

Univerzita Palackého v Olomouci

Přírodovědecká fakulta



**Geofyzikální průzkumy nad
Sloupským koridorem v Moravském
krasu**

Diplomová práce

Bc. Lubomír Chlup

Geologie (N1201)

Prezenční studium

Vedoucí práce: Mgr. Daniel Šimíček, Ph.D.

Olomouc 2017

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem svoji diplomovou práci vypracoval samostatně a všechny informační zdroje jsou v práci citovány.

Olomouc 14. května 2017

.....

Podpis

Poděkování

Děkuji Mgr. Danielu Šimíčkoví, Ph.D. za odborné vedení práce, za poskytování věcných informací k tématu, konzultace a pomoc v terénu. Dále bych chtěl poděkovat RNDr. Pavlu Kalendovi CSc. za odborné vedení, pomoc v terénu a zapůjčení VDV aparatury i zprostředkování měření georadarem. Také děkuji všem, kteří mi byli nápomocni při vypracování mé diplomové práce.

Bibliografická identifikace

Jméno a příjmení autora: Bc. Lubomír Chlup

Název práce: Geofyzikální průzkumy nad Sloupským koridorem v Moravském krasu

Typ práce: Diplomová

Pracoviště: Univerzita Palackého v Olomouci, Přírodovědecká fakulta, katedra geologie

Vedoucí práce: Mgr. Daniel Šimíček, Ph.D.

Rok obhajoby práce: 2017

Abstrakt: Diplomová práce se zabývá geofyzikálním průzkumem nad Sloupským koridorem v oblasti lomu Pod Bradinami v severní části Moravského krasu. Kombinace geofyzikálních metod velmi dlouhých vln (VDV), elektrické odporové tomografie (ERT), mělké refrakční seismiky (MRS) a georadaru byla využita ke zmapování podpovrchových krasových jevů a skalního reliéfu. Metodou (VDV) byly proměřeny dvě plochy, každá s 18 profily. Dva profily MRS a jeden profil ERT dosáhly délky přes 200 m, s předpokládaným hloubkovým dosahem okolo 20 m. Novým typem georadaru s velkým hloubkovým dosahem byla proměřena jedna plocha a nasbíráno bylo přes 1 GB dat. VDV profily zobrazily situaci v podloží v hloubce 40 m a odhalily struktury, které lze v kombinaci s dřívějšími poznatky interpretovat jako deprese vyplněné rudickými vrstvami, případně různé krasové jevy jako komíny či závrtky. ERT a MRS profily prokázaly použitelnost těchto metod v přípovrchových podmínkách k odlišení nepevného (kvartérního) pokryvu od skalního podloží. Výsledky obou metod jsou vzájemně dobře korelovatelné a umožňují přesné zmapování mělce pohřbeného krasového reliéfu. Použitý typ georadaru umožnil zkoumání zájmového území místy až do hloubky 170 m. Přestože byla dosažená hloubka většinou menší (do 100 m), stačila k vymapování řady strukturních prvků, z nichž některé byly interpretovány jako deprese s rudickými vrstvami, jiné jako možné prostory dnes neaktivního horního jeskynního patra. Rovněž výsledky georadaru a VDV se do hloubky 40 m dají dobře korelovat.

Klíčová slova: Moravský kras, Šošůvecký koridor, geofyzika, velmi dlouhé vlny, elektrická odporová tomografie, mělká refrakční seismika, georadar

Počet stran: 55

Počet příloh: 3

Jazyk: Český jazyk

Bibliographic entry

Autor's first name and surname: Bc. Lubomír Chlup

Title: *Geophysical research above Sloup corridor in Moravian karst*

Type of thesis: Graduation thesis

Institution: Palacký University in Olomouc, faculty of Science, Department of Geology

Supervisor: Mgr. Daniel Šimíček, Ph.D.

The year of presentation: 2017

Abstrakt: The diploma thesis deals with geophysical research over the Sloup Corridor in the area of the quarry “Pod Bradinami” in the northern part of Moravian Karst. Combination of very long wave (VDV) geophysical methods, electrical resistance tomography (ERT), shallow refraction seismics (MRS) and georadar were used to map subsurface karst phenomena and rock relief. Two surfaces, each with 18 profiles, were measured by Method (VDV). Two MRS profiles and one ERT profile have a length of more than 200 m with a predicted depth of about 20 m. A new type of georadar with a large depth range was used for one area and over 1 GB of data was collected. The VDV profiles showed a 40 m depth in the subsoil and revealed structures that can be interpreted as a rust-filled depression or various karst phenomena, such as chimneys or seams, in combination with earlier findings. ERT and MRS profiles have demonstrated the utility of these methods in surface conditions to distinguish unpaved (quaternary) cover from the bedrock. The results of both methods are mutually correlated and allow accurate mapping of shallowly buried karst relief. The type of georadar used allowed exploration of the area of interest to a depth of 170 m. Although the depth was mostly smaller (up to 100 m), it was enough to map out a number of structural elements, some of which were interpreted as rudimentary depressions of today’s inactive upper cave floor. Also, the results of the georadar and the VDV are well correlated up to a depth of 40 m.

*Number of pages:*55

*Number of appendices:*3

Language: Czech

Obsah

1	Úvod	8
2	Geologická charakteristika studovaného území.....	9
2.1	Geografické vymezení studovaného území	9
2.2	Geologický vývoj Moravského krasu	10
2.3	Litologická charakteristika karbonátů ve vývoji Moravského krasu	14
2.4	Tektonická stavba Moravského krasu	15
3	Kras.....	16
3.1	Krasové jevy v zájmovém území	16
3.1.1	Exokrasové jevy.....	16
3.1.2	Endokrasové jevy.....	17
3.2	Krasový vývoj zájmového území.....	19
3.3	Historie geofyzikálního průzkumu Moravského krasu	19
4	Charakteristika použitých geofyzikálních metod	21
4.1	Geoelektrické metody	21
4.1.1	Charakteristika metody VDV	21
4.1.2	Charakteristika ERT metody	21
4.1.3	Charakteristika mělké refrakční seismiky.....	23
4.1.4	Charakteristika georadaru	24
5	Metodika práce	25
5.1	Metoda VDV.....	25
5.2	ERT – elektrická odporová tomografie.....	26
5.3	Mělká refrakční seismika.....	27

5.4	Georadarová metoda LOZA - ROTEG.....	55
6	Výsledky	29
6.1	VDV – velmi dlouhé vlny	29
6.2	Výsledky metody ERT.....	68
6.3	Výsledky metody MRS	71
6.4	Výsledky Georadar.....	76
7	Diskuze	80
7.1	Diskuze metody velmi dlouhých vln (VDV)	80
7.2	Korelace elektrické odporové tomografie a mělké refrakční seismiky	40
7.3	Profil MRS2	86
7.4	Georadar	91
8	Závěr	44
	Seznam literatury	45
	URL a jiné zdroje.....	104
	Přílohy	

1 Úvod

V rámci řešení diplomové práce jsem si zvolil problematiku geofyzikálního průzkumu v oblasti Moravského krasu. Zaujala mne oblast v okolí obcí Sloup a Šošůvka v blízkosti lomu Bradiny. Tato oblast se jeví jako velice perspektivní pro geofyzikální průzkum. Lokalita je jednou z nejsložitějších oblastí Moravského krasu, kde se prolínají krasové útvary všech stádií zkrasování (včetně předkřídového) a kde byly v letech 2010–2015 speleologicky zpřístupněny jedny z nejstarších odvodňovacích cest – Šošovecký koridor (Mokrý 2010). Geofyzikální průzkum patří v současnosti k nejpoužívanějším způsobům geovědní prospekce. Cílem práce je ověřit možnosti kombinovaného použití několika geofyzikálních metod. Metody sledují rozdílné fyzikální parametry horninového podloží. Tímto způsobem lze eliminovat nedostatky jednotlivých aparatur, včetně nejmodernějšího georadaru zapůjčeného od firmy RTG – Tengler (www1) a učinit závěry, co možná nejbližší reálné situaci. Cílem bylo zjistit tektonickou situaci v oblasti, určit krasové přípovrchové jevy (závrty, prořícené jeskyně), dále krasové útvary horní jeskynní úrovně podle Hypra (1980). Pokusil jsem se nalézt střední patra jeskyní nebo vertikální komíny a pomocí georadaru detekovat Šošovecký koridor nebo nalézt možné jeskyně na aktivním toku. K průzkumu jsem použil metody velmi dlouhých vln (VDV), elektrickou odporovou tomografii (ERT), mělkou refrakční seismiku (MRS) a již zmíněný georadar.

2 Geologická charakteristika studovaného území

2.1 Geografické vymezení studovaného území

Moravský kras se nachází severně od Brna ve stejnojmenné samostatné orografické jednotce. Geomorfologicky je tato jednotka součástí Dražanské vrchoviny. Jedná se o pruh hornin 25 km dlouhý tvořený převážně devonskými až spodnokarbonskými vápenci. Moravský kras se táhne od městských částí Brno-Líšeň a Brno-Maloměřice na jihu po obce Sloup a Holštejn na severu. V některých místech je široký až 6 km. Průměrná nadmořská výška je 448 m n. m. (Demek 1987). Typickým tvarem reliéfu jsou zarovnané povrchy neboli plošiny. Oblast dělíme na 3 geomorfologické celky. Severní část, která je reprezentována Suchdolskou plošinou, střední se nazývá Rudická plošina a jižní část tvoří Ochozská plošina. Všechny tyto celky jsou ještě rozčleněny na dílčí plošiny (např. Ostrovskou, Macošskou, Vavříneckou, Šošůveckou, Babickou plošinu a další). Plošiny jsou rozděleny hluboce zařezanými údolními, tzv. žleby. Žleby mohou být bez vodních toků jako například Suchý žleb, s periodickými vodními toky jako je Křtinské údolí, ale také se stálým vodním tokem jako je Údolí Řičky (Musil *et al.* 1993). Mnou studovaná oblast leží v sv. části ostrovské plošiny cca 2 km jižně od středu obce Šošůvka.



Obr. 1. Geografická mapa ČR s vyznačením studovaného území (upraveno podle www2).

2.2 Geologický vývoj Moravského krasu

Nejstarší horninové podloží Moravského krasu budují svrchno-proterozoické magmatické a metamorfované horniny brunovistulika (Mísař 1987). Jedná se o různorodý komplex, na jehož stavbě se podílí především různé typy granitů, ale i bazické a ultrabazické horniny a metamorfované horniny jejich pláště. Vzácněji se vyskytují i metamorfované vulkanity (Chlupáč *et al.* 2002). Největší povrchové odkrytí brunovistulika je v oblasti brněnského masivu, který je na západě omezen okrajovým zlomem boskovické brázdy a na východě přes něj transgredují spodno- a svrchnopaleozoické horniny (Weiss 1977).

Z těchto hornin mají na Moravě a ve Slezsku největší rozšíření devonské až spodnokarbonské karbonátové a siliciklastické sedimenty. Devonské horniny lze rozčlenit do čtyř faciálních vývoju: vývoj drahanský (pánevní), vývoj Moravského krasu (platformní), vývoj ludmírovský (přechodní) a vývoj tišnovský (okrajový) (Mísař 1987).

Vývoj Moravského krasu se od ostatních vývoju odlišuje naprostou dominancí karbonátové sedimentace. Kromě Moravského krasu se horniny tohoto faciálního vývoje vyskytují v menší míře i v okolí Olomouce, Přerova a Hranic. Rozsáhlé výskyty byly zjištěny pomocí hlubinných vrtů ve východním pokračování Českého masivu v podloží karpatské předhlubně a flyšových příkrovů Západních Karpat (Chlupáč *et al.* 2002). Detailní litologická charakteristika sedimentů platformního vývoje je popsána v následující kapitole 2.3.

Sedimentace ve vývoji Moravského krasu začíná bazálními, často červeně zbarvenými siliciklastickými uloženinami (křemenné slepence, pískovce, arkózy a prachovce), které jsou označovány jako facie Old Red (Chlupáč *et al.* 2002). Tento sled o maximální mocnosti až 1000 m leží diskordantně na horninách brunovistulika (Kettner 1970, Chlupáč *et al.* 2002) Vznikaly zpočátku v kontinentálním prostředí a ve svém litologickém charakteru výrazně odrážejí klimatické výkyvy (Skoček 1980). Mořský původ je nálezy fauny dokázán až ve vyšším středním devonu (Zukalová 1960, 1961). Vápencová sedimentace začíná macošským souvrstvím. Jedná se o sled mělkovodních uloženin karbonátové platformy s hojnou stromatoporoidovou faunou (Chlupáč *et al.* 2002). Tyto vápencové útesové komplexy dosahují místy mocností až 1000 m (Hladil 1983b). V rámci macošského souvrství lze rozlišovat jednotlivé členy: josefovské vápence, lažánecké vápence a vilémovické vápence. I když je posloupnost

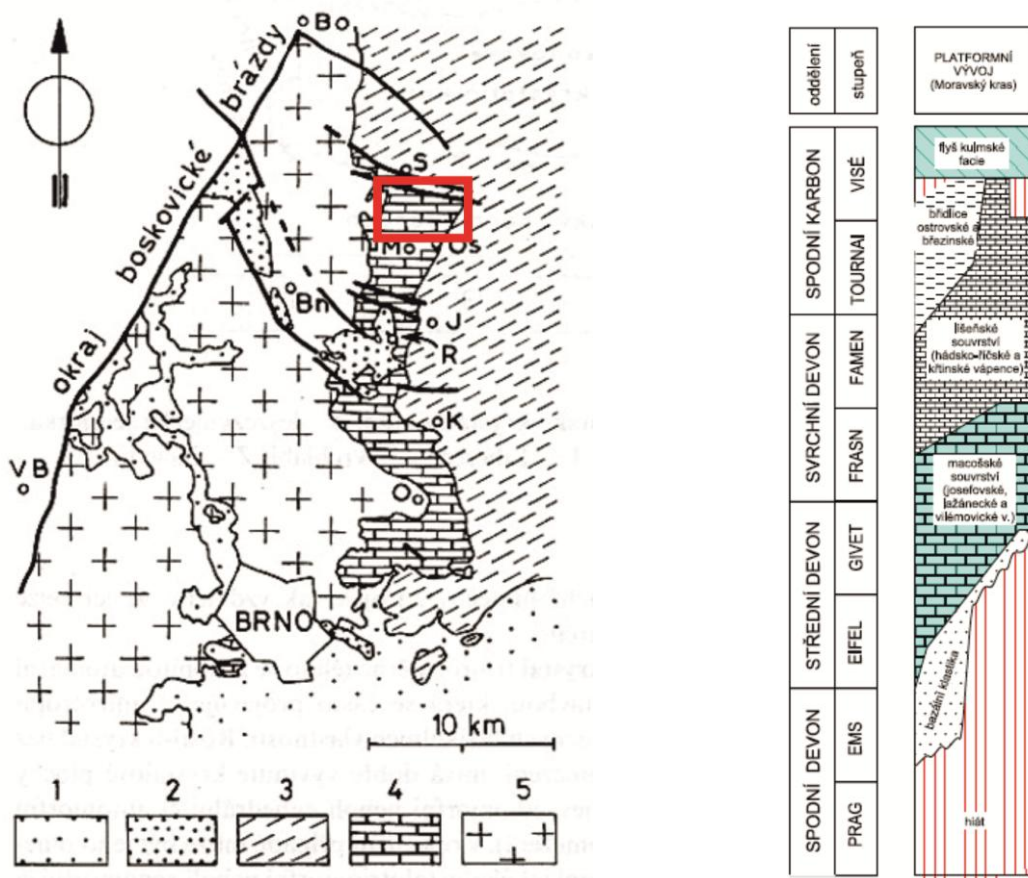
těchto typů vápenců hodnocena jako stratigrafický sled od givetu do frasn, podle výzkumů Hladila (1983) se jednotlivé typy vápenců mohou ve vertikální sukcesi cyklicky opakovat (cyklus čelechovický, Býčí skály, ochozský, mokerský). Cykly reprezentují stadia osidlování mořského dna (Chlupáč *et al.* 2002). V nadloží macošského souvrství leží líšeňské souvrství. Od svého podloží se výrazně liší faciální proměnlivostí i zánikem útesotvorné a stromatoporoidové fauny (Chlupáč *et al.* 2002). K faciální změně došlo především v hraničním intervalu frasn–famen. Uvnitř líšeňského souvrství lze rozlišit facie vápenců křtinských a vápenců hádsko–říčských. Uvedené facie líšeňského souvrství se vzájemně zastupují (Chlupáč & Zukalová 1982).

V severní a střední části Moravského krasu nadloží vilémovických vápenců tvoří jílovité ostrovské a březinské břidlice uložené od svrchního famenu do tournai (Chlupáč *et al.* 2002). V nadložním spodnokarbonském rozstáňském souvrství se střídají prachovce a droby v kulmské facii (Dvořák 1993).

