

**JIHOČESKÁ UNIVERZITA V ČESKÝCH BUDĚJOVICÍCH  
ZEMĚDĚLSKÁ FAKULTA  
KATEDRA KRAJINNÉHO MANAGEMENTU**

Bakalářská práce

**Metody určování hloubky nepropustného podloží jako podkladu pro  
hydrologický výzkum**

**Vedoucí práce:** Ing. Pavel Žlábek, Ph.D.

**Autor práce:** Dubec Štěpán

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

**Ročník:** 3.

**2012**

Prohlašuji, že svoji bakalářskou práci jsem vypracoval samostatně pouze s použitím pramenů a literatury uvedených v seznamu citované literatury.

Prohlašuji, že v souladu s § 47b zákona č. 111/1998 Sb. v platném znění souhlasím se zveřejněním své bakalářské práce, a to v nezkrácené podobě elektronickou cestou ve veřejně přístupné části databáze STAG provozované Jihočeskou univerzitou v Českých Budějovicích na jejích internetových stránkách.

6. dubna 2012

.....

Dubec Štěpán

Rád bych na tomto místě poděkoval především vedoucímu mé bakalářské práce Ing. Pavlu Žlábkovi Ph.D. za ochotu, trpělivost a cenné rady při psaní této práce. Dále Ing. Davidu Zumrovi za odborné vedení při terénním měření a RNDr. Stanislavu Škodovi Ph.D. za popis ke geologickým sondám. Také bych rád poděkoval mé rodině a přátelům za podporu během studia.

## **ABSTRAKT**

Dubec, Š.: Metody zjišťování hloubky nepropustného podloží jako podlahu pro hydrologický výzkum. České Budějovice 2012. Bakalářská práce. Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích. Zemědělská fakulta. Katedra krajinného inženýrství.

Vedoucí práce P. Žlábek.

**Klíčová slova:** geofyzikální metody, elektrická odporová tomografie, geomorfologie, půdní vrstvy, podloží

Tato bakalářská práce je zaměřena na popis podpovrchových struktur v zájmové oblasti Kopaniského povodí a následně co nejpřesnější interpretaci hloubky podloží. K terénnímu měření byla zvolena geofyzikální metoda mnohožilného kabelu (ERT „elektrická odporová 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 prováděno automatickým geoelektrickým přístrojem ARES, v kombinaci s tzv. inteligentními elektrodami. Získaná data z terénního měření byla vykreslena pomocí programu RES2DINV ve formě odporových řezů, které sloužily k interpretaci. Výsledek této práce, tedy zjištění hloubky podloží, by měl nadále sloužit jako další podklad pro hydrologické modelování MIKE SHE v rámci výzkumných projektů Katedry krajinného managementu.

## **ABSTRACT**

**Keywords:** geophysical methods, electrical resistivity tomography, geomorphology, soil profile, bedrock

This thesis is focused on the description of subsurface structures in the area of interest - Kopaninsky stream catchment - and consequently the most accurate interpretation depth of bedrocks. Geophysical multicable method (ERT “electric 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

geolectrical 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 interpretation. The result of this work is to determine the depth of bedrocks and should serve as a data input for MIKE SHE hydrological modeling.

## Obsah

<b>1</b>	<b>ÚVOD</b> .....	<b>8</b>
<b>2</b>	<b>LITERÁRNÍ PŘEHLED</b> .....	<b>9</b>
2.1	PŮDNÍ VRSTVY .....	9
2.1.1	VZNIK A VÝVOJ PŮDNÍHO PROFILU.....	9
2.1.2	DIAGNOSTICKÉ PŮDNÍ HORIZONTY .....	11
2.1.2.1	Přehled a popis hlavních půdních horizontů a jejich signatur.....	11
2.2	HORNINOVÉ VRSTVY .....	13
2.2.1	STRUKTURA KONTINENTÁLNÍ KŮRY .....	13
2.2.2	VZNIK A ROZDĚLENÍ HORNIN .....	13
2.2.3	ÚLOŽNÍ POMĚRY HORNIN.....	14
2.2.4	VZTAH MEZI HORNINOU A VODOU .....	14
2.2.4.1	Hladina podzemních vod .....	16
2.4	GEOFYZIKÁLNÍ PRŮZKUMNÉ METODY .....	17
2.4.1	GRAVIMETRICKÉ METODY .....	18
2.4.1.1	Tíhová anomálie.....	19
2.4.2	MAGNETOMETRIE.....	19
2.4.2.1	Magnetické vlastnosti hornin .....	20
2.4.3	RADIOMETRIE A METODY JADERNÉ GEOFYZIKY .....	21
2.4.4	GEOTERMOMETRICKÉ METODY .....	21
2.4.5	GEOELEKTRICKÉ METODY .....	22
2.4.5.1	Odporové metody stejnosměrné.....	22
2.4.5.1.1	<i>Princip stejnosměrných metod</i> .....	<b>23</b>
2.4.5.1.2	<i>Fyzikální základy stejnosměrných metod</i> .....	<b>23</b>
2.4.5.1.3	<i>Rozdělení stejnosměrných metod</i> .....	<b>24</b>
2.4.5.2	Metody elektromagnetické (střídavé) .....	26
2.4.5.2.1	<i>Rozdělení elektromagnetických metod</i> .....	<b>27</b>
2.4.5.3	Elektrické vlastnosti hornin .....	28
2.4.5.4	Odporové vlastnosti hornin .....	28
2.4.6	SEISMICKÉ METODY .....	30
2.4.7	GEOFYZIKÁLNÍ MĚŘENÍ VE VRTECH (KAROTÁŽNÍ METODY).....	31
2.4.7	ZVOLENÍ VHODNÉ GEOFYZIKÁLNÍ METODY .....	32
2.4.7.1	Nejpoužívanější metody v geomorfologii.....	33
<b>3</b>	<b>MATERIÁL A METODY</b> .....	<b>35</b>
3.1	MATERIÁL.....	35

3.1.1	POVODÍ KOPANISKÉHO TOKU .....	35
3.2	METODY .....	37
3.2.1	ELEKTRICKÁ ODPOROVÁ TOMOGRAFIE (ERT) .....	37
<b>4</b>	<b>MĚŘENÍ V TERÉNU.....</b>	<b>39</b>
4.1	POSTUP TERÉNNÍHO GEOFYZIKÁLNÍHO MĚŘENÍ .....	39
4.1.1	TRANSEKT 1.....	40
4.1.2	TRANSEKT 2.....	41
4.3	VYKRESLENÍ TRANSEKTŮ V PROGRAMU RES2DINV .....	41
<b>5</b>	<b>VÝSLEDKY A DISKUZE .....</b>	<b>43</b>
5.1	VYHODNOCENÍ VÝSLEDKŮ MĚŘENÍ .....	43
5.1.1	PROFIL 1.....	43
5.1.2	PROFIL 2.....	43
5.2	VÝSLEDKY Z GEOLOGICKÉ SONDY - VRT V-53.....	44
5.3	POROVNÁNÍ VÝSLEDKŮ VRTU V-53 S ERT.....	45
5.3.1	PODLE BAREVNOSTNÍ ŠKÁLY .....	45
5.3.2	PODLE HODNOT MĚRNÝCH ODPORŮ.....	46
<b>6</b>	<b>ZÁVĚR.....</b>	<b>47</b>
<b>7</b>	<b>SEZNAM LITERATURY .....</b>	<b>48</b>
<b>8</b>	<b>PŘÍLOHY .....</b>	<b>56</b>

# 1 ÚVOD

Pro geofyzikální průzkumné práce je k dispozici rozsáhlý soubor metod, které využívají k diagnostice geotechnického prostředí fyzikálních polí, a to jak přirozených, tak uměle vyvolaných. Principy, na jejichž základě tyto metody pracují, jsou obecně využívány v mnoha jiných oborech činností, jako je např. stavebnictví a strojírenství, zdravotnictví apod. (pro účely defektoskopie a nedestruktivní diagnostiky) (*MACHÁČEK, 2002*).

Geofyzikální měření mají úzkou vazbu na hydrologický průzkum a jejich smyslem je poskytnout hydrogeologovi doplňující údaje o geologické stavbě a hydrogeologických poměrech (*ZIMA IN MAREŠ, 1996*).

Kůra zemská je nehomogenní, je tvořena jednotlivými bloky, ty pak horninami různého původu a geologického stáří. Odlišné fyzikální vlastnosti hornin nebo tektonických jednotek (hustota, magnetická susceptibilita, měrný odpor, radioaktivita a jaderné vlastnosti, 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 (strukturní stavbu, výskyt ložisek nerostných surovin ap.) (*MAREŠ, 1990*).

Předkládaná práce se snaží o detailní teoretický popis a pochopení principů jednotlivých geofyzikálních průzkumných metod. Konkrétně geoelektrickou geofyzikální metodu mnohožilného kabelu (ERT “electric resistivity tomography”), kterou bylo provedeno terénní měření na zájmovém území Kopaninského povodí.

