

**JIHOČESKÁ UNIVERZITA V ČESKÝCH BUDĚJOVICÍCH**  
**ZEMĚDĚLSKÁ FAKULTA**

**Studijní program:** N4106 Zemědělská specializace

**Studijní obor:** Pozemkové úpravy a převody nemovitostí

**Katedra:** Katedra krajinného managementu

**Vedoucí katedry:** doc. Ing. Pavel Ondr, CSc.

Diplomová práce

***Analýza průběhu podpovrchových struktur  
v reprezentativních řezech výzkumných povodí***

**Vedoucí diplomové práce:** Ing. Václav Bystřický, Ph.D.

**Autor diplomové práce:** Bc. Štěpán Dubec

České Budějovice, 2014

## **Prohlášení**

*Prohlašuji, že svoji diplomovou práci na téma Analýza podpovrchových struktur v reprezentativních řezech výzkumných povodí jsem vypracoval samostatně pouze s použitím zdrojů uvedených v seznamu citované literatury.*

*Prohlašuji, že v souladu s § 47b zákona č. 111/1998 Sb. v platném znění souhlasím se zveřejněním své diplomové práce, a to v nezkrácené podobě elektronickou cestou ve veřejně přístupné části databáze STAG provozované Jihočeskou univerzitou v Českých Budějovicích na jejích internetových stránkách, a to se zachováním mého autorského práva k odevzdanému textu této kvalifikační práce. Souhlasím dále s tím, aby toutéž elektronickou cestou byly v souladu s uvedeným ustanovením zákona č. 111/1998 Sb. zveřejněny posudky školitele a oponentů práce i záznam o průběhu a výsledku obhajoby kvalifikační práce. Rovněž souhlasím s porovnáním textu mé kvalifikační práce s databází kvalifikačních prací Theses.cz provozovanou Národním registrem vysokoškolských kvalifikačních prací a systémem na odhalování plagiátů.*

*V Českých Budějovicích dne*

.....  
Bc. Štěpán Dubec

## **Poděkování**

*Na tomto místě bych rád poděkoval svým blízkým, především rodičům, za podporu během studia a vytvoření vhodných podmínek k práci.*

*Velice rád bych poděkoval Ing. Pavlu Žlábkovi, Ph.D. za možnost zvolení dané problematiky a pomoc do jejího uvedení.*

*V neposlední řadě děkuji vedoucímu mé diplomové práce Ing. Václavu Bystřickému, Ph.D. za jeho přístup, ochotu a cenné rady při psaní této práce.*

*Dále Ing. Davidu Zumrovi, Ph.D. za odborné vedení při terénním měření i za jeho cenné rady, RNDr. Stanislavu Škodovi, Ph.D. a Ing. Petru Fučíkovi, Ph.D. za poskytnutí diagnostik k půdním sondýrkám a kolektivu přátel a zaměstnanců Katedry krajinného managementu za pomoc při provádění technické části terénního geofyzikálního měření.*

## **ABSTRAKT**

DUBEC, Štěpán. *Analýza průběhu podpovrchových struktur v reprezentativních řezech výzkumných povodí*. České Budějovice, 2014. Diplomová práce. Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích. Zemědělská fakulta. Katedra krajinného managementu. Vedoucí práce Ing. Václav Bystřický, Ph.D.

**Klíčová slova:** elektrická odporová tomografie, ERT, geoelektrické metody, geofyzikální průzkumné metody, nepropustné geologické podloží

Tato diplomová práce je zaměřena na popis podpovrchových struktur a zjištění uložení geologického nepropustného podloží v zájmových oblastech výzkumných povodí Kopaninského a Jenínského potoka. K terénnímu měření byla zvolena geofyzikální geoelektrická metoda tzv. mnohožilného kabelu (ERT - elektrická rezistivní tomografie). Tato metoda geofyzikálního průzkumu poskytuje informace o podpovrchových strukturách, ověřuje hypotézy a přináší nové informace o litologické a strukturální situaci pod povrchem země. ERT měření bylo uskutečněno automatickým geoelektrickým systémem ARES, v kombinaci s tzv. inteligentními elektrodami. Získaná naměřená data byla vykreslena pomocí programu Res2DInv ve formě vertikálních řezů elektrické rezistivity, které sloužily k interpretaci. Získané výsledky, tedy určení hloubky a průběhu nepropustného podloží, jsou důležité pro zpřesnění datových vstupů jak pro modelování srážko-odtokových procesů především v oblasti kalibrace a validace jednotlivých nastavení modelů, tak i pro ostatní hydrologické analýzy a studie prováděné v rámci výzkumných projektů. Informace o hloubce nepropustného podloží je použitelná jako jeden z dílčích vstupů např. do hydrologického modelu MIKE SHE.

## **ABSTRACT**

**Keywords:** electrical resistivity tomography, ERT, geoelectric methods, geophysical methods, impermeable geological bedrock

This theses is focused on the description of subsurface in the area of interest - Kopaninsky and Jeninsky stream catchment - and consequently thy most accurate interpretation depth of impermeable bedrock. Geophysical multicable metod (ERT - electrical resistivity tomography“) was selected for field measurements. This method of geophysical survey provides the information on subsurface structures, verifies

hypotheses and brings new information on the lithological and structural conditions below the surface. ERT measurements were performed automatically by geoelectrical ARES device in combination with intelligent electrodes. The data obtained by field measurements were plotted in the form of resistive sections (using ReS2DInv software) which were used for the later interpretation. The given results determine the depth and process of impermeable bedrock which are important for more accurate data inputs like for modeling rainfall-runoff processes especially in the field of calibration and validation of each adjustment of models as well as for the next other hydrological analyzes and studies carried out in the research projects. The purpose of this work is to determine the depth of impermeable bedrock and could serve as a data input for MIKE SHE hydrological modeling.

## Obsah

<b>1</b>	<b>ÚVOD</b> .....	<b>9</b>
<b>2</b>	<b>LITERÁRNÍ PŘEHLED</b> .....	<b>10</b>
2.1	HORNINOVÉ VRSTVY.....	10
2.1.1	Struktura kontinentální kůry.....	10
2.1.2	Vznik a úložní poměry hornin.....	10
2.1.3	Hydrogeologický režim.....	11
2.2	PŮDNÍ VRSTVY.....	13
2.2.1	Vznik a vývoj půdního profilu.....	14
2.2.1.1	Diagnostické půdní horizonty.....	14
2.3	GEOFYZIKÁLNÍ PRŮZKUMNÉ METODY.....	16
2.3.1	Geoelektrické metody.....	18
2.3.1.1	Vybrané elektromagnetické parametry hornin.....	19
2.3.1.2	Geoelektrické metody stejnosměrné.....	19
	Stejnoseměrné odporové metody.....	20
	<i>Odporové profilování (OP)</i> .....	20
	<i>Vertikální elektrické sondování (VES)</i> .....	21
	<i>Multielektrodové uspořádání (MEU; MRT; ERT)</i> .....	22
	Stejnoseměrné potenciálové metody.....	23
2.3.1.3	Geoelektrické metody elektrochemické.....	23
	<i>Metoda spontánní polarizace (SP)</i> .....	23
	<i>Metoda vyzvané polarizace (VP)</i> .....	24
	<i>Metoda nabitého tělesa (NT)</i> .....	24
2.3.1.3	Geoelektrické metody elektromagnetické.....	25
	<i>Dipólové elektromagnetické profilování (DEMP)</i> .....	25
	<i>Metoda velmi dlouhých vln (VDV)</i> .....	26
	<i>Georadarový průzkum (GPR)</i> .....	26
	<i>Metoda TURAM a SLINGRAM</i> .....	27
	<i>Konduktometrie</i> .....	28
2.3.2	Seismické metody.....	28
	<i>Mělká refrakční seismika (MRS)</i> .....	29
	<i>Mělká reflexní seismika (RXS)</i> .....	30
2.3.3	Gravimetrické metody.....	31
2.3.3.1	Tíhová (Bougenova) anomálie.....	31
2.3.3.2	Mikrogravimetrie.....	33

2.3.4	Magnetometrické metody .....	33
2.3.4.1	Magnetické vlastnosti hornin .....	33
2.3.5	Geotermické metody .....	35
2.3.5.1	Tepelný tok $q$ .....	35
2.3.5.2	Tepelná konduktivita $l$ (součinitel tepelné vodivosti $k$ ) .....	36
2.3.6	Radionuklidové metody .....	37
2.3.6.1	Přirozená radioaktivita hornin .....	37
2.3.7	Karotážní metody (měření ve vrtech) .....	38
2.4	ZVOLENÍ VHODNÉ GEOFYZIKÁLNÍ METODY .....	40
2.4.1	Geofyzikální metody vhodné pro průzkum geologického podloží .....	40
<b>3</b>	<b>MATERIÁL A METODY .....</b>	<b>45</b>
3.1	MATERIÁL .....	45
3.1.1	Povodí Kopaninského potoka .....	45
3.1.2	Povodí Jenínského potoka .....	47
3.2	METODY .....	50
3.2.1	Elektrická rezistivní tomografie (ERT) .....	51
3.2.1.1	Přístrojové vybavení .....	52
3.2.1.2	Měření v terénu .....	53
3.2.2	Postup terénního geofyzikálního měření .....	54
3.2.2.1	Vedení transektů studovanými územími .....	54
3.2.2.2	Podrobný postup provedení terénního geofyzikálního měření metodou ERT57	
<b>4</b>	<b>VÝSLEDKY A DISKUZE .....</b>	<b>61</b>
4.1	VYKRESLENÍ TRANSEKTŮ PROGRAMEM Res2DInv .....	61
4.2	VYHODNOCENÍ VÝSLEDKŮ MĚŘENÍ .....	64
4.2.1	Interpretace výsledných odporových řezů .....	65
4.2.1.1	Profil transektu T1 .....	66
4.2.1.2	Profil transektu T2 .....	66
4.2.1.3	Profil transektu T3a .....	67
4.2.1.4	Profil transektu T3b .....	69
4.2.2	Diagnostika půdní sondy S24 a popis kvartéru na lokalitě Kopaninského potoka .....	70
4.2.3	Porovnání výsledků půdní sondy S24 s výsledným odporovým řezem transektu T2 .....	71
4.2.3.1	Porovnání podle barevnostní škály .....	72
4.2.3.2	Porovnání podle hodnot měrných odporů .....	72

4.2.4 Diagnostika půdní sondýrky J116 z lokality povodí Jenínského potoka .....	74
4.2.5 Porovnání výsledků půdní sondýrky J116 s výsledným odporovým řezem transektu T3b .....	75
<b>5 ZÁVĚR.....</b>	<b>76</b>
<b>6 SEZNAM LITERATURY .....</b>	<b>78</b>



# 1 ÚVOD

Geologický průzkum do velkých i malých hloubek, má-li být efektivní, musí ve stále větší míře využívat způsobů průzkumu, které mu umožní sledovat zkoumané území spojitě a upřesnit tak informace mezi průzkumnými díly (*MAREŠ, 1990*).

Mezi často aplikované metody při řešení různých geo-morfologických problémů patří celá paleta geofyzikálních metod. Jejich význam roste zejména v poslední době a souvisí s řadou výhod, zahrnujících operativnost, ekonomičnost a nedestruktivní přístup. Hlavní výhodou běžně v terénu používaných geofyzikálních metod lze spatřovat v relativně levném a rychlém získání informací o geologickém podloží do hloubky řádově jednotek až desítek metrů. Slouží tedy zejména v situacích, kdy je třeba verifikovat vizuální geomorfologickou interpretaci a podložní struktury není možné analyzovat z odkrytů, kopaných sond nebo s pomocí finančně velmi náročných vrtných prací (*DURAS A KOL., 2005*).

Geofyzikální měření vzhledem ke svému charakteru zkoumá horninový masív mnohem více prostorově než je to možné u zkoumání geologického a zejména geotechnického (*BLÁHA A KOL., 2009*).

*MAREŠ (1990)* popisuje zemskou kůru jako nehomogenní, tvořenou jednotlivými bloky, ty pak horninami různého původu a geologického stáří. Odlišné fyzikální vlastnosti hornin nebo tektonických jednotek (hustota, magnetická susceptibilita, měrný odpor, radioaktivita, tepelná vodivost a elastické parametry) ovlivňují lokálně fyzikální pole Země. Ze změn ve fyzikálních polích Země můžeme proto zpětně soudit na nehomogenity v zemské kůře.

Předkládaná diplomová práce (zaměřená na popis podpovrchových struktur v zájmových oblastech výzkumných povodí a následně co nejpřesnější interpretace hloubky geologického podloží) se snaží o detailní teoretický popis jednotlivých geofyzikálních průzkumných metod, o seznámení se s jejich přístrojovou základnou, možnými faktory, které geofyzikální měření ovlivňují, způsoby zpracování naměřených dat, interpretačními postupy a jejich nejběžnějšího využití v praxi.

Pro komplexní pochopení a dotvoření uceleného přehledu možností řešení problematiky byl literární přehled doplněn o popis horninových a půdních vrstev v zemské kůře a o přehled různých variant geofyzikálních metod nebo jejich kombinací použitelných pro průzkum horninového podloží.

# 2 LITERÁRNÍ PŘEHLED

## 2.1 HORNINOVÉ VRSTVY

### 2.1.1 Struktura kontinentální kůry

Studiem Země a především zemské kůry se zabývá **geologie** (*BABUŠKA A MUŽÍK, 1981*).

Zemská kůra je zevním kamenným obalem, na němž se odehrávají veškeré geologické pochody a kde je tedy vlastní pracovní pole geologie (*CHÁBERA, 1956*). Kontinentální kůra je část kontinentální litosféry, spočívající nad Mohorovičovou diskontinuitou, tvoří svrchní, diferencovanější a geologicky zralejší části kontinentální litosféry. Podle *KACHLÍKA (2001)* průměrná mocnost kontinentální kůry vyplývající ze seismických a gravimetrických výzkumů činí 35 km. Podle *KUMPERY A KOL. (1988)* je svrchní vrstva kůry vyvinuta jen místy. Skládá se ze sedimentů, jejichž mocnost nepřesahuje 10 až 15 km.

### 2.1.2 Vznik a úložní poměry hornin

*BABUŠKA A MUŽÍK (1981)* rozdělují **petrografii**, která se zabývá studiem hornin na *petrografii všeobecnou*, zabývající se obecnými zákonitostmi vzniku, přeměny a zastoupení hornin v zemské kůře, a *petrografii systematickou*, jež popisuje jednotlivé typy hornin a řadí je do určité soustavy (systému). V poslední době se podle nich užívá také hojně názvu *petrologie*, zejména pro tu část petrografie, která se zabývá vznikem hornin (*petrogenезí*). Podle vzniku horniny dělíme na (*HABĚTÍN A KOL., 1973*); (*BABUŠKA A MUŽÍK, 1981*):

- *vyvřelé* (magmatické - např. žula, čedič, znělec);
- *usazené* (sedimentární - např. pískovec, slepenec, břidlice);
- *přeměněné* (metamorfované - např. rula, svor, fylit).

V nejsvrchnějších pásmech zemské kůry převládají horniny usazené (do hloubky 5km), v hlubších polohách horniny přeměněné a zejména magmatické, které posléze úplně převažují (*HABĚTÍN A KOL., 1973*).

Odvětví geologie, které se zabývá studiem geologické minulosti Země, se nazývá **historická geologie**. Základem historické geologie je **stratigrafie** - tj. nauka o vrstevních sledech (*CHLUPÁČ, 2001*).

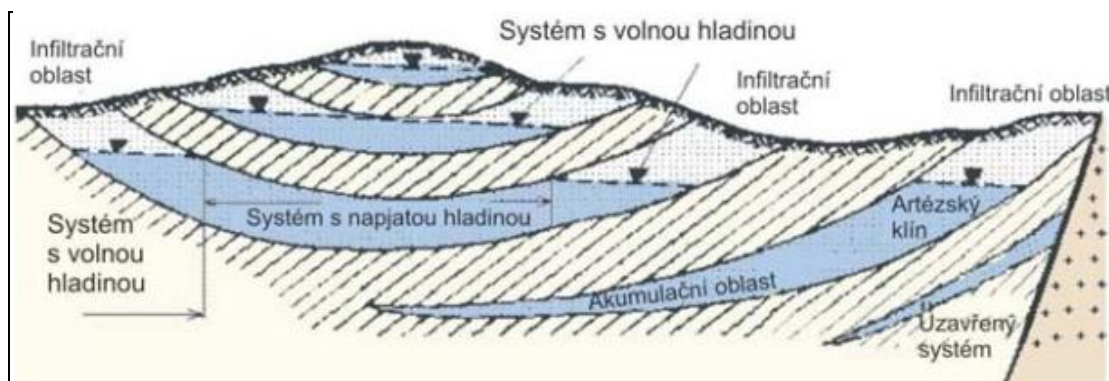
Horniny zemské kůry vytvářejí při svém vzniku tělesa určitých tvarů, které jsou dány procesy, které vedly k jejich vzniku, např. sedimenty vytvářejí vrstvy, intruzivní tělesa žíly, trojrozměrné rozsáhlé plutony atd. (KACHLÍK, 2001). Mocnost jednotlivých vrstev nebývá často na všech místech stejná. V některých místech se mocnost vrstvy zmenšuje, vrstva se ztenčuje, na jiném místě je mocnost téže vrstvy větší, vrstva nadužuje (CHÁBERA, 1956).

Z hlediska studované problematiky se uvažuje o horninách jako o prostředí, které umožňuje nebo neumožňuje influkci nebo infiltraci srážkových nebo povrchových vod, oběh podzemních vod, vytváření zásob podzemních vod a jejich odvodnění do hydrografické sítě (HEJNÁK, 2004).

### 2.1.3 Hydrogeologický režim

Část vodních srážek spadlých na povrch zemský stéká vlivem gravitace po povrchu formou plošného odtoku, který se postupně koncentruje do toků a odtéká, jako povrchový odtok. Část srážek se vsakuje pod zemský povrch a jako podzemní - podpovrchová voda se zúčastňuje hydrologického oběhu vody v přírodě (JANDORA A KOL., 2011). Vsakující voda proniká od povrchu země do hlubší vrstvy prasklinami, trhlinami, volnými místy po odumřelých kořenech rostlin a chodbičkami živočichů. Tyto cesty slouží i odtoku půdní vláhy ve směru odvodnění tzv. hypodermickým odtokem. Vsakující voda jinak proniká hlouběji a dotuje zásoby podzemní vody (BLAŽEK, 2006). Pohyb vody co do směru a rychlosti je určen vlastnostmi horninového prostředí, prostorovým uspořádáním kolektorů a izolátorů v hydrogeologické struktuře, působením energie (potenciálu), která je obvykle dána geomorfologickými vztahy (spádem) mezi místy infiltrace a odvodnění v hydrogeologické struktuře. **Hydrogeologický kolektor** je horninové prostředí, jehož propustnost je v porovnání s propustností bezprostředně přilehlého horninového prostředí natolik větší, že se v něm gravitační voda za stejných hydraulických podmínek pohybuje mnohem snadněji. Naopak **hydrogeologický izolátor** je horninové těleso, jehož propustnost je v porovnání s propustností bezprostředně přilehlého horninového prostředí natolik menší, že se v něm gravitační voda za stejných hydraulických podmínek pohybuje mnohem hůře (jako kritérium rozlišení kolektor a izolátoru se obvykle bere diference 1-1,5 řádu hodnoty propustnosti) (BLÁHA A KOL., 2010). Geologické prostředí, u kterého jsou póry zcela vyplněny vodou se nazývá zvodněnou vrstvou a tato prostředí podle schopnosti

převádět vodu skrz sebe za obvyklých podmínek jsou buď propustná prostředí, polopropustná prostředí a nepropustná prostředí, která mohou, nebo nemusí obsahovat ve svých pórech vodu (jíly nebo kompaktní skalní horniny) (JANDORA A KOL., 2011). Podle ZIMY (1996) je z hydrologického hlediska, vedle údajů o mocnosti a propustnosti zvodněné vrstvy, podstatný i průběh a charakter jejího podloží. To může být tvořeno buď relativně nepropustnou vrstvou (např. jíly) nebo horninami skalního podkladu.



**Obr. 1** Příklad pánevní hydrogeologické struktury - na obrázku jsou vidět zvodněné kolektory s volnou hladinou, s napjatou hladinou, i kolektory s omezeným prouděním podzemní vody (zóny stagnující podzemní vody), oddělené hydrogeologickými izolátory s horninami se sníženou propustností (šrafované). Zdroj: (BLÁHA A KOL., 2010).

Zhruba rozeznáváme horniny propustné a nepropustné, které pak ještě dále rozdělujeme podle toho, jak vodu přijímají a jak ji dále propouštějí (STEJSKAL, 1967).

**Infiltrace** je proces, při kterém voda vniká do půd nebo povrchových uloženin kombinovaným působením gravitace a kapilárních sil. Rychlost infiltrace závisí hlavně na zrnitosti a propustnosti materiálu (KUKAL, 1983).

**Propustnost** půdy pro vodu je schopnost půdy infiltrovat vodu z povrchu do hlubších vrstev (HRAŠKO A BEDRNA, 1988). Propustnost horniny vyjadřujeme koeficientem hydraulické vodivosti **K**. Základní a zjednodušený tvar Darcyova zákona lze vyjádřit vzorcem:

$$v = K \cdot i \quad [\text{m} \cdot \text{s}^{-1}],$$

kde **v** je darcyovská rychlost proudění podzemní vody, **K** je koeficient hydraulické vodivosti, který je konstantní vlastností konkrétní horniny za podmínky 100% saturace vodou, **i** je hydraulický gradient (bezrozměrná veličina, charakterizující sklon hladiny podzemní vody) (BLÁHA A KOL., 2010). STEJSKAL (1967) rozlišuje propustnost hornin pórovou, puklinovou a krasovou.



**Obr. 2** Schéma horninového prostředí s průlinovou (pórovou), puklinovou a krasovou propustností.  
Zdroj: (BLÁHA A KOL., 2010).

*hydrogeologie* je obor zabývající se podzemními vodami, jejich původem, podmínkami výskytu, zákony pohybu, jejich vzájemným působením s horninami, jejich vztahem k atmosférickým a povrchovým vodám a jejich hospodářským významem (BLÁHA A KOL., 2010). Podle STEJSKALA (1967) rozeznáváme dva hlavní druhy podzemních vod, a to tzv. souvislé podzemní vody, které vyplňují póry a mezery v propustných horninách, a tzv. puklinové podzemní vody, které jsou omezeny na pukliny v horninách víceméně nepropustných.

## 2.2 PŮDNÍ VRSTVY

Přestože si každý umí pojem půda představit, je podle KACHLÍKA (2001) velmi obtížné ji přiléhavě definovat. Nejvýstižnější definici půdy podal jeden ze zakladatelů světového půdoznalství V. V. Dokučajev, který půdu považuje za samostatný přírodně-historický útvar, který vzniká a vyvíjí se zákonitým procesem, jenž probíhá působením několika půdotvorných činitelů“. Podobná, i když dnes už poněkud archaicky znějící je definice jednoho ze zakladatelů českého půdoznalství V. Nováka: „Půda je přírodní útvar, který se vyvíjí z povrchových zvětralin kůry zemské a ze zbytků ústrojenců a jehož stavba a složení jsou výsledkem podnebí a jiných faktorů půdotvorných“ (TOMÁŠEK, 2000). Podle KACHLÍKA (2001) je půda tedy složitý otevřený trojrozměrný, neustále se vyvíjející systém, vznikající na určitém geologickém substrátu (podkladu) a ovlivňovaný působením exogenních geologických činitelů.

Hloubka půdy je podle TOMÁŠKA (2000) dána přítomností souvislého skalního podloží, výskytem souvislé, výrazně šterkovité vrstvy nebo trvalé hladiny podzemní vody v profilu, a to na konvenční hloubku 150 cm. LINKEŠ IN VASS A ELEČKO (1989) uvádí charakter recentního půdního pokryvu (pod kterým rozumíme svrchní část zemského povrchu se souvislým výskytem pedogenetických fenoménů) přibližně do hloubky dvou metrů. Podle HEJNÁKA (2004) se v celku hloubka půdy mění

se stoupající nadmořskou výškou a členitostí terénu. Mění se však velmi nepravidelně i s malými změnami v utváření povrchu, na němž závisí odnos splachem a hromadění zemitých hmot. Hloubka půdy podle *TOMÁŠKA (2000)*:

- *mělká* (pod 30cm);
- *střední* (30-60cm);
- *hluboká* (60-120cm);
- *velmi hluboká* (nad 120cm).

Popisem, genezí půd a jejich klasifikací se zabývá samostatná vědní disciplína pedologie (*TOMÁŠEK, 2000*). **Pedologie** je nauka, která si klade za cíl objasnit genezi půd a charakterizovat její vlastnosti, stanovit klasifikační systém, zpracovat rozšíření půdních jednotek na zemském povrchu, jakož i určit možnosti hospodářského využití půd (*KLIMO, 1996*).

### **2.2.1 Vznik a vývoj půdního profilu**

Půdy mají většinou přímý genetický vztah k půdním substrátům (*HEJNÁK, 2004*). Podle *KACHLÍKA (2001)* půdy vznikají složitými, dlouhodobě probíhajícími půdotvornými procesy, na kterých se podílí mnoho půdotvorných činitelů (viz níže). Vzniká tak specifická tenká nejsvrchnější vrstva litosféry, kterou lze charakterizovat složením, barvou, zrnitostí (texturou), skladbou (půdní strukturou) a podílem humusu aj.). K základním půdotvorným faktorům patří:

- *mateční hornina*;
- *klima*;
- *vliv organismů*;
- *reliéf*;
- *čas*.

#### **2.2.1.1 Diagnostické půdní horizonty**

Během postupného vývoje půdy vzniká jeden z nejcharaktičtějších znaků půd - vertikálně členěný půdní profil, který je možno dále členit na půdní horizonty (*KACHLÍK, 2001*). Pod půdním profilem *HRAŠKO A BEDRNA (1988)* rozumí kolmý průřez té povrchové části zemské kůry, kterou zasahuje půdotvorný proces. Půdní profil se skládá z různých půdních horizontů, které nazýváme genetickými půdními horizonty. Na našem území se půdní horizonty tvořili v kvartéru během teplejších

interglaciálních období (CHLUPÁČ, 2001). NĚMEČEK (2001) i SKLENIČKA (2003) rozlišují následující půdní horizonty:

- *organické horizonty*;
- *organominerální povrchové horizonty (epipedony)*;
- *podpovrchové horizonty*;
- *přechodné horizonty*;
- *fosilní a pohřbené horizonty*.

**Diagnostický půdní horizont** je dobře rozeznatelný genetický půdní horizont (nebo i půdní vrstva), který je definovaný souborem vizuálních i analytických znaků. Slouží k definici půdního typu (VOKOUN A KOL., 2002). Nejsvrchnější **horizont A** se vyznačuje obvykle obohacením humusem a koncentruje se v něm maximum biologické aktivity (KACHLÍK, 2001). TOMÁŠEK (2000) udává hloubku humusového horizontu následovně:

- *mělká* (pod 18 cm);
- *střední* (18-25 cm);
- *hluboká* (25-30 cm);
- *velmi hluboká* (nad 30 cm).

**Horizont B** je obvykle obohacen látkami vyluhovanými z nadložního horizontu A. **Horizont C** představuje půdotvornými pochody nedotčenou mateční horninu nebo její zvětralin. **Horizont D** je hornina ležící v bezprostředním podloží horizontu C, z něhož půda vzniká. Nepodílí se přímo na vzniku půdy, ale vývoj půdy ovlivňuje nepřímo např. tím, že vytváří nepropustné podloží a zamezuje tím migraci srážkové příp. podzemní vody. U některých typů půd jsou hranice mezi jednotlivými horizonty ostré, u jiných mají charakter více méně postupných přechodů. Proto se základní půdní horizonty mohou štěpit do subhorizontů (KACHLÍK, 2001). **Subhorizont diagnostického půdního horizontu** je podle VOKOUNA A KOL. (2002) část půdního horizontu zpravidla paralelní s povrchem půdy, která je zřetelně odlišná svými morfologickými a fyzikálními znaky, hlavně barvou půdy, její zrnitostí, strukturou, konzistencí aj., od subhorizontu sousedního. Subhorizonty se označují čísly ve velikosti písmen malé abecedy, např. Bv<sub>1</sub>, Bv<sub>2</sub>. Za hlavní typy přechodů horizontů TOMÁŠEK (1995) označuje:

- *ostrý* (se zónou přechodu do 1,5 cm);
- *zřetelný* (se zónou 1,5-4 cm);

- *pozvolný* (se zónou 4-15 cm);
- *difúzní* (se zónou nad 15 cm).