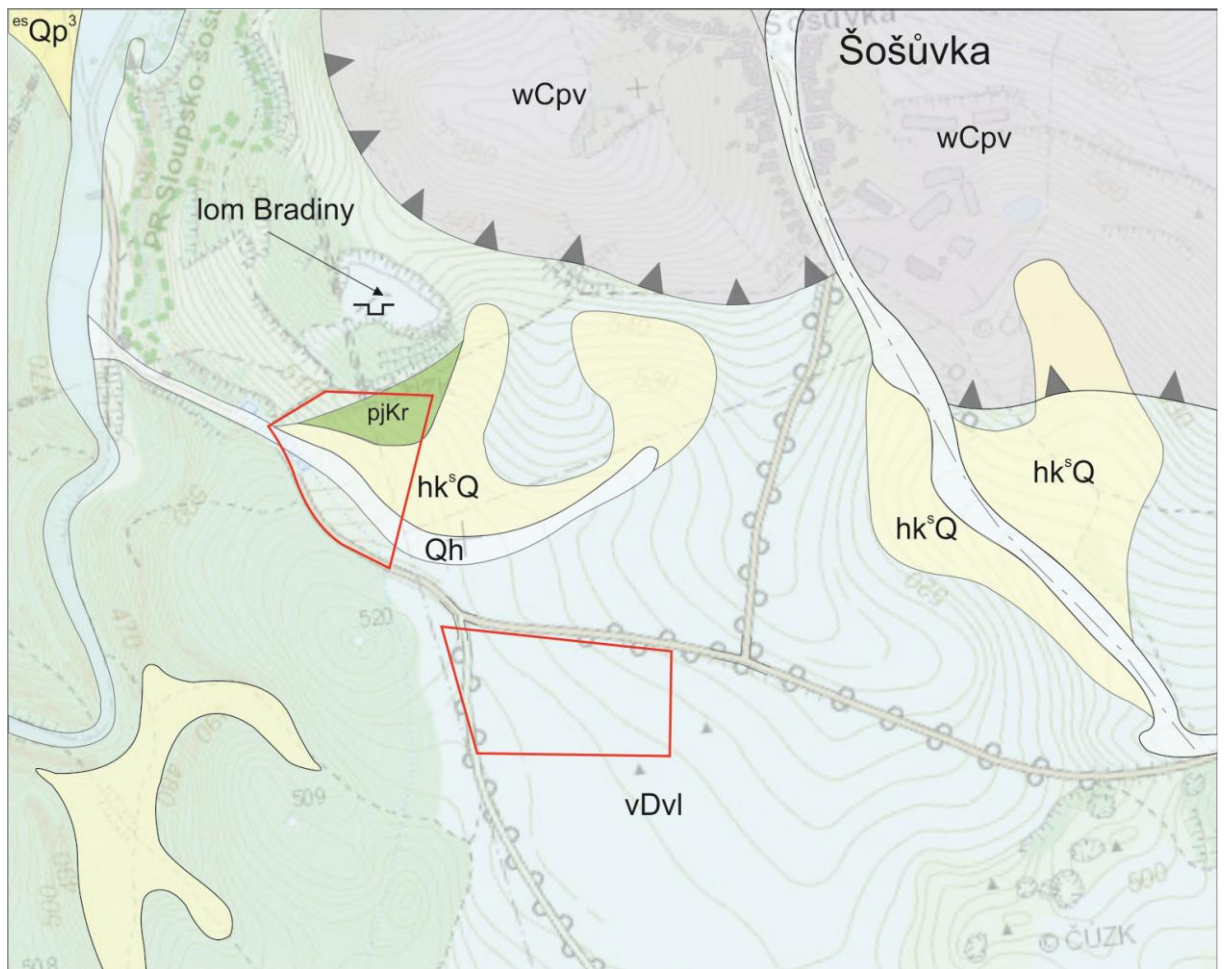
Od svrchního karbonu byla oblast Moravského krasu souší. Ve spodním permu došlo k erozi a zarovnání povrchu a vznikl tzv. posthercynský (postvariský) zarovnaný povrch (Musil *et al.* 1993). Opětovná mořská záplava přichází až v mesozoiku. Výskyty hornin jurského stáří (oxford) se v Moravském krasu soustřeďují v tzv. blanenském příkopu v okolí Olomučan, Rudic, Babic a Habrůvky. Zachovaná mocnost dosahuje až 50 m. Na devonském podloží diskordantně spočívají nejprve bazální písčité vápence, které přecházejí do deskovitých mikritových vápenců, vápenců s rohovci až rohovcových brekcií (Chlupáč *et al.* 2002).

Dále známe z prostoru Moravského krasu sedimenty křídového stáří. Jako nejstarší člen křídového sledu se zachovaly tzv. rudické vrstvy. Jsou to pestré limonitické a kaolinické jíly s polohami písků, s valouny podložních vápenců a akumulacemi přemístěných jurských rohovců. Tvoří výplně přes 100 m hlubokých paleokrasových depresí v jurských a devonských vápencích (Chlupáč *et al.* 2002).

Mocnost i charakter nejmladších, kvartérních sedimentů v severní části Moravského krasu je ověřena vrty. Nejvýznamnější roli hrály fluviální sedimenty. Střídají se zde polohy štěrků, jemně zrnitých písků a jílovitopísčitých hlín. Místy se vyskytují i horizonty sutí s polohami světle nebo tmavě šedých jílu až jemnozrného písku (Dvořák 1961). Dále se hojně vyskytují eolické sedimenty. Spraše a sprašové hlíny dosahují mocností okolo 2 m. Tento sediment je zachycen pod zříceninou hradu Holštejn, kde tvoří pokryvný útvar fluviální terasy (Smolíková, Kadlec 1993). Svahové sedimenty jsou zastoupeny především osypy na úpatí vápencových skal.



Obr. 2. Schématická strukturně-geologická mapa Moravského krasu a jeho okolí (upraveno podle Mísaře et al. (1983)) a stratigrafické schéma sedimentace v Moravském krasu (upraveno podle Kalvody et al. (2007)). Červený čtvereček vyznačuje pozici zkoumaného území. 1 - neogenní sedimenty, 2 – sedimenty svrchní křídý a svrchní jury, 3 - kulm Dražanské vrchoviny, 4 - devonské vápence Moravské ho krasu (včetně bazálních klastik), 5 - brněnský masív; Bn - Blansko, Bo - Boskovice, J - Jedovnice, K - Křtiny, M - Macocha, O - Ochoz, Os - Ostrov, R - Rudice, S - Sloup, VB - Veverská Bítýška.



Kvartérní pokryv

Holocén

Qh Splachové písčitohlinité sedimenty

Pleistocén - holocén

hk^sQ Svahové hlinitokamenité až kamenitohlinité sedimenty

Svrchní pleistocén

es Qp³ Sprašové hlíny s příměsí svahovin

Křída

Svrchní křída

pjKr Rudické vrstvy: pestré kaolinické křemenné písky, jíly

Karbon

wCpv Protivanovské souvrství, brodecké droby: středně až hrubě zrnité masivní droby

Devon

Střední - svrchní devon

vDvl Macošské souvrství, vilémovické vápence s. l.: světlé vápence nerozlišené

Lom opuštěný

Příkrov I. řádu zjištěný

Zlom zakrytý

Obr. 4. Výřez z geologické mapy 1 : 25 000 (Baldík et al. 2016) s vyznačenými polygony zkoumaného území.

2.3 Litologická charakteristika karbonátů ve vývoji Moravského krasu

Josefovské vápence jsou definovány jako mělkovodní tmavě šedé, hrubě vrstevnaté nebo lavicovité vápence nebo dolomity, většinou s písčitou nebo jílovitou příměsí. Charakteristické je pro tento člen macošského souvrství nahloučení silnostěnných brachiopodů, a proto byly dříve označovány jako „stringocephalové“ vápence (Chlupáč & Zupalová 1982).

Lažánecké vápence jsou převážně šedé nebo tmavě šedé hrubě vrstevnaté nebo lavicovité jemnozrnné vápence nebo dolomity. Tento člen macošského souvrství obsahuje polohy bohaté na větevnaté stromatoroidy rodu *Amphipora*. Podle nich se jim v minulosti říkalo „amfiporové“ vápence. Dosahují mocnosti až několik set metrů (Chlupáč & Zupalová 1982).

Vilémovické vápence jsou světle šedé nebo šedé jemnozrnné vápence s místy hojnými korály, stromatoroidy a bentózní faunou a řasovou flórou (Chlupáč *et al.* 2002). Tento člen macošského souvrství byl dříve označován jako vápence „korálové“. Leží v nadloží lažáneckých vápenců nebo je mohou i částečně zastupovat. Tvoří mocnosti od několika desítek až po několik set metrů (Chlupáč & Zupalová 1982).

Křtinské vápence jsou hlíznaté, velmi jemnozrnné (mikritové) vápence červenavých, růžových nebo šedých barev s různým podílem jílových složek. V rámci líšeňského souvrství reprezentují sedimentaci v klidném hlubokovodním prostředí. Obsahují hojnou konodontovou faunu (Chlupáč *et al.* 2002).

Hádsko–říčské vápence jsou deskovité bituminózní tmavě šedé bioklastické a mikritové vápence často s vložkami vápnitých břidlic a s tmavými rohovci (Chlupáč *et al.* 2002). V rámci líšeňského souvrství reprezentují sedimentaci v neklidném prostředí za působení gravitačních proudů, které přinášely organickou drť do hlubších částí klesající pánve (Chlupáč *et al.* 2002).

2.4 Tektonická stavba Moravského krasu

Největší vliv na strukturní uspořádání devonu Moravského krasu měla variská orogeneze. Zapletal (1923) určil východní sklon devonských a nadložních kulmských sedimentů a rozdělil vrásnění na 3 fáze. První fází byla tektonická deformace, která probíhala severojižním směrem. Během této etapy docházelo k tvorbě zdvihů a následných poklesů. Druhou fází Zapletal (1923) označil jako vrásnění příčné. Jedná se o přesmyky brněnského masivu přes devonské vrstvy. Ve třetí fázi vznikají především poklesy východozápadního směru.

Převažující směr vrstev devonu Moravského krasu SSV–JJZ a sklon k VJV určil Kettner (1970). Dále si všiml vertikálního opakování vrstevního sledu zejména na kontaktu s nadložními kulmskými břidlicemi. Kettner (1970) to přisuzoval intenzivnímu vrásnění, které postihlo jak devonské horniny, tak horniny brněnského masivu. Kettnerovy názory upravil Dvořák *et al.* (1993), který poukazoval na vliv krátce násunových střížných zlomů v horninové stavbě. Tímto vznikly vrásy východní vergence, docházelo k jejich převrácení a jejich ramena byla vyválcována nebo zredukována do formy malých vrásových příkrovů. Dvořák *et al.* (1993) předpokládali tektonickou deformaci hornin již během sedimentace v pánvi.

3 Kras

Moravský kras je typologicky označován za tzv. holokarst. Holokarst je úplný kras v období zralosti s dokonalým vývojem všech povrchových i podzemních krasových jevů (Mackovčín *et al.* 2008). Krasový proces se v Moravském krasu váže výlučně na devonské vápence, a to především na vápence lažánecké a vilémovické. Chemický proces, který je podstatou vzniku krasového reliéfu, se nazývá koroze. Chemická rovnice rozpouštění vápenců (1):



Vápence jsou rozpouštěny srážkovou vodou, která se předtím v atmosféře a půdě obohatila o rozpuštěné uhličitany. Voda prosakuje po puklinách a jiných poruchách v horninovém prostředí a je odváděna z povrchu do podzemí. Pukliny a poruchy se tímto procesem rozšiřují a v podzemí vznikají složité prostory (endokras) a na povrchu typické jevy (exokras), které jsou charakteristické pro kras. Kras je tedy o oblast s netypickým tvarem reliéfu a svislým podzemním odvodňováním, které je dáno chemickou rozpustností vápenců (Mackovčín *et al.* 2007).

3.1 Krasové jevy v zájmovém území

3.1.1 Exokrasové jevy

Typickými exokrasovými jevy jsou závrtý. Jedná se o prohlubně v reliéfu, v místech kde dochází k průsaku povrchových vod do podzemí. Obvykle se vytvářejí nad podzemními dutinami v důsledku propadání stropu jeskyní. Vznik závrtů je většinou dlouhodobou záležitostí spojenou s korozí a erozí vápenců. Výjimkou jsou řícené závrtý, které mají velmi rychlý vývoj. Typickým říceným závrtem v Moravském krasu je propast Macocha nebo Wanklův závrt u Holštejna. Dalšími exokrasovými jevy jsou izolované skály (např. Hřebenáč u Sloupu). Skalní okna a mosty představují většinou trosky a zříceniny starých jeskyní. Povrch krasu je výrazně zbrázděn škrapy a škrapovými poli. Většinou se vyskytují v horních partiích žlebů, odkud jsou pokryvné sedimenty spláchnuty do nižších poloh (Mackovčín *et al.* 2007).

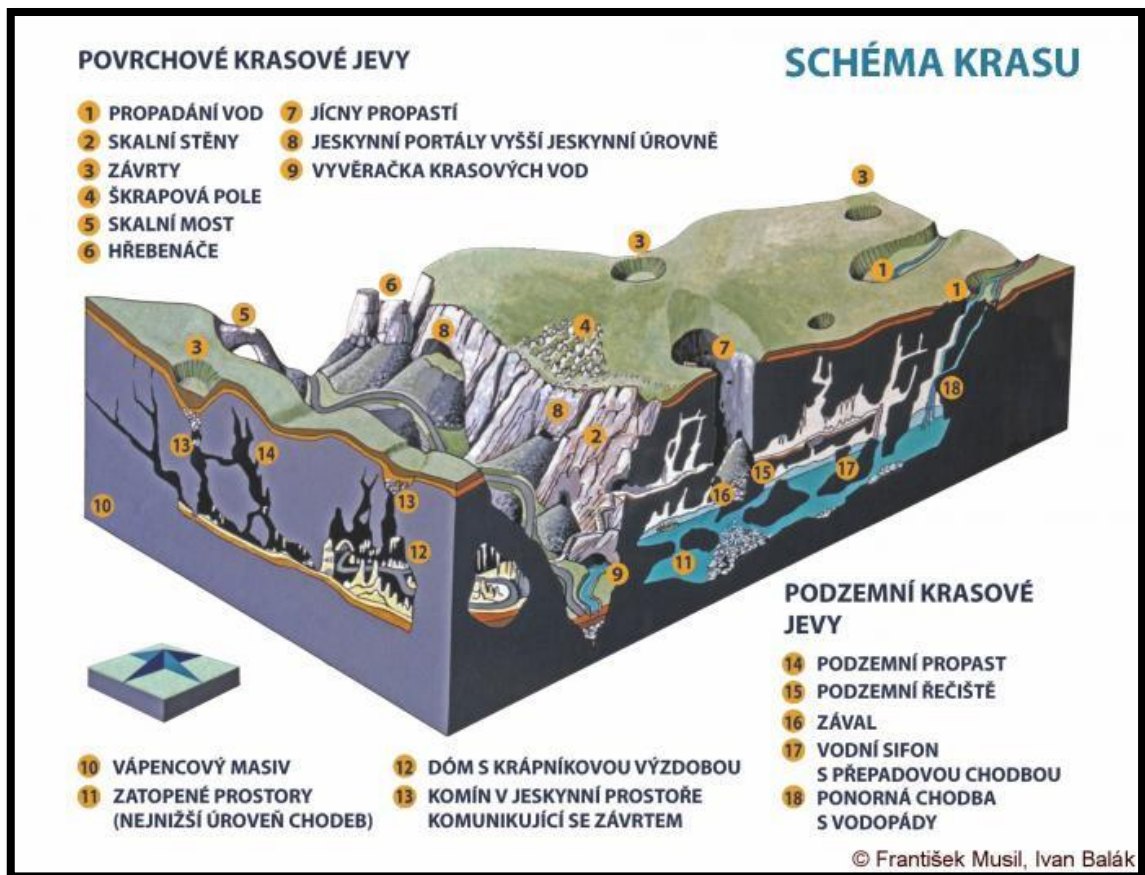
Na rozhraní mezi exo- a endokrasovými jevy se nachází tzv. ponory a vývěry (např. Nová Rasovna u Holštejna a Rudické propadání). Ponory jsou většinou vytvořeny

na konci slepých a poloslepých údolí. Voda se zde ztrácí do podzemí. Na vývěrech nám vodní tok naopak opouští podzemí (Mackovčín *et al.* 2007).

3.1.2 Endokrasové jevy

Endokrasové tvary nacházíme v podzemí. Vznikají chemickým rozpouštěním a mechanickou erozí karbonátových hornin a následným sekundárním vyplňováním krasovými nebo nekrasovými sedimenty. Rozlišujeme dva typy endokrasu. Primární endokras zahrnuje jeskyně vzniklé korozí, erozí nebo oběma procesy současně. Sekundární endokras zahrnuje tvary vzniklé až po vytvoření jeskyně (Kunský 1950). Mezi nejznámější endokrasové tvary řadíme jeskyně. Jedná se o dutiny v horninách (Demek 1987), které jsou tvořeny systémem chodeb. Speciálním typem chodby může být krasový komín, což je vertikální dutina, která vybíhá z jeskynního stropu a končí slepě nebo závalem. Sifon je zúžené místo jeskynní chodby, kde strop sahá až k pevnému nebo kapalnému dnu jeskyně (Smolová, Vítek 2007). Členitost jeskynního systému a terminologie exo- a endokrasových tvarů a jevů je zobrazena na obr. 5.