Metoda ERT (electrical resistivity tomography) je v současné době čím dál více používaná při geomorfologickém výzkumu (*ŠILHÁNA PÁNEK, 2007*).

Cílem terénního geofyzikálního průzkumu bylo získání dat pro popis podpovrchových struktur v zájmové oblasti pomocí stanovení měrného odporu horninového prostředí. Vzhledem k zadání bakalářské práce pak co nejpřesnější odhad hloubky podloží. Získaná data by měla dále sloužit pro zpřesnění dat pro hydrologické modelování v MIKE SHE.



## 2 LITERÁRNÍ PŘEHLED

### 2.1 PŮDNÍ VRSTVY

Přestože si každý umí pojem půda představit, je velmi obtížné ji přiléhavě definovat (*KACHLÍK A CHLUPÁČ, 1996*).

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*).

Pojem půda můžeme definovat pomocí pojmu pedosféra. Pedosféra se definuje jako samostatný přírodní útvar, který vznikl transformací vrchní části zemské kůry působením organismů na horniny za účasti vzduchu, vody a slunečního záření (*HRAŠKO A BEDRNA, 1988*).

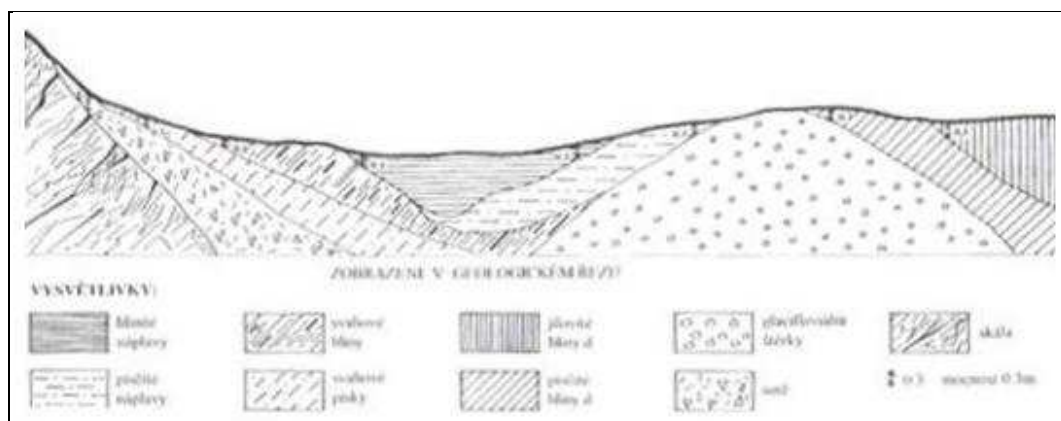
Popisem, genezí půd a jejich klasifikací se zabývá samostatná vědní disciplína pedologie (*TOMÁŠEK, 2000*).

**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*).

#### 2.1.1 VZNIK A VÝVOJ PŮDNÍHO PROFILU

Odvětví geologie, které se zabývá studiem geologické minulosti Země, se nazývá historická geologie. Základem historické geologie je **stratigrafie** - tj. nauka o vrstevních sledech. Jako syntetický vědní obor čerpá historická geologie své poznatky z výsledků řady vědních oborů (např. paleontologie, petrologie, mineralogie, geochemie, geofyziky) (*CHLUPÁČ IN KACHLÍK A CHLUPÁČ, 1996*).

Půdy mají většinou přímý genetický vztah k půdním substrátům. Na obr. 1 jsou znázorněny různé typy kvartérních sedimentů odlišené podle místa vzniku a zrnitostního složení (*HEJNÁK, 2004*).



**Obr. 1** Schematické znázornění vzniku a pozice půd v terénu. Zdroj: (HEJNÁK, 2004).

Vznik půdy je výsledkem poměrně složitého pochodu, počínajícího u nezvětralé matečné horniny a pokračujícího přes přechodná vývojová stadia slabě diferencovaných půd, až ke konečnému stadiu odpovídajícímu rovnovážnému stavu půdy s prostředím (stanovištěm). Vzniká tak přirozená, geneticky spjatý vývojová řada půd, lišících se vzájemně stupněm zralosti (KACHLÍK, 1996).

**Hloubka půdy** je dána přítomností souvislého skalního podloží, výskytem souvislé, výrazně šterkovité vrstvy nebo trvalé hladiny podzemní vody v profilu, a to na konvenční hloubku 150 cm (TOMÁŠEK, 2000). 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 2m.

Vcelku se 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 (HEJNÁK, 2004).

Hloubka půdy podle TOMÁŠKA (2000):

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

## 2.1.2 DIAGNOSTICKÉ PŮDNÍ HORIZONTY

Pod půdním profilem rozumíme kolmý průřez té povrchové části zemské kůry, kterou zasahuje půdotvorný proces. Půdní profil se skládá z různých půdních horizontů, které nazýváme genetickými půdními horizonty (*HRAŠKO A BEDRNA, 1988*).

Na našem území se podle *CHLUPÁČE IN KACHLÍK A CHLUPÁČ (1996)* půdní horizonty tvořili v kvartéru během teplejších interglaciálních období.

**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, 2002*).

*NĚMEČKA A KOL. (2001); SKLENÍČKA (2003)* rozlišují následující půdní horizonty:

- a) organické horizonty;
- b) organominerální povrchové horizonty (epipedony);
- c) podpovrchové horizonty;
- d) přechodné horizonty;
- e) fosilní a pohřbené horizonty.

### 2.1.2.1 Přehled a popis hlavních půdních horizontů a jejich signatur

Přehled a popis půdních horizontů a jejich signatur popisuje *KACHLÍK (1996)*:

Nejsvrchnější **horizont a** se vyznačuje obvykle obohacením humusem a koncentruje se v něm maximum biologické aktivity. **Horizont B** je obvykle obohacen látkami vyluhovanými z nadložního horizontu A. **Horizont C** představuje půdotvornými pochody nedotčenou mateční horninu nebo její zvětralinu (C<sub>1</sub>, C<sub>2</sub>, atd.). **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.

TOMÁŠEK (2000) udává hloubku humusového horizontu následovně:

- pod 18cm (mělká),
- 18-25cm (střední),
- 26-30 cm (hluboká),
- Nad 30 cm (velmi hluboká).

U některých typů půd jsou hranice mezi jednotlivými horizonty ostré, u jiných mají charakter více méně postupných přechodů. Proto se základní půdní horizonty, většinou označované jako A, B, C, popř. D nebo A/B, B/C aj. mohou štěpit do subhorizontů (KACHLÍK, 1996).

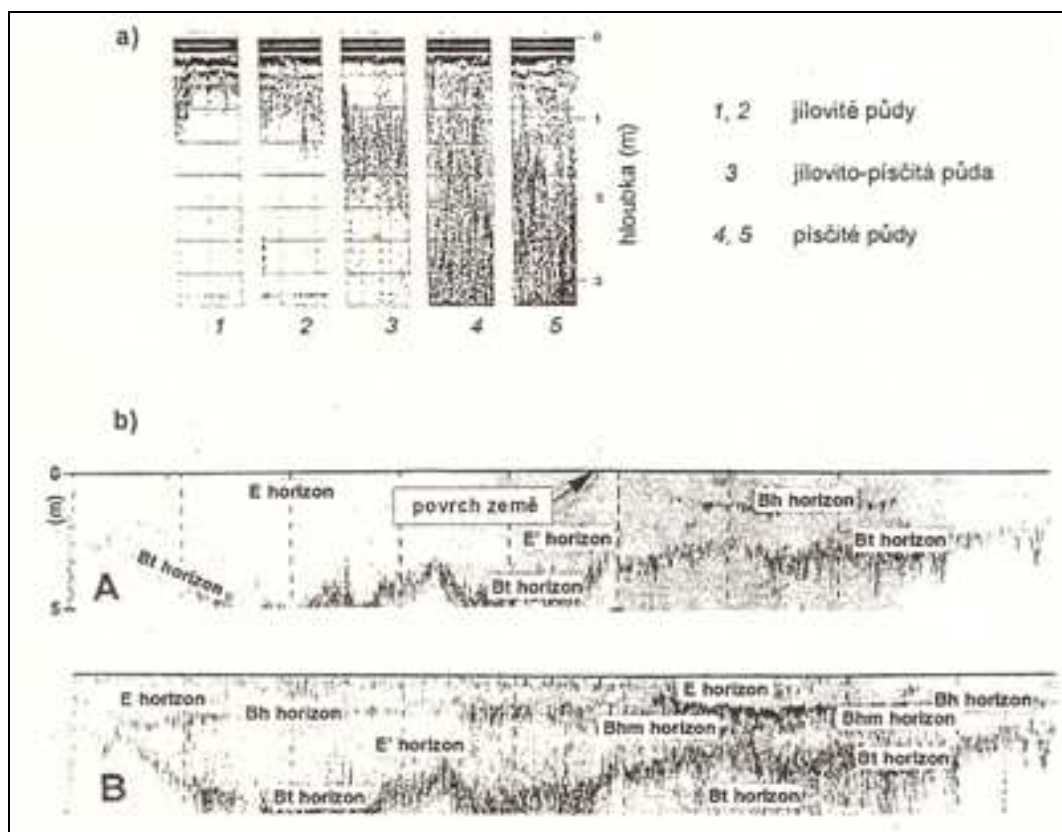
**Subhorizont diagnostického půdního horizontu** je část půdního horizontu zpravidla paralelní s povrchem půdy, která je zřetelně odlišná svými morfologickými a fyzikálními znaky, hlavně barvou půdy, její zrnitostí, strukturou, konzistencí aj., od subhorizontu sousedního. Subhorizonty se označují čísly ve velikosti písmen malé abecedy, např. B<sub>V1</sub>, B<sub>V2</sub> (VOKOUNA KOL., 2002).