## 2.3 GEOFYZIKÁLNÍ PRŮZKUMNÉ METODY

Geofyzika a její průzkumné metody představují vědní disciplínu, která se zabývá studiem fyzikálních polí zemského tělesa, sledováním jejich vývoje a zákonitostí (DURAS A KOL., 2005). MAREŠ (1990) označuje geofyziku jako hraniční vědní obor, který staví na nových objevech geologie a fyziky a na moderních metodách hromadného zpracování dat.

Smysl geofyzikálních metod spočívá v zjištění podpovrchových charakteristik horninového prostředí pomocí měření prováděných na povrchu (ZUMR A KOL., 2006; ZUMR A KOL., 2009). Jejich úkolem je popis geofyzikálních polí a vymezení jejich lokálních anomálií (KUBICA A KROUL, 2013). Geofyzikální metody podávají informace o studované oblasti nepřímo na základě analýzy fyzikálních polí a fyzikálních parametrů horninového prostředí (KROOVÁ A KAROUS, 1999). Podobně se vyjadřují KUBICA A KROUL (2013) - jejich aplikací nevymezíme danou geologickou strukturu přímo, ale zjistíme pouze fyzikální rozhraní, které musí být správně interpretováno. Při interpretaci geofyzikálních dat se často setkáváme s pojmem přímá a obrácená úloha (MAREŠ, 1990).

- **přímá úloha:** definujeme anomálii, kterou vyvolává těleso, jehož tvar, polohu a hustotu známe;
- **obrácená úloha:** analýzou známé anomálie hledáme tvar a polohu tělesa, které by jí mohlo vyvolávat (KALÁB A LEDNICKÁ, 2012).

Podle BLÁHY A KOL. (2010) se jedná o metody nedestruktivní, to znamená, že nijak nepoškozují měřenou lokalitu, ani na ní nezanechávají žádné stopy či pozůstatky omezující její využití (např. průzkumné vrty). K nedestruktivním postupům počítáme nejen ty, při kterých nedochází k žádnému rušivému zásahu do terénu, ale i ty, které do něj zasahují jen v přijatelně malé míře (KUNA, 2004). Vzhledem k této povaze geofyzikálních metod se GAJDOŠ A KOL. (2009) dokonce zmiňuje oboru tzv. environmentální geologie.

Geofyzikální metody průzkumu tvoří velmi rozsáhlý komplex různých metod, jejich variant a modifikací (DURAS, HRADECKÝ, PÁNEK A DUŠEK, 2005). Podle umístění zdroje pole a měřící jednotky při měření jsou rozeznávány různé varianty -



povrchové (pěší), vrtní, důlní, vrt - povrch, podzemní dílo - povrch, podzemní dílo - vrt, vrt - vrt, automobilní, lodní, letecké a družicové (KALÁB A LEDNICKÁ, 2012).

Užitou geofyziku dělíme na jednotlivé metody podle fyzikálního principu a charakteru pole, které proměřujeme (MAREŠ, 1990). S tímto způsobem rozdělení se ztotožňuje celá řada autorů. Např.: MAREŠ, (1996); KALÁB A LEDNICKÁ (2012); MACHÁČEK (2002); DURAS A KOL. (2005) nebo HLAVÁČ A KOL. (2010).

**Tab. 1** Základní členění geofyzikálních metod a jejich hlavní metody. Upraveno podle: (KŘIVÁNEK, 2004).

Základní členění	Hlavní metody
Geoelektrické metody	stejnoseměrné
	elektromagnetické
	elektrochemické
Seismické metody	mělká refrakční seismika
	mělká reflexní seismika
Gravimetrické metody	sledování tíhového pole
	sledování rozložení hmot, resp. hustot
	mikrogravimetrie
Magnetometrické metody	sledování geomagnetického pole
	sledování magnetické susceptibility
	paleomagnetický výzkum
Geotermické metody	sledování toku tepelné energie
	sledování lokálních změn geotermálního pole
Radionuklidové metody	radiometrické metody /sledování přirozené radioaktivity
	metody jaderné geofyziky
Karotáž / geofyzikální měření ve vrtech	sledování fyzikálních vlastností hornin, kapalin, stavu vrtů souborem geofyzikálních metod

Geofyzika se jeví jako čím dál tím důležitější nástroj při geomorfologickém výzkumu (ŠILHÁN A PÁNEK, 2007). Nabízí pohled do hlubší stavby zemské kůry, který je často nedostupný klasickému geologickému průzkumu (MRLINA, 2004). Čím dál tím větší potřeby jejich uplatnění v dnešní době uvádí i SUKENÍK (2007) a dodává vysvětlení - je to způsobené mohutným technickým rozvojem v poslední době a stejně tak i zvýšenými nároky na ekonomickou stránku. Největší přínos z povrchových geofyzikálních metod je ze získání komplexní charakteristiky zájmového území. Podle DURASE A KOL. (2005) geofyzikální metody v geomorfologii napomáhají poznání geologické stavby horninového prostředí, umožňují prostorové vymezení kvazihomogenních celků, umožňují sledovat změny v rozložení

fyzikálních polí, apod. Nejčastěji používané a nejlépe metodicky propracované jsou geoelektrické a seismické metody průzkumu.

Vybraná nejběžnější využití jednotlivých geofyzikálních metod v praxi jsou prezentována samostatně v následujících kapitolách (z pravidla v jejich spodní části) podle jejich různých druhů a metod.

### 2.3.1 Geoelektrické metody

*GRUNTORÁD A KAROUS (1990)* popisují geoelektiku, jako jednu z nejmladších geofyzikálních disciplín. K jejímu rozvoji dochází teprve na počátku našeho století. Podle *KROOVÉ A KAROUSE (1999)* geoelektrické metody patří mezi nejrozmanitější a nepoužívanější metody geofyzikálního průzkumu, protože využívají různých elektrických umělých i přirozených polí jak stejnosměrných, tak i obecně časově proměnných (elektromagnetických) ke studiu prostředí na základě celé soustavy jeho elektrických a elektromagnetických vlastností.

Průběh a charakter těchto vlastností závisí na elektromagnetických (EM) vlastnostech prostředí - vodivosti (odporu), permitivitě, magnetické permeabilitě a elektrochemické aktivitě (*ZIMA, 1996*).

Geoelektrické metody zahrnují více principiálně odlišných metod (*KŘIVÁNEK, 2004*). Studované pole může být stejnosměrné či střídavé se širokým rozmezím frekvencí, harmonické či neharmonické, přirozené nebo umělé. *KALÁB A LEDNICKÁ (2012)* dělí geoelektrické metody na tři základní skupiny: stejnosměrné, elektrochemické a elektromagnetické (viz Tab. 2).

**Tab. 2** Základní členění geoelektrických metod a jejich hlavní metody. Upraveno podle: (*KALÁB, 2013*).

<b>GEOELEKTRICKÉ METODY</b>	STEJNOSMĚRNÉ	odporové	profilování	
			sondování	
			multielektrodové	
		potenciálové		
	ELEKTROCHEMICKÉ			spontánní polarizace
				vyzvaná polarizace
				metoda nabitého tělesa
	ELEKTROMAGNETICKÉ			DEMP
				VDV
				georadarový průzkum
		TURAM; SLINGRAM		
		konduktometrie		

GRUNTORÁD A KAROUS (1990) připisují velký počet a pestrost geoelektrických metod různorodosti elektrických parametrů hornin. Měří se zejména měrný odpor hornin (KROOVÁ A KAROUS, 1999).

### 2.3.1.1 Vybrané elektromagnetické parametry hornin

- **měrný odpor** neboli *rezistivita prostředí*  $\rho$  [ $\Omega \cdot m$ ] či *měrná vodivost* (*konduktivita*)  $\sigma = \rho^{-1}$ , tj. převrácená hodnota odporu v [S/m] běžných hornin roste s relativním obsahem vodivých minerálů v horninách (např. sulfidy, grafit, některé oxidy, jílovité minerály) (HLAVÁČ A KOL., 2010). Měrný odpor závisí na různých vlastnostech geologických struktur, jako jsou minerální složení, obsah rozpuštěných látek, pórovitost nebo vlhkost půdy (ZUMR A KOL., 2006; ZUMR A KOL., 2009). KUTÍLEK A KOL. (2004) popisují vlhkou půdu jako polovodivý nehomogenní materiál, jehož vodivost vzrůstá (odpor klesá) se zvyšováním vlhkosti. Závislost elektrické vodivosti  $\gamma$  na vlhkosti můžeme vyjádřit vztahem:

$$\gamma = a \cdot w^b,$$

kde  $a$ ,  $b$  jsou empirické konstanty,  $w$  je vlhkost;

- **polarizovatelnost**  $\alpha$  vyjadřuje schopnost hornin hromadit náboje na rozhraní kapalně a pevně fáze (GRUNTORÁD A KAROUS, 1990; (KALÁB A LEDNICKÁ 2012));
- **elektrická permitivita**  $\epsilon$  se projevuje jen při vysokých frekvencích. Extrémní hodnoty  $\epsilon$  z běžných přírodnin má jen voda a proto se používá její měření pro stanovení obsahu porézní vody;
- rovněž **magnetická susceptibilita**  $\kappa$  se uplatňuje jen ve vysokofrekvenčních elektromagnetických polích, ale její měření je pohodlněji prováděno magnetickým průzkumem (KROOVÁ A KAROUS, 1999).

### 2.3.1.2 Geoelektrické metody stejnosměrné

Podle GRUNTORÁDA A KAROUSE (1990) označujeme stejnosměrnými ty geoelektrické metody, které zkoumají rozložení elektrického potenciálu nebo gradientu potenciálu stejnosměrného proudu. KALÁB (2013) je zároveň řadí mezi nejspolehlivější průzkumné metody mělké geologické stavby a jsou podle něj také zpravidla základní skupinou geofyzikálních metod, aplikovaných při inženýrsko-

geologických průzkumech. Využívají diferencí v charakteristických hodnotách měrného odporu různých typů hornin.

### **Stejnoseměrné odporové metody**

Podle *MACHÁČKA (2002)* patří mezi nejspolehlivější průzkumné metody mělké geologické stavby. Slouží zejména ke studiu horizontálně zvrstveného prostředí *KALÁB (2013)*. Hlavními oblastmi uplatnění geoelektrických stejnosměrných odporových metod jsou ložisková, strukturní, regionální, případně i inženýrská geologie, hydrogeologie nebo ochrana životního prostředí (*KŘIVÁNEK, 2004*).

Odporové metody se dělí na **profilování** (měření podél profilu o daném hloubkovém dosahu) a **sondování** (měření na jednom bodě s rostoucím hloubkovým dosahem), komplexní kombinované simultánní měření sondážně profilové se někdy nazývá elektrickou tomografií nebo výstižněji **multielektrodovým uspořádáním** (*HLAVÁČ A KOL., 2010*). V odporových metodách (profilování i sondování) se měří a určuje měrný odpor prostředí z měřených hodnot napětí a proudu stejnosměrného elektrického pole vháněného do země. Přístrojové vybavení je nenáročné. To je další důvod širokého využívání (*KROOVÁ A KAROUS, 1999*).

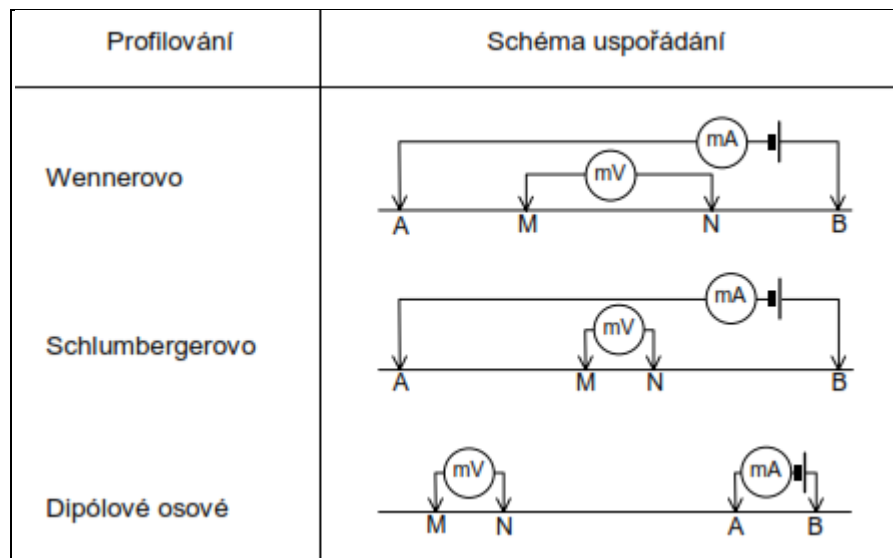
### **Odporové profilování (OP)**

Při odporovém profilování se sledují změny měrných odporů v horizontálním směru (v mapě), hloubkový dosah je řízen volbou rozměru uspořádání – rozložení zdrojových a měřících elektrod na povrchu země, který je charakterizován tzv. délkou uspořádání (*KROOVÁ A KAROUS, 1999*).

Významným prvkem ovlivňujícím metodiku terénních odporových profilovacích měření, a posléze také zpracování a interpretaci, je uspořádání elektrod (*DURAS A KOL., 2005*). *GRUNTORÁD A KAROUS (1990)*; *LOKE (2004)* nebo *DURAS A KOL. (2005)* rozlišují základní tři skupiny způsobů uspořádání elektrod:

- **potenciálová uspořádání**, kdy je vzdálenost mezi měřícími elektrodami dostatečně velká ve srovnání s délkou uspořádání  $L$ . Nejpoužívanější potenciálové uspořádání je **Wennerovo**. Vzdálenost všech sousedních elektrod je stejná a uspořádání je symetrické ( $AM = MN = NB = L$ );
- **gradientová uspořádání**, u nichž je vzdálenost mezi měřícími elektrodami podstatně menší než délka uspořádání. Tzv. **Schlumbergerovo** uspořádání se od Wennerova liší malou vzdáleností měřících elektrod  $M$  a  $N$ , takže se jedná o uspořádání gradientové;

- **dipólová uspořádání**, kdy proudové i měřící elektrody vytvářejí dipóly.



**Obr. 3** Nejčastěji užívaná uspořádání při stejnosměrném odporovém profilování. Upraveno podle: (MACHÁČEK, 2002).

Podle DURASE A KOL. (2005) jsou výsledkem profilovacích měření body odporového profilování. Body odporového profilování bývají řazeny do profilů, nebo pokrývají zkoumanou oblast v síti profilů. Výstupem zkoumání pomocí odporového profilování při plošném měření jsou buď mapy profilovacích křivek, mapy izolinií zdánlivých měrných odporů  $\rho$ , a mapy gradientů nebo izolinie gradientů. Profilovací křivky získáme vynesemím zdánlivých měrných odporů  $\rho_z$  vypočítaných pomocí vztahu:

$$\rho_z = k \frac{\Delta U}{I} [\Omega.m], \quad [1]$$

kde  $k$  je konstanta uspořádání.  $I$  je napájecí proud a  $\Delta U$  je měrné napětí:

- pro Wennerovo uspořádání:  $k = 2\pi \cdot AM$ ;
- pro Schlumbergerovo uspořádání:  $k = \frac{\pi \cdot AM \cdot AN}{MN}$  [2].

### **Vertikální elektrické sondování (VES)**

Je principiálně stejné jako profilování, od něhož se liší tím, že sleduje odporové změny vertikálním směrem pod studovaným bodem tím způsobem, že se postupně zvětšuje délka uspořádání jednotlivých měřících elektrod. Sondování slouží k určení subhorizontálních rozhraní odporově kontrastních vrstev a poloh (KROOVÁ A KAROUS, 1999). Rovněž jako u profilování i zde rozlišujeme varianty podle počtu a

uspořádání elektrod. Výsledkem sondovacích měření jsou sondážní křivky, které získáme vynesemím zdánlivých měrných odporů  $\rho_z$  v závislosti na délce roztažení  $AB/2$ . Zdánlivý měrný odpor pro jednotlivé body roztažení určíme pomocí vztahu [1]. Použijeme konstantu  $k$  pro Schlumbergerovo uspořádání (vztah [2] z předchozí kapitoly) (DURAS A KOL., 2005).

### ***Multielektrodové uspořádání (MEU; MRT; ERT)***

Multielektrodová měření představují kombinaci sondážních a profilových měření (KALÁB A LEDNICKÁ, 2012); (GAJDOŠ A KOL., 2009). Spojení výhody odporového profilování (při malém kroku měření téměř spojitá informace podél průzkumného profilu) a výhody hloubkové informace vertikálního elektrického sondování představuje metoda mnohožilného kabelu (označovaná jako MRT „*microprocessor-controlled resistivity traversing*” nebo méně vhodně, avšak v praxi autory běžně používaný název **ERT** „*electric resistivity tomography*“) (MACHÁČEK, 2002).

Multielektrodová varianta odporové metody je moderní, sondážně profilová metodika měření, vhodná zejména pro detailní mělký průzkum (DOHNAL A KOL. 1999). Její obliba spočívá v dostupnosti vybavení, relativně jednoduché obsluze, existenci vyhodnocovacích technik a zejména v poměrně dobře popsanych vztazích mezi měrným odporem a hydrologickými vlastnostmi hornin (RUBIN AND HUBBARD, 2005). Pracuje se systémem 50 až více stovek elektrod rozdělených do sekcí a rozmístěných v konstantních vzdálenostech podél průzkumného profilu. Každá sekce je připojena k řídicímu počítači přes speciální ovládací modul, který umožní kteroukoliv z elektrod použít jak v napájecím, tak měřicím obvodu (MACHÁČEK, 2002). Takto je možné získat do hloubky dané velikostí měřicího systému poměrně detailní obraz o rozložení zdánlivé rezistivity ve vertikálním řezu vedeném podél měřeného profilu (ZUMR A KOL., 2006). Opakovaným měřením je pak možné postihnout i drobné změny elektrického odporu způsobeno hlavně prostorovými změnami vlhkosti, její mineralizace, změnami v konfiguraci kapilární obruby a posoudit vývoj vlivu různých faktorů na vyšetřované horninové prostředí (GAJDOŠ A KOL., 2009). Podle ŠILHÁNA A PÁNKA (2007) se jedná se o metodu pracující s odporovými vlastnostmi zkoumaného prostředí. Primární odporové charakteristiky těchto materiálů však mohou být významně sníženy (zvýšeny) obsahem vody (vzduchu). Těchto specifických modifikací je možno v některých případech využít

k identifikaci různých struktur. Jindy naopak celou situaci zkomplikují a zneřehlední. Podle *GAJDOŠE A KOL. (2009)* získaný obraz do určité míry ovlivňují použité parametry měření (např. typ elektrodového systému, krok měření apod.) což je při analýze obrazu třeba zohlednit.

Metoda multielektrodového uspořádání - elektrická resistivní tomografie (ERT), kterou bylo uskutečněno geofyzikální terénní měření na studovaných lokalitách, je dále podrobněji popsána v (Kap. 3.2.1).

### **Stejnoseměrné potenciálové metody**

Významnou skupinu stejnosměrných metod tvoří tzv. potenciálové metody. Stejně jako v odporových metodách zavádíme proudovými elektrodami do země proud, pomocí měřících elektrod měříme rozložení potenciálu nebo gradientu potenciálu na zemském povrchu (*GRUNTORÁD A KAROUS, 1990*). Potenciálové metody využívají výsledků měření elektrických potenciálů, vznikajících buď spontánně vlivem filtračních (membránových), difúzních nebo elektrochemických procesů ve dvoufázových a třífázových prostředích, nebo jsou tyto procesy umělými elektrickými poli z průzkumných důvodů ve studovaném prostředí vyvolány (*MACHÁČEK, 2002*).

#### **2.3.1.3 Geoelektrické metody elektrochemické**

Tyto metody mají velký význam, neboť lze s jejich pomocí v mnoha případech řešit například mapování vlhkosti v zájmovém prostředí, včetně jejich prostorových a časových změn, detekovat směr a rychlost proudění podzemní vody a někdy i přímo monitorovat postup šíření kontaminantů, pokud tyto ovlivňují elektrochemické parametry média (*MACHÁČEK, 2002*). Podle *KŘIVÁNKA (2004)* se využívají v geologii ložiskové. *KALÁB A LEDNICKÁ (2012)* zdůrazňují, že k měření je nutno použít speciální nepolarizovatelné elektrody, nestačí pouze kovové elektrody, jaké se používají při stejnosměrných metodách.

Podle *MACHÁČKA (2002)* do této skupiny metod patří především metoda spontánní polarizace a metoda vyzvané polarizace a metoda nabitého tělesa.

#### **Metoda spontánní polarizace (SP)**

Měření existujících přirozených elektrických stacionárních polí se většinou označuje jako metoda spontánní polarizace nebo spontánních potenciálů. Existence přirozeného stacionárního elektrického pole v zemi má svůj původ v

elektrochemických reakcích prostředí, které jsou souborně označovány jako elektrochemická aktivita prostředí (HLAVÁČ A KOL., 2010). Podle KALÁBA A LEDNICKÉ (2012) aktivita některých minerálů (sulfidy, grafit), umožňuje takovéto minerály zjistit a mapovat.

Z přirozených polí lze jmenovat:

- **oxidačně-redukční potenciály (ORP)** v okolí vodivých rudních žil a kovových objektů, které se chovají jako elektroda v elektrolytu (podzemní voda) a zároveň zkreslují přirozený vertikální gradient potenciálu v zemi;
- **difuzní (DP)** vznikající difuzí iontů v podzemní vodě (KROOVÁ A KAROUS, 1999);
- **filtrační spontánní potenciály (FSP)**, vznikajících filtrací podzemní vody (s nosiči el. náboje - ionty - tvoří slabý elektrolyt) průlinovým prostředím. Směr pohybu kladných iontů je totožný s pohybem podzemní vody. Měřením slabých napětí (v milivoltech - mV) na povrchu tak zjistíme pohyb podzemní vody jako směr kladného napětí (HLAVÁČ A KOL., 2010).

#### **Metoda vyzvané polarizace (VP)**

Vyzvaná polarizace se vyvolává proudovými impulzy, při nichž se elektrický proud zavádí pomocí uzemněné proudové elektrody do země, druhá proudová elektroda je umístěna ve velké vzdálenosti mimo proměřovaný prostor (KALÁB A LEDNICKÁ, 2012). Po vypnutí budícího stacionárního elektrického pulzu (impulzní varianta metody VP) se měří vyvolané napětí na povrchu, které s časem vymizí (řádově v sekundách až minutách). Charakter ubývání pole (dynamika pole VP) závisí na chemických a fyzikálních podmínkách třífázového geologického prostředí a lze proto usuzovat na přítomnost určitých látek (KROOVÁ A KAROUS, 1999).

#### **Metoda nabitého tělesa (NT)**

Umožňuje zvýraznit fyzikální pole zkoumaného objektu. Tak je možné studovat jeho rozměr, tvar a elektrickou vodivost, popřípadě zkoumat vodivou souvislost s jinými objekty (KALÁB, 2013). V metodě nabitého tělesa se měří potenciál či napětí uměle zavedeného elektrického pole na povrchu v okolí proudové elektrody, uzemněné do vodivě dotované (uměle vodivé - přesolené) zóny v podzemním kolektoru, zastiženém vrtem. Dotovaná zóna je transportována pohybem podzemní vody a proto monitorování pohybu dotované vysoce vodivé, příp. elektricky nabitě zóny prostřednictvím změn elektrického pole na povrchu umožňuje



určit v optimálních případech směr a rychlost proudění podzemní vody (*KROOVÁ A KAROUS, 1999*). Ke zvýraznění detekovatelnosti lze v odůvodněných případech využít značkovacích látek (např. kuchyňskou sůl) podobně jako u metod radiometrických a elektrických odporových (*MACHÁČEK, 2002*).

### **2.3.1.3 Geoelektrické metody elektromagnetické**

Ve srovnání se stejnosměrnými a elektrochemickými metodami mají složitější teoretické základy. Zkoumáme jimi proměnná elektromagnetická pole přirozená i umělá, harmonická i neharmonická, o nízké i vysoké frekvenci (*GRUNTORÁD A KAROUS, 1990*). Obdobně jako u stejnosměrných metod, i zde definujeme profilování a sondování, zdrojem jsou střídavá elektromagnetická pole různých frekvencí (*KALÁB A LEDNICKÁ, 2012*). Hloubkový dosah těchto metod je výrazně ovlivňován vodivostí hornin (nepřímá úměra) a horizontální vzdáleností budící a měřicí cívky nebo rozměry budící smyčky (přímá úměra). Pohybuje se nejčastěji v metrech až prvních desítkách metrů (*MACHÁČEK, 2002*). Podle *GRUNTORÁDA (1985)* je hloubka průniku metody mezi 1-30 metry s možností až do 60 metrů. *MACHÁČEK (2002)* shledává jejich hlavní výhodu v bezkontaktním měření a tedy značné rychlosti a nenáročnosti obsluhy.

Používají se stejně jako odporová měření pro lokalizaci dvourozměrných vodivých těles a obecně k mapování odporových nehomogenit. Jsou to v současnosti nejrozšířenější metody geoelektriky (*MACHÁČEK, 2002*). V elektromagnetických metodách je řešení obrácené úlohy ještě složitější než v jiných odporových metodách a interpretace je většinou založena na zjednodušených modelech homogenního poloprostoru, což v některých případech (např. u metody VDV) může vést při laické interpretaci až k chybným závěrům (*KROOVÁ A KAROUS, 1999*).

### **Dipólové elektromagnetické profilování (DEMP)**

Dipólové elektromagnetické profilování umožňuje přímé měření vodivosti zeminového popř. horninového prostředí (*HRUTKA A SPĚŠNÝ, 2011*). Využívá indukční efekty na vyvolání umělých elektromagnetických polí v horninovém prostředí. Velikost těchto indukovaných polí závisí na vodivosti horninového prostředí (*GAJDOŠ A KOL., 2009*).

Přístrojové vybavení pro EM metody je náročnější než u odporových metod a ve vodivém prostředí mají limitovaný hloubkový dosah (cca 10 m) (*KROOVÁ A KAROUS, 1999*). Aparatura umožňuje měřit horizontální změny zdánlivé rezistivity v

cca 6 m mocné přípovrchové vrstvě horninového prostředí. Z výsledků plošných měření je možné sestavit odporovou mapu, v níž se odporové nehomogenity projeví výrazným anomálním efektem (GAJDOŠ A KOL., 2009). Zdrojem jsou antény napájené střídavým proudem různých frekvencí (zdrojový dipól), měří se přijímací anténou anomálie indukované ve vodivém zemském prostředí (KALÁB A LEDNICKÁ, 2012). Metoda DEMP používá dvě cívky (antény) - zdrojovou a měřicí. Vzdálenost cívek (řádově 1 - n.10 m, cívky jsou spojeny kabelem stanovené délky) a frekvence zdrojového pole (100 Hz - 10 kHz) určují hloubkový dosah (KROOVÁ A KAROUS, 1999). Měřicí aparatura je nastavená tak, že měřené hodnoty sumárního EM pole (tj. zdrojového a indukovaného v horninovém prostředí) jsou lineárně závislé na elektrické vodivosti vyšetřovaného horninového prostředí (MCNEILL, 1980).

Metoda je vhodná pro rychlý průzkum přípovrchových částí měřeného prostředí (KALÁB A LEDNICKÁ, 2012). Jak uvádějí ve své práci např. HRUTKA A SPĚŠNÝ (2011), metoda velmi dobře doplňuje elektrickou odporovou tomografii (ERT).

#### **Metoda velmi dlouhých vln (VDV)**

Patří mezi neekonomičtější geofyzikální metody. Je to operativní, levná a často (hlavně v hydrogeologii) užívaná metoda, která využívá elektromagnetických polí (magnetické i elektrické složky) navigačních radiostanic (10-30 kHz) (MACHÁČEK, 2002). Podle KROOVÉ A KAROUSE (1999) se z poměru obou složek se určuje měrný odpor prostředí. Zkreslení těst polí DURAS A KOL. (2007) připisují souvislosti s výskytem vodivostních nehomogenit - vodivých hornin a vodou nasycených porušených zón.