Speleotémy neboli „formace jeskynní“, představují rozličné formy a tvary krápníků (stalagmity, stalaktity, stalagnáty, brčka, třásně, záclony a mnoho dalších). Vznikají opětovným vysrážením uhličitanu vápenatého rozpuštěného ve vodě prosakující z povrchu.



Obr. 5. Endokrasové a exokrasové jevy. Zdroj CHKO MK sestavili: Musil & Balák
Zdroj: (www3).

3.2 Krasový vývoj zájmového území

Moravský kras je holokras s polycyklickým vývojem. Devonské vápence byly vystaveny krasovnění ještě během paleozoika. Nejstarší doložené zkrasovnění máme v opuštěném lomu na Bradinách pod Šošůvkou a lze jej datovat do spodního karbonu (Mackovčín *et al.* 2007). Další etapa krasovnění proběhla v mesozoiku, kdy v podmínkách tropického klimatu během křídý došlo na Rudické a Babické plošině ke vzniku kokpitového krasu s hlubokými depresiemi ve vápencích. Jednalo se o tzv. geologické varhany. Tyto nerovnosti byly v průběhu křídý vyplněny rudickými vrstvami a v badenu vápnitými jíly (tégly). Tyto sedimenty uzavřely do té doby průchozí odtokové cesty a vyplnily nejenom deprese ale také celé žleby např. Lažánecký. Tvorba rudických depresí byla ukončena zřejmě až v paleogénu (Pelíšek 1976). Na hranici paleogén/neogén byl započat nový krasový cyklus spojený s tvorbou krasových údolí rozčleněním krasových plošin a vývojem prvních jeskynních systémů. V neogénu došlo k přehloubení údolní sítě ve žleby a ke vzniku jeskynních systémů (Kettner 1960). Proces byl přerušen transgresí bádenského moře. Ke konci neogénu byly bádenské sedimenty částečně vyklizeny proudící vodou a proběhl další vývoj jeskyní. V kvartéru docházelo opakovaně k uzavření propadání a vyplnění údolí glaciálními štěrky. Došlo tak ke zmlazení celého krasu. Důležitým obdobím vývoje krasu bylo také zahloubení Blanenského prolomu, který zcela zásadním způsobem změnil bázi odvodnění zejména severní části Moravského krasu (Vít 1996).

3.3 Historie geofyzikálního průzkumu Moravského krasu

Při objevování nových jeskyní v Moravském krasu již řadu let úspěšně pomáhá geofyzika prováděná jak na povrchu, tak v podzemí v jeskyních (Dvořák 1961). Celé území je pokryto základním leteckým gravimetrickým, magnetickým a radiometrickým měřením. Těmito pracemi byla řešena celková geologická stavba oblasti (Ibrmajer 1963). K širšímu uplatnění geofyzikálních metod při výzkumu Moravského krasu dochází až v 60. letech, kdy byla provedena dosud nejrozsáhlejší měření. Úkolem těchto prací bylo získání nových poznatků o geologické stavbě území, rozsahu krasových jevů a o možnostech použití geofyzikálních metod při studiu krasové problematiky, zejména vyhledávání jeskyní (Daňko *et al.* 1966; Daňko, Blížovský, 1968; Džuppa 1971). V severní části Moravského krasu v oblasti nad Amatérskou jeskyní bylo provedeno

odporové symetrické profilování a vertikální elektrické sondování (Daňko & Blížovský 1968). Měření menšího rozsahu, která řešila převážně lokální krasovou problematiku, byla provedena ve sloupském údolí a v Lažáneckém žlebu, kde byl zkoumán reliéf skalního podkladu, překrytý mocnou vrstvou terciérních a kvartérních sedimentů (Hašek 1969). Gravimetrický průzkum Tomka (1971) prokázal vysokou citlivost této metody k ověřování polohy podpovrchových dutin.

Práce vedla k ověření průběhu tehdy ještě neznámých jeskynních prostor pod Ostrovskou plošinou. Měření nad známou Amatérskou jeskyní také pomohly ke zpřesnění geofyzikálních interpretací, zvláště odlišení tektonických poruch a skutečně volných podzemních dutin (Dvořák & Otava 1975).

Různé elektroodporové metody využívali Kraus & Mayer (1988) Průzkum hlubší stavby podloží byl prováděn metodou reflexním seismiky (Kalenda & Kučera 1999a,b). Velké množství měření různými geofyzikálními metodami prováděli Kalenda, Kučera a Duras v letech 1999–2008 především v severní části Moravského krasu a v okolí Holštejnské jeskyně. Pro mělce podpovrchový průzkum kvartérního pokryvu byla použita metoda penetrace (Kalenda & Kučera 2001, Kalenda *et al.* 2008a). Pro zjišťování hloubek dna údolí a kaňonů bylo použito vertikální elektrické sondování (VES), a to jak na povrchu (Kalenda *et al.* 2004, 2005a) tak i v podzemí (Kalenda *et al.* 2002) nebo pomocí metody velmi dlouhých vln VDV (Kalenda & Duras 2007).

4 Charakteristika použitých geofyzikálních metod

4.1 Geoelektrické metody

Do této skupiny patří metoda velmi dlouhých vln, georadar i elektrická odporová tomografie, které byly použity pro řešení této práce. Tyto metody jsou založeny na principu využití umělých, ale i přirozených elektrických polí. Měří se měrný odpor (rezistivita) či měrná vodivost (konduktivita). Měrný odpor hornin úzce souvisí s obsahem vody v horninách a jejich porozitě.

4.1.1 Charakteristika metody VDV

Metoda velmi dlouhých vln (VDV) využívá elektromagnetických polí dlouhovlnných stanic. Jedná se o vysílače radiových vln s frekvencí 15–30 kHz. Aparatura obsahuje dvojici na sebe kolmých antén a radiopřijímač naladěný na zvolenou frekvenci. Nakláněním antén se zjišťuje poměr signálu na obou anténách a tím elipsa polarizace a sklon hlavní poloosy. Signál se šíří nad homogenním poloprostorem téměř vodorovně, nad vodičem se signál stáčí k vodiči. Zkreslení těchto polí souvisí s výskytem vodivostních nehomogenit. Těmi mohou být horniny s vyšším obsahem vodivých minerálů, vodou nasycené porušené zóny, ale i umělé vodiče (elektrická vedení, plynovody, aj.). Je důležité, aby stanice byla rovnoběžná s profilem. Největší anomálie totiž zachytíme, pokud jsou zachycované těleso nebo struktura protaženy ve směru kolmém ke zdroji radiových vln. Metoda je relativně levná a jednoduchá na provedení. Nevýhodou metody VDV je vliv umělých vodičů, které zastupují projevy přirozených (geologických) vodičů. Jedním z hlavních problémů jsou výpadky a rušení navigačních stanic s poklesem jejich významu. Perspektivita navigačních radiostanic klesá nahrazením družicovým naváděcím systémem GPS.

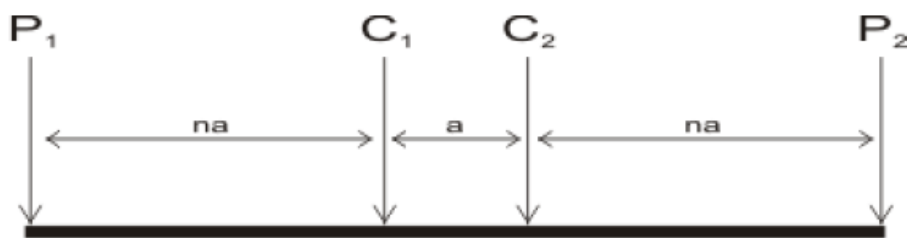
4.1.2 Charakteristika ERT metody

Elektrická odporová (rezistivní) tomografie (ERT) je nejpoužívanější geofyzikální metodou v geomorfologickém výzkumu (Hubbard & Glasser 2005). Jedná se o dvojrozměrnou techniku mělkého podpovrchového průzkumu podloží s vysokým stupněm rozlišení. Měřicí aparatura se skládá z řady elektrod, z nichž vždy dvě slouží jako proudové elektrody a jiné dvě jako snímací (potenciálové) elektrody. Na základě

známých vstupních hodnot proudu a měřeného rozdílu napětí na dvou snímacích elektrodách je počítán měrný odpor. Proces je řízen centrální jednotkou. Princip měření je založen na výpočtu rozložení odporu pod zemským povrchem (Tábořík & Pánek 2010).

Relevantní výsledek se odvíjí od zvoleného počtu elektrod, jejich uspořádání a rozestupu mezi nimi (Schrott & Sass 2008). Volba uspořádání elektrod závisí na několika faktorech např.: heterogenitě geologického prostředí, vertikální nebo horizontální struktuře hledaných objektů, hloubkovém dosahu či stupni šumu. Uspořádání elektrod ovlivňuje trajektorii šíření proudu v hloubce (hloubkový dosah) i nejmenší detekovanou změnu vodivostních poměrů (rozlišení). Čím menší je rozstup elektrod, tím k menší zóně se vztahuje naměřené napětí v každém kvadripolu. Proto je-li rozměr odporově odlišného bloku menší než vzdálenost elektrod, dostává se pod rozlišovací schopnost metody a v měření vůbec nemusí být jeho vliv na vodivost celého okolí zohledněn. Použitelnost a typy uspořádání elektrod popisuje Loke (1999). Pro účely této práce se jeví jako nejvhodnější wenner-schlumbergerovo uspořádání.

Metoda wenner-schlumberger (Mašín & Válek 1963, Loke 1999, Macháček 2001) využívá různého rozestupu mezi proudovými a potenciálovými elektrodami (obr. 6). Metoda nabízí kompromis v zobrazení horizontálních i vertikálních struktur a je vhodná k měření jak vertikálních, tak horizontálních struktur jako jsou pukliny, žíly a vrstevní kontakty (Loke 1999).



Obr. 6. Uspořádání elektrod u wenner-schlumbergerovy metody (Loke 1999); C1 a C2 – proudové elektrody, P1 a P2 – potenciálové elektrody, na – faktor, který určuje poměr rozestupu mezi proudovou a potenciálovou elektrodou, a – rozstup proudových elektrod.

Materiál	Měrný odpor ($\Omega.m$)	Materiál	Měrný odpor ($\Omega.m$)
jíl	1 - 100	rula	$10^2 - 10^5$
písek, štěrk	500 - 5 000	granit	$100 - 10^8$
jílovitá břidlice	10 - 1 000	gabro	$1 000 - 10^6$
pískovec	$10 - 10^8$	bazalt	$10 - 10^7$
slepenec	$10 - 10^4$	křemen	$10^{10} - 10^{14}$
vápenec	$50 - 10^7$	pyrit	100
mramor	$100 - 10^8$	přírodní voda	$1 - 10^3$
kvarcit	$10^3 - 10^5$		

Tab. 1: Hodnoty měrného odporu ($\Omega.m$) pro vybrané horniny, minerály a vodu (Mareš *et al.* 1990, Mussett & Aftab Khan 2000).

4.1.3 Charakteristika mělké refrakční seismiky

Mělkou refrakční seismiku (MRS) řada autorů označuje za vůbec nepoužívanější metodu pro sledování stavu horninového masívu (Kroová & Karous 1999). K měření mělkou refrakční seismikou je potřeba zdroj seismického vlnění. Jako zdroj lze využít úderného zařízení či výbušnin. Refrakční profilování probíhá podél linie pravidelně rozestavených přijímačů neboli geofonů. Geofony jsou připojeny kabely k seismografu, který obsahuje interní počítač. Při praktickém měření je v krajním bodě profilu buzena seismická energie a určujeme čas jejího příchodu do dalších bodů profilu (Dohnal *et al.* 1999). Doba příchodu seismických signálů je registrována ve vzdálených bodech, v nichž je pomocí geofonů transformován mechanický vzruch na elektrické napětí, registrované seismografy (Kroová & Karous 1999, Kaláb 2013). Mělká refrakční seismika je schopna postihnout topografii podloží do maximální hloubky kolem 30 m (Diogo *et al.* 2004), avšak hloubkový dosah měření je výrazně ovlivněn lokálními podmínkami, technickými parametry měřící aparatury a postupem vlastního měření (Duras *et al.* 2005).

Hornina	v_p (km/s)	Hornina	v_p (km/s)
Čedič	4,9 – 6,4	Jilovec	2,4 – 5,0
Diabas	5,8 – 7,1	Písek	0,3 – 1,7
Gabro	6,7 – 7,3	Pískovec, prachovec	1,6 – 4,2
Granodiorit	6,3 – 6,8	Vápenec	1,5 – 6,1
Peridotit	7,8 – 8,4	Amfibolit	4,0 – 6,5
Žula	4,1 – 6,2	Břidlice	1,8 – 4,7
Dolomit	3,0 – 7,1	Ruly	2,8 – 6,0
Hlinitá půda	0,1 – 0,8	Voda	1,4 – 1,5
Hlína, jíl	1,6 – 2,4	Vzduch	0,34

Tab. 2. Rychlosti V_p vln v horninách upraveno podle Mussetta & Khana (2000).

4.1.4 Charakteristika georadaru

Tato metoda je založena na vysílání elektromagnetických pulzů o vysoké frekvenci (50–1000 MHz) pod povrch a registraci času příjmu po odrazu od podpovrchových reflexních rozhraní, které jsou projevem změny elektromagnetických vlastností, hlavně elektrické permitivity (Kroová & Karous 1999). Georadar se skládá z antény a generátoru pulzů (vysílače elektromagnetických pulzů). Jako přijímač pak slouží druhá anténa, která měří amplitudu a zpoždění pulzu.

Georadar pracuje na určení rozhraní a nehomogenit mezi jednotlivými horninami a materiály. Měřením porovnáváme rozdíly ve stavbě horninového podloží, neměříme žádné absolutní hodnoty a nedokážeme tedy určit konkrétní horninu. Metodu lze použít na detekci kovů, dutin, ale i obsahů vody v horninách a sedimentech.

4.1.5 Charakteristika georadarové metody LOZA - ROTEG

Nespornou výhodou použité georadarové metody LOZA - ROTEG je její hloubkový dosah. V nevodivých horninách (typické jsou vápence) může přístroj detekovat odrazy až do hloubek několika set metrů. Extrémního hloubkového dosahu u georadaru LOZA - ROTEG dosáhneme silným generátorem pulzů. Tyto pulzy jsou velice krátké (do 3 ns). Při středním výkonu vysílače se pohybujeme v hodnotách okolo 5 W. I s menším pulzem (cca. 5 kV) dosáhne LOZA - ROTEG větších hloubek než běžný georadar. Georadar pracuje s frekvencemi 25–500 Mhz. Obrovské využití má georadar v těžkých půdách, tvořených jílem, který je prosycený vodou (www1).

Georadar je vyvinut tak, že jeho konstrukce umožňuje použití téměř v jakýchkoli podmínkách. Měřit lze na asfaltu, betonu, vysoké trávě, na kamenivu ale i po vodní hladině. Je třeba zvolit pouze správnou metodu pohybu radaru. Georadar lze tahat za automobilem, ve ztížených podmínkách i ručně. Důležité je dodržovat co nejtěsnější kontakt se zemí, aby nedošlo k útlumu elektromagnetických vln na přechodu vzduch-země. Rozestup antén a jejich délka určuje hloubkový dosah a optimální rozlišovací schopnost aparatury. Anténa dlouhá 6 m může detekovat struktury až v hloubkách kolem 200 m. Optimální rozestup antén je roven jejich délce. Anténa s vysokou frekvencí je vhodná pro detekci malého tělesa v malé hloubce. Naopak, nízkofrekvenční anténa (desítky až 100 Mhz) je vhodná pro vyhledávání velkých těles ve velké hloubce. Důvodem je, že každá hornina utlumuje rychleji vysoké frekvence než nízké (www1).

5 Metodika práce

5.1 Metoda VDV

V první fázi bylo potřeba vytyčit pole a profily. Na základě předchozích znalostí o geologické a tektonické situaci jsem přibližně určil směr, kterým by měly být vedeny profily. Na místě jsem rozhodl, že mým základním bodem bude význačný geodetický bod v tomto případě křížek u silnice a orientaci profilů jsem vedl podél cesty (nulový bod profilu VDV 2) nebo elektrického vedení (nulový bod profilu VDV 1), které byly vedeny s malou odchylkou od předpokládaného směru. Vytyčením profilu podél významných geodetických prvků v krajině mohu rekonstruovat profil z důvodu přiřazení nalezených anomálií do mapy a do terénu. Vytýčení probíhalo po 20 metrech. Průběh anomálií jsem předpokládal ve směru S–J na základě průběhu známých jeskynních prostor.