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 15cm.           |

**Sondy** - 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 (SKLENIČKA, 2003).

ZIMA IN MAREŠ (1996) doporučuje z výčtu geofyzikálních metod jako vhodný nástroj pro mapování půd a rozeznávání půdních horizontů použití georadaru. (viz. Obr. 2.)



**Obr. 2** Uplatnění georadaru v mapování půd. a) rozlišení půdních druhů, b) průběh půdních horizontů v období sucha (A) a vlhka (B). Zdroj: (DOOLITTLE AND COLLINS IN MAREŠ, 1996).

## 2.2 HORNINOVÉ VRSTVY

### 2.2.1 STRUKTURA KONTINENTÁLNÍ KŮRY

Kontinentální kůra je část kontinentální litosféry, spočívající nad Mohorovičovou diskontinuitou, tvoří svrchní, diferencovanější a geologicky zralejší části kontinentální litosféry. Průměrná mocnost kontinentální kůry vyplývající ze seismických a gravimetrických výzkumů činí 35km (KACHLÍK, 1996).

Svrchní vrstva kůry je vyvinuta jen místy. Skládá se ze sedimentů, jejichž mocnost nepřesahuje 10 až 15 km (rychlost vln  $v_p$  je 1,5 až  $5\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$ ) (KUMPERA A KOL., 1988).

### 2.2.2 VZNIK A ROZDĚLENÍ HORNIN

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, 1996).

Podle KUMPERY, FOLDYNY A ZORKOVSKÉHO (1988) SE horniny zemské kůry tvoří v zásadě trojím způsobem:

- *vytavováním* z hornin svrchního pláště, od nichž se diferenciací odštěpily lehčí látky, které postoupily vzhůru do kůry;
- *rozrušením* látek a *zvětráním* na povrchu Země vnějšími (exogenními) činiteli, přemístěním a soustředěním do sedimentů;
- *metamorfozou* sedimentů hornin vytavených z pláště v oblastech zvýšených tlaků a výstupu tepelné energie.

### 2.2.3 ÚLOŽNÍ POMĚRY HORNIN

Pod pojmem úložních poměrů rozumí prostorové uspořádání geologických horninových těles vzájemně a ve vztahu k horizontu nebo k zemskému povrchu (HEJNÁK, 2004).

Geologické těleso představuje část prostoru ohraničeného uzavřenou plochou nebo metrickými vlastnostmi, kterými jsou tvar, velikost a hraniční plochy (GRMELA IN KUMPERA A KOL., 1988).

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).

### 2.2.4 VZTAH MEZI HORNINOU A VODOU

Obor zabývající se podzemními vodami se nazývá **hydrogeologie** - 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 (KOLEKTIV AUTORŮ, 2010).

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).

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  $K$ , který se z Darcyova zákona číselně rovná filtrační rychlosti při jednotkovém hydraulickém gradientu, má rozměr rychlosti a vyjadřuje se v  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ . Základní a zjednodušený tvar Darcyova zákona lze vyjádřit vzorcem:

$$v = K \cdot I,$$

kde  $v$  je darcyovská rychlost proudění podzemní vody ( $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ),  $k$  je koeficient hydraulické vodivosti ( $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ), který je konstantní vlastností konkrétní horniny za podmínky 100% saturace vodou,  $i$  je hydraulický gradient (bezrozměrná veličina, charakterizující sklon hladiny podzemní vody) (KOLEKTIV AUTORŮ, 2010).

STEJSKAL (1967) rozlišuje propustnost hornin pórovou, puklinovou a krasovou. (Obr. 3).



**Obr. 3** Schéma horninového prostředí s průlinovou, puklinovou a krasovou propustností.  
Zdroj: (KOLEKTIV AUTORŮ, 2010).

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 (jako kritérium rozlišení kolektor a izolátoru se obvykle bere diference 1-1,5

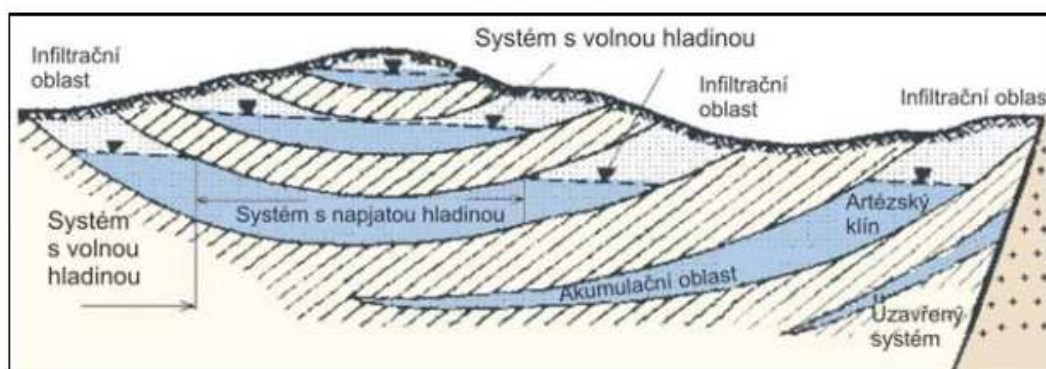
řádu hodnoty propustnosti). **Hydrogeologický izolátor** je horninové těleso, jehož propustnost je v porovnání s propustností bezprostředně přilehlého horninového prostředí natolik menší, že se v něm gravitační voda za stejných hydraulických podmínek pohybuje mnohem hůře (KOLEKTIV AUTORŮ, 2010).

#### 2.2.4.1 Hladina podzemních vod

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 (STEJSKAL, 1967).

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).

Jsou-li propustné nebo naopak nepropustné horniny rozšířené na větší ploše, mohou mít dalekosáhlý vliv na ráz krajiny (STEJSKAL, 1967).



**Obr. 4** 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 (šrafovaně). Zdroj: (KOLEKTIV AUTORŮ, 2010).

Vedle údajů o mocnosti a propustnosti zvodněné vrstvy je z hydrogeologického hlediska podstatný i průběh a charakter jejího podloží. To může být tvořeno buď relativně nepropustnou vrstvou (např. jíly) nebo horninami skalního podkladu (ZIMA IN MAREŠ, 1996).

Není sporu o tom, že nejsvrchnější část zemské kůry včetně hydrosféry je podstatnou součástí životního prostředí a že jej i významně ovlivňuje (MAREŠ, 1996).



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. Kromě toho se dnes vyžadují informace o geologických strukturách ve velkých hloubkách, ať již pro poznání geologické stavby zájmové oblasti, nebo z ložiskových důvodů (MAREŠ, 1990).

## 2.4 GEOFYZIKÁLNÍ PRŮZKUMNÉ METODY

Geofyzikální průzkumné metody (též metody užití geofyziky) zkoumají geologické prostředí a hydrogeologický režim pod povrchem země měřením fyzikálních parametrů daného prostředí (KOLEKTIV AUTORŮ, 2010).

Metody se rozdělují podle toho, jaké fyzikální veličiny se měří:

**elektrické, elektromagnetické, magnetické, tíhové, seismické** apod. (NAPŘ.: MAREŠ A KOL., 1990; MAREŠ (ED.), 1996; MACHÁČEK, 2002).

ČÍŽEK (1998) SE VE své práci (Využití proutkařské metody v geologické praxi) vyjadřuje ke geofyzikálním metodám takto: „Všechno nasvědčuje tomu, že proutkaření je nejstarší geofyzikální metodou.“

Z hlediska rozměru vyšetřovaného prostředí rozeznáváme měření terénní (měření na horninách “in situ”) a měření laboratorní (na horninových vzorcích). Dále jsou rozeznávány varianty podle umístění zdroje pole a měřící jednotky při měření - povrchové (pěší), vrtní, důlní, vrt - povrch, podzemní dílo - povrch, podzemní dílo - vrt, vrt - vrt, automobilní, lodní, letecké a družicové (MACHÁČEK, 2002).

