pleistocenního stáří a je alochtonního typu.



Obr. 54: Grafické znázornění začátků a konců jednotlivých geofyzikálních profilů, protínajících kamenné moře, zobrazené na topografickém profilu lokality Skalka. Pod horizontální osou je graficky znázorněné rozdělení lokality na části a výskyt úseků jednotlivých typů kamenných moří podle upravené Žurawkovy klasifikace (Stacke, 2008), uvedené v kap. 3.2.4. Vlastní zpracování dat, 2017.

5.1.1 VÝSLEDKY PROFILOVÁNÍ METODOU ELEKTRICKÉ ODPOROVÉ TOMOGRAFIE

Výsledný model elektrické odporové tomografie je zobrazen na obr. 56BB. Na obrázku jsou vidět vysokoodporové přípovrchové oblasti, které by měly odpovídat tělesu kamenného moře. Naopak jsou patrné relativně nižší odpory ve větších hloubkách, které by měly odpovídat skalnímu podloží.

V ERT modelech jsou rozhraní reprezentována oblastmi odporového maxima/minima a vzhledem k pozvolnému přechodu odporů do hloubky dochází k roztažení struktur na obě strany. Hloubka kamenného moře by se z tohoto pohledu pohybovala v intervalu od 8 do 10 metrů. Střední hodnoty odporů mohou odpovídat zvětralejšímu podloží, popř. zahliněnému blokovému poli. Jednotlivé modely pro různá nastavení se příliš neliší, což dokládá jejich konzistentnost. Na profilu je možné vidět ve střední části kamenného moře těleso s nižšími odpory. Toto těleso odpovídá místu, kde byl geofyzikální profil tažen mimo kamenné moře tzv. openwork blocky surface typu. Na tomto místě roste borůvčí, nebo malé stromy. Podle tvaru kamenného moře lze předpokládat, že se v tomto úseku kameny také nacházejí, jsou ale porostlé vegetací a meziblokové prostory jsou vyplněny jemnozrnným materiálem, což se projevuje relativně nižšími odpory.

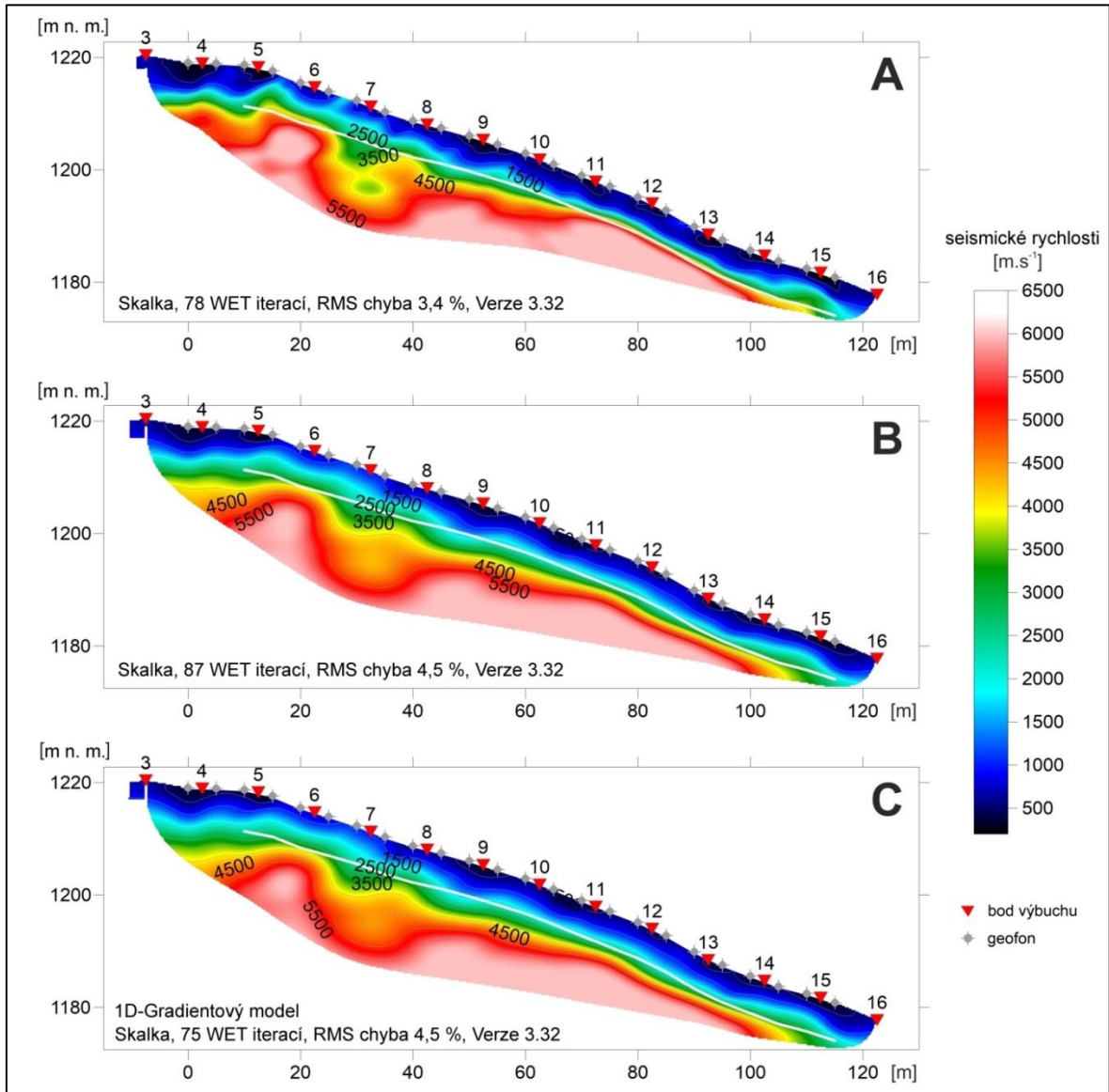
5.1.2 VÝSLEDKY PROFILOVÁNÍ METODOU MĚLKÉ REFRAKČNÍ SEISMIKY

Z kapitoly 3.3.5 lze říci, že seismika je obecně citlivější na detekci rozhraní, zejména pak skalního podloží. Nerozrušená skála totiž vede seismický signál daleko lépe než zvětralina. Seismickou refrakcí se tedy dají snáze poznat rozhraní mezi zvětralinou/koluvium, porušenou/zvětralou horninou a zdravou skálou. Podle metodiky představené v kap. 4.2, byly vymodelovány tři modely, zobrazené na obr. 55.

První dva obrázky (A, B) představují vrstevnatý model (seismická tomografie). Liší se algoritmem zhlazení a počtem iterací. Třetí obrázek (C) je model gradientový, také vytvořen seismickou tomografií. Do každého tomografického modelu byl vložen třetí model, zobrazený bílou linií (křivkou). Ten představuje rozhraní z metody t_0 .

Pro vytvoření vrstevnatého modelu zobrazeného na obr. 55A bylo použito 78 iterací, jednotné minimální zhlazení (angl. *uniform minimal smoothing*) a minimal smoothing window (3 x 1). Pro vrstevnatý model na obr. 55B bylo využito 87 iterací, Gaussovo plné zhlazení (angl. *Gaussian full smoothing*) a opět minimal smoothing window

(3 x 1). Pro gradientový model, na obr. 55C bylo použito 75 iterací, opět Gaussovo plné zhlazení a full smoothing window (7 x 3).



Obr. 55: Skalka – SSR. Výsledné inverzní modely seismických rychlostí (metoda seismické tomografie): (A) vrstevnatý model s minimálním zhlazením, (B) vrstevnatý model s plným zhlazením, (C) gradientový model s plným zhlazením. Bílá linie v rychlostním řezu znázorňuje průběh rozhraní podle „metody t_0 “. Zavedena korekce na topografii. Vlastní zpracování dat, 2017.

Interpretace výše zmíněných a zobrazených výsledků velmi záleží na typu prostředí, kterým seismické signály prochází. Proto výsledná bílá linie z metody t_0 nemusí nutně zobrazovat hloubku a průběh nezávětralého podloží, což podporuje fakt, že výsledné seismické rychlosti pro rozhraní ($2500 - 3500 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) neodpovídají seismickým rychlostem pro metamorfity, které jsou uvedené v tab. 3. Bílá linie bude tedy nejspíše zobrazovat dílčí rozhraní uvnitř kamenného moře, popř. povrch silně porušeného/zvětralého podloží.

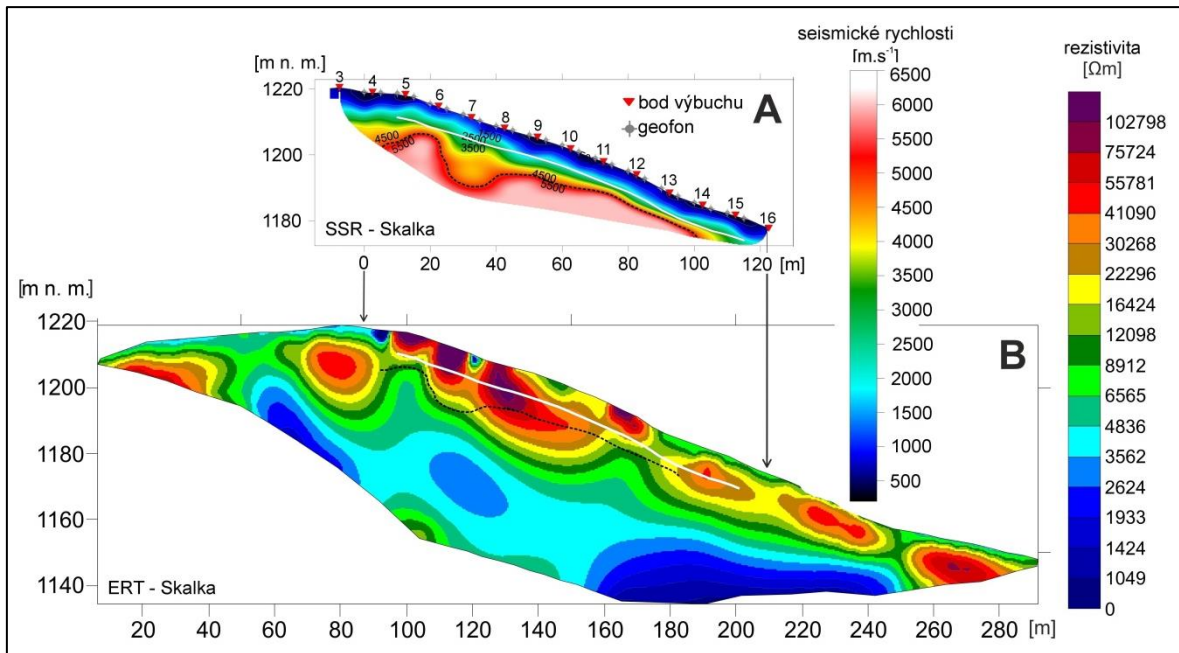
Hranice nezářivého podloží by následně byla charakterizována izoliníí cca $5000 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (popř. $4500 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). Tyto rychlosti šíření seismického signálu již odpovídají rychlostem šíření v metamorfitech (tab. 3), kterými je kamenné moře tvořeno (viz kap. 2.2). Mocnost kamenného moře na Skalce by se podle výsledků mělké refrakční seismiky podél profilu nijak výrazně neměnila a pohybovala v rozmezí od 7 do 10 metrů. Změna rychlosti šíření elastických vln v samotném kamenném moři a v úseku, kdy profil moře neprotíná, nebyla rozpoznána. Podle výsledků metody SSR se hustota kamenného moře projevuje homogenní.

5.1.3 SROVNÁNÍ VÝSLEDKŮ METOD SSR A ERT

Pro srovnávání modelů ERT a SSR, je nutné si uvědomit fakt, že každá metoda je založena na jiném principu. Nelze přímo srovnávat elastické a elektrické geofyzikální pole. Jinak řečeno, seismické (rychlostní) rozhraní není nutně to samé co geoelektrické (odporové/vodivostní) rozhraní. Proto je možné, že tvary izoliníí seismiky a ERT nemusejí korespondovat. Pro názornější komparaci výsledků metody SSR a ERT byl vytvořen obr. 56.

Jak již bylo naznačeno, v ERT modelech mohou být výrazná rozhraní umístována do oblastí odporového maxima. Tento fakt by spíše podporoval teorii, že bílá linie vytvořená metodou t_0 by mohla zobrazovat průběh neporušeného skalního podloží. Na obr. 56 lze vidět, jak bílá linie protíná vysokoodporové roztáhlé struktury. Porušené skalní podloží se ale také může projevovat vysokými odpory. Proto lze nalézat na ERT profilu (obr. 56B) vysokoodporové struktury i hlouběji. Tento přístup by potvrzoval i fakt, že průběh neporušeného skalního podloží je charakterizován izoliníí zhruba $5000 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

Při celkovém pohledu na obr. 56 lze říci, že horní část kamenného moře na Skalce má nejspíše trojvrstevné prostředí a v dolní části lze nalézt zřejmě dvouvrstevné podpovrchové prostředí. Téměř celá dolní polovina kamenného moře tak leží na nezářivém podloží a vytváří tak dvouvrstevné prostředí, právě tam, kde bílá linie metody t_0 kopíruje průběh podloží podle izolinie $5000 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Tam, kde se izolinie $5000 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ hloubkově výrazně vzdaluje od bílé křivky, lze předpokládat mezivrstvu zvětralejšího skalního podloží, čemuž odpovídají i hlubší vysokoodporové laloky s odpory podobnými, jako má samotné kamenné moře.



Obr. 56: Skalka – SSR a ERT. (A) Vrstevnatý inverzní model seismických rychlostí v porovnání s (B) inverzním odporovým modelem (elektrodové uspořádání: Wenner-Schlumberger). Modely jsou ve vzájemně shodném měřítku, vzájemná poloha je schematicky vyznačena. Bílá linie v rychlostním i odporovém řezu znázorňuje průběh rozhraní podle „metody t_0 “. Černá čárkovaná linie v obou řezech naznačuje předpokládaný průběh skalního podloží podle izoliny seismických rychlostí (5000 m.s^{-1}). Vlastní zpracování dat, 2017.

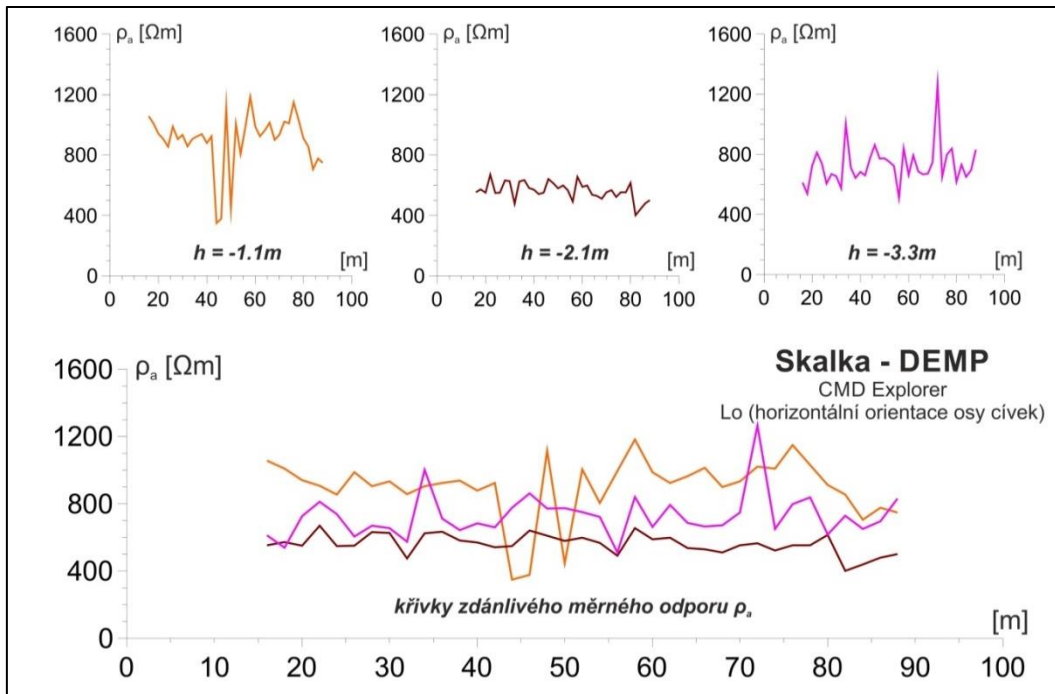
5.1.4 VÝSLEDKY METODY DIPÓLOVÉHO ELEKTROMAGNETICKÉHO PROFILOVÁNÍ

Z popsané metodiky a zpracování dat byly vymodelovány křivky zdánlivého měrného odporu pro obě nastavení antény a všechny hloubkové dosahy. Při zpracování dat bylo odstraněno jen minimum očividně chybně změřených bodů. Nicméně výsledná data naměřená na kamenném moři na Skalce jsou velmi rozkolísaná a obsahují spoustu lokálních minim a maxim. Proto téměř nelze na křivkách na obr. 57 a obr. 58 najít obecný trend.

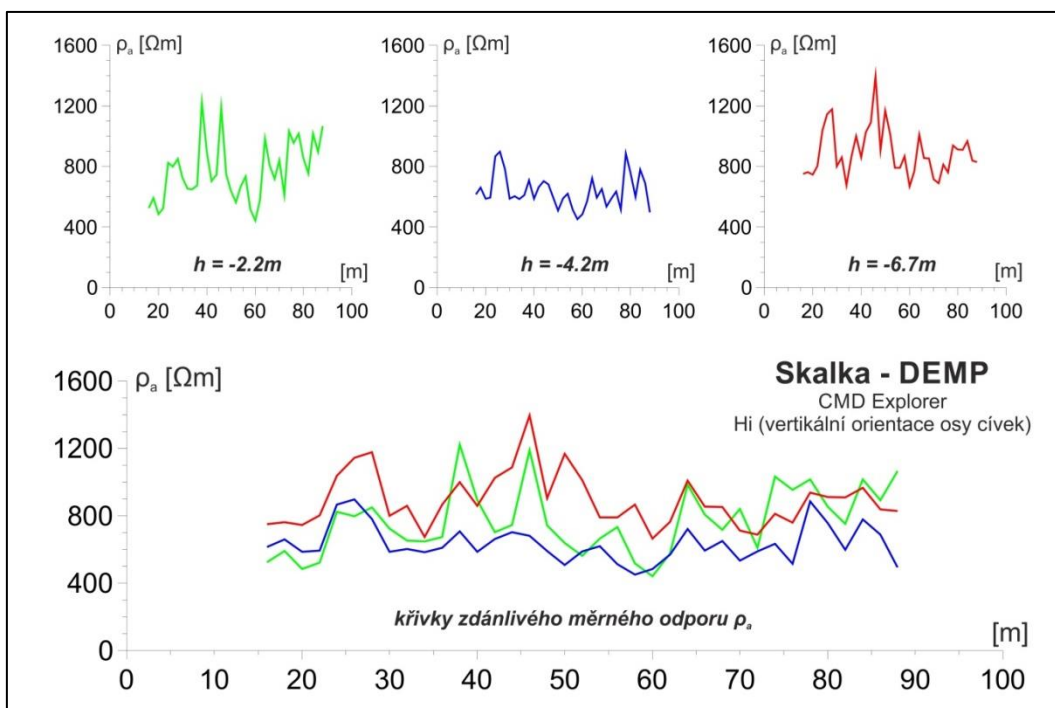
Data změřená ve vertikální poloze cívek vykazují vyšší vzájemnou shodu, než data změřená v horizontální poloze cívek. Tento fakt odpovídá předpokladu zjištěnému v kap. 3.3.3, že vertikální poloha cívek je více odolná vůči rušení (i přirozenému).

Z výše uvedeného je možné vyvodit závěr, že metoda dipólového EM profilování se pro průzkum kamenného moře na Skalce nehodí a přináší chybné výsledky. Pro potvrzení tohoto závěru byl vytvořen obr. 59, kde je porovnáváno měření H_i a L_o na příkladu 2,2 m u H_i a 2,1 m u L_o . Tyto křivky jsou výsledkem měření v podstatě identické hloubce, a měly by si tudíž odpovídat. Nemusejí se nutně shodovat hodnotově, ale minimálně tvarem křivek. Při pohledu na obr. 59 lze vyzorovat, že křivky zdánlivého měrného odporu mají

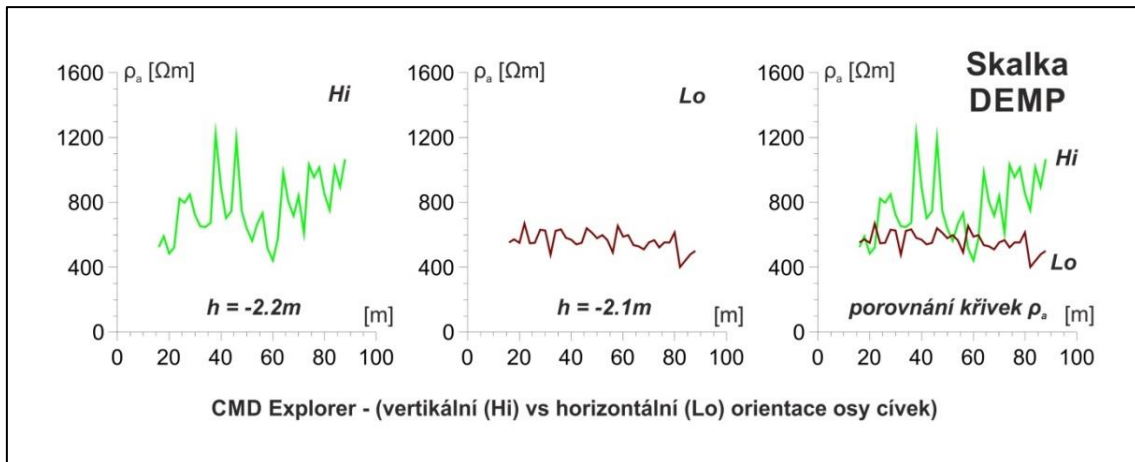
spíše opačný trend; častěji jdou proti sobě, než spolu. Tento fakt jasně demonstruje nevhodnost metody DEMP pro průzkum kamenného moře na Skalce a zřejmě i dalších kamenných moří tzv. openwork blocky surface typu.



Obr. 57: Skalka - DEMP. Výsledné křivky zdánlivého měrného odporu, získané z DEMP. Měření prováděno přístrojem CMD Explorer s (Lo) horizontální orientací cívek. Vlastní zpracování dat, 2017.

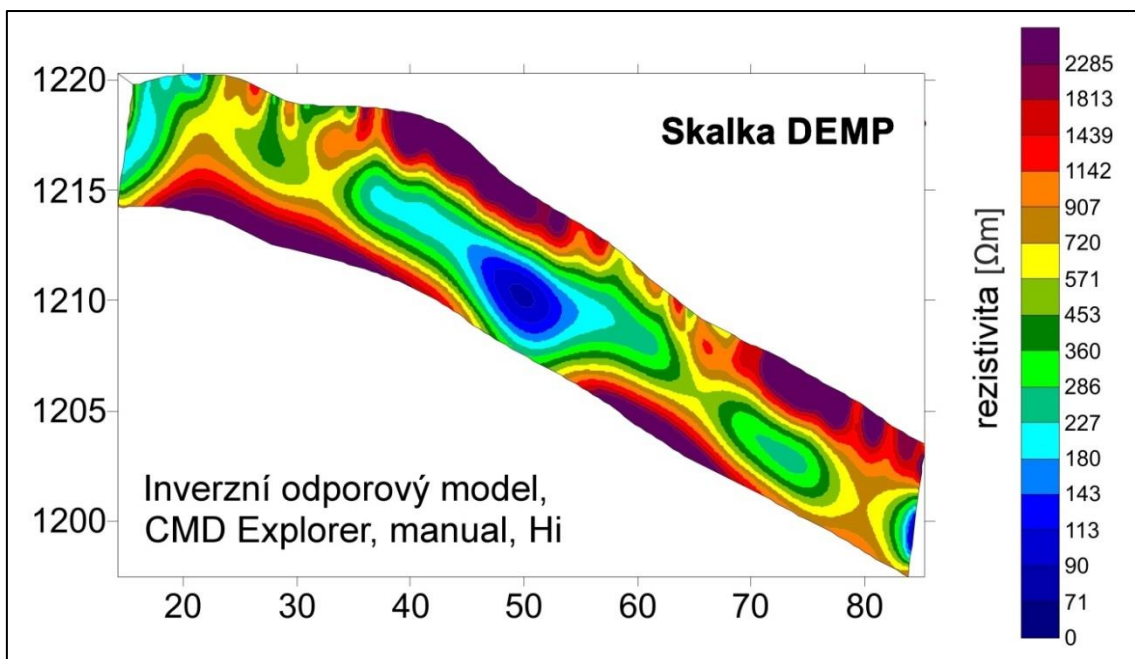


Obr. 58: Skalka - DEMP. Výsledné křivky zdánlivého měrného odporu, získané z DEMP. Měření prováděno přístrojem CMD Explorer s (Hi) vertikální orientací cívek. Vlastní zpracování dat, 2017.



Obr. 59: Skalka – DEMP. Porovnání výsledných křivek zdánlivého měrného odpor, získaných z DEMP, na příkladu 2,2 m u vertikální orientace a 2,1 m u horizontální orientace cívek. Vlastní zpracování dat, 2017.

Inverzní model byl v tomto případě vytvořen pouze z dat naměřených při vertikální orientaci cívky. U těchto dat byla podle křivek zdánlivého měrného odporu nalezena nejvyšší shoda. Pro data změřená při poloze Lo bylo zbytečné inverzní model vytvářet, protože by se jednalo pouze o chaotický obrázek bez možnosti jakékoli interpretace. Inverzní model je zobrazen na obr. 60.



Obr. 60: Invertovaný řez měrných odporů z DEMP měření pro lokalitu Skalka. Původní měřená data zdánlivých měrných vodivostí (konduktivity) byla převedena na hodnoty zdánlivých měrných odporů (rezistivity) a následně invertována v programu Res2Dinv. Měření provedeno konduktometrem CMD Explorer s vertikální orientací cívek a manuálním sběrem dat. Vlastní zpracování, 2017.

Přes to, že byla invertována „nejlepší“ z naměřených DEMP dat, lze v modelu najít několik nejasností. První nejasností je výskyt nízkoodporových těles zhruba v hloubce 10

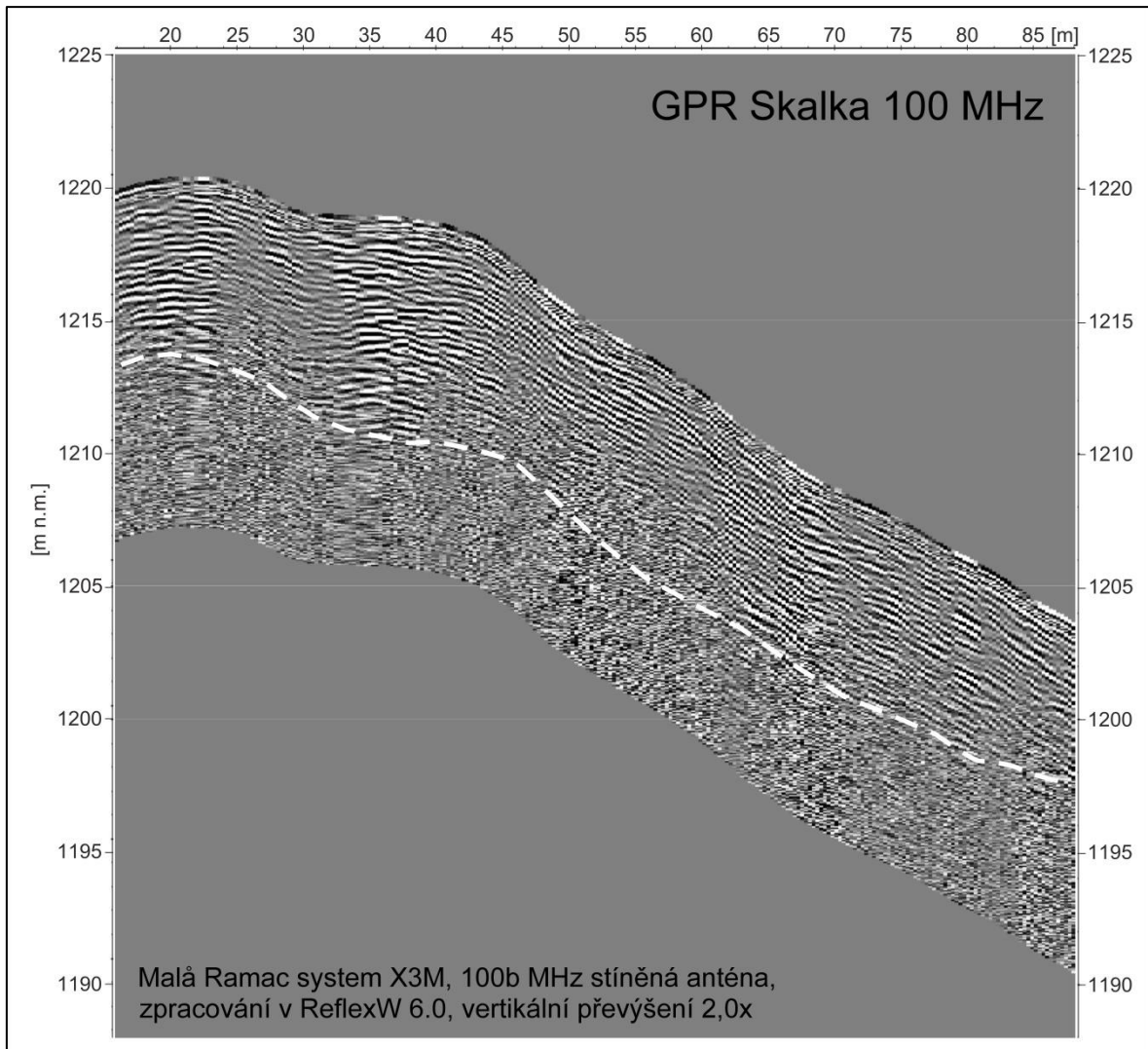
metrů. Druhou nejasností je samotná mocnost kamenného moře, protože podle takového modelu by hloubka kamenného moře v oblasti Skalka dosahovala maximálně 5 metrů. To je vzhledem k výsledkům terénního šetření a zejména vzhledem k výsledkům ostatních metod značně nepravděpodobné. Invertované výsledky DEMP měření tedy v předkládané práci slouží pouze jako metodický příklad toho, jak lze také DEMP data zobrazovat.