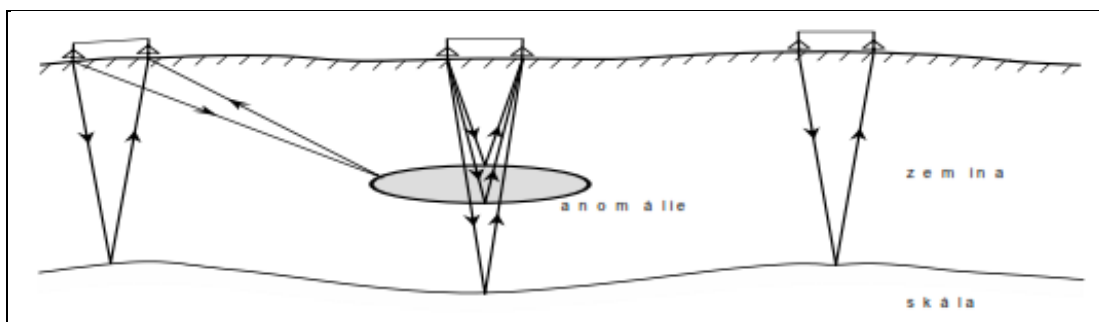
Metoda VDV je vhodná i pro mapování hornin a nahrazuje v jednodušší formě odporové profilování pro mělký průzkum do hloubek prvních desítek metrů. Nevýhodou metody VDV je silný vliv umělých vodičů (hlavně vysokonapěťových vedení), které často vytváří rozsáhlé a velké anomálie, zastiňující projevy geologických vodičů (KROOVÁ A KAROUS, 1999).

#### **Georadarový průzkum (GPR)**

Georadarový průzkum je moderní geofyzikální metodika, která se používá pro mělký inženýrsko-geologický průzkum (rozlišení jednotlivých vrstev, hloubky podloží, zlomů v horninách, jeskynních prostorů a skrytých skládek) (KALÁB A LEDNICKÁ, 2012). Georadarové řezy dávají velmi detailní obraz mělkého

geologického řezu, nemají však dostatečnou možnost klasifikovat prostředí podle fyzikálních či jiných parametrů (HLAVÁČ A KOL., 2010).

Tato metoda je založena na vyslání elektromagnetických pulzů o vysoké vlastní frekvenci (50-1000 MHz) pod povrch a registraci času příjmu po odrazu od podpovrchových reflexních rozhraní, které jsou projevem změny elektromagnetických vlastností (ŠILHÁN A PÁNEK, 2007), hlavně elektrické permitivity (KROOVÁ A KAROUS, 1999).



**Obr. 4** Funkční schéma metody GPR (zemní radar). Zdroj: (MACHÁČEK, 2002).

Současné aparatury umožňují prakticky spojitě sledování průběhu odrazných rozhraní do hloubek až mnoha metrů podél měřeného profilu ve formě tzv. georadarových řezů, v nichž je registrovaný čas odrazu transformován na hloubky reflexních ploch podle zjištěné či odhadnuté rychlosti šíření EM vlny v prostředí (KROOVÁ A KAROUS, 1999). Jak uvádí KALÁB A LEDNICKÁ (2012), vzdálenost antén a krok měření po profilu závisí na povaze řešeného úkolu (očekávaná hloubka hledaných těles, jejich rozměr apod.). Podle KROOVÉ A KAROUSE (1999) je hloubkový dosah je nepříznivě ovlivněn vodivostí prostředí. V prostředí o měrném odporu kolem stovek ohmmetrů (obvyklé podmínky mělkého řezu v ČR) nelze očekávat větší hloubkový dosah než několik metrů a větší nabízený dosah je výjimečný.

#### **Metoda TURAM a SLINGRAM**

V metodě TURAM výsledné pole měříme relativně dvěma vertikálními cívkami. Sledujeme poměr vertikálních složek magnetického pole ve dvou bodech a fázový rozdíl mezi těmito složkami. V metodě SLINGRAM se pohybujeme po profilu s generátorem a přijímačem. Přijímač měří vertikální složku a je spojen s generátorem, takže můžeme měřit intenzitu pole a fázové zpoždění výsledného pole za primárním (KALÁB A LEDNICKÁ, 2012).

### **Konduktometrie**

Jsou-li výstupem aparatury hodnoty vodivosti prostředí, označujeme metodu jako konduktometrii, která efektivně nahrazuje odporové profilování pro velmi mělké průzkumy (KROOVÁ A KAROUS, 1999).

### **2.3.2 Seismické metody**

Seismický průzkum zahrnuje soubor metod, pomocí kterých zkoumáme stavbu zemské kůry. V současnosti rozlišujeme dvě základní skupiny označované jako refrakční seismika (studium lomených vln) a reflexní seismika (studium odražených vln) (JANOTKA, 2000). Nositelem informace je uměle vyvolané mechanické vlnění, které se od svého zdroje šíří všemi směry a na fyzikálních rozhraních se láme a odráží (DURAS A KOL., 2005). Základními sledovanými fyzikálními veličinami jsou rychlosti šíření podélných a příčných vln  $v_p$ ;  $v_s$  nebo průběhový čas  $t$ . (KUNA, 2004). V prostředí se můžou šířit dva základní typy vln:

- **podélná vlna P** je spojena jen s objemovými deformacemi. Při jejím šíření kmitají hmotné částice prostředí ve směru šíření podélné vlny. Rychlost šíření podélné vlny označujeme jako  $v_p$ .
- **příčné vlnění S** je vázáno pouze na tvarové deformace. Při jejím šíření prostředím se hmotné částice pohybují kolmo na směr šíření vlny. Rychlost šíření podélné vlny označujeme, jako  $v_s$ . Rychlosti šíření vypočítáme podle vztahu:

$$v_p \left[ \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \right]^{1/2};$$

$$v_s = (\mu/\rho)^{1/2};$$

kde  $\lambda$  a  $\mu$  jsou tzv. Laméovy koeficienty (pružné moduly) a  $\rho$  je objemová hustota prostředí, ve kterém se pružné vlny šíří (JANOTKA, 2000).

Podle SKOPCE (1996) je Velikost rychlostí  $v_p$  a  $v_s$  určována v první řadě litologickým charakterem hornin. Podle DURASE A KOL. (2005) rychlost šíření seismických vln v horninovém prostředí obecně závisí na rychlosti šíření v její pevné části, na porózitě a na rychlosti šíření seismických vln v materiálu tvořícím výplň pórů (viz Tab. 3).

**Tab. 3** Přehled vybraných fyzikálních prostředí a rozpětí rychlostí šíření podélných vln. Upraveno podle: (DURAS A KOL., 2005).

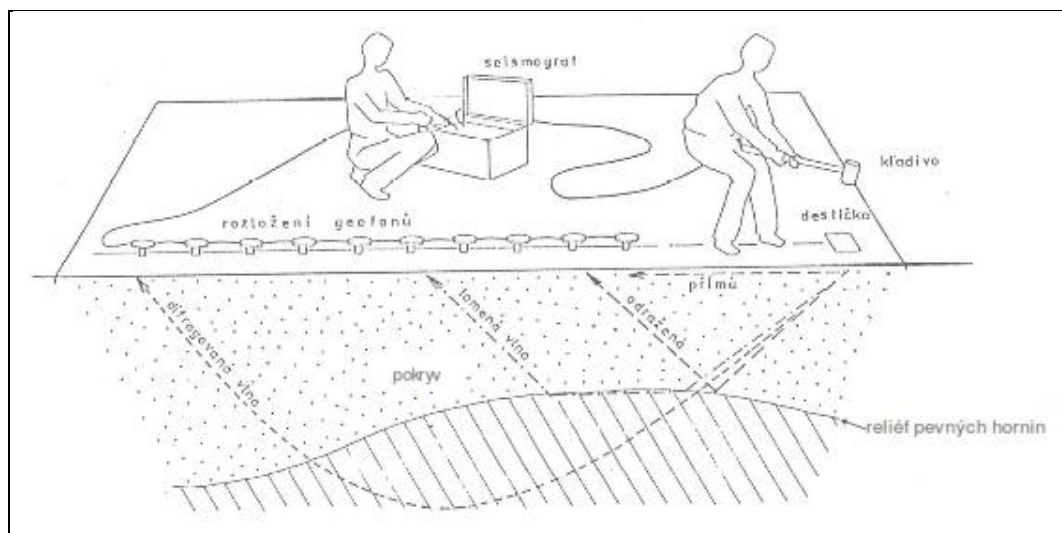
Prostředí	Interval rychlosti $v_p$ [m.s <sup>-1</sup> ]
vzduch	330
voda	1000 - 1500
písek	400 - 2000
jíl	500 - 2400
pískovec	1500 - 5000
vápenec	3000 - 6000
gabro	3700 - 7000
žula	3500 - 5000
fylit	1800 - 4800
rula	4500 - 6500

### ***Mělká refrakční seismika (MRS)***

Řada autorů jí označuje za vůbec nejpoužívanější metodu pro sledování stavu horninového masívu a jeho nadloží u nás. Např. *KROOVÁ A KAROUS (1999)*; *BLÁHA A KOL. (2010)* nebo *KUBICA A KROUL (2013)*. Podle *MACHÁČKA (2002)* metoda refrakční nachází své nejčtenější uplatnění v mělkém (zejména inženýrsko-geologickém) průzkumu, kde je těžko nahraditelná jinými metodami aplikované geofyziky. Lze ji úspěšně realizovat nejen v profilové, ale i plošné variantě.

Refrakční seismika je schopna postihnout topografii podloží do maximální hloubky kolem 50 m (*DIOGO ET AL., 2004*). Dosah měření je výrazně ovlivněn lokálními podmínkami, technickými parametry měřící aparatury a postupem vlastního měření (*DURAS A KOL., 2005*).

Při praktickém měření je v jednom bodě profilu buzena seismická energie a určujeme čas jejího příchodu do dalších bodů profilu (*DOHNAL A KOL. 1999*). Doba příchodu seismických signálů, které jsou většinou na povrchu generovány slabými náložemi nebo údery kladiva, je registrována ve vzdálených bodech, v nichž je pomocí geofonů transformován mechanický vzruch na elektrické napětí, registrované seismografy (*KROOVÁ A KAROUS, 1999*). *KALÁB (2013)* označuje časovou závislost příchodu seismické vlny k bodu registrace za tzv. *hodochronu*.



**Obr. 5** Princip refrakční seismické metody. Zdroj: (HLAVÁČ A KOL., 2010).

Podle SKOPCE (1996) měření doby průběhu vlny a studium charakteru vlnění umožňuje určit hloubku a tvar těch rozhraní, od nichž se vlna vrátila k povrchu a poskytuje informace o horninách, jimiž vlna na své dráze proběhla. KUBICA A KROUL (2013) tvrdí, že čím větší je rychlost šíření seismické vlny, tím pevnější prostředí můžeme očekávat. Rychlost šíření seismické vlny lze převést na modul pružnosti, či lze odvodit jiné fyzikální vlastnosti horniny.

Ke zpracování naměřených seismických dat se používá specifických interpretačních postupů, které zohledňují pozvolné změny rychlostí s hloubkou v přívěrchových částech geologických profilů (DURAS A KOL., 2005).

### ***Mělká reflexní seismika (RXS)***

KROOVÁ A KAROUS (1999) považují mělkou reflexní seismiku, která se zabývá registrací a analýzou vln odražených od rozhraní pod povrchem, za velmi perspektivní v mělkém průzkumu. Kvůli nedostatku cenově přístupného přístrojové vybavení a zpracovatelského softwaru však u nás není příliš používána.

Podle GRUNTORÁDA (1985) může být reflektivní a refrakční seismika využita při definování hloubky nadložních hornin a hloubky úrovně podzemní vody, hloubky půdních a horninových vrstev a charakterizování jejich složení a fyzikálních vlastností.

### 2.3.3 Gravimetrické metody

*TERMINOLOGICKÁ KOMISE ČÚZK* řadí gravimetrii do experimentální části geofyziky, případně geodézie, zabývající se metodami a přístroji pro měření tíhového zrychlení. Podle *MRLINY (2004)* je gravimetrie jako geofyzikální metoda založena na měření tíhového pole na zemském povrchu. K tomuto účelu slouží *gravimetry*, určující hodnotu tíhového zrychlení. Tyto přístroje mají jednoduchý princip, ale vyspělou technologii, která umožňuje registrovat tuto veličinu v řádu  $10^{-8} \text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$ . Této hodnotě se říká mikroGal a je běžně používanou jednotkou při velmi přesných měřeních. Převodový vztah jednotek je:  $1 \text{ mGal} = 10 \mu\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$  (*PAŠTEKA, 2000*).

Základem teorie gravimetrických metod jsou dva známé Newtonovy zákony – gravitační zákon a druhý pohybový zákon (zákon síly) (*HRÁCH, 1990*). Vzorec gravitačního (tíhového) zrychlení  $\mathbf{g}$  je ve tvaru:

$$\mathbf{g} = \kappa \frac{\rho \boldsymbol{\tau}}{r^2},$$

kde  $\kappa$  gravitační konstantu ( $\sim 6,67 \cdot 10^{-11} \text{ nm}^2\text{kg}^{-2}$ );  $\boldsymbol{\tau}$  tíhový účinek působícího tělesa;  $\rho$  jeho hustotou; a  $r$  jeho vzdálenost (*MACHÁČEK, 2002*).

#### 2.3.3.1 Tíhová (Bougenova) anomálie

Pro praktické výstupy do geologie se skoro nikdy nepracuje přímo s naměřenou hodnotou tíhového zrychlení  $\mathbf{g}$ , ale pouze s její částí - tzv. tíhovou anomálií (*PAŠTEKA, 2000*). Nejčastěji je používána Bouguerova anomálie (*ŠVANCARA, 2004*). Tato anomálie je v podstatě rozdíl mezi naměřenou hodnotou a určitou teoretickou hodnotou, kterou bychom naměřili na ideální (skoro homogenní) Zemi. Vše, co je pak v těchto hodnotách „mimo normál“ (anomální) svědčí o přítomnosti anomálních hmot v zemském tělese (většinou v zemské kůře) a je cílem interpretace (*PAŠTEKA, 2000*).

Stanovujeme-li tíhové anomálie pro řešení geologických problémů, je nutno odstranit vliv topografických nerovností, aby anomálie byly projevem změny hustoty hornin. Odstranění nežádoucích vlivů se provádí zaváděním různých druhů oprav a redukcí (platí pro vodorovný terén): oprava o hodnotu normálního pole  $\mathbf{g} - \mathbf{g}_n$ , Fayova redukce  $3,086 \cdot h_1$  (anomálie z volného vzduchu), Bouguerova redukce (účinek horizontální desky nad referenčním elipsoidem), topografická redukce  $0,419 \cdot \rho h_1$ , izostatická redukce, Bullardův člen  $B$ . Výsledkem po všech opravách je tzv. úplná Bouguerova anomálie  $\Delta \mathbf{g}$ .

$$\Delta g = g - g_n + (3,086 - 0,419 \cdot \rho) h_l + \Delta g_t - B \text{ } [\mu\text{m s}^{-2}]; [\text{mGal}] \text{ (UPRAVENO PODLE: PAŠTEKY (2000); ŠVANCARY (2004); KALÁBA A LEDNICKÉ (2012).)}$$

Z tíhových anomálií získaných pomocí gravimetrického nebo mikrogravimetrického měření, lze interpretovat rozložení hustot v horninovém prostředí. Z hustotních rozhraní jsou podle KALÁBA A LEDNICKÉ (2012) stanovovány především:

- *litologické typy* (různé horniny);
- *porušené zóny* (tektonika);
- *dutiny* (jeskyně, umělé prostory, dutiny zaplněné vodou);
- *reliéf podloží* s vyššími hustotami;
- *mocnost a rozložení pokryvu; resp. antropogenních sedimentů* (skládek).

Různé typy hornin jsou různě těžké, protože jsou tvořeny různými minerály, mají odlišnou pórovitost, puklinatost, stupeň zpevnění apod. Rozhodujícím fyzikálním faktorem pro aplikaci gravimetrie v geologii je proto hustota horninového prostředí (BLECHA, 1996). Hustota Země je jeden ze základních geofyzikálních parametrů; může být přímo stanovena jen u hornin vyskytujících se v nejsvrchnějších částech zemské kůry (KALÁB, 2013). Hustota hornin  $\rho$  je mimo rovnoměrné zaplnění sledovaných prostor závislá na mineralogickém složení, struktuře, textuře, stupni diagenese, navětrání či metamorfózy hornin (KŘIVÁNEK, 2004).

**Tab. 4** Rozsah hustot vybraných zemin a hornin. Zdroj: (KALÁB A LEDNICKÁ, 2012).

<b>Prostředí</b>	<b>Hustota <math>\rho</math> [g.cm<sup>3</sup>]</b>
voda	1,0
hlíny	1,2-2,6
písky	1,5-1,7
pískovec (pórovitý, saturovaný)	2,1-2,4
vápence	2,0-3,0
granity	2,4-2,7
břidlice	2,6-3,0
čediče	2,5-3,1
diabasy	2,6-3,2



Pomocí gravimetrie dovedeme hustotní nehomogenity nejen lokalizovat (kvalitní lokalizace), ale s využitím teorie gravitačního pole umíme často určit i jejich tvar, rozměry a hloubku uložení (kvantitativní interpretace) (BLECHA, 1996). Úspěšné použití gravimetrie pro geologické účely je podle HRÁCHA (1990) určováno v podstatě třemi podmínkami:

- *existenci rozdílnosti hustot zkoumaného objektu a okolních hornin, rozdílnost hustot rozhraní dvou prostředí;*
- *existenci strmých rozhraní mezi prostředími s rozdílnými hustotami;*
- *dostatečně velkými rozměry zkoumaného objektu.*

### **2.3.3.2 Mikrogravimetrie**

Mikrogravimetrický průzkum se zabývá anomáliemi 10 až 100 mikroGal. Typickým předmětem vyhledávacího mikrogravimetrického průzkumu jsou podzemní dutiny jakéhokoliv původu (MRLINA, 2004). Výsledky interpretací gravimetrických měření jsou prezentovány jako mapy regionálních a lokálních tíhových anomálií (KALÁB A LEDNICKÁ, 2012). MACHÁČEK (2002) potvrzuje možnost použití metody i při mapování mocnosti pokryvných útvarů.

### **2.3.4 Magnetometrické metody**

Magnetometrie, resp. soubor magnetometrických metod, se zabývá sledováním magnetického pole Země a regionálních i lokálních poruch geomagnetického pole (KŘIVÁNEK, 2004). Podstatou metody je sledování regionálních nebo lokálních poruch normálního geomagnetického pole (magnetických anomálií), způsobených různým zastoupením feromagnetických minerálů ve sledovaných objektech a strukturách (MAREŠ, 1990).

Magnetická anomálie je definována jako rozdíl měřené hodnoty a normální hodnoty (KALÁB A LEDNICKÁ, 2012). Podle MARKA (1990) je konfigurace anomálií ovlivněna parametry nehomogenit, jako jsou: jejich tvar, rozměr, poloha, hloubka uložení, petrografická povaha apod.

#### **2.3.4.1 Magnetické vlastnosti hornin**

- *vektor magnetické indukce:* je jím charakterizováno Zemské magnetické pole, intenzita tohoto pole je charakterizována totálním vektorem označovaným  $T$  (má vždy určitou amplitudu a orientaci). Tento vektor je proměnný prostorově i časově (KALÁB A LEDNICKÁ, 2012). Vektor  $T$

geomagnetického pole v daném bodě na zemském povrchu lze schematicky vyjádřit jako vektorový součet:

$$\mathbf{T} = \mathbf{T}_d + \mathbf{T}_k + \mathbf{T}_{ar} + \mathbf{T}_{al},$$

kde  $\mathbf{T}_d$  je podíl pole odklopeného dipólu,  $\mathbf{T}_k$  je podíl kontinentální anomálie (zdroj v jádře),  $\mathbf{T}_{ar}$  je podíl anomálie regionální,  $\mathbf{T}_{al}$  je podíl anomálie lokální (KALÁB, 2013).

- **magnetická susceptibilita  $\kappa$** : pojem susceptibilita znamená magnetismus určitého materiálu, jeho schopnost magnetizovat se (KŘIVÁNEK, 2004). Magnetická susceptibilita je závislá na obsahu feromagnetických minerálů obsažených v horninách (jako jsou magnetit, maghemit a obsah humusu v půdách), velikosti jejich zrn, rozptýlení apod. Významný vliv má i skutečnost, že se vesměs nacházejí v Zemském magnetickém poli (ĎURŽA, 2007). Magnetická susceptibilita zásadně ovlivňuje velikost indukované magnetizace (nejen druh a množství magnetických minerálů, ale také tvar tělesa, anizotropie susceptibility, rozměry zrn, objemová susceptibilita hornin). Horniny podle magnetických vlastností dělíme na *diamagnetické* (susceptibilita je záporná), *paramagnetické* (intenzita indukovaného pole působí ve stejném směru jako intenzita primárního pole) a *feromagnetické* (kladná a vysoká susceptibilita) (KALÁB A LEDNICKÁ, 2012).
- **vektor celkové magnetizace horniny** se dá podle MACHÁČKA (2002) vyjádřit ze vzorce:

$$\mathbf{M} = \mathbf{M}_i + \mathbf{M}_r = \kappa \mathbf{T} + \mathbf{M}_r,$$

kde  $\mathbf{M}_i$  je vektor magnetizace indukované,  $\mathbf{M}_r$  je vektor magnetizace remanentní (získané krystalizací magnetitu),  $\mathbf{T}$  je totální vektor intenzity současného zemského magnetického pole a  $\kappa$  pak magnetická (objemová) susceptibilita, závislá na minerálním složení.

Přístroje na měření magnetického pole se nazývají *magnetometry*, přičemž existují různé druhy těchto zařízení. V současné době se používají především protonové magnetometry, atomové magnetometry, magnetometr SQUID. Měří se též gradienty pole tzv. *gradiometry*, měřená data jsou vhodnější pro geologické interpretace a též minimalizují vliv variací geomagnetického pole. Magnetická susceptibilita se měří tzv. kapametrem (KŘIVÁNEK, 2004).

Magnetometrie je nejčastější forma geofyzikálního průzkumu, která se používá pro archeologické účely (DURŽA, 2007). Magnetometrie se používá ke sledování geomagnetického pole Země (fyzika Země), regionálních i lokálních poruch geomagnetického pole (geologický průzkum, inženýrská, strukturní i ložisková geologie, archeologie), laboratorní magnetometrická měření (paleomagnetický výzkum, archeomagnetický výzkum) (KŘIVÁNEK, 2004). V problematice ochrany životního prostředí se jí podle MARKA (1996) používá ponejvíce k nalezení zájmových objektů v mělkých hloubkách řádově jednotek metrů.

### 2.3.5 Geotermické metody

Geotermické metody, někdy označované také jako *geotermika* či *termometrie*, sledují tepelné pole Země a jeho lokální poruchy (KŘIVÁNEK, 2004).

Tepelné pole Země je produkováno rozpadem radioaktivních prvků, teplo uvolňované při mechanických pohybech zemských ker apod. (KROOVÁ A KAROUS, 1999). Základní sledovanou fyzikální veličinou je teplota  $t$  nebo teplotní gradient  $G$ , který je závislý na mineralogickém složení, struktuře, textuře hornin, tektonických poměrech nebo také na míře zaplnění sledovaných prostor (KŘIVÁNEK, 2004). Podle MYSLIL A KOL. (2007) je tepelné pole Země je charakterizováno několika základními parametry:

- *geotermálním stupněm* (počet metrů, o který musíme sestoupit pod povrch, aby teplota stoupla o 1 °C);
- *teplotním gradientem  $gradT$*  (vertikální gradient teploty v zemské kůře, jeho hodnota kolísá v rozmezí 0,01 až 0,1 °C na metr rostoucí hloubky);
- *hustotou tepelného toku  $q$* ;
- *tepelnou vodivostí hornin  $k$* .

#### 2.3.5.1 Tepelný tok $q$

Tento termín patří v geotermice k nejužívanějším, neboť jeho hodnota vyjadřuje množství tepla, které prochází jednotkou plochy za jednotku času. Tepelný tok vyjadřujeme v hodnotách  $\mu W \cdot m^{-2}$  (BLAŽKOVÁ, 2010) Hodnotu tepelného toku lze konfrontovat s geologickými i geofyzikálními údaji, což prozradí mnoho o složení hlubších pater zemské kůry i o celkovém geologickém vývoji (MYSLIL A KOL., 2007).

### 2.3.5.2 Tepelná konduktivita $l$ (součinitel tepelné vodivosti $k$ )

Vyjadřuje schopnost dané látky vést teplo. Číselně vyjadřuje množství tepla, které v ustáleném stavu prochází jednotkovým průřezem látky, při jednotkovém teplotním gradientu za jednotku času. Jde o množství tepla procházející 1cm<sup>2</sup> povrchu horniny. Typická teplotní konduktivita pro různé horniny je uvedena v (Tab. 5) (BLAŽKOVÁ, 2010).

Tab. 5 Teplotní konduktivita různých hornin. Upraveno podle: (BOWEN, 1979).

Typ horniny	Termická konduktivita [ $10^{-3}$ cal/cm <sup>2</sup> /s]
granit	6 - 9
dolerit	7 - 8
rula normální filiace	5 - 9
rula paralelní foliace	6 - 11
kvarcit	7 - 19
vápenec	4 - 7
dolomit	9 - 14
pískovec	4 - 11
břidlice	3 - 6

Zjištění tepelné vodivosti hornin je důležité pro úvahy i modelové výpočty rozmístění teplot v zemské kůře. Horniny jsou poměrně špatnými vodiči tepla. Hodnota vodivosti závisí na obsahu vody, na porózitě, na tepelné vodivosti samotných horninotvorných minerálů, množství a charakteru tmelu a matrix, na struktuře i textuře i anizotropii (MYSLIL A KOL., 2007). Na teplotu na povrchu Země má vliv jak vnitřní teplo pocházející ze Země, tak i vnější zdroj tepelné energie – Slunce. Povrchové měření je značně ovlivněno klimatickými podmínkami, je proto nutné sledovat sezónní a hloubkové variace teplot (KALÁB A LEDNICKÁ, 2012).

Měření se provádí kontaktními (termistory) nebo bezkontaktními termometry (infračervené snímače). Pozemní teplotní měření (Term) je účelné provádět za podmínek konstantních klimatických změn, pod pokrývkou sněhu apod., kdy se méně projeví sezónní hloubkové variace teplot (MYSLIL A KOL., 2007).

V závislosti na způsobu sledování geotermického pole patří k hlavním oblastem využití průzkum tepelného toku Země (fyzika Země) a dále strukturní geologie, vulkanologie nebo hydrogeologie (KŘIVÁNEK, 2004). Termometrie se využívá v hydrogeologii hlavně pro zjišťování skrytých výronů podzemních vod

nejlépe v době vysokého kontrastu jejich teploty vzhledem k povrchovým meteorologickým podmínkám. Nejčastější je využití termometrie v karotážních aplikacích, kde slouží ke zjišťování přítoků vod do vrtů, které se liší teplotně od výplachu (HLAVÁČ A KOL., 2010).

S geotermikou souvisí i studium radioaktivity zemského tělesa, tj. rozložení radioaktivních látek v zemi, množství tepla uvolněného jejich rozpadem, rychlost rozpadu, absorpce radioaktivního záření horninami a další přidružené procesy (MYSLIL A KOL., 2007).

### 2.3.6 Radionuklidové metody

Radionuklidové metody představují soubor několika principiálně odlišných metod. Sledují přirozenou radioaktivitu hornin (radiometrické metody) nebo využívají uměle vzbuzená pole jaderného záření (metody jaderné geofyziky). Základními sledovanými veličinami radiometrie jsou buď úhrnná aktivita  $\gamma$ , charakterizovatelná expozičním příkonem  $\chi$ , nebo koncentrace  $Q$  radioaktivních prvků v hornině skládající se z dílčích koncentrací K, U, Th (KŘIVÁNEK, 2004).

Důležitou složkou radiometrie je *emanometrie* - ta měří emanace radonu, který vzniká v zemské kůře rozpadem uranu a thoria a který se difuzí šíří horninou a může se akumulovat v lidských obydlích. Radon je nebezpečný, protože je zdrojem alfa záření, které má negativní účinky na živou tkáň (KALÁB, 2013).