V dalším kroku jsem nastavil VDV a byl proveden výběr stanic, na základě jejich orientace vůči měřeným profilům. Vybrány byly ty, které jsou paralelní s profily. Vhodné jsou pouze dlouhodobě stabilní stanice, použil jsem stanici o frekvenci 22,5 kHz, které nám zaručují dobrý signál. Takto předpokládám změnu sklonu elipsy polarizace před a za vodičem.

Pro vlastní měření byl použit přístroj Abem Wadi. Ve vytyčeném poli jsem se pohyboval po profilech s krokem měření 5 m. Délka jednoho profilu je od 50 m do 150 m. Na přístroji vidíme v reálném čase předběžné výsledky reálné a imaginární složky a lze zobrazit i proudové hustoty.

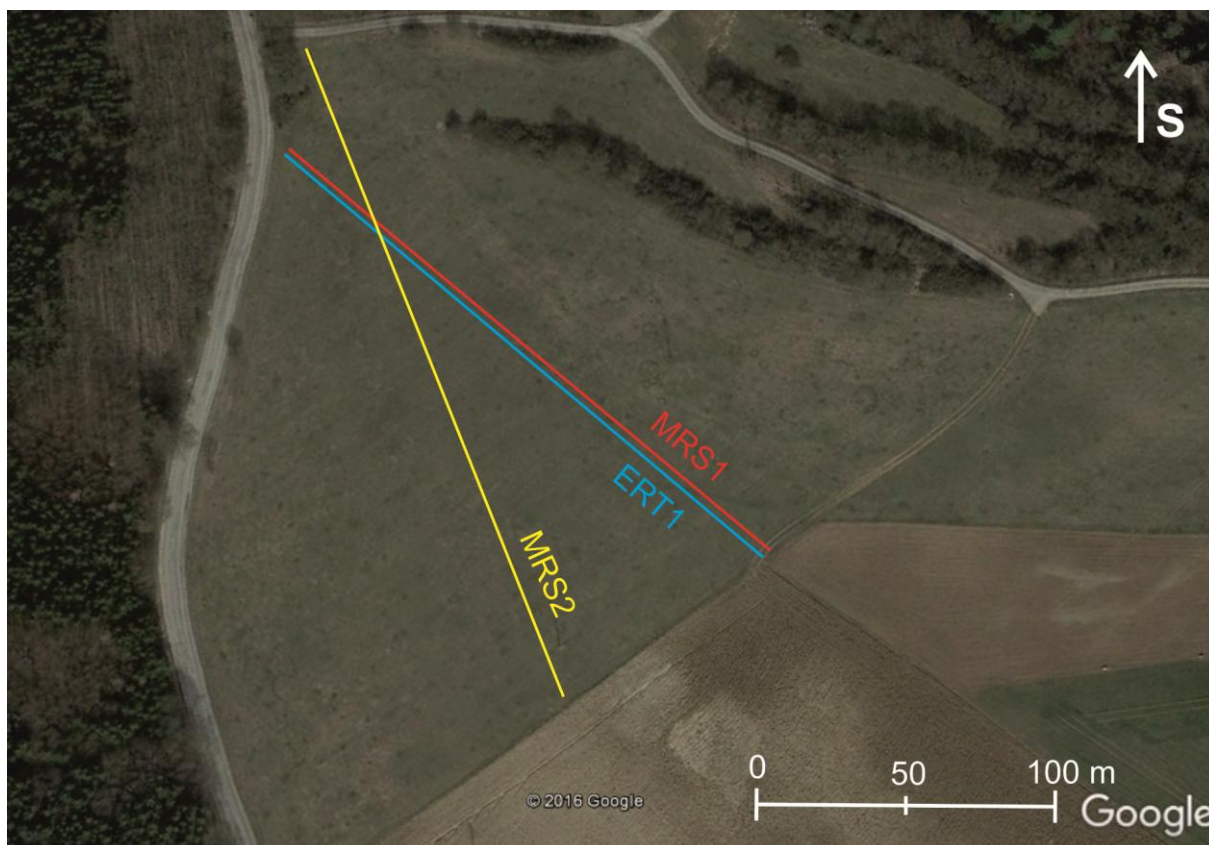
Vyhodnocení naměřených dat

Naměřená data jsem získal z přístroje ABEM WADI v TXT (textovém souboru). Tato data jsem převedl do programu Microsoft Excel, kde jsem provedl i jejich výpočet. Nejprve bylo nutné vytvořit grafy pro Re (reálnou složku) a Im (imaginární složku) a z nich vypočítat gradient reálné složky podle vzorce $Gr(x) = Re(x + \Delta x/2) - (x - \Delta x/2)$ (Mareš *et al.* 1990) Vzhledem k množství vedení vysokého napětí v oblasti tyto grafy obsahují řadu neinterpretovatelných hodnot (obr. v příloze 2, 3). Proto jsem použil proudové hustoty, které standardně vypočítají přímo v aparatuře WADI.

5.2 ERT – elektrická odporová tomografie

Měření elektrické odporové tomografie bylo prováděno přístrojem ARES model v 5.3 (Gf Instruments, s.r.o). Přístroj se skládá z řídicí jednotky, multielektrodoých kabelů, nerezových elektrod, T-kusu a externí baterie. Podél profilu, který odpovídá seismickému profilu MRS1 jsem natáhl profil ERT1 (obr. 7). 71 nerezových trnů s připojenými elektrodami bylo rozmístěno v pravidelném intervalu 3 m. Délka profilu je 213 m. Počáteční bod profilu je na souřadnici (49°24'15.310"N, 16°44'39.033"E) a koncový bod má souřadnice (49°24'16.830"N, 16°44'28.277"E). Pro měření jsem použil metodu uspořádání elektrod Wenner – Schlumberger. Délka impulsu 0,5 a sčítání dat (stacking) ze 4 měření v každém bodě. Tímto uspořádáním jsem dosáhl maximální hloubky měření 35 m. Výškové hodnoty profilu jsem odečetl pomocí nivelačního přístroje každých 20 m od známého geodetického bodu.

Naměřená data jsem přenesl do počítače a zpracoval v programu ARES, kde byly vloženy topografické body. Pro zobrazení 2D profilu používáme program RES2DINF. Inverze profilu proběhla ve 3 iteracích. Kdy hodnota chyby po 3 iteracích dosáhla 2,3 %. Což je velice nízká hodnota a téměř zanedbatelná pro správný výsledek. Nízká hodnota RMS chyby indikuje shodu mezi hodnotami předpokládanými v inverzním modelu a naměřenými hodnotami.



Obr. 7. Vyznačené profily mělké refrakční seismiky a elektrické odporové tomografie.

5.3 Mělká refrakční seismika

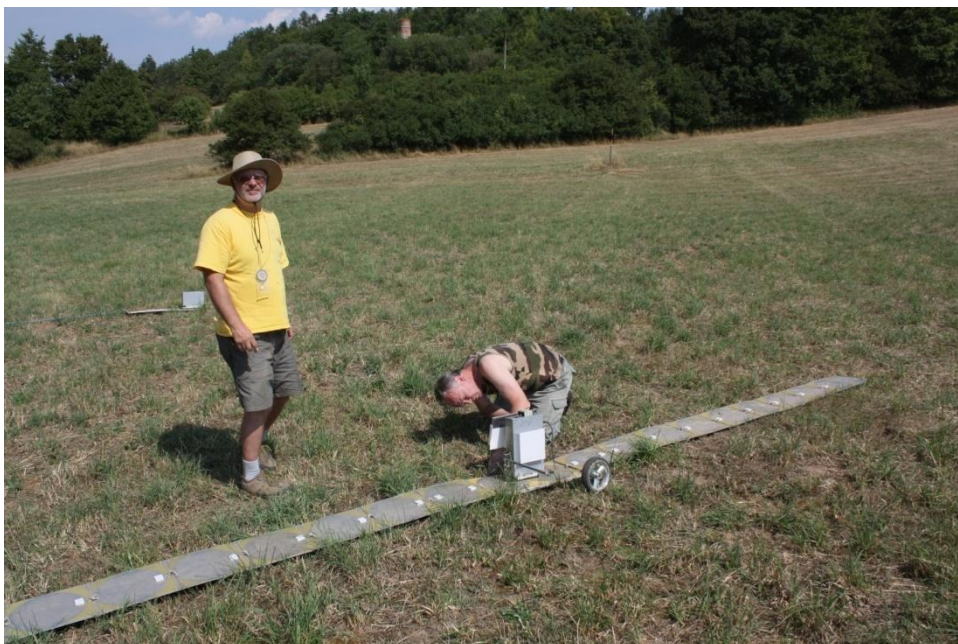
V zájmovém území byly měřeny dva seismické profily, které jsou označeny MRS1 a MRS2 (viz obr. 7). Profil MRS1 má počátek na souřadnici (49°24'15.310"N, 16°44'39.033"E) a koncový bod má souřadnici (49°24'16.830"N, 16°44'28.277"E). Profil MRS2 začíná na souřadnici (49°24'13.940"N, 16°44'37.257"E) a končí na souřadnici (49°24'17.685"N, 16°44'27.601"E). Linie profilů probíhají kolmo na předpokládaný průběh struktur. Podél linií byly rozmístěny geofony s pravidelným rozstupem 5 m. Délka obou profilů je 215 m. Každý profil je složený ze dvou roztažení. První roztažení má metráž 0–115 m, druhé roztažení má metráž 100–215 m. Poslední čtyři geofony v prvním roztažení a první čtyři geofony v druhém roztažení se překrývají. Celkem bylo připojeno 24 vertikálních geofonů SM-4B pomocí seismických kabelů k seismografu ABEM terralock Mk8 (ABEM Instrument AB, Sweden). Součástí seismografu je interní software SeisTW. V přístroji byly nastaveny následující parametry: vzorkovací interval 25 μ s, dynamický rozsah 120 dB a časové okno 409,6 ms. Zdroj umělého seismického vzruchu byl vytvořen údery 10kg kladiva do pryskyřičného plátu. V místě odpalu byl umístěn spouštěcí geofon, který je nezávislý na

ostatních geofonech v linii a slouží ke spuštění záznamu v seismografu. Na jednom místě byl úder kladivem alespoň 5x zopakován, aby došlo k posílení požadovaného signálu vůči přirozenému i antropogennímu šumu. Vzhledem k omezené síle takto vyvolaného seismického vzruchu bylo potřeba zdroj signálu posouvat podél linie geofonů. Pozice zdroje odpalů byla v případě prvního roztažení na metrů: -40; -20; -2,5; 17,5; 37,5; 57,5; 77,5; 97,5; 117,5; 137,5 m. Odpaly u druhého roztažení byly na metrů: 57,5; 77,5; 97,5; 117,5; 137,5; 157,5; 177,5; 197,5; 220 m. Pozice seismického zdroje mimo vytýčený profil, tzv. „přístřely“ jsou důležité pro pořízení záznamu v koncových částech seismických profilů.

Data naměřená v terénu byla zpracována v programu ZondST2D. V tomto programu byly rovněž označeny první příchody vln a vytvořeny tomografické řezy.

5.4 Georadarová metoda LOZA - ROTEG

Hlavní náplň geofyzikálních měření bylo měření novým typem georadaru ROTEG (obr. 8). Na měření jsem použil dvě 6 metrové antény pracující na frekvenci 25 MHz. Táhlí jsme je dvěma auty, za cca 1/2 hodiny jsme proměřily profil o délce 2,5 km a objem naměřených dat byl něco přes 1 GB. Z naměřených údajů jsem vybral profil o délce 840 m. Počáteční a koncový bod profilů probíhá vedle sebe na souřadnici jakožto i celý profil z důvodu korelace naměřených dat (obr. 14).



Obr. 8. Měření georadarem ROTEG

6 Výsledky

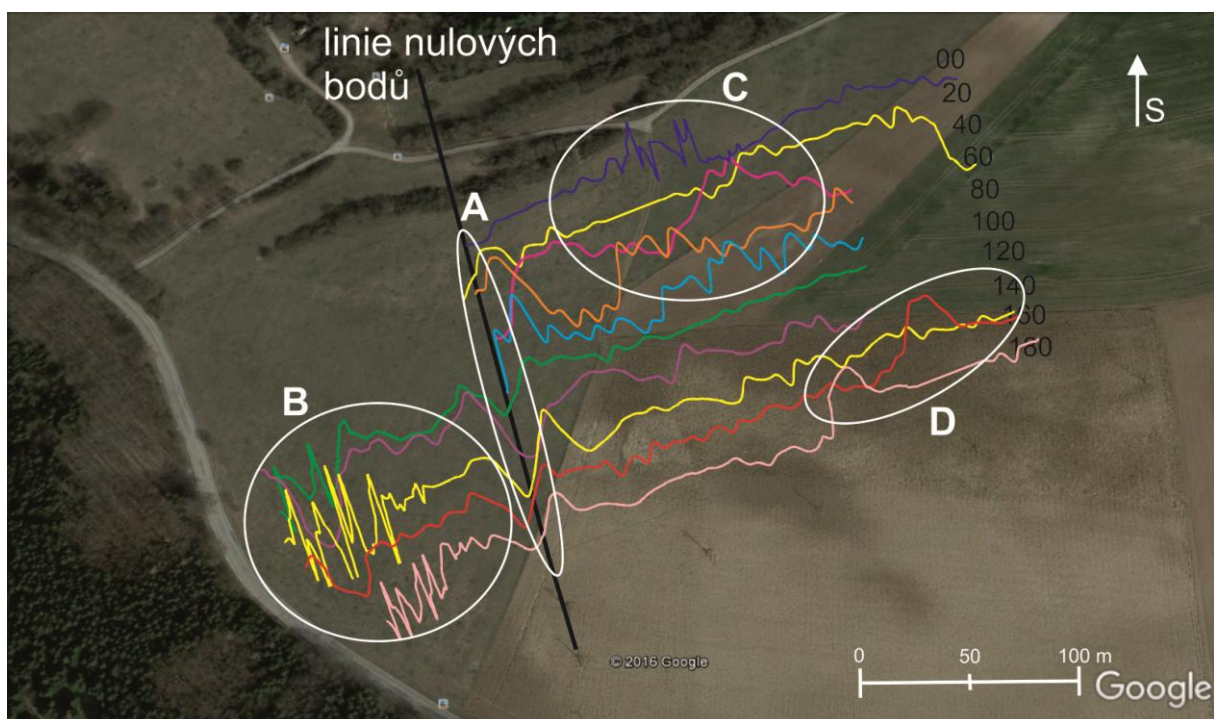
6.1 VDV – velmi dlouhé vlny

VDV Profil 1

Na všech profilech byly zachyceny vodivostní anomálie. Na obrázku proudových hustot pro hloubku 40 m (obr. 10) vidíme okolo nulových staničení výraznou anomálii (A). Vzhledem k tomu, že jako nulový bod bylo použito elektrické vedení, lze tuto anomálii snadno vysvětlit. Na jihozápadním konci profilů 120 až 180 ve staničeních -50 až -110 m jsou výrazné anomálie (B). Na profilech 20 až 60 v rozmezí staničení 100 až 160 m je vidět výrazná skupina anomálií (C). Na profilu 160 ve staničení 200 až 250 m a na profilu 180 ve staničení 150 až 200 m byly detekovány anomálie (D).

Tabulka 3. Staničení na VDV profilu 1. Hodnoty označené mínus udávají délku profilů od nulového bodu na JZ. Plusové hodnoty udávají vzdálenost sv. konce profilů od nulového bodu.