5.1.5 VÝSLEDKY PROFILOVÁNÍ METODOU GEORADARU

Popsanou metodikou (viz kap. 4.3) byly vytvořeny 2D hloubkové řezy znázorňující reflexní rozhraní. Tyto řezy jsou zobrazené na obr. 61 a obr. 62. GPR řezy se zavedenou topografickou migrací neposkytly lépe interpretovatelné záznamy, migrace naopak způsobila částečné zvýraznění šumu, což je nežádoucí. Při použití topografické migrace u dat získaných anténou s frekvencí 100 MHz došlo dokonce ke zhoršení záznamu, pravděpodobně v důsledku vysoké intenzity geoelektrického šumu. Z tohoto důvodu nebyly „migrované“ záznamy pro interpretace využity.

Podle metodiky byly použity 2 způsoby zesílení dat. První způsob aplikovaný na výsledky měření pomocí 100 MHz antény a zobrazený na obr. 61 je uniformní pro celou hloubku záznamu. Signál je na každém místě rovnoměrně zesílen pomocí funkce energy decay. Tento způsob přináší zesílení signálu z větších hloubek a řez pak může být jednodušeji interpretován. Bohužel tato funkce zesiluje i šum, a proto je možné, že interpretace výsledného řezu bude naopak ztížena.

Druhým způsobem, aplikovaným na výsledná data z měření anténou s frekvencí 250 MHz, je použití funkce manual gain podél osy Y. Při této funkci lze manuálně určit intenzitu zesílení pro různé hloubky, za účelem co největšího potlačení šumu. Proto je výsledný řez, zobrazený na obr. 62, téměř bez šumu, ale zase v něm není tak viditelný užitečný signál, jako je tomu na obr. 61. Do každého řezu byla přidána linie zobrazující reálný hloubkový dosah.

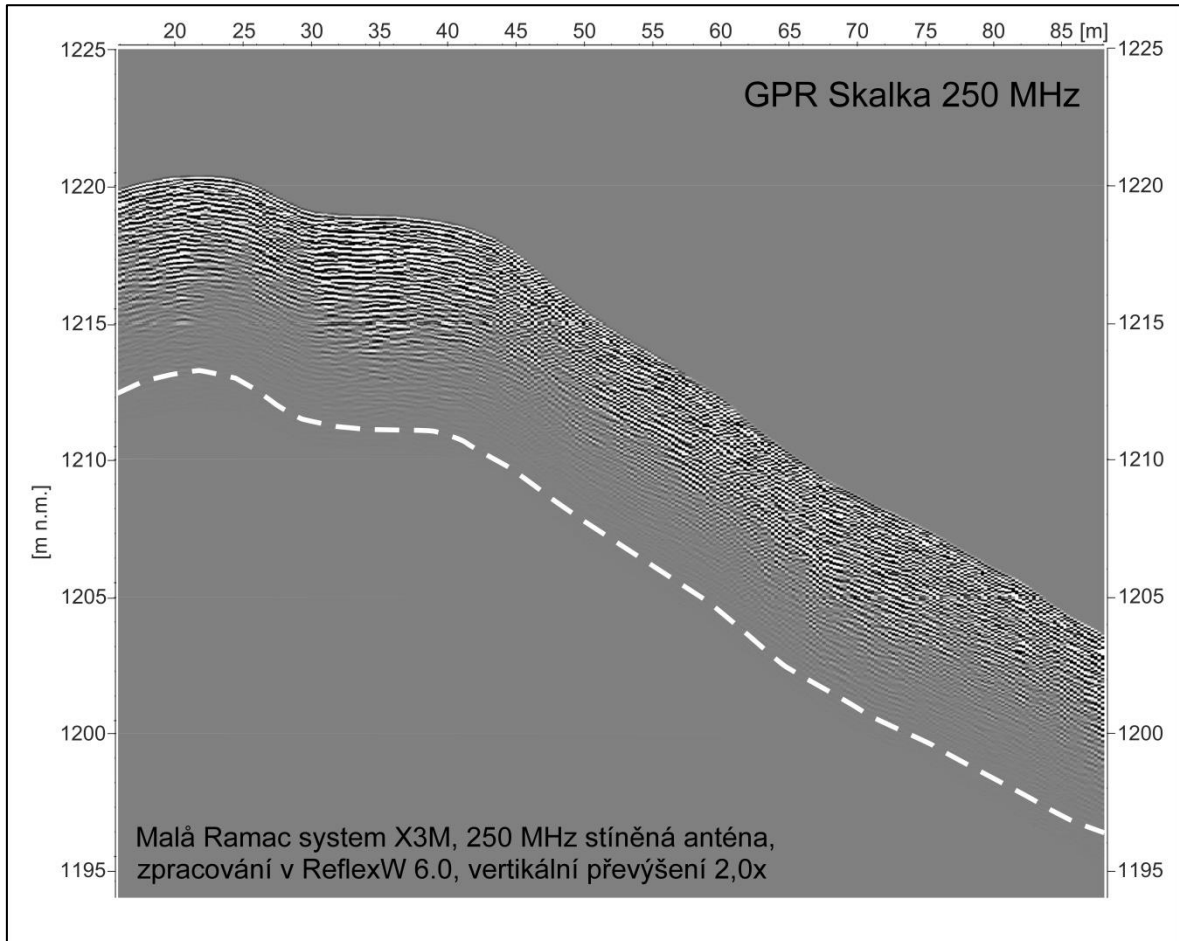


Obr. 61: Skalka – GPR. Výsledné 2D hloubkové řezy zobrazující reflexní rozhraní. Měření prováděno přístrojem Malá Ramac system s použitím 100 MHz stíněné antény. Data upravena funkcí energy decay. Bílá linie značí maximální hloubku průniku. Vlastní zpracování dat, 2017.

Nelze jednoznačně říci, jaký způsob zesílení je v tomto konkrétním případě lepší. V obou případech reálný hloubkový dosah končí v hloubce 6, maximálně 7 metrů. Dále do hloubky odrazy zcela odeznívají. V případě úpravy manual Y gain vymizí úplně, v případě energy decay se potom ztrácí v šumu. Linie reálného hloubkového dosahu logicky sleduje tvar reliéfu, protože v rámci vyhodnocování dat byla provedena korekce na topografii. Vzhledem k hloubkovému dosahu nebylo na mnoha místech možno správně určit mocnost kamenného moře. Na výsledném řezu se ale nachází místa se silnějšími i se slabšími odrazy.

Místa se silnějšími odrazy, která se vyskytují na začátku a na konci kamenného moře, budou pravděpodobně charakterizovat větší bloky. Místa se slabšími odrazy,

začínající zhruba na 45. metru SSR profilu by mělo odpovídat menším klastům s vyplněnými meziblokovými prostory, kvůli nimž dochází k vyššímu útlumu signálu. Tato oblast odpovídá svojí polohou úseku, kde byl geofyzikální profil tažen mimo kamenné moře s otevřenou strukturou. Přes úsek, kde jsou kameny pokryté borůvčím a kde meziblokové prostory vyplňuje matrix.

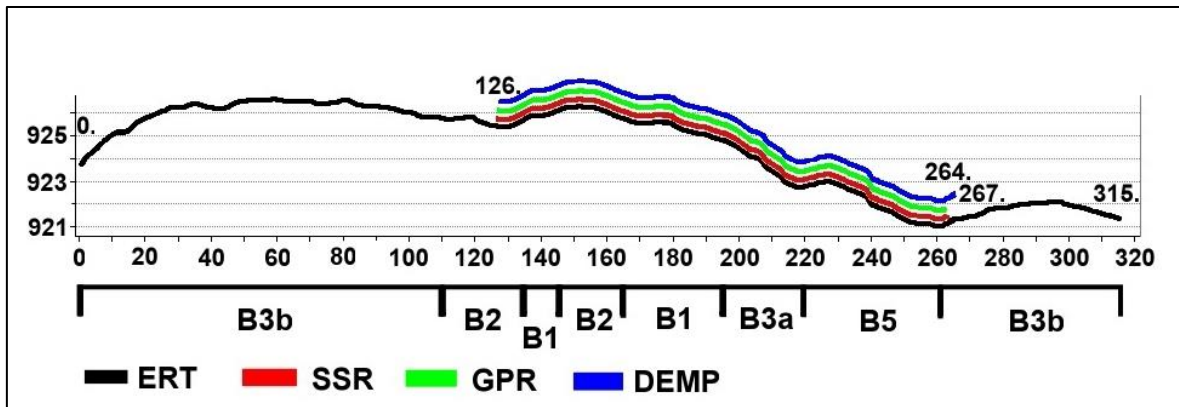


Obr. 62: Skalka – GPR. Výsledné 2D hloubkové řezy zobrazující reflexní rozhraní. Měření prováděno přístrojem Malá Ramac system s použitím 250 MHz stíněné antény. Data upravena funkcí manual gain. Bílá linie značí maximální hloubku průniku. Vlastní zpracování dat, 2017.

5.2 SLUNEČNÁ

Vybraná kamenná moře leží v nadmořské výšce mezi 935 a 915 metry na celkové ploše 7 645,5 m². Převažuje u nich západní orientace, pouze nejsevernější kamenné moře má částečně i severozápadní orientaci. Sklon svahů v oblasti, kde leží vybraná kamenná moře, se pohybuje v rozmezí od 11° do 21° (DMR 5G). Převažující horninou je žula. Kamenná moře nejsou tzv. openwork blocky surface typu a již na povrchu jsou meziblokové prostory vyplněné materiálem. Stacke (2008) představuje hypotézu, že celá oblast okolo vrchu Slunečná byla v historii nejvíce modelována periglaciálními procesy.

V této lokalitě také ověřil závislost výskytu kamenných moří na výskyt skalních výchozů (Stacke, 2008). Opět je tedy možné se domnívat, že tato kamenná moře jsou pleistocenního stáří a jsou alochtonní.



Obr. 63: Grafické znázornění začátků a konců jednotlivých geofyzikálních profilů, protínajících různé typy kamenných moří, na topografickém profilu lokality Slunečná. Pod horizontální osou je graficky znázorněné rozdělení lokality na části a výskyt jednotlivých typů kamenných moří podle upravené Žurawkovy klasifikace (Stacke, 2008), uvedené v kap. 3.2.4. Vlastní zpracování dat, 2017.

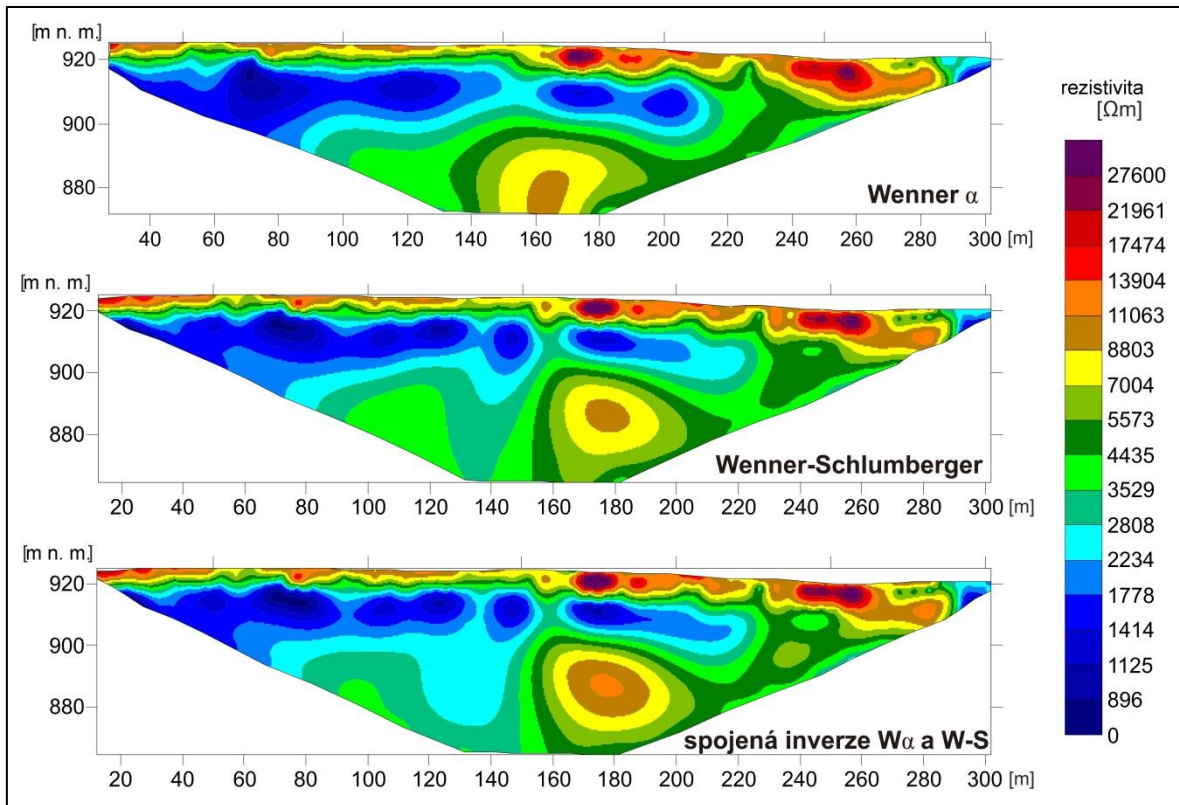
5.2.1 VÝSLEDKY PROFILOVÁNÍ METODOU ELEKTRICKÉ ODPOROVÉ TOMOGRAFIE

Na základě měření dvěma rozdílnými uspořádáními byly získány dva modely zobrazené na obr. 64. Modernější software dnes již zvládne inverzi spojeného souboru, který má ve výsledku vyšší počet datových bodů (dáno součtem bodů obou měření), a měl by být tak nejpodrobnější. Také zobrazen na obr.64.

Z výsledných modelů vyplývá fakt, že kamenná moře v druhé polovině profilu nabývají na mocnosti. Dá se předpokládat, že je budou tvořit větší bloky a kamenná moře budou tedy vyšší třídy. Zhruba na konci první poloviny profilu, okolo 150. metru lze vysledovat určité dílčí rozhraní. Podobné rozhraní lze detekovat na 230. metru. V první polovině profilu se nachází relativně nižší odpory s velmi malou mocností, z čehož lze vyvodit předpoklad, že v tomto úseku protíná výzkumný profil velmi řídké kamenné moře, zřejmě velmi nízkého řádu, kde jsou prostory mezi bloky vyplněny jemnozrnným koluvem, půdou a lesní hrabankou.

Zajímavý je fakt, že v hloubce zhruba 15 metrů leží oblast charakteristická velmi nízkými odpory, která by mohla odpovídat nezvětralému skalnímu podloží. Podle ERT zřejmě pod touto oblastí ale leží ještě jedna, která se však projevuje vyššími odpory, než ta nad ní. Tento fakt by mohl detekovat rigidnější blok skalního podloží, ovšem při pohledu na absolutní čísla měrného elektrického odporu není rozdíl nijak extrémní.

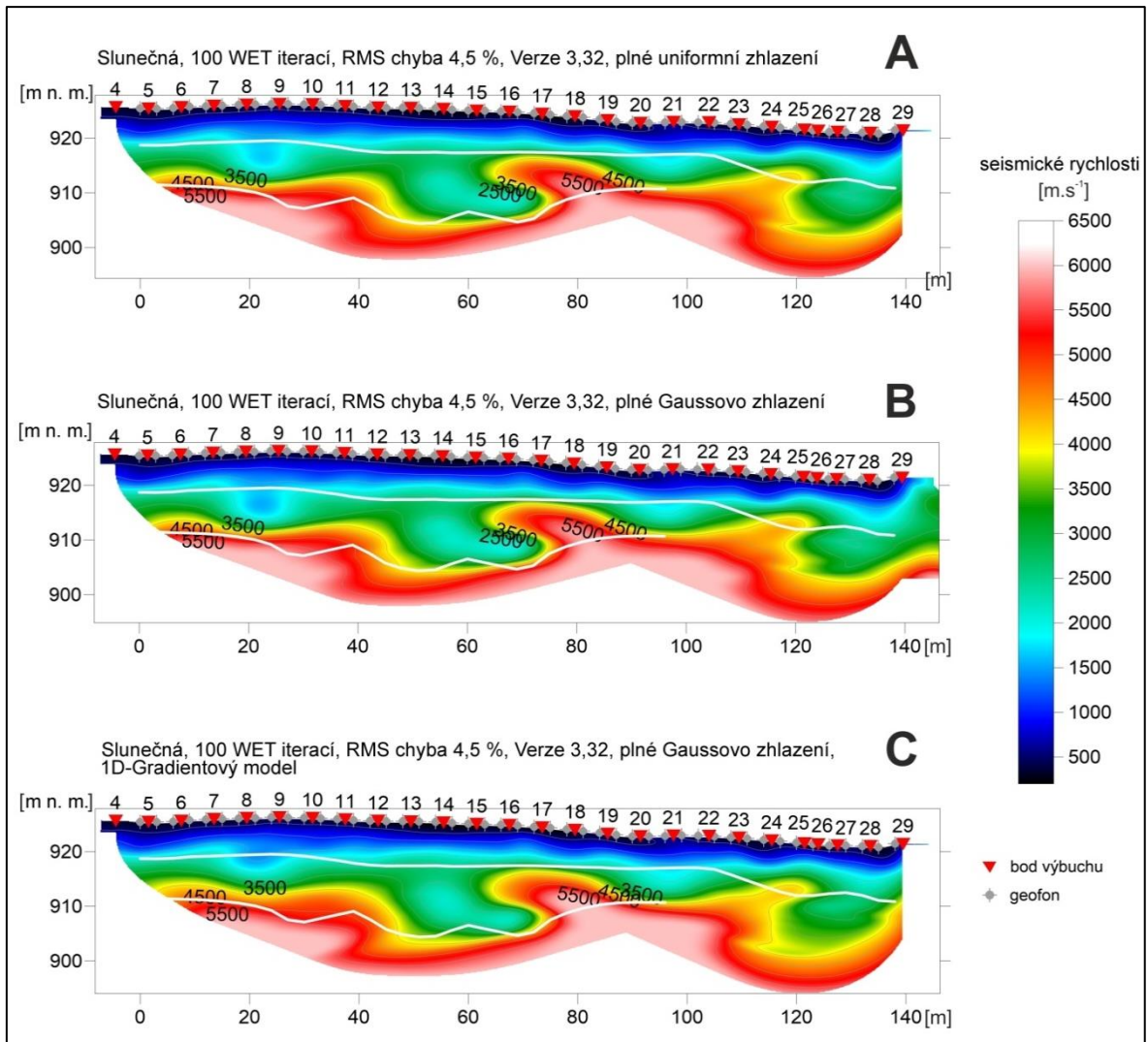
Mocnost kamenných moří se v první polovině profilu pohybuje do 5 metrů a lze říci, že v druhé polovině profilu se mocnost kamenných moří zvětšuje až na necelých 15 metrů.



Obr. 64: Slunečná – ERT. Inverzní odporové modely pro různá elektrodová uspořádání (Wenner alpha, Wenner-Schlumberger) a spojený inverzní model z obou uspořádání. Vlastní zpracování dat, 2017.

5.2.2 VÝSLEDKY PROFILOVÁNÍ METODOU MĚLKÉ REFRAKČNÍ SEISMIKY

V rámci seismické tomografie byly opět vymodelovány tři modely, zobrazené na obr. 65. Obr. 65A a obr. 65B představují vrstevnatý model, který se liší pouze algoritmem zhlazení. Obr. 65C, představuje model gradientový. Do každého tomografického modelu byl vložen třetí model, zobrazený bílou linií (křivkou). Ten představuje rozhraní z metody t_0 . Pro vytvoření vrstevnatého modelu, zobrazeného na obr. 65A, bylo použito 100 iterací, jednotné minimální zhlazení (angl. *uniform minimal smoothing*) a full smoothing window (7 x 3). Pro vrstevnatý model na obr. 65B bylo využito také 100 iterací, Gaussovo plné zhlazení (angl. *Gaussian full smoothing*) a opět full smoothing window (7 x 3). Pro gradientový model, na obr. 65C, bylo použito 100 iterací a opět Gaussovo plné zhlazení s full smoothing window (7 x 3).



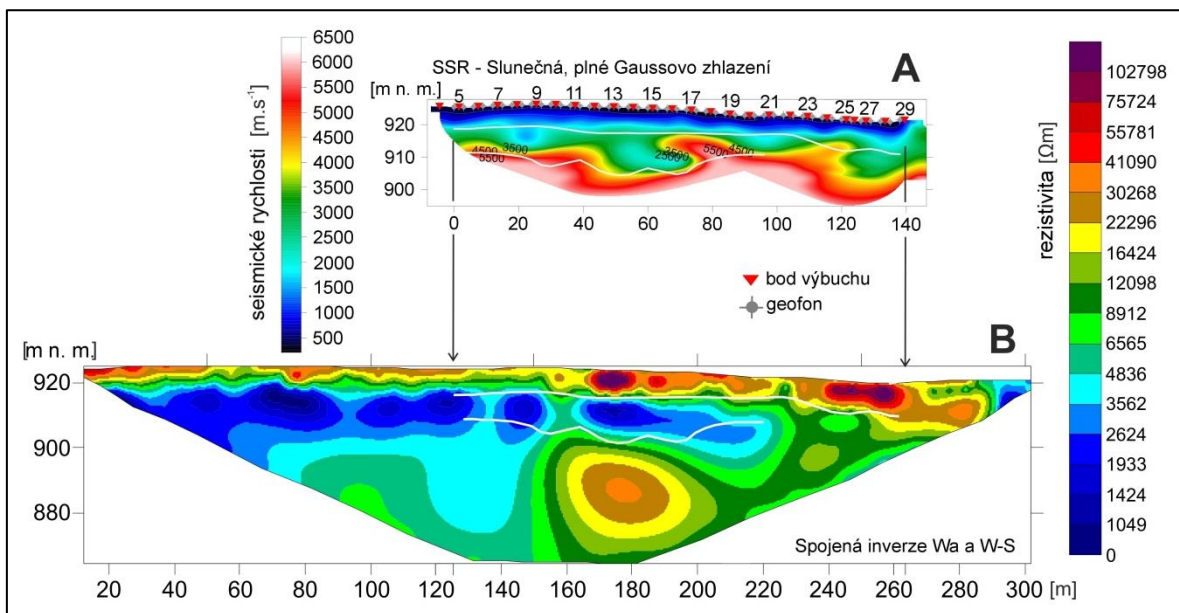
Obr. 65: Slunečná – SSR. Výsledné inverzní modely seismických rychlostí (metoda seismické tomografie): (A) vrstevnatý model s plným uniformním zhlazením, (B) vrstevnatý model s plným Gaussovým zhlazením. (C) 1-D gradientový model s plným Gaussovým zhlazením. Bílé linie v rychlostním řezu znázorňují průběh rozhraní podle „metody t_0 “. Zavedena korekce na topografii. Vlastní zpracování dat, 2017.

Oproti výsledkům změřených na kamenném moři na Skalce si lze všimnout, že metoda t_0 vymodelovala dvě linie. Z velké části bude tato oblast nejspíše tvořena trojvrstevným podložím. Povrch nezávětralé matečné horniny bude vymezen izolinií 5000 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ (popř. 4500 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), která je z velké části kopírována hlubší linií metody t_0 . Rychlosti šíření elastických vln v této hloubce odpovídají rychlostem šíření vln v granitu, uvedených v tab. 3, kterým jsou tvořeny klasty v kamenných mořích (viz kap. 2.1). Nad nezávětralou matečnou horninou zřejmě leží eluvium, které se projevuje nižšími rychlostmi šíření seismických vln a je shora ohraničeno rozhraním, detekovaným metodou t_0 . Vrstva eluvia je podle výsledků SSR na několika místech poměrně hluboká, i přes 10 metrů. Na několika místech je ale naopak přerušena vystupující nezávětralou matečnou horninou, což

představují dva lalokovité útvary vyšších rychlostí šíření seismických vln na počátku druhé poloviny měřeného profilu. Mocnost přípovrchové vrstvy, která by měla představovat mocnost kamenných moří, by mohla být vymezena izoliníí $2000 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (popř. $2500 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), nebo první linií metody t_0 . Lze tedy odhadovat, že podle izolinie $2500 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ jsou kamenná moře v oblasti Slunečná v místě, kde jimi prochází geofyzikální profil, hluboká do 10 metrů. Ovšem podle prvního rozhraní vrstev, zobrazeného metodou t_0 je zmíněná hloubka menší, zhruba 7 metrů.

5.2.3 SROVNÁNÍ VÝSLEDKŮ METOD SSR A ERT

Pro srovnání metody SSR a ERT byl použit vrstevnatý model s plným Gaussovým zhlazením (zobrazen na obr. 65B) a inverzní model, vzniklý spojením Wennerova a Wenner-Schlumbergerova uspořádání, zobrazený na obr. 64. Pro lepší názornost byl vytvořen nový obrázek (obr. 66), ve kterém jsou zobrazeny oba modely.



Obr. 66: Slunečná – SSR a ERT. Vrstevnatý inverzní model seismických rychlostí (A) v porovnání se spojeným inverzním odporovým modelem (B). Modely jsou ve vzájemně shodném měřítku, vzájemná poloha je schematicky vyznačena. Bílé linie v rychlostním i odporovém řezu znázorňují průběh rozhraní podle „metody t_0 “. Vlastní zpracování dat, 2017.

