

UNIVERZITA PALACKÉHO V OLOMOUCI  
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA  
KATEDRA GEOLOGIE



**GEOFYZIKÁLNÍ VÝZKUM HRADISKA TEPENEC**

Bakalářská práce

Zuzana Tejkalová

Environmentální geologie (B1201)

Prezenční studium

Vedoucí práce: Mgr. Martin Moník, Ph.D.

Olomouc 2017

Prohlašuji, že jsem zadanou bakalářskou práci vypracovala samostatně pod vedením pana Mgr. Martina Moníka, Ph.D. a veškerou použitou literaturu a zdroje jsem uvedla v seznamu literatury.

V Olomouci, dne

.....

Poděkování:

Velké poděkování patří mému vedoucímu bakalářské práce Mgr. Martinu Moníkovi za pomoc při měření v terénu, cenné rady při laboratorním zpracování výsledků a velkou trpělivost při zpracování práce. Dále bych chtěla poděkovat manželům Vránovým za seznámení se situací na dané lokalitě.

## **Bibliografická identifikace**

**Jméno a příjmení autora:** Zuzana Tejkalová

**Název práce:** Geofyzikální výzkum hradiska Tepenec

**Typ práce:** bakalářská práce

**Pracoviště:** Přírodovědecká fakulta Univerzity Palackého, katedra geologie

**Vedoucí práce:** Mgr. Martin Moník, Ph.D.

**Rok obhajoby práce:** 2017

**Abstrakt:** Práce je výsledkem geofyzikálního výzkumu předhradí bývalého hradiska Tepenec a jeho interpretace. Pomocí elektrické odporové tomografie (ERT) se pokusila lokalizovat části původního opevnění středověkého hradu a možné výskyty dalších pravěkých a středověkých objektů. Metoda ERT měří měrný odpor hornin. Získané hodnoty jsem zpracovala do 2D profilů, pseudo-3D a 3D modelů. Tyto hodnoty jsou porovnávány s geofyzikálním průzkumem z roku 2005, který se uskutečnil pomocí multifrekvenční metody dipólového elektromagnetického profilování (DEMP) a georadaru (GPR). V práci byly potvrzeny výsledky předchozího průzkumu a interpretovány s poznatky z dostupných pramenů o hradisku Tepenci.

**Klíčová slova:** elektrická odporová tomografie (ERT), geofyzika, rezistivita, Tepenec

**Jazyk:** Český

**Počet stran:** 32

**Počet příloh:** 4

## **Bibliographic identification**

**Author's first name and surname:** Zuzana Tejkalová

**Title:** Geophysical Research of Tepenec hillfort

**Type of thesis:** bachelor's thesis

**Institution:** Palacký University in Olomouc, Faculty of Science, Department of Geology

**Supervisor:** Mgr. Martin Moník, Ph.D.

**The year of presentation:** 2017

**Abstract:** My thesis deals with the geophysical research of the glaxis of the former castle Tepenec. Using electric resistivity tomography (ERT), I made an effort tries to locate parts of the original fortification of the medieval castle and possible occurrences of other prehistoric and medieval objects. ERT measures the resistivity of the rocks. Results are processed into 2D profiles, pseudo-3D, and 3D models. The results are compared with the Geophysical Survey from 2005, which was carried out using the multi-frequency method of dipole electromagnetic profiling (DEMP) and georadar (GPR). The results of the previous survey were confirmed and re-interpreted with the knowledge of available sources about former castle Tepenec.

**Key words:** electrical resistivity tomography (ERT), geophysics, resistivity, Tepenec

**Language:** Czech

**Number of pages:** 32

**Number of appendices:** 4

## Obsah

1. Úvod.....	3
2. Geomorfologie a geologie studované oblasti .....	4
2.1. Geomorfologie.....	4
2.2. Geologie .....	5
2.2.1. Kulm Nízkého Jeseníku.....	6
3. Tepenec .....	8
3.1. Historie.....	8
3.2. Archeologické výzkumy .....	8
3.3. Geofyzikální prospekce – předhradí.....	9
4. Geofyzika .....	10
4.1. Geofyzikální metody .....	10
4.1.1. Geoelektrické metody.....	10
5. Stejnoseměrné odporové metody.....	12
5.1. Odporové profilování.....	15
5.2. Multielektrodové profilování (ERT).....	16
5.3. Uspořádání elektrod.....	18
5.3.1. Wenner .....	18
5.3.2. Wenner-Schlumberger.....	18
5.3.3. Dipól – dipól.....	19
5.3.4. Pól – pól.....	19
5.3.5. Pól – dipól.....	20
6. Metodika.....	21
6.1. Oblast měření .....	21
6.2. Použité přístroje.....	21
6.3. Měření.....	22
6.4. Laboratorní etapa – softwarové zpracování .....	22
7. Výsledky.....	23
7.1 Odporové profilování.....	23
2D profily .....	24
Pseudo-3D a 3D modely .....	25
8. Diskuze a závěr .....	28
Použitá literatura.....	30

Internetové zdroje .....	31
Seznam obrázků .....	32
Přílohy	
Příloha 1 – Geomorfologie a archeologie	
Příloha 2 – Geofyzikální prospekce	
Příloha 3 – 2D profily s různým uspořádáním elektrod	
Příloha 4 – Nadmořské výšky	

## 1. Úvod

Hrad Twingenberg / Tepenec byl založen ve 14. století Karlem IV. O koupi hory Tepenec, která dříve patřila k biskupským statkům, jednal Karel IV. s olomouckým biskupem Janem Volkem. Účelem koupě tohoto místa a vybudování hradu, bylo posílení moci a ochrana tzv. Jívovské stezky, která směřovala z Moravy do Slezska. Na hradě vznikla celnice s tržnicí a sídlil zde i popravčí (Tymonová a Kalábek, 1998). Dochovaná listina z 29. 7. 1340 obsahuje údaje vymezující území, o které měl Karel IV. zájem. Listina také obsahovala práva purkrabího a popravce. Doklad o zániku hradu je z 9. 1. 1406 v olomouckých zemských deskách. Uvádí se v něm, že hrad Tepenec je zříceninou. Příčinou zániku Tepence a i jiných hradů a tvrzí, byly vleklé spory mezi dědici markraběte Jana Jindřicha (posledního purkrabího na Tepenci) – Joštem, Janem Soběslavem a Prokopem (Plaček, 2001).

Od roku 1968 zde probíhají s mnohaletými pauzami archeologické výzkumy, během kterých bylo nalezeno mnoho archeologických objektů. Vzhledem k výskytu kamenolomu na úpatí kopce je území bývalého hradiska postupně odtěžováno (Vránová a Vrána, 2005).

Cílem bakalářské práce je pomocí geofyzikálních metod lokalizovat části původního opevnění středověkého hradu a možné výskyty dalších pravěkých a středověkých objektů.

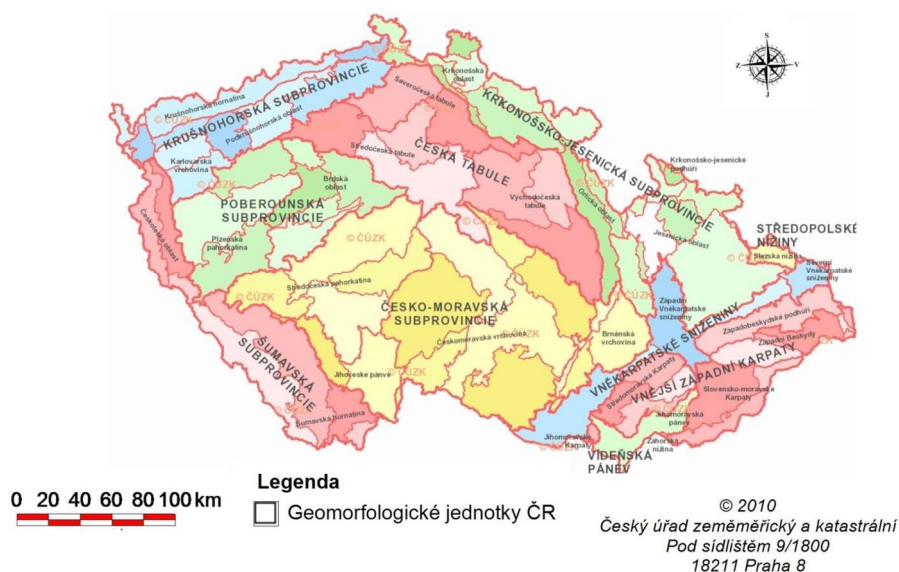
Rešeršní část je zaměřena na stručnou geologickou charakteristiku zájmové oblasti a archeologickou situaci hradiska. Podrobněji je zde zpracována obecná problematika odporového profilování a jeho využití při výzkumu archeologických objektů a uloženin.



## 2. Geomorfologie a geologie studované oblasti

### 2.1. Geomorfologie

Podle geomorfologického členění České republiky (Obr. 1) se studovaná oblast rozkládá na území Domašovské vrchoviny. Tento podcelek náleží do celku Nízkého Jeseníku, který spadá do Jesenické oblasti (Příloha 1 – Obr. 1). Dále pak podle geomorfologického členění, řadíme tuto oblast do Krkonošsko-jesenické subprovincie, která spadá pod provincii České vysočiny (Demek et al., 2006).



Obr. 1: Geomorfologická mapa ČR, upraveno z [www.geoportal.cuzk.cz](http://www.geoportal.cuzk.cz), [www1.](http://www1.)

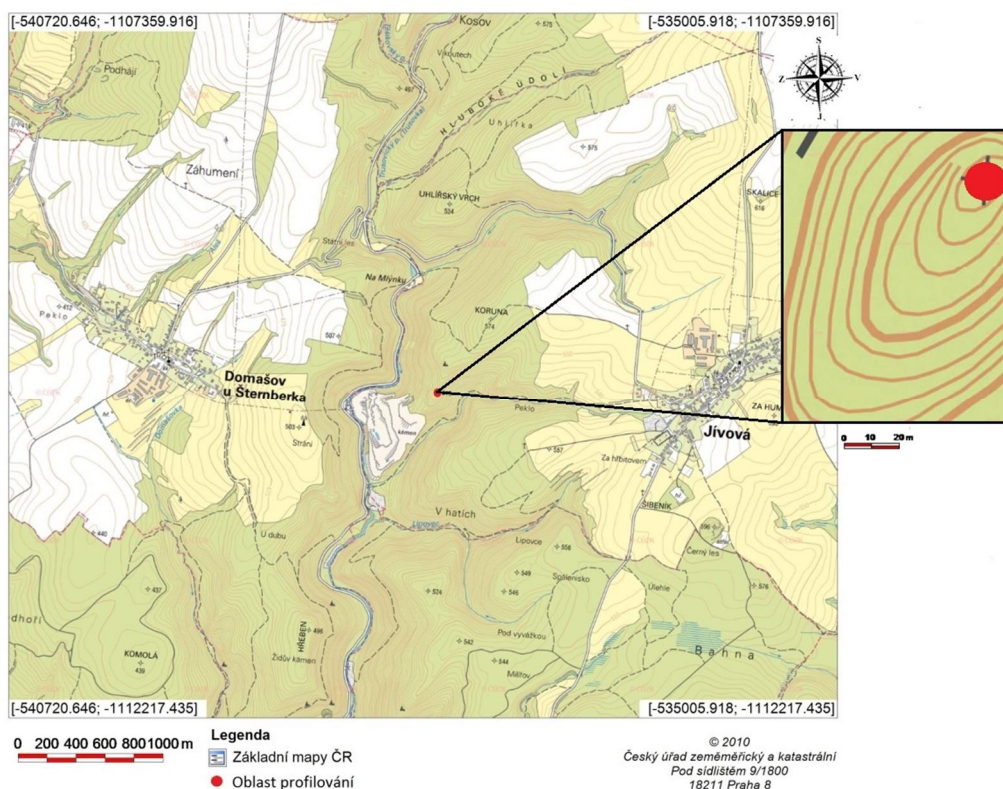
V následující tabulce se nachází souhrnné geomorfologické členění Nízkého Jeseníku (Demek et al., 2006).

Tab. 1: Geomorfologické členění Nízkého Jeseníku podle Demka et al. (2006).

System	Hercynský
Provincie	České vysočina
Subprovincie	Krkonošsko-jesenická
Oblast	Jesenická
Celek	Nízký Jeseník
Podcelek	Domašovská vrchovina
Okrsek	Radíkovská vrchovina
	Jívovská vrchovina
	Červenohorská vrchovina
	Libavská vrchovina

Nízký Jeseník se nachází na východním okraji České vysočiny. Je tvořen menšími geomorfologickými podcelky a to Brantickou vrchovinou, Stěbořickou pahorkatinou, Bruntálskou vrchovinou, Slunečnou vrchovinou, Domašovskou vrchovinou, Vítkovskou vrchovinou, Oderskými vrchy a Tršickou pahorkatinou (Demek et al., 2006).

Studovaná oblast, kde se bývalé hradiště Tepenec rozkládalo, spadá do Domašovské vrchoviny. Je to členitá, kerná vrchovina se zbytky holoroviny, která se rozkládá v ploše 466,03 km<sup>2</sup> se střední nadmořskou výškou 547,5 m (Demek et al., 2006). Lokalita Tepenec patří do katastrálního území obce Jívová a nachází se jihozápadně od vrchu Koruna (573,6 m n. m.), 2 km západně od obce Jívová a východně od obce Domašov u Šternberka. V sj. směru západně podél bývalého hradiska, nyní Bělkovického kamenolomu, teče Trusovický (také Bělkovický) potok (Obr. 2).



Obr. 2: Oblast výzkumu, upraveno z [www.geoportal.cuzk.cz](http://www.geoportal.cuzk.cz), [www2](http://www2).