#### 2.3.6.1 Přirozená radioaktivita hornin

Přirozená radioaktivita hornin, vody a vzduchu je dána obsahem přirozených radionuklidů v těchto prostředích. Vnitřní nestabilita jader těchto prvků způsobuje samovolné přeměny, které jsou doprovázeny emisemi jaderného záření ( $\alpha$  částic - protonů a neutronů,  $\beta$  částic - elektronů a  $\gamma$  - záření elektromagnetické povahy). Tyto charakteristické projevy lze přímo indikovat (měřit) (KALÁB, 2013).

Nejčastěji je radioaktivita detekována vhodnými aparaturami na základě svých ionizačních účinků. Registruje se úhrnná aktivita nebo se pomocí spektrometru (spektrometrie-SG) diferencují projevy s různou energií jaderného záření (KROOVÁ A KAROUS, 1999).

V metodách jaderné fyziky využíváme ozáření hornin externím zdrojem záření a registraci vybuzeného záření. Metody umožňují stanovit některé fyzikální vlastnosti hornin a obsahy určitých prvků (KALÁB, 2013):

- **Gama - gama metoda** – ke stanovení hustoty hornin;
- **Gama - neutron metoda** - ke stanovení berylia;
- **Neutron - neutron metoda** – ke stanovení vlhkosti hornin, obsah boru;
- **Jaderná gama rezonance** – Mossbauerův jev, stanovení kasiteritu (SnO);
- **Rentgenfluorescenční metoda** – ozáření horniny a detekce charakteristických emisí při přechodu ze vzbuzeného stavu, stanovení prvků s atomovým číslem nad 24;
- **Neutronová aktivační analýza** – stanovení hliníku, vanadu, kobaltu, manganu, fluoru a mědi.

V geotechnické praxi se uvedené metody používají méně než ostatní metody, významnější použití mají při sledování kontaminace prostředí radioaktivním materiálem. Dnes se již jen ojediněle využívá radioaktivních izotopů ke značkování media nebo prostředí (např. detekce komunikačních cest vod). Metody jaderné geofyziky jsou zpravidla aplikovány ve vrtní variantě (KALÁB A LEDNICKÁ, 2012).

### 2.3.7 Karotážní metody (měření ve vrtech)

Jednotlivé karotážní metody jsou většinou odvozeny z povrchových geofyzikálních metod, mají tedy i společný fyzikální princip a teoretický základ (MAREŠ, 1996). Podle MACHÁČKA (2002) má většina v textu uvedených metod své vrtní varianty. Slouží také ke stejným účelům jako metody povrchové ale poskytují informace o vývoji zájmových parametrů ve vertikálním směru. Některé metodiky vrtních variant byly používány dříve než varianty povrchové a jsou proto technicky dokonaleji propracovány; jsou i metody prováděné jen ve vrtech.

Geofyzikální měření ve vrtech neboli karotáž jsou používána pro velmi přesné sledování fyzikálních vlastností hornin i tekutin zastižených vrtem a také ke zjištění technického stavu vrtů (KŘIVÁNEK, 2004.) a to podle (BLÁHY A KOL., 2010) do vzdálenosti nejvýše 1 m v okolí vrtu. HLAVÁČ A KOL. (2010) uvádí dosah měřicího systému karotážních sond zpravidla několika cm od stěny vrtu, málokdy přesáhne prvé desítky cm. Pro zvýšení dosahu pro detekci objektů nezastižených vrtem, používáme **prosvěcování (tomografii)** mezi blízkými vrty. Výsledkem je tzv. **tomogram** – rozložení měřeného parametru v řezu mezi vrty: rychlost šíření a/nebo pohlcení elastických vln, rezistivita hornin, doba příchodu a zeslabení radarového signálu. Detekce dutin, větších poruchových zón atd. může být určena za příznivých podmínek i při vzdálenosti mezi vrty až 50 m, jinak je menší.

BLÁHA A KOL. (2010) také popisují tzv. **penetrační karotáž**. Toto měření spočívá v zatlačování karotážních sond penetračním soutyčím do otvoru vzniklého po penetračním sondování při průběžné registraci fyzikálních parametrů. Důvodem pro používání penetračních měření je fakt, že v málo zpevněných horninách je neekonomické hloubit vrty, ze kterých bývá špatný výnos jádra a klasická karotáž by byla zatížena velkými chybami.

Přestože je geofyzikální měření ve vrtech obor velmi mladý, první elektrokarotážní měření uskutečnili v r. 1927 na ložiscích ropy ve Francii Marcel a Conrad Schlumbergerovi, od té doby prošel tento obor rozsáhlým vývojem přístrojovým i metodickým, takže je možno o něm bez nadsázky prohlásit, že je z hlediska metodického a přístrojového nejobsáhlejší ze všech geofyzikálních disciplín (MAREŠ, 1990). Výhodou karotážních měření je téměř přímý styk měřicího systému s proměřovaným prostředím. Proto jsou měřené údaje velmi spolehlivé (HLAVÁČ A KOL., 2010). Při interpretaci naměřených hodnot je třeba uvažovat vliv kapaliny, která vrt vyplňuje (voda, výplach) (MACHÁČEK, 2002).

Karotážní metody jsou značně rozsáhlé a zahrnují i metodiky, které se bezprostředně nezabývají měřením fyzikálních vlastností prostředí, zasažených vrtem. Jsou to tzv. metody technického stavu vrtu. Speciální práce, za účelem odběru pevných i kapalných vzorků (Janotka, 2000). Podle principu je rozdělujeme na metody (GRUNTORÁD, 1985); (BLÁHA A KOL., 2010); (KUBICA A KROUL, 2013):

- **elektrokarotážní**, které měří rezistivitu a vodivost roztoků a okolních hornin;
- **jaderné** používají přirozené nebo umělé zdroje radiace a radiační detektory, charakterizují vlastnosti a hornin;
- **akustické/ seismické**, které měří elastickou odezvu hornin pod povrchem vzhledem k seismickému zdroji;
- **zjišťování technického stavu vrtů**;
- **měření teploty**;
- **kombinace metod**, kterými můžeme zjistit například přítoky vody a chemické charakteristiky roztoků.

Nejčastěji se používají metody elektrokarotážní, jaderné a akustické, metody pro stanovení fyzikálních parametrů kapalin ve vrtu, metody pro sledování technických parametrů vrtu, metody technické karotáže (měření průměru vrtu, směru a sklonu vrtu, stratimetrie a další). Dnes jsou používány i speciální metody, např.

ultrazvuková karotáž, seizmocarotáž s registrací vlnového obrazu nebo televizní karotáž (KALÁB A LEDNICKÁ, 2012).

## 2.4 ZVOLENÍ VHODNÉ GEOFYZIKÁLNÍ METODY

Vzhledem k zadání této diplomové práce (popis podpovrchových struktur v zájmových oblastech výzkumných povodí a následně co nejpřesnější interpretace hloubky geologického podloží) se text v této kapitole zaměřuje na vytvoření přehledu různých variant geofyzikálních metod nebo jejich kombinací použitelných pro dosažení daných cílů, tedy metod, které jsou teoreticky vhodné pro určování hloubky geologického podloží. Upozorňuje na ty metody, které lze použít při běžném terénním geomorfologickém výzkumu v relativně velkém měřítku a s vertikálním záběrem do podloží řádově v prvních desítkách metrů.

Základním problémem každého výběru je dosáhnout, aby co nejmenší (tedy časově a finančně nejméně nákladný) vzorek byl svou skladbou reprezentativním obrazem studovaného celku. Významnou pomůckou při řešení tohoto problému jsou proto matematické metody tzv. pravděpodobnostního výběru neboli vzorkování (KUNA, 2004). Výběr geofyzikální metody je závislý na geologicko-strukturních poměrech, mocnosti pokryvu, hydrogeologických poměrech, genetickém typu vyhledávaného tělesa (ložiska), texturně-strukturních vlastnostech hornin, atd. (KUBICA A KROUL, 2013).

### 2.4.1 Geofyzikální metody vhodné pro průzkum geologického podloží

**Tab. 6** Přehled geofyzikálních metod použitelných pro průzkum horninového podloží s uvedením hloubkového dosahu metod. Upraveno podle: (KALÁB A LEDNICKÁ, 2012).

<b>Geofyzikální metoda</b>	<b>Hloubkový dosah</b>
Odporové metody	0-200 m
Elektromagnetická metoda SLINGRAM	0-100 m
Refrakční seismika	0-20 m
Reflexní seismika	0-200 m
Gravimetrická metoda	0-5 km
Georadarová měření	0-10 (25) m



Podle *KALÁBA A LEDNICKÉ (2012)* je v případě možnosti využití vrtů pro ověřování litologie velmi přínosný komplex karotážních metod.

Pro studium svrchních vrstev zemské kůry jsou významným podkladem sondovací práce. Sondy se provádějí buď ručně (sondovací tyče, ruční vrtáky, kopané sondy do cca 2m), nebo pomocí strojních souprav, které jsou výhodné u hlubších sond (*SKLENÍČKA, 2003*).

V geomorfologické praxi se obecně využívá pro výzkum podloží zejména tři geofyzikálních metod vhodných pro průzkum geologického podloží (*BLÁHA A KOL, 2009*):

- **GPR** - pro sledování průběhu mnoha rozhraní v mělkém řezu (do několika metrů) se využívá georadaru;
- **MRS** - pro sledování hlubších řezů se používá mělká refrakční seismika, méně často i mělká reflexní seismika. Sondážní geofyzikální průzkum je určen také k odlišení nezápevněných uloženin pokryvných útvarů a podložních hornin;
- **ERT (MEU)** - pro detailní studium vertikálního řezu se také používá odporové sondování v ekvidistantních bodech profilů nebo profilování s několika rozestupy. Automatizovaná simultánní měření obou typů se provádí tzv. multielektrodovým uspořádáním.

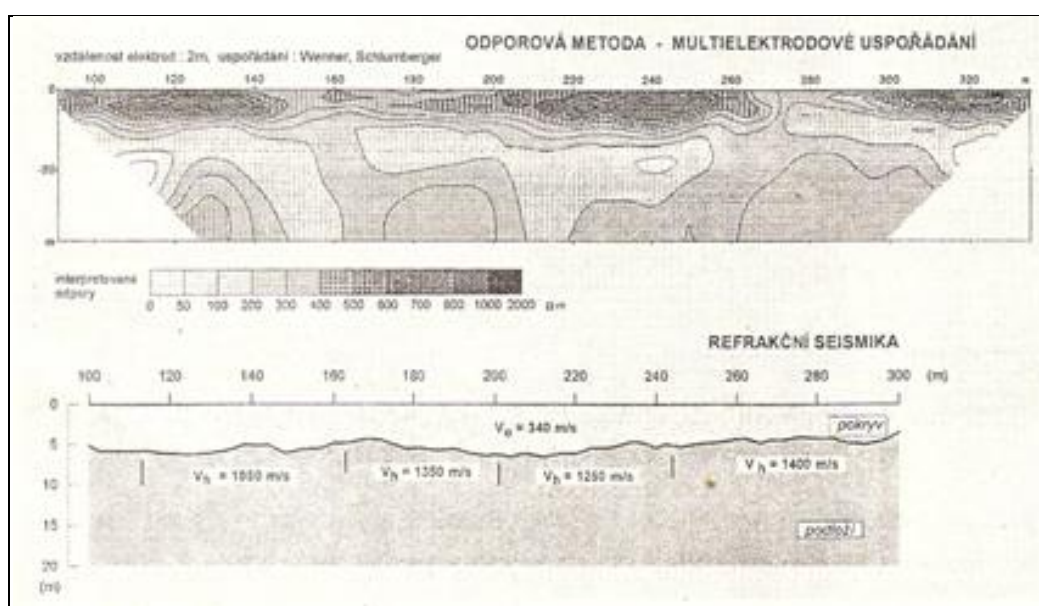
**Tab. 7** Přehled vhodnosti jednotlivých geofyzikálních metod pro řešení různých úkolů (++ vhodná metoda; + doplňující metoda; - nevhodná metoda). Upraveno podle: (*BLÁHA A MÜLLER, 2003*).

Předmět průzkumu	Geofyzikální metoda		
	GPR	MRS	ERT
<i>geologická stavba</i>	+	++	++
<i>pokryv</i>	++	++	++
kvazihomogenní celky	+	++	++
porušení	+	++	++
hydrogeologický režim	+	-	++
inženýrské sítě	++	-	+
dutiny a kaverny	++	+	+
svahové deformace	+	++	++
geotechnické parametry	-	++	+

Každá z metod se vyznačuje specifickými vlastnostmi při výzkumu podloží. (SCHROTT AND SASS, 2008). Metoda ERT z tohoto srovnání vychází jako nejvhodnější pro určení jak absolutní hloubky formy, tak její vnitřní struktury u většiny zkoumaných prostředí (ŠILHÁN A PÁNEK, 2007).

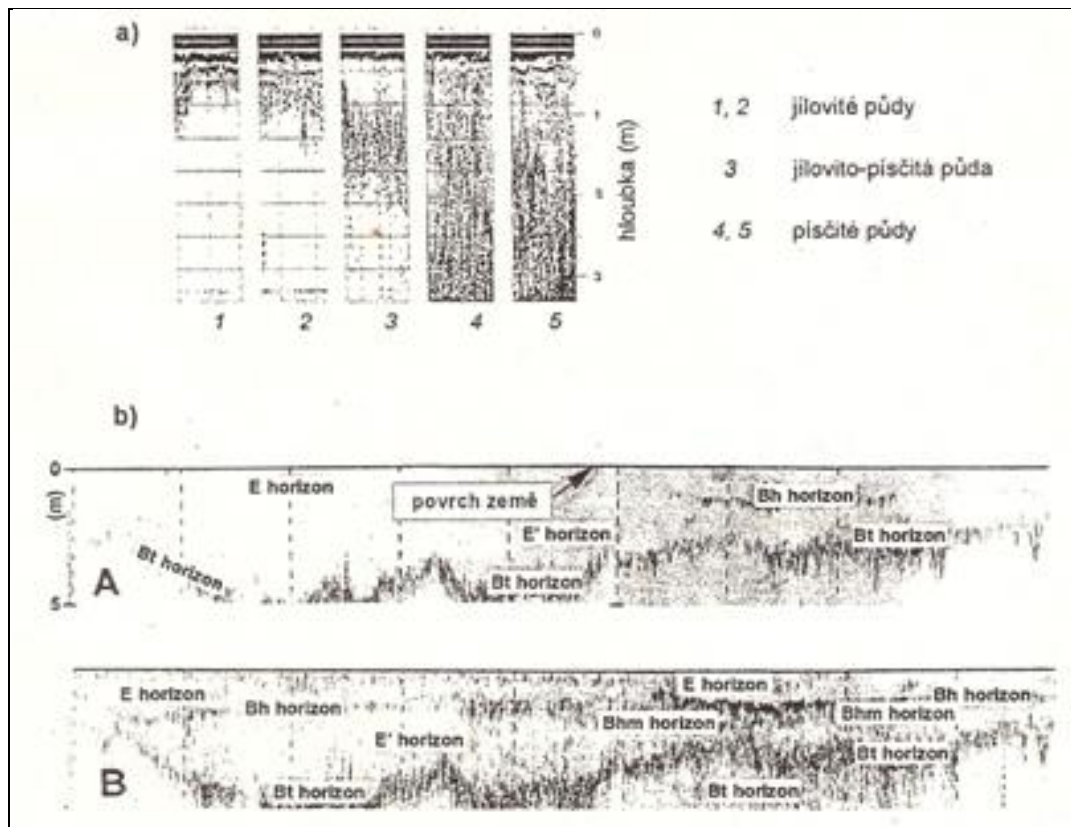
Na tomto místě je však dobré zmínit, že pro geofyzikální průzkum je optimální použít na lokalitě celý komplex geofyzikálních metod, a nikoliv jen metodu jednu (BLÁHA A KOL, 2010). Podle GAJDOŠE A KOL. (2009) není užití pouze jedné z uvedených metod na hodnocení situace většinou dostatečně objektivní.

Na (Obr. 6) je uveden příklad sledování mocnosti a charakteru pokryvu pomocí elektrické rezistivní tomografie (ERT) a mělké refrakční seismiky (MRS).



**Obr. 6** Sledování mocnosti a charakteru pokryvu odporovou metodou – multielektrodové uspořádání a refrakční seismikou. Zdroj: (MAREŠ, 1996).

Jako příklad použití georadaru poslouží (Obr. 7), který ZIMA (1996) doporučuje z výčtu geofyzikálních metod jako vhodný nástroj pro mapování půd a rozeznávání půdních horizontů použitím georadaru.



**Obr. 7** Uplatnění georadaru v mapování půd. (a) rozlišení druhů, b) průběh půdních horizontů v období sucha (A) a vlhka (B). Zdroj : (DOOLITTLE AND COLLINS, 1995).

Geofyzikální měření se aplikuje buď jednorázově, jako opakovaná měření nebo jako Geofyzikální monitoring. Geofyzikální měření pro obě posledně jmenované varianty je stejné, rozdíl spočívá v pojetí interpretace. Zatímco interpretace opakovaných měření sleduje změnu měřeného případně odvozeného parametru, výsledkem monitoringu jsou závěry ke sledování změn chování a stavu horninového masivu pro návrh řešení inženýrskogeologického nebo geotechnického problému (KALÁB A LEDNICKÁ, 2012).

Kromě vhodnosti použité metodiky je nutno také na základě velikosti sledovaných nehomogenit a hlavně rozsahu jejich anomální odezvy stanovit optimální hustotu geofyzikální sítě (BLÁHA A KOL., 2009). Optimální hustota Geofyzikální sítě stanovuje především délku, vzdálenost a orientaci profilů a též krok měření na profilech podle charakteru, šířky a rozsahu anomálního projevu (KAROUS, 1998).

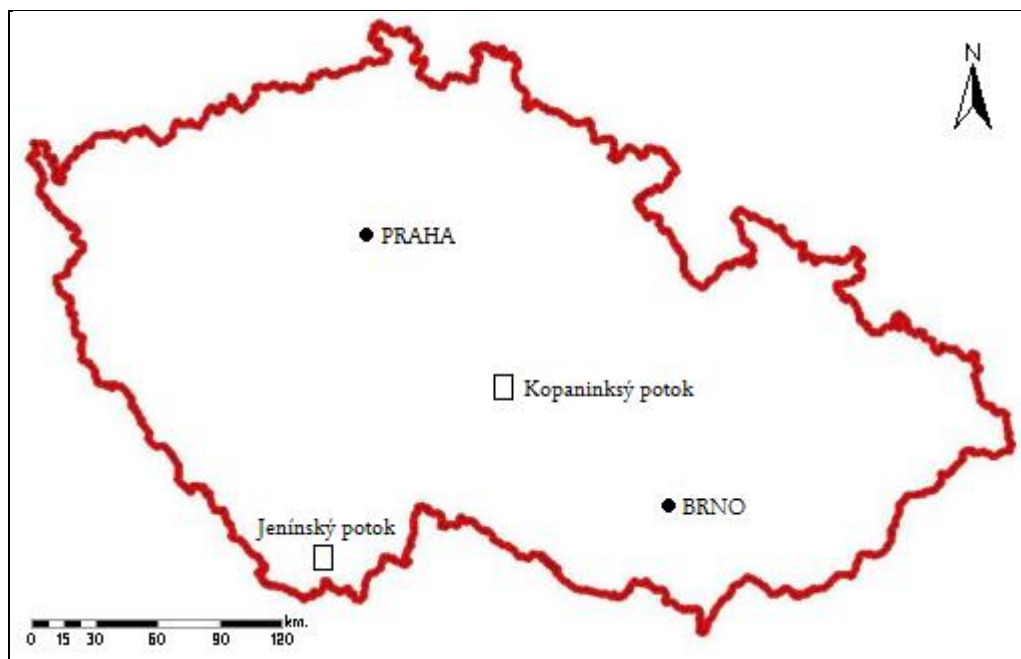
Podle GRUNTORÁDA (1985) interpretace vyžaduje značné zkušenosti a vysoký stupeň vědomostí. Výsledky mají nepřímou povahu a tak se tu objevují jisté nejednoznačnosti. Ty se dají odstranit přímými metodami dodatečného průzkumu nebo vhodnou kombinací metod – racionální komplex metod. I podle BLÁHY A KOL.

(2009) je pro optimální interpretaci geofyzikálních dat třeba je provázat s přímými informacemi o měřeném prostředí, které lze získat obvykle z vrtného průzkumu. Opěrné vrtné profily jsou tak zásadní pro průzkum lokality, a informace mezi nimi (tedy jejich plošná i vertikální interpretace) může velmi zpřesnit geofyzikální průzkum. Obdobně se k problematice interpretace vyjadřují *KALÁB A LEDNICKÁ (2012)*. Podle nich interpretace musí vycházet z propojení dostupných geologických, geofyzikálních a geotechnických informací. Ne vždy je však těchto informací dostatek, místy dokonce prakticky úplně chybějí (vyjma základních geologických map). V tom případě nabízí ERT naopak jednu z možností, jak získat informace o podloží (*TÁBOŘÍK A PÁNEK, 2010*).

# 3 MATERIÁL A METODY

## 3.1 MATERIÁL

Aktivitty vedoucí ke zpracování této Diplomové práce byly zaměřeny na porovnání dvou lokalit výzkumných povodí Kopaninského a Jenínského potoka. Obě experimentální povodí jsou v rámci České republiky orientačně znázorněny na (Obr. 8).



Obr. 8 Lokalizace studovaných povodí Kopaninského a Jenínského potoka.

### 3.1.1 Povodí Kopaninského potoka

Území leží v kraji Vysočina v bývalém okrese Pelhřimov v katastrálním území obcí Velký Rybník u Humpolce, Kletečná u Humpolce, Chvojnov, Žírov a Onšovice u Dehtářů. Je vymezeno rozvodnicí povodí Kopaninského potoka.

Pokusné plochy byly založeny na povodí Kopaninského potoka v r. 1985, prvotně pro výzkum regulační drenáže na stanovištích luk. Od r. 1992 je zde systematicky sledována jakost vody (DOLEŽAL A KOL., 2006).

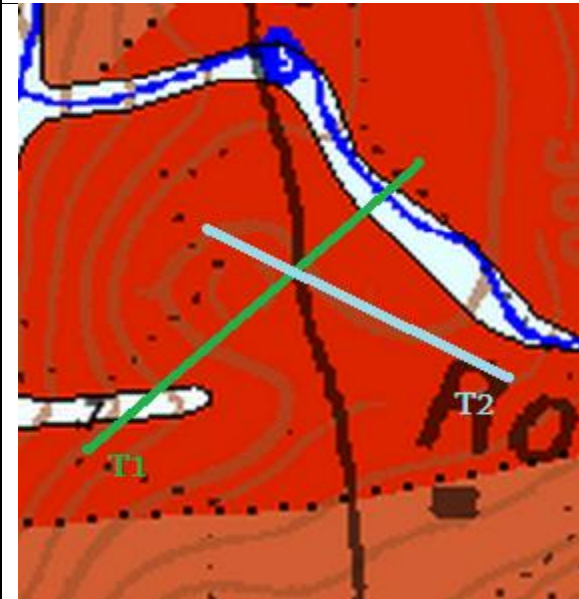
DEMEK (1987) zařazuje povodí z geomorfologického hlediska do oblasti Českomoravské vrchoviny, celku Křemešnické vrchoviny, podcelku Želivské pahorkatiny a Humpolecké vrchoviny, mezi rozhraní okrsků Košetické a Vyskytenské pahorkatiny. Podle MORAVCOVÉ A KOL. (2008) tvoří skalní podklad tvoří biotiticko-muskovitické svorové ruly a svory moldanubika s vložkami kvarcitů

a kvarcitických rul. Podklad zbylé části území je tvořen převážně vyvřelinami moldanubického plutonu, především biotitickým granodioritem a křemenným dioritem s občasným výskytem granitu. Menší část území je tvořena horninami pestré série moldanubika zejména pak svorovými rulami, pararulami až migmatity s vložkami vápenců, erlanů, kvarcitů, grafitu a amfibolitu.

Bližší informace o geologickém podloží studovaného území lze získat z on-line geologické mapy České geologické služby (M 1:50 000) (viz Tab. 8).

**Tab. 8** Informace o geologickém podloží zájmového území povodí Kopaninského potoka (proměřovaný transekt T1 vyznačen zeleně; transekt T2 světlemodře). Upraveno podle: (<http://www.geology.cz/app/ciselniky/lokalizace/> © Česká geologická služba).

Eratém	paleozoikum až proterozoikum			Situace
poznámka	archaikum			
Horniny	migmatit	ID	■	
		1308		
Typ horniny	metamorfit			
Mineralogické složení	biotit, sillimanit biotit, +- corderit			
poznámka	neolitického typu			
Soustava	Český masiv-krytalnikum a prekaristické paleozoikum			
Oblast	moldanubická oblast (moldanubikum)			
Region	metamorfní jednotky v moldanubiku			



Z půd jsou v povodí zastoupeny převážně kambizemě modální a oglejené a gleje (MORAŤOVÁ A KOL., 2008).

Podle dostupných mapových vrstev klasifikace půd bonitovaných půdně ekologických jednotek (BPEJ) jsou na studované části povodí Kopaninského potoka (Obr. 12) zastoupeny tyto následující hlavní půdní jednotky (HPJ) (ČESKÁ REPUBLIKA, 1998):

**HPJ 29** Kambizemě modální eubazické až mezobazické včetně slabě oglejených variant, na rulách, svorech, fylitech, popřípadě žulách, středně těžké až středně těžké lehčí, bez skeletu až středně skeletovité, s převažujícími dobrými vláhovými poměry;

**HPJ 50** Kambizemě oglejené a pseudogleje modální na žulách, rulách a jiných pevných horninách (které nejsou v HPJ 48,49), středně těžké lehčí až středně těžké, slabě až středně skeletovité, se sklonem k dočasnému zamokření;

**HPJ 73** Kambizemě oglejené, pseudogleje glejové i hydroeluviální, gleje hydroeluviální i povrchové, nacházející se ve svahových polohách, zpravidla zamokřené s výskytem svahových pramenišť, středně těžké až velmi těžké, až středně skeletovité.

### **3.1.2 Povodí Jenínského potoka**




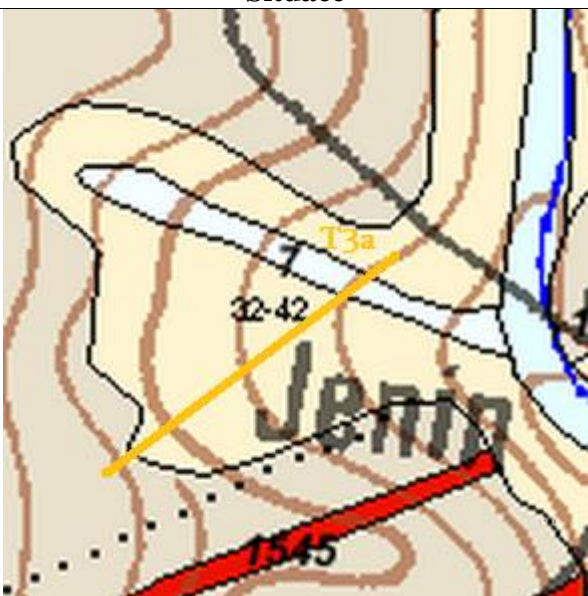
Povodí Jenínského potoka se nachází v JV části bývalého okresu Český Krumlov, při hranicích s Rakouskem. Leží v katastrálním území obce Jenín a Horní Kaliště. Náleží do správního území obce Dolní Dvořiště. Je vymezeno rozvodnicí Jenínského potoka.

Povodí Jenínského potoka u Kaplic bylo sledováno v letech 1980-1990 za účelem monitoringu jakosti vody, nejkompexněji v letech 1983-1985. Po r. 1990 bylo sledování zastaveno. Od r. 2004 obnovila některá sledování Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích. Plocha povodí je dnes zatravněna a slouží k extenzivnímu pastevnímu využití (*DOLEŽAL A KOL., 2006*). Odvodnění pozemků bylo provedeno v letech 1978-79.