číslo profilu	-	nulový bod	+	celková délka (m)
00	230	Elektrické vedení	240	470
20	5	Elektrické vedení	240	245
40		Elektrické vedení	180	180
60		Elektrické vedení	180	180
80		Elektrické vedení	180	180
100	120	Elektrické vedení	180	300
120	120	Elektrické vedení	180	300
140	120	Elektrické vedení	240	360
160	110	Elektrické vedení	270	380
180	90	Elektrické vedení	270	360



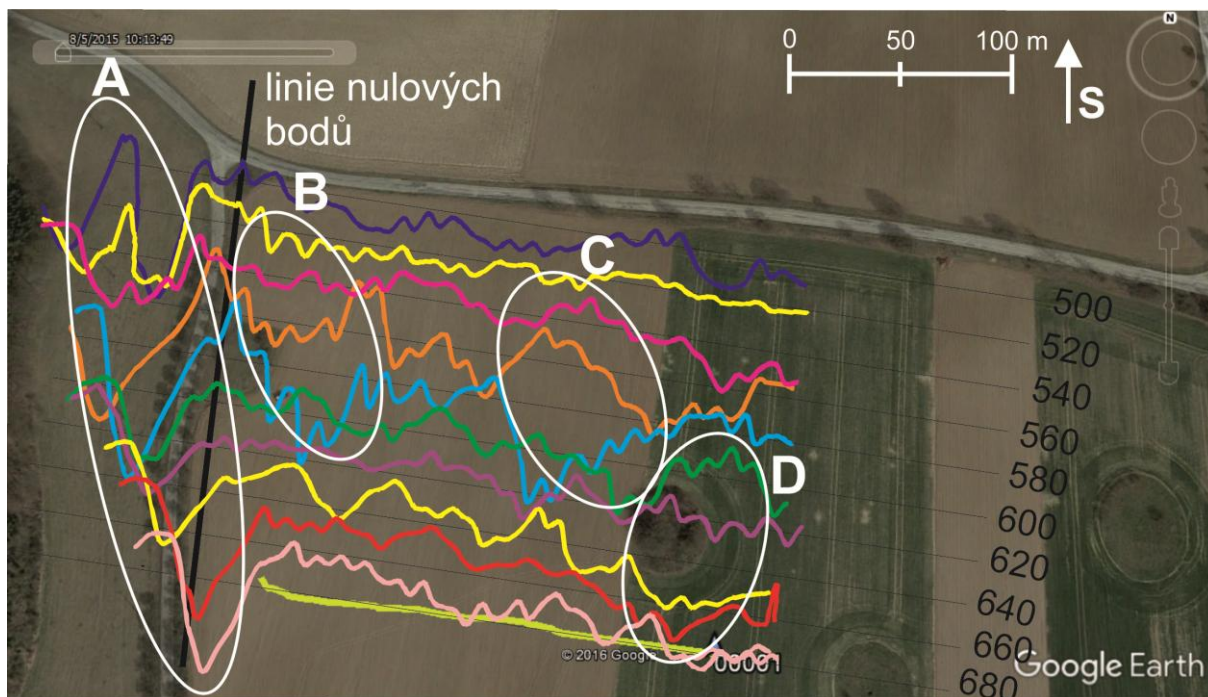
Obr. 9. Proudové hustoty na VDV profilu 2 pro hloubku 40 m s vyznačenými anomáliemi A–D. Číslování profilů odpovídá tab. 3. Mapový podklad zdroj (www4).

VDV Profil 2

Na základě proudových hustot pro hloubku 40 m na VDV profilu 2 jsem vymezil anomálie A–D (obr. 11). Okolo nulových staničení (elektrického vedení) je patrná na všech profilech (500–680) anomálie A. Anomálie B se nachází na západě profilů 520–600 ve staničeních 20 až 80 m. Anomálie C na profilech 540–620 v rozmezí staničení 120 až 180 m se nachází ve východní části profilů. Shluk anomálií D ve východní části profilů 600–660 se nachází okolo závrtu ve staničeních 200 až 250 m.

Tabulka 4. Staničení na VDV profilu 2. Hodnoty označené mínus udávají délku profilů od nulového bodu na JZ. Plusové hodnoty udávají vzdálenost sv. konce profilů od nulového bodu.

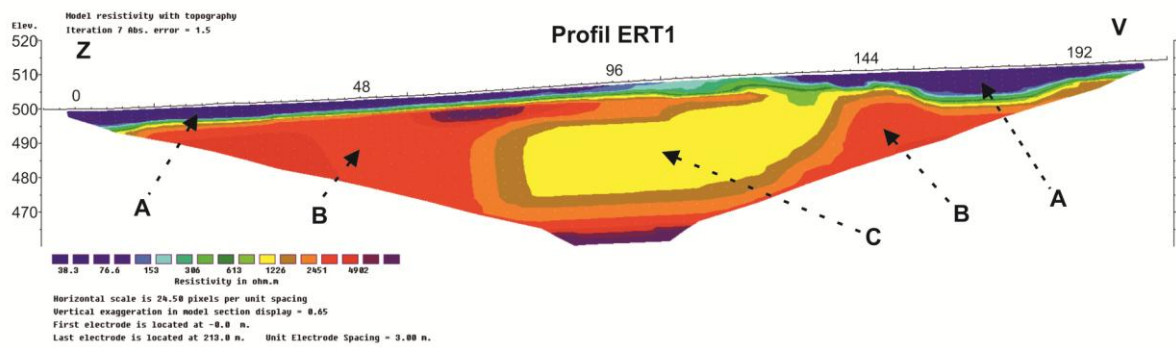
číslo profilu	-	nulový bod	+	celková délka (m)
500	80	Elektrické vedení	240	320
520	80	Elektrické vedení	240	320
540	80	Elektrické vedení	240	320
560	60	Elektrické vedení	240	300
580	60	Elektrické vedení	240	300
600	60	Elektrické vedení	240	300
620	50	Elektrické vedení	255	305
640	40	Elektrické vedení	240	280
660	35	Elektrické vedení	240	275
680	25	Elektrické vedení	240	265



Obr. 10. Proudové hustoty na VDV profilu 2 pro hloubku 40 m s vyznačenými anomáliemi A–D. Číslování profilů odpovídá tab. 4. Mapový podklad zdroj (www4)

6.2 Výsledky metody ERT

Profil ERT1 (obr. 11) má celkovou délku 213 m. Linie profilu vede ve směru Z–V a kryje se se seismickým profilem MRS1 (viz obr. 7). Hodnoty v inverzním modelu se pohybují od 40 do 11 000 Ω .m. Na profilu lze rozlišit 4 geofyzikální domény (A, B, C, D). Doména A se vyznačuje nízkými odpory 40–200 Ω .m. Vyskytuje se v celé délce profilu v hloubce 0–5 m pod povrchem. Nejblíže povrchu je okolo metráže 100 m a směrem k okrajům profilu ERT1 se mocnost domény A mírně zvyšuje. Doména B je část profilu s hloubkou 5–40 m a odporem 2050–4600 Ω .m. Ve střední části profilu ERT1 na metráži 60–120 m lze pozorovat doménu C, která se nachází v hloubce 6–30 m. Jsou pro ni typické nižší hodnoty odporů (950–2000 Ω .m) než v okolní doméně B.

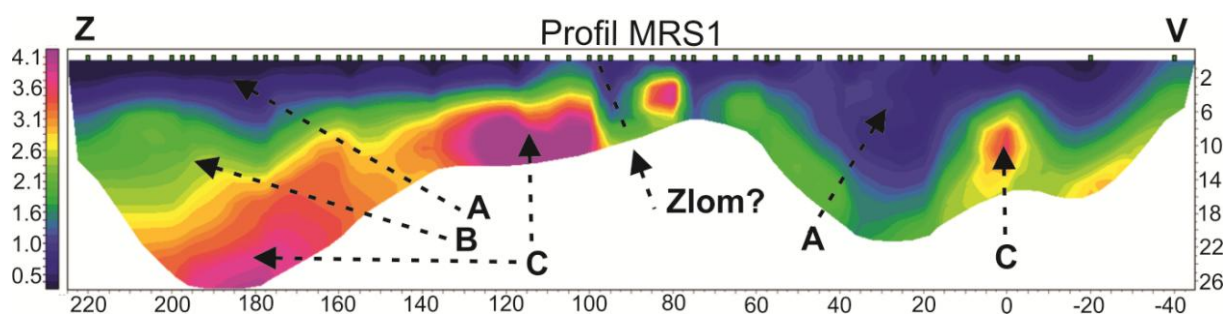


Obr. 11. Profil ERT1 s vyznačenými geofyzikálními doménami A–C.

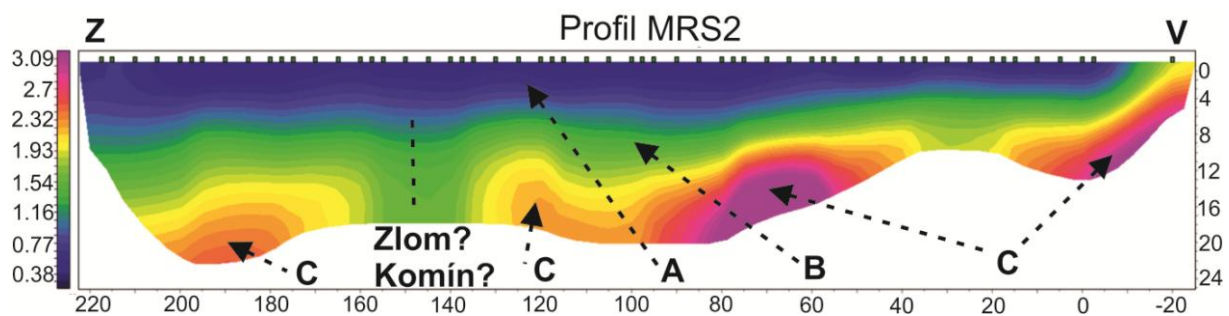
6.3 Výsledky metody MRS

Profil MRS1 (obr. 12) má celkovou délku 265 m (i s přístřely). Profil byl měřen ve směru V–Z (viz obr. 7). Maximální hloubky 26 m bylo dosaženo v západní půli roztažení. Svrchní geofyzikální doména A se vyskytuje v celé délce roztažení a vyznačuje se nízkou kompresní rychlostí (v_p) 0,2–1,2 km/s. Nejblíže povrchu a tedy nejnižší mocnost (několik dm) domény A byla pozorována v polovině celkového roztažení profilu MRS1. Směrem k z. okraji profilu se mocnost domény A postupně zvyšuje až na 7 m. Spodní hranice domény A ve v. části profilu je velmi proměnlivá a v metráži 20–40 m se nachází v hloubce až 16 m. Doména B je charakteristická hodnotami v_p 1,3–1,9 km/s. Nachází se v hloubce od 2 m do více než 20 m. Ve v. části profilu MRS1 nebylo rozhraní s podložní doménou C zachyceno. Doména C leží v hloubce větší než 8 m a je pro ni typická nejvyšší rychlost šíření vln (v_p 1,9–3,1 km/s).

Profil MRS2 (obr. 13) má celkovou délku 240 m (včetně přístřelů). Profil byl měřen ve směru V–Z (viz obr. 7). Téměř v celé délce profilu lze vysledovat geofyzikální doménu A, která se nachází při povrchu a pro kterou jsou typické nízké hodnoty v_p 0,3–1,2 km/s. Mocnost této domény narůstá od několika dm ve východní části profilu MRS2 až na 7 m v z. části profilu. Geofyzikální doména B má hodnoty 1,2–1,9 km/s. Většinou zaujímá prostor v hloubce 7–12 m, ale v metrážích 20–35 m a 135–160 m se noří hlouběji a dělí podložní doménu C na tři bloky. Doména C zahrnuje zbývající části hloubkového řezu, pro které jsou typické hodnoty v_p vyšší než 2,0 km/s. Hloubka povrchu domény C poklesává od několika dm na v. konci profilu MRS2 až na více než 16 m na z. konci profilu.



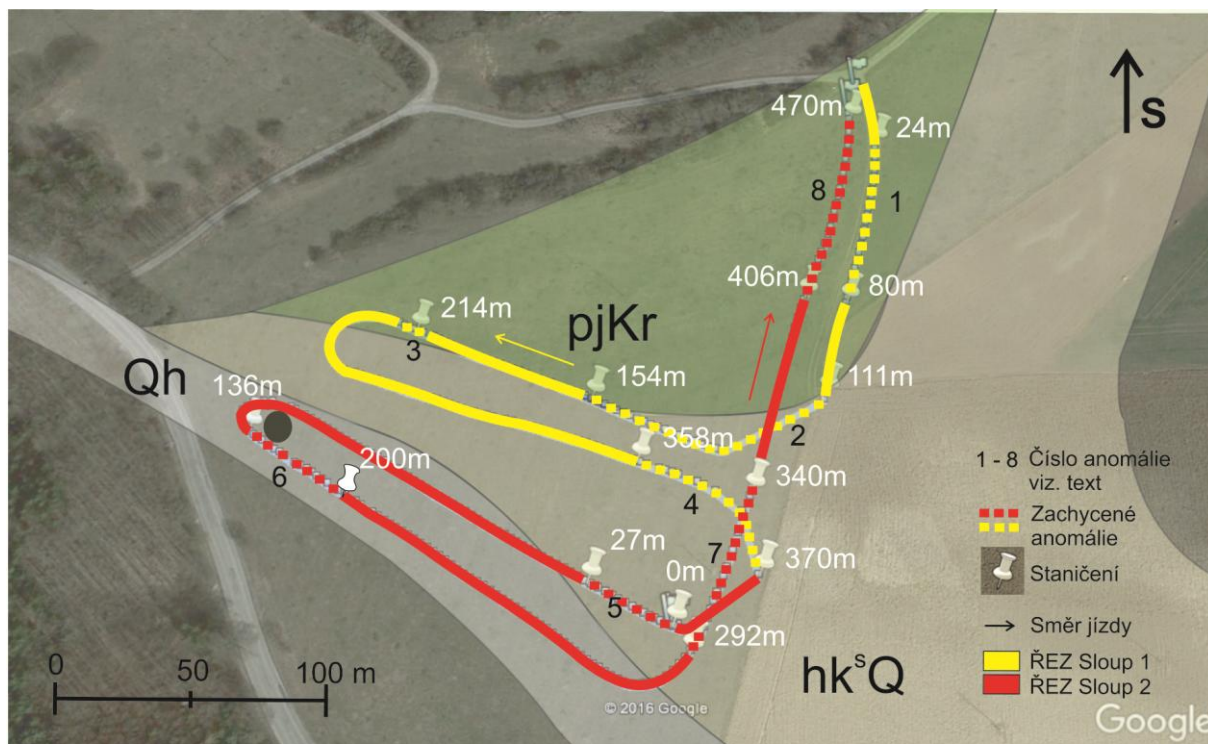
Obr. 12. Profíl MRS1 s vyznačenými geofyzikálními doménami A–C.



Obr. 13. Profíl MRS2 s vyznačenými geofyzikálními doménami A–C.

6.4 Výsledky Georadar

Na základě měření novým typem georadaru LOZA na louce pod lomem Na Bradinách byly vytvořeny dva georadarové řezy (obr. 14).



Kvartérní pokryv

Holocén

Qh Splachové písčitohlinité sedimenty

Pleistocén - holocén

hk^sQ Svahové hlinitokamenité až kamenitohlinité sedimenty

Křída

Svrchní křída

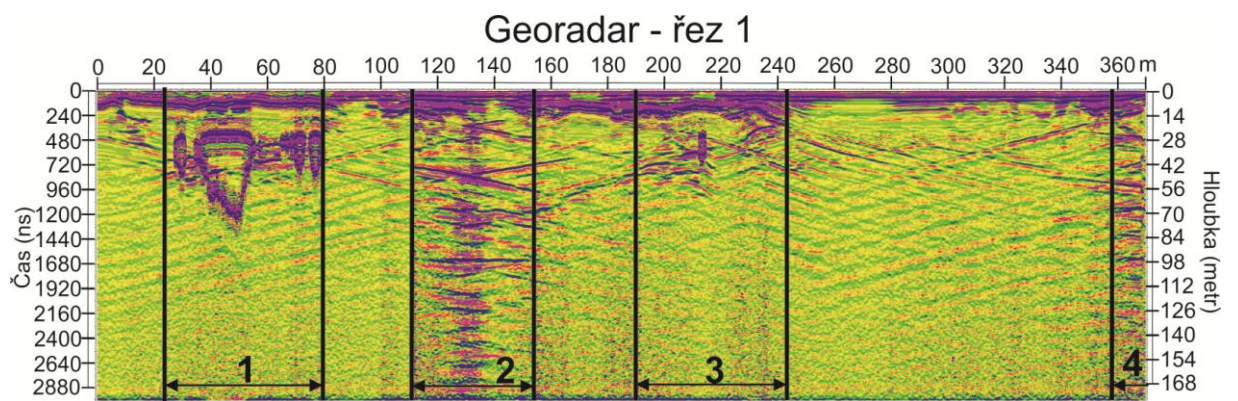
pjKr Rudické vrstvy: pestré kaolinické křemenné písky, jíly

Obr. 14. Oblast lomu pod Bradinami s vyznačenými trajektoriemi řezů proměřených georadarem ROTEG. Tečkovaně jsou vyznačeny úseky v řezech, kde byly zaznamenány anomální struktury. Čísla anomálních úseků odpovídají číslování v obr. 15 a 16. Žlutou barvou je vyznačena trajektorie georadarového řezu 1, červeně pak georadarový řez 2. Korelace trajektorií georadarových řezů s geologickou mapou upraveno podle Baldíka et al. (2016).