## 2.2. Geologie

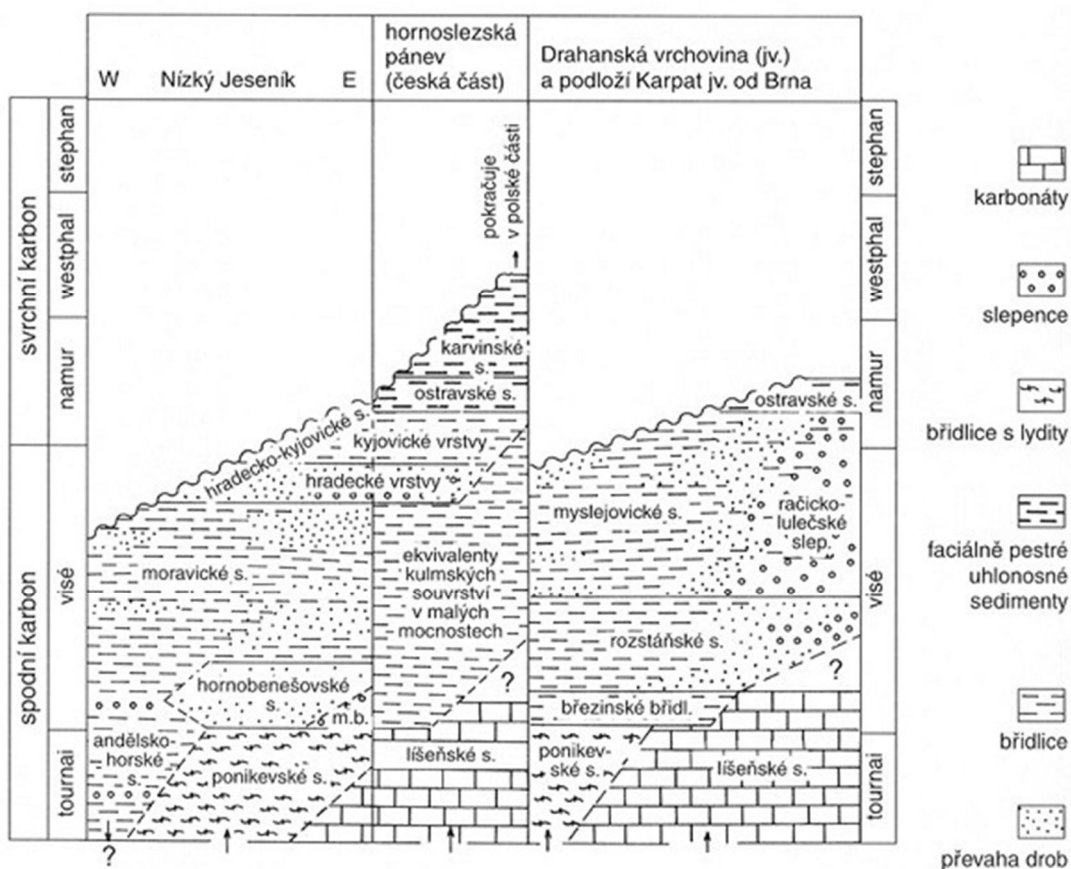
Vývoj Nízkého Jeseníku byl ovlivněn kadomskou orogenezí a variskou kolizí. Nízký Jeseník se nachází na nejvýchodnější části České vysočiny. Horniny, kterými je tvořen, jsou paleozoického stáří diskordantně uložených na proterozoickém krystaliniku (Chlupáč et al., 2011).

Kulm moravskoslezské oblasti je tvořen rozsáhlými tektonickými strukturami, vznikající v předpolí variského orogénu, které mají pánevní charakter (Kumpera, 1983).

Sedimenty spodnokarbonského stáří, jejichž sedimentace pokračuje ze svrchního devonu, jsou v pánvi Nízkého Jeseníku vyvinuty ve vápencových a břidličnatých faciích. V moravskoslezském kulmu se vyčleňují drahanský kulm a kulm Nízkého Jeseníku (Hartley a Otava, 2001).

### 2.2.1. Kulm Nízkého Jeseníku

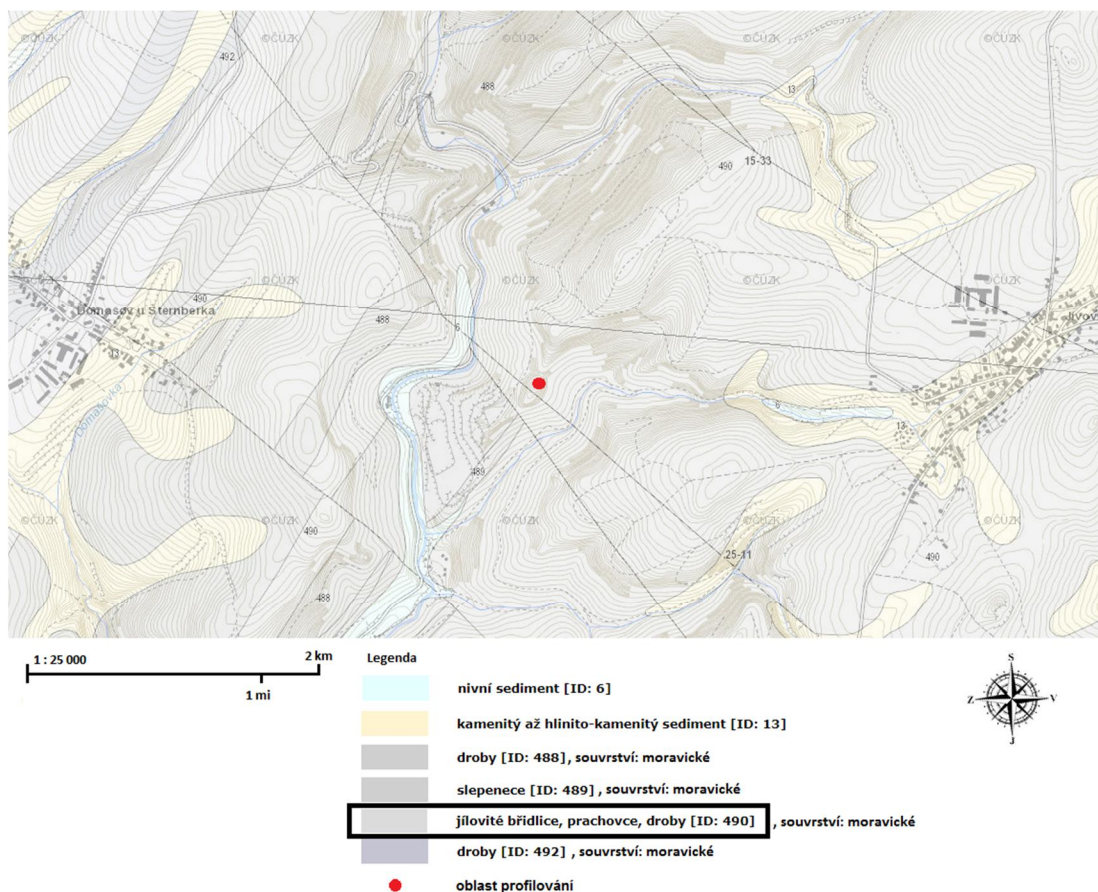
Kulm Nízkého Jeseníku se skládá ze čtyř souvrství – andělskohorského, hornobenešovského, moravického a hradecko-kyjovického (Obr. 3).



Obr. 3: Stratigrafické schéma karbonu moravskoslezské oblasti (Chlupáč, 2011).

Andělskohorské souvrství, které je položeno nejzápadněji, je nejstarší litostratigrafickou jednotkou flyšového vývoje (Dvořák, 1994). Jde o téměř 1000 m mocný sled rytmicky se střídajících jemno- až hrubozrnných gradačně zvrstvených drobových poloh. Na východě přechází toto souvrství do souvrství hornobenešovského. Převažují v něm především droby, těžící se v některých lomech (Valšov, Bělkovické údolí). Na toto souvrství pak dále navazuje moravické souvrství. Tato významná jednotka v nadloží hornobenešovského souvrství je tvořena flyšovými sedimenty, ve kterých převažují tmavě šedé prachovité jílové břidlice a prachovce. Mocnost tohoto souvrství se odhaduje na více než 1500 m (Chlupáč et al., 2011). Za bázi

moravického souvrství, které se nachází v zájmové oblasti (Obr. 4), se považují droby s polohami slepenců, které se vyskytují v Bělkovickém údolí před aktivním lomem u Domašova nad Bystricí až do západního Leskovce (Dvořák, 1994). Posledním, nejmladším souvrstvím kulmu Nízkého Jeseníku je hradecko-kyjovické souvrství, které se dělí na dvě vrstvy (Chlupáč et al., 2011). Hradecká vrstva je tvořena lavicovitými drobami s čočkami slepenců, a kyjovická vrstva je tvořena prachovými a jílovými polohami s vložkami drob (Dvořák, 1994).

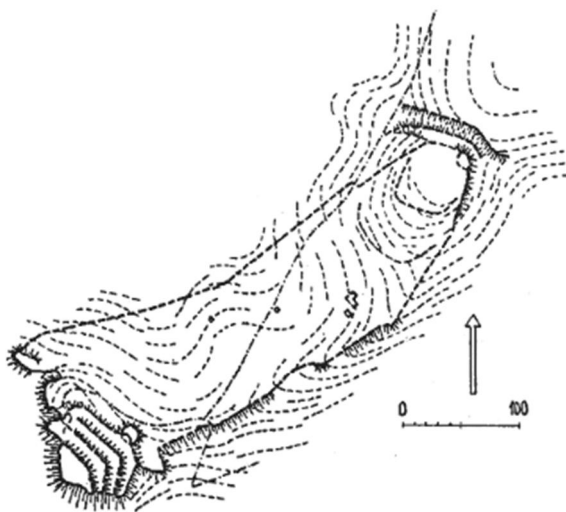


Obr. 4: Geologická mapa oblasti prospekce a jejího okolí, převzato z [www.geology.cz](http://www.geology.cz), [www3](http://www3).

## 3. Tepenec

### 3.1. Historie

Hrad Tepenec se skládal z vlastního jádra (Obr. 5), chráněného hradbami, a rozsáhlého předhradí. Za hradbami bylo nejspíše torzo palácové budovy nebo věž, na kterou mohl palác navazovat. Předhradí bylo opevněno valem a nedokončenou kamennou hradbou (Hlubek, 2015). Během archeologických výzkumů byla objevena požárová vrstva a mnoho nálezů (šípy, olověné nábojnice, hroty kopí, útržky brnění, ...), což dokládá dobytí hradu (Hlubek, 2015).



Obr. 5: Schématický náčrt hlavního jádra a rozsáhlým předhradím, Plaček (2001).

### 3.2. Archeologické výzkumy

První zmínka o archeologickém nálezu jezdecké ostruhy pochází z roku 1890, kterou našel učitel Vincenc Soldán. V roce 1965 byly v areálu hradního jádra vyhloubeny dvě sondy členy Šternberského dětského archeologického kroužku. V tom samém roce zažádal podnik Štěrkovny a pískovny v Olomouci o vyjmutí hradu Tepence ze seznamu nemovitých kulturních památek, jehož schválení způsobilo postupné odtěžení hradiska Tepenec Bělkovickým kamenolomem.

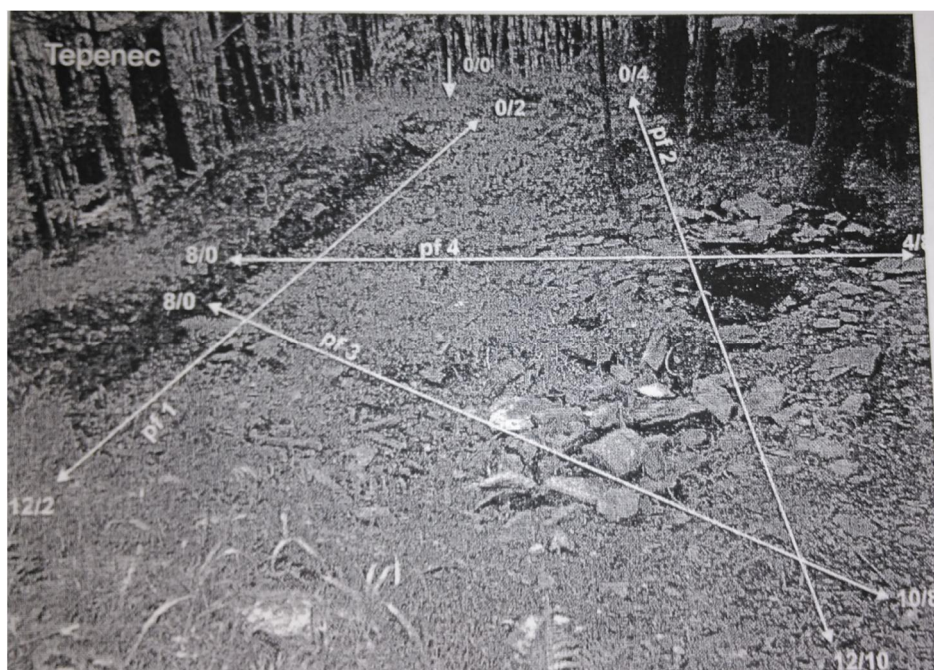
V letech 1968 – 1999 zde docházelo k záchranným archeologickým výzkumům pokládáním sond do čtvercových sítí, navazujících na sebe (Příloha 1 – Obr. 2). Záchranné akce probíhaly za vedení pracovníků jak Vlastivědného muzea v Olomouci, Ústavu archeologické a památkové péče v Olomouci, tak i pracovníky z Archeologického ústavu v Brně. Během těchto let bylo prozkoumáno cca 5319 m<sup>2</sup>. V letech 1968 – 1971 bylo zkoumáno především hradní jádro, jeho opevnění, vnější a vnitřní hradby a zemní val nacházející se mezi nimi, tzv. valounová bašta. Po ukončení výzkumu hradního jádra, následovalo jeho úplné odtěžení kamenolomem. Vzhledem k postupnému odtěžování kamenolomem, byl v letech 1971 – 1975

výzkum zaměřen především jižní části ostrožny. V roce 1990 byla objevena středověká hradba a byla prokázána existence zemního opevnění. Roku 1997 došlo opět k rozšiřování těžebního prostoru kamenolomu. Z toho důvodu zde začal plošný archeologický výzkum, jeho cílem bylo získat informace o vnitřní zástavbě hradiska a předhradí (Vránová a Vrána, 2005).

Během let, kdy docházelo k výzkumům, byly nalezeny zlomky keramiky, různá stavební kování (petlice, zámky, klíče), kování vozu, části výstroje a ochranného odění, předměty denního užívání (břítva, miska, knoflík), kostěné vrhcábové kostky, aj. (Tymonová a Kalábek, 1998). Podle Vránové a Vrány (2005) byly také nalezeny úlomky mazanice. Schématický náčrt (Příloha 1 – Obr. 2) znázorňuje výzkumy a nálezy během let.

### 3.3. Geofyzikální prospekce – předhradí

V srpnu roku 2005, byly na žádost Archeologického centra, organizací Geodrill provedeny detailní geofyzikální práce v místech SV hradebního uzávěru předhradí Tepence (Obr. 6), odpovídající našemu místu prospekce. Cílem prospekce bylo poskytnutí upřesňujících informací o polohách základového zdiva z eventuálních zaniklých staveb. Prospekce probíhala za pomoci dipólového elektromagnetického profilování (DEMP) a půdního radaru (GPR). Výsledky naznačují, i přes komplikovanou terénní situaci, možnou existenci jak destruktivních kamenných poloh, reliktní zdiva ze snesených objektů, tak i litologické změny v antropogenní vrstvě kvartérního pokryvu (Příloha 2), (Hašek a Tomešek, 2005).



Obr. 6: Situace profilů GPR ve zkoumaném prostoru Geodrillu (Hašek a Tomešek, 2005).