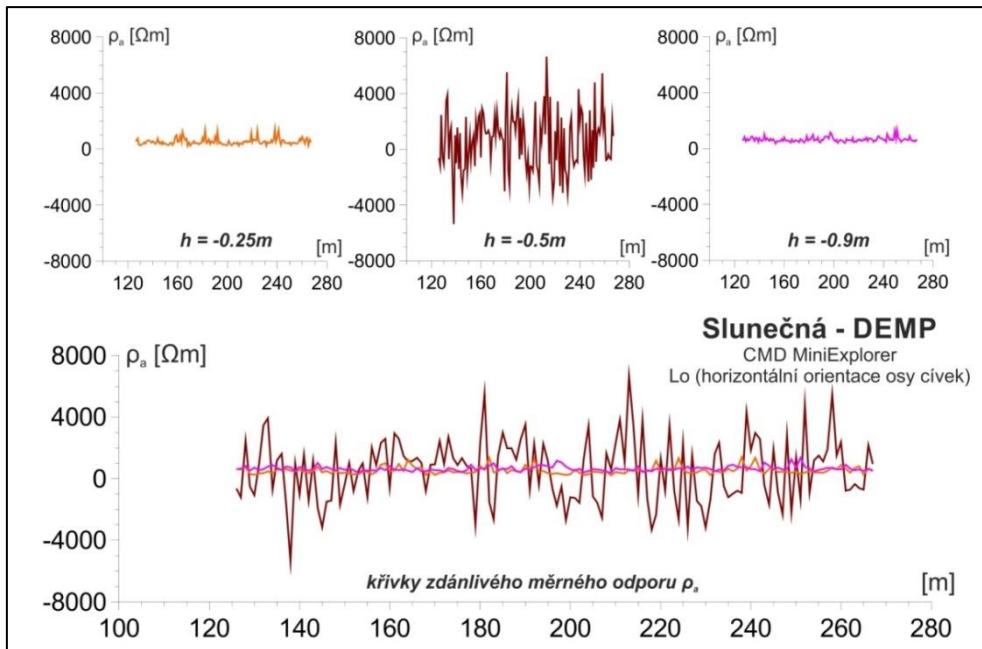
Podle inverzního odporového modelu lze soudit, že první rozhraní určené metodou t_0 odpovídá rozhraní kamenné moře/eluvium. Je možné stanovit, že výsledky ERT a metody t_0 jsou ve vzájemné shodě. Druhé rozhraní určené metodou t_0 silně koresponduje se spodním omezením nízkoodporové zóny ležící pod kamenným mořem. Při srovnání výsledků ERT a seismické tomografie lze detekovat částečná shoda, zejména pak v první třetině profilu, kde je trojvrstevnatost jasně vymezena jak metodou ERT, tak

i metodou seismické tomografie. V rámci zbylých dvou třetin profilu již takovou shodu zaznamenat nelze. Obecně je možné říci, že druhá polovina profilu je u obou metod „chaotičtější“, protože na ERT profilu nejsou zachyceny dva lalokovité útvary, charakteristické vysokými rychlostmi šíření seismických vln. Naopak na seismickém profilu nejsou zachycena vysokoodporová tělesa. Pod těmito tělesy lze na seismickém profilu nalézt poměrně mocnou vrstvu eluvia, která ale nekoresponduje s výsledky z ERT. Tyto částečně rozdílné výsledky dokládají (a) složitost podpovrchového prostředí v kamenných mořích v oblasti Slunečná, (b) rozdílný geofyzikální projev v rámci různých metod (respektive v různých geofyzikálních polích)

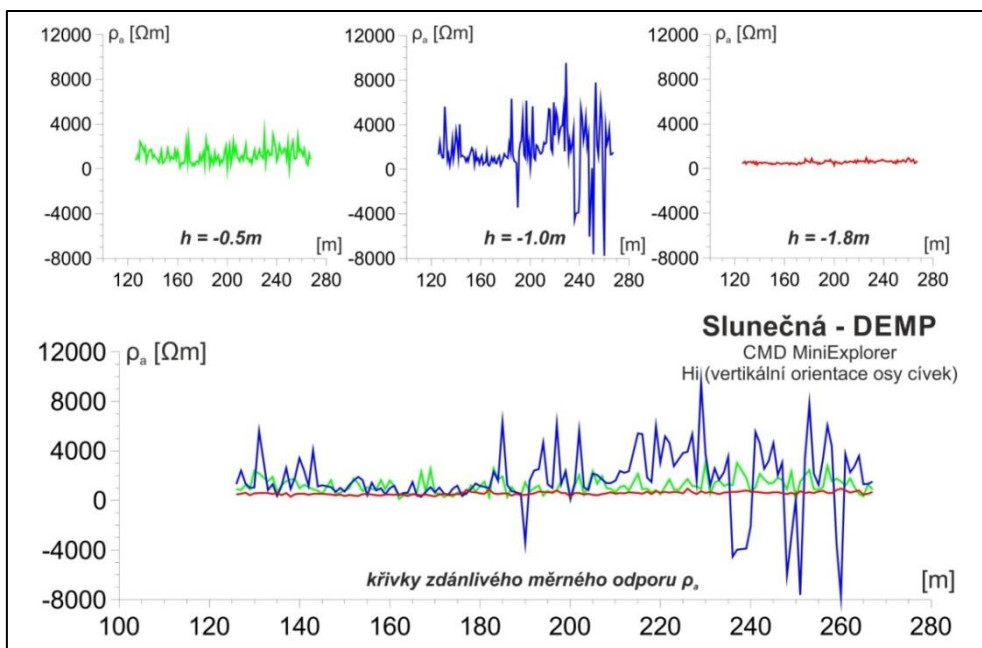
5.2.4 VÝSLEDKY METODY DIPÓLOVÉHO ELEKTROMAGNETICKÉHO PROFILOVÁNÍ

Z popsané metodiky a zpracování dat byly opět vymodelovány křivky zdánlivého měrného odporu pro všech pět uvedených možností (kap. 4.4). Při pohledu na obr. 67, obr. 68, obr. 69 a obr. 70 lze říci, že tvary křivek zdánlivého měrného odporu jsou možná ještě rozkolísanější, než u dat změřených na kamenném moři na Skalce. Větší rozkolísání křivek způsobil zřejmě vodivější substrát vyplňující meziblokové prostory. Občas hodnoty klesají do záporných hodnot, což je zcela chybně. Záporné hodnoty měrné elektrické vodivosti jsou z fyzikálního hlediska neopodstatněné a jedná se pouze o výsledek přílišného rozkolísání měřených hodnot vzhledem ke kalibraci přístroje. Křivky zdánlivého měrného odporu opět nesledují obecný trend.

Z obr. 67 a obr. 68 je zřetelný problém prostředního (druhého) EM dipólu. Oproti zbylým křivkám jsou totiž křivky reprezentující hodnoty měřené prostředním EM dipólem daleko více rozkolísané a často se pohybují v záporných hodnotách, což platí pro obě orientace cívkových dipólů, tedy jak poloha Hi, tak poloha Lo. Nejhlubší a nejmělkčí křivky jsou ve smyslu variačního rozpětí hodnot daleko méně rozkolísané, bohužel však opět nesledují žádný trend, který by popisoval změnu v podpovrchovém prostředí. Lze tedy soudit, že konduktometr CMD MiniExplorer pro DEMP průzkum kamenných moří v oblasti Slunečná není vhodný.

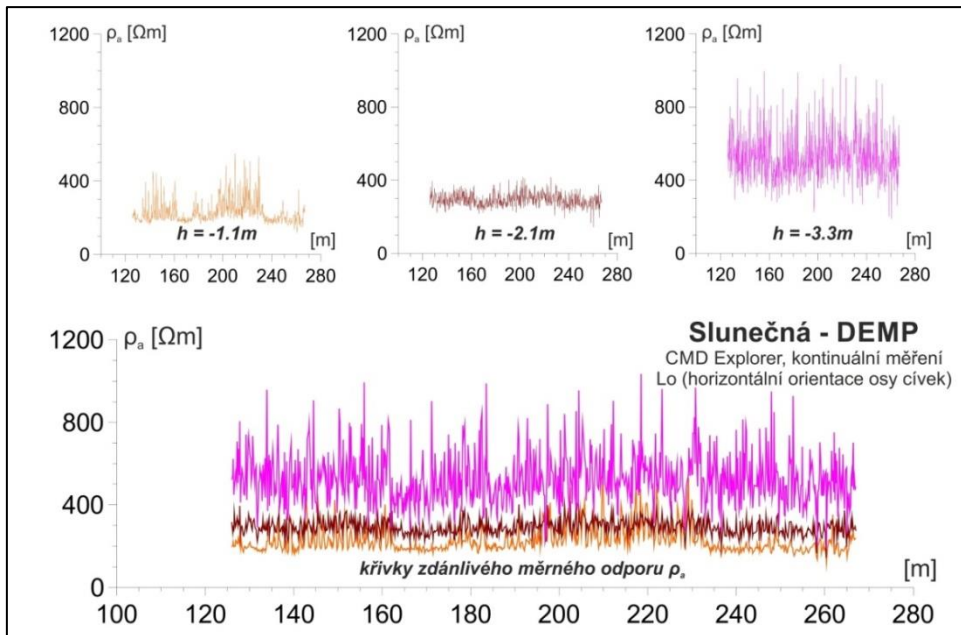


Obr. 67: Slunečná - DEMP. Výsledné křivky zdánlivého měrného odporu, získané z DEMP. Měření prováděno přístrojem CMD MiniExplorer s (Lo) horizontální orientací cívek. Vlastní zpracování dat, 2017.



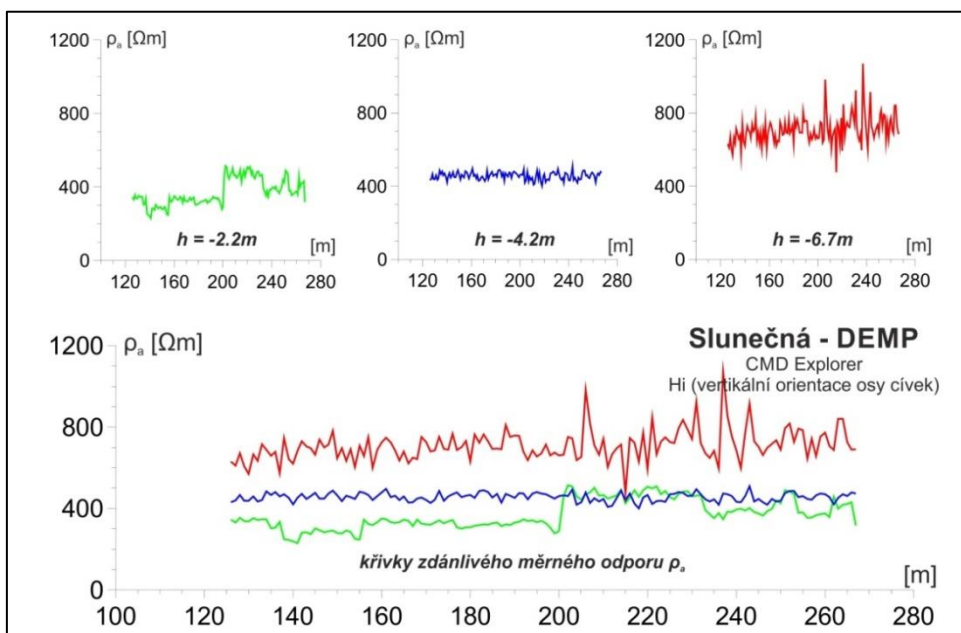
Obr. 68: Slunečná - DEMP. Výsledné křivky zdánlivého měrného odporu, získané z DEMP. Měření prováděno přístrojem CMD MiniExplorer s (Hi) vertikální orientací cívek. Vlastní zpracování dat, 2017.

Obr. 69 ukazuje naprosto neinterpretovatelný výsledek měření v kontinuálním módu. Je patrné, že tento mód je pro průzkum kamenných moří v oblasti Slunečná absolutně nevhodný. I přes velké množství dat, které by pravděpodobně mohly ukazovat ne moc výrazný trend, je výsledný model dosti chaotický, a tudíž neinterpretovatelný.



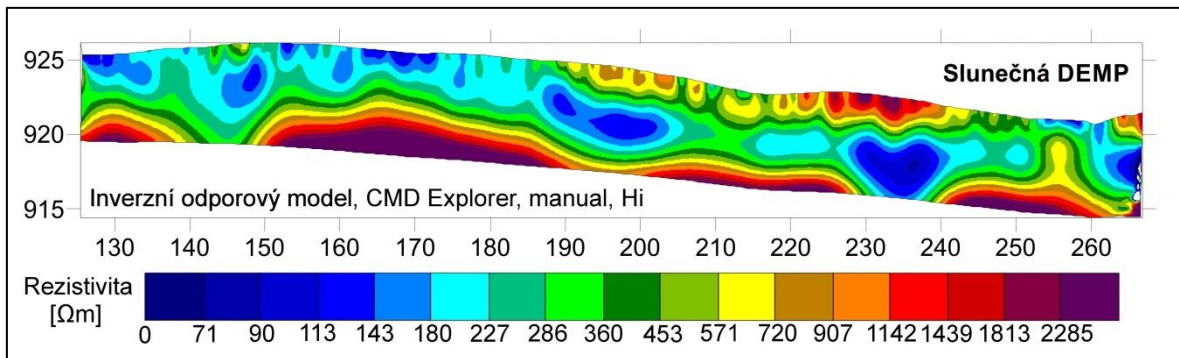
Obr. 69: Slunečná – DEMP. Výsledné křivky zdánlivého měrného odporu, získané z DEMP. Měření prováděno přístrojem CMD MiniExplorer s (Lo) horizontální orientací cívek a kontinuálním sběrem dat. Vlastní zpracování dat, 2017.

Na obr. 70 jsou znázorněny výsledky měření přístrojem CMD Explorer s vertikálním nastavením cívek. Podobně jako v lokalitě Skalka lze v tomto měření zaznamenat největší shodu. Na všech křivkách lze od metráže cca 200 m vysledovat změnu v chování křivky. Do 200 m je hladší a dále je rozkolísanější. Tato změna velmi pravděpodobně reprezentuje přechod z mělčího kamenného moře nižšího řádu s menšími bloky do hlubšího kamenného moře vyššího řádu s výraznějšími bloky.



Obr. 70: Slunečná – DEMP. Výsledné křivky zdánlivého měrného odporu, získané z DEMP. Měření prováděno přístrojem CMD Explorer s (Hi) vertikální orientací cívek. Vlastní zpracování dat, 2017.

Z celkem čtyř měření DEMP bylo možné vytvořit pouze jeden inverzní model. Inverze byla možná opět pouze v případě měření konduktometrem CMD Explorer s vertikální orientací cívek a manuálním módem měření. Pro ostatní změřená data bylo zbytečné inverzní model vytvářet, protože by se pravděpodobně jednalo pouze o chaotický obrázek, bez možnosti jakékoli interpretace. Výsledný inverzní model je zobrazen na obr. 71.



Obr. 71: Invertovaný řez měrných odporů z DEMP měření pro lokalitu Slunečná. Původní měřená data zdánlivých měrných vodivostí (konduktivity) byla převedena na hodnoty zdánlivých měrných odporů (rezistivity) a následně invertována v programu Res2Dinv. Měření provedeno konduktometrem CMD Explorer s vertikální orientací cívek a manuálním sběrem dat. Vlastní zpracování, 2017.

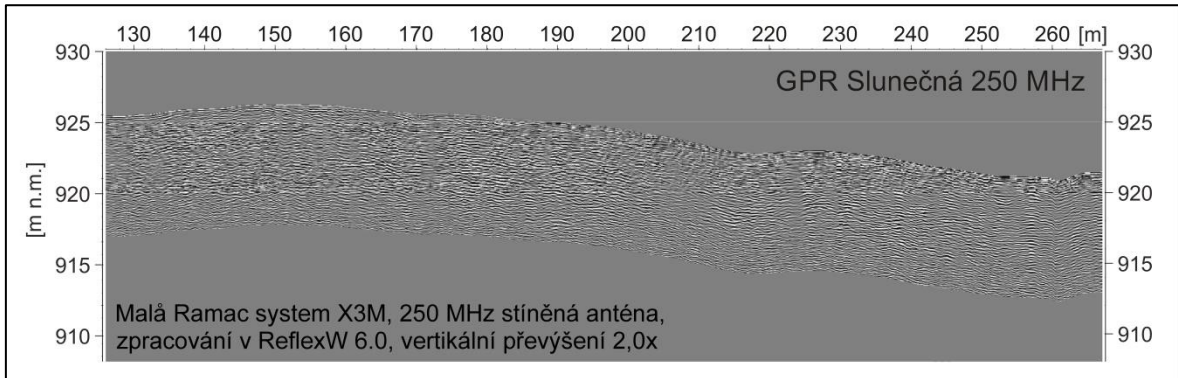
Přes to, že byla invertována „nejlepší“ ze získaných DEMP dat, lze v modelu najít několik nejasností. První nejasností je výskyt nízkoodporových těles zhruba v hloubce 3 metry. Druhou nejasností je samotná mocnost kamenných moří, protože podle tohoto modelu by hloubka kamenného moře v oblasti Slunečná byla maximálně 3 metry. Což je vzhledem k výsledkům ostatních metod a zejména potom vzhledem k výsledkům terénního šetření značně nepravděpodobné.

5.2.5 VÝSLEDKY PROFILOVÁNÍ METODOU GEORADARU

Podobně jako v lokalitě Skalka byly pomocí výše popsané metodiky vymodelovány 2D hloubkové řezy podpovrchového prostředí. Výsledky se zavedenou topografickou migrací opět neumožňovaly lepší interpretaci, proto nebyly využity.

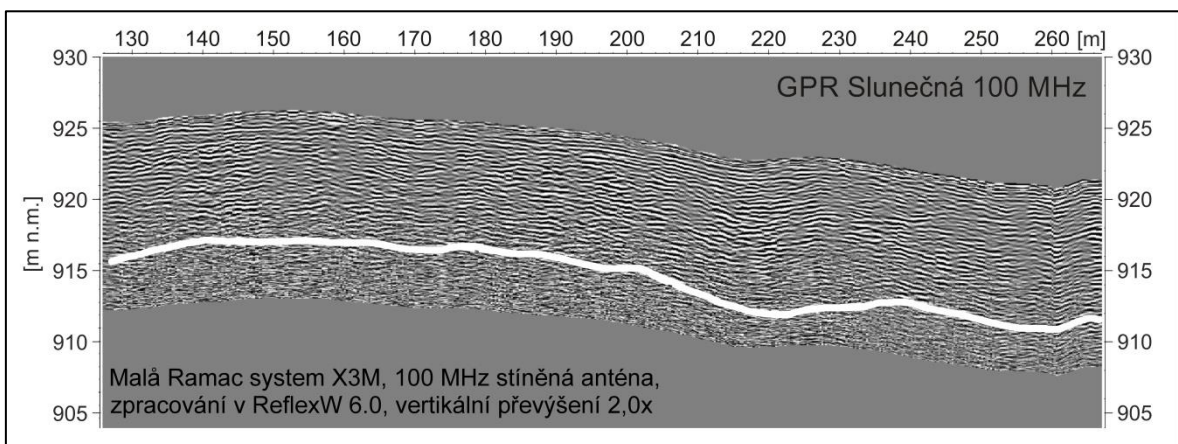
Jak je možné vidět na obr. 72, použití antény s frekvencí 250 MHz také nepřineslo natolik kvalitní výsledky, aby se s nimi mohlo nadále pracovat. Je to zřejmě dáno silným útlumem v hlinitém materiálu mezi bloky (a v hrabance), na který jsou vyšší frekvence citlivější. Jen těžko lze z výsledků získaných při použití antény s frekvencí 250 MHz určit vnitřní strukturu akumulace, nebo její celkovou mocnost. Reálná hloubka průniku při použití této antény se pohybuje okolo 7 metrů, přičemž téměř kopíruje celou délku

záznamu. I přes to, že v hloubce 7 metrů se signál již docela ztrácí, je tato dosažená hloubka poměrně překvapivá, protože jak bylo popsáno v kap. 3.3.2, pro 250 MHz anténu je tato hloubka téměř maximální. Naopak při pohledu na obr. 73 lze stanovit, že s použitím 100 MHz antény byla získána kvalitnější data a navíc bylo v tomto případě dosaženo reálné hloubky průniku zhruba 10 metrů.



Obr. 72: Slunečná – GPR. Výsledné 2D hloubkové řezy zobrazující reflexní rozhraní. Měření prováděno přístrojem Malá Ramac system s použitím 250 MHz stíněné antény. Data upravena funkcí energy decay. Vlastní zpracování dat, 2017.

Z obr. 72 ani z obr. 73 nelze ale přesně určit mocnost konkrétních kamenných moří. Na celé délce profilu nelze rozeznat výrazné změny v podpovrchovém prostředí, které by charakterizovaly nějaké rozhraní, nebo hranice. Na některých místech, např. okolo 140. nebo 220. metru je možné nalézt místa s vyššími odrazy, která by měla poukazovat na větší klasty s větší hustotou rozmístění. Okolo 160. nebo 250. metru lze detekovat místa se slabými odrazy, která by měla reprezentovat více zahliněné prostředí s malou hustotou bloků a pravděpodobně s větším útlumem.



Obr. 73: Slunečná – GPR. Výsledné 2D hloubkové řezy zobrazující reflexní rozhraní. Měření prováděno přístrojem Malá Ramac system s použitím 100 MHz stíněné antény. Data upravena funkcí energy decay. Bílá linie značí maximální hloubku průniku Vlastní zpracování dat, 2017.

6 DISKUZE

6.1 KAMENNÁ MOŘE

Pro splnění cílů práce byly zvoleny dvě lokality s výskytem kamenných moří. Tyto formy reliéfu byly na obou lokalitách vymapovány pomocí přístroje GARMIN eTrex30 a funkce průměrování trasových bodů. Při řešení tohoto úkolu byl odhalen problém, a to samotná přesnost GPS přístroje. I přes to, že přístroj využívá jak systém GPS, tak systém GLONASS, uvádí výrobci chybu přístroje v řádech metrů. Je nutné ovšem podotknout, že v zastavěném, zalesněném, nebo v kopcovitém terénu, kde není vidět na horizont, tato chyba narůstá. Avšak chyba v řádech metrů je pro geomorfologické použití přijatelná.

Zmapovaná kamenná moře svým sklonem svahu (Skalka 17°-25°, Slunečná 11°-21°) potvrzují fakt, že se jedná o kamenná moře a ne o blokové proudy, vymezené Huggettem (2011). Podle průměrné velikosti kamenů na kamenném moři na Skalce představené Mentlíkem (2011) lze říci, že se jedná o kamenné moře a nikoli o blokové pole, charakterizované Vítkem (1997). V oblasti Slunečná nebyla tato morfometrická analýza provedena. Ale rekognoskací byla zjištěná podobná velikost klastů, jako na výše zmíněné Skalce. Studovaná kamenná moře svojí převažující západní orientací potvrzují hypotézu o větším výskytu kamenných moří na teplejších svazích představenou Prosovou a Sekyrou (1961) nebo Mentlíkem (2006) a na české části Šumavy potvrzenou Beranovou (2009).

Z rozboru literatury byla vyvozena teorie, že všechna zkoumaná kamenná moře jsou alochtonního typu. Tuto myšlenku podporuje vzhled kamenných moří na Slunečné. Protože podle teorie, kterou představil Rea (2007), bývají alochtonní kamenná moře často zarostlá vegetací a jednotlivé bloky nemusí být dokonce v těsném kontaktu s bloky sousedními. Tato situace je identická pro lokalitu Slunečná. Na kamenném moři na Skalce tuto myšlenku potvrzuje Mentlík (2011), který pomocí morfometrické analýzy a metody ERT dokazuje pohyb materiálu ze hřbetové plošiny na přilehlý svah a po svahu dolů.

Kamenné moře na Skalce je podle kap. 5.1 tzv. openwork blocky surface typu, naopak kamenná moře v oblasti Slunečná jsou srovnána a uložena v matrix. Podle Rea (2007) nebo Ballantyne (1998) se tak u kamenného moře na Skalce dá předpokládat výrazně větší hloubka v porovnání s kamennými moři v oblasti Slunečná. Na obou

lokalitách jsou kamenná moře tvořena tvrdými horninami s dobrou odlučností, což je podle Encyclopedia of Geomorphology (2004) nebo Rubína et al. (1986) typické. Kamenná moře jsou tvořena převážně ostrohrannými kameny, což potvrzuje převažující mechanické zvětrávání. Stacke (2008) považuje při vzniku kamenných moří na Slunečné, stejně jako Mentlík (2011) na Skalce, za hlavní periglaciální procesy. Podle Rea et al. (1996), Rea (2007), Encyclopedia of Geomorphology (2004) nebo Dredge (1992) tak lze stanovit minimální věk těchto kamenných moří zhruba na 115 000 let. Jedná se tedy o skupinu kamenných moří pleistocenního stáří. Pro upřesnění věku by bylo zapotřebí provést další průzkum těchto kamenných moří pomocí vhodných datovacích metod.

6.2 KAMENNÉ MOŘE V OBLASTI SKALKA

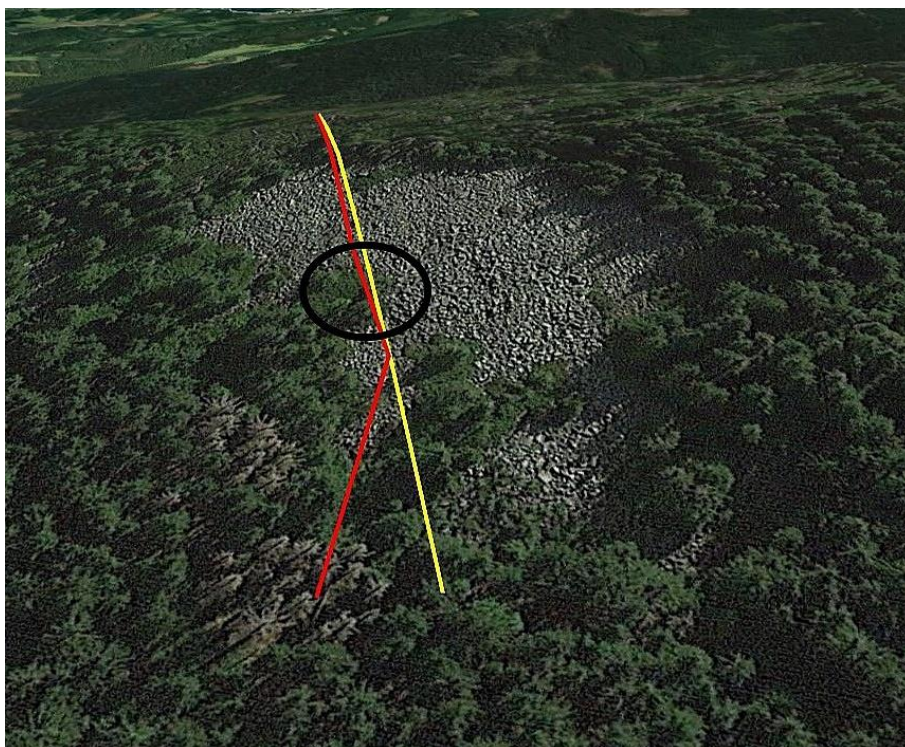
Na toto kamenné moře byly po prvotním průzkumu postupně aplikovány čtyři geofyzikální metody podél podélného profilu, který kamenné moře protínal v místě největší vzdálenosti krajních bodů ve spádnicovém směru (viz obr. 48). Pomocí mělké refrakční seismiky a elektrického odporové tomografie byla stanovena struktura svahu, na kterém kamenné moře leží. Ve vyšších partiích profilu se pod kamenným mořem pravděpodobně nalézá pásmo velmi zvětralé matečné horniny, které se projevuje jinými geofyzikálními vlastnostmi, než nezvětralá matečná hornina. V druhé polovině průzkumného profilu se trojvrstvé prostředí mění na dvouvrstvé. Hloubka kamenného moře podél profilu kolísá, v rozmezí 8 – 10 metrů. Maximální mocnost kamenného moře tak byla stanovena na 10 metrů (viz kap. 5.1). Největší hloubku povrchu nezvětralé, nebo jen málo zvětralé matečné horniny lze pozorovat ve vyšších partiích profilu. Celková hloubka eluvia s koluvem se zde pohybuje okolo 20 metrů. V druhé polovině profilu leží kamenné moře pravděpodobně přímo na nezvětralé matečné hornině. Ovšem podle výsledků ERT je velmi pravděpodobné, že kamenné moře postupně přechází do porušeného zvětraleho podloží a to pozvolna přechází do neporušeného. Ostrá hranice tak nelze vymezit ani fyzicky, natož geofyzikálně (viz obr. 56)

Tyto informace poskytují alespoň základní pohled do vnitřní struktury kamenného moře v oblasti Skalka, ovšem jsou v rozporu s výzkumem, který provedl Mentlík (2011). Ten uvádí maximální mocnost kamenného moře mezi 20 a 30 metry (viz obr. 11). V rámci svého výzkumu považoval vrstvu zvětralé matečné horniny za součást kamenného moře, což lze vysvětlit tím, že pouze pomocí metody ERT nemohl rozlišit vrstvu rozrušené

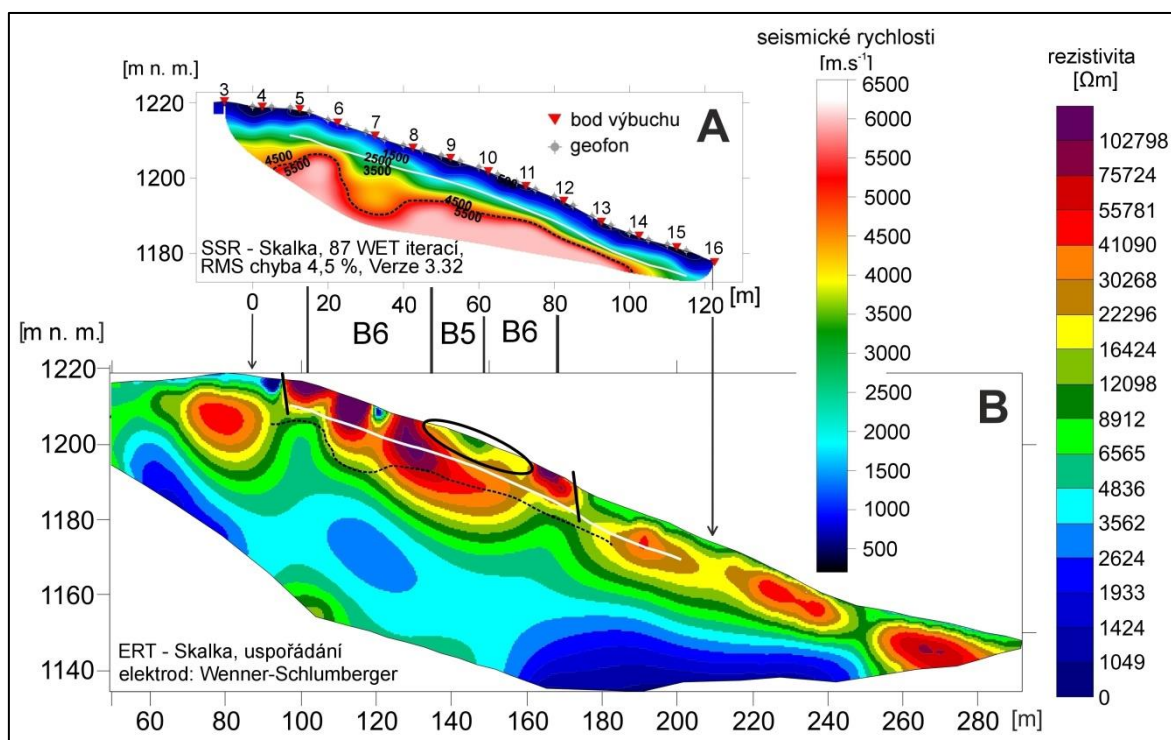
matečné horniny od samotného kamenného moře. Několikrát tak zřejmě chybně tyto vrstvy označuje akumulací. I kdyby byla vrstva zvětralé matečné horniny považována za součást kamenného moře, výsledná hloubka určená metodou SSR a ERT, by se pohybovala pouze okolo 20 metrů.