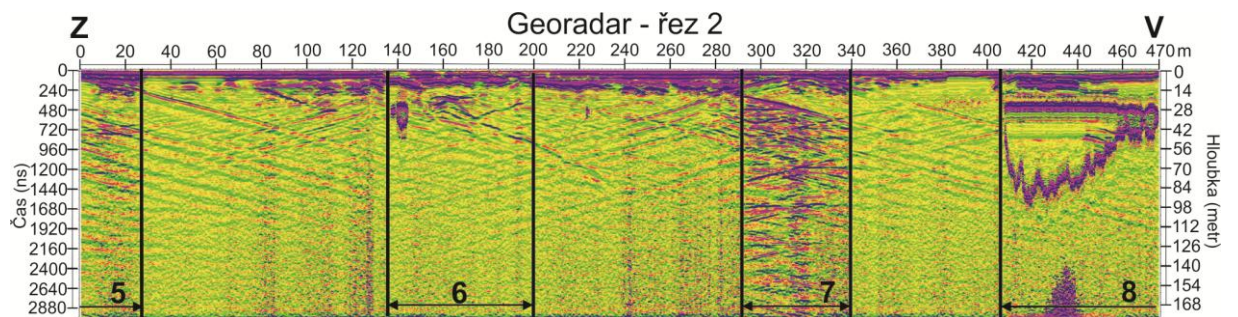
Georadarový řez 1 (obr. 15) má celkovou délku 370 m. V celé délce profilu jsou patrné přípovrchové vrstvy sahající mělce pod povrch (cca do 10 m). U použitého typu georadaru jsou tyto vrstvy nerozlišitelné. V řezu byly vyznačeny dílčí úseky 1 až 4, kde jsou viditelné specifické záznamy z georadaru (obr. 14, 15). Mezi nimi se nacházejí nečíslované úseky, ve kterých jsou patrné pouze slabé šikmé linie představující odrazy od vrstevních ploch. Jejich intenzita se směrem do hloubky vytrácí. Na úseku č. 1. jsou jasně viditelné kontury s ohraničenými okraji. Horní ohraničení těchto kontur je

horizontální a nachází se v hloubce cca 28 m. Spodní ohraničení kontur je konkávní a v nejnižším bodě dosahuje hloubky až 75 m. V úseku č. 2 jsou odrazy od šikmo ukloněných vrstev silné a sledovatelné až do maximální hloubky 170 m. V tomto úseku jsou dále patrné zlomové struktury v hloubce okolo 45 m. V úseku č. 3 byly v hloubce od 23 do 42 m zachyceny struktury, na kterých odrazy vytváří hyperboly. Uprostřed se nachází těleso s ohraničenými konturami podobné těm z úseku č. 1, avšak menšího rozsahu. V úseku č. 4 lze sledovat silné odrazy od vrstevních ploch do hloubky více než 100 m.

Georadarový řez 2 (obr. 16) má celkovou délku 470 m. V celé délce řezu jsou viditelné nerozlišitelné přípovrchové vrstvy sahající do hloubek cca 10 m. V tomto řezu byly vyznačeny úseky 5 až 8 (viz obr. 14, 16) se specifickými záznamy z georadaru. Na úseku č. 5 jsou patrné silné odrazy od vrstevních ploch až do hloubek přes 140 m. Na úseku č. 6. je vidět v hloubce 28–42 m objekt s patrnými konturami. Horní ohraničení objektu je horizontální, spodní je potom konkávní. Ve staničení 155–180 m v rozmezí hloubky 14 až 25 m lze pozorovat i tektonické poruchy a na jejich křížení byl vytvořen krasový objekt. Mezi úseky 6 a 7 vidíme litologii mezivrstevních ploch. Na úseku č. 7. lze sledovat intenzivní odrazy od vrstevních ploch až do maximálních hloubek 170 m. Ve vyznačeném úseku č. 8. se nachází rozsáhlý objekt s patrnými konturami a je ohraničen svrchním horizontálním povrchem v hloubce 27 m a spodní konkávní částí v hloubce až 95 m.



Obr. 15. Georadarový řez 1 s vyznačenými úseky 1až 4 (viz obr. 14).



Obr. 16. Georadarový řez 2 s vyznačenými úseky 5 až 8.

7 Diskuze

Všechna geofyzikální měření probíhala Mezi obcemi Sloup a Šošůvka pod lomem na Bradinách. V podloží v hloubkách okolo 120 m se nachází Šošůvecký koridor který je součástí Amatérské jeskyně. Cílem nebylo nalezení dalších chodeb v této jeskyní úrovni, ale naopak pokusit se vymapovat staré (většinou zasedimentované) chodby vyšší jeskyní úrovně ve smyslu (Hypra 1980) v hloubkách okolo 40 m kam až zasahují geofyzikální metody VDV a georadar, které jsem zvolil pro danou oblast. Metodami elektrické odporové tomografie a mělké refrakční seismiky jsem se snažil zmapovat geologické rozhraní a přiřadit jednotlivé domény litologickým jednotkám.

Od roku 2006 probíhá systematické mapování horní jeskyní úrovně podle Hypra (1980) pomocí metody velmi dlouhých vln (VDV) (Kalenda *et al.* 2005, Kalenda & Duras 2007, 2008, 2010, Kalenda *et al.* 2009a)

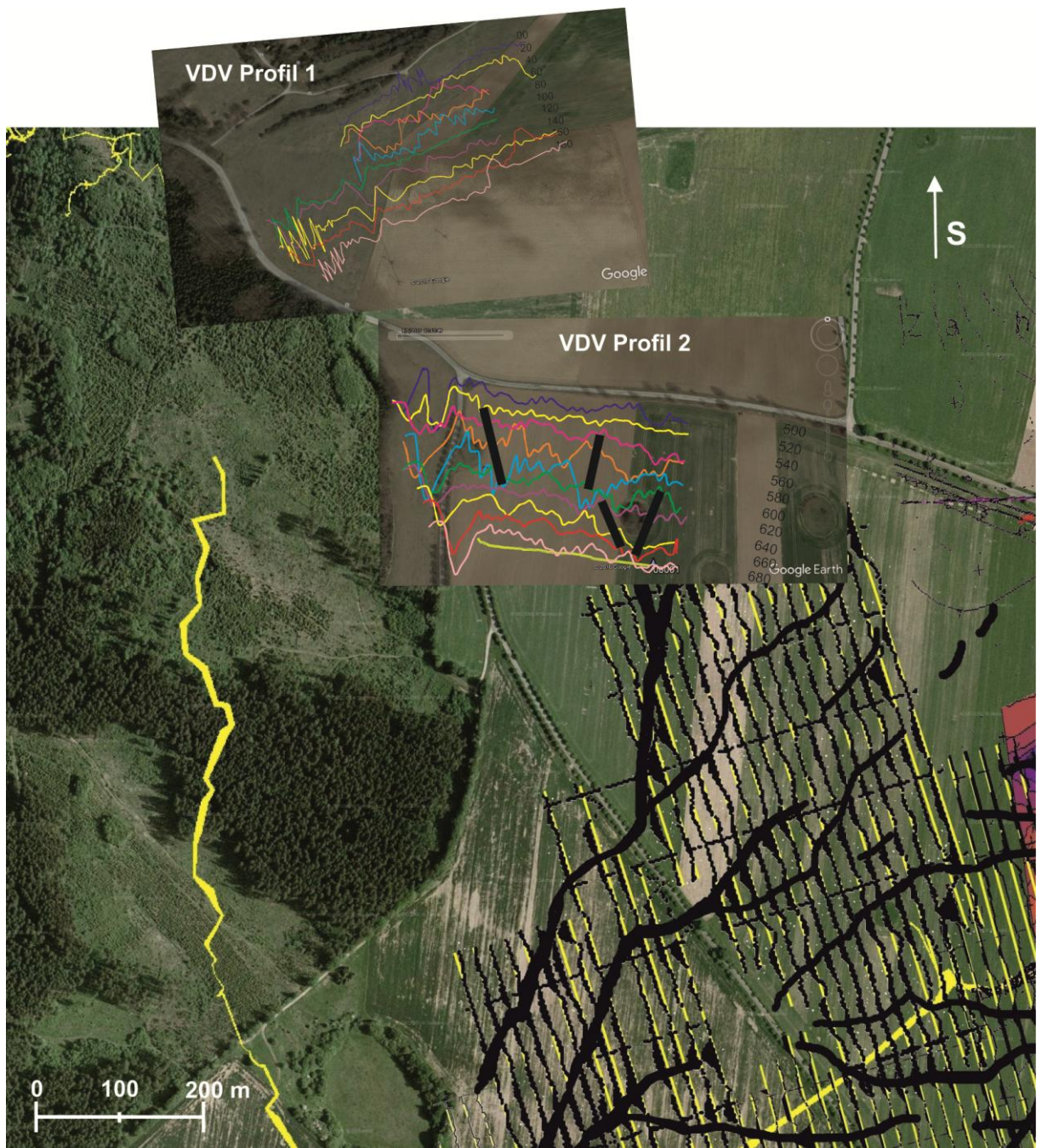
7.1 Diskuze metody velmi dlouhých vln (VDV)

Anomálie A ve VDV profilu 1 je jednoznačně způsobená elektrickým vedením na povrchu. Metoda VDV tedy není vhodná pro měření v blízkosti elektrických vedení z důvodu zkreslení výsledků. Anomálie B má rovněž nepřirodní příčinu. Je způsobena elektrickým kabelem položeným v zemi podél silnice. Tato skutečnost byla ověřena u společnosti Telecom (Kalenda pers. comm. 2017). Skupina anomálií C se nachází v místech, kde byla rovněž georadarem zjištěna struktura (viz obr. 15, 16), která je v souladu s geologickou mapou (viz obr. 4) zřejmě vyplněná rudickými vrstvami (Baldík *et al.* 2016). Anomálie D může být způsobena tektonickou linií nebo okrajem dalšího výskytu rudických vrstev. Ze dvou profilů nelze určit, zda se jedná o plošnou či liniiovou vodivou strukturu.

Vyznačené anomálie A–D ve VDV profilu 2 (obr. 11) vypovídají o tektonické situaci v terénu, která probíhá severojižním směrem. Anomálie A stejně jako VDV Profil 1 je způsobena elektrickým vedením na povrchu. Skupina anomálií B probíhá podél závrtu vedle silnice Sloup–Ostrov. Může vypovídat o lokální tektonice nebo o směru horní jeskyní úrovně podle Hypra (1980). Shluk anomálií C a D je rovněž orientován severojižním směrem a nacházejí se v blízkosti dalšího závrtu. Obdobně jako u

anomálie B se může jednat o tektonickou poruchu či směr horní jeskyní úrovně podle Hypra (1980).

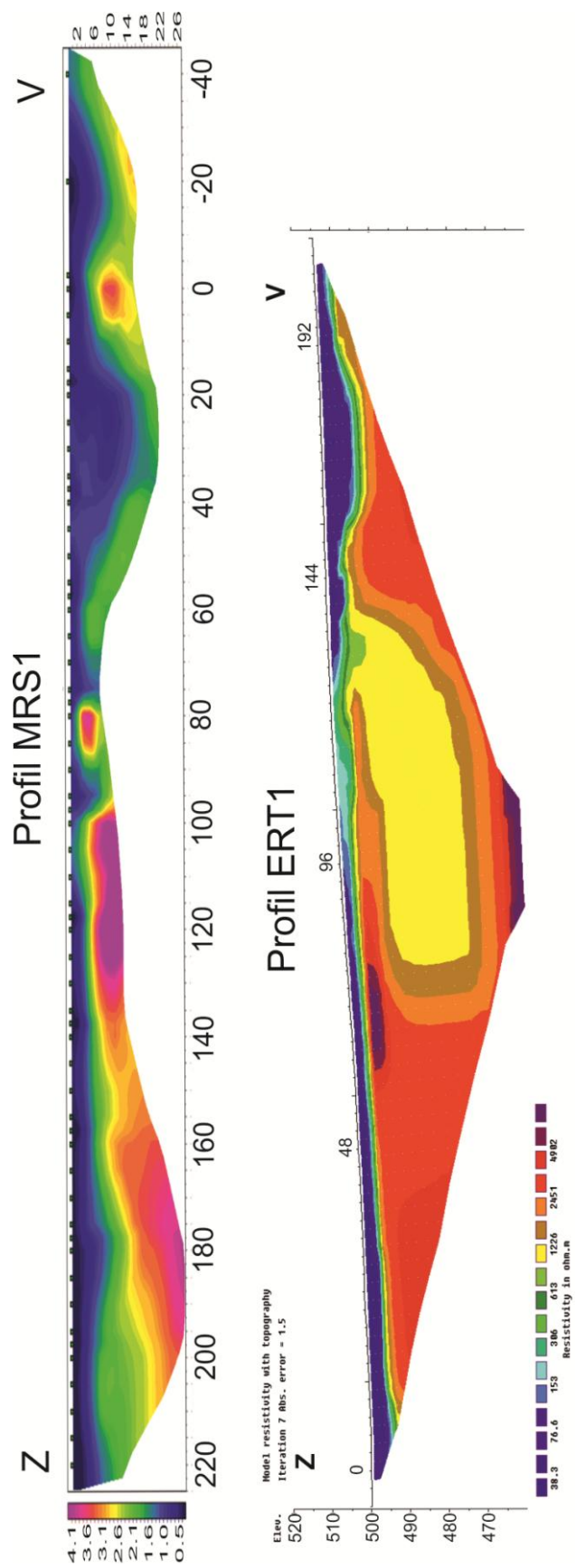
Výsledky zjištěné na VDV profilech 1 a 2 dobře zapadají do celkového geofyzikálního obrazu o průběhu tektonických poruch a jeskynních prostor mezi obcemi Sloup a Ostrov u Macochy (viz obr. 17).



Obr. 17. Mapa proudových hustot zjištěných metodou VDV v letech 2007 až 2010 (Kalenda 2009) doplněná o výsledky získané touto prací na VDV profilech 1 a 2. Černé linie ve VDV profilu 2 označují předpokládané struktury.

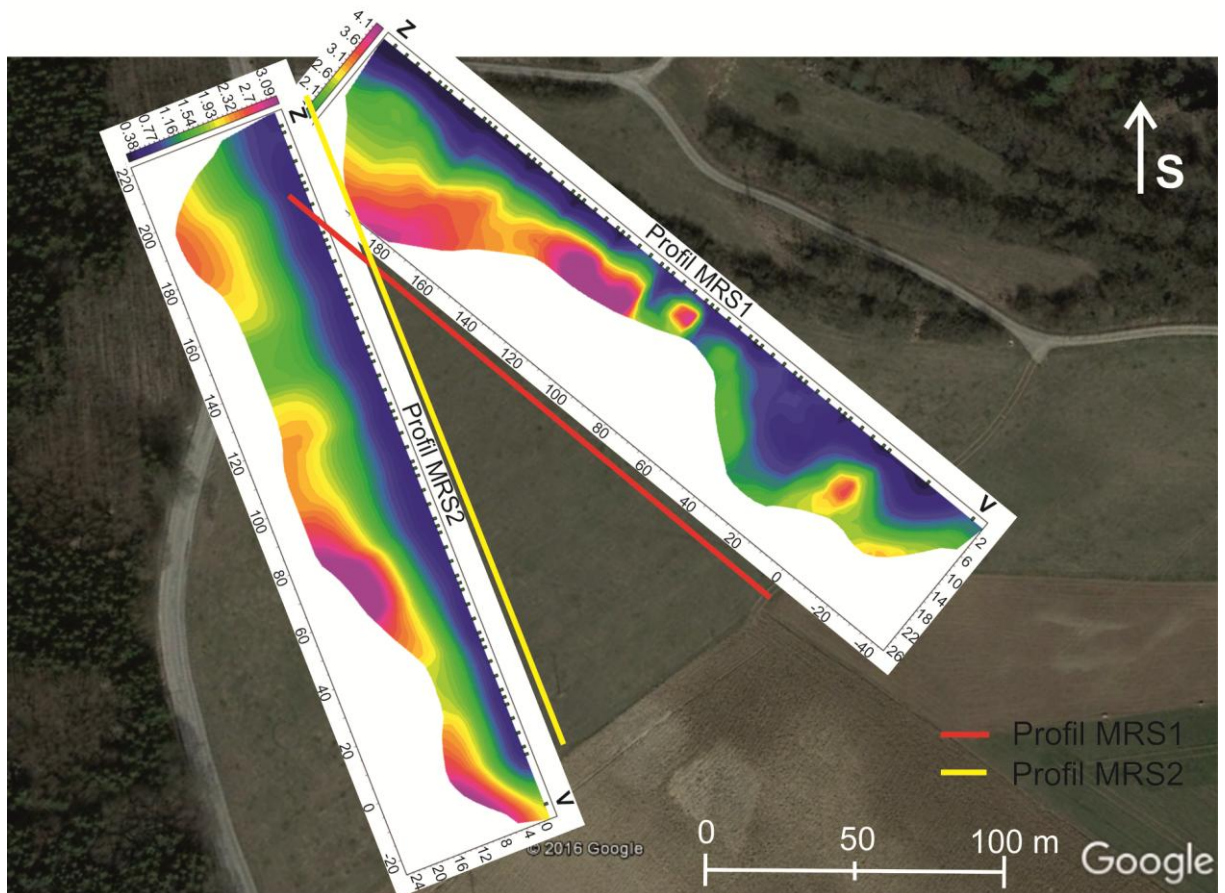
7.2 Korelace elektrické odporové tomografie a mělké refrakční seismiky

Na základě konfrontace profilu elektrické odporové tomografie ERT1 (obr. 11) a profilu mělké refrakční seismiky MRS1, MRS2 (obr. 12, 13) s geologickou mapou a předchozím geologickým průzkumem lze přiřadit rozsahy hodnoty jednotlivých geofyzikálních domén k jednotlivým litologickým jednotkám. Svrchní doména (A) profilu ERT1 se vyznačuje velmi nízkým odporem 40–200 Ω .m. Tyto hodnoty lze interpretovat podle Mussett & Khan (2000) jako nezpěvněný sediment či zvětralínu jílovito-písčitého charakteru. Seismické rychlosti v profilu MRS1, MRS2 v doméně (A) jsou taktéž velmi nízké a rozsah hodnot odpovídá údajům uváděným pro hlinitou půdu, písek či jíl (Mareš 1990). Výše zmíněné informace odpovídají geologické mapě, kde jsou jako kvartérní pokryv skalního podloží vymapovány hlinitokamenité až kamenohlinité svahové sedimenty. Doména (B) profilu ERT1 vykazuje naměřené hodnoty odporů od 2050–4600 Ω .m, což odpovídá masivním vápencům macošského nebo líšeňského souvrství (Dleštík 2013). Obdobně lze interpretovat i doménu (C) v profilu MRS1, MRS2, která se vyznačuje nejvyšší rychlostí průchodu seismických vln ve studovaném profilu (Mareš 1990). Doména (C) profilu ERT1 vykazuje střední hodnoty odporů 950–2000 Ω .m, které podle tabulky Mussett & Khan (2000) odpovídají písku či štěrku. Může se jednat o krasovou depresi, komín nebo závrť vyplněný až k povrchu. Podle geologické mapy (Baldík *et al.* 2016) by doména (C) mohla indikovat také tzv. rudické vrstvy. Doména (B) v profilu MRS1 a MRS2 s rychlostí šíření seismických vln 1,2–1,9 km/s může odpovídat zkrasovělým vápencům. V celém profilu ve staničení 90 m se nachází porucha, kterou mohou interpretovat jako zlom či komín. Porovnání hodnot odporů a rychlosti seismických vln s litologií lze nalézt v pracích Haška a Taraby (1981), Dleštíka (2013) a Kováře (2016).