## 4. Geofyzika

Geofyzika je vědní obor, využívající různých aspektů ke studiu Země zejména fyzikálních metod (Musset a Khan, 2000). Souvisí se seismologií, geotermikou, geotektonikou, tektonofyzikou a geologií, jak strukturní a všeobecnou, ale také s ostatními geologickými vědními disciplínami. Doplňuje a využívá poznatky z těchto vědních disciplín (Mareš et al., 1990).

Geofyzika se v celosvětovém měřítku používá pro pochopení Země, ať jde o magnetické pole či vnitřní stavbu. S její pomocí se dozvídáme o struktuře Země, vývoji kontinentů, vzniku horských pásem jak na souši, tak pod oceánem apod. (Mussett a Khan, 2000). Vzhledem k heterogenitě horninového prostředí můžeme na základě jeho fyzikálních vlastností (hustota, magnetické vlastnosti, měrný elektrický odpor, tepelná vodivost, elastické parametry,...) zjistit jeho strukturní stavbu, výskyt ložisek apod. (Mareš et al., 1990). Jde o různě rozsáhlé výzkumy. Za větší výzkumy můžeme považovat regionální mapování nebo ložiskovou prospekci. U lokálněji zaměřených výzkumů jde např. o inženýrské stavby, archeologii, znečištění podzemních vod, geologická mapování apod. (Mussett a Khan, 2000).

### 4.1. Geofyzikální metody

Geofyzika se pak podle fyzikálního principu a charakteru pole, které zkoumáme, dále dělí na různé metody. Pomocí gravimetrických metod zkoumáme tíhové pole, magnetometrickými metodami zkoumáme magnetické pole Země, geoelektrickými metodami geoelektrické pole, radioaktivními metodami a jadernou geofyzikou radioaktivní pole, seismickými metodami pole elastických vln, geotermickými metodami geotermické pole (Mareš et al., 1990). Výhodou geofyzikálních metod je, že během průzkumu můžeme nahlédnout do zemského nitra, aniž bychom destruktivně zasahovali do terénu (Mussett a Khan, 2000). Geofyzikální metody mohou být použity různě. Může jít o pozemní, letecký, vrtný geofyzikální průzkum či dokonce průzkum pod mořskou hladinou (Mareš et al., 1990). Výstupní data z průzkumu je pak potřeba správně interpretovat za pomoci znalostí z geologie a principů fyziky. S rozvojem geofyzikální techniky lze nyní geofyzikální metody aplikovat i v archeologii, inženýrsko-geologickém průzkumu, hydrogeologii, ložiskové geologii.

#### 4.1.1. Geoelektrické metody

Geoelektrika je charakteristická vysokým počtem dílčích metod a řadou modifikací, což se příznivě odráží v řešení geologických otázek. Díky geofyzikálním metodám je možné

rozlišovat horniny pomocí měrného odporu, permitivity a elektrochemické aktivity (Mareš et al., 1990).

Elektrické geofyzikální metody využívají jak přirozené nebo umělé elektrické a elektromagnetické pole, tak i vodivost nebo měrný odpor horninového prostředí pomocí sondování, odporových metod, spontánní polarizace apod. (Sedláček, 2013).

Geoelektrické metody jsou rozděleny do tří skupin na stejnoměrné, elektrochemické a elektromagnetické (Mareš et al., 1990). Komplexní rozdělení nejpoužívanějších geoelektrických metod je znázorněno v Tabulce 2.

*Tab. 2: Rozdělení geoelektrických metod podle Jančoviče et al., 2014.*

Stejnoseměrné	Odporové	OP – Odporové profilování
		VES – Vertikální elektrické sondování
		ERT – Multielektrodové uspořádání
	Potenciálové	
Elektrochemické	SP – Spontánní polarizace	
	VP – Vyzvaná polarizace	
Elektromagnetické	DEMP – Dipólové elektromagnetické profilování	
	VDV – Metoda velmi dlouhých vln	
	GPR – Georadar	

Tyto metody využíváme především při prospekci minerálů, k hydrogeologickým a archeologickým průzkumům, či mapování kontaminantů (Musset a Khan, 2000).

K průzkumu masivních ložisek rud se nejčastěji využívají elektrochemické metod, s využitím spontánní či vyzvané polarizace. U spontánní polarizace jde o průzkum přirozeného elektrického pole samovolně vznikajícího pod povrchem země, kdežto u vyzvané polarizace jde o prospekci ložisek ve větších hloubkách nebo při nepříznivé struktuře vodivých minerálů. Nejsou zde tudíž splněny podmínky pro vznik pole spontánní polarizace. Vyhledávaný objekt se proto polarizuje uměle proudovými impulsy a i po přerušení proudu si ložiska ponechají část elektrického náboje, který můžeme posléze změřit (Mareš et al., 1990; Musset a Khan, 2000; Sedláček 2013).

Elektromagnetické metody nachází využití ve stejných oblastech jako odporové profilování. Mají výhodu v tom, že není potřeba galvanického spojení se zemí, tudíž jde o bezkontaktní metodu, která využívá principy elektromagnetické indukce a teorie elektromagnetického pole. Mohou se proto používat při leteckém mapování v oblastech, kde je



odolnost povrchových vrstev moc vysoká na to, aby jimi pronikl proud při odporové metodě. Tato metoda využívá při pronikání do země radarové vlny. Je to typ elektromagnetických vln, které se odrážejí od rozhraní, a tudíž poskytují přímější obraz podloží, což se podobá spíše reflexní seismice. Jiné elektrické metody jsou většinou omezeny jen na měření několik metrů pod zemí. Za pomoci sekundárního magnetického pole dochází k odhalení zkoumaných anomálií. Tyto metody lze využívat v oblastech, ve kterých je příliš velký povrchový odpor (proud jimi neprojde). Využívají se k výzkumu přirozených / umělých, harmonických / neharmonických proměnných elektromagnetických polí, zejména při komplexním aerogeofyzikálním výzkumu (Mareš et al., 1990; Musset a Khan, 2000; Sedláček, 2013).

Vzhledem k využití odporového profilování během výzkumu, jímž se tato práce zabývá, budou stejnosměrné metody podrobněji popsány v samostatné kapitole.

## 5. Stejnosměrné odporové metody

Stejnosměrné metody, které využívají měrný odpor nebo vodivost jsou založeny na měření napětí a proudu za pomoci proudových elektrod (Musset a Khan, 2000). Díky nim můžeme zjistit proměnlivost měrného odporu zkoumaného prostředí (Sedláček, 2013). Podle uspořádání elektrod, které se při tomto průzkumu využívají, můžeme hovořit buď o odporovém profilování, nebo o vertikálním sondování (Mareš et al., 1990). Při kombinaci těchto dvou metod hovoříme o multielektrodovém odporovém profilování. Díky těmto metodám zkoumáme rozložení elektrického potenciálu či jeho gradientu stejnosměrného proudu. (Jančovič et al., 2014)

Základní parametry, jimiž jsou určeny elektrické vlastnosti hornin, jsou elektrický měrný odpor (rezistivita)  $\rho$ , permitivita (dielektrická konstanta)  $\epsilon$  a polarizovatelnost (elektrochemická aktivita)  $\eta$  (Jančovič et al., 2014).

Jednou ze základních fyzikálních vlastností minerálů je elektrický odpor, který brání průchodu elektrického proudu. Měrný elektrický odpor (rezistivita) hornin je tudíž závislý na mineralogickém složení, porézności, nasycením hornin vodou, strukturou a texturou hornin, či teplotou (čím vyšší teplota, tím vyšší měrný odpor) a tlakem. Tato veličina vyjadřuje elektrický odpor vodiče jednotkové délky (1 m) a jednotkového průřezu (1 m<sup>2</sup>), (Sedláček, 2013).

Podle Mareše et al. (1990) a Sedláčka (2013) můžeme určit měrný odpor homogenního vodiče stálého průřezu ze vztahu:

$$\rho = RS / l,$$

kde R je odpor vodiče, S je obsah kolmého průřezu a l je délka vodiče. Převrácenou hodnotou měrného odporu je měrná vodivost  $\gamma$  (Sedláček 2013), ta je dána vztahem:

$$\gamma = 1 / \rho,$$

kde  $\gamma$  je měrná vodivost,  $l$  je délka vodiče a  $\rho$  je měrný odpor (Mareš et al., 1990). V Tabulce 3 se nachází přehled hlavních měřených a sledovaných veličin geoelektrických metod.

*Tab. 3: Hlavní měřené a sledované veličiny geoelektrických metod a jejich jednotky (Milsom, 2003).*

Veličina	Symbol	Jednotky	
Napětí	U	Volt	V
Elektrický proud	I	Napětí	A
Měrný odpor	$\rho$	Ohm metr	$\Omega\text{m}$
Měrná vodivost	$\gamma$	Siemens na metr	$\text{S m}^{-1}$
Polarizovatelnost	$\eta$	Procenta	%
Intenzita magnetického pole	$H$	Becquerel na litr	$\text{Bq l}^{-1}$

Vztah mezi elektrickým odporem, napětím a proudem vychází z Ohmova zákona, z něhož odporové profilování vychází (Sedláček, 2013). Podle Milsoma (2003) Je elektrický proud dle tohoto zákona v elektricky vodivém prostředí přímo úměrný elektrickému napětí:

$$V = I \times R,$$

kde  $V$  je napětí,  $I$  je proud a  $R$  je elektrický odpor (Milsom, 2003). V Tabulce 4 a Tabulce 5 je vyjádřen měrný odpor vybraných minerálů, hornin a rud (Musset a Khan, 2000).

*Tab. 4: Měrný odpor hornin, upraveno z Musset a Khan (2000).*

Sedimenty	Měrný odpor ( $\Omega \cdot \text{m}$ )	Vyvřelé a metamorfované	Měrný odpor ( $\Omega \cdot \text{m}$ )
Křída	50-150	Bazalt	$10-10^7$
Jíl	1-100	Gabro	$1000-10^6$
Štěrka	100-5000	Granit	$100-10^6$
Vápenec	$50-10^7$	Mramor	$100-10^8$
Slín	1-100	Břidlice	$10-10^4$
Kvarcit	$10-10^8$		
Jílovitá břidlice	10-1000		
Písek	500-5000		
Pískovec	$10-10^8$		

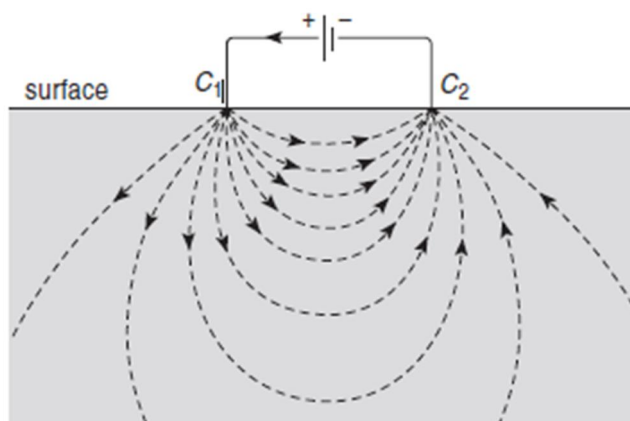
Tab. 5: Měrný odpor minerálů, rud a látek ovlivňujících měrný odpor hornin (Musset a Khan, 2000), upraveno.

Minerály a rudy	Měrný odpor ( $\Omega \cdot m$ )	Voda a efekt vody a koncentrace solí	Měrný odpor ( $\Omega \cdot m$ )
Stříbro	$1.6 \times 10^{-8}$	Čistá voda	$1 \times 10^6$
Grafit	$10^{-4} - 10^{-3}$	Přírodní voda	$1 - 10^3$
Galenit	$10^{-3} - 10^{-2}$	Mořská voda	0.2
Magnetit	$1 - 10^5$	20% slaná voda	$5 \times 10^{-2}$
Sfalerit	$10^3 - 10^6$	Granit 0 % vody	$10^{10}$
Pyrit	$1 \times 100$	Granit 0.19 % vody	$1 \times 10^6$
Chalkopyrit	$1 \times 10^{-5} - 0.3$	Granit 0.31 % vody	$4 \times 10^3$
Křemen	$10^{10} - 2 \times 10^{14}$		
Halit	$10 - 10^{13}$		

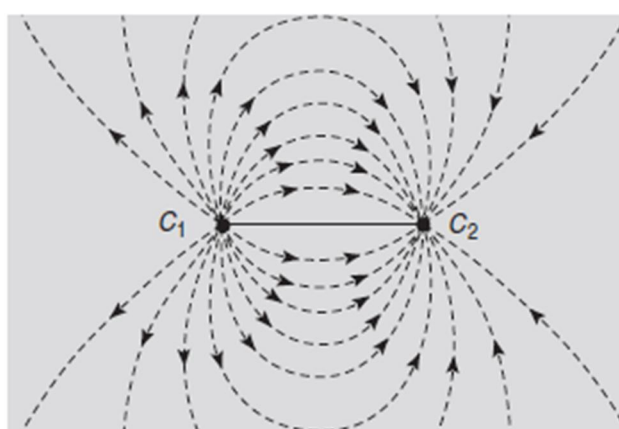
Další ze základních parametrů je permitivita. Vyjadřuje schopnost daného prostředí zesilovat nebo zeslabovat elektrické pole. To vše v důsledku polarizace, což je uspořádání orientace vázaných elektrických nábojů (Mareš et al., 1990). V geofyzice je to bezrozměrná veličina. Dosahuje minimálních hodnot u suchých porézních a nezaplněných hornin. Na druhou stranu u těchto hornin, které jsou saturované vodou, dosahuje hodnot až kolem 40. Z toho vyplývá, že hlavním faktorem určujícím permitivitu je míra nasycení hornin (Sedláček, 2013).

Polarizovatelnost hornin určuje možnost použití elektrochemických metod, a to spontánní či vyzvané polarizace. Podstatou polarizace horniny s iontovou vodivostí je deformace dvojité elektrické vrstvy, která existuje na hranici mezi pevnou a kapalnou fází. V důsledku vytvoření dvojité elektrické vrstvy na styku prostředí s iontovou a elektronovou vodivostí, dochází k polarizaci hornin s elektronovou vodivostí (především rud). Polarizovatelnost hornin s elektronovými vodiči je závislá na velikosti plochy, na které dochází ke kontaktu elektronového vodiče s iontovým. S rostoucí vlhkostí pak polarizovatelnost rud stoupá, a naopak klesá s rostoucí mineralizací roztoků (Mareš et al., 1990).

Principem odporových metod je proudění elektřiny mezi horninami. K elektrodám, které jsou uzemněny, je připojen kabel napojený na zdroj stejnosměrného napětí. Mezi elektrodami pak prochází proud, který se rozprostírá jak horizontálně, tak vertikálně jak je patrné z obr. 7 a obr. 8 (Musset a Khan, 2000).