Zájmové území náleží podle geomorfologického členění do Hercynského systému, subsystému Hercynská pohoří, provincie Česká Vysočina, soustava Šumavská, podsoustava Šumavská hornatina, celek Novohradské podhůří 1B-4, podcelek Kaplická brázda 1B-4, okrsek Dolnodvořištská sníženina 1B-4A-E (*DEMEK, 1987*). Podle *MORAVCOVÉ A KOL. (2008)* skalní podklad tvoří zhruba v hranicích Šumavského podhůří odděleného zlomovým pásmem od Kaplické brázdy biotiticko-muskovitické svorové ruly a svory moldanubika s vložkami kvarcitů a kvarcitických rul. Podklad zbylé části území je tvořen převážně vyvřelinami moldanubického plutonu, především biotickým granodioritem.

Podrobnější informaci a horninovém podloží opět poskytla on-line mapa České geologické služby (M 1:50 000) (viz Tab. 9).

**Tab. 9** Informace o geologickém podloží zájmového území povodí Jenínského potoka. (proměřovaný transekt T3a vyznačen oranžově). Upraveno podle: (<http://www.geology.cz/app/ciselniky/lokalizace/>) © Česká geologická služba).

<b>Eratém</b>	kenozoikum						paleozoikum až proterozoikum		
poznámka	-						archaikum		
<b>Útvar</b>	kvartér						-		
<b>Oddělení</b>	-			holocén			-		
<b>Horniny</b>	písčito-hlinitý až hlinito-písčitý sediment	ID		sediment smíšený	ID		pararula	ID	
		12			7			1339	
<b>Typ horniny</b>	sediment nezpevněný						metamorfit		
<b>Mineralogické složení</b>	pestré			-			muskovit biotit, biotit, +- sillimanit, granát, cordierit		
<b>Zrnitost</b>	písčito-hlinitá až hlinito-písčitá			jemnozrnná převážně			písčito-hlinitá až hlinito-písčitá		
<b>Barva</b>	různá			-					
poznámka	často polygenetické			včetně výplachových kuželů			slabě migmatizovaná		
<b>Soustava</b>	Český masiv-pokryvné útvary a postvariské magmatity						Český masiv - krystalinikum a prevariské paleozoikum		
<b>Oblast</b>	kvartér						moldanubická oblast (moldanubikum)		
<b>Region</b>	-						metamorfní jednotky v moldanubiku		
<b>Situace</b>									
									



Z půd jsou v povodí zastoupeny převážně kambizemně dystrické, kryptopodzoly, rendziny a gleje (MORAŤOVÁ A KOL., 2008).

Na zkoumaném svahu na povodí Jenínského toku byla v roce 2014 provedena rebonitace BPEJ. Rebonitaci a určení půdních typů na ploše vyhotovil *Fučík Petr; Ing. Ph.D.; VÚMOP; oddělení Hydrologie a ochrany vod*. Na základě těchto dostupných informací lze na území konstatovat následující HPJ (ČESKÁ REPUBLIKA, 1998):

**HPJ 34** Kambizemě dystrické, kambizemě modální mezobazické i kryptopodzoly modální na žulách, rulách, svorech a fylitech, středně těžké lehčí až středně skeletovité, vláňově zásobené, vždy však v mírně chladném klimatickém regionu;

**HPJ 37** Kambizemě litické, kambizemě modální, kambizemě rankerové a rankery modální na pevných substrátech bez rozlišení, v podorniči od 30 cm silně skeletovité nebo s pevnou horninou, slabě až středně skeletovité, v ornici středně těžké lehčí až lehké, převážně výsušné, závislé na srážkách;

**HPJ 50** Kambizemě oglejené a pseudogleje modální na žulách, rulách a jiných pevných horninách (které nejsou v HPJ 48,49), středně těžké lehčí až středně těžké, slabě až středně skeletovité, se sklonem k dočasnému zamokření;

**HPJ 64** Gleje modální, stagnogleje modální a gleje fluvické na svahových hlinách, nivních uloženinách, jílovitých a slinitých materiálech, zkulturněné, s upraveným vodním režimem, středně těžké až velmi těžké, bez skeletu nebo slabě skřetovité;

**HPJ 75** Kambizemě oglejené, kambizemě glejové, pseudogleje i gleje, půdy dolních částí svahů, zamokření výraznější než u HPJ 74, obtížně vymezitelné přechody, na deluviích hornin a svahovinách, až středně skeletovité.

Podle fyzicko-geografické regionalizace ČSR je předmětné území charakterizováno kódem IV-B-3-d, což značí, že se jedná o oblast dosti vodnou, v kategorii 6 -10 l/s/km specifického odtoku, s nejvodnějším měsícem březnem, s retenční schopností dobrou, se stupněm rozkolísanosti odtoku středním a s koeficientem odtoku značně vysokým. Celkově se dá v lokalitě předpokládat vysoká hladina podzemní vody.

**Tab. 10** Základní charakteristiky povodí Kopaninského a Jenínského toku. Upraveno podle: (<http://www.hydromeliorace.cz/povodi/>) (© KULHAVÝ, 2010). Zdroj dat: (DOLEŽAL A KOL., 2006); (MORAVCOVÁ A KOL., 2008).

Název povodí	KOPANINSKÉ	JENÍN
Hydrografická příslušnost (hydrologické číslo)	1-09-02-031	1-06-01-138
Pořadí vodních toků podle hydrografického řádu ( <i>Graveliova klasifikace</i> )	(VI) Kopaninský potok, (V) Jankovský potok, (IV) Želivka, (III) Sázava, (II) Vltava, (I) Labe	(IV) Jenínský potok, (III) Rybnický potok, (II) Vltava, (I) Labe
Plocha povodí [km <sup>2</sup> ]	6,7	4,6
orné půdy [%]	52	0
travních porostů [%]	14	89
lesů [%]	30	10
systematické drenáže [%]	10	% nezjištěno; na většině území TTP
Výška min – max (průměr) [m n. m.]	467-578 (523)	637-870 (754)
Klimatická oblast	MT3	MT5
Prům. roční úhrn srážek [mm]	665	715
Prům. roční teplota vzduchu [°C]	7,0	6,7

## 3.2 METODY

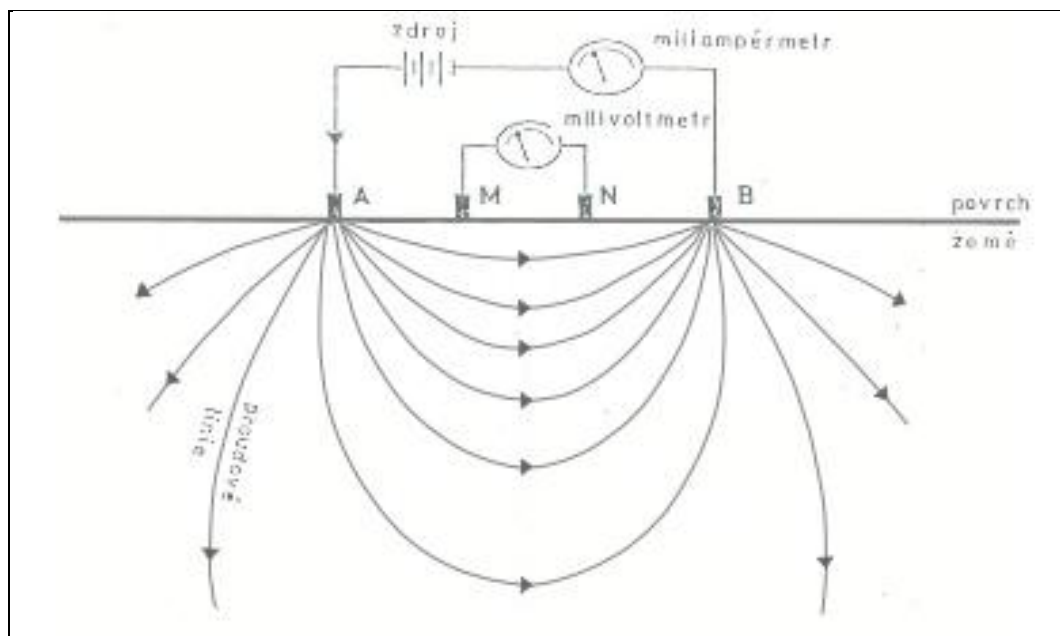
Pro zajištění dat k zjištění rozložení podpovrchových geologických struktur a hloubek nepropustného podloží v zájmových oblastech byla zvolena neinvazivní geofyzikální metoda tzv. metoda mnohožilného kabelu (MRT „microprocessor-controlled resistivity traversing“) nebo v praxi a autory využívajícími tuto geoelektrickou odporovou stejnosměrnou metodu častěji používaný název metoda resistivní tomografie (ERT „electric resistivity tomography“). Přehledný pohled na zařazení metody ERT do geoelektrických metod spadajících do geofyzikálních průzkumných metod je uveden v (Kap. 2.3.1 Geoelektrické metody). Popis principů, na kterých stojí tato metoda včetně možností jejích variant, popisu měření v terénu, přístrojového vybavení včetně softwarové podpory a možné interpretace naměřených dat si bere za úkol následující text.

### 3.2.1 Elektrická rezistivní tomografie (ERT)

Elektrická odporová (resistivní; resistivní) tomografie je dvourozměrná geofyzikální technika mělkého podpovrchového průzkumu podloží s vysokým stupněm rozlišení (WARD, 1990).

Princip měření stojí na aplikaci stejnosměrného elektrického proudu do povrchu (podloží) mezi dvě elektrody.

Měrná sestava se skládá z řady elektrod, z nichž vždy dvě slouží jako proudové elektrody a jiné dvě jako snímací elektrody (viz Obr. 9). Na základě známých vstupních hodnot proudu (elektrody A a B) a měřeného rozdílu napětí na dvou snímacích elektrodách (M a N) je počítán měrný odpor. Proces je řízen centrální jednotkou (ZUMRA KOL., 2006; ZUMRA KOL., 2009).



**Obr. 9** Princip odporových metod (A, B - proudové elektrody; M, N - měřicí elektrody). Zdroj: (HLAVÁČ A KOL., 2010).

Měrný odpor hornin se zjišťuje tzv. odporovými metodami. Do země se uzemněnými (pomocí nerezového kolíku a plastové gumičky) proudovými elektrodami A (+ pól) a B (- pól) vhání proud  $I$  měřený miliampérmetrem a mezi měřicími elektrodami M a N se měří napětí  $U$  milivoltmetrem. Zdrojem proudu jsou baterie nebo generátory (HLAVÁČ A KOL., 2010).

Při aplikaci této metody jsou elektrody rozloženy v jedné linii (řadě), podél které se lze s libovolným krokem (při zachování vzájemného uspořádání elektrod) posunovat dále a zjišťovat proměnlivost měrného elektrického odporu analyzovaného prostředí (MAIEROVÁ A KOL., 2010).

### 3.2.1.1 Příkladové vybavení

Elektrická odporová tomografie byla provedena pomocí automatického geoelektrického systému ARES (ARES-200E) (*GF INSTRUMENTS*) v kombinaci s tzv. inteligentními elektrodami, které jsou součástí více-elektrodového (multielektrodového) kabelu.

Systém ARES, který řídí nastavení elektrod při různých konfiguracích měření sdružuje ohmmetr, prepínací jednotku a počítač (*GRIFFITHS AND BARKER, 1993*).

**ARES** představuje dobře vybavenou aparaturu pro měření a zobrazení měrného odporu a IP. Tento přístroj byl zvolen pro přednosti, jako jsou: snadná obsluha v terénu (bez počítače), napájení z 12 V akumulátoru, rozmanitá podpora konfigurací elektrod, kompatibilita s interpretačním softwarem. Jediná robustní a vodotěsná jednotka sdružuje výkonný vysílač s citlivým přijímačem a řídicí částí, bohatě systémově vybavenou pro řešení široké škály měřicích metod (*MAIEROVÁ A KOL., 2010*).



**Obr. 10** Základní přístrojové vybavení. (a) řídicí jednotka ARES; b) aktivní multielektrodový kabel; c) nerezové elektrody. Zdroj: (*GF INSTRUMENTS*).

Standardním příslušenstvím řídicí jednotky ARES je:

- transportní kufr;
- **T-kus (pro připojení sekcí multielektrodového kabelu a kabelů pro proudové a napěťové elektrody);**
- **kabel pro externí 12 V akumulátor;**
- kabely pro RS232 a USB;
- AC/DC adaptér (pro všechny země);
- **PC software ARES (pro MS Windows);**
- uživatelská příručka.

K jednotce lze dodatečně pořídit následující volitelné příslušenství:

- **sekke multielektrodového kabelu-aktivní a pasivní;**

- přepínací box (48 kanálový adaptér připevnitelný k řídicí jednotce) pro pasivní multielektrodové kabely;
- **12 V bateriový zásobník (připevnitelný k řídicí jednotce)** s rychlou třístavovou nabíječkou;
- 12 V elektronický zdroj;
- VES-Adaptér (pro 5 párů napěťových elektrod);
- kabelové bubínky;
- **nerezové elektrody**, nepolarizované elektrody;
- **software pro 2D/3D inverzi**, interpretaci VES a tvorbu map (**Res2DInv/Res3DInv, IPI2Win, Surfer**) (*GF INSTRUMENTS*).

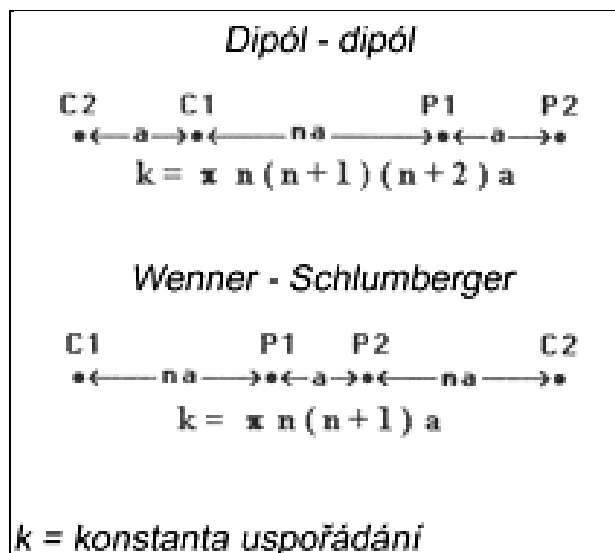
Poznámka: Hardwarové příslušenství nezbytné pro měření v terénu a software pro následné vykreslení získaných dat je v textu vyznačeno tučně.

### ***3.2.1.2 Měření v terénu***

Terénní měření se uskutečňuje na principu klasického vertikálního elektrického sondování se dvěma proudovými elektrodami a dvěma snímacími elektrodami, zajišťujícími zachycení odezvy formou elektrického napětí. Tento princip je opakován na tzv. multikabelu v různých kombinacích rozponu (kroku) a umístění elektrod v jedné ose na terénu (*CÍSLEROVÁ A KOL., 2006*). Ocelové sondy zprostředkovávají kontakt se zkoumaným povrchem.

Zaznamenané rezistivity neodpovídají rozložení v reálném prostředí, ale reprezentují teoretický homogenní profil, který by při stejném uspořádání elektrod vykazoval stejný měrný odpor (*ZUMR A KOL., 2006*).

Z obecně používaných konfigurací (uspořádání, schémat) elektrod je užíváno hlavně dvou nejběžněji aplikovaných metod, a sice *Dipole-Dipole* (D-D) a *Wenner-Schlumberger* (W-SCH) (*LOKE, 2004*); (*POLÁČEK A KOL., 2012*).



**Obr. 11** Uspořádání používaná při odporových měřeních a jejich konstant (C2, C1 - proudové elektrody; P1, P2 - měřicí elektrody; a – konstantní vzdálenost mezi elektrodami) Zdroj: (POLÁČEK A CERVNĚS, 2013).

Pro naše potřeby bylo vertikální dvourozměrné pole elektrické rezistivity proměřeno metodou s uspořádáním elektrod dle principu Wenner-Schlumberger, kterou lze považovat za kompromis mezi uspořádáním Wenner a Dipole-Dipole.

Tato sestava je schopna zaznamenávat relativně citlivě vertikální i horizontální změny v prostředí (ZUMRA KOL., 2006).

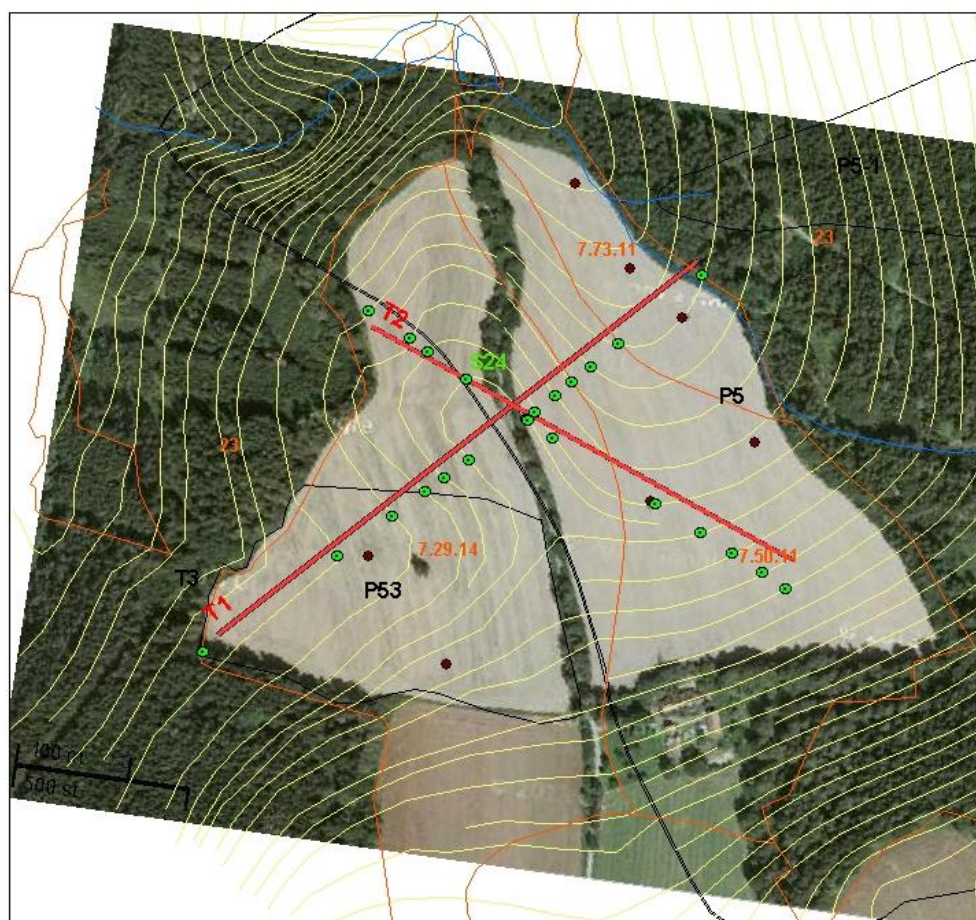
Wenner-Schlumberger přináší sice vyšší citlivost na měrný elektrický odpor (EPR), nicméně nabízí kompromis v zobrazení struktur (vertikálních i horizontálních), a také má z hlediska rozlišení a hloubkového dosahu často lepší výsledky než Wenner. Vlastní délka měření je potom kratší než u Dipole-Dipole. Je proto také všeobecně nejvyužívanější metodou (TÁBOŘÍK A PÁNEK, 2010).

### 3.2.2 Postup terénního geofyzikálního měření

#### 3.2.2.1 Vedení transektů studovanými územími

Napříč zájmovou plochou na Českomoravské vrchovině byly sondovány dva transepty, transekt T1 a T2 (viz Obr. 12) a předmětnou plochou Jenínského potoka jeden transekt T3a a doplňující transekt označený jako T3b (viz Obr. 13).

## Zájmové území povodí Kopaninského potoka



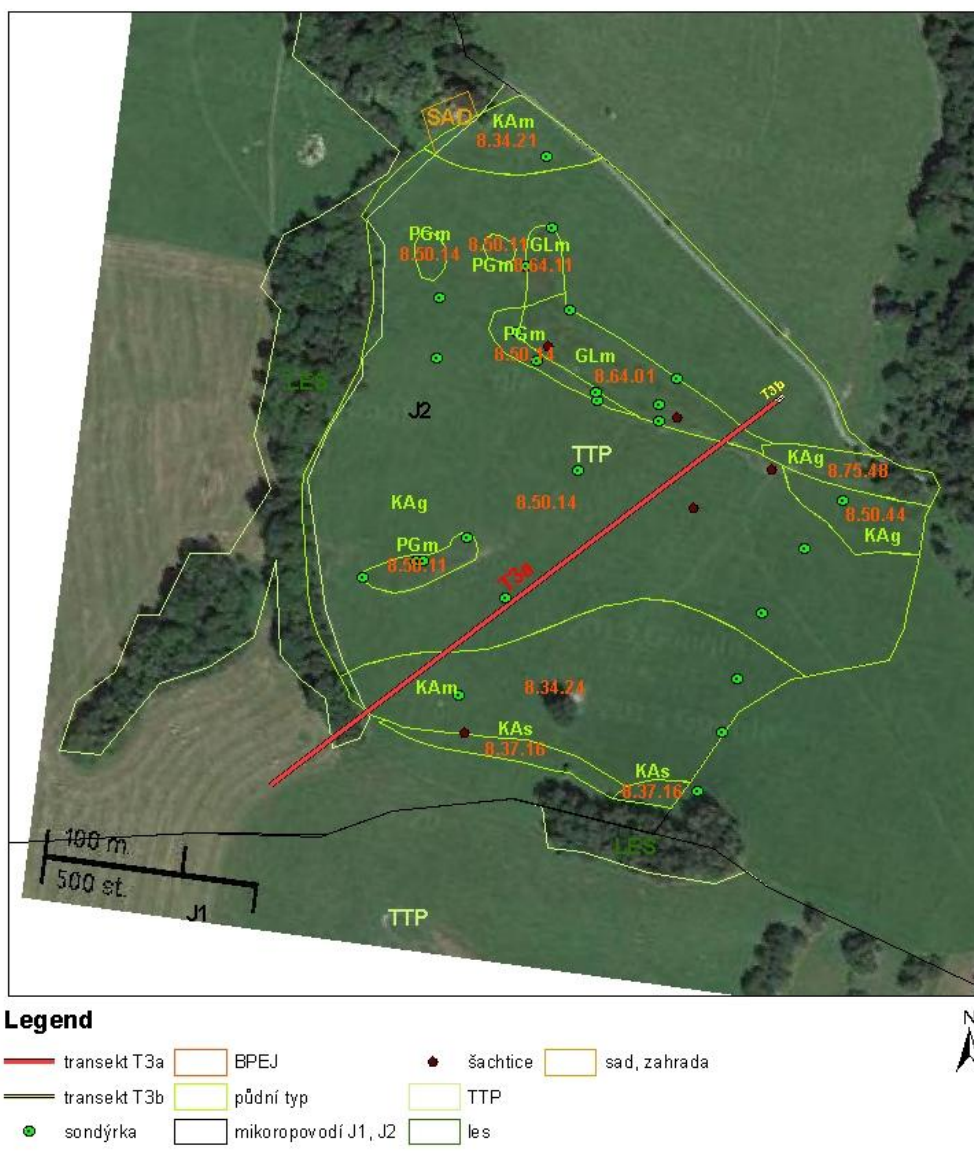
### Legend

- |                 |             |                 |            |
|-----------------|-------------|-----------------|------------|
| transekt T1, T2 | BPEJ        | mikropovodí P53 | šachtice   |
| sondýrka        | mikropovodí | vrstevnice      | vodní toky |

**Obr. 12** Vedení transektů zájmovým územím povodí Kopaninského potoka.

Experimentální území na Kopaninském povodí proměřované metodou ERT bylo zvoleno na orné půdě (R), pěstovanou plodinou v době provádění terénního měření byla pšenice). Transekt T1 přetínal potok a končil ve smíšeném lese. Transekt T2, vedené tak, aby reprezentativně pokryly celé studované území se navzájem protínaly v místě asfaltové komunikace. V minulosti bylo na obou polích vybudováno odvodnění.

## Zájmové území povodí Jenínského potoka



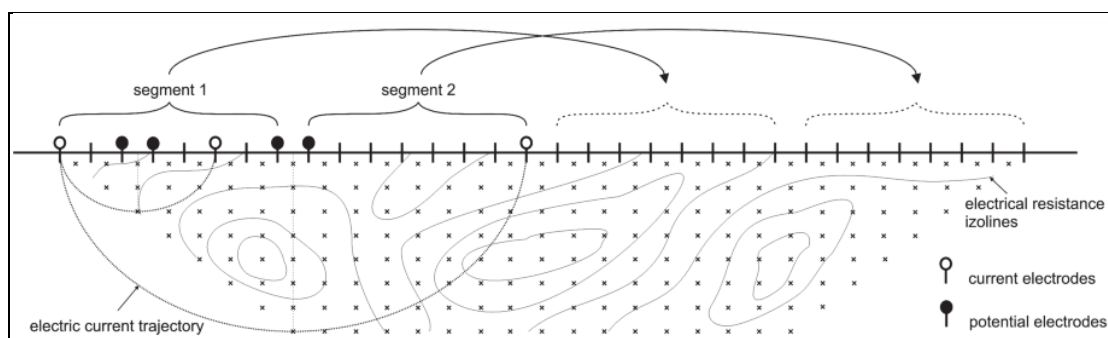
**Obr. 13** Vedení transektů zájmovým územím povodí Jenínského potoka.

Měření na Jenínském povodí bylo provedeno na travnaté louce (T; TTP), využívané pro extenzivní zemědělství. Území bylo poměrně svažité, celkové převýšení činilo přibližně 30 metrů, tedy zhruba dvojnásobek oproti první lokalitě. Z terénního průzkumu bylo, zejména ve spodní části svahu, zjištěno značné podmáčení terénu. Tato skutečnost, viditelná i z ortofotomapy, byla pravděpodobně způsobena nefunkčním drenážním systémem.



### 3.2.2.2 Podrobný postup provedení terénního geofyzikálního měření metodou ERT

**Transekt T1** byl měřen 4. 5. 2011, (slunečno/polojasno; průměrná teplota vzduchu [°C] 14,1 a průměrný úhrn srážek [mm] 52; údaje za měsíc květen) (ČHMÚ: DATA PRO STŘEDOČESKÝ KRAJ, 2011). Vedený transekt byl dlouhý 558 metrů a musel být rozdělen na jednotlivé sekce (segmenty; sestavy). Každá z nich obsahovala vodící nerezové elektrody (osm elektrod na jeden kabel) instalované (uzemněné; zavedené) do půdního pokryvu v kroku po dvou metrech. Tento rozpon byl zvolen jednak vzhledem k délce sondovaného transektu, jednak kvůli získání dostatečné požadované hloubky zdrojových dat v tzv. pseudosekci a v neposlední řadě kvůli zkrácení časové náročnosti terénního měření. Na (Obr. 14) je orientačně znázorněno schéma konfigurace jednotlivých sestav s uspořádáním elektrod Schlumberger (v terénu bylo použito uspořádání Wenner - Schlumberger, nicméně princip je prakticky totožný).



**Obr. 14** Schéma konfigurace segmentů při uspořádání elektrod Schlumberger. Zdroj: (PÁNEK A KOL., 2008).

Počet kabelů zapojených do sekcí je de facto libovolný, v praxi je však omezen konstrukcí samotného přístroje, a to tak, že maximální počet elektrod může být 200 (POLÁČEK A KOL., 2012).

K dispozici pro terénní měření bylo sedm multielektrodových kabelů. Celkem se tedy jednou sekcí dalo proměřit 112 metrů. Pro pokrytí celé délky transektu tak musely být sekce postupně posouvány. V praxi to vypadalo tak, že při posunu se vždy ponechaly čtyři koncové elektrodové kabely, ke kterým byla připojena řídicí jednotka a první sekce složená ze tří multikabelů byla přesondována (opět v kroku elektrod po dvou metrech) vpřed. Po získání pole měrných odporů se celý postup opakoval. Došlo tak k proměření v částečných překryvech.

Tím je eliminováno omezení metody, kde s narůstající hloubkou lze stanovit menší množství hodnot zdánlivé elektrické rezistivity (CÍSLEROVÁ A KOL., 2006).