Obr. 18. Korelované profily ERT1 a MRS1

7.3 Profil MRS2



Obr. 19. Mapa seismických měření na fotografickém podkladu. Mapový podklad zdroj (www4).

Korelací profilů ERT a MRS1 (obr. 18) mohou konstatovat, že metody mělké refrakční seismiky MRS a elektrické odporové tomografie ERT se vzájemně doplňují. Obě metody umožňují spolehlivě rozlišit nezpevněný kvartérní pokryv vykazující nízké hodnoty seismických vln a odporů od skalního podloží, které vykazuje vyšší hodnoty seismických vln (Mareš 1990) i odporů (Mussett & Khan 2000). Kvarterní pokryv na profilech MRS1 a ERT1 není příliš mocný avšak na západní i východní části profilu kvartérní pokryv spadá do větší hloubky než ve středové části profilu, kde vápencové podloží vystupuje téměř k povrchu a kvartérní pokryv je nepatrný. Ve středové části profilu ERT zachytila ve větší hloubce sediment s nízkými odpory interpretovanou v kapitole 7.2. Profil MRS1 tuto doménu nezachytil.

7.4 Georadar

V georadarovém řezu 1 na úseku č. 1 je zřetelná struktura, která se svým odporem (impedancí) výrazně odlišuje od okolních vápenců a je vyplněna subhorizontálními

sedimenty o různých impedancích. Metoda VDV ve stejném místě zachytila anomálii podobných rozměrů. Při porovnání obou metod s geologickou mapou je možno interpretovat tuto anomálii jako depresi vyplněnou rudickými vrstvami (Baldík et al. 2016). Hloubku deprese udává georadar až 75 m. Z georadarového řezu nelze určit, zda se jedná o jeskyni s propadlým stropem, vyplněný závrť či tzv. geologické varhany nebo poloslepé údolí. Stáří struktury bude zřejmě předkřídové a to z důvodu povrchově vymapovaných rudických vrstev.

Na úseku č. 2 lze pozorovat litologii až do maximální hloubky 170 m pravděpodobně z důvodu málo mocného kvartérního pokryvu, který má jinak výrazný tlumící efekt. V hloubce 45 m ve staničení 111 m byla zachycena zlomová nebo přesmyková plocha, která pokračuje až do staničení 153 m a do hloubky cca 60 m. Tato plocha se uklání na západ a odpovídá tedy násunovým plochám uvnitř vilémovických vápenců (Rez 2003).

Na úseku č. 3 hyperbolické odrazy indikují plošně omezené reflexní plochy, které lze interpretovat jako jeskyně nebo korodované tektonické linie.

Na úseku č. 4 lze pozorovat litologii až do hloubky 100 m. To nám značí stejně jako na úseku č. 2, že na vápencích je malá mocnost půdního pokryvu a tedy i nižší útlum impulsu.

Trasa georadarového řezu 2 probíhá téměř paralelně s georadarovým řezem 1 a je tedy možné tyto řezy korelovat.

V georadarovém řezu 2 lze úseky č. 5 a 7 korelovat s úseky č. 2 a 4 v georadarovém řezu 1. V těchto částech profilů je možné pozorovat litologii do maximálních hloubek díky malé mocnosti kvartérního pokryvu. Tuto skutečnost jsem vyzoroval také v terénu, kdy na tomto úseku vycházely vápence až na povrch.

Úsek č. 6 v georadarovém řezu 2 je možné korelovat s úsekem č. 3 v georadarovém řezu 1. V tomto vymezení se nachází obdobná struktura. Hyperbolické tvary ukazují na 2D nebo 3D objekt, který lze interpretovat jako jeskyni či tektonickou linii.

Úsek č. 8 v georadarovém řezu 2 koreluje s úsekem č. 1 v georadarovém řezu 1. Jedná se tedy o stejnou strukturu plošně rozšířenou. Korelací s geologickou mapou a VDV profilem 1 lze strukturu označit jako depresi ve tvaru tzv. geologických varhan, obdobně jako v pískovcovém lomu v Rudici. Pokud tvar dna v georadarovém řezu 1 i 2 v hloubce cca 70–80 m odpovídá skutečnosti je vidět, že dno této struktury je značně členité. Hloubka odpovídá také hloubce dna rudických vrstev v lomu u Rudic cca 100 m (Dvořák in Musil *et al.* 1993).

8 Závěr

V diplomové práci jsem se zaměřil na průzkum podpovrchových krasových jevů a skalního reliéfu geofyzikálními metodami. Metodou velmi dlouhých vln (VDV) se podařilo detekovat několik anomálně vodivých zón, které mohou být hledány jeskyněmi vyšší úrovně ve smyslu Hypra (1980) nebo tektonikou či depresi vyplněné rudickými vrstvami. Metoda je tedy vhodná ke zjištění vodivých anomálií, avšak korelací s mapou a jinými geofyzikálními metodami mohou anomálie přesněji interpretovat.

Elektrická odporová tomografie (ERT) ukázala rozdílné hodnoty odporů. Pohybovaly se v rozmezí 40–4600 Ω .m. na jejichž základě jsem mohl jednotlivé domény přiřadit jednotlivým litologickým jednotkám. Nízké odpory 4–200 Ω .m. odpovídají přípovrchové vrstvě jedná se o kvartérní sedimenty. Střední odpory 950–2000 Ω .m. lze přiřadit písku nebo šterku v daném případě v korelaci s geologickou mapou a ostatními geofyzikálními metodami mohou tuto doménu uvést jako rudické vrstvy. Vysoké odpory 2050–4600 Ω .m. vypovídají o masivních vápencích v podloží.

Mělká refrakční seismika (MRS) indikuje podobný průběh litologických domén jako elektrická odporová tomografie (ERT). Rychlosti kompresních vln se pohybují v rozmezí 0,2–3,1 km/s. Podobně jako u ERT jsem vymezil 3 domény, které jsem přiřadil litologickým jednotkám. Nízké rychlosti v_p vln 0,2–1,2 km/s odpovídají hodnotám hlinité půdy, písku nebo jílu. Střední rychlosti v_p 1,2–1,9 km/s vykazují zkrasovělé vápence. Rychlosti v_p vyšší než 2,0 km/s naznačují masivní vápence.

Na základě měření ERT a MRS mohu říci, že tyto dvě metody mi ukázaly podobné výsledky a je tedy patrné, že metody lze výborně korelovat a navzájem spolu interpretovat.

Nejlépe interpretovatelné výsledky mi přinesl georadar, sloužil pro určení rozhraní jednotlivých vrstev a pomohl mi ověřit přítomnost rudických vrstev. Georadarem jsem byl také schopen rozeznat struktury až v hloubkách sta metrů.

Všechny tyto metody a naměřená data mi posloužily k interpretaci a pochopení problematiky geofyzikálních průzkumů. Doufám, že tato práce bude nápomocna při dalším průzkumu a pochopení geologie v Moravském krasu.

Seznam literatury

- Baldík V., Buriánek D., Novotný R., Otava J., Rez J., Sedláček J., Vít J., (2016):
Základní geologická mapa České republiky 1 : 25 000, list 24-233 Ostrov u
Machy – Geologická mapa. – MS, ČGS.
- Blažková Š. (2005): Metamorfní a strukturní vývoj skarnů v okolí Věcova. – MS PřF
MU diplomová práce Brno.
- Buriánek D. (2009) vysvětlivky k základní geologické mapě 1:25 000, list 24- 112
Jedlová. – Čes. geol. služba Praha
- Dudek A. (1958): Přehled geologických a petrografických výzkumů Českomoravské
vrchoviny a dolnorakouské Lesní čtvrti. – Kniha. Ústř. Úst. geol., **33**, 1-176.
- Hanzl P. (2005): Vysvětlivky k základní geologické mapě 1:25 000, list 14 -333
Svratka. – Čes. geol. služba Praha
- Malý L. (1979): Hlubinná geologická stavba v Rosicko- Oslavanské pánvi. – In:
Problematika geologické stavby uhelných ložisek ve velkých hloubkách.
Sborník konference Zbýšov u Brna., 37 – 50.
- Melichar R. (1993): Přehled geologických výzkumů poličského svrateckého
krystalinika. – Vlastivěd Sbor. Vysočiny, Odd. Věd přír., **11**, 27–73.
- Melichar R. (1995): Strukturní analýza vztahů poličského a svrateckého krystalinika. –
MS Universita Karlova Praha.
- Melichar R. (2004): Vysvětlivky k základní geologické mapě 1:25 000, list 24 - 111
Sněžné. – Čes. Geol. služba. Praha.
- Mísař Z. (1960): Geologické problémy krystalinika na severovýchodním okraji českého
masivu v literatuře od roku 1850. – Krajské nakladatelství Ostrava.
- Němec D. (1968): Die Metamorphose des NE- Randes des Kernes der Bohemische
Masse. – Verh. Geol. Bundesant. (Wien), 1–2, 189-203.
- Daňko J., Blížovský M., (1968): Zpráva o geofyzikálním měření v severní části
Moravského krasu – detailní průzkum. Archiv geografického ústavu ČSAV
v Brně, 42 stran

- Daňko J., Váca F., Ryšavý P., (1966): Zpráva o geofyzikálním průzkumu severní části Moravského krasu. Archiv geografického ústavu ČSAV v Brně, 48 stran
- Demek J. (1987): Obecná geomorfologie. – Academia. Praha.
- Demek J., (1987): Zeměpisný lexikon ČSR. Hory a nížiny. – Academia, Praha.
- Demek J. (1993): Geografická pozice Moravského krasu. In: R. Musil et al.: Moravský
- Diogo L. A. & Prado R. L. (2004): Bedrock imaging using post-critical shallow seismic reflection data. Journal of Applied Geophysics, vol. 57, 1-9 s.
- Dleštík P., (2013): Mělké geofyzikální mapování povrchu hranického krasu metodami odporového profilování a refrakční seismiky – MS, diplomová práce. Universita Palackého, Olomouc. 65 s.
- Dohnal J., Jáně Z., Kněz J., Vilhelm J., & Zima L., (1999): Geofyzikální měření na Labské louce - příspěvek k poznání ploských útvarů. Opera corcontica, roč. 36, s. 5-14. ISSN 0139- 925X.
- Duras R., Hrádecký J., Pánek T., Dušek R., (2005): Využití geofyzikálních metod při analýze georeliéfu horských oblastí. Geografický časopis, roč. 57, č. 3, s. 267-284. ISSN 0016-7193.
- Dvořák J. (1961): Výsledky vrtného výzkumu v severní části Moravského krasu. Sympozium o problémech pleistocénu, 14: 93 – 95. Moravské muzeum. Brno.
- Dvořák J., (1961): Výsledky vrtného výzkumu v severní části Moravského krasu. – Sympozium o problémech pleistocénu, 14: 93–95. Moravské muzeum. Brno.
- Dvořák J., Otava R., (1975): Závěrečná zpráva o geologické situaci Amatérské jeskyně v rámci SPZV II – 5 – 1/13a
- Dvořák J. (1957): Nové poznatky o geologii devonu severní části Moravského krasu. Věstník
- Dvořák J. (1993): Moravské paleozoikum. – In: Přichystal, A. – Obstová, V. & Suk, M. (eds): Geologie Moravy a Slezska, 41-58. Brno.
- Dvořák J., Pták, J. (1963): Geologický vývoj a tektonika devonu a spodního karbonu

- Džuppa P., (1971): Správa o geofyzikálním měření na akci Moravský kras – regionální hydrogeologický průzkum. Archiv UGF, Bratislava 1971
- Hašek V., (1969): Geoelektrické měření v závrtu č. 13. Archiv geografického ústavu ČSAV v Brně
- Hladil J., (1983b): Cyklická sedimentace v karbonátech moravského souvrství. – Zemní plyn a nafta, 28, 1, 1–14. Hodonín.
- Hubbard B., Glasser N., (2005): Field techniques in glaciology and glacial geomorphology. Wiley, Chichester, 400 s.
- Hypr D. (1980): Jeskynní úrovně v severní a střední části Moravského krasu. – Sborník okresního muzea v Blansku, 7: 65–79 s.
- Chábera S., Laštovička Z., Novák V. (1980): Mineralogicko geologická bibliografie Českomoravské vrchoviny, 1786–1975. – Jihočeské muzeum. České Budějovice.
- Chlupáč I., & Zupalová V., (1982): Stratigrafická klasifikace nemetamorfovaného devonu moravskoslezské oblasti – Časopis pro mineralogii a geologii
- Chlupáč I., Brzobohatý R., Kovanda J., Stráník Z., (2002): Geologická minulost České republiky – Academia. Praha.
- Ibrmajer J., (1963): Gravimetrická mapa ČSSR, 1: 200 000, Věstník ÚÚG. Praha., 38, 4: 217 – 226 s.
- Kalenda P., Duras R. (2008): Sledování pokračování horního jeskynního patra Holštejnské jeskyně pomocí metody VDV. Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2007, Brno, s. 90 - 93.
- Kalenda P., Duras R., (2007): Bukovinky – Měření metodou velmi dlouhých vln. – Speleofórum, 26: 80–82. Praha.
- Kalenda P., Duras R., Kučera J., (2002): Geofyzikální a geotechnická měření v Holštejnské jeskyni. – Speleo, 35: 5–11. Praha.

- Kalenda P., Duras R., Kučera J., (2008a): příklady použití geofyzikálních a geotechnických prací v krasových oblastech, se zvláštním zřetelem na Holštejnsko v Moravském krasu. – Speleofórum, 27: 128–132. Praha.
- Kalenda P., Duras R., Kučera J., Mravenec P., (2004): Zjišťování hloubek dna a vývoje Hrádského žlebu. – Speleofórum, 23: 19–22. Praha.
- Kalenda P., Duras R., Kučera J., Mravenec P., (2005a): Zjišťování hloubek dna přítoků do Hrádského žlebu. – Speleofórum, 24: 3–5. Praha.
- Kalenda P., Kučera J., (1999a): Seisické měření hloubky dna Holštejnské jeskyně. – 29/2000: 9–11. Praha.
- Kalenda P., Kučera J., (1999b): Seismické měření v Holštejnské jeskyni. – Estavela, 3/99: 23–26.
- Kalenda P., Kučera J., (2001): Penetrační měření v Tunelové chodbě jeskyně Spirálka v severovýchodní části Moravského krasu. – Speleo, 33: 8–9. Praha.
- Kalenda P., Kučera J., Mravenec P., (2005): Vývoj jeskynních systémů v severní části Moravského krasu s přihlédnutím k novým poznatkům z Holštejnské jeskyně. – Acta Mus. Morav., Sci. geol., XC: 191–216. Brno.
- Kalenda P., Mravec P., Musil F., (2009a): Gravimetrické ověřování anomálií VDV na Ostrovské plošině v Moravském krasu. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2009: 135–138.
- Kalenda P., Duras, R. (2010): Kde hledat pokračování jeskyně Balcarky? Speleofórum 2010, 115-118.
- Kalenda P., Mravenec P., Duras R., Musil F. (2009): Mapování horního jeskynního patra na Ostrovské plošině v roce 2008 pomocí geofyzikálních metod. Speleofórum 2009, Vol. 28, 120-123.
- Kalvoda J. – Bábek O. – Fatka O. – Leichmann J. – Melichar R. – Nehyba S. & Špaček P. (2007): Brunovistulian Terrane (Bohemian Massif, Central Europe) from late Proterozoic to late Paleozoic: a review. – Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch), 97, 497-518.