Jedná se o metody nedestruktivní, to znamená, že nijak nepoškozují měřenou lokalitu, ani na ní nezanechávají žádné stopy či pozůstatky omezující její využití (např. průzkumné vrty). Jde i o metody výrazně levnější než vrtný průzkum. Jejich předností je také Relativní rychlost realizace prací a jejich šetrnost vůči životnímu prostředí (KOLEKTIV AUTORŮ, 2010).

Podle ZIMY IN MAREŠ (1996) SE geofyzikální metody v největší míře používají pro:

- určení celkové mocnosti a charakteru pokryvu (Obr. 9);
- sledování litofaciálních změn v nezpevněných i zpevněných sedimentech;
- zjišťování poruchových zón a intenzity (hloubky) zvětrání v pevných horninách;
- mapování zlomů a kontaktů hornin.

## 2.4.1 GRAVIMETRICKÉ METODY

Gravimetrie (Gra) je založena na měření tíhového pole pomocí vysoce přesných gravimetrů a interpretaci rozložení hustot geologického prostředí z tíhových anomálií (KOLEKTIV AUTORŮ, 1999).

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 IN MAREŠ (ED.), 1996).

Proto jsou gravimetrické metody průzkumu používány při řešení úkolů strukturní a regionální geologie, ložiskové geologie a inženýrské geologie (HRÁCH IN MAREŠ, 1990). Podle MACHÁČKA (2002) se gravimetrie v praxi užívá hlavně při vyhledávání ložisek nerostných surovin.

V terénu se pak, jak uvádí BLECHA A KALENDA (2003) všechny gravimetrické body pozičně a výškově zaměřují pomocí totální stanice.

Úspěšné použití gravimetrie pro geologické účely je podle HRÁCHA IN MAREŠ (1990) určováno v podstatě třemi podmínkami:

- 1) existencí rozdílnosti hustot zkoumaného objektu a okolních hornin, případně při zkoumání tvaru hustotního rozhraní dvou prostředí, rozdílnosti hustot obou prostředí;
- 2) dostatečně velkými rozměry zkoumaného objektu, který se projevuje při své hloubce uložení tíhovou anomálií měřitelnou na zemském povrchu;
- 3) existencí strmých rozhraní mezi prostředími s rozdílnými hustotami.

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 IN MAREŠ (ED.), 1996).

**Mikrogravimetrická měření** (měření s vysokou hustotou bodů průzkumného pole) se občasně praktikují při lokalizaci dutin (prázdných i zaplněných podzemní vodou), v diagnostice zemních těles přehradních nádrží, při mapování mocnosti pokryvných útvarů apod. (Macháček, 2002).

### 2.4.1.1 Tíhová anomálie

Rozdíl mezi měřeným tíhovým zrychlením a tíhovým zrychlením matematicko-fyzikálního modelu Země je nazýván tíhovou anomálií (BENEŠ, 2011).

Teoretickým základem gravimetrických metod jsou gravitační a druhý pohybový zákon (Newtonovy zákony), z nichž vyplývá vztah mezi gravitačním (tíhovým) zrychlením  $g$ , gravitační konstantou  $\kappa$  ( $\sim 6,67 \cdot 10^{-11} \text{ Nm}^2\text{kg}^{-2}$ ), objemem  $\tau$  tělesa tíhový účinek působícího, jeho hustotou  $\rho$  a jeho vzdáleností od bodu pozorování  $r$  ve tvaru

$$g = \kappa \frac{\rho\tau}{r^2} \text{ (MACHÁČEK, 2002).}$$

V geofyzice se nepracuje s absolutní hodnotou tíhového zrychlení, ale s tzv. tíhovou anomálií. Nejčastěji je používána *Bouguerova anomálie* (= měření tíhového zrychlení – tíhové zrychlení modelové Země) (ŠVANCARA, 2004).

V české republice se od roku 1997 v užití gravimetrii používá následující definice Bouguerovy anomálie: (PICK IN ŠVANCARA, 2004)

$$\Delta g [\mu\text{m s}^{-2}] = g - \gamma_0 + \delta g_F - \delta g_B + T - B,$$

kde  $\Delta g$  je Bouguerova anomálie

$g$  je měření tíhového zrychlení v tíhovém systému S-Gr95

$\gamma_0$  je normální tíhové zrychlení referenčního elipsoidu WGS 84

$\delta g_F$  je oprava z volného vzduchu (Fayova korekce)

$\delta g_B$  (je oprava na účinek Bouguerovy desky (Bougerova korekce)

$T$  je topografická korekce

$B$  je Bullardův člen.

### 2.4.2 MAGNETOMETRIE

Některé hmotné nehomogenity uložené pod zemským povrchem se nad ním projevují měřitelnou poruchou (anomálií) normálního průběhu geomagnetického pole (MAREK IN MAREŠ (ED.), 1996).

Konfigurace anomálií je podle MARKA IN MAREŠ (1990) ovlivněna určujícími para-metry geologických nehomogenit: jejich tvarem, rozměry, polohou, hloubkou uložení, petrografickou povahou apod.

Magnetické vlastnosti půd jsou regulované přítomností feromagnetických minerálů (*KAPLIČKA A PETROVSKÝ IN HUŠTÁK A MAJER, 2010*).

Vektor celkové magnetizace horniny (*MACHÁČEK, 2002*):

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

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 horniny (u diamagnetických minerálů je její hodnota záporná v rozmezí

10<sup>-6</sup>-10<sup>-5</sup>, u paramagnetických kladná v intervalu 10<sup>-5</sup>-10<sup>-3</sup> a u feromagnetických kladná a dosahující hodnoty až 5 · 10<sup>4</sup>).

Magnetometrie se rozvinula především pro účely vyhledávání ložisek nerostných surovin a pro účely geologického výzkumu i hlubších částí zemské kůry (magnetometrické účinky z hloubky až 30 km). v problematice ochrany životního prostředí se jí používá ponejvíce k nalezení zájmových objektů v mělkých hloubkách řádově jednotek metrů (*MAREK IN MAREŠ (ED.), 1996*).

Pozemní varianty geomagnetických metod jsou velmi operativní (levné) a velmi účinné při litologickém mapování (zejména vyvřelých a metamorfovaných hornin) a také při lokalizaci pohřbených kovových předmětů, jako jsou např. stará munice, kovové barely s různým obsahem, kovová potrubí apod. (*MACHÁČEK, 2002*).

#### **2.4.2.1 Magnetické vlastnosti hornin**

Velký rozptyl hodnot jednotlivých magnetických parametrů je charakteristický i v rámci jednotlivých petrografických typů. Vyplývá to ze základních faktorů, které určují magnetické vlastnosti (*BODNÁR A KOL. IN VASS A ELEČKO, 1989*):

- od množství a druhu feromagnetických minerálů nacházejících se v hornině;
- od magnetických vlastností feromagnetik zastoupených v hornině;
- od charakteru rozložení zrn feromagnetických minerálů v hornině.

### 2.4.3 RADIOMETRIE A METODY JADERNÉ GEOFYZIKY

Metody měření přirozené radioaktivity, označované jako radiometrické metody, se užívají ke kvalitativnímu a kvantitativnímu stanovení přirozeně radioaktivních prvků v horninách, vodách a vzduchu (*MATOLIN IN MAREŠ (ED.), 1996*).

**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) (*MACHÁČEK, 2002*).

Metody jaderné geofyziky umožňují též určení fyzikálních vlastností hornin a přírodních materiálů a jejich látkového složení (*MATOLIN IN MAREŠ (ED.), 1996*).

Patří sem rozsáhlý soubor vrtních, pozemních, leteckých i laboratorních metod, využívajících jednak přímé indikace přirozené radioaktivity, jednak interakce jaderného záření umělých zářičů s horninami (*MACHÁČEK, 2002*).

### 2.4.4 GEOTHERMOMETRICKÉ METODY

Tato oblast geofyzikálního výzkumu se podle *MAREŠE (1990)* intenzivněji rozvíjí teprve v posledních 40 až 45 letech. Souvisí to jednak s konstrukcí přesnějších a citlivějších přístrojů pro určení teploty (citlivost 10 na -3 °C), jednak s tím, že vrtný průzkum proniká stále do větších hloubek.

Geotermické metody zkoumají teplotní a tepelné pole Země a způsoby přenosu tepla v zemském tělese. Teplota zemského povrchu se měří odporovými kontaktními teploměry, nebo přístroji pro bezkontaktní teplotní měření z automobilů, letadel či družic (jedna z metod dálkového průzkumu Země) (*MAREŠ, 1996*).

**Kontaktní měření** teplot se realizuje zavedením termistorového čidla do zkoumaného prostředí. Našly široké uplatnění zejména ve vrtních variantách geotermometrických metod (logging), jako je např. popis dynamiky vody ve vrtu (detekce propustných poloh na základě indikace přítoku nebo výronu podzemní vody) apod. Metodiky **bezkontaktního měření** teplot prodělávají v současné době bouřlivý rozvoj díky novým možnostem, podmíněným rychlým technickým

rozvojem. Jde o snímkování v oblasti infračervené části spektra elektromagnetického záření (vlnových délek cca 10 cm) (*MACHÁČEK, 2002*).