Terén, počasí i dobrá půdní vláha (dostatečná vodivost) umožňovaly dobrý průběh měření. Řídící jednotka ARES je schopna nevodící elektrody přesně vyhledat a upozornit na ně. V rutinním postupu při zavádění elektrod došlo k jedné změně - v místě asfaltové komunikace byla jedna elektroda vynechána. Systém řídicí jednotky je schopen si s takovouto situací poradit a elektrodu „přeskočit“. Neexistence popisovaného záznamu tak na vykreslení profilu v Res2DInv (viz Kap. 4.1) neměla vliv.

Při nedostatečné vodivosti elektrod s podkladem je také možné inspirovat se prací *GAJDOŠE A KOL. (2011)*, který při měření použil na utěsnění a snížení přechodového odporu vodivou lékařskou vazelínu.

**Transekt T2** byl z důvodu časové náročnosti úlohy měřen v dalším termínu 20. 5. 2011 (slunečno/polojasno; průměrná teplota vzduchu [°C] 14,1 a průměrný úhrn srážek [mm] 52; údaje za měsíc květen) (*ČHMÚ: DATA PRO STŘEDOČESKÝ KRAJ, 2011*) v délce 430 m. Postupem se měření nelišilo od proměřování transektu T1. Opět došlo k přeskočení jedné elektrody z důvodu křížení s asfaltovou komunikací. Pro časovou náročnost proměření terénu (zaznamenání dat jedné 112 metrů dlouhé sekce s krokem elektrod 2 metry trvalo průměrně cca 40 minut – k tomuto časovému údaji je ještě nutno přičíst dobu trvání přesouvání sekcí) byl transekt předběžně ukončen po 430 metrech v poli, i když původním záměrem bylo „dojít“ až k lesu, jak tomu bylo i u prvního transektu.

**Transekt T3a** měřený 8. 7. 2013 (slunečno/polojasno; průměrná teplota vzduchu [°C] 18,8 - odchylka od normálu 2,1 °C a průměrný úhrn srážek [mm] 52; údaje za měsíc červenec) (*ČHMÚ: DATA PRO JIHOČESKÝ KRAJ, 2013*) na svažitém TTP se sklonem 7-8 %, povodí Jenín. Jeho délka činila 462 m. Postup geofyzikálního měření byl téměř totožný s tím na studované lokalitě na Kopaninském povodí. Změnou oproti němu bylo sondování pouze jednoho transektu a přenášení ne tří, ale čtyř zapojených multielektrodových kabelů, tím byl proces proměřování podpovrchových struktur na jedné sekci zkrácen v průměru na přibližně 30 minut. Tím došlo k odstranění časových prodlev, které vznikaly při prvním a druhém měření a bylo tak dosaženo plynulejšího průběhu přestaveb elektrod a prováděných prací.



**Foto 1** Celkový pohled na proměřovaný transekt T3a s detailem uzemněné nerezové elektrody.

**Transekt T3b** byl sondován po proměření transektu T3a, tedy opět v pondělí 8. 7. 2013 (slunečno/polojasno; průměrná teplota vzduchu [°C] 18,8 - odchylka od normálu 2,1 °C; průměrný úhrn srážek [mm] 52; údaje za měsíc červenec) (*ČHMÚ: DATA PRO JIHOČESKÝ KRAJ, 2013*). Situován byl na dolní část transektu T3a (Obr. 13). T3b byl zvolen jako doplňující transekt pro získání zpřesňujících informací o svrchním půdním profilu, pro možnost jeho bližšího studia a porovnání dat z dostupných půdních sondýrek. Použito bylo všech sedm dostupných elektrodových kabelů s krokem elektrod po 0,2 metrech. Došlo tedy k proměření 11,2 metrů reprezentativní plochy.

Naměřená data jsou uváděna ve formě pseudosekcí, které představují předpokládané rozpětí odporů pod zemským povrchem (*GRIFFITHS AND BARKER, 1993*).



**Foto 2** Celkový pohled na proměřovaný transekt T3b. V detailu část transektu s uzemněnými elektrodami v rozponu 0,2 metrů.

# 4 VÝSLEDKY A DISKUZE

## 4.1 VYKRESLENÍ TRANSEKTŮ PROGRAMEM Res2DInv

Po převedení naměřených hodnot (zdánlivých měrných odporů) přístroje do počítače bylo provedeno jejich vyhodnocení pomocí metody tzv. inverzního matematického modelování s možností opravy na reliéf terénu programem „Res2DInv“ (*GEOMOTO SOFTWARE*).

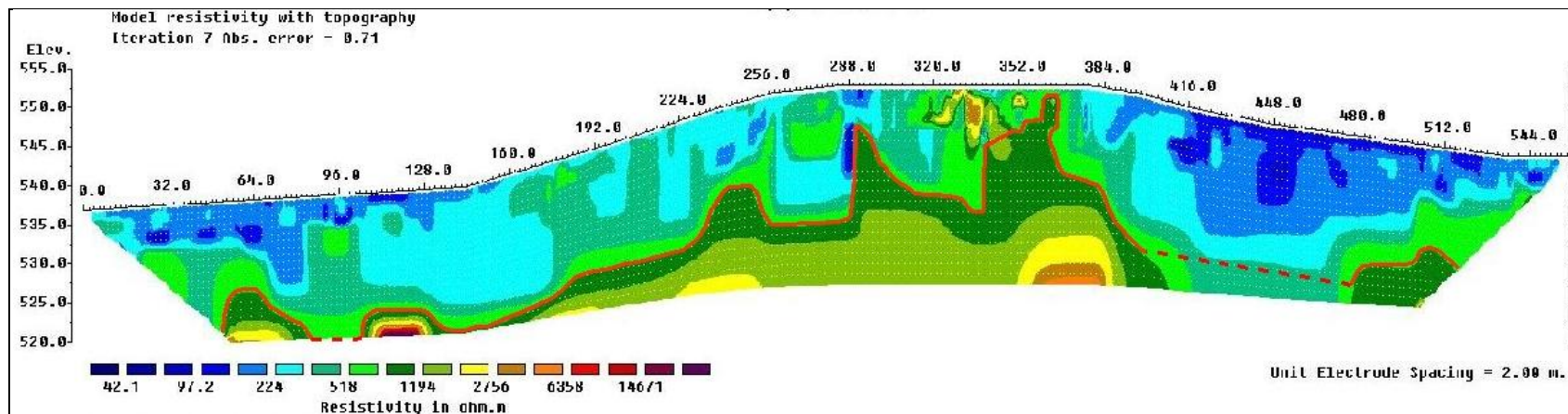
Je navržen pro inverzi velkých datových souborů (200 – 6500 bodů) a systémem ukládání s velkým počtem elektrod (25 až 180). Tento program sestavuje z terénního měření rezistivní (odporový) profil.

Inverzní model hledá minimální shodu zdánlivých měřených rezistivit s modelovými vypočtenými hodnotami. Vzhledem k povaze měření a jeho vyhodnocení existuje široké spektrum hodnot, které vyhoví minimu odchylky měřených a modelových hodnot stejně. Program proto používá interaktivní metodu s podmínkou plynulosti změny sousedících hodnot, která významně redukuje toto spektrum a činí výpočet stabilní (*CÍSLEROVÁ A KOL., 2006*).

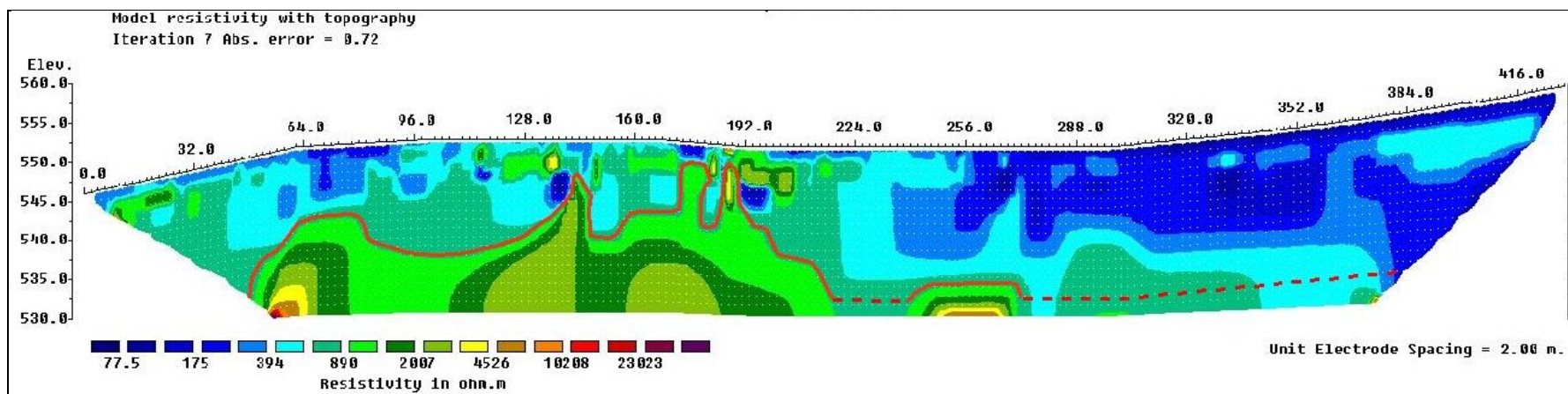
Proces pracuje s inverzí dat z jednotlivých pseudosekcí za použití zhlazení pomocí metody nejmenších čtverců. Tímto algoritmem je podpovrchová zóna rozdělena na pravoúhlé bloky o konstantním měrném elektrickém odporu. Měrný elektrický odpor každého bloku je následně vyhodnocen minimalizací rozdílu mezi skutečně naměřenými a teoreticky vypočítanými hodnotami odporů v každé pseudosekci. Následně je vytvořen dvourozměrný model rozložení odporů pod zemským povrchem v ose geoelektrického profilu. Model znázorňuje oblasti zvýšených a snížených odporů a přechodné oblasti mezi nimi. Po zanesení topografie do modelu v programu Res2DInv získáme převýšený dvourozměrný inverzní model rozložení odporů pod povrchem (*GRIFFITHS AND BARKER, 1993*).

Data byla nahrána a programem Res2DInv vykreslena na ČVUT v Praze, Fakultě stavební, Katedře hydromeliorací a krajinného inženýrství.

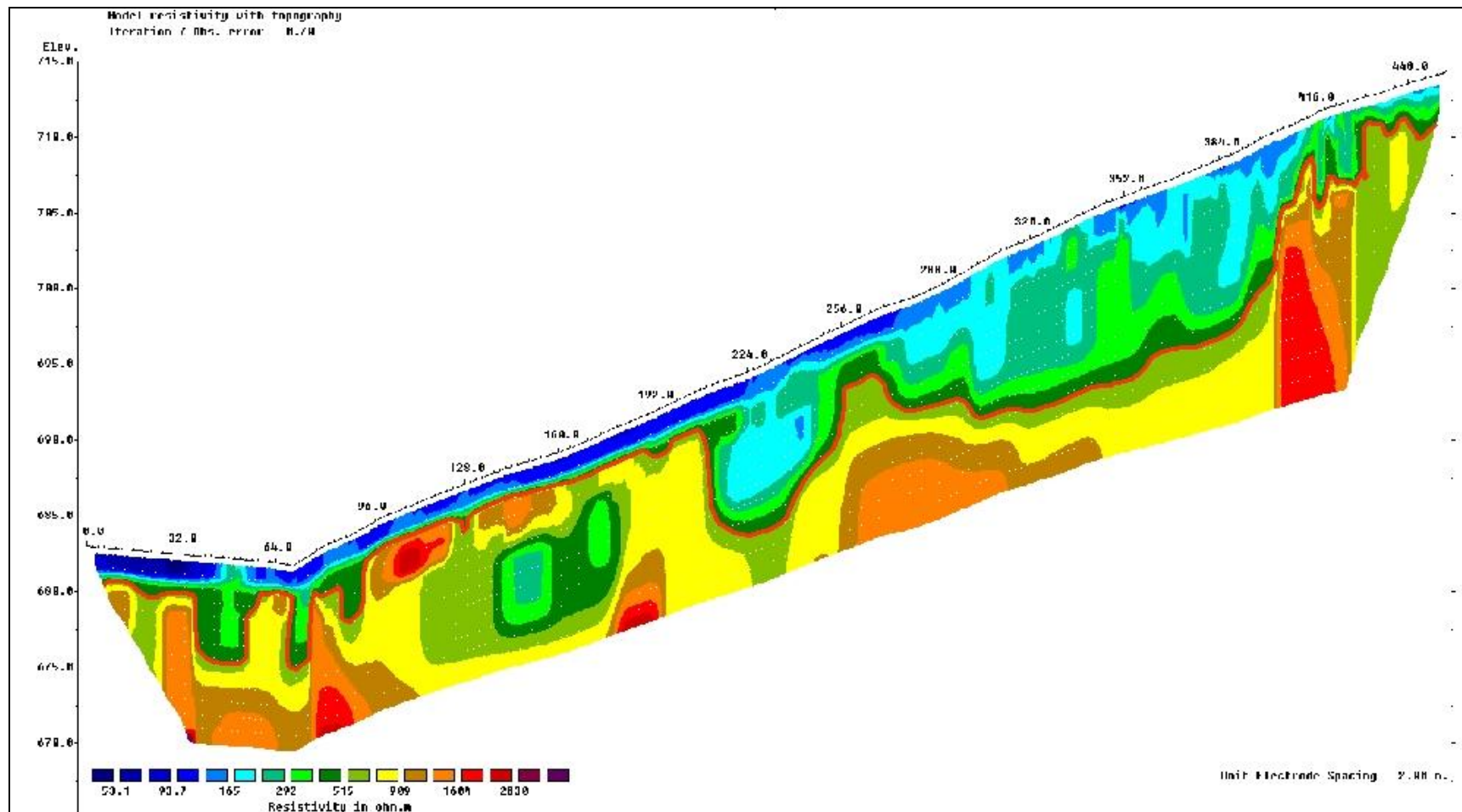
Inverzně určené měrné odpory jsou prezentovány ve formě vertikálních odporových řezů (Obr. 15; 16; 17).



**Obr. 15** Vertikální řez elektrické rezistivity profilu měřeného transektu T1 vyhodnoceného dvourozměrnou inverzní metodou s interpretovanou „čarou průběhu“ nepropustného horninového podloží (vyznačena červeně, plně). Hodnoty přesahující efektivní hloubkový dosah metody jsou vyznačeny červeně, přerušovaně.



**Obr. 16** Vertikální řez elektrické rezistivity profilu měřeného transektu T2 vyhodnoceného dvourozměrnou inverzní metodou s interpretovanou „čarou průběhu“ nepropustného horninového podloží (vyznačena červeně, plně). Hodnoty přesahující efektivní hloubkový dosah metody jsou vyznačeny červeně, přerušovaně.



**Obr. 17** Vertikální řez elektrické rezistivity profilu měřeného transektu T3a vyhodnoceného dvourozměrnou inverzní metodou s interpretovanou „čarou průběhu“ nepropustného horninového podloží (vyznačena červeně, plně).

## 4.2 VYHODNOCENÍ VÝSLEDKŮ MĚŘENÍ

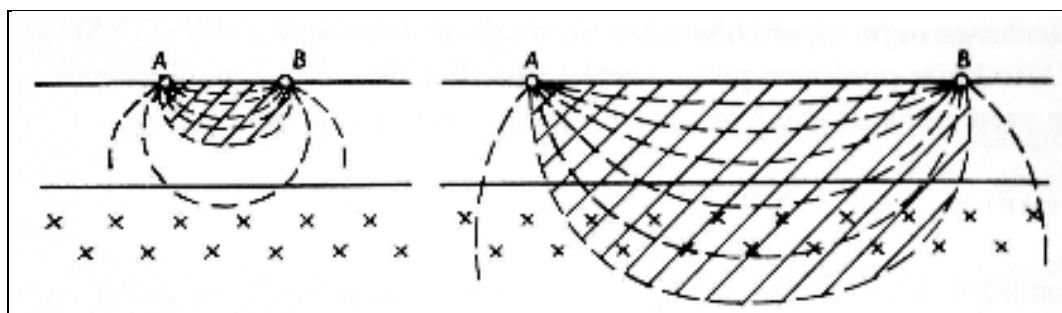
Výsledkem měření, jehož cílem bylo zjistit rozložení geologických podpovrchových struktur na částech povodích pomocí zjištění měrného odporu horninového prostředí využitím neinvazivního geofyzikálního měření a pokusit se o co nejpřesnější odhad nepropustných vrstev byly vertikální řezy elektrické rezistivity měrných profilů. Jednotlivé snímky zachycují prostorové rozložení měrného elektrického odporu ve vertikálních řezech profilem pod jednotlivými transeky. Škála resistivity v ohmmetrech [ $\Omega \cdot m$ ] je v logaritmickém měřítku. Chod profilů koresponduje se schématy vedení jednotlivých transektů na (Obr. 12; 13).

Prostorové rozlišení měřených měrných odporů závisí na použitém měrném schématu (v našem případě Wenner - Schlumberger) a na rozponu mezi jednotlivými elektrodami. S rostoucí hloubkou klesá rozlišení a roste nejistota měřených hodnot (ZUMRA KOL., 2009).

Při geofyzikálním měření dochází k výraznému zprůměrování informace. Plocha, přes kterou se průměruje, je určena rezolucí měření, to znamená vzdáleností elektrod (ČÍSLEROVÁ A KOL., 2006).

Metoda ERT se aplikuje při vyšetřování horninového prostředí do relativně malých hloubek, převážně do cca 30 metrů (GAJDOŠ A KOL., 2011). Hloubkový dosah prováděného měření závisí na délce uspořádání (MAIEROVÁ A KOL., 2010).

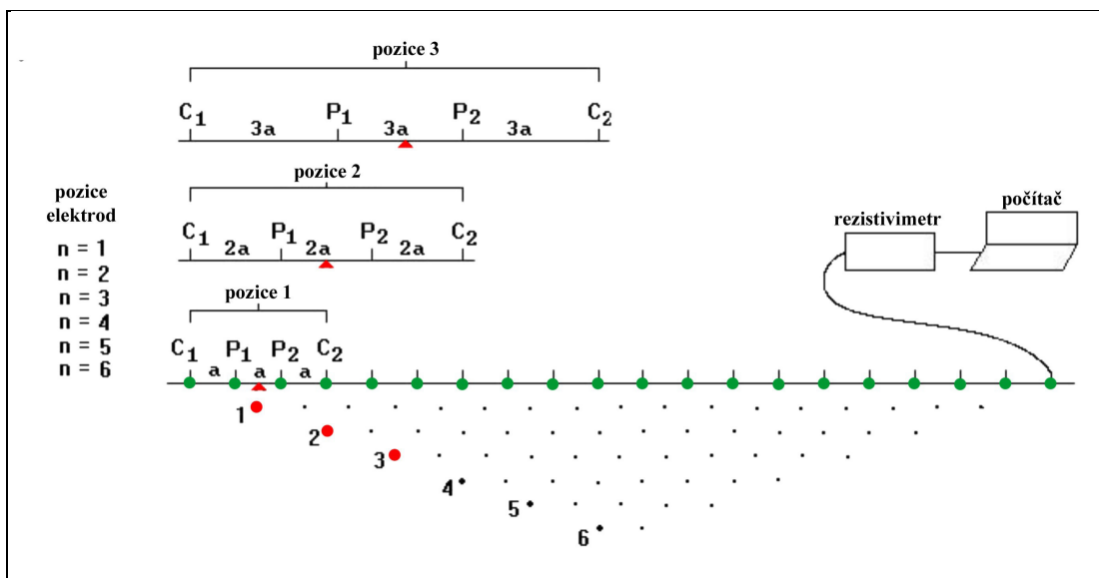
Podle MACHÁČKA (2002) s rostoucí vzdáleností proudových elektrod roste hloubkový dosah uspořádání, který se podle odporových poměrů pohybuje nejčastěji v rozmezí  $(0,3 - 0,5) \cdot AB$ .



**Obr. 18** Závislost hloubkového dosahu na vzdálenost proudových elektrod AB. Zdroj: (GRUNTORÁD A KAROUS, 1990).

Skutečná hloubka proměření je tedy přímo úměrná délce proměřovaného segmentu, počtem sondovaných elektrod i použitým rozchodem mezi nimi a dá se odvodit ze zvoleného uspořádání (viz Obr. 18; 19).





**Obr. 19** Princip měření pro Wennerovo uspořádání (C2, C1 - proudové elektrody; P1, P2 - měřicí elektrody; a - konstantní vzdálenost mezi elektrodami). Zdroj: (POLÁČEK A CERVNTES, 2013).

Z předešlého tedy vyplývá, že při použití všech sedmi dostupných kabelů po osmi elektrodách (=58 elektrod) a zvoleném kroku po dvou metrech (=112 proměřených metrů) lze teoreticky docílit hloubkového dosahu cca 45 metrů (2/5 délky). Skutečná efektivní hloubka proměření (podle Obr. 19) dosahuje zhruba 18,5 metrů (tedy asi jedné šestiny sondované sekce), což odpovídá efektivnímu hloubkovému dosahu metody, který BLECHA A KOL. (2006) stanovují na 15 - 20 metrů a tedy i dostatečné hloubce pro interpretaci výsledků.

Pro zvýšení hloubkového dosahu metody by bylo možné buďto použití maximálního počtu elektrod, tedy 200 anebo využití novějšího modelu přístrojového vybavení ARESII, který je schopný v jednom měřícím uspořádání zaznamenat až 65 000 tis. elektrod.

Při samotném vyhodnocování získaných vertikálních geoelektrických pseudořezů je také nutno zohlednit neexistenci dat těsně u povrchu proměřovaného profilu a možnost jejich zkreslení při vykreslování topografie profilu programem Res2DInv. Řezy mohou být nejspíše nepříznivě ovlivněny právě zvýšenou mírou členitosti terénu.

#### 4.2.1 Interpretace výsledných odporových řezů

Složitost horninového prostředí (samotné geologické poměry, někdy i plošně omezená oblast průzkumu, v některých případech intenzivní poruchová fyzikální pole) způsobuje, že jak aplikace geofyzikálních metod, tak i jejich interpretace, je

často dosti složitá a obtížná (POLÁČEK A CERVANTES, 2013). Jelikož měrný odpor je v přímém vztahu s parametry jako je typ zeminového materiálu, pórovitost, stupeň nasycení vodou, lze na základě změřených hodnot usuzovat o vrstevnatosti, struktuře i jejich případném zvodnění (CÍSLEROVÁ A KOL., 2006). Podle BODNÁRA A KOL. (1989) je při interpretaci výsledků geoelektrických měření nevyhnutelné přihlídnout k tomu, že měrné odpory různých typů hornin se mění v širokých intervalech.

#### **4.2.1.1 Profil transektu T1**

(viz Obr. 15) staničení jde od nuly (u lesa), poslední elektroda byla sondována (za potokem) na 558 metrech. Polí s vyšší elektrickou rezistivitou (okolo 330m) by mělo odpovídat místo asfaltové komunikace a profil pod ní. Druhá polovina řezu směrem k potoku je evidentně elektricky vodivější a pravděpodobně i hlubší. Je charakteristická nižší rezistivitou (modrá barva) tedy potenciálně vyšším obsahem vody a půdními a horninovými strukturami s vyšším stupněm elektrické vodivosti. Rušivý vliv drenážního systému na lokalitě by měl být zanedbatelný.

Drobné odchylky zvýšené či snížené rezistivity jsou způsobeny citlivostí metody na umístění jednotlivých elektrod a na kontakt elektrod s půdou (ZUMR A KOL., 2009).

#### **Hloubka nepropustného podloží**

Geologické podloží je tvořeno migmatity, tedy přeměněnými horninami složenými ze dvou složek, granitové (žulové) a rulové. Problémem pro přesnou interpretaci je poměrně široká škála ohmmetrů, kterých mohou tyto horniny dosahovat (viz Tab. 11). Přesto se dá usuzovat o hloubce nepropustného podloží nad hranicí cca 800 ohmmetrů (zelená barva), tj. o průměrné mocnosti pokryvu přibližně 12 metrů.

#### **4.2.1.2 Profil transektu T2**

(Obr. 16) staničení jde od nuly (u lesa) až po poslední elektrodu na 430 metrech (uprostřed pole). Dobrým znamením pro interpretování výsledků je fakt, že si oba transekty (T1 a T2) odpovídají. A to jak vizuálním porovnáním obou řezů vzhledem k rozložení polí elektrických rezistivit, tak i co se týče srovnání s metráží nehomogenit vůči porovnání se skutečnostmi v reálu. Shoduje se i výrazná odlišnost druhého svahu, který má elektrickou vodivost značně vyšší. Oblast s vyšší rezistivitou (zhruba 140 m) by opět měla odpovídat profilu pod komunikací. Lokální

oblast s výrazně vyšší elektrickou rezistivitou (okolo 190 m) může, ale také nemusí, být chybou měření.

Tento předpoklad potvrzuje i *ZUMR A KOL. (2006)*. Bodové oblasti s vysokou rezistivitou jsou podle něj pravděpodobně vyvolány chybami v měření, v menší míře mohou být způsobeny lokálními heterogenitami (oblasti s výrazně odlišnou pórovitostí, vlhkostí nebo minerálním složením).

Významným faktorem ovlivnění rezistivit mohou být i hydrogeologické poměry v místě měření. Tyto se mohou měnit v závislosti na ročním klimatickém cyklu (*POLÁČEK A CERVANTES, 2013*).

Skutečnost, že ke konci terénního měření přšlo, byla z důvodu krátkého trvání a nízkého úhrnu srážky pro interpretaci zcela vynechána. Pravděpodobnější je tedy verze větší hloubky nebo přirozeně vyššího zvodnění sondovaného svahu.

Možné negativní ovlivnění vyhodnocení výsledných řezů srážkami během terénního měření nicméně připouští ve své práci i (*ZUMR A KOL., 2009*). Ovšem popisují zde ovlivnění měření zaměřeného na značně méně požadovanou proměřovanou hloubku a opakovaný charakter srážky.

### **Hloubka nepropustného podloží**

Podmínky odpovídající uložení podloží se shodují s prvním proměřeným profilem.

#### **4.2.1.3 Profil transektu T3a**

(Obr. 17) transekt byl veden svažitém terénem v rozsahu elektrod nula až 462 metrů (kultura TTP). Oblast s nižší rezistivitou (zhruba na 70 m) odpovídá povrchovému výtoku z nefunkčního drenážního systému a tedy celkově vyššímu zamokření v místě (jedna elektroda byla zavedena dokonce přímo ve dně vytvořené strouhy). Při posouzení lokálního zvýšení elektrické rezistivity (kolem 110 m) bude pravděpodobně nejlepší variantou se opět odkázat na vysvětlení *ZUMRA A KOL. (2006)* z předchozí kapitoly. Vyšší hodnoty ke konci výsledného řezu (okolo 415 m a dál) souhlasí s vedením transektu linií zelení, kde podle všeho nastalo k vyššímu vystoupení podpovrchových geologických struktur na povrch, pozorovatelnými i z terénního průzkumu.

## Hloubka nepropustného podloží

Proměřený profil má výrazné vertikální (horizontální) členění. Dle výsledků geofyzikálního měření lze identifikovat zejména dvě dobře rozeznatelné vrstvy s odlišnými měrnými odpory se svrchní vrstvou v průměrné mocnosti dvou metrů. Druhá polovina svahu pak vykazuje, co se týče uložení podloží patrně hlubší eventualitu s výraznějším členěním. Geologické podloží je z převážné části tvořeno písčito-hlinitým až hlinito písčítým sedimentem, kterým liniově (zhruba po 50 m) probíhá sediment smíšený. Ke konci profilu přechází podloží do geologicky starších hornin, podle geologické mapy je tvořené pararulou, tj. přeměněnou horninou, typu ruly, která vznikla vysokostupňovou přeměnou sedimentů. Tyto horniny již nedosahují takových hodnot, jako tomu bylo na povodí Kopaninského potoka, což se i projevilo na škále rezistivit ve výsledném odporovém řezu.

Nepropustné podloží bude podle všeho v zóně s rezistivitou nad 500 ohmmetrů s průměrnou mocností pokryvu zhruba 5 metrů.

Z řezů je zřejmé, že tyto méně propustné vrstvy nejsou na rozloze studovaných lokalit umístěny uniformně, ale místy dosahují až k povrchu. Hodnoty pro hloubky přesahující cca 18,5 metrů by vzhledem k efektivnímu dosahu metody již měly být brány s rezervou.

Interpretovaná uložení nepropustných horninových podloží byla ve formě „čar průběhů“ zakreslena do jednotlivých odporových řezů.