Mentlík (2011) také uvádí, že západní svah Skalky s kamenným mořem se skládá ze tří částí. První částí je nejvýše položená a nejhlubší akumulace kamenů, která je oddělena ostrůvkem relativně nižších odporů od části druhé, kterou představuje opět akumulace kamenů, ale již ne tak hluboká. Třetí částí je těleso klínovitého tvaru vykazující nižší odpory než samotné kamenné moře, které považuje Mentlík (2011) za akumulaci jemnějšího materiálu, dříve vyplaveného z výše položených kamenných moří. Výsledky získané metodou ERT v této práci tuto hypotézu částečně potvrzují, protože pod kamenným mořem, po svahu zhruba od 180. metru nalézáme vrstvu, která má nižší odpory, než samotné kamenné moře (viz obr. 56). Ta by mohla představovat výše popsanou akumulaci jemnějšího materiálu. Ostrůvek, který podle Mentlíka (2011) odděluje dvě části kamenného moře, odpovídá úseku, kdy geofyzikální profil opustil hranice kamenného moře s otevřenou strukturou a zhruba 10 metrů byl tažen přes vegetací porostlou část kamenného moře (viz obr. 48). Po detailním průzkumu polohy geofyzikálního profilu uvedeného Mentlíkem (2011) bylo zjištěno, že i tento profil byl na stejném úseku veden přes vegetací porostlou část kamenného moře, jak je uvedeno na obr. 74

Pro názornost byly do obr. 56 přidány linie počátku a konce kamenného moře třídy B6 i úsek, na kterém geofyzikální profil opustil hranice této třídy, a kde zřejmě nalézáme kamenné moře třídy B5 (viz obr. 75). Při pohledu na tento obrázek je patrné, že jak metoda SSR, tak i metoda ERT potvrzují vymapovaný začátek kamenného moře na Skalce. Metoda ERT potvrzuje i vymapovaný konec kamenného moře, celkově nižšími odpory. Stejně tak na inverzním odporovém modelu je možné rozeznat úsek, kde byl průzkumný geofyzikální profil tažen mimo hranice vymapovaného kamenného moře. I přes to, že je tento úsek na profilu zobrazen delší, než ve skutečnosti je.



Obr. 74: Průběh geofyzikálních profilů přes kamenné moře na Skalce. Žlutě zobrazen průběh profilu představený Mentlíkem (2011), červeně zobrazen geofyzikální profil pro účely této práce. Oblast vymezená černou elipsou vymezuje úsek, kdy geofyzikální profil opustil hranice kamenného moře s otevřenou strukturou a zhruba 10 metrů byl tažen přes vegetací porostlou část kamenného moře. Vlastní zpracování dat, 2017.



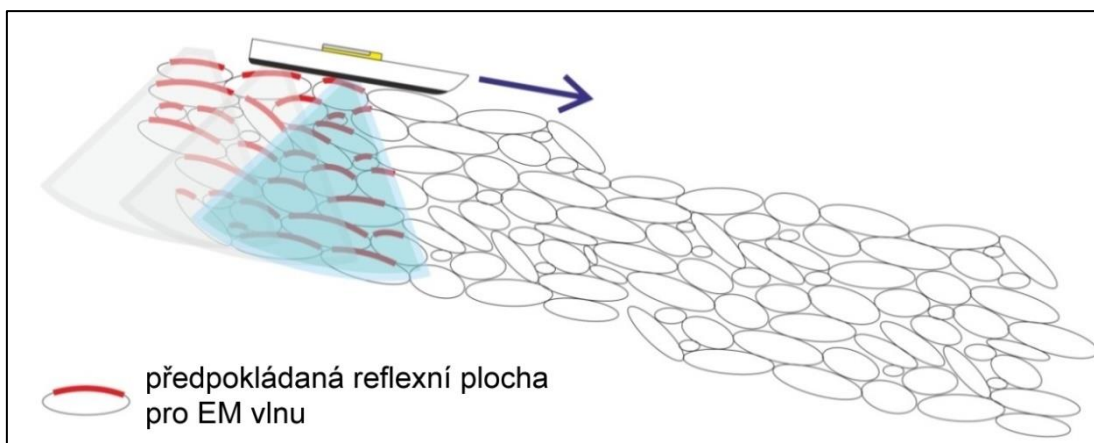
Obr. 75: Poloha jednotlivých částí zkoumaného kamenného moře na Skalce, zobrazená nad geofyzikálními profily (A) seismická tomografie, (B) elektrická odporová tomografie. Černě zvýrazněné oblasti v ERT profilu znázorňují možné hranice kamenného moře a úsek kamenného moře třídy B5 (elipsa). Vlastní zpracování dat, 2017

Výsledky metody ERT také potvrzují závěry Boudy (2011), který na základě klimatických charakteristik a rozboru ERT profilu, změřeného Mentlíkem, stanovuje, že na kamenném moři se neutváří specifický cirkulační systém, a výskyt sporadického permafrostu, nebo ledových čoček, je tedy velmi nepravděpodobný. Dodává ale také, že pro 100% ověření této hypotézy je nutné provést rozsáhlejší geofyzikální průzkum, např. metodou seismické tomografie. Při pohledu na výsledné inverzní modely seismických rychlostí na obr. 55 nebo obr. 75, lze tuto hypotézu potvrdit, protože se v řezu nevyskytují žádná tělesa, která by nasvědčovala výskytu sporadického permafrostu, nebo ledových čoček. Je ale nutné poznamenat, že 100% nepřítomnost permafrostu nelze pouze na základě geofyzikálních metod stanovit. Lze pouze tvrdit, že geofyzikálním výzkumem se výskyt permafrostu nepotvrdil.

Metoda dipólového elektromagnetického profilování nepřinesla na této lokalitě natolik kvalitní výsledky, pomocí kterých by se mohla dále určovat mocnost, nebo vnitřní struktura kamenného moře. Při srovnání křivek zdánlivého měrného odporu, získaných pro rozdílná nastavení cívek, ale pro téměř identickou hloubku, bylo zjištěno, že křivky jdou častěji proti sobě než spolu a mají tedy nelogicky opačný trend. Na základě tohoto faktu bylo stanoveno, že výsledky dipólového elektromagnetického profilování, změřené na kamenném moři, jsou nekonzistentní, jejich variační rozpětí hodnot je příliš velké a křivky jsou tedy v podstatě neinterpretovatelné. Možnost interpretovat data, i když velmi omezeně, je pouze u výsledků, získaných z měření při vertikální orientaci cívek (viz obr. 58). Ve výsledných křivkách zdánlivého měrného odporu lze v této situaci s obtížemi nelézt určitý trend. Poměrně velkou rozkolísanost křivek, která je pro kamenná moře typická, přerušuje zhruba od 35. metru profilu úsek dlouhý 15 metrů, který se vyznačuje menší rozkolísaností. Podle metráže profilu je tento úsek téměř totožný s úsekem, kde byl výzkumný geofyzikální profil tažen přes vegetací pokrytou část kamenného moře. To by naznačovalo fakt, že vegetací pokrytá kamenná moře se budou projevovat méně rozkolísanými křivkami zdánlivého měrného odporu. Tento fakt se v oblasti Slunečné nepotvrdil. Z dat získaných z měření při vertikální orientaci cívek byl také vytvořen inverzní model rozložení hodnot měrného elektrického odporu (obr. 60), avšak z tohoto modelu je možné určit hloubku kamenného moře na maximálně 2 metry, což je velmi nepravděpodobné, a proto lze usoudit, že tento inverzní model má nulovou vypovídací

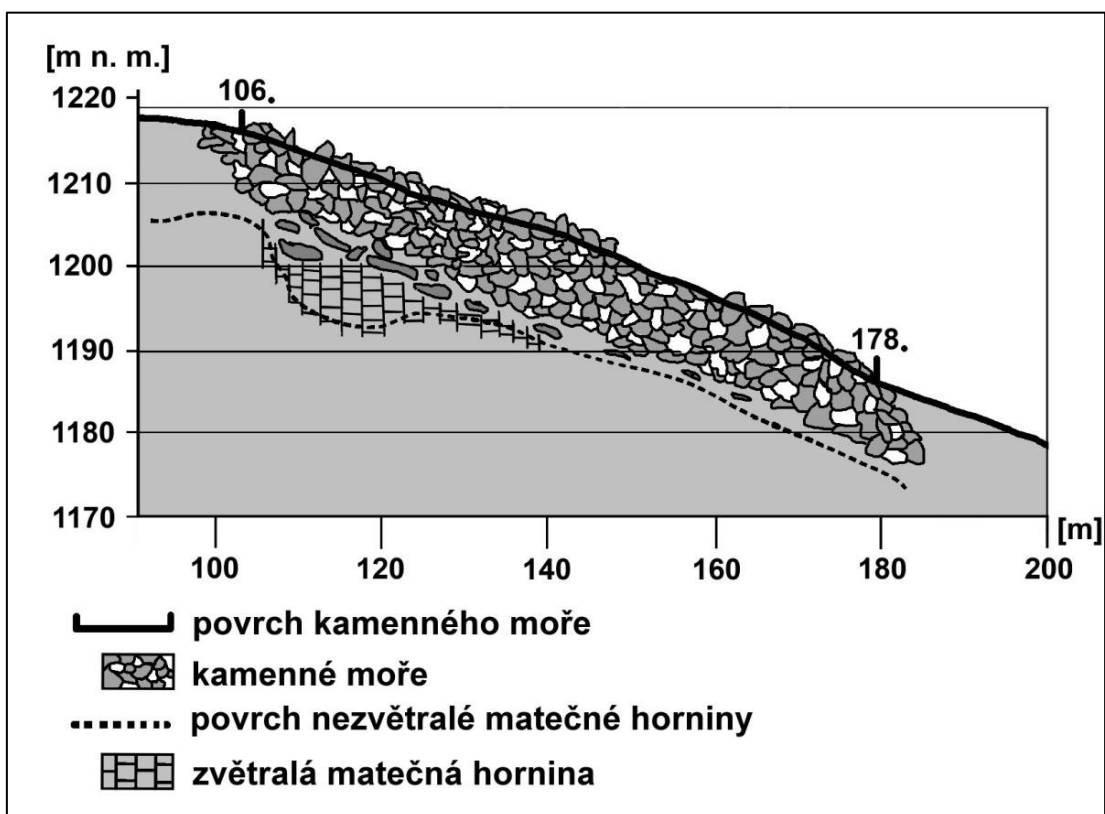
hodnotu. Přesto byl tento model do předkládané práce zahrnut jako příklad možného inverzního zpracování dat získaných pomocí elektromagnetické indukční metody.

Data získaná metodou GPR byla velmi obtížně interpretovatelná. Vzhledem k předpokládané mocnosti kamenného moře na lokalitě Skalka, která pravděpodobně přesahuje 10 metrů, lze stanovit závěr, že použité antény, s vysílanými 100 MHz a 250 MHz signály, nedosáhly rozhraní nezávětralé matečné horniny. Reálný hloubkový průnik u obou antén dosahuje shodně cca 6 až 7 m, což představuje v případě 250MHz antény v podstatě maximální efektivní hloubkový dosah (kap. 3.3.3). Obdobný hloubkový dosah může být vysvětlen rychlým útlumem, resp. rozptylem signálu. V této lokalitě by rychlé ztrátě energie EM vlny napomáhala difrakce (rozptyl) v silně heterogenním prostředí. Povrch matečné horniny se tak nachází hlouběji, nebo kvůli svému gradientovému přechodu nemůže být metodou zobrazen. Podle ostatních výsledků se lze přiklonit k hypotéze, že s použitím antén o frekvenci 100 MHz, nebo 250 MHz nelze hloubkově dosáhnout hranice kamenného moře, a pokud ano, je signál z takové hloubky už natolik překryt šumem, že jej není možné odlišit. Pomocí GPR dat také nebylo možno určit předpokládanou třívrstvou charakteristiku podpovrchového prostředí v horní polovině kamenného moře. S ohledem na strukturu kamenných moří nelze, vyjma případného kontaktu se skalním podložím, očekávat průběžná rozhraní, která jsou podle Słowika (2012) interpretačně velmi důležitá. Přesto se na výsledných radargramech dají vysledovat struktury, které jsou víceméně paralelní se svahem, a které by mohly naznačovat silnou vrstevnatost kamenného moře, která ale není u těchto forem reliéfu předpokládána. Jedním z možných vysvětlení by mohly být velké plochy velkých bloků (až několik metrů), které jsou uloženy svou delší osou po svahu a ve výsledných radargramech tvoří zdánlivou vrstevnatost (viz obr. 76).



Obr. 76: Schéma možného uložení kamenných bloků po svahu, kdy jsou nejkratší osy bloků nejčastěji kolmo ke svahu a subhorizontální plochy bloků vytvářejí reflexní rozhraní. Vlastní zpracování dat, 2017.

Podpovrchová struktura části západního svahu vrchu Skalka je zobrazena na obr. 77. Tento obrázek byl vytvořen pouze na základě výsledků získaných elektrickou odporovou tomografií a mělkou refrakční seismikou. Z výsledků ERT a SSR lze říci, že západní svah Skalky, na kterém leží studované kamenné moře je tvořen výše položenou hlubší částí se zřejmě trojvrstevným podpovrchovým prostředím a níže položenou méně hlubokou částí s pouze dvouvrstevným podpovrchovým prostředím (viz obr. 77)



Obr. 77: Grafické znázornění nejpravděpodobnější interpretace podpovrchového prostředí v lokalitě Skalka. Vlastní zpracování dat, 2017.

6.3 KAMENNÁ MOŘE V OBLASTI SLUNEČNÁ

Kamenná moře v oblasti Slunečná byla geofyzikálními metodami zkoumána kvůli jejich šířce ve vrstevnicovém směru. Tento fakt přinesl jisté rozšíření možností pozorovat vývoj hloubek kamenných moří i v příčném směru. Ale také musel být brán v potaz při srovnávání výsledků z kamenného moře na Skalce, kde byl geofyzikální profil podélný. Protože lze předpokládat, že vývoj mocnosti kamenného moře, nebo celé mocnosti koluvia s eluviem po spádnicí bude jiný, než vývoj mocností sousedících kamenných moří po vrstevnici. Hloubka zkoumaná po spádnicí by měla ve svém průběhu více kolísat, než hloubky sousedících moří zkoumané po příčném profilu.

Pomocí mělké refrakční seismiky a elektrické odporové tomografie byla opět stanovena hloubka kamenných moří, která podél profilu nijak výrazně nekolísá. Pouze na konci profilu lze pozorovat její malý nárůst. Podle výsledků z metody ERT se maximální hloubka kamenných moří pohybuje v rozmezí do 10 metrů, pouze na konci profilu vzrůstá až ke 12 metrům. Do této hloubky je možné na výsledném profilu nalézt vysokoodporová tělesa, která by měla představovat jednotlivá kamenná moře. Podle průběhu prvního rozhraní, získaného pomocí SSR a metody t_0 , se maximální hloubka kamenných moří pohybuje do 7 metrů, na konci profilu až 10 metrů. Téměř ve všech případech lze hovořit o maximální hloubce jednotlivého kamenného moře, protože výzkumný geofyzikální profil protíná téměř všechna kamenná moře zhruba uprostřed jejich délky (viz obr. 49) a ne na jejich okraji. Menší hloubka kamenných moří v této lokalitě potvrzuje hypotézu, kterou představil Rea (2007) nebo Ballantyne (1998), že vegetací pokrytá kamenná moře mají menší mocnost. Určování celkové mocnosti eluvia s koluviem není již tak jednoznačné. Pokud by byl povrch nezávětralé matečné horniny charakterizován izolinií $5000 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, vychází výsledná hloubka velmi rozkolísaná. Na jejím průběhu lze poté nalézt místa, kde se povrch matečné horniny dostává velmi blízko k samotným kamenným mořím a hloubka k nezávětralé matečné hornině se pohybuje do 9 metrů, ale také místa, kde povrch matečné horniny leží poměrně hluboko pod kamennými moři a maximální hloubka k povrchu nezávětralé matečné horniny pohybuje okolo 20 metrů. Druhou možností, jak lze přistoupit k určování hloubky k povrchu matečné horniny, je použít výslednou křivku, vymodelovanou metodou t_0 . Vývoj hloubek podél profilu v tomto případě není tak rozkolísaný a celková hloubka kamenného moře s hloubkou silně rozrušené matečné

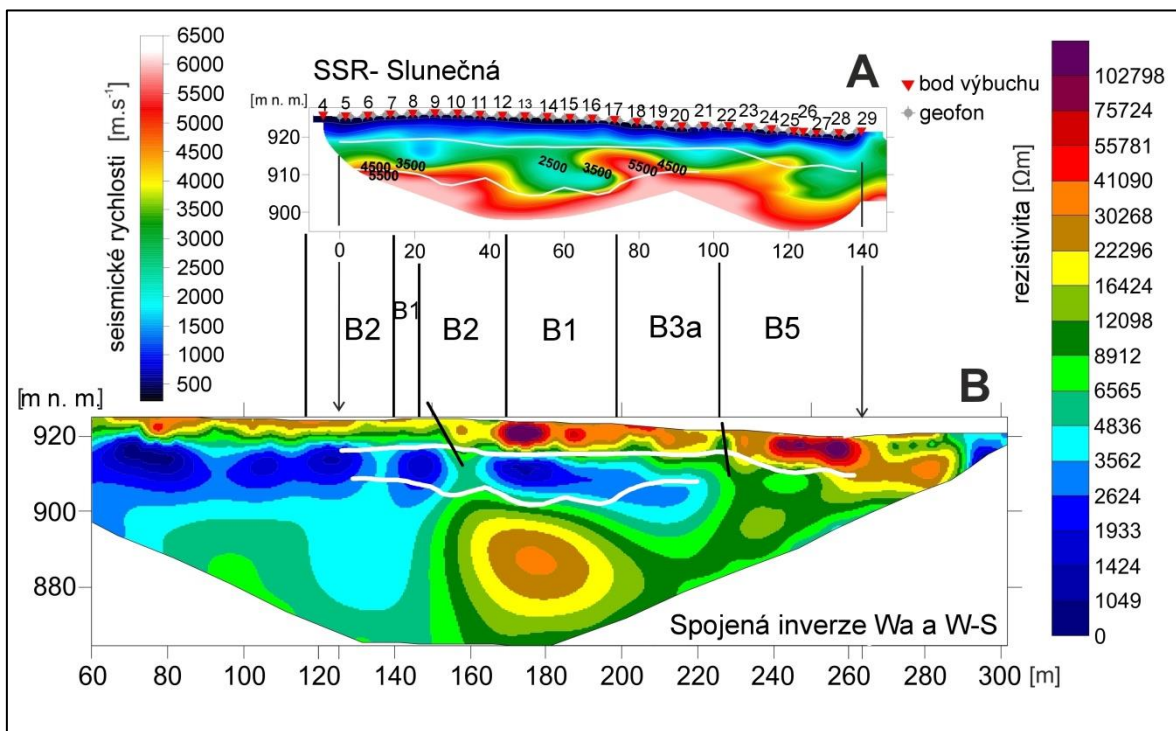
horniny se pohybuje v rozmezí od 15 do 20 metrů. Z inverzního odporového modelu, i přes to, že se jedná o spojenou inverzi Wennerova a Wenner-Schlumbergerova uspořádání, nelze hloubka k nezářivé matečné hornině přesně určit.

Metoda DEMP, podobně jako na kamenném moři na Skalce, neposkytla natolik přesná data, aby mohla být kvalitně a správně interpretována. Výsledné křivky zdánlivého měrného odporu jsou ve všech případech velmi rozkolísané, v několika případech se dokonce křivky pohybují v záporných hodnotách, což opět značí pouze velmi nízkou kvalitu naměřených dat. Pomocí DEMP byla provedena celkem 4 měření, přičemž inverzní odporový model bylo možné vytvořit pouze z jednoho. Podobně jako v lokalitě Skalka se jednalo o měření konduktometrem CMD Explorer při vertikální orientaci cívek. I přes to, že byl model vytvořen z „nejkvalitnějších“ DEMP dat, je velmi nepřesný a lze usoudit, že i nepravdivý, a proto je jeho vypovídající hodnota velmi nejistá. Z interpretačního hlediska je tento model velmi zavádějící, opět pouze ilustruje možnosti zobrazení EM dat pomocí tomografické inverze.

Výsledná georadarová data byla podobně jako na lokalitě Skalka velmi obtížně interpretovatelná. Jedním z důvodů bylo, že z měření 250 MHz anténou byla získána velmi silně zašuměná data, která nebylo možno interpretovat téměř vůbec. I přesto bylo ale s touto frekvencí dosaženo téměř její maximální hloubky, kterou stanovuje Słowik (2012). Kvalitnější data byla získána s použitím 100 MHz antény, se kterou byla dosažena 10 metrová reálná hloubka průniku. Data jsou ale opět ve větší hloubce již silně zatížena šumem. Rychlý útlum signálu, na který se váže vyšší míra šumu, by v této lokalitě mohl být velmi pravděpodobně dán vodivějším prostředím, zajištěným hlinitým, nebo organickým materiálem tvořícím matrix mezi bloky. Opět lze stanovit, že v lokalitě Slunečná nebylo možno pomocí použitých antén jasně detekovat hloubku povrchu nezářivé matečné horniny, která se nachází buď hlouběji, nebo zhruba na hranici reálné hloubky průniku, kde ovšem není možné signál odlišit. Na výsledném 2D hloubkovém řezu lze opět nalézt průběžná rozhraní, zdánlivě detekující několikanásobnou vrstevnatost kamenného moře. Znovu je možné přiklonit se k názoru, že tuto zdánlivou vrstevnatost vytváří velké bloky, které jsou uloženy svojí nejkratší stranou kolmo ke spádnicí.

Z obr.49 a kap. 4 je zřejmé, že geofyzikální profil v oblasti Slunečná protínal několik kamenných moří různého typu. Dílčím cílem práce na této lokalitě, bylo také tato

kamenná moře detailně zmapovat a zjistit jejich vnitřní strukturu a mocnost. Hranice kamenných moří byly mapovány podle výše zmíněné metodiky (kap. 4), s čímž souvisí zmíněné problémy, podpořené tím, že je lokalita zcela zalesněna. Do obr. 66 byla pro názornost vložena poloha jednotlivých kamenných moří, s jejich klasifikací, představenou v kap. 3.2.4, kterými geofyzikální profil procházel. Seismický profil začínal v kamenném moři třídy B2 a končil v moři třídy B5. Z obr. 78, vyplývá, že ani jedna geofyzikální metoda přesně nevymezuje hranice kamenného moře.



Obr. 78: Poloha zkoumaných kamenných moří v lokalitě Slunečná, zobrazená nad geofyzikálními profily (A) seismická tomografie, (B) elektrická odporová tomografie. Černě zvýrazněné linie v ERT profilu znázorňují možnou polohu rozhraní mezi kamennými moři. Vlastní zpracování dat, 2017

Hranice, která by se dala z profilů určit, by byla hranice kamenného moře třídy B2, nebo B1 (při chybě GPS měření), ležící okolo 150. metru na ERT profilu, nebo 30. metru na SSR profilu. Toto rozhraní bylo stanoveno na základě rozdílných mocností přípovrchové vrstvy a změny rezistivity a na obrázku je zvýrazněno černou linií. Od této hranice dále po profilu lze podle metody ERT nalézt vysokoodporové těleso. Podle metody SSR je hloubka pod tímto kamenným mořem k nezávětralé matečné hornině poměrně velká. To vše nasvědčuje tomu, že by se jednalo o kamenné moře s velkou hustotou kamenů, případně i tzv. openwork blocky surface typu. Kamenné moře by se tak velmi podobalo

kamennému moři na Skalce. Jak lze vidět na obr. 78, jedná se o kamenné moře třídy B1, která je charakteristická nejřidším rozmístěním kamenů, které nejsou v kontaktu.

Nabízí se tedy otázka, proč kamenné moře nejnižší třídy geofyzikálními metodami zobrazeno velmi podobně, jako kamenné moře nejvyšší třídy. Ani po zavedení možné chyby GPS přístroje, s připuštěním posunutí vymapovaných hranic kamenných moří v oblasti Slunečná, nebyla tato otázka zodpovězena. Byla také vyloučena chyba geofyzikálního průzkumu, protože všechny výsledky vymezující tvar a mocnost tohoto tělesa jsou ve vzájemné shodě. Je tedy možné, že se toto kamenné moře projevuje třídou B1 pouze povrchově. A pod přípovrchovou velmi málo hlubokou vrstvou jsou uloženy velké bloky s nevyplněnými meziblokovými prostory. Tyto nevyplněné meziblokové prostory mohou tvořit i menší dutiny, které se pak projevují vysokými odpory. Těleso tak lze označit za geofyzikální artefakt. Zde se opět projevila jedna z největších limitací geofyzikálních metod, a to, že geofyzikální metody poskytují pouze určité indicie o podpovrchové struktuře.

Další možnou hranici dvou kamenných moří lze identifikovat zhruba na 230. metru na ERT profilu, nebo na 105. metru na SSR profilu, kterou představuje druhá zvýrazněná linie na obr. 78. Na SSR profilu si v těchto místech lze všimnout lámání prvního rozhraní více do hloubky a zvětšování celkové mocnosti podpovrchového prostředí, což by naznačovalo větší mocnost kamenného moře. Na ERT profilu je zřetelná poměrně výrazná změna rezistivity, dále po profilu pak počátek tělesa, které se projevuje vyššími odpory, než okolí. Počáteční průzkum v lokalitě klasifikoval kamenné moře v této oblasti do třídy B5. To by odpovídalo geofyzikálním výsledkům, protože kamenná moře této třídy by měla být hustší a s většími bloky, kde jsou meziblokové prostory občas i nevyplněné matrix, což by se projevilo vyššími odpory.