## **2.4.5 GEOELEKTRICKÉ METODY**

Geoelektrika je jedním z nejmladších geofyzikálních disciplín. i když první kroky k aplikaci geoelektrických metod v geologii byly učiněny již před více než 100 lety (vyhledávání sulfidických ložisek metodou spontánní polarizace), dochází k rozvoji geoelektriky teprve na počátku našeho století (*GRUNTORÁD A KAROUS IN MAREŠ, 1990*).

Geoelektrické metody patří mezi nepoužívanější a nejrozmanitější pozemní geofyzikální metody aplikované v hydrogeologickém průzkumu (*KOLEKTIV AUTORŮ, 1999*).

### **Charakteristika geoelektrických metod**

Geoelektrické metody využívají ke zkoumání horninového prostředí elektromagnetická pole umělého i přirozeného původu. Průběh a charakter těchto vlastností závisí na elektromagnetických (EM) vlastnostech prostředí - vodivosti (odporu), permitivitě, magnetické permeabilitě a elektrochemické aktivitě (*ZIMA IN MAREŠ (ED.), 1996*).

Pro geoelektriku je charakteristický velký počet dílčích metod, z nichž mnohé mají řadu modifikací. Tato skutečnost se projevuje příznivě v širokém okruhu geologických problémů, k jejichž řešení může geoelektrika přispět (*GRUNTORÁD A KAROUS IN MAREŠ, 1990*).

### **Rozdělení geoelektrických metod**

Ke klasifikaci geoelektrických metod lze přistoupit z řady hledisek. Studované pole může být stejnosměrné či střídavé (se širokým rozmezím frekvencí), harmonické či neharmonické, přirozené či umělé, lze měřit na zemském povrchu, z letadla, ve vrtu i v báňském díle (*ZIMA IN MAREŠ (ED.), 1996*).

#### **2.4.5.1 Odporové metody stejnosměrné**

Jako stejnosměrné označujeme ty geoelektrické metody, které zkoumají rozložení elektrického potenciálu nebo gradientu potenciálu stejnosměrného proudu (*GRUNTORÁD A KAROUS IN MAREŠ, 1990*).

Stejnoseměrné odporové metody patří mezi nejspolehlivější průzkumné metody mělké geologické stavby a jsou také zpravidla základní skupinou geofyzikálních metod, aplikovaných při inženýrsko-geologických průzkumech. Využívají diferencí v charakteristických hodnotách měrného odporu různých typů hornin. Tyto hodnoty určují ve stejnoseměrném elektrickém poli (MACHÁČEK, 2002).

#### 2.4.5.1.1 *Princip stejnoseměrných metod*

Ve všech stejnoseměrných metodách je měřen potenciál nebo přesněji potenciální rozdíl čili napětí  $\Delta V$  mezi dvěma body. Zavedením umělého elektrického pole proudovými elektrodami a a B vznikne napětí  $\Delta V$  mezi měřicími elektrodami M a N. ze vzdálenosti elektrod, měřeného proudu  $i$  a napětí  $\Delta V$  určíme pak měrný odpor homogenního prostředí. Nad nehomogenním prostředím naměříme také napětí  $\Delta V$  při proudu  $i$  a formálně můžeme také určit jakýsi střední měrný odpor, odpovídající homogennímu materiálu prostředí, nad nímž bychom změřili stejným uspořádáním stejné napětí. Tomuto odporu říkáme zdánlivý měrný odpor  $\rho_z$  a platí pro něj tedy:

$$\rho_z = k \frac{\Delta V}{I} (\Omega.m)$$

kde  $k$  je tzv. konstanta uspořádání elektrod, závislá na jednotlivých vzdálenostech mezi nimi:

$$k = \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN} - \frac{1}{AN}} (MAREŠ, 1990).$$

#### 2.4.5.1.2 *Fyzikální základy stejnoseměrných metod*

Geoelektrické metody stejnoseměrného proudu mají teoretickou bázi v teorii elektrického stacionárního pole. Takové pole je dostatečně popsáno rozložením proudové hustoty  $J$ , které je závislé na zdrojích a měrných oporech prostředí. Proudová hustota je vektor určující směr a množství proudu protékajícího jednotkovým průřezem. Vztah mezi proudovou hustotou a intenzitou elektrického pole  $E$  určuje Ohmův zákon v diferenciálním tvaru:

$$J = \gamma E$$

koeficient úměrnosti je měrná vodivost prostředí  $\gamma$  (GRUNTORÁD A KAROUS IN MAREŠ, 1990).

### 2.4.5.1.3 *Rozdělení stejnosměrných metod*

Nejrozšířenější stejnosměrnou metodou je *metoda odporová*. Pokud se nemění rozestupy elektrod a s uspořádáním se pohybuje po profilu, hovoříme o *odporovém profilování*. Zůstává-li střed uspořádání elektrod na místě a mění se rozstup elektrod, hovoříme o *vertikálním elektrickém sondování*. Slouží zejména ke studiu horizontálně zvrstveného prostředí, jaké můžeme předpokládat např. v sedimentárních pánvích (*GRUNTORÁD A KAROUS IN MAREŠ, 1990*).

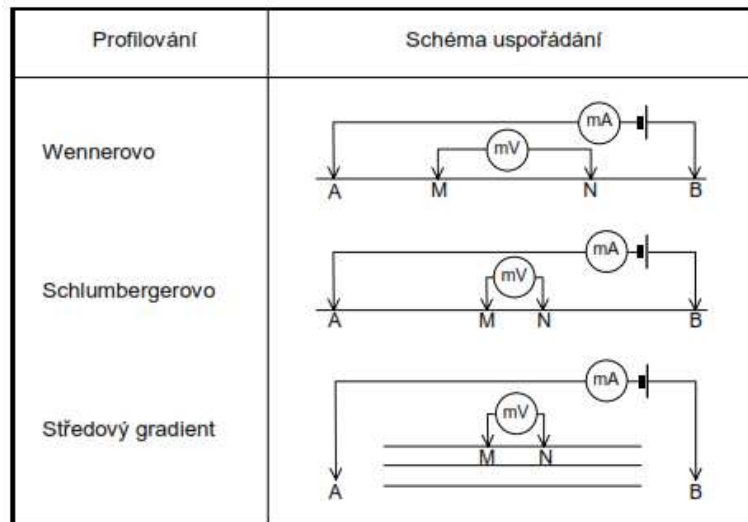
**Odporová profilování** lze podle poměru vzdálenosti potenčních elektrod ku vzdálenosti proudových elektrod (MN/AB) rozdělit na *profilování potenciálová* ( $\sim 0,3$ ) a *gradientová* ( $\ll 0,2$ ), přičemž rozlišení nehomogenit v rozsahu jednoho uzemnění je nepřímo úměrné tomuto poměru. U *dipólových* uspořádání je v tomto smyslu rozhodující poměr vzdáleností potenčních elektrod ku vzdálenosti středů obou dipólů (*MACHÁČEK, 2002*).

Odporová uspořádání můžeme dělit podle mnoha hledisek (*GRUNTORÁD A KAROUS IN MAREŠ, 1990*).

Základní tři skupiny podle (*GRUNTORÁD A KAROUS IN MAREŠ, 1990*); (*LOKE, 2004*):

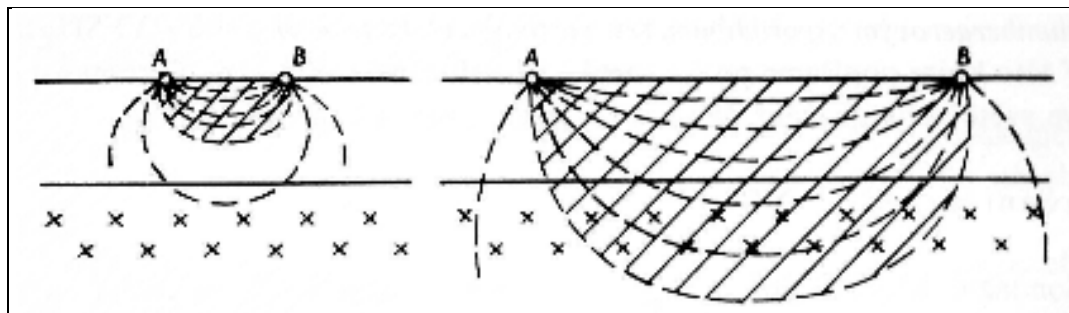
- *potenciálová uspořádání*, kdy je vzdálenost mezi měřícími elektrodami dostatečně velká ve srovnání s délkou uspořádání  $L$ . Nejpoužívanější potenciálové uspořádání je **Wennerovo**. Vzdálenost všech sousedních elektrod je stejná a uspořádání je systematické ( $AM = MN = NB = L$ ).
- *gradientová 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. 5** Nejčastěji užívaná uspořádání při stejnosměrném odporovém profilování. Zdroj: (MAREŠ ET AL. IN MACHÁČEK, 2002).