Z výše uvedeného textu je patrné a nutno poznamenat, že při interpretaci rezistivit výsledných řezů z různých měření (vzhledem k odlišným geologickým podmínkám nebo i odlišnému nastavení řídicí jednotky či zadání jiných podmínek v Res2DInv atp.) se nedá zcela spoléhat pouze na barevnostní škálu, a je nutno se řídit především hodnotami výsledné elektrické rezistivity na logaritmickém měřítku, které se ovšem také pohybují v rozdílných hodnotách zdánlivého elektrického odporu v jednotlivých případech měření, a je tedy potřebné zohlednit zejména místní podmínky proměřovaných lokalit a interpretaci tomu podřídít.

Zvýšením počtu dat při použití stejné metody na různých typech lokalit (proměřením tohoto a následujícího profilu transektu) došlo k doplnění datových a vizuálních informací. Vyšší počet porovnatelných zdrojů samozřejmě přispěl

k lepším a přesnějším možnostem vytvoření různých předpokladů pro vysvětlení možných podpovrchových struktur a uložení nepropustného podloží.

#### **4.2.1.4 Profil transektu T3b**

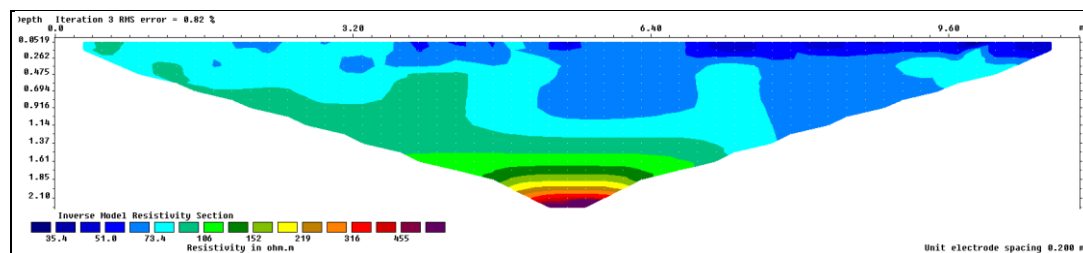
Předpoklad, že použitím více vodících elektrod na menší metráž bude interpretace snazší a pravděpodobně i přesnější, byl potvrzen proměřením transektu T3b. Tento doplňující 11,2 metrů dlouhý výsledný transekt sondovaný v dolní části TTP svahu na Jeníně poskytl poměrně přehledné zprávy o svrchním půdním profilu (výsledný odporový řez viz Obr. 20). Díky kratšímu kroku mezi elektrodami (0,2 m) došlo k zvýšení rozlišení výsledného měření.

Měření probíhalo v letním, poměrně suchém období, a lze usuzovat, že půdní profil vlivem evapotranspirace a případného hypodermického odtoku prosychá do hloubky okolo 1,5 metru (ZUMRA KOL., 2006).

Hodnoty o nižším odporu jsou pravděpodobně způsobeny vyšší mírou zvětrání a vlhkostí materiálu dál po svahu. Projevilo se zde pravděpodobně zvětrání slídy na povodí. Podle ZAJÍČKA A FUČÍKA (2014) se na povodí vyskytují extrémně nízké hodnoty  $K_s$  (nasyčené hydraulické vodivosti), které jsou pravděpodobně způsobeny přítomností málo propustného horizontu cca ve 25 cm, kde slída ze silně navětralé mateční horniny zapříčiňuje, při oglejení půdního profilu, ucpání půdních pórů.

Z řezu je patrná určitá vrstevnatost půdních horizontů. Vyšší hodnoty rezistivit odpovídají postupnému přechodu půdních vrstev s vyšším obsahem jílovitých částic a s výskytem materiálu s nižší elektrickou vodivostí resp. vyšším elektrickým odporem. Vzhledem k délce transektu došlo k efektivnímu proměření do hloubky zhruba 1,8 metru (Výsledné hodnoty elektrické resistivity dané pro tuto hloubku stanovené pomocí Res2DInv se pohybují v rozmezí 0-200 ohmmetrů). Hodnoty nad tuto hranici by měly být brány s rezervou.

Nepropustné horninové podloží nebylo tímto měřením zastiženo.



**Obr. 20** Vertikální řez elektrické rezistivity měřeného profilu transektu T3b vyhodnoceného dvourozměrnou inverzní metodou.

Metoda ERT má však jen zpřesňující a doplňující charakter a výsledky lze interpretovat pouze v kombinaci s dalšími geologickými a pedologickými informacemi (CÍSLEROVÁ A KOL., 2006).

#### **4.2.2 Diagnostika půdní sondýrky S24 a popis kvartéru na lokalitě Kopaninského potoka**

Pro doplnění výsledků ERT byly k dispozici informace z celkem tří vrtných sond. Také došlo v terénu, přímo v den proměřování prvního transektu T2 na studovaném území Kopaninského potoka, k provedení doplňujícího výzkumu svrchního půdního profilu pomocí půdní sondýrky. Sondování bylo uskutečněno pouze v přibližných trasách obou transektů z důvodu ne zcela přímé součinnosti obou terénních měření.

Diagnostiku vzorků z půdních sondýrek s podporou zpráv o svrchním půdním profilu a kvartéru z již dříve uskutečněných vrtů provedl *Škoda Stanislav; RNDr. Ph.D.; VŠTE v ČB; Katedra stavebnictví*. K dispozici pro potřeby této Diplomové práce byly výsledky z jedné sondýrky (doplněné o popis kvartéru) pracovně nazvané jako S24 (vzorek lab. číslo 56405); (vzorek lab. číslo 56406). Tato sonda byla vybrána jako reprezentativní z důvodu nejbližšího protnutí (a tedy možného porovnání) s vedeným transektem T2.

---

#### ***p ů d n í s o n d ý r k a S24***

0,00-0,25 m - hlína humózní písčítá, tmavě šedohnědá, světle rezavě skvrnitá

0,25-0,40 m - písek hlinitý s úlomky hornin vel. 40-60 mm, slídnatý, tmavě hnědý  
(vzorek lab. číslo 56405)

---

### *k v a r t é r*

0,40-1,00 m - pararula biotitická rozložená až zcela zvětralá v písek  
slabě hlinitý s lamatelnými úlomky horniny vel. 10-40 mm,  
slídnatý, tmavě hnědošedá, světle rezavá  
(vzorek lab. číslo 56406)

---

1,00-1,70 m - pararula biotitická, zcela zvětralá, rozpukaná 30-40 mm,  
tmavě rezavě hnědá

1,70-2,50 m - pararula biotitická, silně zvětralá, rozpukaná 40-70 mm,  
hnědá, světle rezavě zbarvená

2,50-3,00 m - pararula biotitická, silně až mírně zvětralá, rozpukaná 60-100 mm,  
světle hnědá, světle rezavě zbarvená

---

### *p r o t e r o z o i k u m*

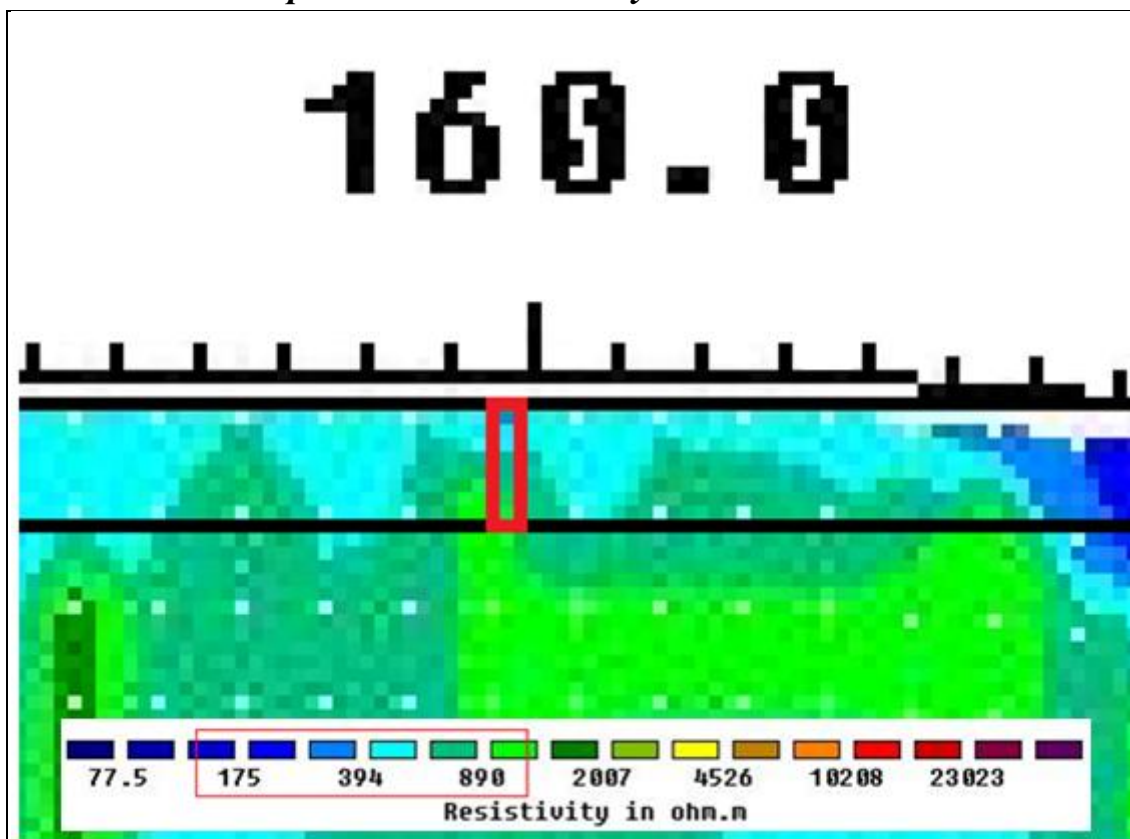
Podzemní voda nebyla zastižena.

#### **4.2.3 Porovnání výsledků půdní sondýrky S24 s výsledným odporovým řezem transektu T2**

Půdní sondýrkou (zaznamenané přibližně na 160 metru transektu T2) bylo zjištěno členění svrchního půdního profilu zhruba do hloubky jednoho metru. Popisem kvartéru pak došlo k doplnění informací o pedologicko-geologické struktuře až do hloubky tří metrů.

Z charakteru metody je zřejmé, že pokus o porovnání tak přesných výsledků z půdní sondýrky s rezuly vertikálních řezů metody ERT budou značně komplikované (zejména vzhledem k požadované hloubce proměření, tedy zvolení kroku elektrod po dvou metrech a tím vzniklému efektu zprůměrování informace). Přesto se o to následující text pokouší.

#### 4.2.3.1 Porovnání podle barevnostní škály



Obr. 21 Výřez z vertikálního řezu měřeného profilu transektu T2 s přibližnou lokalizací půdní sondy S24 (vyznačeno červeně, tučně).

- (0,00-0,25 m) **hlína humózní písčitá;**
- (0,25-1,00 m) **písek hlinitý s úlomky hornin vel. 40-60 mm;**  
**pararula biotitická rozložená až zcela zvětralá v písek slabě hlinitý s lamatelnými úlomky horniny vel. 10-40 mm, slídnatý;**
- (1,00-1,70m) **pararula biotitická, zcela zvětralá, rozpukaná 30-40 mm;**
- (1,70-3,00 m) **pararula biotitická, silně zvětralá, rozpukaná 40-70 mm;**  
**silně až mírně zvětralá, rozpukaná 60-100 mm.**

#### 4.2.3.2 Porovnání podle hodnot měrných odporů

Popisu půdní sondy S24 by dle logaritmického měřítka měli odpovídat hodnoty rezistivity od cca 100 do 1000 ohmmetrů (Obr. 21; červeně, slabě). Dle této informace je možné porovnat jednotlivé druhy hornin s rozmezím jejich obvyklých hodnot měrných odporů.



**Tab. 11** Přehled vybraných fyzikálních prostředí a rozpětí hodnot měrných odporů. Minimální hodnoty jsou typické pro suché porézní horniny, maximální pro tytéž horniny plně nasycené vodou. Upraveno podle: (GRUNTORÁD A KAROUS, 1990); (LOKE, 2004); (DURAS A KOL., 2005).

<b>Prostředí</b>	<b>Interval měrného odporu <math>\rho[\Omega.m]</math></b>
vzduch	$\infty$
voda	$10^1 - 10^2$
<b>Sedimentární horniny</b>	
hlíny	$10^{-1} - 10^2$
jíl	$10 - 10^3$
písek	$10^2 - 5 \cdot 10^3$
písky nasycené minerální vodou	$10^{-1} - 10$
pískovec	$5 \cdot 10^1 - 10^4$
vápenec	$10^2 - 10^4$
opuka	$10 - 10^2$
slepenec	$10 - 10^4$
sádrovec	$10^4 - 10^6$
<b>Magmatické a metamorfované horniny</b>	
žula	$5 \cdot 10^3 - 10^6$
gabro	$10^3 - 10^6$
krystalické břidlice	$10^2 - 10^4$
jílovité břidlice	$10 - 10^3$
křemenec	$10^3 - 10^5$
mramor	$10^2 - 10^5$
rula	$10^2 - 10^4$

V souvislosti s touto existující možností porovnání (za předpokladu důvěryhodnosti dat z Kap. 5.3.1) lze pak hypoteticky přiřadit dílčím profilům půdní sondýrky S24 následující hodnoty měrných odporů:

- **hlína humózní písčítá** cca **300  $\Omega.m$** ;
- **písek hlinitý**; pararula biotitická rozložená až zcela zvětralá v písek slabě hlinitý cca **380  $\Omega.m$** ;
- **pararula biotitická**, zcela zvětralá cca **750  $\Omega.m$** ;
- **pararula biotitická**, silně až mírně zvětralá cca **700  $\Omega.m$** .

Přestože lze jednotlivým půdním druhům a horninám přiřadit barevnostní škálu a interval měrného odporu, který i vizuálně vytváří určitou vrstevnatost a zhruba odpovídá zjištěným hloubkám i výsledným hodnotám měrných rezistivit, obě volby porovnání se ukázaly jako poměrně značně nepřesné (při kombinaci interpretace výsledků z různých variant měření až nevhodné). Jedná se i vzhledem ke zprůměrování hodnot a nedostatečnému rozlišení výsledného měření spíše o odhad.

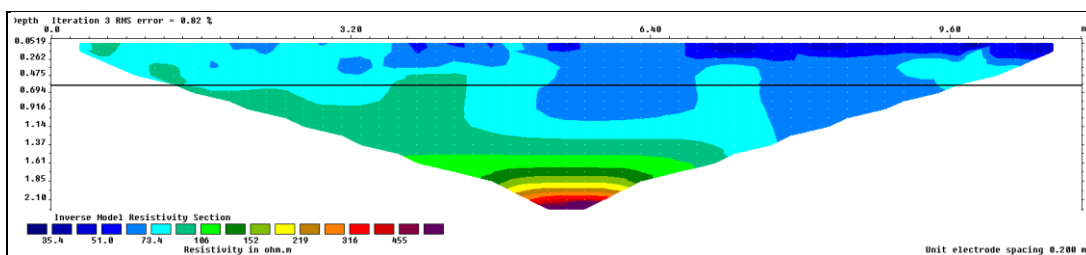
#### 4.2.4 Diagnostika půdní sondýrky J116 z lokality povodí Jenínského potoka

Diagnostiku půdních vzorků získaných při rebonitaci plochy na povodí zhotovil *Fučík Petr; Ing. Ph.D.; VÚMOP; oddělení Hydrologie a ochrany vod*. Zmíněná rebonitace proběhla bohužel zcela nezávisle na tomto geofyzikálním měření a z toho důvodu nebude zřejmě pro porovnání dostatečně reprezentativní. Ukázka popisu provedené sondy nazvané J116 (Tab. 12) byla vybrána za nejlépe srovnatelnou informaci z důvodu nejbližší vzdálenosti od proměřeného transektu. Umístění sondy J116 vůči transektu T3b je znázorněno na (Obr. 13)

**Tab. 12** Diagnostika půdní sondýrky J116. Zdroj: (© *Fučík, 2012-2013*)

Bod	Horizont	Hloubka [cm]	Novák	Poznámky	Ozn. Půd	Poznámka celková
J116	Ad	0-23	h	nevětrání až nahoru, slída ano, úlomky substrátu	KA <sub>g</sub>	charakteristická půda pro zlom / přechod, i tak dost oglejeno
	B <sub>vg</sub>	23-40	hp	od 20-25 cm nepropust horizont, rezavé, vysráž. Fe		
	B <sub>v/C</sub>	40-59	p	hodně navětr. substrát		

## 4.2.5 Porovnání výsledků půdní sondy J116 s výsledným odporovým řezem transektu T3b



**Obr. 22** Vertikální řez elektrické rezistivity měrného profilu transektu T3b s vyznačením hloubkového dosahu půdní sondy J116 (vyznačeno černě, tučně).

Z přehledu různých výše uvedených možností porovnávání výsledných odporových řezů pro účely interpretace možného rozložení svrchních půdních horizontů se tedy jeví varianta - provedení měření metodou ERT s kratším rozponem elektrod (0,2 m) a doplněním o informace provedením půdních sondýrek, popř. hlubšího vrtného průzkumu - jako nejvhodnější. Pro konečné potvrzení této eventuality však nebyly k dispozici potřebné vzájemně porovnatelné údaje.

## 5 ZÁVĚR

Aplikovaná metoda elektrické rezistivní tomografie se ukázala jako vhodný nástroj pro studium podpovrchových geologických struktur a určení hloubek nepropustného geologického podloží. Její výhody (vzhledem k ostatním geofyzikálním metodám) lze sledovat zejména v rychlosti provedení terénního průzkumu, rychlé vizualizaci naměřených dat, a pokud se jedná o vysoce kontrastní prostředí, tak také relativně úspěšné interpretaci záznamu. V neposlední řadě je nutno ocenit její nedestruktivní charakter.

Interpretované výsledky se již v minulosti ukázaly jako vhodné pro případnou aplikaci dat do hydrologických modelů. Informace o hloubce a průběhu nepropustného podloží je použitelná jako jeden z dílčích vstupů např. do hydrologického modelu MIKE SHE. Získáním dalších porovnatelných zdrojů došlo k jejich celkovému rozšíření a zkvalitnění.

Výsledné hodnoty z povodí Kopaninského potoka byly v roce 2011 prezentovány v rámci periodické zprávy projektu NAZV QH82095 – Vliv rozmístění druhů pozemků v povodí na odtok a odnos vybraných látek (2008-2012, MZE/ GH).

K zpřesnění zjištěných výsledků se obecně doporučuje využít možností použité aparatury a zvolit alespoň dvě uspořádání elektrod, popřípadě použití i dalších možných variant geofyzikálních metod (MRS – mělká refrakční seismika, GPR – georadarový průzkum). Ještě k bližší specifikaci zjištěných hloubek podloží by jistě přispělo provést vedení transektů v hustší síti studovanou plochou. Jednotlivé podpovrchové geologické struktury a hloubka nepropustného podloží nemusí být v území přítomny uniformně. Vhodným řešením pro získání objektivnějších výsledků by jistě byla i varianta aplikovat shodné měření na transektech opakovaně a tím výsledky podpořit. V nejlepším případě ještě situaci ověřit provedením sondovacích prací nebo vrtného průzkumu. I z důvodu, že v širším měřítku nebyly prozatím tyto informace pro potřeby této práce k dispozici, bylo možné interpretované mocnosti vrstev rozdílných měrných odporů hodnotit hlavně kvalitativně.

Pro možnost užití metody při zjišťování rozložení svrchních půdních horizontů je použití této metody také možné. Musí být ovšem použito značně kratšího rozponu mezi elektrodami na multikabelu v sekci. Krok 0,2 metrů se jevil jako optimální. Při kratším rozestupu mezi elektrodami je přirozeně také nutno počítat s faktem kratšího délkového i hloubkového dosahu (popřípadě počítat

s časově náročnějším proměřováním nebo zapojením značného a nákladného množství multielektrodových kabelů a tím dosáhnout znásobení těchto informací). Kvůli kratší sondované délce transektu nemusí být, kvůli charakteru metody a zákonitostech jejího hloubkového dosahu, odhad uložení nepropustného podloží možný.

Vzhledem k tomu, že se jedná o poměrně mladou geoelektrickou metodu, bude zapotřebí dalších měření, vývoje a výzkumu k celkovému zlepšení možností interpretace výsledných dat (testování přesnosti měření ve větších hloubkách; posouzení vlivu rozestupu měřících elektrod na rozlišovací schopnost zvoleného uspořádání; sestavení kalibračních křivek v závislosti měrného elektrického odporu na vlhkosti; atp.). Bezespору se ale jedná o velmi perspektivní metodu pro geologický, popř. hydrogeologický průzkum.

## 6 SEZNAM LITERATURY

1. BABUŠKA, Václav a Miroslav MUŽÍK. *Mineralogie, petrografie a geologie*. Vydání třetí, nezměněné. Praha: STNL - Nakladatelství technické literatury, 1981, 470 s.
2. BLÁHA, Karel a kol. *Možnosti geofyzikálních metod při ověřování nejasných strukturně geologických, popřípadě jiných vztahů na lokalitách při průzkumu a nápravě starých ekologických zátěží*. Aktualizace metodické příručky MŽP. Praha: Ministerstvo životního prostředí, 2009, 82 s.
3. BLÁHA, Karel a kol. *Základní principy hydrogeologie*. Metodická příručka MŽP. Praha: Ministerstvo životního prostředí, 2010, 37 s. Dostupné z: [http://www.mzp.cz/C1257458002F0DC7/cz/metodiky\\_ekologicke\\_zateze/\\$FILE/OES-Hg\\_prirucka\\_TT-20100801.pdf](http://www.mzp.cz/C1257458002F0DC7/cz/metodiky_ekologicke_zateze/$FILE/OES-Hg_prirucka_TT-20100801.pdf)
4. BLÁHA, Pavel a Karel MÜLLER. Application of Geophysical Methods in Geotechnice and Construction. International Journal of Exploration Geophysics. EGRSE: Remote Sensing and Environmental. Praha: ČAAG, 2003, ser. X, No. 1-2, s. 20-24. In: KALÁB, Zdeněk a Markéta LEDNICKÁ. *Geofyzikální průzkum pro geotechnickou praxi*. (Zpracováno v rámci projektu Inovace studijního oboru Geotechnika, 2012, 30 s.
5. BLÁHA, Pavel, Karel MÜLLER a Otto HORSKÝ. *Geofyzikální vlastnosti pro geotechnické výpočty*. Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské – Technické univerzity Ostrava. Řada stavební, 2009, roč. 9, č. 3, s. 1-12. ISSN 1313-1962. Dostupné z: <http://dspace.vsb.cz/bitstream/handle/10084/83166/fast-2009-9-2-1-blaha.pdf?sequence=2>
6. BLAŽEK, Vladimír. *Voda v České republice*. Editor Jan Němec, Josef Hladný. Praha: Pro ministerstvo zemědělství vydal Consult, 2006, 253 s. ISBN 80-903-4821-1.
7. BLAŽKOVÁ, Miroslava. *Metodika k hodnocení geotermálního potenciálu v modelovém území podkrušnohoří*. Ústí nad Labem: Universita J. E. Purkyně v Ústí nad Labem, Fakulta životního prostředí, 2010, 96 s. Dostupné z: [http://fzp.ujep.cz/projekty/wd-44-07-1/dokumenty/Metod\\_G\\_E.pdf](http://fzp.ujep.cz/projekty/wd-44-07-1/dokumenty/Metod_G_E.pdf)

8. BLECHA, Vratislav, Jiří DOHNAL, Zdeněk JÁNĚ, Jaroslav KNĚZ, Jan VILHELM a Ladislav ZIMA. *Geofyzikální průzkum pro archeologické účely na lokalitě Hrádek (katastrální území Libomyšl)*. Praha: Oddělení užité geofyziky PřF UK Praha, Občanské sdružení ARCHES – archeologická stráž, Libomyšl, 2006., 8 s. Dostupné z: <http://www.volny.cz/libomysl/zprava.pdf>
9. BLECHA, Vratislav. *Gravimetrie*. In: MAREŠ, Stanislav (ed.). *Geofyzikální metody v ochraně a tvorbě životního prostředí*. Ostrava: Vysoká škola báňská. Technická univerzita, 1996, 139 s. ISBN 80-7078-365-6.
10. BODNÁR, Ján, Miroslav FILO, Ľudovít HUSÁK a Július MÁJOVSKÝ. *Geofyzikálne merenia a ich interpretacia*. In: VASS, Dionýz a Michal ELEČKO. *Geológia Rimavskej kotliny*. Bratislava: Geologický ústav Dionýza Štúra, 1989, 160 s.
11. BOWEN, Robert. *Geothermal resources. Applied science*. London Publishers Ltd, 1979, 230 pp. In: BLAŽKOVÁ, Miroslava. *Metodika k hodnocení geotermálního potenciálu v modelovém území podkrušnohoří. Ústí nad Labem: Universita J. E. Purkyně v Ústí nad Labem, Fakulta životního prostředí, 2010, 96 s. Dostupné z: [http://fzp.ujep.cz/projekty/wd-44-07-1/dokumenty/Metod\\_G\\_E.pdf](http://fzp.ujep.cz/projekty/wd-44-07-1/dokumenty/Metod_G_E.pdf)*
12. CÍSLEROVÁ, Milena, Martin ŠANDA, David ZUMR, Vladimíra JELÍNKOVÁ, Martin HLAVICE a Jiří VACEK. *Terénní průzkum v Karlíně*. In: *Udržitelná výstavba 2*. Praha: ČVUT v Praze, Fakulta stavební, 2006, s. 177-186. ISBN 80-01-03605-7. Dostupné z: <http://www.udrzitelnavystavba.cz/sbornik2006.pdf>
13. ČESKÁ REPUBLIKA. *VYHLÁŠKA Ministerstva zemědělství ze dne 15. prosince 1998, kterou se stanoví charakteristika bonitovaných půdně ekologických jednotek a postup pro jejich vedení a aktualizaci*. In: SBÍRKA ZÁKONŮ ročník 1998, částka 108, ze dne 31. 12. 1998, příl. č. 2 k vyhl. č. 327. Dostupné z: [http://eagri.cz/public/web/ws\\_content?contentKind=regulation&section=1&i d=47056&name=327/1998](http://eagri.cz/public/web/ws_content?contentKind=regulation&section=1&i d=47056&name=327/1998)
14. DEMEK, Jaroslav (ed.) a kol. *Zeměpisný lexikon ČSR: Hory a nížiny*. Vyd. 1. Praha: Academia, 1987, 584 s. ISBN 80-200-0315-0.