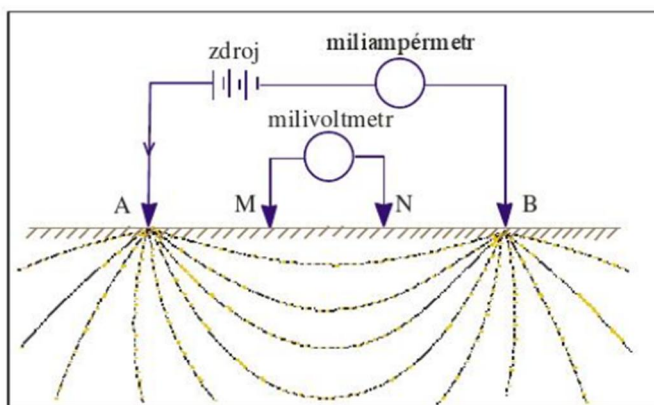
Obr. 7: Průchod elektrického proudu na vertikálním řezu (Musset a Khan, 2000).



Obr. 8: Horizontální průchod elektrického proudu horninou (Musset a Khan, 2000).

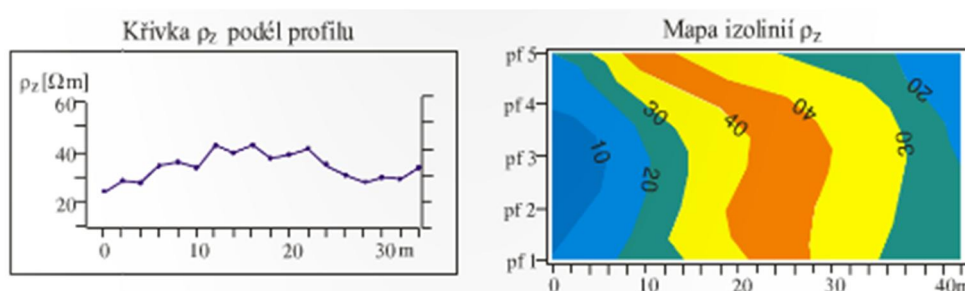
## 5.1. Odporové profilování

Odporové profilování je jedna ze základních geoelektrických metod. Existuje u něj řada možností, jak vytvářet různá uspořádání proudových a měřících elektrod. Elektrody mají přesně definované rozmístění (nemění se jejich rozestup) při měření či vytváření elektrického pole a jsou různě značeny. Proudové elektrody, sloužící k uzemňování zdrojů, značíme písmeny A, B, C atd. Měřící elektrody, sloužící k měření veličin elektrického pole značíme písmeny M, N, P atd. (Mareš et al., 1990). Při odporovém profilování dochází k zavedení elektrického proudu ( $I$ ) do země pomocí proudových elektrod A a B (Obr. 9). Mezi měřícími elektrodami měříme napětí  $\Delta U$ . Následně s využitím modifikovaného Ohmova zákona vypočítáme měrný odpor prostředí ( $\Delta U/I$ ). Za délku uspořádání ( $L$ ), považujeme jeden rozměr, určující vzdálenosti mezi elektrodami (Mareš et al., 1990). Aby bylo možné získat informace o hloubce ( $h$ ) podél profilové linie, musíme zvolit vhodný rozestup těchto měřících elektrod AB ( $h = AB / 4$ ).



Obr. 9: Princip odporových metod (Jančovič et al., 2014).

Podle toho, jak elektrody rozmístíme a podle vhodnosti řešení problému vytváříme různé typy uspořádání. Měrný parametr, který získáme odporovým profilováním je měrný odpor  $\Omega \cdot m$ . Ten je dán vzdáleností proudových elektrod pro konstantní hloubku. Data získaná tímto profilováním, jsou vyhodnocena ve formě křivek jednotlivých profilů. Při větším počtu těchto paralelních profilů, můžeme výsledky zpracovat do plošné mapy izolinií (Obr. 10) měrného odporu (Jančovič et al., 2014).



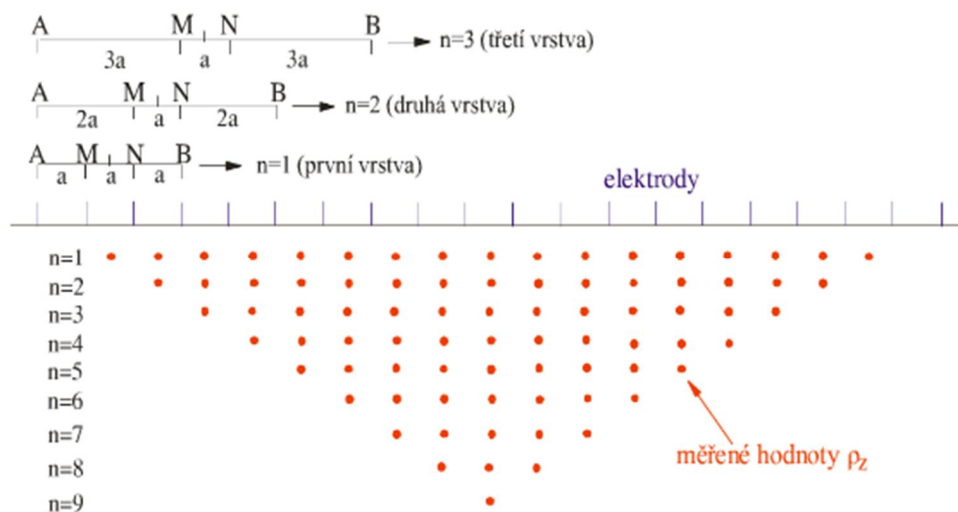
Obr. 10: Výsledky zpracování odporového profilování (Jančovič et al., 2014).

Odporové profilování má využití v řešení geologických otázek a řady geologických problémů (např. prospekce rudních minerálů, při mapování hornin o různé poréznosti, sledování kontaktu, vyhledávání tektonických linií, ...), ale i v hydrogeologii (např. určení kontaminantů) či archeologii (Musset a Khan, 2000).

## 5.2. Multielektrokové profilování (ERT)

Multielektrokové profilování neboli ERT (electrical resistivity tomography = elektrická odporová tomografie) slouží k měření distribuce měrného odporu horninového podloží, které zkoumáme. Jde o kombinaci odporového profilování (OP) a vertikálního elektrického sondování

(VES), na jejichž základních principech funguje. Větší počet elektrod je při tomto profilování rozložen a uzemněn na jedné profilové linii. Podél této linie se pak zjišťují hodnoty měrného elektrického odporu (Sedláček, 2013). Při tomto měření je možné využít různé uspořádání elektrod, přičemž nejvyužívanější je uspořádání proudových elektrod AB s měřicími elektrodami MN (Obr. 11)(Jančovič et al., 2014). Rozestupy mezi elektrodami se určují v závislosti na tom, jak přesné chceme měření mít, či jakou požadujeme délku profilu. Čím menší jsou rozestupy mezi elektrodami (např. 0,5 m), tím přesnější informace získáme (Sedláček, 2013). Elektrody mající mezi sebou konstantní vzdálenost, jsou následně připojeny k multielektrodovému kabelu, který je připojen k řídicí jednotce. Tato řídicí jednotka pak postupně zapíná jednotlivé elektrody, díky čemuž probíhá měření profilu kontinuálně (Musset a Khan, 2000). Měřeným parametrem je zdánlivý měrný odpor  $\rho_z$  [ $\Omega$  m], přičemž pokrývá jak horizontální tak vertikální prostor v profilové linii. Získané hodnoty se dále softwarově zpracují, výsledkem čehož je pak odporový řez. Tato metoda umožňuje 2D a 3D průzkum (Jančovič et al., 2014). ERT je výhodná svou schopností rozlišit jaký materiál se v profilové linii nachází (písčité, hrubozrnné frakce, ...), nebo také při mapování reliéfu podložních hornin. Také ji lze využít v terénu s hustým vegetačním materiálem, díky možnostem různého uspořádání elektrod. Využívá se především při hloubkovém průzkumu (detekce dutin, lokalizace poruchových míst v podloží, určení mocnosti permafrostu atd.) (Sedláček, 2013).



Obr. 11: Princip multielektrodového uspořádání (Jančovič et al., 2014).

### 5.3. Uspořádání elektrod

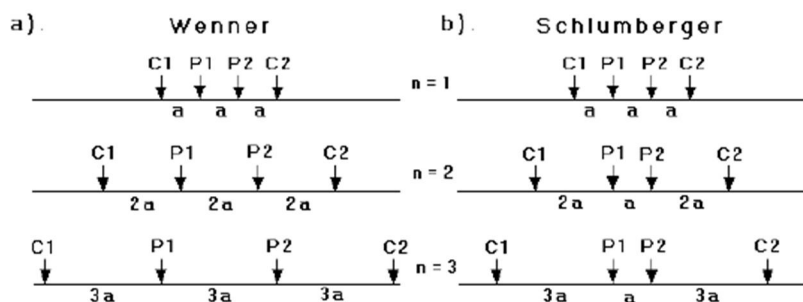
Při práci s přístrojem Ares lze použít 5 různých roztažení. Jedná se o metody Wenner, Schlumberger, dipól-dipól, pól-dipól, pól-pól (Loke, 1999). Rozdíly v těchto roztaženích spočívají v rozmístění elektrod. Jejich 2D profily zobrazující tvar elektrického pole, vertikální dosah a citlivost pro uspořádání jednotlivých elektrod jsou patrné z Přílohy 3.

#### 5.3.1. Wenner

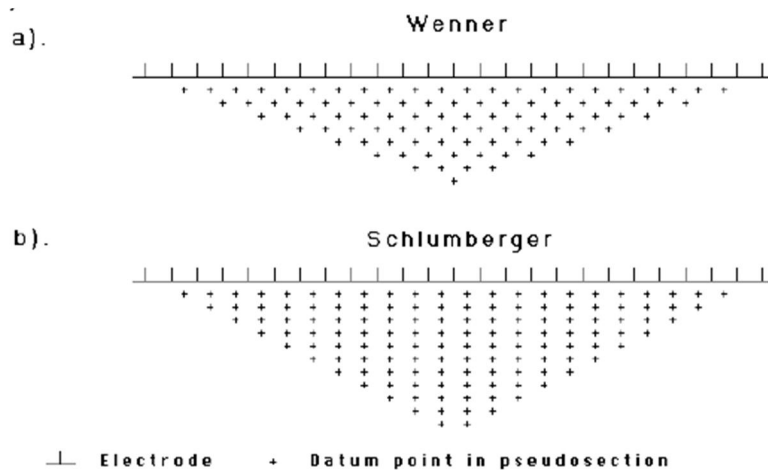
Wennerovo uspořádání (Obr. 14) je jedno z nejpoužívanějších a v odborné literatuře nejvíce popisovaných. Elektrody jsou zde uspořádány ve stejné vzdálenosti a zároveň symetricky ( $AM=MN=NB=L$ ). Toto uspořádání je vhodné k určování vertikálních změn ve vrstvách uložených horizontálně. Vertikální dosah elektrického pole je cca  $\frac{1}{2}$  vzdálenosti rozestupu elektrod. Ze všech ostatních metod má sice nejsilnější zdrojové napětí, díky čemuž lze tuto metodu využít i v lokalitách s rušivými elektromagnetickými vlivy. Jeho nevýhodou je však špatné horizontální rozlišení, které se dá kompenzovat větším počtem elektrod. Při každém zvětšení vzdálenosti proudových elektrod, se musí změnit i vzdálenost měřících elektrod (Mareš et al., 1990; Loke, 1999; Sedláček 2013).

#### 5.3.2. Wenner-Schlumberger

Schlumbergerovo uspořádání (Obr. 14) je nyní jedna z nejpoužívanějších metod. Podobá se Wennerovu uspořádání, ale křivka uspořádání je částečně jiná. Schlumbergerovo uspořádání se liší hlavně rozstupem elektrod (Obr. 12, 13). Ty splňují podmínku uspořádání  $AB \gg MN$ . Ve středové části MN má větší vertikální dosah (cca o 10 % větší než u Wennera, ale má menší zdrojové napětí). U tohoto uspořádání lze očekávat dobré jak vertikální, tak horizontální rozlišení (Loke, 1999; Sedláček, 2013).



Obr. 12: Rozdíly v uspořádání elektrod pro uspořádání Wenner a Wenner-Schlumberger (Loke, 1999).



Obr. 13: Pseudosekce datové struktury uspořádání Wenner a Wenner-Schlumberger (Loke, 1999).

### 5.3.3. Dipól – dipól

Uspořádání dipól-dipól (Obr. 14) má párové uspořádání elektrod AB a MN, kdy největší citlivost se projevuje právě mezi již zmíněnými páry. Toto uspořádání je nejcitlivější k horizontálním změnám měrného odporu. Je potřeba dbát na to, aby elektrody byly v rozestupu, ve kterém nedochází k zeslabení signálu. Nesmí být tudíž v příliš velké vzdálenosti, nebo dojde ke špatnému měření. Ve srovnání s Wennerovým a Schlumbergerovým uspořádáním má toto nejmenší zdrojové napětí. Využívá se k prostorové prospekci mělce podpovrchových objektů (Loke, 1999; Sedláček, 2013).

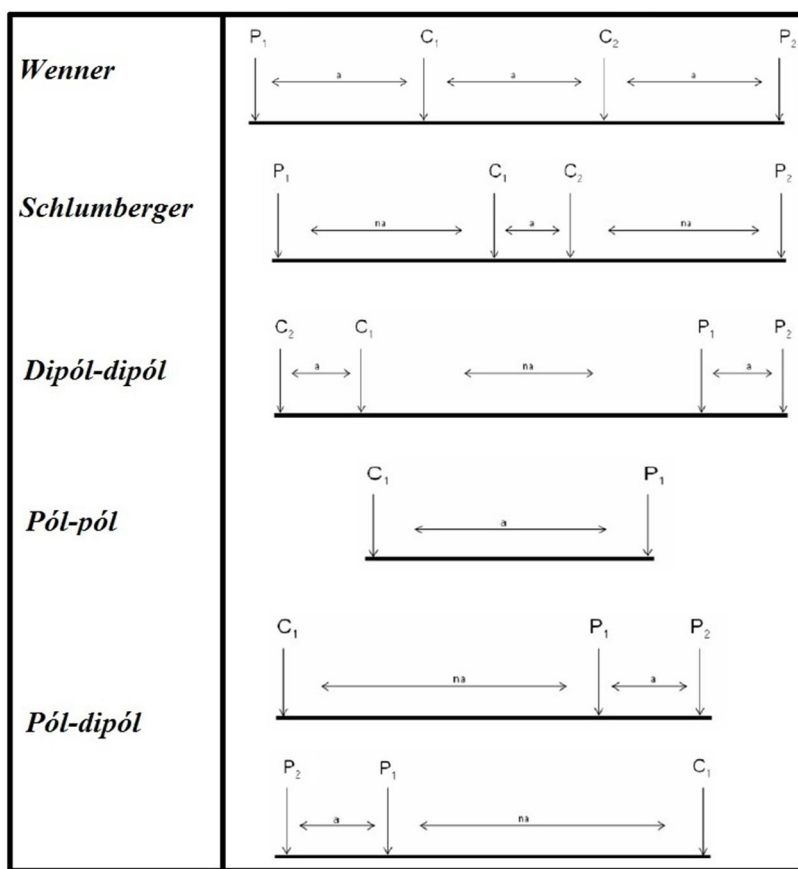
### 5.3.4. Pól – pól

Méně využívaným uspořádáním je pól-pól (Obr. 14). Jelikož nelze využít jen dvě elektrody s jedním proudem a jedním potenciálem (AM), musíme přidat dvě elektrody (BN). Tyto přidané elektrody jsou ve vzdálenosti dvacetinásobku rozestupu proudových elektrod AM. U průzkumů, kdy jsou tyto elektrody (AM) ve velké vzdálenosti od (BN), nastává problém při nalezení vhodného místa prospekce. Toto uspořádání je často využíváno při archeologických průzkumech, při kterých stačí malé rozestupy vnitřních elektrod. Ze všech uspořádání má právě toto největší horizontální i vertikální dosah, ale nejmenší rozlišovací schopnost. Zpravidla jsou rozestupy vnitřních elektrod do 10 m, při větším rozestupu dochází k rušení zemskými vlivy (Loke, 1999).