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. 6** Závislost hloubkového dosahu na vzdálenost proudových elektrod AB. Zdroj: (GRUNTORÁDA A KAROUS IN MAREŠ, 1990).

**Odporovým sondováním** zjišťujeme změny v odporech ve vertikálním směru (VES - vertikální sondování). Postupným zvětšováním vzdálenosti mezi proudovými elektrodami získáme graf závislosti zdánlivého odporu na polovičním rozestupu elektrod, tzv. sondážní křivku. Při subhorizontálním uložení vrstev můžeme speciálními postupy interpretovat hloubky vrstev a jejich měrné odpory (ZIMA IN MAREŠ, 1996).

Obě metody (OP, VES) jsou vhodné pro zjišťování průběhu vertikálních a horizontálních rozhraní spojených s odporovými anomáliemi (zóny zvýšeného odporu v důsledku provzdušnění) (PÁNEK, 2002).

Spojení výhody odporového profilování (při malém kroku měření téměř spojitá informace podél průzkumného profilu) a výhody hloubkové informace odporového sondování představuje **metoda mnohožilného kabelu** (označovaná často jako “microprocessor-controlled resistivity traversing” – **MRT** nebo méně vhodně “electric resistivity tomography” – **ERT**) (*MACHÁČEK, 2002*).

Multielektrodová odporová metoda je schopna identifikovat a zobrazit ve formě řezu odporové nehomogenity (rozdílné odpory hornin skalního podloží, pokryvu, zdiv, destrukcí atd.), efektivní hloubkový dosah metody je 10 až 15 m (*BLECHA A KOL., 2006*).

Jedná se o metodu pracující s odporovými vlastnostmi zkoumaného prostředí. Tímto prostředím jsou nejčastěji kompaktní sedimentární, metamorfované i vyvřelé horniny, nezpevněné sedimentární výplně depresí a další kvartérní sedimenty. 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 (*ŠILHÁN A PÁNEK, 2007*).

Elektrická resistivní tomografie je dále více rozebrána v (Kap. 3.2.1). Kompletní návod pro tuto metodu nalezneme v práci *LOKEHO (2004)*.

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 IN MAREŠ, 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*).

#### **2.4.5.2 Metody elektromagnetické (střídavé)**

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. Jejich podstatná výhoda spočívá v tom, že většinou nevyžadují galvanické spojení se zemí, a proto jimi může být měřeno z pohyblivého stanoviště. Elektromagnetické metody

se ve velkém rozsahu uplatňují při komplexních agrogeologických výzkumech (*GRUNTORÁD A KAROUS IN MAREŠ, 1990*).

Nízkofrekvenční elektromagnetické metody využívají ke zkoumání horninového prostředí jevu EM indukce (*ZIMA IN MAREŠ, 1996*).

Hloubkový dosah těchto metod je výrazně ovlivňován vodivostí hornin (nepřímá úměra) a horizontální vzdáleností budící a měřicí cívky nebo rozměry budící smyčky (přímá úměra) (*MACHÁČEK, 2002*). Hloubka průniku metod je od 1m do 30m s možností až do 60m (*GRUNTORÁD A KOL. IN SUKENÍK, 2007*).

#### **2.4.5.2.1 Rozdělení elektromagnetických metod**

Pro jednoduchost dělíme elektromagnetické metody podobně jako metody odporové na elektromagnetické profilování a elektromagnetické sondování (*GRUNTORÁD A KAROUS IN MAREŠ, 1990*).

Nejčastěji je využívána tzv. metoda dipólového elektromagnetického profilování (*DEMP*). Jejich zdrojem jsou antény napájené střídavým proudem různých frekvencí (zdrojový dipól), měří se přijímací anténou anomálie indukované ve vodivém zemském prostředí (*KOLEKTIV AUTORŮ, 2010*).

**Dipólové elektromagnetické profilování (DEMP)** umožňuje přímé měření vodivosti zeminového popř. horninového prostředí. Metoda velmi dobře doplňuje elektrickou odporovou tomografii (ERT) a je vhodná pro rychlý průzkum přípoверхových částí měřeného prostředí (*HRUTKA A SPĚŠNÝ, 2011*).

#### **Elektromagnetické sondování**

Změnou frekvence zdrojového pole se mění hloubkový dosah, čehož využívají metody elektromagnetického (frekvenčního nebo přechodového) sondování - čím vyšší frekvence, tím menší hloubkový dosah. Hloubkový dosah se rovněž zvětšuje s rostoucí vzdáleností obou dipólů (*KOLEKTIV AUTORŮ, 2010*).

**Metoda velmi dlouhých vln (VDV)** je založena na měření parametrů elektromagnetických vln vzdálených vysílačů (10-30hKz). Jejich signál se šíří nad homogenním poloprostorem téměř vodorovně (což je ovlivněno pouze sklonem terénu v okolí místa měření). Zkreslení těchto polí souvisí s výskytem vodivostních nehomogenit – vodivých hornin a vodou nasycených porušených zón, ale i umělých vodičů (elektrická vedení, plynovody, aj.) (*GREŠLA KOL., 2007*).

### **Georadarový průzkum (Ground-penetrating radar)**

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). Popř. o frekvenci (50-500 MHz) podle KAROUSE A VORLA (2006).

Georadarový průzkum, jako jedna z nejmodernějších geofyzikálních metodik rozlišuje jednotlivé půdní vrstvy, hloubku podloží, zlomy v horninách, přirozené jeskynní prostory a skryté skládky (GRUNTORÁD A KOL. IN SUKENÍK, 2007).

#### **2.4.5.3 Elektrické vlastnosti hornin**

Velký počet a pestrost geoelektrických metod jsou mimo jiné podmíněny různorodostí elektrických parametrů hornin (GRUNTORÁD A KAROUS IN MAREŠ, 1990):

- Základním parametrem je *měrný odpor* (rezistivita)  $\rho$  určující možnosti většiny geoelektrických metod, zejména odporových a nízkofrekvenčních elektromagnetických. Měrný odpor libovolné látky určujeme jako odpor krychle o hraně 1m, kladený elektrickému proudu ve směru kolmém na stěnu krychle. Rozměr a jednotku elektrického měrného odporu  $\rho$  určíme ze známého vztahu mezi odporem vodiče R, jeho délkou l a příčným řezem s:

$$\rho = \frac{RS}{l}$$

- *Elektrická permitivita*  $\epsilon$  se uplatňuje pouze při měření vysokofrekvenčními elektromagnetickými metodami.
- *Polarizovatelnost*  $\alpha$  vyjadřuje schopnost hornin hromadit náboje na rozhraní kapalné a pevné fáze.

#### **2.4.5.4 Odporové vlastnosti hornin**

Měrné odpory jednotlivých typů hornin se mění v širokých intervalech, na co je nevyhnutelné přihlídnout při interpretaci výsledků geoelektrických měření (BODNÁR A KOL. IN VASS A ELEČKO, 1989).

Hornina, ruda	Měrný odpor $\rho$ ( $\Omega.m$ )
<b>Sedimentární horniny</b>	
Hlíny	$10^{-1}$ až $10^2$
jíly	$10$ až $10^3$
písky	$10^2$ až $10^4$
písky nasycené minerální vodou	$10^{-1}$ až $10$
pískovce	$10^2$ až $10^4$
vápence	$10^2$ až $10^4$
opuky	$10$ až $10^2$
slepence	$10$ až $10^4$
sádrovce	$10^4$ až $10^6$
<b>Magmatické a metamorfované horniny</b>	
žula, syenit	$10^2$ až $10^5$
diabas, čedič, gabro	$10^3$ až $10^5$
krystalické břidlice	$10^2$ až $10^4$
jílovité břidlice	$10$ až $10^3$
křemence	$10^3$ až $10^5$
mramory	$10^2$ až $10^5$
ruly	$10^2$ až $10^4$
<b>Rudy</b>	( $10^{-4}$ až $10^7$ )

**Tab. 1** Měrné odpory hornin a rud. Upraveno podle: (GRUNTORÁD A KAROUS IN MAREŠ, 1990).

Měrný elektrický odpor hornin je ovlivňován řadou přirozených geologických a hydrologických faktorů: mineralogickým složením, porózitou a stupněm nasycení hornin vodou, mineralizací vody zaplňující póry, strukturou a texturou hornin, teplotou a tlakem (GRUNTORÁD A KAROUS IN MAREŠ, 1990).

Vlhkou půdu můžeme považovat za polovodivý nehomogenní materiál, jehož vodivost vzrůstá (odpor klesá) se zvyšováním vlhkosti. Závislost elektrické vodivosti na vlhkosti můžeme vyjádřit vztahem:

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

kde **a**, **b** jsou empirické konstanty, w je vlhkost (KUTÍLEK A KOL., 1993).