Protože jsou kamenná moře třídy B5 velmi podobná mořím třídy B6, lze předpokládat, že budou hlubší, než kamenná moře třídy B1 nebo B2. To by opět potvrdilo výsledky získané metodou mělké refrakční seismiky. Bohužel hranice vymapovaná pomocí GPS přístroje se nachází o zhruba 5 metrů jinde. Tento fakt lze ale přisoudit nepřesnosti přístroje v zalesněném terénu.

Toto kamenné moře je v místě průniku výzkumného profilu hluboké okolo 10 metrů. Pod ním se zřejmě nachází zhruba 10 metrová vrstva rozrušené matečné horniny.

Celková hloubka k nezávětralé matečné hornině se podle geofyzikálního průzkumu jeví na 20 metrů. Hloubka kamenného moře se směrem po profilu lehce zvětšuje. Kamenné moře patří do třídy B5, která je charakteristická hustým pokrytím bloky, které jsou ve většině případů v kontaktu s okolními bloky (viz obr. 79).

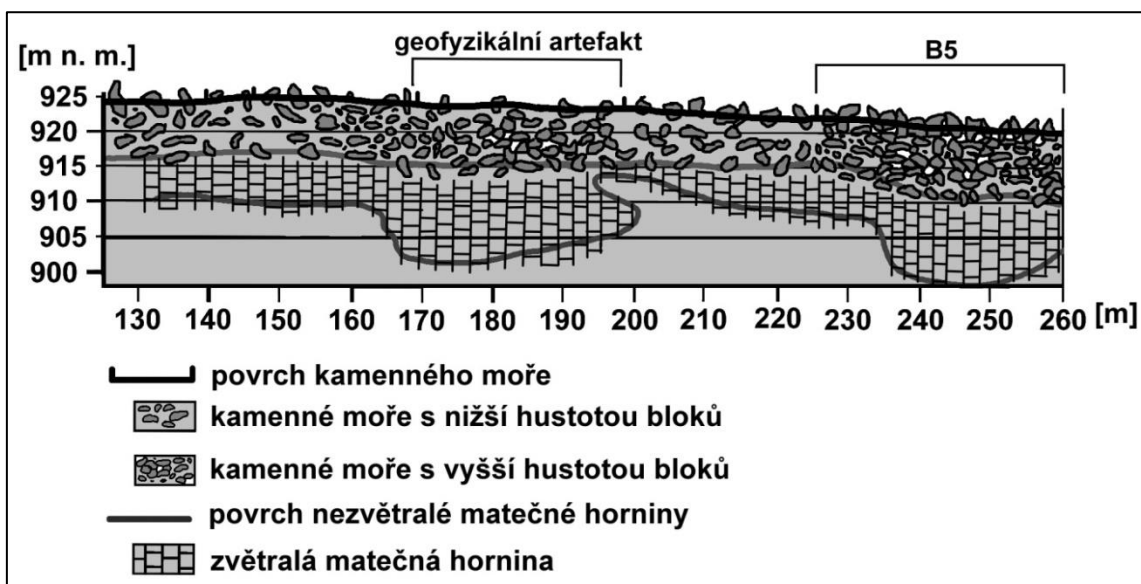
V lokalitě Slunečná se předpokládalo přesné určení hranic jednotlivých kamenných moří. Přesné určení s vazbou na povrchové projevy a terénní mapování, bylo však možné pouze na rozhraní kamenného moře třídy B3a a B5. Na tomto rozhraní dochází zřejmě v podpovrchovém prostředí k více skokové změně, proto může být tato hranice snáze zaznamenána. Na ostatních hranicích se nejspíše jedná o více gradientové prostředí, ve kterém jsou rozhraní geofyzikálními metodami špatně detekovatelná. Na základě výsledků mapování a výsledků geofyzikální analýzy však nebylo možné stanovit přesné hranice ostatních kamenných moří, a proto nemohla být určena jejich mocnost nebo vnitřní struktura. Z kap. 3.3 bylo zjištěno, že geofyzikální průzkum lze podle cíle práce různě upravovat, proto je nástin dalšího postupu v geofyzikálním průzkumu řešen níže, v kap. 6.4.1



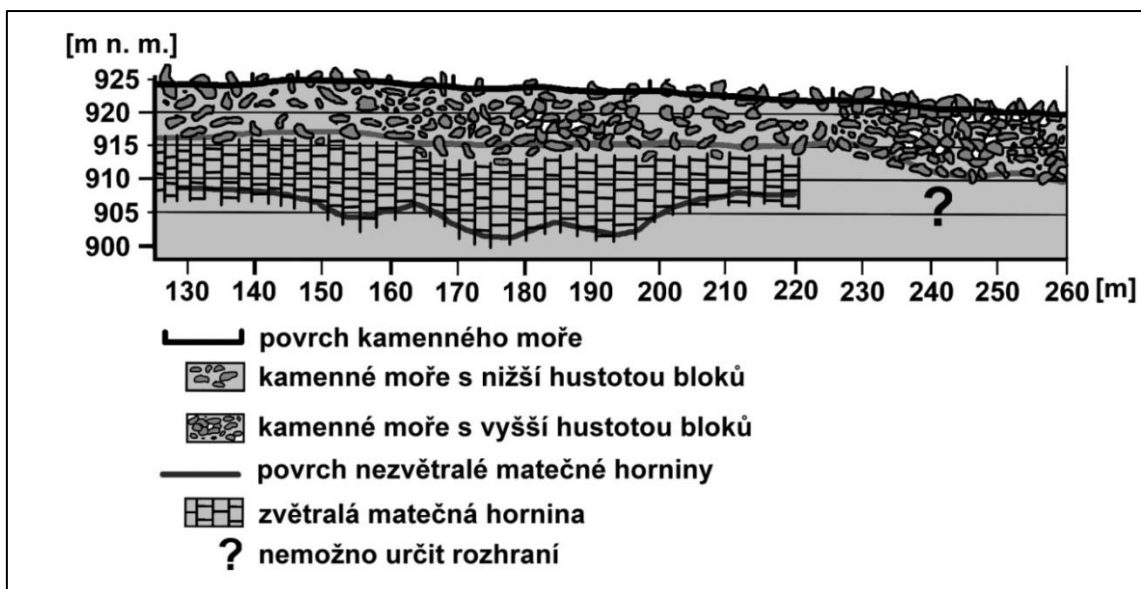
Obr. 79: Kamenné moře třídy B5 v lokalitě Slunečná. Vlastní foto autora, 2016.

Na základě vhodných výsledků bylo opět vytvořeno grafické znázornění možné interpretace podpovrchového prostředí v lokalitě Slunečná. Protože ale nebylo možné přesně určit hloubku k nezávětralé matečné hornině, byly vytvořeny obrázky dva. První (obr. 80) znázorňuje interpretaci podpovrchového prostředí s hloubkou nezávětralé matečné horniny určené podle izolinie $5000 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Na tomto obrázku je také znázorněna

poloha vymapovaného kamenného moře třídy B5 a výše zmiňovaného geofyzikálního artefaktu. Ve druhém (obr. 81) je povrch nezávětralé matečné horniny určen podle 2. seismického rozhraní, získaného pomocí metody t_0 . V tomto modelu nebylo možné určit hloubku k povrchu nezávětralé matečné horniny pod kamenným mořem, protože metoda t_0 zde nevyodelovala žádné rozhraní.



Obr. 80: Grafické znázornění jedné ze dvou možných interpretací podpovrchového prostředí v lokalitě Slunečná. Hloubka povrchu nezávětralé matečné horniny určena izolinií $5000 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Na profilu také zobrazena poloha, detekovaných pomocí geofyzikálního průzkumu. Vlastní zpracování dat, 2017.



Obr. 81: Grafické znázornění druhé ze dvou možných interpretací podpovrchového prostředí v lokalitě Slunečná. Hloubka povrchu nezávětralé matečné horniny určena metodou t_0 . Vlastní zpracování dat, 2017.

6.4 MOŽNOSTI A OMEZENÍ VYUŽITÍ JEDNOTLIVÝCH GEOFYZIKÁLNÍCH METOD PRO PRŮZKUM MOCNOSTI A VNITŘNÍ STRUKTURY KAMENNÝCH MOŘÍ

6.4.1 POUŽITÍ ELEKTRICKÉ ODPOROVÉ TOMOGRAFIE PRO PRŮZKUM KAMENNÉHO MOŘE

Metoda elektrické odporové tomografie byla díky své univerzálnosti a méně komplikovaným nárokům na dopravu do velmi obtížně přístupného terénu zvolena jako hlavní průzkumná metoda.

Na dvou lokalitách byla provedena dvě měření. Vždy na profilu dlouhém 315 metrů s krokem elektrod 5 metrů. Na obou lokalitách byl průzkum prováděn Wenner-Schlumbergerovým uspořádáním, protože právě to by mělo poskytovat vyšší rozlišení a větší hloubkový dosah (Loke, 2000). V lokalitě Slunečná bylo doplňkově provedeno měření pomocí uspořádání Wenner alpha, které kvůli časové náročnosti a níže popsaným problémům nemohlo být v lokalitě Skalka provedeno. Wennerovo uspořádání je citlivější ve vertikálním směru a lépe tedy detekuje horizontální rozhraní (Loke, 2000).

ERT měření na obou lokalitách výrazně přispělo k určení hloubky kamenných moří a k lokaci některých rozhraní. Na obou lokalitách byla dosažena, místy i překročena orientační hloubka určená z tab. 2, která byla naprosto dostačující k následným analýzám. V lokalitě Skalka metoda ERT pomohla poměrně přesně určit hranice kamenného moře a jeho vnitřní strukturu, když byl detekován úsek s kontrastními vlastnostmi. Díky této metodě byla potvrzena část hypotézy představené Mentlíkem (2011), kdy bylo dále po svahu pod kamenným mořem také detekováno klínovité těleso, charakteristické nižšími odpory, představující zřejmě akumulaci jemnějšího materiálu, dříve vyplaveného z výše položeného kamenného moře.

Pouze z výsledků elektrické odporové tomografie by se mocnost kamenného moře a celková hloubka k povrchu nezvětralé matečné hornině dala jen obtížně určit. Jak již bylo poznamenáno, v ERT modelech mohou být výrazná rozhraní umísťována do oblastí odporového maxima či minima. Což ovšem nemusí platit vždy.

Pokud je změna „dostatečně“ skoková, (např. vysokoodporové štěrky ležící na vodivých jílech) vytvoří se ostré rozhraní, které je i na ERT modelu výrazné a obvykle umístěné ve správné hloubce (Tábořík, 2012). V případě kamenného moře na Skalce, je ale odporový přechod pozvolnější, což by naznačovalo prostředí, které má pozvolné

přechody mezi vrstvami. Nelze ale tvrdit, že podpovrchové prostředí je gradientové. Přirozeně je zde možné nalézt vrstvy s rozdílnou litologií a tedy i s rozdílným geofyzikálním parametrem. Tyto vrstvy nejsou ale ostře vymezeny, což by i vysvětlovalo fakt, že vrstevnatý a gradientový seismický model vychází téměř stejně. ERT tak zřejmě detekovala prostředí, kde kamenné moře postupně přechází do porušeného podloží a to zvolna přechází do neporušeného. Problém určování přesných hloubek kamenných moří pouze pomocí ERT dokládá rozpor mezi mocností kamenného moře na Skalce, představenou Mentlíkem (2011) a výslednou hloubkou kamenného moře představenou v této práci.

V lokalitě Slunečná mohl být ze dvou měření vytvořen spojený inverzní model, který by měl být nejpodrobnější. Na této lokalitě detekovala metoda ERT snadněji, mocnost kamenných moří, než vnitřní strukturu podpovrchového prostředí, což je zřejmě dáno vyšší heterogenitou prostředí a příliš dlouhým rozstupem elektrod, který sice zajišťuje větší hloubkový dosah, ale výrazně snižuje rozlišení (Loke, 2000). I přesto bylo z výsledků možné určit dvě oblasti, kde by se konkrétní kamenné moře mělo vyskytovat a případně bylo možné rozpoznat i jeho hranice. Krňák (2014) s ERT profilem dlouhým 208 metrů a krokem elektrod 4 metry také přesně vymezuje hranice konkrétního kamenného moře. Sedláček (2014) který provedl detailnější měření s krokem elektrod po 1,5 metru u vrchu Žďár na Rokycansku, přesně stanovuje pouze dolní hranici kamenného moře. I přes použití kratšího profilu (94 metrů) dosahuje hloubky zhruba 25 metrů.

Dílním cílem na této lokalitě bylo přesně stanovit všechny hranice jednotlivých kamenných moří a pro každé pak určit mocnost a vnitřní strukturu. I kvůli málo detailním výsledným ERT datům nebylo možné tento cíl splnit, protože jednotlivá kamenná moře se na geofyzikálních profilech nedala vymezit. Pro splnění tohoto cíle by zřejmě pomohl další ERT průzkum, který by byl detailnější. Dostatečně vysokého rozlišení dat by mělo být dosaženo s krokem elektrod 1 nebo 0,5 metru. To by ovšem vyžadovalo více než 100 elektrod a takový ERT průzkum je již velmi časově náročný.

Provedení geofyzikálního průzkumu pomocí metody elektrické odporové tomografie je relativně časově náročné. Pouze roztažení výzkumného profilu se systémem 64 elektrod trvalo na lokalitě Slunečná přes 1 hodinu. Celkový čas, který vědecký tým potřebuje na roztažení profilu, se odvíjí od náročnosti zajištění kvalitního uzemnění

elektrod, což jak uvádí Tábořík (2012), není na kamenném moři jednoduchá záležitost. V lokalitě Skalka proto samotné přípravy zabraly necelých 5 hodin. Podobný čas uvádí i Otto a Sass (2006) při aplikaci na osypovém kuželu. Elektrody se do meziblokových prostor musely umisťovat přes elektrolytem nasycené houby, které měly zajistit lepší spojení elektroda/povrch. Sass (2006) kvůli náročnosti zajištění kvalitního uzemnění považuje metodu pro průzkum blokových akumulací za méně vhodnou. Samotné měření pak probíhalo necelé 2 hodiny. Nevýhodu časové náročnosti kompenzuje tato metoda relativní nenáročností na lidské zdroje. Průzkumníci musejí „pouze“ dopravit veškeré potřebné vybavení do dané lokality, roztáhnout profil a zajistit dobré uzemnění elektrod. Poté řídicí jednotka sama provádí jednotlivá měření a automaticky shromažďuje data. I přes značnou hmotnost nerezových elektrod a multikabelových sekcí není metoda tak náročná na manipulaci a transport, jako některé metody zmiňované níže. Metoda je navíc použitelná i v extrémních případech (Tábořík, 2012). Například: pro průzkum velmi strmých svahů, až skalních stěn, širokého říčního toku nebo nestabilních substrátů. (Tábořík, 2012)

Lze stanovit, že metodou ERT bylo dosaženo kvalitních výsledků i přes to, že celé měření se prakticky pohybovalo na jejích limitech. Při zajištění dobrého uzemnění elektrod bylo na kamenném moři třídy B6 možné detekovat i změny ve vnitřní struktuře. Naopak pro určování mocnosti tohoto moře nebyla metoda příliš vhodná. Na kamenných mořích nižších tříd naopak metoda lépe určovala hloubku, což potvrzuje i Schrott a Sass (2008). Pětimetrová vzdálenost mezi elektrodami nebyla dostatečná pro detekci hranic mezi kamennými moři nižších tříd. Pro zajištění obrazu s dostatečným rozlišením pro tuto detekci na stejné lokalitě by bylo nutné použít systém s více než 100 elektrodami s krokem jeden metr, nebo půl metru, což ovšem vzhledem k velikosti samotných kamenů (i přes jeden metr) není dost dobře možné. Problém uzemňování elektrod by samozřejmě se zvětšujícím se počtem elektrod narůstal.

6.4.2 POUŽITÍ MĚLKÉ REFRAKČNÍ SEISMIKY PRO PRŮZKUM KAMENNÝCH MOŘÍ

Metoda SSR byla opět aplikována na obou lokalitách, ovšem s rozdílným nastavením. Vždy byla použita čtyřadvaceti kanálová seismická aparatura Geode. Na kamenném moři na Skalce byly geofony rozmístěny po 5 metrech a výsledná délka profilu tak činila 115 metrů. S použitím 10kg seismického kladiva bylo dosaženo hloubky necelých

25 metrů. Tato hloubka byla po celém profilu dostatečná k určení hloubky matečné horniny. Na lokalitě Slunečná byla použita dvě roztažení systému, obr. 52. Krok geofonů byl zkrácen na 3 metry, což mělo následně zajistit větší rozlišení výsledného obrazu. Dvě roztažení čtyřadvaceti kanálové soupravy s krokem 3 metry odpovídalo vyhovující délce profilu 138 metrů. Díky podpovrchovému prostředí bylo 10kg seismickým kladivem opět dosaženo hloubky okolo 25 metrů, což pro detekci povrchu nezvětralé matečné horniny bylo po celém profilu dostačující. Pro průzkum podobných forem reliéfu na stejně dlouhém profilu je, podle několika autorů (Schrott a Sass, 2008; Sass, 2007; Otto a Sass, 2006), dostačující i 5kg kladivo.

Na základě rešerše literatury bylo stanoveno, že metoda mělké refrakční seismiky by měla lépe rozlišovat horizontálně uložená rozhraní, a proto by měla být vhodnější pro určování hloubek a mocností. Tato teorie se potvrdila na obou lokalitách. Na kamenném moři na Skalce byla pomocí SSR a metody t_0 určena mocnost kamenného moře, která se podél profilu pohybuje okolo 10 metrů a nijak výrazně nekolísá. Na základě tab. 3 ale bylo stanoveno, že rychlosti šíření seismických vln v podloží kamenného moře neodpovídají rychlostem šíření vln v předpokládané matečné hornině, popsané v kap. 2.2. Proto byl povrch neporušené nebo jen málo porušené matečné horniny určen izolinií zhruba $5000 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Ve spodní polovině kamenného moře je tato izolinie téměř ve stejné hloubce jako rozhraní zachycené metodou t_0 . Toto prostředí tak bylo charakterizované jako dvouvrstevné. V horní polovině se ale tyto dvě křivky od sebe výrazně vzdalují, a proto se lze stanovit, že se jedná o trojvrstevné prostředí. Pod kamenným mořem se zde nejspíše nachází poměrně mocná vrstva silně rozpukané či zerodované matečné horniny, která se projevuje rozdílnými seismickými rychlostmi. Až na tuto výraznou zahlobeninu v horní polovině kamenného moře nedetekovala však metoda SSR žádnou změnu v podpovrchovém prostředí, a to ani když byl profil veden mimo hranice vymapovaného kamenného moře. V této lokalitě metoda mělké refrakční seismiky ideálně doplnila výsledky získané odporovou tomografií.

V lokalitě Slunečná bylo podle výsledků metody od začátku zřejmé, že po celé délce profilu se jedná o trojvrstevné prostředí. Nasvědčovaly tomu dvě výsledné křivky vymodelované metodou t_0 i rozdíly v rychlostech šíření seismických vln ve vrstevnatém i gradientovém modelu. Mocnost kamenných moří podle metody t_0 byla určena na

7 metrů, což je o něco méně, než bylo stanoveno z výsledků ERT. Otto a Sass (2006) také uvádějí fakt, že metoda SSR detekuje první rozhraní v menší hloubce, než metoda ERT. To na několika profilech potvrzuje také Sass (2007). V této lokalitě bylo problematické určení celkové mocnosti, respektive hloubky k povrchu nezávětralé matečné horniny (viz kap. 5.2.2). Izolinie 5000, nebo 4500 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ nekopíruje totiž křivku druhého rozhraní, vymodelovanou metodou t_0 . I přesto lze vyvodit závěr, že v místech, kde elektrická odporová tomografie identifikovala vysokoodporová tělesa, celková mocnost koluvia s eluvem narůstá. To by bylo totožné s výsledky získanými v lokalitě Skalka.

Metodu mělké refrakční seismiky je možné ohodnotit jako poměrně náročnou. Náročnou jak časově, kvůli účelnému z kvalitnění záznamu na každém bodu výbuchu pomocí sčítání několika úderů (tzv. stackingem), tak i hlediska lidských zdrojů. Podobně jako u metody GPR, která je řešena níže, je kompletní aparatura pro mělkou seismickou refrakci poměrně těžká, takže samotná doprava veškerého vybavení do výzkumné lokality je velmi náročná. Buzení seismických signálů bylo 10kg seismickým kladivem na každém bodě výbuchu několikrát opakováno, což je také energeticky náročné, zvláště v tak nerovném terénu. Nehledě na to, že měření musí provádět nejméně 3 pracovníci.

V případě kamenných moří a blokových akumulací může být také problematické zajistit vhodné umístění geofonů. V lokalitě Skalka byly často geofony pouze vklíněny mezi větší bloky. V lokalitě Slunečná do substrátu, tvořeného hlínou a organickým materiálem, který vyplňuje meziblokové prostory. Paradoxně lepších záznamů bylo dosahováno v blokovitém prostředí kamenného moře na Skalce, a to i přes to, že byl signál rychle tlumen a rozptylován. Na kamenných mořích v oblasti Slunečná právě mezibloková matrix způsobovala horšení záznamů. V tomto substrátu se mechanické vlnění špatně přenáší a navíc energie vyvolaná seismickým kladivem je již od začátku velmi tlumená. Podobnou myšlenku předkládá také Pelton (2005).

6.4.3 POUŽITÍ DIPÓLOVÉHO ELEKTROMAGNETICKÉHO PROFILOVÁNÍ PRO PRŮZKUM KAMENNÝCH MOŘÍ

Metoda dipólového elektromagnetického profilování má oproti metodě SSR a ERT menší hloubkový dosah (kap. 3.3.3). Při jejím použití tak nebyla předpokládána vhodnost pro detekování hloubky k povrchu nezávětralé matečné horniny. Při rozboru se nepodařilo nalézt žádnou publikaci, která by řešila použití DEMP pro průzkum kamenných moří nebo

podobné formy reliéfu. Tento fakt dokládá minimální použití DEMP v geofyzikálních průzkumech blokových akumulací a částečně také menší vhodnost použití.

Pro měření na lokalitách byly využity přístroje CMD Explorer a CMD MiniExplorer. Kamenné moře v lokalitě Skalka bylo kvůli vyšší předpokládané mocnosti zkoumáno pouze pomocí konduktometru CMD Explorer, jehož signál dosahuje větších hloubek (viz kap. 4.4). Kamenná moře na Slunečné byla zkoumána oběma přístroji. Na obou lokalitách bylo nutné nastavení manuálního sběru dat, z důvodu nemožnosti kontinuálního pohybu při měření. Experimentálně bylo v lokalitě Slunečná vyzkoušeno kontinuální měření s automatickým zápisem dat.

Ze získaných výsledků zcela jasně vyplývá nevhodnost dipólového elektromagnetického profilování pro průzkum kamenných moří. Výsledné křivky zdánlivého měrného odporu získané ze všech měření jsou velmi rozkolísané a v jejich průniku nelze najít obecný trend. V lokalitě Slunečná se výsledné hodnoty v několika případech pohybují i v záporných hodnotách, což je zcela chybně. Na kamenném moři na Skalce při srovnání měření z téměř identických hloubek při různé orientaci cívkových dipólů mají křivky spíše opačný trend, což dokládá velkou nekonzistentnost měřených dat. I přes špatnou kvalitu lze ale data rozdělit na lepší a horší. Vůbec nejhorší výsledky přinesl experiment kontinuálního měření provedený v lokalitě Slunečná, který sice přinesl velké množství dat, ale jak je patrné z obr. 69, tato data jsou ze všech měření nejvíce rozkolísaná. Naopak „nejkvalitnější“ data byla na obou lokalitách získána s konduktometrem CMD Explorer v nastavení s vertikální orientací cívek. Tato data mohla být i částečně interpretována (viz kap. 5.2.4) a mohly z nich být vytvořeny inverzní modely, které se však potýkají s vysokou měrou nepravdivosti. Paradoxně kvalitnější výsledky byly získány na kamenném moři na Skalce. Je možné se domnívat, že obecně čím vodivější prostředí a čím více heterogenní prostředí, tím je metoda dipólového elektromagnetického profilování více limitována. Kamenné moře na Skalce, tvořeno do jisté hloubky jen kameny a vysokoodporovými volnými dutinami, je tak samo o sobě dost heterogenní. Proto jsou datové křivky tolik rozkolísané. Mezi blokové prostory v kamenných mořích v oblasti Slunečné jsou vyplněny relativně více vodivým substrátem, což způsobuje ještě větší heterogenitu a rozkolísanost křivek. Z interpretace ostatních

metod vyplývá, že zkoumaná kamenná moře mají větší mocnost, než je mezní hranice, které konduktometr může dosáhnout.

Průzkum na obou lokalitách netrval oproti metodě SSR, nebo ERT nijak dlouho. Rychlost průzkumu je velkou předností dipólového elektromagnetického profilování. Celkový čas průzkumu roste s požadavkem zkvalitnění signálu přeměřováním na každém bodě měření. Kvůli tomu se může čas měření až zněkolikanásobit. I přes důkladné přeměřování signálu na každém bodě měření, jak bylo provedeno při tomto výzkumu, není zajištěna výsledná dostačující kvalita dat. I přes poměrně snadnou aplikaci metody, kdy konduktometry jsou relativně lehké a velmi snadno se ovládají, byl stanoven závěr, že metoda dipólového elektromagnetického profilování je pro průzkum blokových akumulací, jako jsou např. kamenná moře, nebo bloková pole, nevhodná, nebo vhodná pouze velmi omezeně a jen za specifických podmínek. Nejlepších výsledků bylo dosaženo s konduktometrem CMD Explorer s vertikální orientací cívek a s manuálním režimem měření, kdy lze ovlivnit kvalitu signálu přeměřováním. Pro dosažení kvalitních výsledků je ale nutné přeměřovat každý bod, což je ovšem extrémně časově náročné.

6.4.4 POUŽITÍ GEORADARU PRO PRŮZKUM KAMENNÝCH MOŘÍ

Na obou lokalitách proběhla vždy dvě měření. První se stíněnou anténou o frekvenci 100 MHz a druhé se stíněnou anténou o frekvenci 250 MHz. Vzhledem k velmi obtížnému terénu na obou lokalitách bylo nutné georadar přenášet podél profilu a měření zaznamenávat manuálně po 20 cm. Tento fakt výrazně prodloužil celkový čas samotného měření. Pro zkvalitnění interpretace výsledků byla data v programu ReflexW 6.0 postupně upravována a vizualizována.

Ve výsledných 2-D hloubkových řezech obou lokalit byla nalezena poměrně silná a výrazná vrstevnatost, která ale v kamenném moři nebyla předpokládána. Vysvětlení výskytu zdánlivých spojitých struktur je nastíněno výše v kap. 6.2. I přes tuto zdánlivou vrstevnatost byla v hloubkových řezech nalezena místa se silnějšími odrazy, která by měla předznamenávat větší bloky, případně jejich shluky. V profilech také byly pod povrchem nalezeny oblasti se slabšími signály, které zřejmě označují menší hustotu klastů s vyplněnými meziblokovými prostory vodivějším materiálem, který způsobuje útlum signálu a tedy jeho zeslabení ve výsledném radargramu.

Z výsledných GPR dat, získaných na kamenných mořích a zřejmě tedy i na dalších velmi heterogenních akumulacích, nelze bez obtíží určit jejich vnitřní strukturu. Určité výsledky lze ale také získat z pozorování intenzity záznamu. Výraznější odrazy, představované větší amplitudou i větší vlnovou délkou, předznamenávají větší bloky bez matrix. Tyto odrazy jsou charakteristické pro prostředí s dobrou odrazivostí signálu a na výsledných radargramech se projevují „tlustšími“ křivkami. Naopak oblasti s větším útlumem signálu se ve výsledných radargramech, projeví malým kontrastem bílých a černých křivek, přičemž vše přechází spíše do šedé barvy. Tyto charakteristiky jsou typické pro prostředí s menšími bloky a s relativně vodivější matrix, ve které je signál nejvíce tlumen a nedochází tak téměř k žádným odrazům.