### 5.3.5. Pól – dipól

Posledním uspořádáním je pól-dipól (Obr. 14). Má vcelku dobrý horizontální rozsah, zdrojové napětí horší než dipól-dipól, ale je méně náchylné k rušivým zemním vlivům než pól-pól. Uspořádání elektrod je asymetrické, tím pádem dochází ke zkreslení při měření symetrických struktur. Pokud následně změříme profil s dipólovými elektrodami zrcadlově, dá se tomuto zkreslení zabránit. Toto uspořádání má dobré horizontální pokrytí, proto je celkem vyhledávanou metodou při multielektrodevém odporovém profilování (Loke, 1999).

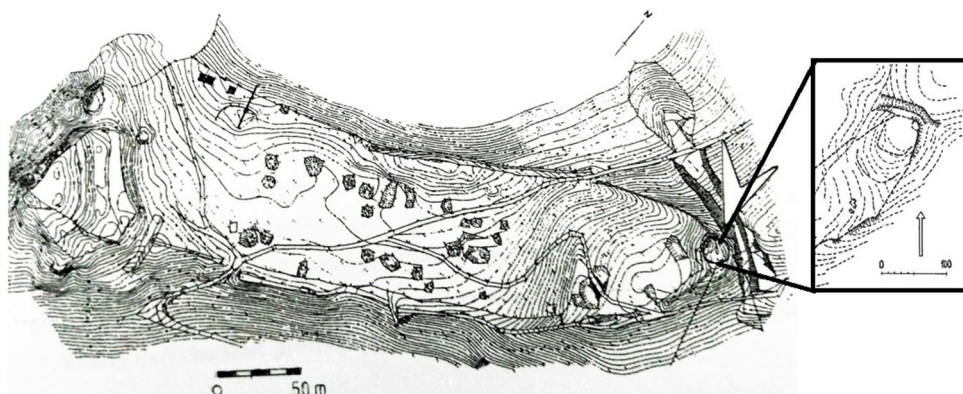


Obr. 14: Metody měřícího uspořádání při odporovém profilování (Loke, 1999), upraveno.

## 6. Metodika

### 6.1. Oblast měření

Oblast měření probíhala v místě SV hradebního uzávěru předhradí Tepence. Místo studované oblasti je vyznačeno na Obr. 15., bližší pohled na oblast průběhu geofyzikální prospekce znázorňuje Obr. 16. Ve stejném místě proběhl v roce 2005 průzkum za pomoci DEMP a GPR. Lokalita se nachází na vyvýšeném místě, na kterém jsou patrné relikty zdiva v SZ-JV a SV-JZ směru při okrajových částech plochy.



Obr. 15: Situační schéma geofyzikální prospekce.



Obr. 16: Oblast průběhu geofyzikální prospekce, (foto autor, 2015).

### 6.2. Použité přístroje

Terénní etapa probíhala za pomoci několika přístrojů. Jako první bylo použito měřící pásmo při vytyčování profilů. Vzhledem k síťovému rozložení profilů, byla použita tři pásma. Dvě z nich určovala základní rozměry čtvercové sítě a třetí bylo využito při postupném vytváření profilových linií. Následovalo využití GPS lokátoru, pro získání souřadnic čtvercové sítě. Za pomoci nivelačního přístroje, který je upevněn na stativu a měřící latě, bylo provedeno výškové měření jednotlivých profilů. Nivelační přístroj je otočný kolem své osy. S pomocí tohoto

zaměřovacího dalekohledu přečteme na stupnici měřící latě centimetry až na vzdálenost 100 m. Pro samotné měření a získání dat o měrném odporu podloží bylo využito přístroje ARES v 5.3 (GF Instruments, ČR). Tento automatický geoelektrický systém se využívá k měření měrného odporu, indukované polarizaci, multielektrodové odporové tomografii, vertikálnímu elektrickému sondování apod. Je složen z řídicí jednotky, multielektrodových kabelů, nerezových elektrod, externí 12V baterie a T-kusu pro připojení multielektrodových kabelů a kabelu pro proudové a napěťové elektrody.

### 6.3. Měření

V první fázi, ještě před samotným měřením, jsem stanovila délku a orientaci profilů v oblasti, kde chceme provést odporové profilování. Následně si profil vytyčíme za pomoci měřicího pásma. Podél něj pak do země zatlučeme nerezové elektrody a zkontrolujeme, že byl zajištěn řádný vodivý kontakt s podložím. Elektrody zatlukáme v námi zvolených intervalech, podle toho, jaké hloubky a rozlišení chceme při měření dosáhnout. Gumičkami pak připevníme na uzemněné elektrody aktivní multielektrodové kabely, které následně připojíme k řídicí jednotce za pomoci T-kusu. Následuje nastavení námi zvolených parametrů. Před samotným začátkem měření, dochází ke kontrole správnosti zapojení (uzemnění) elektrod.

Pro všechny měřené profily v této bakalářské práci bylo využito Wenner-Schlumbergerovo měřicího uspořádání elektrod, s roztečí elektrod 0,5 m a s využitím třech multielektrodových kabelů po osmi elektrodách pro jednotlivé profily. Doba měření jednoho profilu závisí na jeho délce a počtu elektrod. V případě profilů o délce cca 12 m je doba měření zhruba 20 minut.

Během doby, kdy je prováděno měření, určíme GPS souřadnice a změříme nadmořskou výšku pro určení topografie. Měření probíhá podél profilu (v námi zvolených rozestupech) za pomoci nivelačního přístroje. V této bakalářské práci byly nadmořské výšky měřeny podél profilů v rozestupech od 1 m do 2 m podle umístění jednotlivých profilů (Příloha 4). Na každém profilu bylo naměřeno 7 bodů určujících nadmořské výšky.

### 6.4. Laboratorní etapa – softwarové zpracování

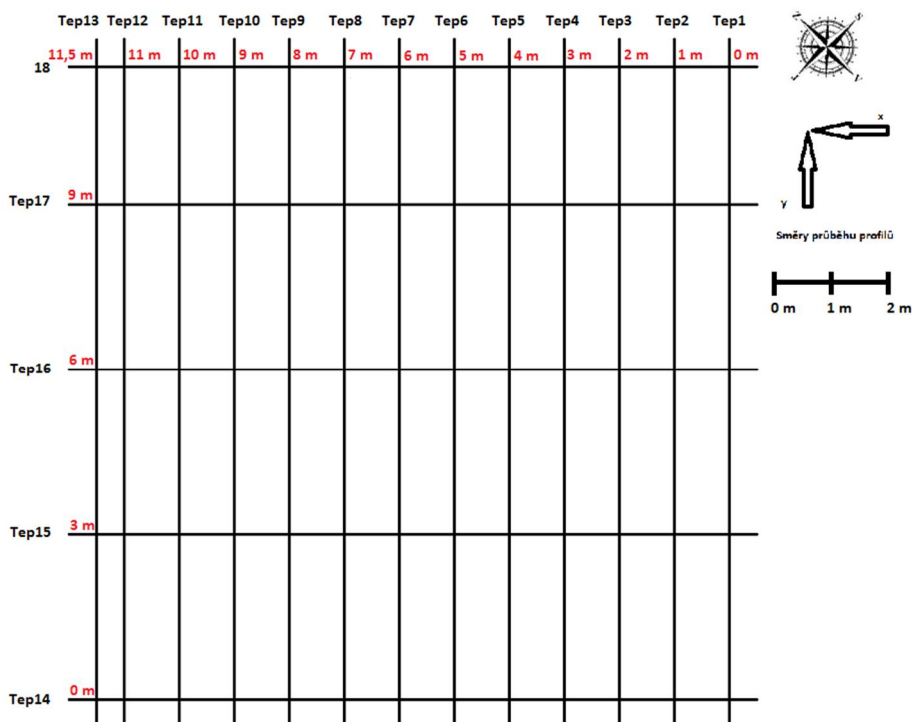
Při laboratorním (softwarovým) zpracování dat byl použit program Ares v 5.3 pro stažení naměřených dat a export do dalších interpretačních programů. Dále za pomoci programu Surfer 10 byla doplněna topografická data jednotlivých profilů. Ze sedmi naměřených bodů na každém profilu byly vybrány 4 body, se stejnými vzdálenostmi na každém profilu, se kterými se dále pracuje v programu RES2DINV a RES3DINV (Geomoto Inc., Malajsie). Tyto programy slouží

k inverzi naměřených odporových dat a pomocí interpolace k vytvoření 2D a pseudo-3D modelů měrného odporu metodou nejmenších čtverců Intervaly kontur byly zvolené o hodnotě 1,43, hodnoty min a max 50 – 5000  $\Omega\text{m}$ . Následně byl použit program Voxler 3.0 (Golden Software LLC, USA) pro 3D zobrazení. Program Corel Draw17, byl využíván při tvorbě map a zobrazení zpracovaných výsledků.

## 7. Výsledky

### 7.1 Odporové profilování

Během geofyzikální prospekce bylo provedeno 18 profilů (Tep1 – Tep18). Profily Tep1 – Tep13 byly vedeny v SZ-JV směru a profily Tep14 – Tep18 ve směru SV-JZ. Všechny profily odporového profilování měly délku 11,5 m s rozpětím elektrod 0,5 m. U všech měřených profilů bylo použito Schlumbergerovo uspořádání elektrod. Profily Tep1 – Tep12 byly uspořádány v rozstupech 1 m a mezi profilem Tep12 a Tep13 byl rozstup 0,5 m. Mezi profily Tep14 – Tep17 byl rozstup 3 m a mezi profilem Tep17 a profilem Tep18 rozstup 2,5 m vzhledem ke čtvercovému uspořádání profilů o délce 11,5 x 11,5 m (Obr. 17). Výsledné zpracování naměřených hodnot metodou ERT v zájmové lokalitě s využitím dalších programů jsou 2D profily, pseudo-3D a 3D modely.



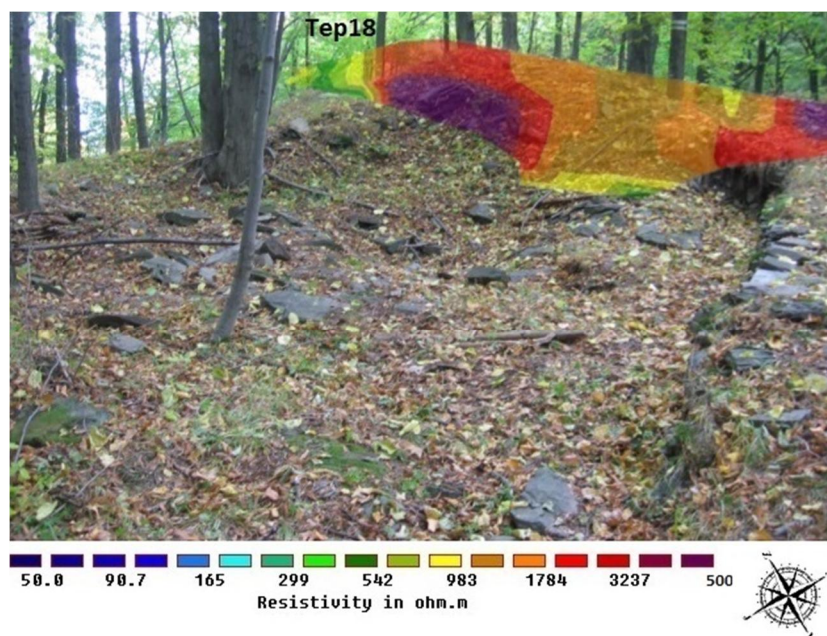
Obr. 17: Schéma rozložení profilů při terénní etapě.

Nerovnost povrchu a kamenitá suť neumožňovaly vždy dokonalé zatlučení elektrod do podloží. To je patrné i z viditelně zachovalých reliktnů zdiva (Obr. 16).

Pro práci v RES2DINV bylo potřeba zpracovat naměřené výšky v programu Surfer. Nadmořská výška se v této oblasti pohybuje v rozmezí od 520 do 524 m n. m. Naměřené hodnoty rezistivity na jednotlivých profilech se pohybovaly v rozmezí od 100 do 3500  $\Omega\text{m}$ . Hodnoty odporu do 800  $\Omega\text{m}$  se vyskytovaly jen na určitých místech, převážně v místě propadlé části a při okrajích za zděnými plochami. Tyto hodnoty byly naměřeny v hloubce 2 m pod povrchem. Většina středové plochy odpovídala hodnotám do 2500  $\Omega\text{m}$ . Nejvyšší hodnoty odporu do 3500  $\Omega\text{m}$  se pak nacházely v místech výskytů reliktnů zdiva a kamenné suti. Vzhledem k poměrně krátké délce jednotlivých profilů se hloubkový dosah pohyboval v rozsahu 2 m.