## 2.4.6 SEISMICKÉ METODY

Při výzkumu mělkých partií zemské kůry pro účely inženýrské a ložiskové geologie a hydrologie se často užívají metody užití seismiky (seismický průzkum), při nichž jsou seismické vlny vyvolávány uměle (*SKOPEC IN MAREŠ, 1996*).

Uměle emitované seismické vlny procházejí geologickým prostředím, odrážejí se od seismických rozhraní a lámou se na nich a přinášejí informace o mělké stavbě,

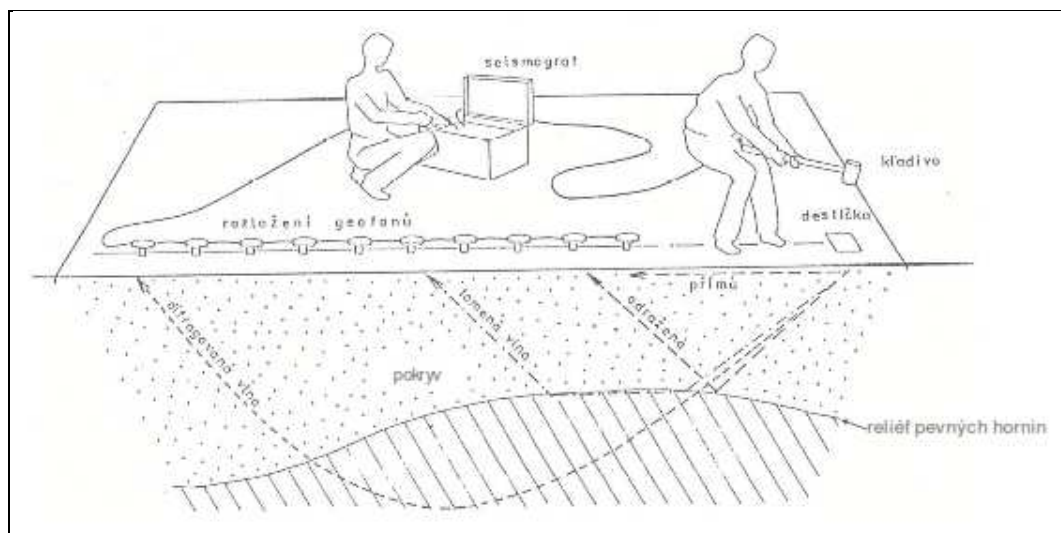
zvláště pak o reliéfu pevnějšího podloží s vyššími rychlostmi seismických vln přes km/s (*ŠILHÁNA PÁNEK, 2007*).

Hornina nebo prostředí	Rychlost $v_p$ (m.s <sup>-1</sup> )
Vzduch	310 až 360
rozvětralá půdní vrstva, štěrk, suchý písek	150 až 600
suchá jílovitá půdy	300 až 900
vlhký písek	600 až 1300
voda	1430 až 1590
pískovce, jílovce	1500 až 4500
vápenec, dolomit	2600 až 6500
anhydrit, kamenná sůl	4500 až 6000
metamorfované horniny	4000 až 6600
žula	4000 až 6000
gabro	6000 až 6500
peridotit	6500 až 7000

**Tab. 2** Rychlost šíření seismických vln. Zdroj: (*SKOPEC IN MAREŠ, 1990*).

Reflekční a refrakční seismika může být využita při definování hloubky nadložních hornin a hloubky úrovně podzemní vody, hloubky půdních a horninových vrstev a charakterizování jejich složení a fyzikálních vlastností (*GRUNTORÁD A KOL. IN SUKENÍK, 2007*).

Pro sledování stavu horninového masívu a jeho nadloží je u nás nejvíce využívána **mělká refrakční seismika (MRS)**, (Obr. 5). Doba příchodu seismických vln, lomených a odražených z hloubek, je registrována seismografem pomocí ekvidistantně rozložených geofonů, které převádí seismické vlnění na povrchu země na elektrické napětí (*KOLEKTIV AUTORŮ, 2010*).



**Obr. 7:** Princip refrakční seismické metody. Zdroj: (KOLEKTIV AUTORŮ, 2010)

Metoda refrakční nachází své nejčtenější uplatnění právě 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 (MACHÁČEK, 2002).

## 2.4.7 GEOFYZIKÁLNÍ MĚŘENÍ VE VRTECH (KAROTÁŽNÍ METODY)

Tímto termínem označujeme soubor geofyzikálních měření ve vrtech, které stanovují fyzikální vlastnosti hornin ve vrtném profilu a v jeho blízkém okolí (KOLEKTIV AUTORŮ, 2010).

KOBR (1969) popisuje hlubinný vrt následovně: „Je to otvor v kůře zemské, malého příčného průměru a velké délky, prováděný s povrchu za použití mechanizovaných pomůcek. Dno vrtu se nazývá čelbou a otvor, jímž ústí na povrch země, ústím vrtu.“

Geofyzikální měření ve vrtech je 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 měřícího systému s proměřovaným prostředím. Proto jsou měřené údaje velmi spolehlivé. Nepříznivě působí změny průměru vrtu, existence výplachu ve vrtu, apod., které se eliminují

v procesu interpretace nebo přímo při měření vhodným technickým či softwarovým systémem (*KOLEKTIV AUTORŮ, 2010*).

Jednotlivé karotážní metody jsou většinou odvozeny z povrchových geofyzikálních metod, mají tedy i společný fyzikální princip a teoretický základ (*MAREŠ IN MAREŠ, 1996*).

Některé metodiky vrtních variant byly používány dříve než varianty povrchové a jsou proto technicky dokonaleji propracovány; jsou i metody prováděné jen ve vrtech (*MACHÁČEK, 2002*).

GRUNTORÁD A KOL. IN SUKENÍK (2007) rozděluje většinu vrtních geofyzikálních technik do těchto kategorií:

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

## **2.4.7 ZVOLENÍ VHODNÉ GEOFYZIKÁLNÍ METODY**

Pro geofyzikální průzkumné práce je k dispozici rozsáhlý soubor metod, které využívají k diagnostice geotechnického prostředí fyzikálních polí, a to jak přirozených, tak uměle vyvolaných (*MACHÁČEK, 2002*).

Komplex geofyzikálních metod (výběr i počet) závisí především na tom, pro jakou etapu hydrogeologického průzkumu je chceme využít (*GRUNTORÁD A KOL. IN MAREŠ, 1990*).

Pro využití geofyzikálních metod, začleněných do integrálního hydrogeologického průzkumu platí tato obecná kritéria: (*MAREŠ (ED.), 1996; UPRAVENO AUTOREM*)

- 1) vhodné geofyzikální metody je třeba vybrat tak, aby hledané informace byly získány s minimálními náklady;
- 2) je nutno stanovit minimální počet parametrických měření ve zkoumané oblasti či region;



- 3) je nutno stanovit optimální hustotu měřičské sítě;
- 4) měřítkový efekt hraje významnou roli při volbě měřítka průzkumu (Lg), které by mělo být vždy úměrné měřítku horninové nehomogenity;
- 5) prostorový efekt v podstatě navazuje na předchozí měřítkový efekt;
- 6) interpretační možnosti použité metody.

#### 2.4.7.1 Nejpoužívanější metody v geomorfologii

Mimo ERT se v geomorfologickém výzkumu často používá několik dalších metod. (tab. 4) (ŠILHÁN A PÁNEK, 2007)

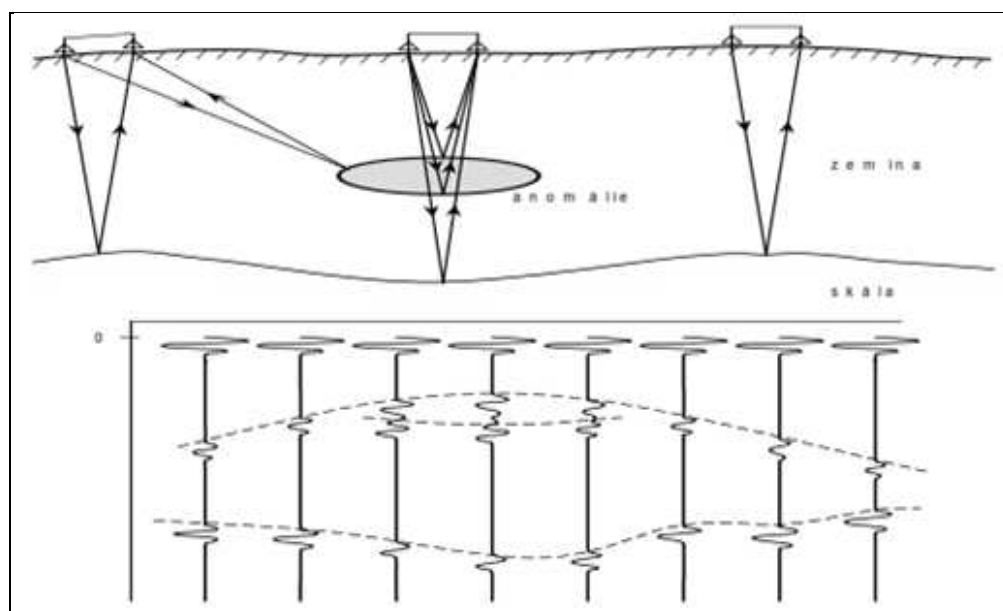
	GPR	ERT	seismika
osypy, suťové kužely	++ <sup>a</sup> /++ <sup>b</sup>	±/++	++/ ±
kamenná moře	+/+	±/0	+/0
náplavové kužely, nivy	+/++	+/+	++/ ±
koluvia	+/+0	+/0	±/--
sesuvy	--/ ±	+/++	±/ ±
kras	±	0	0
čočky permafrostu	+	++	±
mocnost činné vrstvy	±	++	++
přítomnost permafrostu	+	++	+
skalní ledovce	±/+	±/++	±
	±	+	--

**Tab. 3** Srovnání 3 v geomorfologii nejběžnějších geofyzikálních metod, (a - hloubka formy, b – vnitřní struktura formy, ++ velmi vhodné, + vhodné, +- může být použito, -- nevhodné), Zdroj: upraveno podle (SCHROTT AND SASS IN ŠILHÁN A PÁNEK, 2007).