15. DIOGO, L. A., F. M. M. LE DIAGON and R. L. PRADO. *Bedrock imaging using post-critical shallow seismic reflection data*. Journal of Applied Geophysics, 2004, vol. 57, p. 1-9. In: DURAS, Roman, Milan GREŠL, Aleš HAVLÍN a Pavel KALENDA. *Geofyzikální mapování metodou velmi dlouhých vln a vrtný průzkum v okolí Hranické propasti (Hranický kras)*. Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2006. Brno, 2007, roč. 14., s. 92-94. ISSN 1212-6209.
16. DOHNAL, Jiří, Zdeněk JÁNĚ, Jaroslav KNĚZ, Jan VILHELM a Ladislav ZIMA. *Geofyzikální měření na Labské louce - příspěvek k poznání palsoidních útvarů*. Opera corcontica, 1999, roč. 36, s. 5-14. ISSN 0139-925X. Dostupné z: <http://opera.krnep.cz/pdf/36/OC-36-1.pdf>
17. DOLEŽAL, František, Zdeněk KULHAVÝ, Tomáš KVÍTEK, Mojmir SOUKUP, Milan ČMELÍK, Petr FUČÍK, Pavel NOVÁK, Jana PETRKOVÁ, Eva PILNÁ, Pavel PRAŽÁK, Martin TIPPL, Jana UHLÍŘOVÁ a Josef ZAVADIL. *Hydrologický výzkum v malých zemědělských povodích*. Vodohospodářský časopis: Journal of Hydrology and Hydromechanics. Ústav pro hydromechaniku AV ČR, 2006, 54 (2), s. 217-229. ISSN 0042-790X. Dostupné z: [http://dlib.lib.cas.cz/5896/1/2006\\_54\\_2\\_dolezal\\_217.pdf](http://dlib.lib.cas.cz/5896/1/2006_54_2_dolezal_217.pdf)
18. DOOLITTLE, J. A. and M. E. COLLINS. *Use of soil information to determinate application of ground penetrating radar*. Jour. of Appl. Geophys, 1995, vol. 33, p. 101 - 108. In: ZIMA, L.: *Ochrana půd*. In: MAREŠ, Stanislav (ed.). *Geofyzikální metody v ochraně a tvorbě životního prostředí*. Ostrava: Vysoká škola báňská. Technická univerzita, 1996, 139 s. ISBN 80-7078-365-6.
19. DURAS, Roman, Jan HRADECKÝ, Tomáš PÁNEK a Radek DUŠEK. *Využití geofyzikálních metod při analýze georeliéfu horských oblastí*. Geografický časopis, 2005, roč. 57, č. 3, s. 267-284. ISSN 0016-7193.
20. DURAS, Roman, Milan GREŠL, Aleš HAVLÍN a Pavel KALENDA. *Geofyzikální mapování metodou velmi dlouhých vln a vrtný průzkum v okolí Hranické propasti (Hranický kras)*. Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2006. Brno, 2007, roč. 14., s. 92-94. ISSN 1212-6209. Dostupné z: [https://www.sav.sk/journals/uploads/03121137GC-05-3\\_Duras\\_et\\_al.pdf](https://www.sav.sk/journals/uploads/03121137GC-05-3_Duras_et_al.pdf)



21. ĎURŽA, Ondřej. *Využitie pôdnej magnetometrie pri studiu kontaminácie pôd ťatými kovmi*. ACTA ENVIRONMENTALICA UNIVERSITATIS COMENIANAE. 1. vyd. Bratislava: Výskumný ústav pôdoznanectva a ochrany prírody, 2007, s. 5-15. ISSN 1335-0285. Dostupné z: [http://www.fns.uniba.sk/fileadmin/user\\_upload/editors/actaenvi/ActaEnvi\\_2007\\_1/01\\_Durza.pdf](http://www.fns.uniba.sk/fileadmin/user_upload/editors/actaenvi/ActaEnvi_2007_1/01_Durza.pdf)
22. GAJDOŠ, Vojtech, Andrej MOJŽEŠ, Viliam NAGY, Kamil ROZIMANT a Vlasta ŠTEKAUEROVÁ. *Použitie geofyzikálnych metód pre hodnotenie vlhkostných pomerov v nenasýtenej zóne*. Sborník vedeckých prací Vysoké školy báňské – Technické univerzity Ostrava. Řada stavební, 2009, roč. 9, č. 2, s. 49-60. ISSN 1213-1962. Dostupné z: <http://dspace.vsb.cz/bitstream/handle/10084/83170/fast-2009-9-2-49-gajdos.pdf?sequence=2>
23. GAJDOŠ, Vojtech, Kamil, ROZIMANT, René PUŠTIKA, Ivan DOSTÁL a Jozef FAZEKAŠ. Meranie elektrickej rezistívnej tomografie v uholnej bani. s 37-42. In: EGRSE: Exploration Geophysics, Remote Sensing and Environment. Praha: ČAAG, 2011, roč. XVIII., č. 3. ISSN 1803-1447. Dostupné z: [http://www.caag.cz/egrse/2011-3/05\\_gajdos\\_ova.pdf](http://www.caag.cz/egrse/2011-3/05_gajdos_ova.pdf)
24. GRIFFITHS D. H. and R. D. BARKER. *Two dimensional resistivity paging and modelling in area of komplex geology*. Journal of Applied Geophysics, Vol. 29, 1993, p. 211-226. In: TÁBOŘÍK, Petr a Tomáš PÁNEK. *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 pořádaného Ostravskou univerzitou v Ostravě 31. srpna - 3. září 2010. Ostrava: Ostravská univerzita v Ostravě, 2010, 8 s., 1 CD-ROM. ISBN 978-80-7368-903-2. Dostupné z: [http://konference.osu.cz/cgsostrava2010/dok/Sbornik\\_CGS/Geomorfologie/Elektricka\\_odporova\\_tomografie.pdf](http://konference.osu.cz/cgsostrava2010/dok/Sbornik_CGS/Geomorfologie/Elektricka_odporova_tomografie.pdf)
25. GRUNTORÁD, Jan a Miloš KAROUS. *Geoelektrické metody*. In: MAREŠ, Stanislav (ed.). *Úvod do užité geofyziky*. Druhé, přepracované vydání. Praha: STNL – Nakladatelství technické literatury, 1990, s. 287-419. ISBN 80-03-00427-6.

26. GRUNTORÁD, Jan. *Principy metod užitých geofyziky*. 1. vyd. Praha: SNTL - Nakladatelství technické literatury, 1985, 190 s. In: SUKENÍK Štefan. *Hodnotenie vplyvu zmeny geotechnických vlastností hornín na seizmické účinky pri TP v podzemných dielach*. 1. vyd. Brno: Juniorstav – sborník anotací, 2007, 9 s. Dostupné z: [http://www.fce.vutbr.cz/veda/JUNIORSTAV2007/pdf/Sukenik\\_Stefan\\_CL.pdf](http://www.fce.vutbr.cz/veda/JUNIORSTAV2007/pdf/Sukenik_Stefan_CL.pdf)
27. HABĚTÍN, Vladimír, Eduard KOČÁREK a Zdeněk TRDLIČKA. *Geologické vědy*. 1. vyd. Praha: Státní pedagogické nakladatelství, 1973, 378 s.
28. HEJNÁK, Josef. *Geologické podklady pro krajinotvorné programy*. Ministerstvo životního prostředí, 2004, 148 s. ISBN 80-7212-321-1.
29. HLAVÁČ, Ivo a kol. *Aplikace geofyzikálních metod při ochraně vodních zdrojů*. Metodická příručka MŽP. Praha: Ministerstvo životního prostředí, 2010, 40 s. Dostupné z: [http://www.mzp.cz/C1257458002F0DC7/cz/metodiky\\_ekologicke\\_zateze/\\$FILE/OES-Vyuz\\_GFM\\_pri\\_OVZ-20101228.pdf](http://www.mzp.cz/C1257458002F0DC7/cz/metodiky_ekologicke_zateze/$FILE/OES-Vyuz_GFM_pri_OVZ-20101228.pdf)
30. HRÁCH, Stanislav. *Gravimetrické metody*. In: MAREŠ, Stanislav (ed.). *Úvod do užitých geofyziky*. Druhé, přepracované vydání. Praha: SNTL – Nakladatelství technické literatury, 1990, 680 s. ISBN 80-03-00427-6.
31. HRAŠKO, Juraj a Zoltán BEDRNA. *Aplikované podoznalectvo*. Bratislava: Príroda, 1988. 475 s.
32. HRUTKA, Milan a Marek SPĚŠNÝ. *Příklady použití dipólového elektromagnetického profilování*. EGRSE: Exploration Geophysics, Remote Sensing and Environment. Praha: ČAAG, 2011, roč. XVIII., č. 3. ISSN 1803-1447. Dostupné z: [http://www.caag.cz/egrse/2011-3/06\\_hrutka\\_ova.pdf](http://www.caag.cz/egrse/2011-3/06_hrutka_ova.pdf)
33. CHÁBERA, Stanislav. *Úvod do všeobecné geologie: (pro vyšší pedagogické školy)*. Praha: Státní pedagogické nakladatelství, 1956, 155 s.
34. CHLUPÁČ, I.: *Historická geologie*. In: KACHLÍK, Václav. *Základy geologie*. 2. vyd. Editor Jan Němec, Josef Hladný. Praha: Karolinum, 2001, 342 s. ISBN 80-246-0212-1.
35. JANDORA, Jan, Vlastimil STARA a Miloš STARÝ. *Hydraulika a hydrologie*. 2. vyd. Brno: CERM, 2011, 186 s. ISBN 978-80-7204-739-0.

36. JANOTKA, Viktor. *Seizmický prieskum*. In: GAJOŠ, Vojtěch, Viktor JANOTKA, Roman PAŠTEKA, Kamil ROZIMANT, Jozef VISKUP a Andrej MOJŽEŠ. *Základy aplikovanej geofyziky*. Interné skriptá pre poslucháčov 2.roč. štud. odboru Geológia, Kapitola 5, Bratislava: Katedra aplikovanej a environmentálnej geofyziky Prif UK Bratislava, 2000, 16 s. Dostupné z: <http://www.fns.uniba.sk/index.php?id=3028>
37. KACHLÍK, Václav. *Základy geologie*. 2. vyd. Editor Jan Němec, Josef Hladný. Praha: Karolinum, 2001, 342 s. ISBN 80-246-0212-1.
38. KALÁB, Zdeněk a Markéta LEDNICKÁ. *Geofyzikální průzkum pro geotechnickou praxi*. (Zpracováno v rámci projektu Inovace studijního oboru Geotechnika, 2012, 30 s.
39. KALÁB, Zdeněk. *Inženýrská geofyzika I: gravimetrie, magnetometrie, termometrie, seizmické metody*. Interní podklady k přednáškám oboru Fyzikální geodézie a geofyzika. Ostrava: HGF VŠB-TUO, 2013, 24 s. Dostupné z: [http://igdm.vsb.cz/igdm/materialy/FGG-7\\_inz\\_gf1.pdf](http://igdm.vsb.cz/igdm/materialy/FGG-7_inz_gf1.pdf)
40. KALÁB, Zdeněk. *Inženýrská geofyzika II: geoelektrické metody, radiometrické metody, měření ve vrtech*. Interní podklady k přednáškám oboru Fyzikální geodézie a geofyzika. Ostrava: HGF VŠB-TUO, 2013, 24 s. Dostupné z: [http://igdm.vsb.cz/igdm/materialy/FGG-8\\_inz\\_gf2.pdf](http://igdm.vsb.cz/igdm/materialy/FGG-8_inz_gf2.pdf)
41. KAROUS, Miloš. *Geofyzikální metody v hydrogeologii*. Příručka. Praha: Geonika Praha, 1998, 63 s.
42. KLIMO, Emil. *Lesnická pedologie*. 1. dotisk. vyd. Brno: Mendelova zemědělská a lesnická univerzita, 1996, 256 s. ISBN 80-7157-007-9.
43. KROOVÁ, Hana a Miloš KAROUS. *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. Dostupné z: [http://www.mzp.cz/osv/edice.nsf/0C86A39AD30FD992C1256FAF004A153D/\\$file/planeta0199.pdf](http://www.mzp.cz/osv/edice.nsf/0C86A39AD30FD992C1256FAF004A153D/$file/planeta0199.pdf)

44. KŘIVÁNEK, Roman. *Geofyzikální metody*. In: KUNA, Martin (ed.). *Nedestruktivní archeologie: teorie, metody a cíle*. Vyd. 1. Praha: Academia, 2004, s. 117-183. ISBN 80-200-1216-8.
45. KUBICA, Jan a Jan KROUL. *Geotechnika 1: Dobývání ložisek nerostů*. Karviná: Střední průmyslová škola Karviná, 2013, 271 s. Dostupné z: <http://www.spskarvina.cz/www/images/stories/HORNIK/Geotechnika-1.pdf>
46. KUKAL, Zdeněk. *Rychlost geologických procesů*. 1. vyd. Praha: Academia, 1983, 280 s.
47. KUMPERA, Otakar, Jan FOLDYNA a Vojtech ZORKOVSKÝ. *Všeobecná geologie*. STNL - Nakladatelství technické literatury, 1988, 521 s.
48. KUNA, Martin. *Nedestruktivní terénní postupy v archeologii*. In: KUNA, Martin (ed.). *Nedestruktivní archeologie: teorie, metody a cíle*. Vyd. 1. Praha: Academia, 2004, s. 1-117. ISBN 80-200-1216-8.
49. KUTÍLEK, Miroslav, Václav KURÁŽ a Milena CÍSLEROVÁ. *Hydropedologie 10*, Skriptum. Praha: ČVUT, 2004, 176 s. ISBN 80-01-02237-4.
50. LINKEŠ, Vladimír. *Recentný pôdný pokryv*. In: VASS, Dionýz a Michal ELEČKO. *Geológia Rimavskej kotliny*. Bratislava: Geologický ústav Dionýza Štúra, 1989, 160 s.
51. LOKE, Meng Heng. *Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys*. 2004, 124 s. Dostupné z: [http://www.cas.umt.edu/geosciences/faculty/sheriff/495-subsurface%20imaging%20in%20archaeology/Sources/Loke\\_elect\\_tutorial.pdf](http://www.cas.umt.edu/geosciences/faculty/sheriff/495-subsurface%20imaging%20in%20archaeology/Sources/Loke_elect_tutorial.pdf)
52. MACHÁČEK, Jaromír. *Geofyzikální průzkumné metody*. In: VANÍČEK, Ivan. *Sanace skládek a starých ekologických zátěží*. Učební texty Fsv ČVUT, Vyd. 1. Praha: Vydavatelství ČVUT, 2002, s. 41-66. ISBN 80-010-2438-5. Dostupné z: <http://departments.fsv.cvut.cz/k135/wwwold/ge10/gfvskript.pdf>
53. MAIEROVÁ, Monika, Petr BUJOK, Aleš POLÁČEK a Martin KLEMPA. *Výsledky geofyzikálního a vrtného průzkumu v lokalitě zámecký park, Ostrava – Poruba*. Mezinárodní časopis DOPRAVA A LOGISTIKA, 2010, č. 8., 6 s. ISSN 1451-107X. Dostupné z: [http://web.tuke.sk/transportlogistics/issues/special/2010/SI8/13\\_meierova.pdf](http://web.tuke.sk/transportlogistics/issues/special/2010/SI8/13_meierova.pdf)

54. MAREK, František. *Magnetometrické metody*. In: MAREŠ, Stanislav (ed.). *Úvod do užité geofyziky*. 2., přeprac. vyd. Praha: STNL – Nakladatelství technické literatury, 1990, 680 s. ISBN 80-03-00427-6.
55. MAREK, František. *Magnetometrie*. In: MAREŠ, Stanislav (ed.). *Geofyzikální metody v ochraně a tvorbě životního prostředí*. Ostrava: Vysoká škola báňská. Technická univerzita, 1996, 139 s. ISBN 80-7078-365-6.
56. MAREŠ, Stanislav (ed.). *Geofyzikální metody v ochraně a tvorbě životního prostředí*. Ostrava: Vysoká škola báňská. Technická univerzita, 1996, 139 s. ISBN 80-7078-365-6.
57. MAREŠ, Stanislav (ed.). *Úvod do užité geofyziky*. Druhé, přepracované vydání. Praha: STNL – Nakladatelství technické literatury, 1990, 680 s. ISBN 80-03-00427-6.
58. McNEILL J. D. *Electrical Conductivity of Soils and Rocks*. Technical Note TN-5. Ontario, Canada: Geonics Limited, 1980, 22 p. In: GAJDOŠ, Vojtech, Andrej MOJŽEŠ, Viliam NAGY, Kamil ROZIMANT a Vlasta ŠTEKAUEROVÁ. *Použitie geofyzikálnych metód pre hodnotenie vlhkostných pomerov v nenasýtenej zóne*. Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské – Technické univerzity Ostrava. Řada stavební, 2009, roč. 9, č. 2, s. 49-60. ISSN 1213-1962. Dostupné z: <http://dspace.vsb.cz/bitstream/handle/10084/83170/fast-2009-9-2-49-gajdos.pdf?sequence=2>
59. MORAVCOVÁ, Jana, Monika KOUPILOVÁ, Jan VÁCHAL, Radka VÁCHALOVÁ, Petra PÁRTLOVÁ, Miroslav KREJČA, Miroslav ŠÍR a Jarmila STRAKOVÁ. *Vliv zemědělského využití území na jakost vody v důsledku extrémních srážko-odtokových jevů*. Littera scripta, 2008, České Budějovice: Vysoká škola technická a ekonomická v Českých Budějovicích, roč. 1., č. 2., s. 147-160. ISSN 1802-503X. Dostupné z: [http://www.vstecb.cz/data/1279088942456Littera-Scripta-2008-1\\_2.pdf](http://www.vstecb.cz/data/1279088942456Littera-Scripta-2008-1_2.pdf)
60. MRLINA, Jan. *Mikrogravimetrická měření – aplikace v inženýrské geologii, archeologii a geodynamice*. Československý časopis pro fyziku, 2004, roč. 54, č. 4, s. 252-254. ISSN 0009-0700.
61. MYSLIL, Vlastimil, Zdeněk KUKAL, Karel POŠMOURNÝ a Václav FRYDRYCH. *Geotermální energie: Ekologická energie Země – současné možnosti využívání*. Planeta: odborný časopis pro životní prostředí. Praha:

- Ministerstvo životního prostředí, 2007, roč. XV, č. 4., 32 s. ISSN 1801-6898.  
Dostupné z:  
[http://www.mzp.cz/osv/edice.nsf/4BE8C2DA7BE810F6C125725900456E0A/\\$file/planeta4\\_korektura3.pdf](http://www.mzp.cz/osv/edice.nsf/4BE8C2DA7BE810F6C125725900456E0A/$file/planeta4_korektura3.pdf)
62. NĚMEČEK, Jan. *Taxonomický klasifikační systém půd České republiky*. 1. vyd. Praha: ČZU Praha spolu s VÚMOP Praha, 2001, 79s. ISBN 80-238-8061-6.
63. PÁNEK, Tomáš, Jan HRADECKÝ a Karel ŠILHÁN. *Application of electrical resistivity tomography (ERT) in the study of various types of slope deformations in anisotropic bedrocks: Case studies from the flysch Carpathians*. In: *Studia geomorphologica Carpatho-Balcanica: Landform evolution in mountain areas/ Polska Akademia Nauk, Oddział w Krakowie, Komisja Geograficzna*, 2008, vol. XLII, s. 57-73. PL ISSN 0081-6434.  
Dostupné z:  
[https://www.igipz.pan.pl/tl\\_files/igipz/ZGiHGiw/sgcb/sgcb\\_42/sgcb\\_42\\_04.pdf](https://www.igipz.pan.pl/tl_files/igipz/ZGiHGiw/sgcb/sgcb_42/sgcb_42_04.pdf)
64. PAŠTEKA, Roman. *Gravimetria - meranie a vyhodnocovanie tiažových meraní*. In: GAJOŠ, Vojtěch, Viktor JANOTKA, Roman PAŠTEKA, Kamil ROZIMANT, Jozef VISKUP a Andrej MOJŽEŠ. *Základy aplikovanej geofyziky*. Interné skriptá pre poslucháčov 2.roč. štud. odboru Geológia, Kapitola 5, Bratislava: Katedra aplikovanej a environmentálnej geofyziky Prif UK Bratislava, 2000, 16 s. Dostupné z:  
<http://www.fns.uniba.sk/index.php?id=3028>
65. POLÁČEK, Aleš a Bladimir CERVANTES. *Využití metody elektrické rezistivní tomografie a georadaru při průzkumu a vyhledávání starých důlních děl*. 2013, 11 s. Dostupné z:  
<http://slon.diamo.cz/hpvt/2012/Sekce%20V/V%2013.pdf>
66. POLÁČEK, Aleš, Bladimir CERVANTES, Petr BALCAR a Petr BUNČEK. *Geometrické faktory limitující lokalizaci horizontálních důlních děl použitím metody OT*. 2012, s. 78-87. Dostupné z: [http://www.caag.cz/egrse/2013-1/07\\_polacek.pdf](http://www.caag.cz/egrse/2013-1/07_polacek.pdf)
67. RUBIN, Yoram and Susan S. HUBBARD. *Hydrogeophysics*, Springer, Netherland. Water and Science. Technology Library 50, 2005, 523 p. In: ZUMR, David, Vladimíra JELÍNKOVÁ, Martin ŠANDA a Milena

- CÍSLEROVÁ. *Monitorování infiltrace v heterogenním prostředí s použitím ERT*. In: Proceedings CD of 14th International Poster Day. Bratislava: Ústav hydrologie SAV a Geofyzikální ústav SAV, 2006, s. 507-514. ISBN 80-85754-15-0.
68. SCHROTT, Lothar and Oliver SASS. *Application of field geophysics in geomorphology: Advances and limitations exemplified by case studies*. Geomorphology, 2008, vol. 93, p. 55-73. In: ŠILHÁN, Karel a Tomáš PÁNEK. *Využití elektrické odporové tomografie (ERT) v geomorfologii*. Editor Monika Čechurová. Miscellanea Geographica: Universitatis Bohemiae Occidentalis, 2007, č. 13, s. 53-58. ISSN 1213-7901.
69. SKLENIČKA, Petr. *Základy krajinného plánování*. 2. vyd. Praha: Naděžda Skleničková, 2003, 321 s. ISBN 80-903-2061-9.
70. SKOPEC, Jiří. *Seismika a seismologie*. In: MAREŠ, Stanislav (ed.). *Geofyzikální metody v ochraně a tvorbě životního prostředí*. Ostrava: Vysoká škola báňská. Technická univerzita, 1996, 139 s. ISBN 80-7078-365-6.
71. STEJSKAL, Jan. *Zemědělská geologie*. 2. přeprac. vyd. Praha: Státní zemědělské nakladatelství, 1967, 358 s.
72. SUKENÍK Štefan. *Hodnotenie vplyvu zmeny geotechnických vlastností hornín na seizmické účinky při TP v podzemných dielach*. 1. vyd. Brno: Juniorstav – sborník anotací, 2007, 9 s. Dostupné z: [http://www.fce.vutbr.cz/veda/JUNIORSTAV2007/pdf/Sekce\\_2.6/Sukenik St efan\\_CL.pdf](http://www.fce.vutbr.cz/veda/JUNIORSTAV2007/pdf/Sekce_2.6/Sukenik_Stefan_CL.pdf)
73. ŠILHÁN, Karel a Tomáš PÁNEK. *Využití elektrické odporové tomografie (ERT) v geomorfologii*. Editor Monika Čechurová. Miscellanea Geographica: Universitatis Bohemiae Occidentalis, 2007, č. 13, s. 53-58. ISSN 1213-7901.
74. ŠILHÁN, Karel, Tomáš PÁNEK. *Využití elektrické odporové tomografie (ERT) v geomorfologii*. In: Miscellanea Geographica: Universitatis Bohemiae Occidentalis, 2007, č. 13, s. 53-58. ISSN 1213-7901.
75. ŠVANCARA, Jan. *Gravimetrická mapa České republiky*. Československý časopis pro fyziku, Praha: Fyzikální ústav AV ČR, 2004, roč. 54, č. 4, s. 217-220. ISSN 0009-0700. Dostupné z: [http://www.ig.cas.cz/userdata/files/popular/Gravimetricka\\_mapa.pdf](http://www.ig.cas.cz/userdata/files/popular/Gravimetricka_mapa.pdf)

76. TÁBOŘÍK, Petr a Tomáš PÁNEK. *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 pořádaného Ostravskou univerzitou v Ostravě 31. srpna - 3. září 2010. Ostrava: Ostravská univerzita v Ostravě, 2010, 8 s., 1 CD-ROM. ISBN 978-80-7368-903-2. Dostupné z: [http://konference.osu.cz/cgsostrava2010/dok/Sbornik\\_CGS/Geomorfologie/Elektricka\\_odporova\\_tomografie.pdf](http://konference.osu.cz/cgsostrava2010/dok/Sbornik_CGS/Geomorfologie/Elektricka_odporova_tomografie.pdf)
77. TOMÁŠEK, Milan. *Atlas půd České republiky*. 1. vyd. Praha: Český geologický ústav, 1995, 36 s. ISBN 80-7075-198-3.
78. TOMÁŠEK, Milan. *Půdy České republiky*. 2. dopl. vyd. Praha: Český geologický ústav, 2000, 67 s. ISBN 80-707-5403-6.
79. VOKOUN, Jiří a kol. *Příručka pro průzkum lesních půd: Taxonomický klasifikační systém půd ČR (Jan Němeček a kol.) v lesnické praxi*. Brandýs nad Labem: Ústav pro hospodářskou úpravu lesů, 2002, 43 s.
80. WARD, S. H. *Resistivity and induced polarization methods*. In: WARD, S. H. (ed.). *Geotechnical and Environmental Geophysics*. S. E. G., Tulsa, O. K., 1990, p. 147-189, In: MAILETT et al. *High resolution electrical resistivity tomography (ERT) in a transitiv zone environment: Application for detailed internal architecture and infilling processes study of a Rhône River paleo-channel*. Marine Geophysical Researches, Vol. 26, 2005, p. 317-328. In: TÁBOŘÍK, Petr a Tomáš PÁNEK. *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 pořádaného Ostravskou univerzitou v Ostravě 31. srpna - 3. září 2010. Ostrava: Ostravská univerzita v Ostravě, 2010, 8 s., 1 CD-ROM. ISBN 978-80-7368-903-2. Dostupné z: [http://konference.osu.cz/cgsostrava2010/dok/Sbornik\\_CGS/Geomorfologie/Elektricka\\_odporova\\_tomografie.pdf](http://konference.osu.cz/cgsostrava2010/dok/Sbornik_CGS/Geomorfologie/Elektricka_odporova_tomografie.pdf)
81. ZAJÍČEK, Antonín a Petr FUČÍK. *Vliv pastvy na infiltrační schopnost půdy v různých svahových zónách*. Krmivářství, 2014, č. 1., 5 s. ISSN 1212-9992.



82. ZIMA, Ladislav. *Geoelektrické metody*. In: MAREŠ, Stanislav (ed.). *Geofyzikální metody v ochraně a tvorbě životního prostředí*. Ostrava: Vysoká škola báňská. Technická univerzita, 1996, 139 s. ISBN 80-7078-365-6.
83. ZIMA, Ladislav. *Ochrana půd*. In: MAREŠ, Stanislav (ed.). *Geofyzikální metody v ochraně a tvorbě životního prostředí*. Ostrava: Vysoká škola báňská. Technická univerzita, 1996, 139 s. ISBN 80-7078-365-6.
84. ZIMA, Ladislav. *Použití povrchových geofyzikálních metod*. In: MAREŠ, Stanislav (ed.). *Geofyzikální metody v ochraně a tvorbě životního prostředí*. Ostrava: Vysoká škola báňská. Technická univerzita, 1996, 139 s. ISBN 80-7078-365-6.
85. ZUMR, David, Markéta LEVOROVÁ a Milena CÍSLEROVÁ. *Využití ERT pro kvantitativní vyhodnocení infiltračních experimentů*. In: *Udržitelná výstavba 5*. Praha: ČVUT, Fakulta stavební, 2009, s. 218-222. ISBN 978-80-01-04447-6.
86. ZUMR, David, Vladimíra JELÍNKOVÁ, Martin ŠANDA a Milena CÍSLEROVÁ. *Monitorování infiltrace v heterogenním prostředí s použitím ERT*. Proceedings CD of 14th International Poster Day. Bratislava: Ústav hydrologie SAV a Geofyzikální ústav SAV, 2006, s. 507-514. ISBN 80-85754-15-0.

### Internetové zdroje

1. ČESKÁ GEOLOGICKÁ SLUŽBA. Dostupné z: [http://www.geology.cz/app/ciselniky/lokalizace/show\\_map.php?mapa=g500&y=670000&x=1070000&r=250000&s=0](http://www.geology.cz/app/ciselniky/lokalizace/show_map.php?mapa=g500&y=670000&x=1070000&r=250000&s=0)
2. ČHMÚ: DATA PRO STŘEDOČESKÝ KRAJ, 2011; DATA PRO JIHOČESKÝ KRAJ, 2013. Dostupné z: [http://portal.chmi.cz/portal/dt?portal\\_lang=cs&nc=1&menu=JSPTabContainer/P4\\_Historicka\\_data/P4\\_1\\_Pocasi&last=false](http://portal.chmi.cz/portal/dt?portal_lang=cs&nc=1&menu=JSPTabContainer/P4_Historicka_data/P4_1_Pocasi&last=false)
3. GEOMOTO SOFTWARE. Dostupné z: <http://www.geotomosoft.com/>
4. GF INSTRUMENTS. Dostupné z: <http://www.gfinstruments.cz/>
5. HYDROEMLIORACE (© 2010 KULHAVÝ, Zbyněk). Dostupné z: <http://www.hydroemliorace.cz/povodi/>
6. TERMINOLOGICKÁ KOMISE ČÚZK. Dostupné z: <http://www.vugtk.cz/slovník/>