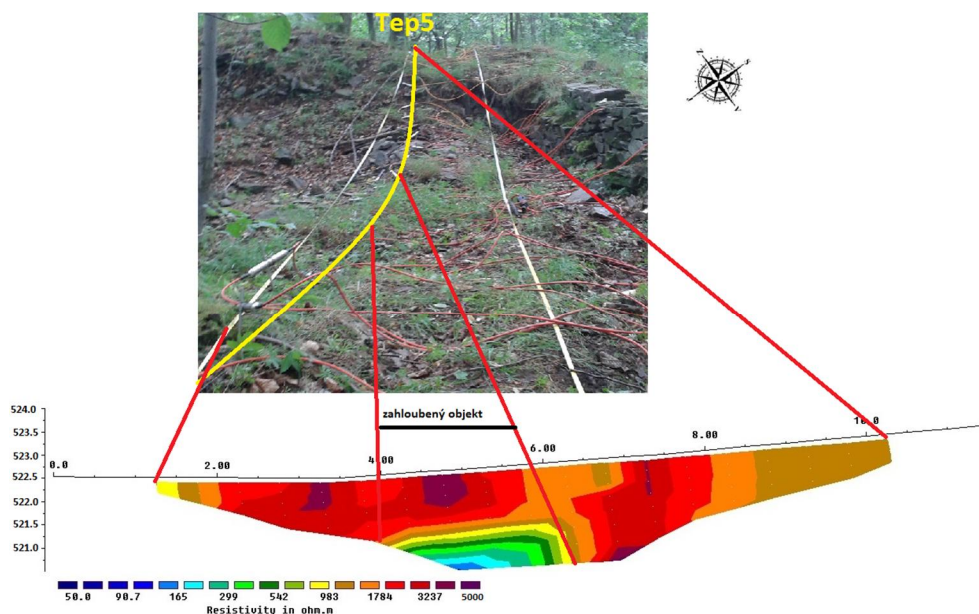
## 2D profily

Na odporovém profilu Tep18 jsou patrné relikty zdiva zapadajícího do konceptu studované lokality (Obr. 18). Nejvyšší odpor byl kolem 3500  $\Omega\text{m}$ , právě v místech výskytu reliktnů základového zdiva předchozí stavby. Výjimkou jsou hodnoty vyšší, než 5000  $\Omega\text{m}$  což může značit mezery v suti. V hloubce 2 m pod provedeným profilem v jeho střední části je patrný snížený odpor o cca 2000  $\Omega\text{m}$ , což značí hloubkové změny v litologickém charakteru vrstev.



*Obr. 18: Odporový profil Tep18 umístěný v zájmové oblasti.*

Patrnější litologické změny v podpovrchové vrstvě lze pozorovat na nízkoodporové spodní části profilu Tep5 (Obr. 19), projevující se odporem hornin odpovídajícím 200–500  $\Omega\text{m}$  oproti okolnímu prostředí opět v hloubce 2 m pod povrchem. Můžeme zde vidět měnící se charakter podloží. Do hloubky 1 m jsou naznačeny polohy struktur s relativně vyšší hodnotou odporu, kolem 3000  $\Omega\text{m}$ . Hlouběji pak nastává změna ve skokovém snížení odporu hornin, což může značit přítomnost kompaktnější výplně obsahující zřejmě více vlhkosti.

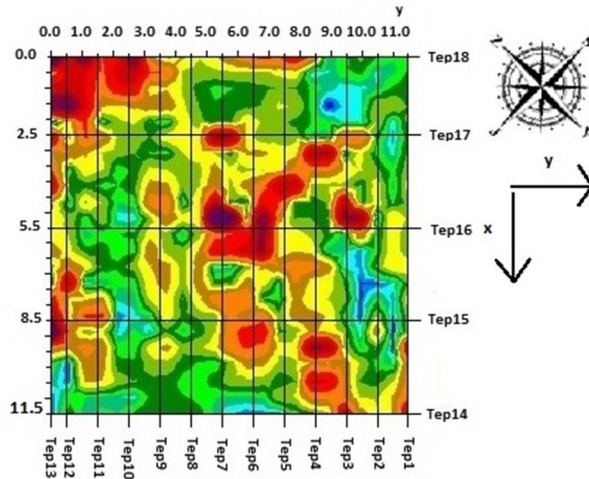


Obr. 19: Odporový profil Tep5 s vyznačením polohy 2D profilu s nízkoodporovou spodní částí.

### Pseudo-3D a 3D modely

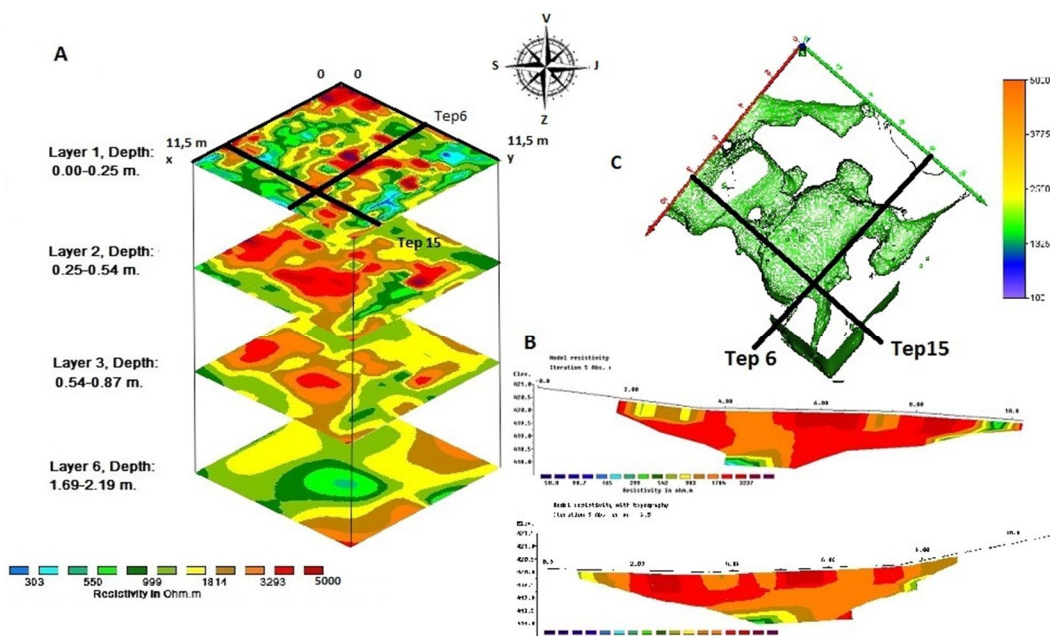
Při vytváření pseudo-3D modelu v RES3DINV dochází k využití naměřených nadmořských výšek zpracovaných v programu RES2DINV. Členitost terénu ovšem způsobovala větší vertikální než horizontální rozdíly mezi elektrodami rozloženými v ploše sítí, kdy již program RES3DINV není schopný zahrnout topografii do výsledného modelu.

Na následujícím pseudo-3D modelu (Obr. 20) odpovídající hloubce 0,00 – 0,25 m lze vidět náskok rozložení profilů do čtvercové sítě, provedeném při terénní etapě, odpovídající tomuto modelu. Je zde zřejmá struktura rozprostírající se mezi profily Tep18 a Tep17 o délce 4 metrů, odpovídající i situaci na lokalitě, značící relikt zdiva. To odpovídá i profilu Tep13, který se nacházel podél hrzení v jeho okrajové části. Postupně od profilu Tep13 až do středu k profilu Tep8 dochází ke značnému snížení odporů v rozmezí 1500–2500  $\Omega\text{m}$ . Oblast mezi profily Tep17, Tep1 a Tep7 odpovídá strukturním nálezům z geofyzikální prospekce z roku 2005 (Příloha 2 – Obr. 3).



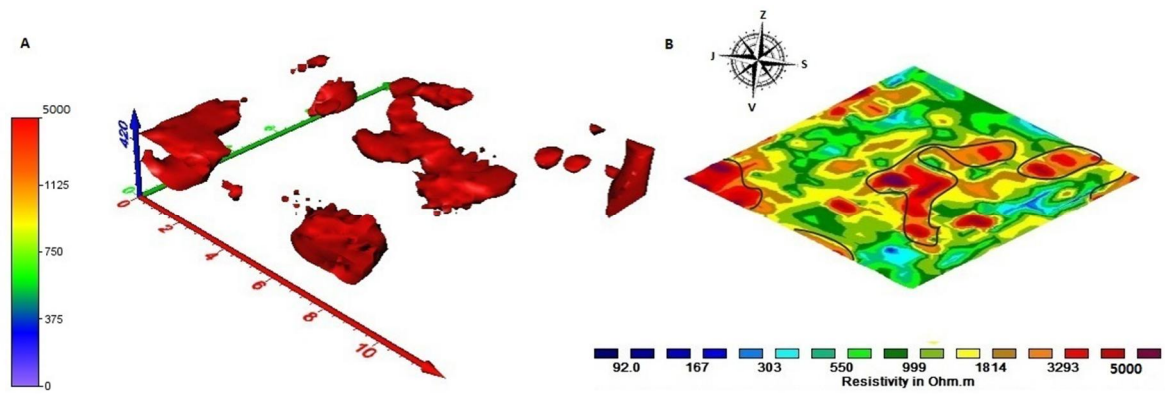
Obr. 20: Pseudo-3D model s vyznačením profilů.

S rostoucí hloubkou se struktura mění (Obr. 21A). V hloubce do 25 cm jsou můžeme pozorovat struktury, které jsou zřejmé jak ze situace na lokalitě, tak i z geofyzikální prospekce z roku 2005. Směrem do hloubky pak postupně klesá měrný odpor hornin. Zhruba 50 cm pod povrchem je patrná struktura reliktnů zdiva, která podle modelů pokračuje až do úrovně 0,87 m. V úrovni 2 m pod zemí, ve střední části výrazně odpor hornin klesá. Na 2D profilech (Obr. 21 B) Tep6 a Tep15 je hodnota odporu relativně větší než  $2500 \Omega\text{m}$  s nízkoodporovou středovou částí v hloubce kolem 2m. Na obrázku 21 C pak můžeme vidět výsledný 3D model.



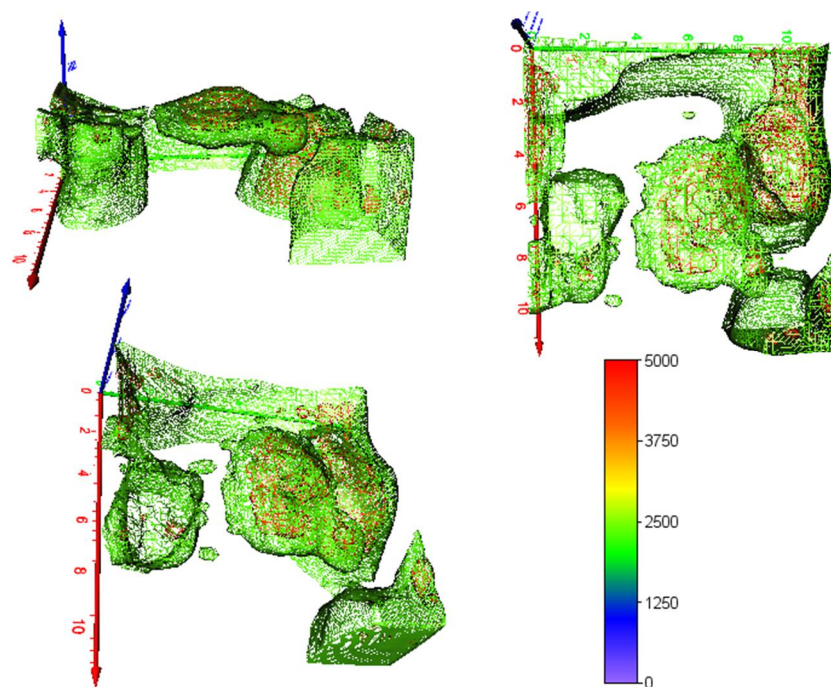
Obr. 21: A) pseudo-3D modely podle hloubkového dosahu, B) 2D profily, C) 3D model.

V 3D modelu vytvořeným v programu Voxler 3.0 (Obr. 22 A) jsou vymodelované struktury vyznačených částí z pseudo-3D modelu (B) s nejvyšším odporem.



*Obr. 22: Porovnání 3D modelu a pseudo-3D modelu a vyznačení určitých struktur.*

Na následujícím 3D modelu (Obr. 23) je patrná jak přítomnost struktur, tak i zahloubených objektů. Při modelaci nikdy nedojde k plnému vyplnění prostoru. To značí o rozmanitosti podloží. Nejedná se o jednotně vyplněný prostor.



*Obr. 23: 3D modelace podpovrchových struktur a zahloubených objektů v různých úhlech.*



## 8. Diskuze a závěr

Zkoumaná plocha je situována ve směru SV – JZ ve vyšším terénním stupni. Ve zkoumané lokalitě došlo již v roce 2005 ke geofyzikální prospekci, s využitím multifrekvenční metody dipólového elektromagnetického profilování (DEMP) a georadaru (GPR). V roce 2015 byla ve stejné zájmové oblasti provedena elektrická odporová tomografie (ERT).

Z měření elektrické odporové tomografie i z pozorování pouhým okem na povrchu vyplývá, že se v místě prospekce nacházejí jak relikty zdiva, tak i různých dalších podpovrchových struktur a zahloubených objektů. V okrajové části v severovýchodním směru části zkoumaného prostoru nacházíme struktury kamenného charakteru, které mají v přípoверхové vrstvě velikost cca 2,0 m na šířku a 2,0 m na výšku. Tvoří menší bloky po celé délce a odpovídají situaci v místech mezi profily Tep3 – Tep5. Tato skutečnost vychází i z geofyzikální prospekce z roku 2005. Z korelačního schématu výsledků geofyzikálních prací podle Haška a Tomeška (2005), odpovídá oblast A (Příloha 2 – Obr. 3) našemu měření z ERT. V hloubce kolem 0,5 m pak nabývají struktury větších rozměrů, v rozmezí 3,0 – 4,0 m na šířku a 3,5 – 4,0 m na délku. Částečně se struktury přesouvají až k profilu Tep8, zatímco z profilu Tep3 ustupují. Podle Haška a Tomeška (2005), lze právě v této oblasti mezi profily Tep4 a Tep 8 vyčlenit rozměrnější oblast (ozn. 1) se zvýšenou mocností antropogenní vrstvy (Příloha 2 – Obr. 3).

Další patrnou strukturou je možné zdivo na rozmezí profilu Tep13 a Tep 18, které se vyskytuje i podél profilu Tep18, o šířce zhruba 2 m. Vychází to jak z pseudo-3D modelů, které sahají až do hloubky 2,19 m, tak i z terénní situace ve zkoumané oblasti. Při porovnání údajů z geofyzikální prospekce z roku 2005, kdy byly zjištěny tři zóny (ozn. A, B, C – Příloha 2 – Obr. 3) se sníženou vodivostí (DEMP) doprovázenou inklinacemi (GPR). Tyto zóny patrně představují jak větší kumulace kamenného materiálu, tak se zde může projevoval výskyt reliktní zdiva ze zřícených stěn (Hašek a Tomešek, 2005). Zóna B z přílohy 3 představuje nevodivé polohy odpovídající našemu měření v oblasti profilu Tep15 (Příloha 2 – Obr. 4).