- Kettner R., (1970): Geologický a geomorfologický vývoj Moravského krasu a jeho okolí – In: Absolon K.: Moravský kras II, 261-284. Academia. Praha.
- Kettner R. (1960): Morfologický vývoj Moravského krasu. – Čs. Kras, 12: 47-84. Praha.
- Kettner R. (1970): Geologický a geomorfologický vývoj Moravského krasu a jeho okolí
In:
kras - Labyrinty poznání, 2629. GEOprogram. Adamov.
- Kraus L., Mayer S., (1988): Použití geofyzikálních metod při průzkumu krasu. – Stalagmit, 3/1988 (42): 3–31. Praha.
- Kroová H., & Karous M., (1999): Možnosti použití geofyzikálních metod: při ověřování nejasných strukturně geologických, popř. jiných vztahů na lokalitách při průzkumu a nápravě starých ekologických zátěží. Planeta: Odborný měsíčník pro životní prostředí. Praha: Ministerstvo životního prostředí ČR ve spolupř. s firmou Vipera s.r.o., 1999, roč. VII, č. 1/99. ISSN 12-10-4124.
- Kunský J., (1950): Kras a jeskyně. – Čs. společnost zeměpisná v Přírodovědeckém nakladatelství, 121-125, 133. Praha
- Loke M., H. (1999): Electrical imaging surveys for enviromental and engineering studies, A practical guide to 2-D and 3-D surveys. – Penang, Malaysia, 57 s.
- Macháček J., (2001): Aplikace geofyzikálních metod v geotechnickém inženýrství a oborech. In: Geotechnické inženýrství. Praha: ČVUT, Fakulta stavební, Praha, 32-44 s.
- Mareš S., Gruntorád J., Hrách S., Karous M., Marek F., Matolín M., Skopec J., (1990): Úvod do užité geofyziky, SNTL, Praha
- Mašín J., Válek R., (1963): Přehled užité geofyziky pro geology, Státní pedagogické nakladatelství, Praha.
- Mísař Z., Dudek A., Havlena H., Weiss J. (1983): Geologie ČSSR I. Český masív. – Státní pedagogické nakladatelství, Praha, 336 s.

- Mísař Z., Dudek A., Havlena V., Weiss J. (1983): Regionální geologie ČSSR I. Český masiv. – Stát. pedagog. nakladatel. Praha
- Mokrý T. (2010): Další nové poznatky o průběhu jeskynních systémů vázaných na podzemní tok Sloupského potoka – výzkumy a objevy roku 2009, Speleofórum 2010 Vol. 29, 17–24 s.
- Mokrý T. (2019): Překvapující poznatky o průběhu jeskynních systémů vázaných na podzemní tok Sloupského potoka – výzkumy a rozsáhlé objevy v roce 2008, Speleofórum 2019 Vol. 28, 11–20 s.
- Musil R., Balák I., Demek J., Dvořák J., Gaisler J., Grolich V., Havel H., Hypr D., Ložek V., Příbyl J., Quitt E., Raušer J., Slezák L., Souchupová V., Štelcl O., Štefka L., Valoch K., Vaněčková L., Vašátko L., Vlček V., Vodička J. & Zíma J., (1993): Moravský kras, labyrinty poznání – GEO program. Brno
- Mussett A. E., Aftab Khan M., (2000): Looking into the Earth, An introduction to geological geophysics. Cambridge Univ. Press. 470 s.
- Pelíšek J. (1976): Geochemistry of sediments and pedosediments in sinkholes of the Moravian Karst. – Čs. Kras, 28: 49-57. Praha
- Příbyl J. & Rajman, P. (1980): Punkva a její jeskynní systém v Amatérské jeskyni. – Stud. Geogr., 68. 141 str. Brno.
- Rosiwal A. – Tietze, E. (1894): Aus dem krystallinischen gebiete des Oberlaufes der Schwarzwawa III. – Verh. Geol. Reichsanst. (Wien), **1894**, 4, 136–148.
- Rez J., (2003): Strukturní analýza jižní části Moravského krasu v lomech Mokrá a okolí – MS, diplomová práce. Přírodovědecká fakulta Masarykovy University. Brno.
- Schrott L., Sass O., (2008): Application of field geophysics in geomorphology: Advances and limitations exemplified by case studies. Geomorphology, Vol. 93, 55-73 s.
- Skoček V. (1980): Nové poznatky o litologii devonských bazálních klastik na Moravě. - Věst. Ústř. Úst. geol., 55, 1: 27-37. Praha.

- Smolíková L., - Kadlec, J. (1993): Interglaciál v holštejnském údolí v Moravském krasu.- Věst. Čes. Geol. Úst, 68, 4, 63-64.
- Smolová I., Vitek J., (2007): Základy geomorfologie – vybrané tvary reliéfu. – Univerzita Palackého, 189 s., Olomouc.
- Tábořík P., Pánek T. (2010): Electrical resistivity tomography in the reserch of the mountain reliéf: case studies from the flysh Carpathians. XXII sjezd České geografické společnosti Ostrava 2010: Geografie pro život ve 21. století: sborník příspěvků České geografické společnosti
- Tomek Č., (1971): Detailní tíhové měření na vápencové lokalitě Mladeč. – Nепublikovaná zpráva, Geofyzika Brno. Archív Geofond Praha.
ústředního ústavu geologického, 32, 5, 353356. Praha.
- Vít J. (1996): Fluviální sedimenty severní části Moravského krasu. – MS, disertační práce, PřF MU. Brno.
- Weiss J., (1977): Fundament moravského bloku ve stavbě evropské platformy. — Folia facultatis scientiarum naturalium universitatis Purkynianae Brunensis, Geologia, 18, 13. Brno.
- Zapletal K., (1923): Geotektonická stavba Moravského krasu. – Časopis Moravského zemského muzea v Brně, 20–21, 220 – 256. Brno.
- Zukalová V., (1960, 1961): Zpráva o výzkumech stromatoroidové a korálové fauny devonských vápenců Moravského krasu. Zprávy o geol. výzkumech Zoubek, V. (1946): Stratigrafie krystalinických sérií při rozhraní moldanubika a moravika v západní části svratecké klenby. – Sbor. Stát. geol. Úst., **24**, 463 – 481.

URL a jiné zdroje

www1: Georadar Tengler

Dostupné z: <http://www.georadar.rtg-tengler.cz/pouziti-georadaru> - (adresa platná k 10. 7. 2017)

www2: Ministerstvo zahraničních věcí České republiky

Dostupné z:

http://www.mzv.cz/lisbon/cz/kultura/krajane/informace_pro_krajanske_spolky_k.htm - (adresa platná k 6. 7. 2017)

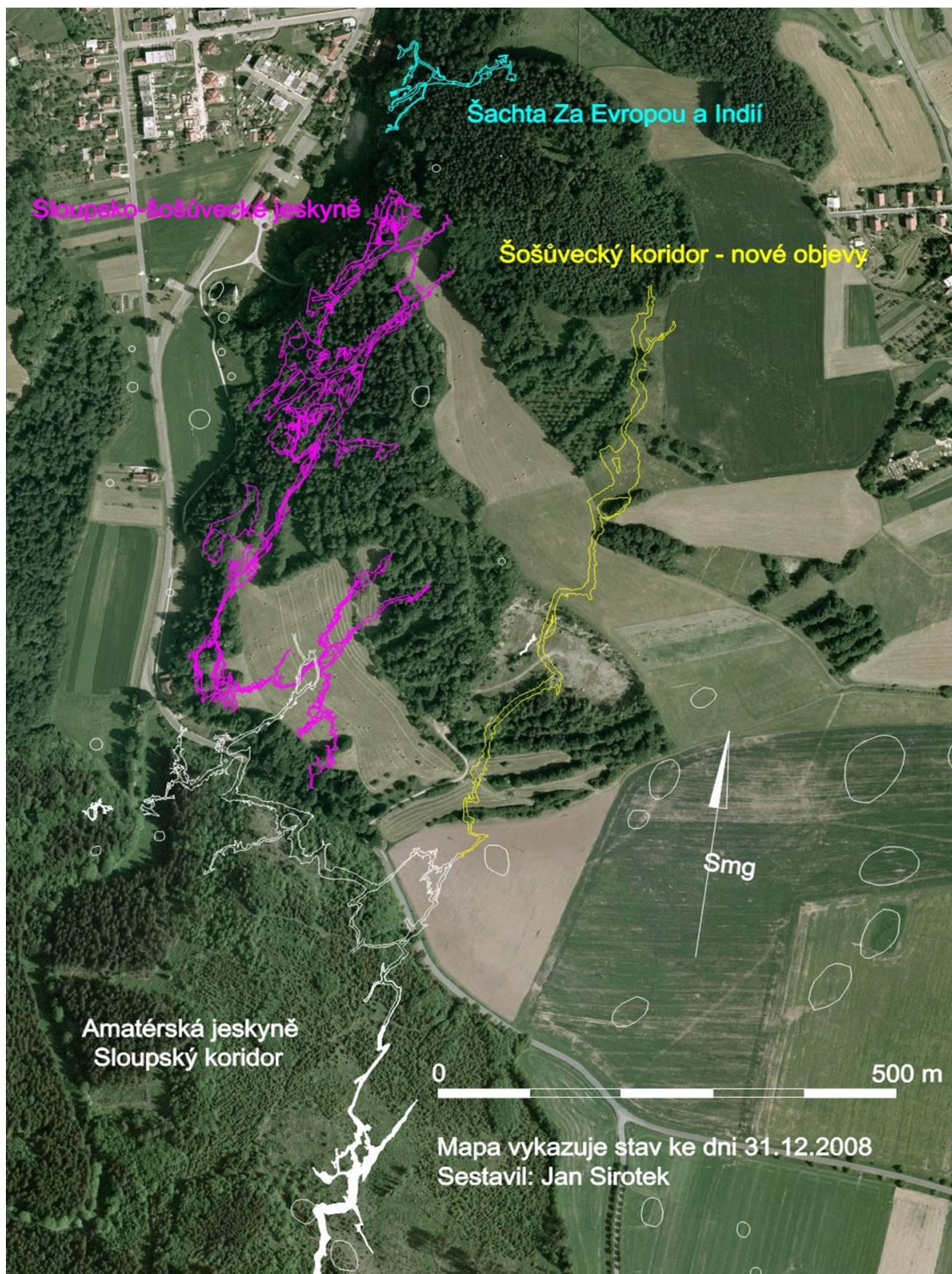
www3: Kras a pseudokras

Dostupné z: <http://docplayer.cz/18079622-Kras-a-pseudokras-brozura-pro-studenty-k-vyukovemu-programu.html> - (adresa platná k 6. 7. 2017)

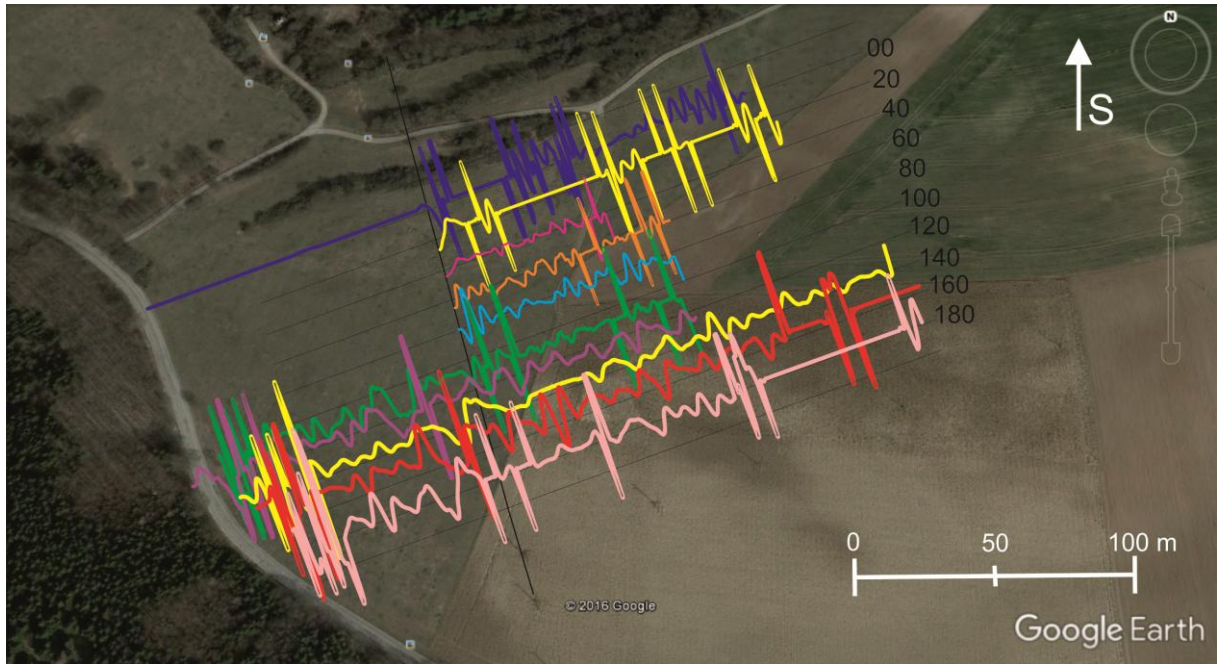
www4: Google mapy

Dostupné z: <https://www.google.cz/maps> - (adresa platná k 10. 7. 2017)

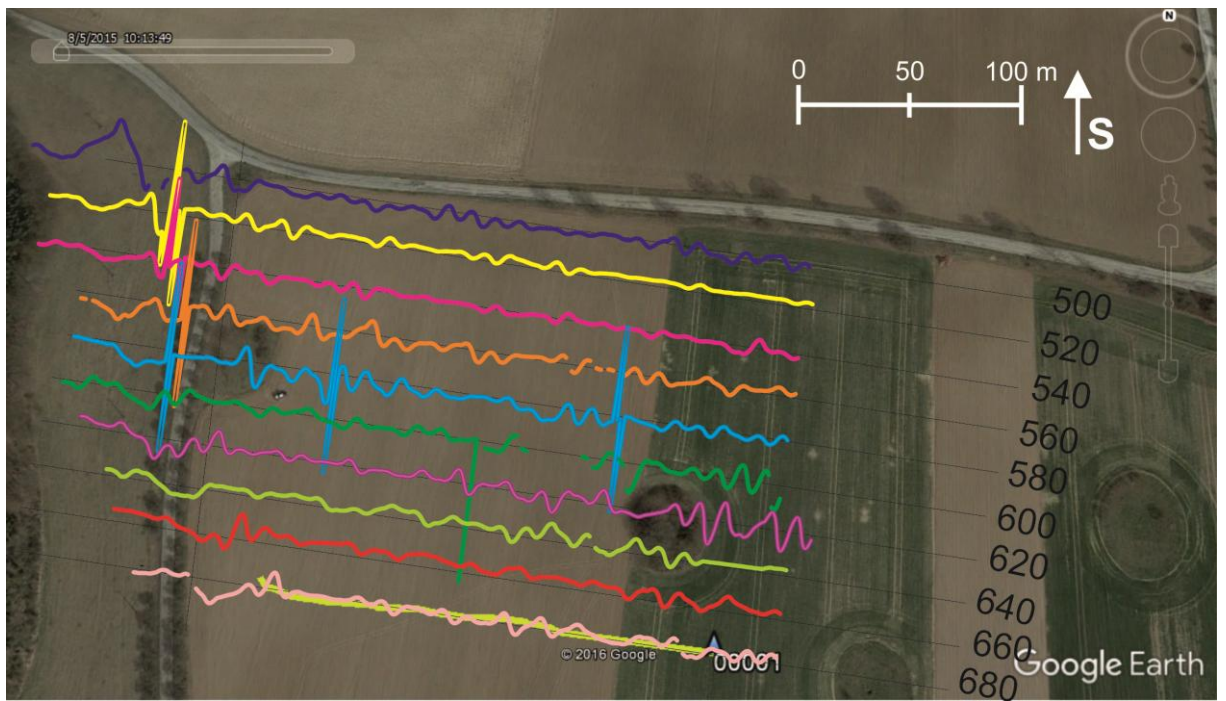
Přílohy



Příloha 1: Amatérská jeskyně, Šošůvecký koridor, situace vůči povrchu, žlutě jsou vyznačeny nové objevy. Sestavil Sirotek (Sirotek (2008) in Mokřý 2009).



Příloha 2: Neinterpretované hodnoty gradientů profil VDV1



Příloha 3: Neinterpretované hodnoty gradientů profil VDV1