V obou lokalitách bylo pro obě antény dosaženo téměř maximální hloubky reálného hloubkového dosahu (viz kap. 3.3.2). I přes to, že jsou data v hlubších částech profilu již hodně znehodnocena šumem, lze říci, že hloubkový dosah jednotlivých antén v obou lokalitách je poměrně překvapivý. Ani tato původně nepředpokládaná dosažená hloubka nebyla dostačující pro detekci hloubky nezávětralé matečné horniny, což může být dáno dvěma faktory. Buď se může povrch matečné horniny nacházet hlouběji, než je samotný dosah antén, nebo se nachází ve spodních částech profilu, kde již kvůli vysokému zašumění nelze signály rozeznat. Vzhledem k výše představeným výsledkům se pravděpodobněji jeví první varianta možného odůvodnění.

V rámci řešení tohoto problému by se nabízelo použití antén s nižší frekvencí, které mají díky tomu větší maximální možnou hloubku průniku. Sass (2006) dosáhl na osypovém kuželu hloubky přes 50 metrů s použitím antény o 25 MHz. Otto a Sass (2006) dosáhli se stejnou anténou hloubky 40 metrů. Tyto hloubky by podle výše představených výsledků byly dostačující pro jasnou detekci povrchu matečné horniny v obou lokalitách. Při použití nízkofrekvenčních antén se ale objevují další problémy. Prvním problémem je téměř nemožné použití těchto antén v zalesněném terénu, protože jsou již nestíněné a každý strom může působit jako samostatný reflektor (viz kap. 3.3.2). Proto Schrott a Sass (2008), kteří pro průzkum používali anténu o frekvenci 50 MHz nedoporučují měření v zalesněné lokalitě. Z tohoto důvodu by dané řešení nebylo možné v lokalitě Slunečná aplikovat. Druhým problémem jsou velké rozměry antén s nižší frekvencí. Již 100MHz anténu, používanou pro účely této práce, bylo velmi těžké do výzkumné lokality

vůbec dopravit. Avšak použití větších antén s nižší frekvencí bylo alespoň v lokalitě Skalka teoreticky možné, v době řešení diplomové práce ale nebyly tyto antény k dispozici. I přes vyšší hloubkový dosah mají ale nízkofrekvenční antény výrazně horší rozlišení. Řešením představeného problému by také mohlo být využití výkonnějšího systému, respektive výkonnějšího zdroje signálu. Silnější zdroj dokáže generovat silnější EM signál, který pak tak snadno nepodléhá útlumu. Bohužel CBG, ani ÚSMH AV ČR, v.v.i. podobnými přístroji nedisponuje.

Vzhledem k velmi obtížnému terénu, zejména v lokalitě Skalka, byl celkový čas měření poměrně dlouhý. Časovou náročnost této metody uvádí i Schrott a Sass (2008). Již samotná doprava antén do výzkumných lokalit byla poměrně složitá a velmi energeticky náročná. V obou lokalitách bylo měření v rámci úspory času a kvůli bezpečnosti pohybu prováděno proti směru profilu, v lokalitě Skalka tedy zespoda nahoru.

Použití metody GPR přináší další problém. Tím je samotná interpretace radargramů. V případě použití na kamenném moři, které je představováno heterogenním nespojitým prostředím, není určování jednotlivých rozhraní tak jednoznačné, jako je tomu například u osypových kuželů, které představují podobnou formu reliéfu.

6.5 VYUŽITÍ GEOFYZIKÁLNÍCH ANALÝZ PRO PRŮZKUM KAMENNÝCH MOŘÍ

Než budou celkově shrnuty možnosti využití jednotlivých metod, nebo určena vhodnost využití vybraných geofyzikálních analýz pro průzkumu kamenných moří, je zapotřebí zdůraznit, že podobně komplexní geofyzikální průzkum na takových lokalitách jako je Slunečná nebo Skalka není příliš běžný. To dokládá také malé množství publikací, ve kterých je tato problematika řešena.

Elektrická odporová tomografie se se svými principy měření pohybovala téměř na hraně svých možností. Velkým problémem bylo zajištění dostatečného uzemnění elektrod, a to na obou lokalitách. Dalším omezením při jejím použití bylo špatné rozlišení v malých hloubkách pod povrchem. Toto omezení by se částečně dalo eliminovat jinými geofyzikálními metodami, které zkoumají nejvíce přívrchové vrstvy podpovrchového prostředí, nebo provedením dalšího ERT měření s kratším krokem elektrod, při kterém by ale zajištění dostatečného uzemnění elektrod bylo ještě komplikovanější. Proto lze tuto metodu pro průzkum kamenných moří hodnotit jako metodu vhodnou, ale s obtížemi.

Při měření pomocí dipólového elektromagnetického profilování byl problematický samotný pohyb s konduktometrem CMD Explorer. Na lokalitě Slunečná bylo nutné se intenzivně vyhýbat stromům. V lokalitě Skalka měření kvůli bezpečnosti prováděli tři lidé. Kvůli vysoké heterogenitě prostředí kamenného moře v oblasti Skalka, a ještě větší heterogenitě kamenných moří v oblasti Slunečná, neposkytlo měření kvalitní data. Výsledné křivky zdánlivého měrného odporu ve všech případech nebylo možno kvalitně interpretovat. Stejně tak tomu bylo u inverzních modelů. Z toho důvodu je metoda dipólového elektromagnetického profilování pro průzkum kamenných moří vyhodnocena jako nevhodná.

Použití georadaru přineslo nejméně jednoznačné výsledky. I přes to, že v obou lokalitách bylo pro obě antény dosaženo téměř maximální tabulkové reálné hloubky, nebylo možné z výsledných radargramů identifikovat povrch matečné horniny. Data jsou pro první hloubkové metry poměrně kvalitní, bez vysokého zašumění, ale i přesto nebylo možné přesně určit vnitřní strukturu podpovrchového prostředí ve vybraných lokalitách. I proto, že pro správnou vizualizaci dat a následnou interpretaci výsledných radargramů je zapotřebí velké množství zkušeností a konzultací s odborníky, je metoda georadaru, pro průzkum kamenných moří, hodnocena jako vhodná, ale problematická při následné interpretaci výsledných dat.

Poslední použitá metoda, mělká refrakční seismika, přinesla velmi kvalitní data. Potvrdilo se, že tato metoda je poměrně citlivá na vertikální změny a jako jediná dokázala určit průběh povrchu nezvětralé matečné horniny přesvědčivě. A to jak ve vrstevnatém, tak i v gradientovém modelu. Umístění geofonů nebylo tak problematické, jako u metody ERT, ačkoli na lokalitě Slunečná, kde byly geofony umísťovány do organické hrabanky, nebyl přenos elastických vln ideální. Celkově lze říci, že v lokalitě Slunečná, kde se nachází kyprý substrát mezi bloky, bylo dosaženo méně kvalitních výsledků. I přes tento drobný nedostatek lze metodu mělké refrakční seismiky považovat jako vhodnou pro průzkum kamenných moří.

Pro přehledné srovnání vhodnosti metod pro průzkum kamenných moří a jejich náročnosti byla vytvořena tab. 9, ze které lze jasně stanovit přednosti a limitace vybraných geofyzikálních metod.

Tab. 9: Srovnání vhodnosti vybraných geofyzikálních metod pro průzkum kamenných moří dle zvolených charakteristik. Jednotlivé charakteristiky u geofyzikálního úkolu značí: ++ metoda vhodná; + metoda vhodná ale s omezením; +/- metoda vhodná s výrazným omezením, nebo nutnou modifikací; - metoda nevhodná. Charakteristiky u náročnosti metody značí: ++ metoda nenáročná; + metoda je nenáročná, ale s výhradami; +/- metoda je náročná; - metoda je velmi náročná. Vlastní zpracování dat, 2017

Srovnání vybraných geofyzikálních metod podle zvolených charakteristik				
geofyzikální úloha	ERT	SSR	DEMP	GPR
určení mocnosti	+	++	-	+/-
určení vnitřní struktury	+	+	-	+
náročnost metody				
náročnost na lidské zdroje	+/-	-	+/-	-
časová náročnost	-	+/-	+/-	+
náročnost zpracování dat	+	-	+	+/-
náročnost interpretace	+	+/-	++	-
vypovídající hodnota výsledku	+	++	-	+/-

Celkově lze stanovit, že kromě metody DEMP bylo dosaženo poměrně kvalitních výsledků. Znovu je však nutné upozornit na nejvýznamnější omezení geofyzikálních metod. Prakticky celý geofyzikální obor je založen na detekování určitých skokových změn, ale v přírodě se vyskytují i tzv. gradientové změny, které geofyzikální metody velmi špatně detekují. Velmi těžko se v tomto gradientovém prostředí nalézají v geofyzikálních záznamech určitá rozhraní, protože ani ve skutečnosti se v podpovrchovém prostředí žádné ostré hranice nenacházejí. Je tedy možné, že určené hloubky kamenných moří nemusí být zcela přesné. V rámci tak komplexního geofyzikálního průzkumu kamenných moří je nutné počítat s jistými úpravami samotného procesu měření. Jako příklad je uvedeno několik úprav. Konduktometr CMD Explorer nemůže nosit na popruhu jeden člověk, georadar je také nutné přemísťovat podél profilu ve více lidech a navíc je nutné použít manuální trigger. Elektrody ERT je nutné uzemňovat přes elektrolytem nasycené houby a seismické geofony lze na extrémně blokovém povrchu vklíňovat pouze do spár a puklin bloků. S výše uvedeným souvisí poměrně velká náročnost také na lidské zdroje, zejména kvůli transportu přístrojů na místo, ale také kvůli měření. I přes tyto komplikace jsou ale geofyzikální metody pro průzkum podpovrchového prostředí v chráněných lokalitách nejvhodnější, protože se prakticky jedná o jediné neinvazivní metody.

6.6 KLASIFIKACE KAMENNÝCH MOŘÍ

Dílčím cílem této práce bylo ověřit, případně upravit klasifikaci kamenných moří představenou Žurawkem et al. (2005), kterou na šumavské poměry dále upravil Stacke (2008). Je nutné poznamenat, že v rámci rozboru literatury nebyla nalezena žádná jiná klasifikace kamenných moří, která by jednotlivá moře dělila do definovaných tříd podle hustoty kamenů na povrchu. Byly nalezeny jiné klasifikace, které jsou rozebrány výše (viz kap. 3.2). V kap. 5.1 a 5.2 proběhlo zařazení zájmových kamenných moří v rámci těchto klasifikací. Dále je nutné podotknout, že Žurawek et al. (2005) se přímo nezabýval klasifikací kamenných moří, ale jak přímo uvádí: „*mapováním svahů s ohledem na koncentraci bloků.*“ Z tohoto mapování rozlišuje 6 typů pokrytí bloky, nikoli však 6 typů kamenných moří.

Washburn (1979) nebo Smolová a Vítek (2007) při definování kamenných moří uvádí podmínku, aby mohlo dané území být označeno jako kamenné moře, blokové pole nebo blokový proud, musí kameny/bloky pokrývat 50 % tohoto území. První tři třídy Žurawkovy klasifikace, které jsou popsány v obr. 16, však nesplňují výše představenou podmínku. Pro ukázkou je do práce vložen obr. 82, který představil Žurawek et al. (2005) ve své práci. Svah, který je na něm zobrazený, je klasifikován třídou B3. Je patrné, že kameny rozhodně nepokrývají 50 % plochy daného území, a proto nelze tvrdit, že se na tomto území nachází kamenné moře třídy B3. Je možné hovořit spíše o svahu, který je volně pokryt bloky, přičemž většina bloků je od sebe oddělena vzdáleností, která je několikrát větší než jejich průměr.

Z výše popsaného vyplývá, že Žurawkova klasifikaci svahů, více či méně pokrytých kameny, nelze 100% aplikovat na kamenná moře. Stacke (2008) z této klasifikace vychází, a po úpravě ji ve své práci uvádí jako: „*Dělení kamenných polí podle hustoty*“. Z popisků v obr. 17 je zřejmé, že i v této klasifikaci, minimálně u prvních dvou tříd kamenných moří, není splněna podmínka 50% pokrytí kameny. Ani tato klasifikace se tedy nedá bezchybně použít pro dělení kamenných moří.

Možnost, že některá kamenná moře mohla být při prvotním mapování zaměněna za svah s volným pokrytím kameny, potvrzuje i geofyzikální průzkum v lokalitě Slunečná. Kromě geofyzikálního artefaktu, diskutovaného v kap. 6.3, nebyly geofyzikálními metodami v lokalitách kamenných moří třídy B1 a B2, zjištěny žádné projevy vyšší hustoty

kamenů. Naopak v místě kamenného moře třídy B5 bylo pomocí ERT nalezeno vysokoodporové těleso a metodou SSR byla potvrzena větší hloubka k prvnímu rozhraní vrstev i větší celková hloubka k povrchu nevětralé matečné horniny, což vše naznačuje hustší pokrytí kameny.



Obr. 82: Kamenné moře klasifikované dle Żurawka do třídy B3. Převzato z Żurawek et al., 2005

Návrhem práce je použít pro klasifikaci kamenných moří poslední tři třídy, ať už ze Żurawkovy klasifikace svahů (obr. 16), nebo upravené klasifikace kamenných moří Stacke (2008) (obr. 17). A to jak z důvodu splnění definice kamenného moře podle Washburn (1979) nebo Smolové a Vítka (2007), tak z důvodu možné detekce pomocí geofyzikálního průzkumu, v rámci kterého se později může řešit hloubka a vnitřní struktura konkrétního kamenného moře.

ZÁVĚR

Multidisciplinární vědní obor, kterým geomorfologie beze sporu je, využívá při řešení výzkumných otázek velké množství různých metod. Mezi tyto metody patří kromě jiných také metody geofyzikální. V chráněných oblastech, kde se nachází velké množství zajímavých tvarů reliéfu, umožňují geofyzikální metody jako jediný částečný pohled pod zemský povrch. S jejich pomocí je tak možné neinvazivně určovat hloubky podpovrchových vrstev, nebo hodnotit jejich vnitřní strukturu. Každá geofyzikální metoda má své největší uplatnění při řešení jiného úkolu a každá geofyzikální metoda má své výhody, ale také svá omezení a své limity.

Hlavním cílem této práce bylo proto ověření vhodnosti využití čtveřice geofyzikálních metod pro průzkum kamenných moří. V geofyzikálních výzkumech, běžně využívané metody byly aplikovány na několik kamenných moří ve dvou rozdílných lokalitách. Při takto komplexním geofyzikálním výzkumu, kamenných moří, je nutné počítat s komplikovanou logistikou a vzhledem k nerovnému terénu dbát zvýšené opatrnosti kvůli zachování bezpečnosti práce. Geofyzikální výzkum měl také za cíl přispět k celkovému poznání vybraných lokalit.

Na základě výsledků a průběhu geofyzikálního průzkumu bylo stanoveno, že metoda elektrické odporové tomografie je pro průzkum kamenných moří vhodná, ale s jistými obtížemi, zejména kvůli náročnosti zajištění dobrého uzemnění elektrod. Detailní měření pro lepší detekci vnitřní struktury není pro kamenná moře podobná moří na Skalce vhodné. Naopak na kamenných mořích, která jsou podobná kamenným mořím na Slunečné, by detailní měření mohlo přinést užitečná data. Možnost použití metody dipólového elektromagnetického profilování pro průzkum kamenných moří je hodnocena jako zcela nevhodná, z důvodu nemožné interpretace výsledků. Metoda georadaru je podle dosažených výsledků pro průzkum kamenných moří vhodná, ale pouze při použití výkonnějšího zdroje, popř. antény s nižšími frekvencemi. Mělká refrakční seismika byla, pro průzkum kamenných moří, stanovena jako nejvhodnější geofyzikální metoda z vybraných čtyř. Byl tak stanoven závěr, že pro podpovrchový průzkum kamenných moří nejlépe fungují seismické metody, elektrické odporové ERT (stejnoseměrné) fungují s obtížemi také a u elektromagnetických (střídavých) metod záleží na principu.

Vysokofrekvenční vlnové (georadar) lze s určitými výhradami označit za funkční, zatímco nízkofrekvenční indukční metody (DEMP) za nefunkční a tudíž nevhodné.

Z výsledků vhodnějších geofyzikálních metod byla pro lokalitu Skalka sestavena grafická interpretace podpovrchového prostředí (viz obr. 77), ze které lze velmi snadno určit rozdílné mocnosti a vrstevnatost podpovrchového prostředí. Hloubka kamenného moře na Skalce ve svém průběhu nijak výrazně nekolísá a pohybuje se zřejmě okolo 10 metrů. Svah na kterém leží studované kamenné moře je nejspíše tvořen výše položenou hlubší částí se zřejmě trojvrstevným podpovrchovým prostředím a níže položenou, méně hlubokou částí, s pouze dvouvrstevným podpovrchovým prostředím.

Podobně bylo názorné schéma nejvíce pravděpodobné interpretace podpovrchového prostředí, vytvořeno pro lokalitu Slunečná. Zde ovšem byly pravděpodobné dvě interpretace, proto byly vytvořeny obrázky dva (obr. 80 a obr. 81). V této lokalitě bylo problematické určování hranic mezi jednotlivými typy kamenných moří. Po změně v přístupu ke klasifikaci byla vymezena oblast, kterou lze na základě povrchových i podpovrchových projevů označit jako kamenné moře.

Toto kamenné moře je podle výsledků geofyzikální analýzy v místě průniku výzkumného profilu mocné zhruba 10 metrů. Pod tímto kamenným mořem se zřejmě nachází 10 metrů mocné pásmo silně rozpukané či zvětralé matečné horniny. S největší pravděpodobností se tedy jedná o trojvrstevné prostředí. V oblasti Slunečná bylo také detekováno těleso, které se pod povrchem projevuje jako kamenné moře, ale na povrchu nikoliv. Toto těleso je možné označit jako geofyzikální artefakt. Detailní výzkum tohoto, možná pohřbeného, kamenného moře by mohl být předmětem dalších studií.

Na základě rozboru literatury a geofyzikálního průzkumu byla navržena úprava klasifikace kamenných moří. Kamenná moře nižších tříd nesplňovala jednu z předkládaných definic, a také je nebylo možné rozpoznat pomocí geofyzikální analýzy (kromě výše uvedeného geofyzikálního artefaktu). Bylo proto navrženo, aby byla kamenná moře klasifikována do třech tříd. Označení a charakteristiku jednotlivých tříd lze převzít z předchozí klasifikace s tím, že o kamenných mořích lze hovořit až od třídy B4.

Takto komplexní geofyzikální výzkum je velkým přínosem pro celkové poznání studovaných lokalit a v nich se nacházejících kamenných moří. Řešení vhodnosti využití

geofyzikálních metod přináší také cenné informace celému geofyzikálnímu oboru. V rámci předkládané práce byla rovněž nastíněna doporučení a uvedeno několik rad pro geofyziky plánující podobný průzkum. V rámci dalších výzkumů by bylo vhodné detailně prozkoumat geofyzikální artefakt v lokalitě Slunečná, například pomocí detailnějšího ERT průzkumu, nebo analyzovat možnost využití georadarových antén s nižší frekvencí.

CIZOJAZYČNÉ RESUMÉ

The knowledge of the internal structure of some forms of the surface is one of the several preconditions for the following determination of their origin and evolution. In some areas (such as in protected areas) it is not possible to look directly beneath the surface. Some significant forms of the surface are located in these areas, whose origin has not been described enough. Geophysical methods serve to the non-invasive knowledge of the subsurface structure of relief's forms. Electrical resistivity tomography, seismic refraction, ground-penetrating radar and dipole electromagnetic profiling were chosen to application on selected blockfields in the Šumava Mts., which belong to the significant phenomena there. We decided to check the suitability of utilization of the chosen geophysical analysis to determine the deepness, consistence and internal structure of the selected blockfields. We expected to improve the knowledge of the selected blockfields by using the results and we presuppose the verification or improvement of the classification of the blockfields. The deepness of the selected blockfields was defined from the results. It was determined, the ERT is suitable for the exploration of the blockfields, but it's utilization has some difficulty. The DEMF is not suitable enough. The GPR is suitable, but explorers need a lot of experience by the process of interpretation. The SSR is entirely suitable for the exploration of the blockfields. The adjustment of the classification was determined on the base of the geophysical results.

Keywords: Šumava Mts.; blockfields; electrical resistivity tomography; seismic refraction; ground-penetrating radar; dipole electromagnetic profiling

SEZNAM LITERATURY

- Albrecht, J. Květena a rostlinstvo. Praha: Olympia, 1986. 345 s.
- Auton, C. A. The Utility Of Conductivity Surveying And Resistivity Sounding In Evaluating Sand And Gravel Deposits And Mapping Drift Sequences In Northeast Scotland: *Engineering Geology*, 1992, 32, s. 11–28.
- Ballantyne, C. K. Age and significance of mountain-topdetritus. *Permafrost and Periglacial Processes*, 1998, 9, s. 327–345.
- Beneš, V., et al. Repeated geophysical measurement: the basic principles of the GMS methodology used to inspect the condition of flood control dikes. *WIT Transactions on Ecology and the Environment*, 2011, 146, s. 105-115.
- Babůrek, J., et al. Průvodce geologií Šumavy. Vimperk: Správa Národního parku a Chráněné krajinné oblasti Šumava, 2006. 118 s. ISBN 80-7075-659-4.
- Balatka, B., a Kalvoda, J. Geomorfologické členění reliéfu Čech. Praha: Kartografie Praha, 2006. 79 s. ISBN 80-7011-913-6.
- Bachrach, R., a Mukerji T. The effect of texture and porosity on seismic reflection amplitude in granular sediments; Theory and examples from a high-resolution shallow seismic experiment. *Geophysics*, 2004, 69, s. 1513–1520.
- Baker, G. S., et al. Near-surface seismic reflection profiling of the Matanuska Glacier, Alaska. *Geophysics*, 2003, 68, s. 147–156.
- Baradelo, L. GPR and high resolution seismic integrated methods to understand the liquefaction phenomena in the Miraballo Village. *Engineering Geology*, 2016, 211, s. 1-6
- Bartolino, J. R., a Sterling, J. M. Electromagnetic Surveys to Detect Clay-Rich Sediment in the Rio Grande Inner Valley, Albuquerque, New Mexico. U. S. Geological Survey Water Resources Investigations Report, 2000, 00-4003.
- Beranová, Z. Kamenná moře na Šumavě. Praha, 2009. 66 s. Bakalářská práce. Univerzita Karlova. Přírodovědecká fakulta. Vedoucí práce Marek Křížek.
- Bevan, B. W. Geophysical Exploration for Archaeology: An Introduction to Geophysical Exploration. Lincoln, Nebraska: Midwest Archaeological Center Special Report, 1998, 292 s.
- Best, J. L., et al. Three-dimensional sedimentary architecture of a large, mid-channel sand braid bar, Jamuna River, Bangladesh. *Journal of Sedimentary Research*, 2003, 73, s. 516–530.
- Bohidar, R. N., a Hermance, J. F. The GPR refraction method. *Geophysics* 2002, 67, s. 1474-1485.
- Bína, J., a Demek, J. Z nížin do hor: geomorfologické jednotky České republiky. Praha: Academia, 2012. 343 s. ISBN 978-80-200-2026-0.
- Brooks, M., et al. An introduction to geophysical exploration. 3th ed. Oxford: Blackwell scientific publications, 2002. ISBN 0-632-02923-4.
- Boukalová, Z., et al. Application of a geophysical monitoring system on the tidal and salt exposed embankments in the Humber Estuary, UK. *WIT Transactions on Ecology and the Environment*, 2011, 146, s. 71-81.
- Bobrov, N. Y., et al. Statistical investigations of shallow permafrost by electromagnetic profiling. *Permafrost – Seventh International Conference*, 1998, 55, s. 51-56.

- Bouda, J. Sledování mikroklimatických podmínek vybraných kamenných moří ve hřbetových partiích Šumavy. Plzeň, 2011. 81 s. Diplomová práce. Západočeská univerzita v Plzni. Pedagogická fakulta. Vedoucí práce Pavel Mentlík.
- Cardimona, S. J., et al. Seismic reflection and ground- penetrating radar imaging of a shallow aquifer. *Geophysics*, 1998, 63, s. 1310–1317.
- Carr, B. J., et al. Shear-wave studies in glacial till. *Geophysics*, 1998, 63, s. 1273–1284.
- Clarke, M. Stone runs. [online]. Wikipedia.org, 2009. Poslední změna 15. 3. 2016. [cit. 20. 12. 2016]. Dostupné z: [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Stone_runs_01_\(3444782873\).jpg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Stone_runs_01_(3444782873).jpg)
- Conyers, L. B., et al. Electromagnetic Conductivity Mapping for Site Prediction in Meandering River Floodplains. *Archeological Prospection*, 2008, 15, s. 81-91.
- Český úřad zeměměřický a katastrální. Digitální model reliéfu České republiky 5. generace (DMR 5G). [online] ČÚZK, 2010. Poslední změna 2016. [cit. 3. 3. 2017]. Dostupné z: <http://www.cuzk.cz/Uvod/Produkty-a-sluzby/Zememericctvi/Poskytovani-a-prohlizeni-geografickych-podkladu.aspx>
- Český hydrometeorologický ústav. Atlas podnebí Česka. Univerzita Palackého v Olomouci. Praha: 2007. 255 s. ISBN 978- 80-86690-26-1.
- Dahl, R. Block Fields, Weathering Pits and Tor-like Forms in the Narvik Mountains, Nordland, Norway. *Geografiska Annaler, Physical Geography*, 1966, 48, s. 55-85.
- Davis, J. L. a Annan, A. P. Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical Prospecting*, 1989, 37, s. 531–551.
- Demek, J. Obecná geomorfologie. Praha: Academia, 1987. 476 s.
- Demek, J., et al. Zeměpisný lexikon ČSR. Hory a nížiny. Brno: Academia, 1987. 584 s.
- Dredge, L. A. Breakup of limestone bedrock by frost shattering and chemical weathering, Eastern Canadian Arctic. *Artic and Alpine research*. 1992, 24, s. 314-323.
- Doll, W. E., et al. A noninvasive shallow seismic source comparison on the Oak Ridgereservation, Tennessee. *Geophysics*, 1998, 63, s. 1318–1331.
- Evans, R. L., et al. Buried paleo-channels on the New Jersey continental margin: channel porosity structures from electromagnetic surveying. *Marine Geology*, 2000, 170, s. 381-394.
- EUREGIO. Karte EUROREGIO AUT/CZ/GER. [online]. [cit. 23. 11. 2016]. Dostupné z: <http://www.euregio.at/service/>
- Ferguson, I. J., et al. Geophysical imaging of a kaolinite deposit at Sylan, Manitoba, Canada. *Journal of Applied Geophysics*, 1999, 41, s. 105-129.
- Fišer, M. Hodnocení znečištění ovzduší přízemním ozonem na Šumavě. Praha, 2012. 65 s. Diplomová práce. Univerzita Karlova. Přírodovědecká fakulta. Vedoucí práce Iva Hůnová.
- Fitterman, D. V., et al. Electromagnetic mapping of buried paleochannels in eastern Abu Dhabi Emirate, U. A. E. *Geoexploration*, 1991, 27, s. 111-133.
- Fjellanger, J., et al. Glacial survival of blockfields on the Varanger Peninsula, northern Norway. *Geomorphology*, 2006, 82, s. 255-272.
- Fuchs, M., a Zöllner, L. Geoarchäologie aus geomorphologischer Sicht. Eine konzeptionelle Betrachtung. *Erdkunde*, 2006, 60, s. 139–146.