Podél profilu Tep11 a Tep13 můžeme také pozorovat struktury s výraznějšími hodnotami odporu (kolem 3000  $\Omega$ m). Jejich šířka i délka se pohybuje kolem 2,0 m a sahají do hloubky 1,25 m. Tato struktura odpovídá i oblasti B (Příloha 3), která podle Haška a Tomeška (2005) sahá až do hloubky až 0,8 m. Hlouběji pak jejich odporová hodnota klesá až na rozmezí mezi 800 – 1500  $\Omega$ m, což je patrné i z 3D modelace (Obr. 23).

V oblasti profilu Tep10 zobrazuje pseudo-3D model pás snížených odporových hodnot (700 – 1000  $\Omega$ m) při povrchové vrstvě do hloubky 0,25 m. Situace se však rostoucí hloubkou mění. V hloubce kolem 0,25 – 0,87 m dochází ke zvýšení odporu hornin až na 2500  $\Omega$ m. Dále se pak tyto hodnoty odporů opět mění až na hodnoty kolem 1000  $\Omega$ m v hloubce od 0,87 m do 2,19 m. Tyto hodnoty snížených odporů v největší hloubce, které měření ERT zachytilo, se rozšiřují až pod profily Tep4-Tep11. Tato skutečnost může svědčit o přítomnosti zahloubených objektů.

Při porovnání geofyzikálních výsledků z DEMP a GPR, nelze podle Haška a Tomeška (2005) v místě prospekce vyloučit projev hradby v kombinaci s věžovitou stavbou. Tato stanoviska jsme potvrdili i ERT měřením. Z geofyzikálních výsledků však tato interpretace není jednoznačná. Můžeme však předpokládat tyto struktury z poznatků o vzhledu hradů Karla IV.

Ve 14. století byla charakteristickým prvkem hradní architektury stavba čtverhranných donjonů (Durdík a Bolina, 2001). Tyto donjony neboli obytné věže stojí většinou v chráněné či hlavní poloze (Plaček, 2001). Podle výzkumů se v hlavním jádru věž nevyskytovala. Patrně vznikla ve východní části předhradí během jeho budování (Durdík a Bolina, 2001). Podle Plačka (2001) byla vybudovaná věž pětiboká, otevřená dovnitř, kolem níž byl vytvořen i pás hradby. Podobnou dispozici s věžemi představuje i další hrad Karla IV. Kašperk. Vyskytuje se zde věžovité purkrabství mimo hlavní část hradu. Hlavní část je pak obdélníkový s obytnými věžemi, který ho svírají. Tato hlavní část se pak podobá i dalšímu hradu Karla IV. Radyně. Podobně dispozici má i Karlštejn. Do jehož širokého příhrádku se vstupuje věžovitou stavbou. Následně se přes další věžovitou stavbu se vstupovalo do purkrabského dvora. Tato stavba však zcela zanikla (Durdík a Bolina, 2001).

Podle dostupných pramenů a výsledů geofyzikální prospekce, můžeme předpokládat relikty zdiva a zahloubené objekty v zájmové lokalitě. Tyto stanoviska z DEMP a GPR měření, jsme potvrdili ERT měřením. Nelze vyloučit ani projevy hradby s věžovitou stavbou dle poznatků o architektuře hradů Karla IV.

## Použitá literatura

Demek, J., Mackovčín, P., Balatka, B., Buček, A., Cibulková, P., Culek, M., Čermák, P., Slavík, P., Vašátko, J. (2006): Zeměpisný lexikon ČR. Hory a nížiny. – AOPAK ČR, Brno.

Dvořák, J. (1994): Variský flyšový vývoj v Nížkém Jeseníku na Moravě a ve Slezsku. – Čes. geol. úst. Praha.

Durdík, T., Bolina, P. (2001): Středověké hrady v Čechách a na Moravě. – Praha.

Hartley A., Otava J. (2001): Sediment provenance and dispersal in a deep marine foreland basin: the Lower Carboniferous Culm Basin, Czech Republic. – J. Geol. Soc., 158, 137–150.

Hašek, V., Tomešek, J. (2005): Zpráva o archeogeofyzikální prospekci na akci Jívová – „Tepenec“, předhradí, Olomoucký kraj. – Geodrill, Brno.

Hlubek, L. (2015): Makraběcí války na Olomoucku a dobytí hradu Tepence. – Krok, 2015, 2, pp. 40-43, Olomouc.

Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J., Stráník, Z. (2011): Geologická minulost České republiky. – Academia, Praha.

Jančovič, L., Dostál, P., Frýbová, P. (2014): Geofyzikální metody měření v geotechnice. – Geodrill, Brno.

Kumpera, O. (1983): Geologie spodního karbonu jesenického bloku. Knihovna ÚÚG, Praha, 59, 172 s.

Loke, M., H. (1999): Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies, A practical guide to 2-D and 3-D surveys.

Mareš, S. et al. (1990): Úvod do užití geofyziky, SNTL, Praha.

Milsom, J. (2008): Field Geophysics. Third Edition. John Wiley and Sons Ltd. London. 232 s.

Mussett, A.E., Khan, A. M., 2000. Looking into the Earth - An Introduction to Geological Geophysics. Cambridge University Press, New York.

Plaček, M. (2001): Hrady a zámky na Moravě a ve Slezsku. – Praha.

Plaček, M. (2007) : Ilustrovaná encyklopedie Moravských hradů, hrádků a tvrzí. – Praha.

Sedláček, J. (2013): Úvod do užité geofyziky. Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc, 81 s.

Šťastná, P. (2007): Geomorfologické poměry vybraných vrcholů Nížkého Jeseníku. Diplomová práce, Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc, 92 s.

Tymonová, M., Kalábek, M. (1998): Dosavadní výsledky archeologického výzkumu lokality Tepenec na katastru obce Jívová (okr. Olomouc). – In: Střední Morava: kulturně historická revue, 4, 6, pp. 89-95, Memoria, Olomouc.

Vránová, V., Vrána, J. (2005): Jívová-Tepenec: Pravěké hradisko a Karlův hrad. – Archeologické památky střední Moravy 9, 46 s.

## Internetové zdroje

www1: Geomorfologické jednotky. Geoportál. Dostupné z:

<http://geoportal.cuzk.cz/geoprohlizec/default.aspx?ck=1&SID=&wmcid=12231&srs=EPSG:5514&bbox=-1006895.816,-1285121.632,-322778.312,-875470.432&lng=CZ#ipsQueue> (cit. 20. 5. 2017)

www2: Základní mapy ČR. Geoportál. Dostupné z:

<http://geoportal.cuzk.cz/geoprohlizec/default.aspx?ck=1&SID=&wmcid=12231&srs=EPSG:5514&bbox=-1006895.816,-1285121.632,-322778.312,-875470.432&lng=CZ#ipsQueue> (cit. 10. 7. 2017)

www3: Geologická mapa 1 : 50 000. Česká geologická služba. Dostupné z:

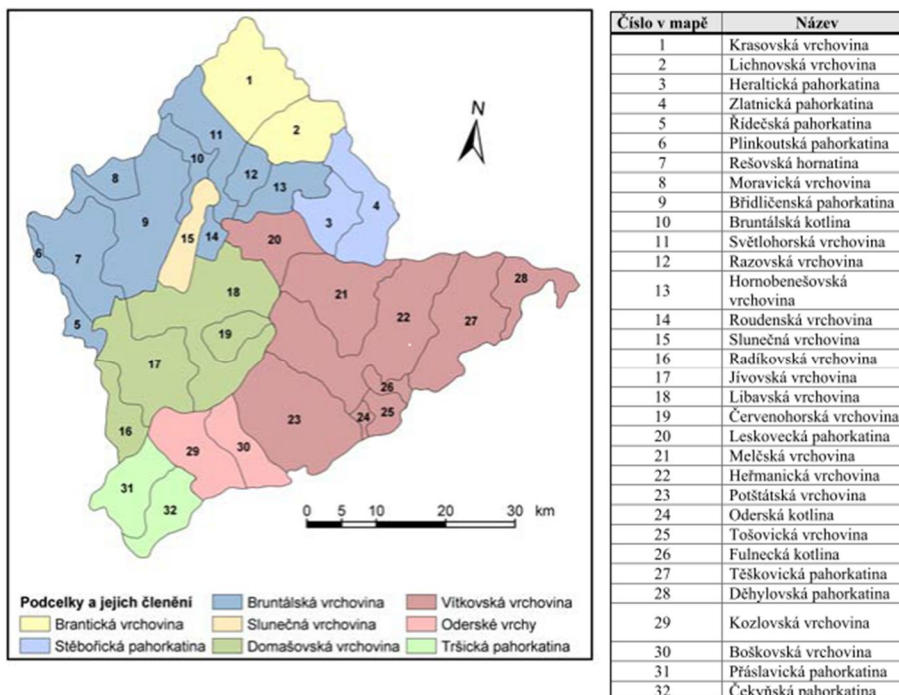
[http://mapy.geology.cz/geocr\\_50/?center=-535600,-1109700&scale=15000](http://mapy.geology.cz/geocr_50/?center=-535600,-1109700&scale=15000) (cit. 20. 5. 2017) a [http://www.geology.cz/app/ciselniky/lokalizace/show\\_map.php?mapa=g50&y=535600&x=1109700&s=1](http://www.geology.cz/app/ciselniky/lokalizace/show_map.php?mapa=g50&y=535600&x=1109700&s=1) (cit. 3. 11. 2016)

## Seznam obrázků

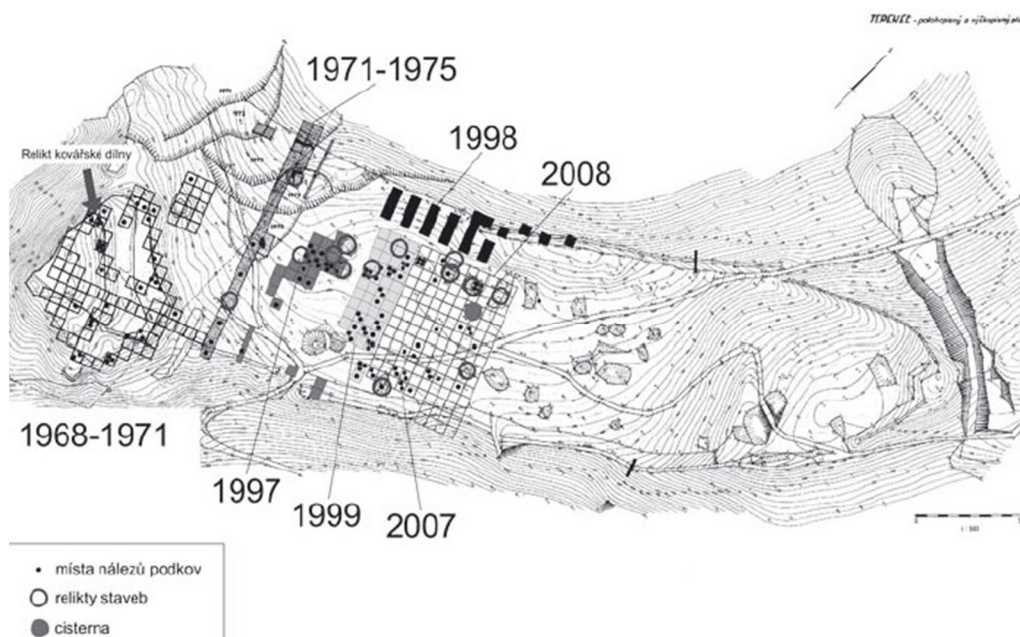
Obr. 1: Geomorfologická mapa ČR, upraveno z <a href="http://www.geoportal.cuzk.cz">www.geoportal.cuzk.cz</a> , <a href="http://www1">www1</a> . ....	4
Obr. 2: Oblast výzkumu, upraveno z <a href="http://www.geoportal.cuzk.cz">www.geoportal.cuzk.cz</a> , <a href="http://www2">www2</a> . ....	5
Obr. 3: Stratigrafické schéma karbonu moravskoslezské oblasti (Chlupáč, 2011).....	6
Obr. 4: Geologická mapa oblasti prospekce a jejího okolí, převzato z <a href="http://www.geology.cz">www.geology.cz</a> , <a href="http://www3">www3</a> . ....	7
Obr. 5: Schématický nákres hlavního jádra a rozsáhlým předhradím, Plaček (2001).....	8
Obr. 6: Situace profilů GPR ve zkoumaném prostoru Geodrillu (Hašek a Tomešek, 2005).....	9
Obr. 7: Průchod elektrického proudu na vertikálním řezu (Musset a Khan, 2000). ....	15
Obr. 8: Horizontální průchod elektrického proudu horninou (Musset a Khan, 2000). ....	15
Obr. 9: Princip odporových metod (Jančovič et al., 2014).....	16
Obr. 10: Výsledky zpracování odporového profilování (Jančovič et al., 2014). ....	16
Obr. 11: Princip multielektrodevého uspořádání (Jančovič et al., 2014). ....	17
Obr. 12: Rozdíly v uspořádání elektrod pro uspořádání Wenner a Wenner-Schlumberger (Loke, 1999). 18	
Obr. 13: Pseudosekce datové struktury uspořádání Wenner a Wenner-Schlumberger (Loke, 1999). ....	19
Obr. 14: Metody měřícího uspořádání při odporovém profilování (Loke, 1999), upraveno. ....	20
Obr. 15: Situační schéma geofyzikální prospekce. ....	21
Obr. 16: Oblast průběhu geofyzikální prospekce, (foto autor, 2015).....	21
Obr. 17: Schéma rozložení profilů při terénní etapě. ....	23
Obr. 18: Odporový profil Tep18 umístěný v zájmové oblasti. ....	24
Obr. 19: Odporový profil Tep5 s vyznačením polohy 2D profilu s nízkoodporovou spodní částí.....	25
Obr. 20: Pseudo-3D model s vyznačením profilů.....	26
Obr. 21: A) pseudo-3D modely podle hloubkového dosahu, B) 2D profily, C) 3D model.....	26
Obr. 22: Porovnání 3D modelu a pseudo-3D modelu a vyznačení určitých struktur.....	27
Obr. 23: 3D modelace podpovrchových struktur a zahloubených objektů v různých úhlech. ....	27

# Přílohy

## Příloha 1 – Geomorfologie a archeologie

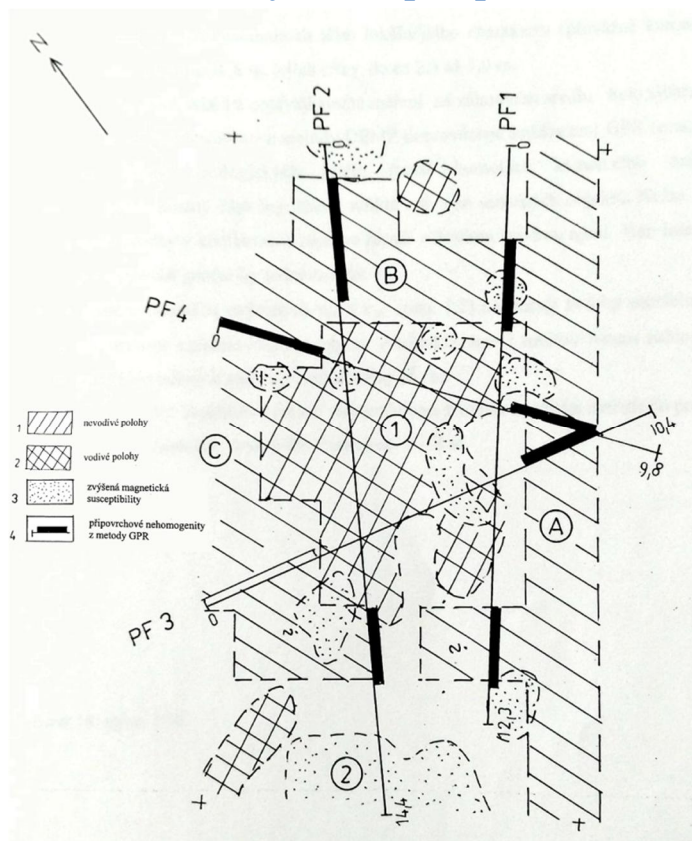


Obr. 1: Vymezení Jesenícké oblasti a jejich celků, Šťastná (2007).