- Gabriel, G., et al. Geophysical investigation of buried Pleistocene subglacial valleys in Northern Germany. *Journal of Applied Geophysics*, 2003, 53, s. 159–180.
- GF Instruments, s.r.o. Vícerozsahové elektromagnetické měřiče vodivosti CMD. [online]. [cit. 16. 11. 2016]. Dostupné z: <http://www.gfinstruments.cz/>
- Huggett, R. J. *Fundamentals of Geomorphology*. 3th ed. New York: Routledge, 2011. 516 s. ISBN 0-415-2415-6.
- Hrutka, M., a Spěšný, M. Příklady použití dipólového elektromagnetického profilování. *EGRSE Journal*, 2011, 3, s. 1–11.
- Herbst, R. I., et al. Seismic sources for shallow investigations; A field comparison from northern Germany. *Journal of Applied Geophysics*, 1998, 38, s. 301–317.
- Haegeman, W., a Van Impe, W. F. Characterization of disposal sites from surface wave measurements. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 1999, 4, s. 27–33.
- Hinkel, K. M., et al. Detection of subsurface permafrost features with ground-penetrating radar, Barrow, Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2001, 12, s. 179–190.
- CHÁBERA, S., et al. *Příroda na Šumavě*. České Budějovice: Jihočeské nakladatelství, 1987. 182 s.
- Chlupáč, I., et al. *Geologická minulost České republiky*. Praha: Academia, 2002. 436 s. ISBN 80-200-0914-0.
- Chroston, P. N., et al. Geometry of Quaternary sediments along the north Norfolk coast, UK, A shallow seismic study. *Geological Magazine*, 1999, 136, s. 465–474.
- de Iaco, R., et al. A combined seismic reflection and refraction study of a landfill and its host sediments. *Journal of Applied Geophysics*, 2003, 52, s. 139–156.
- International Association of Geomorphologists. *Encyclopedia of geomorphology*. Edited by A. S. Goudie. London: Routledge, 2004. 1202 s. ISBN 0–415–27298–X.
- Kaláb, Z. *Geofyzikální průzkum pro geotechnickou praxi*. Ostrava: Katedra geotechniky a podzemního stavitelství, 2009, 31 s.
- Karous, M. Možnosti použití geofyzikálních metod při ověřování nejasných strukturně geologických, popř. jiných vztahů na lokalitách při průzkumu a nápravě starých ekologických zátěží. *Planeta 99*, 1999, 7, s. 1–39.
- Karous, M. *Geoelektrické metody průzkumu*. Praha: Státní nakladatelství technické literatury, 1989, 423 s. ISBN 80-03-00035-1
- Klanica, R. *Užitá geofyzika*. [online]. Poslední změna: 23. 3. 2017. [cit. 24. 3. 2017]. Dostupné z: <http://geofyzika.webz.cz/elekt.php>
- Krasovskiy, A. G. Mapping of permafrost with the aid of a Dipole electromagnetic profiling technique. *Permafrost-Second International Conference*, 1973, s. 507-509.
- Kitchen, N. R., et al. Mapping of sand deposition from 1993 Midwest floods with electromagnetic induction measurements. *Journal of Soil and Water Conservation*, 1996, 51, s. 336-340.
- Krňák, P. *Vývoj kamenných akumulací na severním svahu vrchu Radče*. Plzeň, 2014. 82 s. Bakalářská práce. Západočeská univerzita v Plzni. Pedagogická fakulta. Vedoucí práce Pavel Mentlík.
- Kunský, J. *Československo fyzicky zeměpisně*. Praha: Státní pedagogické nakladatelství, 1974, 251 s. ISBN 14-68274.
- Kučera, A. *Lýkožrout smrkový 2008-9: Situace na Šumavě* [online]. NP Šumava. [cit. 23. 11. 2016]. Dostupné z: <http://www.npsumava.cz/1327/sekce/situace-nasumave/>.

- Lahti, R. M., a Hoekstra, P. Geophysical Surveys for Mapping Migration of Brines from Evaporation Pits and Ponds, In: Society of Engineering and Mineral Exploration Geophysicists. University of Tennessee, Knoxville: Proceeding of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems 1991, s. 65-79
- Lepařová, H. Fluviální sedimentace nivy Moravy v Litovelském Pomoraví, mapování říčních paleokoryt metodou dipólového elektromagnetického profilování (DEMP). Olomouc, 2012. 73 s. Diplomová práce. Univerzita Palackého v Olomouci. Přírodovědecká fakulta. Vedoucí práce Ondřej Bábek.
- Liberty, L. M., et al. The Portland Hills fault: Uncovering a hidden fault in Portland, Oregon using high-resolution geophysical methods. *Tectonophysics*, 2003, 368, s. 89–103.
- Loke, H. M. Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. A practical guide to 2-D and 3-D surveys. 2000, 67 s.
- Loope, W. L., et al. A Holocene history of dune-mediated landscape change along the southeastern shore of Lake Superior. *Geomorphology*, 2004, 61, s. 303–322.
- Macháček, J., in Vaníček, I. Sanace skládek a starých ekologických zátěží. Učební texty Fsv ČVUT, kap. Geofyzikální průzkumné metody, 2002, s. 41-66. ISBN 80-01-02438-5.
- Mareš, S., et al. Úvod do užití geofyziky. Praha: Státní nakladatelství technické literatury, 1990, 677 s. ISBN 80-03-00427-6.
- Mazáč, O., et al. Application of geophysical methods in describing spatial variability of saturated hydraulic conductivity in the zone of aeration. *Journal of Hydrology*, 1988, 103, s. 117-123.
- Mentlík, P. Mapování glaciálních forem georeliéfu v okolí Prášílského jezera na Šumavě. In Mentlík, P. et al. *Geomorfologický sborník 2. ZČU v Plzni*, 2003, 2, s. 155–164.
- Mentlík, P. Geomorfologická analýza a tvorba GIS okolí Prášílského jezera a jezera Laka na Šumavě (Česká republika). Bratislava, 2006. 252 s. Disertační práce. Univerzita Komenského. Přírodovědecká fakulta. Vedoucí práce Jozef Minár.
- Mentlík, P. Výzkum vývoje reliéfu vrcholových partií SZ Šumavy prostřednictvím inovativních výzkumných metod. Plzeň, 2011. 178 s. Habilitační práce. Univerzita Komenského v Bratislavě, Přírodovědecká fakulta.
- McNeill, J. D. 1980. Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers. Geonics Limited Technical Note, 1980, TN-6.
- Mentlík, P. Příspěvek ke geomorfologii oblasti Velkého Ostrého (1 280 m n. m.) na Šumavě. *Silva Gabreta*, 2000, 5, s. 7–26.
- Miller, R. D., et al., Field comparison of shallow P-wave seismic sources near Houston, Texas. *Geophysics*, 1994, 59, s. 1713–1728.
- Miller, R. D., et al. Field comparison of shallow seismic sources near Chino, California. *Geophysics*, 1992, 57, s. 693–709.
- Miller, R. D., et al. Field comparison of shallow seismic sources. *Geophysics*, 1986, 51, s. 2067–2092.
- Milsom, J., a Eriksen, A. *Field Geophysics*. Fourth Edition. London: Wiley and Sons, 2011, 304 s. ISBN 9780470749845.
- Moorman, B. J., et al. Imaging periglacial conditions with ground-penetrating radar. *Permafrost and periglacial Processes*, 2003, 14, s. 319–329.
- Musil, M., et al. Shallow seismic surveying of an alpine rock glacier. *Geophysics*, 2002, 67, s. 1701–1710.

- Musset, A. E., a Khan, A. M. Looking into the Earth. An Introduction to Geological Geophysics. London: Cambridge University Press, 2000, 492 s. ISBN 978-0521785747.
- Neal, A. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. Earth-Science, 2004, 66, s. 261-330.
- Neal, A., a Roberts, C. L. Applications of ground-penetrating radar (GPR) to sedimentological, geomorphological and geoarchaeological studies in coastal environments. In: Pye, K., Allen, J.R.L. (Eds.), Coastal and Estuarine Environments: Sedimentology, Geomorphology and Geoarchaeology. Geological Society, London Special Publication, 2000, 175, s. 139–171.
- Nesje, A., et al. Block fields in southern Norway: Significance for the Late Weichselian ice sheet. Norsk Geologisk Tidsskrift, 1988, 68, s. 149-169.
- Olayinka, A. I., et al. Use of electromagnetic profiling and resistivity sounding for groundwater exploration in the crystalline basement area of Igbeji, southwestern Nigeria. Global journal of Geological sciences, 2004, 2, s. 243-253.
- Otto, J. C., a Sass, O. Comparing geophysical methods for talus slope investigation in the Turmann valley (Swiss Alps). Geomorphology, 2006, 76, s. 257-272.
- Overgaard, T., a Jakobsen, P. R. Mapping of glaciotectonic deformation in an ice marginal environment with ground penetrating radar. Journal of Applied Geophysics, 2001, 47, s. 191–197.
- Patrnčiak, L. Komparace vybraných lokalit balvanových proudů v NP Podyjí na základě tvrdoměrných měření Schmidtovým kladívkem. Brno, 2016. 95 s. Bakalářská práce. Masarykova univerzita. Přírodovědecká fakulta. Vedoucí práce Zdeněk Máchka.
- Pelton, J. R. Near-Surface Seismology: Surface-Based Methods. In: Butler, D. K. et al. Near-Surface Geophysics. USA, Tulsa: Society of Exploration Geophysics, 2005, s. 219–264
- Peterie S. L., et al. Seismology and Its Applications in Kansas. Kansas Geological Survey Cirkular, 2014, 37, 6 s.
- Pin, F. G., a Ketelle, R. H. Conductivity mapping of underground flow channels and moisture anomalies in carbonate terrain using electromagnetic methods. Oak Ridge National Laboratory, TN, Energy Division, 1983, 37, s. 21.
- Poklady PodNámi. Georadary jako nástroj pro hledače a archeology. [online]. Poslední změna: 2013. [cit. 15. 11. 2016]. Dostupné z: <http://pokladypodnami.cz/>
- Putiška, R., et al. Integrated geophysical and geological investigations of karst structures in Komberek, Slovakia. Journal of Cave and Karst Studies, 2015, 76, s. 155–163.
- Prosová, M., a Sekyra, J. Vliv severovýchodní expozice na vývoj reliéfu v pleistocénu. Časopis pro mineralogii a geologii, 1961, 4, s. 448-463.
- Quitt, E. Klimatické oblasti Československa. Brno: Geografický ústav ČSAV, 1971. 88 s.
- Rabbel, W. Seismic methods. In: Kirsch, R., et al. Groundwater geophysics - A tool for hydrogeology. Berlin Springer, 2006, s. 23–84
- Rea, B. R. Periglacial landforms, rock forms: Blockfields (Felsenmeer). In: Elias, S. A., et al. Encyclopedia of Quaternary Science. 2007, s. 2225-2236. ISBN: 978-0-444-53643-3.
- Rea, B. R., et al. Blockfields, old or new? Evidence and implications from some plateaus in northern Norway. Geomorphology, 1996, 15, s. 109-121.
- Richenza. Čertova stěna-Luč. [online]. Wikipedia.org, 2003. Poslední změna 14. 1. 2003. [cit. 20. 12. 2016]. Dostupné z:

- https://commons.wikimedia.org/wiki/File:P%C5%99%C3%ADrodn%C3%AD_rezervace_%C4%8Certova_st%C4%9Bna_1.jpg
- Rogers, N. T., et al. The effective use of electromagnetic methods to delineate a fluvial paleochannel system containing oil migration near Glenrock, Wyoming. *Environmental and Engineering Geophysics Society*, 1996, 304, s. 917-926.
 - Rubín, J. Ke klasifikaci a terminologii balvanitých, kamenito-štěrkovitých a podobných akumulací. *Sborník Československé geografické společnosti*, 1982, 4, s. 295-299.
 - Rubín, J., et al. *Atlas skalních, zemních a půdních tvarů*. Praha: Academia, 1986, 388 s.
 - Sass, O., a Wollny, K. Investigations regarding alpine talus slopes using ground penetrating radar (GPR) in the Bavarian Alps, Germany. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2001, 26, s. 1071–1086.
 - Sass, O. Determination of the internal structure of alpine talus using different geophysical methods (Lechtaler Alps, Austria). *Geomorphology*, 2006, 80, s. 45–58.
 - Sass, O. Bedrock detection and talus thickness assessment in the European Alps using geophysical methods. *Journal of Applied geophysics* 2007, 62, s. 254-269.
 - Sawada, Y., et al. Thermal régime of Sporady permafrost in a block slope on Mt. Nishi-Nupukaushinupuri, Hokaido Island, Northern Japan. *Geomorphology*, 2003, 52, s. 121-130.
 - SeismicRental.com. Seismic Rental Equipment for Refraction Reflection MASW Near Surface Engineering Geophysics and Geophysical Surveys. [online]. Poslední změna: 2016 [cit. 1. 12. 2016]. Dostupné z: <http://seismicrental.com/ask-seismic-rental-com/>
 - Sedláček, P. Geomorfologická analýza kamenných akumulací vrchu Žďár. Plzeň, 2014. 54 s. Bakalářská práce. Západočeská univerzita v Plzni. Fakulta ekonomická. Vedoucí práce Pavel Mentlík.
 - Sinha, A. K., Dipole electromagnetic mapping of permafrost terrains : theoretical developments and computer programs. Ottawa: Energy, Mines and Resources Canada, 1977. ISBN: 066000836X.
 - Siahkoohi, H. R., a West, G. F. 3-D seismic imaging of complex structures in glacial deposits. *Geophysics*, 1998, 63, s. 1041–1052.
 - Sheriff, R. E., a Geldart, L. P. *Exploration seismology*. Second Edition. London: Cambridge University Press, 1995, 628 s. ISBN 978-0521468268
 - Schrott a Sass, L., a Sass, O. Application of field geophysics in geomorphology: Advances and limitations exemplified by case studies. *Geomorphology*, 2008, 93, s. 55-73.
 - Słowik, M. Influence of measurement conditions on depth range and resolution of GPR images: The example of lowland valley alluvial fill (the Obra River, Poland). *Journal of Applied Geophysics*, 2012, 85, s. 1-14.
 - Smolová, I., a Víttek, J. (2007): *Základy geomorfologie. Vybrané tvary reliéfu*. Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc, 189 s.
 - Stacke, V. *Geomorfologie Slunečné na Šumavě*. Plzeň, 2008. 65 s. Bakalářská práce. Západočeská univerzita v Plzni. Pedagogická fakulta. Vedoucí práce Pavel Mentlík.
 - Stan, D., a Stan-Kłeczek, I. Application of electrical resistivity tomography to map lithological differences and subsurface structures (Eastern Sudetes, Czech Republic). *Geomorphology*, 2014, 221, s. 113-123.
 - Steeples, D. W. Shallow seismic methods. In: Rubin, Y., et al. *Hydrogeophysics*. Netherlands, Dordrecht: Springer, 2005, s. 215-251. ISBN 978-1-4020-3101-4

- Steeples, D. W. Engineering and environmental geophysics at the millennium. *Geophysics*, 2001, 66, s. 31-35.
- Tábořík, P. Možnosti využití elektrické odporové tomografie ve výzkumu horského reliéfu. Ostrava, 2012. 184 s. Disertační práce. Ostravská univerzita v Ostravě. Přírodovědecká fakulta. Vedoucí práce Tomáš Pánek.
- van der Veen, M., et al. Field comparison of high- frequency seismic sources for imaging shallow (10-250 m) structures. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 2000, 5.
- Víték, J. Kamenná moře. *Vesmír*, 1997, 8, s. 458-462.
- Vočadlova, K. Vývoj pleistocenního zalednění české části Šumavy (Případová studie z okolí Černého a Čertova jezera). Praha, 2011. 221 s. Doktorská disertační práce. Univerzita Karlova. Přírodovědecká fakulta. Vedoucí disertační práce Marek Křížek.
- Völkel, J., et al. The radar signatures and age of periglacial slope deposits, Central Highlands of Germany. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2001, 12, s. 379–387.
- Washburn, A. L. *Geocryology: A survey of periglacial processes and environments*. 2nd edition. London: Edward Arnold, 1979, 416 s. ISBN-13: 978-1932846287.
- Wiederhold, H. Seismic methods. [online]. Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik. BURVAL project, 2007. [cit. 15. 11. 2016] dostupné z: <https://www.liag-hannover.de>
- Williams, B. G, a Hoey, D. The Use of Electromagnetic Induction to Detect the Spatial Variability of the Salt and Clay Contents of Soils. *Australian Journal of Soil Research*, 1987, 25, s. 21-27.
- WILSON, P. Periglacial landforms, rockforms: Block/Rock Streams. In Elias, S. A., et al. *Encyclopedia of Quaternary Science*, 2007. s. 2217-2225. ISBN: 978-0-444-53643-3.
- Whalley, W. B. Blockfields and blockstreams. In: Hancock, P. L., a Skinner, B. J. *The Oxford Companion to the Earth*. London: Oxford University Press, 2000. ISBN 9780198540397.
- Wollny, K. G. Die Natur der Bodenwelle und ihr Einsatz zur Feuchtebestimmung. Munich, 1999. 180 s. PhD thesis, Faculty of Geoscience, Ludwig-Maximilians-Universität.
- Zalasiewicz, J. A., a Wilmot, R. D. Conductivity Mapping in Facies Analysis of the Holocene Deposits of the Fenland. *Bulletin of the Geological Society of Norfolk*, 1986, 36, s. 89-95.
- Żurawek et al. Topographic Control of Periglacial Slope Covers, Sleza Massif, Southwest Poland: A Statistical Approach. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2005, 16, s. 241-248.
- Žíla, V. Atlas šumavských rostlin. České Budějovice: Karnášek, 2005. 205 s.

DATA

Dlouhodobé normály klimatických hodnot za období 1961–1990, Český hydrometeorologický ústav.

Digitální model reliéfu 5G, zapůjčeno od Český úřad zeměměřický a katastrální.

Geomorfologická mapa ČR, Národní geoportál INSPIRE: online.

Geologická mapa ČR 1:25 000, Česká geologická služba: online.

SEZNAM OBRÁZKŮ, TABULEK, GRAFŮ A DIAGRAMŮ

OBRÁZKY

OBR. 1: FOTO KAMENNÉHO MOŘE V OBLASTI VRCHOLU SLUNEČNÁ. VLASTNÍ FOTO AUTORA, 2016.	11
OBR. 2: GEOLOGICKÁ MAPA OBLASTI SLUNEČNÉ S VYZNAČENOU LOKALITOU PRŮZKUMU. VLASTNÍ ZPRACOVÁNÍ DAT GEOLOGICKÉ MAPY ČR 1:25 000.	12
OBR. 3: GEOLOGICKÁ MAPA OBLASTI SKALKY S VYZNAČENOU LOKALITOU PRŮZKUMU. VLASTNÍ ZPRACOVÁNÍ DAT GEOLOGICKÉ MAPY ČR 1:25 000.	13
OBR. 4: FOTO KAMENNÉHO MOŘE NA ZÁPADNÍM SVAHU VRCHOLU SKALKA. VLASTNÍ FOTO AUTORA, 2016.	13
OBR. 5: PŘESAH ŠUMAVY PŘES ČESKÉ HRANICE A OBECNĚ GEOGRAFICKÁ MAPA ŠUMAVY. VLASTNÍ ZPRACOVÁNÍ DAT DLE GEOPORTÁL INSPIRE, 2016 A EUREGIO, 2017.	15
OBR. 6: PŘEHLEDOVÁ GEOLOGICKÁ MAPA ŠUMAVY. VLASTNÍ ZPRACOVÁNÍ DAT DLE GEOPORTÁL INSPIRE, 2016 A BABŮREK ET AL., 2006. VYSVĚTLIVKY: OBLAST 1: MASIV KRÁLOVSKÉHO HVOZDU (SVORY A FYLITY), 2 PRÁŠILSKÝ PLUTON (GRANIT), 3 VYDERSKÝ PLUTON (GRANIT), 4 HORNINY MOLDANUBIKA (PARARULY, MIGMATITY A ORTORULY), 5 STRÁŽECKÝ PLUTON (GRANIT), 6 PLUTON PLECHÉHO (GRANIT), 7 PLUTON KNÍŽECÍHO STOLCE (DURBACHIT), 8 KŘIŠŤANOVSKÝ MASIV (GRANULIT), 9 PLUTON VÍTKOVA KAMENE (GRANIT).	16
OBR. 7: ZOBRAZENÍ VYBRANÝCH ŠUMAVSKÝCH GEOMORFOLOGICKÝCH OKRSKŮ A PODCELKŮ. VLASTNÍ ZPRACOVÁNÍ DAT DLE GEOMORFOLOGICKÉHO ČLENĚNÍ ŠUMAVY PODLE BALATKA – KALVODA, 2006.	17
OBR. 8: KLIMATICKÉ OBLASTI NA ÚZEMÍ ŠUMAVY DLE QUITTA. VLASTNÍ ZPRACOVÁNÍ DAT DLE ATLAS PODNEBÍ ČESKA, 2007. ...	18
OBR. 9 A OBR. 10: VYBRANÉ HYDROMETEOROLOGICKÉ CHARAKTERISTIKY PRO METEOROLOGICKOU STANICI CHURÁŇOV. VLEVO DLOUHODOBÉ NORMÁLY KLIMATICKÝCH HODNOT ZA OBDOBÍ 1961 – 1990. UPRAVENO DLE ČHMÚ. VPRAVO ČETNOST VÝSKYTU SMĚRŮ VĚTRU NA STANICI CHURÁŇOV. UPRAVENO DLE CHÁBERA, 1987.	19
OBR. 11: GEOFYZIKÁLNÍ PROFIL NA HŘBETOVÉ PLOŠINĚ A PŘILEHLÉM ZÁPADNÍM SVAHU SKALKY. PŘEVZATO Z MENTLÍK, 2011.	22
OBR. 12: BLOKOVÉ POLE V OBLASTI NÁRODNÍ PŘÍRODNÍ REZERVACE ČERTOVA STĚNA. PŘEVZATO OD RICHENZA, 2003.	23
OBR. 13: BLOKOVÉ PROUDY NA SVAHU V POZADÍ. PŘEVZATO OD CLARKE, 2009.	24
OBR. 14: ZASTOUPENÍ BLOKOVÝCH AKUMULACÍ DLE EXPOZICE SVAHU. PŘEVZATO Z BERANOVÁ, 2009.	26
OBR. 15: PROFILY KAMENNÝMI MOŘI NA SEVEROVÝCHODĚ SKOTSKÉ VYSOČINY. NAHOŘE (1. – 6. PROFIL) ZOBRAZENA KAMENNÁ MOŘE S OTEVŘENOU STRUKTUROU, TYP 1. DOLE (7. A 8. PROFIL) ZOBRAZENA KAMENNÁ MOŘE TYPU 2, KDE JE MATRIX TVOŘENA HRUBOZRNÝM PÍSKEM. DOLE (9. – 12. PROFIL) KAMENNÁ MOŘE 3. TYPU, KDE JE MATRIX TVOŘENA JEMNĚJŠÍM MATERIÁLEM. UPRAVENO DLE BALLANTYNE, 1998.	27
OBR. 16: ŽURAWKOVA KLASIFIKACE KAMENNÝCH POLÍ. UPRAVENO DLE ŽURAWEK ET AL., 2005.	33
OBR. 17: UPRAVENÁ ŽURAWKOVA KLASIFIKACE KAMENNÝCH POLÍ. PŘEVZATO Z STACKE, 2008.	34
OBR. 18: ROZDĚLENÍ GEOELEKTRICKÝCH METOD DLE VYUŽITÍ ELEKTRO-FYZIKÁLNÍCH VLASTNOSTÍ. UPRAVENO DLE KLANICA, 2014. (ERT: ELEKTRICKÁ ODPOROVÁ TOMOGRAFIE, DEMP: DIPÓLOVÉ ELEKTROMAGNETICKÉ PROFILOVÁNÍ, VDV: METODA VELMI DLOUHÝCH VLN, CSEM: CONTROLLED SOURCE ELECTROMAGNETIC)	36
OBR. 19: POČET VĚDECKÝCH ČLÁNKŮ TÝKAJÍCÍCH SE METODY GPR. UPRAVENO DLE NEAL, 2004.	37
OBR. 20: APARATURA GEORADARU RAMAC X3M OD ŠVÉDSKÉ SPOLEČNOSTI MALÅ. JEDNOTLIVÉ ANTÉNY, ZDROJ NAPÁJENÍ A MONITOR S ŘÍDÍCÍ JEDNOTKOU. PŘEVZATO Z POKLADYPODŇAMI, 2016.	38
OBR. 21: UKÁZKA POUŽITÍ GEORADARU NA KAMENNÉM MOŘI. VLASTNÍ FOTO AUTORA, 2016.	38
OBR. 22: FUNKČNÍ SCHÉMA METODY GPR. V HORNÍ POLOVINĚ UKÁZKA ODRAZU OD MATEČNÉ HORNINY NEBO OD ANOMÁLIE ULOŽENÉ POD POVRCHEM. V DOLNÍ POLOVINĚ DETEKCE MATEČNÉ HORNINY A ANOMÁLIE Z NAMĚŘENÝCH DAT. UPRAVENO DLE DAVIS A ANNAN, 1989 A NEAL, 2004. (T: VYSÍLACÍ ANTÉNA, R: PŘIJÍMACÍ ANTÉNA)	39
OBR. 23: PROFIL RADAROVÉHO OBRAZU ZÍSKANÝ Z PŘÍKLADU ULOŽENÍ VRSTEV ZOBRAZENÉHO NA OBR. 24. NA OBRÁZKU JE ZNÁZORNĚNA POZICE VZDUŠNÉ A POVRCHOVÉ VLN A PRIMÁRNÍ ODRAZY. NA HORIZONTÁLNÍ OSE JE ZNÁZORNĚNA VZDÁLENOST NA PROFILU, NA VERTIKÁLNÍ OSE JE ZOBRAZEN TWT ČAS. UPRAVENO DLE NEAL, 2004.	41
OBR. 24: MOŽNOSTI ULOŽENÍ VRSTEV POD POVRCHEM. UPRAVENO DLE NEAL, 2004. (T: VYSÍLACÍ ANTÉNA, R: PŘIJÍMACÍ ANTÉNA)	41
OBR. 25: VÝSLEDKY GPR PRŮZKUMU. ZVÝRAZNĚNÉ BÍLÉ LINIE ZNAČÍ POVRCH MATEČNÉ HORNINY (HLOUBKU OSYPOVÉHO KUŽELE) A ROZHRAŇÍ MEZI OSYPOVÝM KUŽELEM A MORÉNOU. HLOUBKA CELÉHO PROFILU BYLA VYPOČÍTÁNA S POUŽITÍM HODNOTY RYCHLOSTI PODPOVRCHOVÉHO ŠÍŘENÍ VLN $0,14 \text{ m}^* \text{ns}^{-1}$, COŽ TĚMĚŘ ODPOVÍDÁ NEPROVLHČENÉMU ŠTĚRKOPÍSKU, AŽ PÍSKU V TAB. 1 A MATERIÁLU OSYPOVÉHO KUŽELE. SLOŽENÍ MORÉNY JE JINÉ, PROTO I RYCHLOST ŠÍŘENÍ EM VLN JE JINÁ ($0,1 \text{ m}^* \text{ns}^{-1}$), PROTO REÁLNÁ HLOUBKA MORÉNY JE MENŠÍ, NEŽ JE NAZNAČENO. UPRAVENO DLE OTTO A SASS, 2006.	42
OBR. 26: SCHÉMA MODELU ODRAZOVÉHO PROFILOVÁNÍ. PŘEVZATO Z BROOKS ET AL., 2002.	42
OBR. 27: SCHÉMA MODELU RYCHLOSTNÍHO SONDOVÁNÍ (CMP). PŘEVZATO Z BROOKS ET AL., 2002.	43
OBR. 28: SCHÉMA MODELU PROSVÍCENÍ. PŘEVZATO Z BROOKS ET AL., 2002.	43