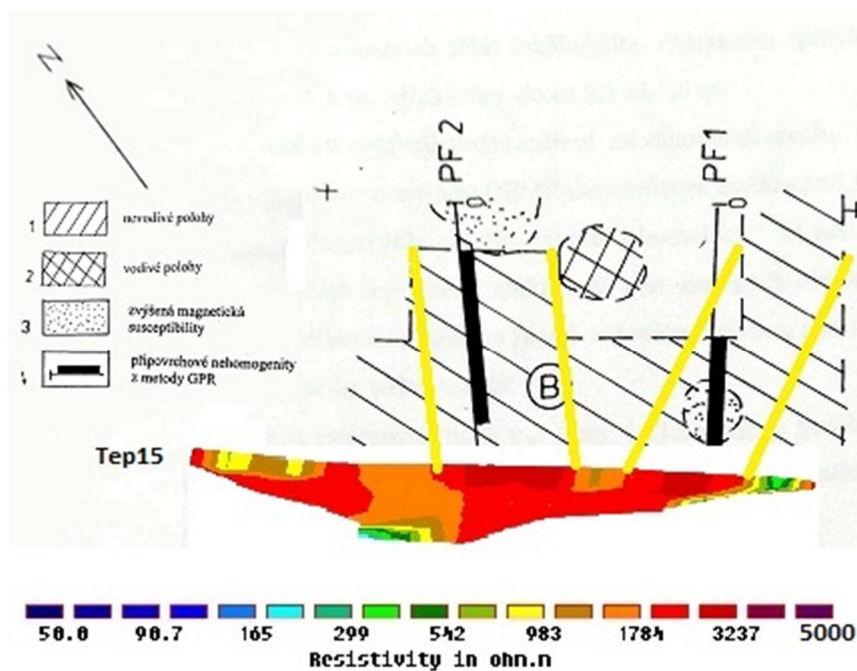


Obr. 2: Schématická mapa archeologických výzkumu a nálezů (Vránová a Vrána).

## Příloha 2 – Geofyzikální prospekce

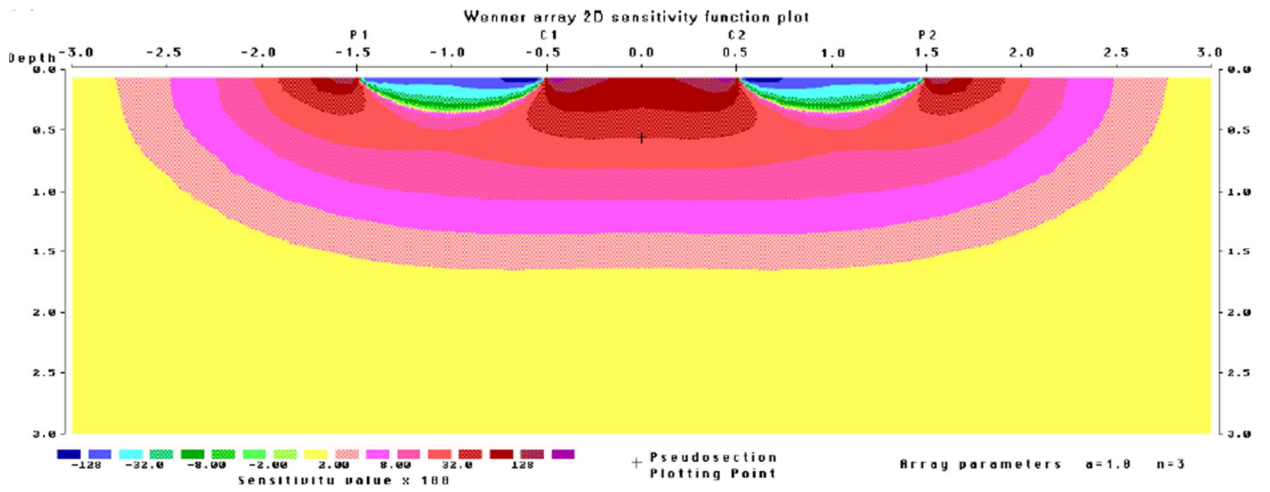


Obr. 3: Porovnání údajů geofyzikální prospekce – A, B, C – zóny snížených vodivosti; 1, 2 – polohy morfologických depresních struktur s písčito-hlinitou výplní (Hašek a Tomešek, 2005), upraveno.

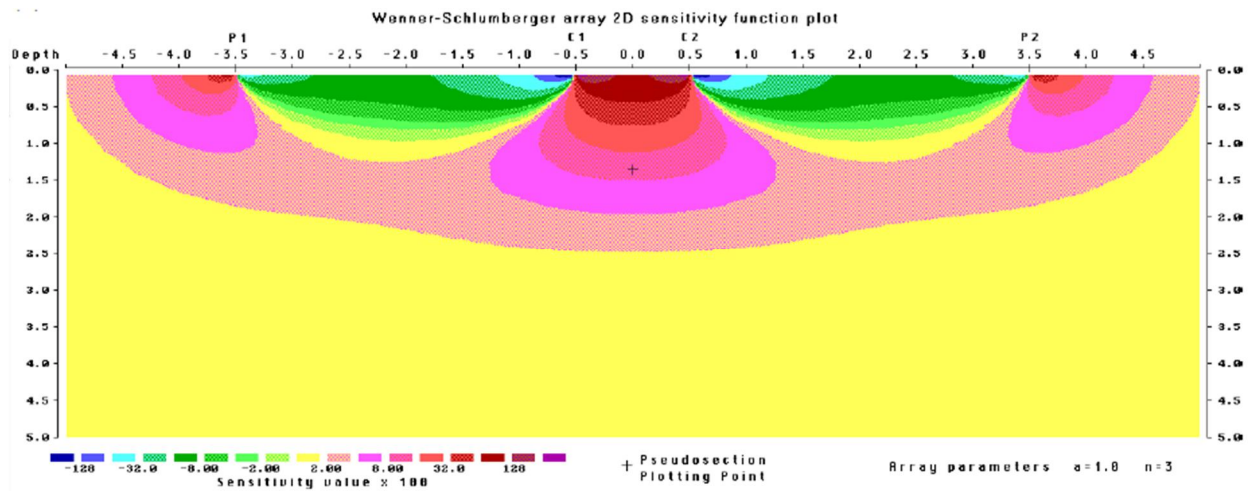


Obr. 4: Porovnání údajů geofyzikální prospekce – B – zóny snížených vodivosti; s polohou profilu Tep15.

### Příloha 3 – 2D profily s různým uspořádáním elektrod

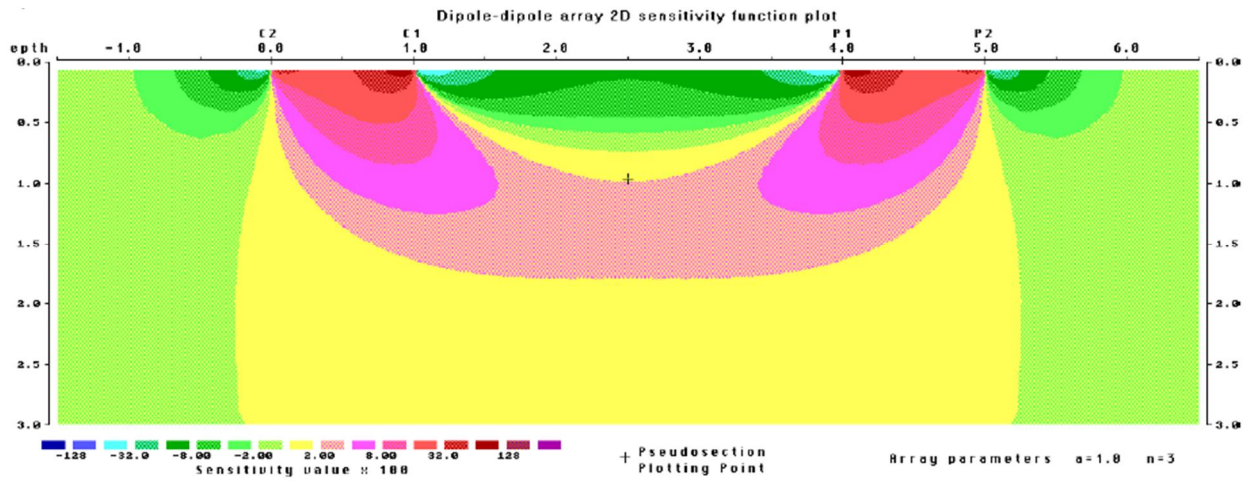


Obr. 5: 2D profil zobrazující tvar elektrického pole a jeho vertikální dosah a citlivost pro uspořádání elektrod Wenner (Loke, 1999).

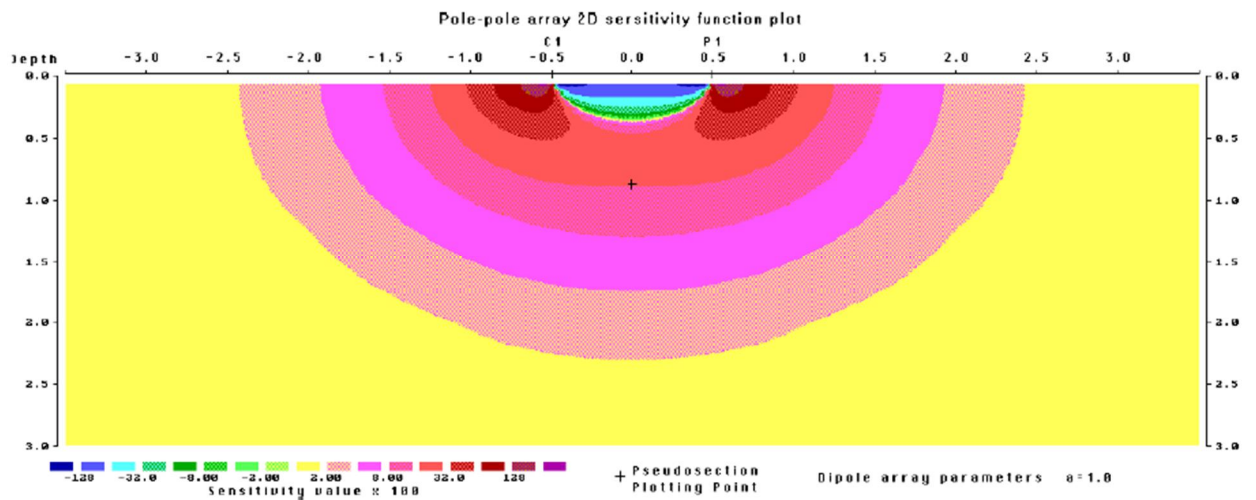


Obr. 6: 2D profil zobrazující tvar elektrického pole a jeho vertikální dosah a citlivost pro uspořádání elektrod Wenner-Schlumberger (Loke, 1999).





Obr. 7: 2D profil zobrazující tvar elektrického pole a jeho vertikální dosah a citlivost pro uspořádání elektrod Dipól-dipól (Loke, 1999).



Obr. 8: 2D profil zobrazující tvar elektrického pole a jeho vertikální dosah a citlivost pro uspořádání elektrod Pól-pól (Loke, 1999).

## Příloha 4 – nadmořské výšky

Tab. 6: Tabulka naměřených nadmořských výšek na profilech tep1 – tep13.

Název profilu	Rozestupy při měření nadmořských výšek (m n. m.)						
	11,5 m	9,5 m	7,5 m	5,5 m	3,5 m	1,5 m	0 m
Tep1	523,55	523,63	523,66	524,09	523,85	523,88	524,22
Tep2	523,32	522,08	523,02	523,48	523,46	523,43	523,65
Tep3	523,05	522,28	522,75	522,95	523,65	523,71	523,75
Tep4	522,74	522,41	523,42	523,69	523,75	523,75	523,73
Tep5	522,62	522,37	523,24	523,73	523,76	523,74	523,73
Tep6	522,15	522,29	523,49	524,23	523,79	523,82	523,63
Tep7	521,82	522,45	523,58	524,14	523,87	523,71	523,67
Tep8	521,63	522,25	523,42	523,75	523,77	523,62	523,93
Tep9	521,75	522,49	523,07	523,7	523,52	523,75	524,22
Tep10	522,21	522,61	522,98	523,54	523,48	523,81	524,51
Tep11	522,49	522,81	523,09	523,4	523,45	524,1	524,83
Tep12	522,86	523,28	523,49	523,47	523,94	524,53	525,22
Tep13	523,23	523,77	523,78	523,71	524,0	524,6	525,43

Tab. 7: Tabulka naměřených nadmořských výšek na profilech Tep14 – Tep18.

	Tep14	Tep15	Tep16	Tep17	Tep18
0	525,43	524,15	523,73	523,23	523,23
0,5	525,22	524,09	523,48	522,86	522,86
1,5	524,83	523,61	523,32	522,49	522,49
2,5	524,51	523,56	523,4	522,21	522,21
3,5	524,22	523,58	523,54	521,75	521,75
4,5	523,93	523,73	523,67	521,63	521,63
5,5	523,67	523,83	524	521,82	521,82
6,5	523,63	523,80	524,05	522,15	522,15
7,5	523,73	523,76	523,61	522,62	522,62
8,5	523,73	523,75	523,62	522,74	522,74
9,5	523,75	523,67	522,9	523,05	523,05
10,5	523,65	523,45	523,36	523,32	523,32
11,5	524,22	523,86	523,98	523,55	523,55