OBR. 29: ŘÍDÍCÍ JEDNOTKA CMD. PŘEVZATO Z GF INSTRUMENTS, 2012 A OBR. 30: POUŽITÍ CMD MINIEXPLODER NA KAMENNÉM MOŘI. VLASTNÍ FOTO AUTORA, 2016.....	46
OBR. 31: UKÁZKA POUŽITÍ DEMP (CMD-EXPLORER) NA KAMENNÉM MOŘI. VLASTNÍ FOTO AUTORA, 2016.....	46
OBR. 32: SCHÉMA PRINCIPU DIPÓLOVÉHO ELEKTROMAGNETICKÉHO PROFILOVÁNÍ. UPRAVENO DLE BROOKS ET AL., 2002.	48
OBR. 33: ŘÍDÍCÍ JEDNOTKA S MIKROPROCESOREM. PŘEVZATO Z GF INSTRUMENTS, 2012.	51
OBR. 34: SPECIÁLNÍ VÍCEJADERNÝ KABEL. PŘEVZATO Z GF INSTRUMENTS, 2012.....	51
OBR. 35: TRADIČNÍ USPOŘÁDÁNÍ ČTYŘ ELEKTROD PRO ERT MĚŘENÍ PODPOVRCHOVÉHO PROSTŘEDÍ. PŘEVZATO Z LOKE, 2000.	52
OBR. 36: BĚŽNÁ USPOŘÁDÁNÍ ELEKTROD POUŽÍVAJÍCÍ SE PŘI ERT MĚŘENÍ A JEJICH „K“ FAKTOR (POPISOVANÝ VÝŠE). UPRAVENO DLE LOKE, 2000.	53
OBR. 37: POSLOUPNOST V POSTUPU MĚŘENÍ PRO WENNEROVO USPOŘÁDÁNÍ. UPRAVENO DLE LOKE, 2000.....	54
OBR. 38: ROZSAHY HODNOT MĚRNÉHO ELEKTRICKÉHO ODPORU PRO VYBRANÉ HORNINY. ČERNĚ JSOU ZOBRAZENY HODNOTY PŘEVZATÉ Z KNIHY ÚVOD DO GEOFYKÁLNÍHO PRŮZKUMU (BROOKS ET AL., 2002). ČERVENĚ HODNOTY Z MONOGRAFIE PRAKTICKÝ PRŮVODCE PRO 2-D A 3-D ERT PRŮZKUM (LOKE, 2000). UPRAVENO DLE BROOKS ET AL., 2002 A LOKE, 2000.	56
OBR. 39: PODÉLNÝ ERT PROFIL SESUVU FLYŠOVÝCH HORNIN V BAVORSKÝCH ALPÁCH (NĚMECKO). NA VERTIKÁLNÍ OSE JE ZOBRAZENA HLOUBKA PRŮNIKU, NA HORIZONTÁLNÍ OSE VZDÁLENOST NA PROFILU. UPRAVENO DLE SCHROTT A SASS, 2008.	59
OBR. 40: APARATURA GEODE PRO SSR PRŮZKUM. PŘEVZATO Z SEISMICRENTAL, 2016.	63
OBR. 41: VLNOPLOCHY ŠÍŘÍCÍ SE OD ZDROJE Z VŠEMI SMĚRY A NA NĚ KOLMÉ DVA PAPSRY. UPRAVENO DLE MUSSET A KHAN, 2000.	64
OBR. 42: TYPY TĚLESNÝCH VLN. UPRAVENO DLE WIEDERHOLD, 2007.....	65
OBR. 43: BUZENÍ SEISMICKÉHO SIGNÁLU POMOCÍ SEISMICKÉHO KLADIVA NA KAMENNÉM MOŘI. VLASTNÍ FOTO AUTORA, 2016.	66
OBR. 44: NÁKRES PRŮZKUMU TROJVRSTEVNÉHO PODPOVRCHOVÉHO PROSTŘEDÍ POMOCÍ METODY SSR A ŠÍŘENÍ JEDNOTLIVÝCH VLNŮVÝCH PAPSRY. U POVRCHU ZELENĚ VYZNAČENÉ PŘÍMÉ VLNY, MODŘE ZOBRAZENY KRITICKY ODRAŽENÉ VLNY NA PRVNÍM ROZHRAŇÍ A ČERVENĚ ZOBRAZENÉ RŮZNÉ ZLOMENÉ VLNY. UPRAVENO DLE WIEDERHOLD, 2007.	66
OBR. 45: SCHÉMA GEOFONU. UPRAVENO DLE PETERIE ET AL., 2014.	67
OBR. 46: T-X DIAGRAM S HODOCHRONAMI VYJADŘUJÍCÍ ČTYŘVRSTVÉ PROSTŘEDÍ, KDE SE POSTUPNĚ ZVYŠUJE SEISMICKÁ RYCHLOST. UPRAVENO DLE MUSSET A KHAN, 2000.	68
OBR. 47: SEISMOGRAM S HODOCHRONAMI ODPOVÍDAJÍCÍ TROJVRSTEVNÉMU PROSTŘEDÍ Z OBR. 46. UPRAVENO DLE WIEDERHOLD, 2007.	69
OBR. 48: DETAILNÍ POLOHA ZKOUMANÉHO KAMENNÉHO MOŘE V OBLASTI SKALKA, PRŮBĚH GEOFYKÁLNÍHO PROFILU PRO METODU SSR, KLASIFIKACE PODLE UPRAVENÉ KLASIFIKACE KAMENNÝCH MOŘÍ A VÝŠKOVÝ 3D MODEL V POHLEDU NA VRCHOL SKALKA. VLASTNÍ ZPRACOVÁNÍ DAT, 2017.	76
OBR. 49: DETAILNÍ POLOHA ZKOUMANÝCH KAMENNÝCH MOŘÍ V OBLASTI SLUNEČNÁ, PRŮBĚH GEOFYKÁLNÍHO PROFILU PRO METODU SSR, KLASIFIKACE PODLE UPRAVENÉ KLASIFIKACE KAMENNÝCH MOŘÍ A VÝŠKOVÝ 3D MODEL V POHLEDU NA VRCHOL SLUNEČNÁ. VLASTNÍ ZPRACOVÁNÍ DAT, 2017.	76
OBR. 50: VYUŽITÍ PĚNOVÝCH HUB SATUROVANÝCH ELEKTROLYTEM PRO ZLEPŠENÍ VODIVÉHO KONTAKTU ELEKTROD S OKOLNÍM PROSTŘEDÍM NA KAMENNÉM MOŘI V OBLASTI SKALKA. VLASTNÍ FOTO AUTORA, 2016.	79
OBR. 51: UKÁZKA UMÍSTĚNÍ SEISMICKÉHO GEOFONU DO SPÁRY MEZI KAMENY. VLASTNÍ FOTO AUTORA, 2016.....	81
OBR. 52: SCHÉMA ROZTAŽENÍ GEOFONŮ V LOKALITĚ SLUNEČNÁ.....	83
OBR. 53: APLIKACE METODY GPR V LOKALITĚ SLUNEČNÁ. VLASTNÍ FOTO AUTORA, 2016.....	84
OBR. 54: GRAFICKÉ ZNÁZORNĚNÍ ZAČÁTKŮ A KONCŮ JEDNOTLIVÝCH GEOFYKÁLNÍCH PROFILŮ, PROTÍNAJÍCÍCH KAMENNÉ MOŘE, ZOBRAZENÉ NA TOPOGRAFICKÉM PROFILU LOKALITY SKALKA. POD HORIZONTÁLNÍ OSOU JE GRAFICKY ZNÁZORNĚNÉ ROZDĚLENÍ LOKALITY NA ČÁSTI A VÝSKYT ÚSEKŮ JEDNOTLIVÝCH TYPŮ KAMENNÝCH MOŘÍ PODLE UPRAVENÉ ŽURAWKOVY KLASIFIKACE (STACKE, 2008), UVEDENÉ V KAP. 3.2.4. VLASTNÍ ZPRACOVÁNÍ DAT, 2017.	87
OBR. 55: SKALKA – SSR. VÝSLEDNÉ INVERZNÍ MODEL SEISMICKÝCH RYCHLOSTÍ (METODA SEISMICKÉ TOMOGRAFIE): (A) VRSTEVNATÝ MODEL S MINIMÁLNÍM ZHLAZENÍM, (B) VRSTEVNATÝ MODEL S PLNÝM ZHLAZENÍM, (C) GRADIENTOVÝ MODEL S PLNÝM ZHLAZENÍM. BÍLÁ LÍNIE V RYCHLOSTNÍM ŘEZU ZNÁZORNĚUJE PRŮBĚH ROZHRAŇÍ PODLE „METODY T ₀ “. ZAVEDENA KOREKCE NA TOPOGRAFII. VLASTNÍ ZPRACOVÁNÍ DAT, 2017.	89
OBR. 56: SKALKA – SSR A ERT. (A) VRSTEVNATÝ INVERZNÍ MODEL SEISMICKÝCH RYCHLOSTÍ V POROVNÁNÍ S (B) INVERZNÍM ODPOROVÝM MODELEM (ELEKTRODOVÉ USPOŘÁDÁNÍ: WENNER-SCHLUMBERGER). MODEL Y JSOU VE VZÁJEMNĚ SHODNÉM MĚŘÍTKU, VZÁJEMNÁ POLOHA JE SCHEMATICKY VYZNAČENA. BÍLÁ LÍNIE V RYCHLOSTNÍM I ODPOROVÉM ŘEZU ZNÁZORNĚUJE PRŮBĚH ROZHRAŇÍ PODLE „METODY T ₀ “. ČERNÁ ČÁRKOVANÁ LÍNIE V OBOU ŘEZECH NAZNAČUJE PŘEDPOKLÁDANÝ PRŮBĚH SKALNÍHO PODLOŽÍ PODLE IZOLINIE SEISMICKÝCH RYCHLOSTÍ (5000 m.s ⁻¹). VLASTNÍ ZPRACOVÁNÍ DAT, 2017.	91
OBR. 57: SKALKA – DEMP. VÝSLEDNÉ KŘIVKY ZDÁNLIVÉHO MĚRNÉHO ODPORU, ZÍSKANÉ Z DEMP. MĚŘENÍ PROVÁDĚNO PŘÍSTROJEM CMD EXPLORER S (LO) HORIZONTÁLNÍ ORIENTACÍ CÍVEK. VLASTNÍ ZPRACOVÁNÍ DAT, 2017.....	92

OBR. 58: SKALKA – DEMP. VÝSLEDNÉ KŘIVKY ZDÁNLIVÉHO MĚRNÉHO ODPORU, ZÍSKANÉ Z DEMP. MĚŘENÍ PROVÁDĚNO PŘÍSTROJEM CMD EXPLORER S (HI) VERTIKÁLNÍ ORIENTACÍ CÍVEK. VLASTNÍ ZPRACOVÁNÍ DAT, 2017.	92
OBR. 59: SKALKA – DEMP. POROVNÁNÍ VÝSLEDNÝCH KŘIVEK ZDÁNLIVÉHO MĚRNÉHO ODPORU, ZÍSKANÝCH Z DEMP, NA PŘÍKLADU 2,2 M U VERTIKÁLNÍ ORIENTACE A 2,1 M U HORIZONTÁLNÍ ORIENTACE CÍVEK. VLASTNÍ ZPRACOVÁNÍ DAT, 2017.	93
OBR. 60: INVERTOVANÝ ŘEZ MĚRNÝCH ODPORŮ Z DEMP MĚŘENÍ PRO LOKALITU SKALKA. PŮVODNÍ MĚŘENÁ DATA ZDÁNLIVÝCH MĚRNÝCH VODIVOSTÍ (KONDUKTIVITY) BYLA PŘEVEDENA NA HODNOTY ZDÁNLIVÝCH MĚRNÝCH ODPORŮ (REZISTIVITY) A NÁSLEDNĚ INVERTOVÁNA V PROGRAMU RES2DINV. MĚŘENÍ PROVEDENO KONDUKTOMETREM CMD EXPLORER S VERTIKÁLNÍ ORIENTACÍ CÍVEK A MANUÁLNÍM SBĚREM DAT. VLASTNÍ ZPRACOVÁNÍ, 2017.	93
OBR. 61: SKALKA – GPR. VÝSLEDNÉ 2D HLOUBKOVÉ ŘEZY ZOBRAZUJÍCÍ REFLEXNÍ ROZHRAŇÍ. MĚŘENÍ PROVÁDĚNO PŘÍSTROJEM MALÁ RAMAC SYSTEM S POUŽITÍM 100 MHZ STÍNĚNÉ ANTÉNY. DATA UPRAVENA FUNKCÍ ENERGY DECAY. BÍLÁ LINIE ZNAČÍ MAXIMÁLNÍ HLOUBKU PRŮNIKU. VLASTNÍ ZPRACOVÁNÍ DAT, 2017.	95
OBR. 62: SKALKA – GPR. VÝSLEDNÉ 2D HLOUBKOVÉ ŘEZY ZOBRAZUJÍCÍ REFLEXNÍ ROZHRAŇÍ. MĚŘENÍ PROVÁDĚNO PŘÍSTROJEM MALÁ RAMAC SYSTEM S POUŽITÍM 250 MHZ STÍNĚNÉ ANTÉNY. DATA UPRAVENA FUNKCÍ MANUAL GAIN. BÍLÁ LINIE ZNAČÍ MAXIMÁLNÍ HLOUBKU PRŮNIKU. VLASTNÍ ZPRACOVÁNÍ DAT, 2017.	96
OBR. 63: GRAFICKÉ ZNÁZORNĚNÍ ZAČÁTKŮ A KONCŮ JEDNOTLIVÝCH GEOFYZIKÁLNÍCH PROFILŮ, PROTÍNÁJÍCÍCH RŮZNÉ TYPY KAMENNÝCH MOŘÍ, NA TOPOGRAFICKÉM PROFILU LOKALITY SLUNEČNÁ. POD HORIZONTÁLNÍ OSOU JE GRAFICKY ZNÁZORNĚNÉ ROZDĚLENÍ LOKALITY NA ČÁSTI A VÝSKYT JEDNOTLIVÝCH TYPŮ KAMENNÝCH MOŘÍ PODLE UPRAVENÉ ŽURAWKOVY KLASIFIKACE (STACKE, 2008), UVEDENÉ V KAP. 3.2.4. VLASTNÍ ZPRACOVÁNÍ DAT, 2017.	97
OBR. 64: SLUNEČNÁ – ERT. INVERZNÍ ODPOROVÉ MODELY PRO RŮZNÁ ELEKTRODOVÁ USPOŘÁDÁNÍ (WENNER ALPHA, WENNER-SCHLUMBERGER) A SPOJENÝ INVERZNÍ MODEL Z OBOU USPOŘÁDÁNÍ. VLASTNÍ ZPRACOVÁNÍ DAT, 2017.	98
OBR. 65: SLUNEČNÁ – SSR. VÝSLEDNÉ INVERZNÍ MODELY SEISMICKÝCH RYCHLOSTÍ (METODA SEISMICKÉ TOMOGRAFIE): (A) VRSTEVNATÝ MODEL S PLNÝM UNIFORMNÍM ZHLAZENÍM, (B) VRSTEVNATÝ MODEL S PLNÝM GAUSSOVÝM ZHLAZENÍM. (C) 1-D GRADIENTOVÝ MODEL S PLNÝM GAUSSOVÝM ZHLAZENÍM. BÍLÉ LINIE V RYCHLOSTNÍM ŘEZU ZNÁZORŇUJÍ PRŮBĚH ROZHRAŇÍ PODLE „METODY T_0 “. ZAVEDENA KOREKCE NA TOPOGRAFII. VLASTNÍ ZPRACOVÁNÍ DAT, 2017.	99
OBR. 66: SLUNEČNÁ – SSR A ERT. VRSTEVNATÝ INVERZNÍ MODEL SEISMICKÝCH RYCHLOSTÍ (A) V POROVNÁNÍ SE SPOJENÝM INVERZNÍM ODPOROVÝM MODELEM (B). MODELY JSOU VE VZÁJEMNĚ SHODNÉM MĚŘÍTKU, VZÁJEMNÁ POLOHA JE SCHEMATICKY VYZNAČENA. BÍLÉ LINIE V RYCHLOSTNÍM I ODPOROVÉM ŘEZU ZNÁZORŇUJÍ PRŮBĚH ROZHRAŇÍ PODLE „METODY T_0 “. VLASTNÍ ZPRACOVÁNÍ DAT, 2017.	100
OBR. 67: SLUNEČNÁ – DEMP. VÝSLEDNÉ KŘIVKY ZDÁNLIVÉHO MĚRNÉHO ODPORU, ZÍSKANÉ Z DEMP. MĚŘENÍ PROVÁDĚNO PŘÍSTROJEM CMD MINIEXPLORER S (LO) HORIZONTÁLNÍ ORIENTACÍ CÍVEK. VLASTNÍ ZPRACOVÁNÍ DAT, 2017.	102
OBR. 68: SLUNEČNÁ – DEMP. VÝSLEDNÉ KŘIVKY ZDÁNLIVÉHO MĚRNÉHO ODPORU, ZÍSKANÉ Z DEMP. MĚŘENÍ PROVÁDĚNO PŘÍSTROJEM CMD MINIEXPLORER S (HI) VERTIKÁLNÍ ORIENTACÍ CÍVEK. VLASTNÍ ZPRACOVÁNÍ DAT, 2017.	102
OBR. 69: SLUNEČNÁ – DEMP. VÝSLEDNÉ KŘIVKY ZDÁNLIVÉHO MĚRNÉHO ODPORU, ZÍSKANÉ Z DEMP. MĚŘENÍ PROVÁDĚNO PŘÍSTROJEM CMD MINIEXPLORER S (LO) HORIZONTÁLNÍ ORIENTACÍ CÍVEK A KONTINUÁLNÍM SBĚREM DAT. VLASTNÍ ZPRACOVÁNÍ DAT, 2017.	103
OBR. 70: SLUNEČNÁ – DEMP. VÝSLEDNÉ KŘIVKY ZDÁNLIVÉHO MĚRNÉHO ODPORU, ZÍSKANÉ Z DEMP. MĚŘENÍ PROVÁDĚNO PŘÍSTROJEM CMD EXPLORER S (HI) VERTIKÁLNÍ ORIENTACÍ CÍVEK. VLASTNÍ ZPRACOVÁNÍ DAT, 2017.	103
OBR. 71: INVERTOVANÝ ŘEZ MĚRNÝCH ODPORŮ Z DEMP MĚŘENÍ PRO LOKALITU SLUNEČNÁ. PŮVODNÍ MĚŘENÁ DATA ZDÁNLIVÝCH MĚRNÝCH VODIVOSTÍ (KONDUKTIVITY) BYLA PŘEVEDENA NA HODNOTY ZDÁNLIVÝCH MĚRNÝCH ODPORŮ (REZISTIVITY) A NÁSLEDNĚ INVERTOVÁNA V PROGRAMU RES2DINV. MĚŘENÍ PROVEDENO KONDUKTOMETREM CMD EXPLORER S VERTIKÁLNÍ ORIENTACÍ CÍVEK A MANUÁLNÍM SBĚREM DAT. VLASTNÍ ZPRACOVÁNÍ, 2017.	104
OBR. 72: SLUNEČNÁ – GPR. VÝSLEDNÉ 2D HLOUBKOVÉ ŘEZY ZOBRAZUJÍCÍ REFLEXNÍ ROZHRAŇÍ. MĚŘENÍ PROVÁDĚNO PŘÍSTROJEM MALÁ RAMAC SYSTEM S POUŽITÍM 250 MHZ STÍNĚNÉ ANTÉNY. DATA UPRAVENA FUNKCÍ ENERGY DECAY. VLASTNÍ ZPRACOVÁNÍ DAT, 2017.	105
OBR. 73: SLUNEČNÁ – GPR. VÝSLEDNÉ 2D HLOUBKOVÉ ŘEZY ZOBRAZUJÍCÍ REFLEXNÍ ROZHRAŇÍ. MĚŘENÍ PROVÁDĚNO PŘÍSTROJEM MALÁ RAMAC SYSTEM S POUŽITÍM 100 MHZ STÍNĚNÉ ANTÉNY. DATA UPRAVENA FUNKCÍ ENERGY DECAY. BÍLÁ LINIE ZNAČÍ MAXIMÁLNÍ HLOUBKU PRŮNIKU. VLASTNÍ ZPRACOVÁNÍ DAT, 2017.	105
OBR. 74: PRŮBĚH GEOFYZIKÁLNÍCH PROFILŮ PŘES KAMENNÉ MOŘE NA SKALCE. ŽLUTĚ ZOBRAZEN PRŮBĚH PROFILU PŘEDSTAVENÝ MENTLÍKEM (2011), ČERVENĚ ZOBRAZEN GEOFYZIKÁLNÍ PROFIL PRO ÚČELY TÉTO PRÁCE. OBLAST VYMEZENÁ ČERNOU ELIPSOU VYMEZUJE ÚSEK, KDY GEOFYZIKÁLNÍ PROFIL OPUSTIL HRANICE KAMENNÉHO MOŘE S OTEVŘENOU STRUKTUROU A ZHRUBA 10 METRŮ BYL TAŽEN PŘES VEGETACI POROSTLOU ČÁST KAMENNÉHO MOŘE. VLASTNÍ ZPRACOVÁNÍ DAT, 2017.	109
OBR. 75: POLOHA JEDNOTLIVÝCH ČÁSTÍ ZKOUMANÉHO KAMENNÉHO MOŘE NA SKALCE, ZOBRAZENÁ NAD GEOFYZIKÁLNÍMI PROFILY (A) SEISMICKÁ TOMOGRAFIE, (B) ELEKTRICKÁ ODPOROVÁ TOMOGRAFIE. ČERNĚ ZVÝRAZNĚNÉ OBLASTI V ERT PROFILU ZNÁZORŇUJÍ MOŽNÉ HRANICE KAMENNÉHO MOŘE A ÚSEK KAMENNÉHO MOŘE TŘÍDY B5 (ELIPSA). VLASTNÍ ZPRACOVÁNÍ DAT, 2017.	109

OBR. 76: SCHÉMA MOŽNÉHO ULOŽENÍ KAMENNÝCH BLOKŮ PO SVAHU, KDY JSOU NEJKRATŠÍ OSY BLOKŮ NEJČASTĚJI KOLMO KE SVAHU A SUBHORIZONTÁLNÍ PLOCHY BLOKŮ VYTVÁŘEJÍ REFLEXNÍ ROZHRANÍ. VLASTNÍ ZPRACOVÁNÍ DAT, 2017.	112
OBR. 77: GRAFICKÉ ZNÁZORNĚNÍ NEJPRAVDĚPODOBŇŠÍ INTERPRETACE PODPOVRCHOVÉHO PROSTŘEDÍ V LOKALITĚ SKALKA. VLASTNÍ ZPRACOVÁNÍ DAT, 2017.	112
OBR. 78: POLOHA ZKOUMANÝCH KAMENNÝCH MOŘÍ V LOKALITĚ SLUNEČNÁ, ZOBRAZENÁ NAD GEOFYZIKÁLNÍMI PROFILY (A) SEISMICKÁ TOMOGRAFIE, (B) ELEKTRICKÁ ODPOROVÁ TOMOGRAFIE. ČERNĚ ZVÝRAZNĚNÉ LINIE V ERT PROFILU ZNÁZORŇUJÍ MOŽNOU POLOHU ROZHRANÍ MEZI KAMENNÝMI MOŘI. VLASTNÍ ZPRACOVÁNÍ DAT, 2017	115
OBR. 79: KAMENNÉ MOŘE TŘÍDY B5 V LOKALITĚ SLUNEČNÁ. VLASTNÍ FOTO AUTORA, 2016.	117
OBR. 80: GRAFICKÉ ZNÁZORNĚNÍ JEDNÉ ZE DVOU MOŽNÝCH INTERPRETACÍ PODPOVRCHOVÉHO PROSTŘEDÍ V LOKALITĚ SLUNEČNÁ. HLOUBKA POVRCHU NEZVĚTRALÉ MATEČNÉ HORNINY URČENA IZOLINIÍ 5000 M*S ⁻¹ . NA PROFILU TAKÉ ZOBRAZENA POLOHA, DETEKOVANÝCH POMOCÍ GEOFYZIKÁLNÍHO PRŮZKUMU. VLASTNÍ ZPRACOVÁNÍ DAT, 2017.....	118
OBR. 81: GRAFICKÉ ZNÁZORNĚNÍ DRUHÉ ZE DVOU MOŽNÝCH INTERPRETACÍ PODPOVRCHOVÉHO PROSTŘEDÍ V LOKALITĚ SLUNEČNÁ. HLOUBKA POVRCHU NEZVĚTRALÉ MATEČNÉ HORNINY URČENA METODOU T ₀ . VLASTNÍ ZPRACOVÁNÍ DAT, 2017.	118
OBR. 82: KAMENNÉ MOŘE KLASIFIKOVANÉ DLE ŽURAWKA DO TŘÍDY B3. PŘEVZATO Z ŽURAWEK ET AL., 2005.....	131

TABULKY

TAB. 1: PŘEHLED RYCHLOSTÍ ŠÍŘENÍ ELEKTROMAGNETICKÝCH VLN VE VYBRANÝCH GEOLOGICKÝCH PROSTŘEDÍCH. UPRAVENO DLE: NEAL A ROBERTS, 2000.....	40
TAB. 2: MEDIÁN HLOUBKY PRŮZKUMU PRO VYBRANÁ USPOŘÁDÁNÍ ELEKTROD S JEDNOTLIVÝMI „P“ FAKTORY. UPRAVENO DLE LOKE, 2000.....	58
TAB. 3: RYCHLOSTI ŠÍŘENÍ SEISMICKÝCH VLN VE VYBRANÝCH PROSTŘEDÍCH A HORNINÁCH. PŘEVZATO Z MAREŠ ET AL., 1990. ..	70
TAB. 4: VHODNOST APLIKACE BĚŽNÝCH GEOFYZIKÁLNÍCH METOD PRO ŘEŠENÍ RŮZNÝCH ÚKOLŮ V INŽENÝRSKÉ GEOLOGII, GEOTECHNICE A STAVITELSTVÍ. JEDNOTLIVÉ INDIKÁTORY ZNAČÍ: ++ VHODNÁ METODA, + DOPLŇKOVÁ METODA, O METODA SE NEPOUŽÍVÁ. PŘEVZATO Z KALÁB, 2009.	74
TAB. 5: VHODNOST APLIKACE BĚŽNÝCH GEOFYZIKÁLNÍCH METOD V RŮZNÝCH GEOMORFOLOGICKÝCH PODMÍNKÁCH. VHODNOSTI APLIKACE MOHOU BÝT NESPRÁVNÉ NA SPECIFICKÝCH, NEBO EXTRÉMních PODMÍNKÁCH (VLHKOST, SUCHOST, VÝSKYT VELKÝCH BLOKŮ). JEDNOTLIVÉ INDIKÁTORY ZNAČÍ: ++ VELMI DOPORUČENO, + DOPORUČENO, ± MŮŽE BÝT POUŽITO, ALE NEMUSÍ TO BÝT TA NEJSPRÁVNĚJŠÍ VOLBA, O METODA NENÍ ŠIROCE VYUŽÍVANÁ PRO PRŮZKUM DANÝCH GEOMORFOLOGICKÝCH PODMÍNEK, - METODA JE NEVHODNÁ. INDEXY: ^A MOCNOST, HLOUBKA K MATEČNÉ HORNINĚ; ^B VNITŘNÍ STRUKTURA; ^C VHODNÁ POUZE V SUCHÝCH SEDIMENTECH; ^D NEVHODNÁ NA AKTIVNÍM SKALNÍM LEDOVCI S PERMAFROSTOVÝM JÁDREM. UPRAVENO DLE: SCHROTT A SASS, 2008	74
TAB. 6: PŘEHLED CHARAKTERISTIK JEDNOTLIVÝCH GEOFYZIKÁLNÍCH PROFILŮ V LOKALITĚ SKALKA. VLASTNÍ ZPRACOVÁNÍ DAT, 2017.	77
TAB. 7: PŘEHLED CHARAKTERISTIK JEDNOTLIVÝCH GEOFYZIKÁLNÍCH PROFILŮ V LOKALITĚ SLUNEČNÁ. VLASTNÍ ZPRACOVÁNÍ DAT, 2017.	78
TAB. 8: KALIBROVANÉ HLOUBKY MĚŘENÍ U VYBRANÝCH KONDUKTOMETRŮ PRO JEDNOTLIVÉ POLOHY CÍVKOVÝCH DIPŮLŮ. PŘEVZATO Z GF INSTRUMENTS, 2017.	85
TAB. 9: SROVNÁNÍ VHODNOSTI VYBRANÝCH GEOFYZIKÁLNÍCH METOD PRO PRŮZKUM KAMENNÝCH MOŘÍ DLE ZVOLENÝCH CHARAKTERISTIK. JEDNOTLIVÉ CHARAKTERISTIKY U GEOFYZIKÁLNÍHO ÚKOLU ZNAČÍ: ++ METODA VHODNÁ; + METODA VHODNÁ ALE S OMEZENÍM; +/- METODA VHODNÁ S VÝRAZNÝM OMEZENÍM, NEBO NUTNOU MODIFIKACÍ; - METODA NEVHODNÁ. CHARAKTERISTIKY U NÁROČNOSTI METODY ZNAČÍ: ++ METODA NENÁROČNÁ; + METODA JE NENÁROČNÁ, ALE S VÝHRADAMI; +/- METODA JE NÁROČNÁ; - METODA JE VELMI NÁROČNÁ. VLASTNÍ ZPRACOVÁNÍ DAT, 2017	129