Každá z metod se vyznačuje specifickými vlastnostmi při výzkumu podloží. Komparativní porovnání těchto metod (SCHROTT A SASS IN ŠILHÁN A PÁNEK, 2007) umožnilo posoudit jejich vhodnost při použití v různých prostředích. Metoda ERT z tohoto srovnání vychází jako nejvhodnější pro určení jak absolutní hloubky formy, tak její vnitřní struktury u většiny zkoumaných prostředí (Tab. 4) (ŠILHÁN A PÁNEK, 2007).

Při užití geofyzikálních metod v geomorfologii je však velice vhodné použít na jednu problematiku metod několik a výsledky vzájemně porovnat a případně kombinovat. Metoda ERT se tak často porovnává s GPR (LAZZARI ET AL. IN ŠILHÁN A PÁNEK, 2007).

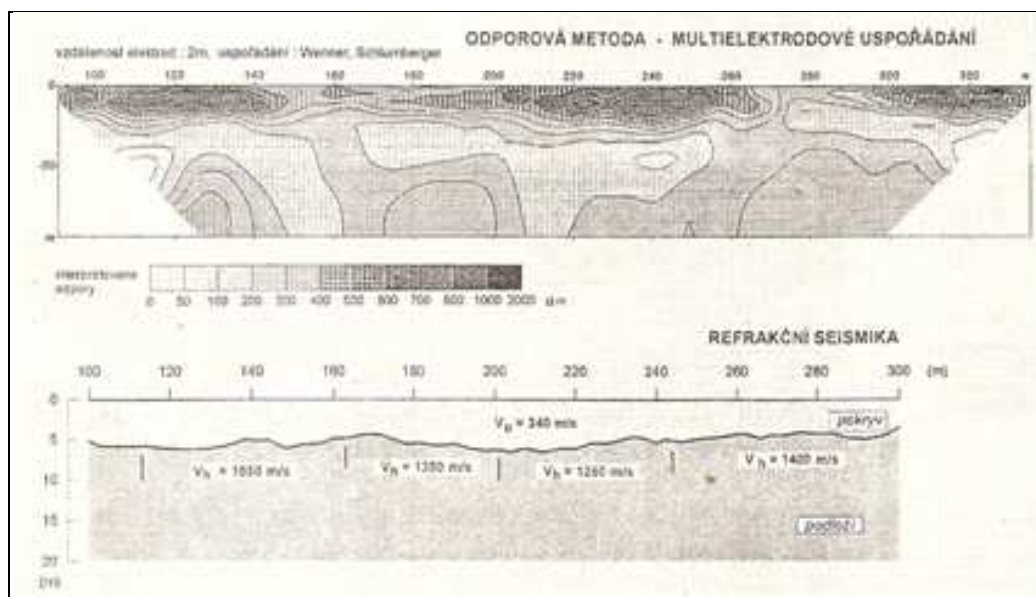
## Funkční schéma metody GRP



**Obr. 8** Funkční schéma metody GPR (zemní radar). Zdroj: (KOLEKTIV AUTORŮ, 2010).

Maximální hloubka průniku při optimálních podmínkách je cca 25m (GRUNTORÁD A KOL. IN SUKENÍK, 2007).

## Srovnání použití ERT a mělké refrakční seismiky



**Obr. 9** Sledování mocnosti a charakteru pokryvu mělkou refrakční seismikou. Zdroj: (MAREŠ (ED.), 1996).

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, 2007). 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.

Na druhou stranu však jejich 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 vhodnou kombinací metod – racionální komplex metod (*GRUNTORÁD A KOL. IN SUKENÍK, 2007*).

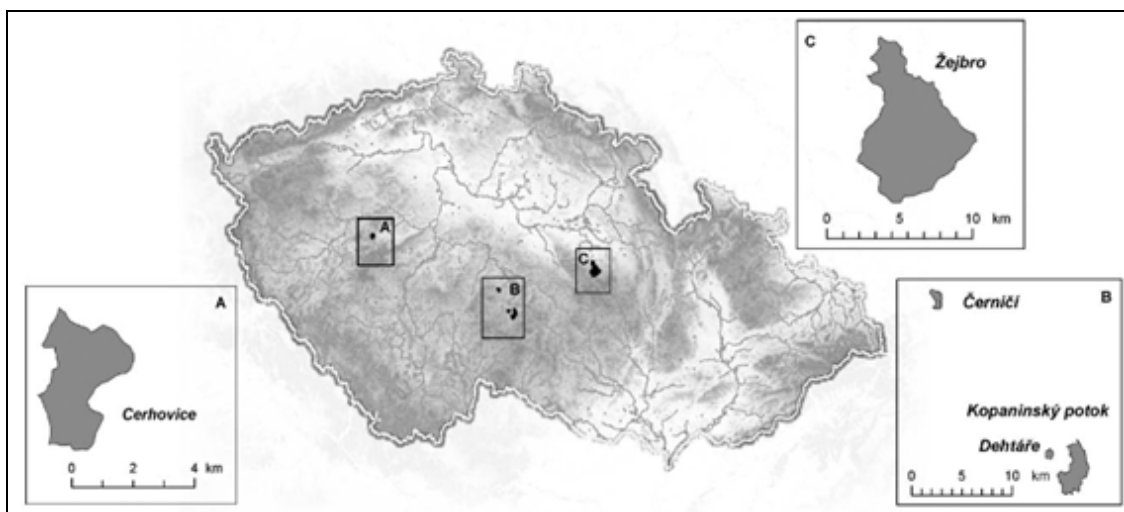
## 3 MATERIÁL A METODY

### 3.1 MATERIÁL

#### 3.1.1 POVODÍ KOPANISKÉHO TOKU

Pokusné plochy v povodí Kopaninského toku byly založeny v r. 1985, původně pro výzkum regulační drenáže na lučních stanovištích. Povodí se nachází

mezi Humpolcem a Pelhřimovem. od r. 1992 je zde systematicky sledována jakost vody nejen v hlavním toku, ale také na cca 17 přítocích (potocích, drenážích a pramenech) (DOLEŽAL A KOL., 2006).



**Obr. 10** Lokalizace hlavních experimentálních povodí VÚMOP Praha. Zdroj: (DOLEŽAL A KOL., 2006).

Podle DEMKA (1987) patří povodí z hlediska geomorfologického do oblasti Českomoravské vrchoviny, celku Křemešnické vrchoviny, podcelku Želivské pahorkatiny a Humpolecké vrchoviny, na rozhraní okrsků Košetické a Vyskytenské pahorkatiny. Více charakteristik povodí Kopaninského toku je uvedeno v (Tab. 6).

Jméno povodí	Kopaninský tok
Hydrografická příslušnost – hydrologické číslo	1-09-02-031
Pořadí vodních toků podle hydrografického řádu	Jankovský potok (V), Želivka (IV), Sázava (III), Vltava (II), Labe (I)
Prům. zem. šířka – délka	49° 28' N - 15° 17' E
Výšky [m n. m.] min – max (průměrné)	467 - 578 (523)

<b>Plocha [km<sup>2</sup>]</b>	6,69
<b>% orné půdy</b>	52 %
<b>% travních porostů</b>	14%
<b>% lesů</b>	30%
<b>% systematické drenáže</b>	10%
<b>Srážkový úhrn roční (roční prům. [mm])</b>	665
<b>Prům. roční teplota vzduchu [°C]</b>	7,0
<b>Geologické poměry</b>	Přeměněné horniny (zejména pararuly), v jižní části granitoidy moldaubiského plutonu
<b>Typické půdní poměry</b>	Hnědé půdy a jejich slabě oglejené formy, hnědé půdy oglejené

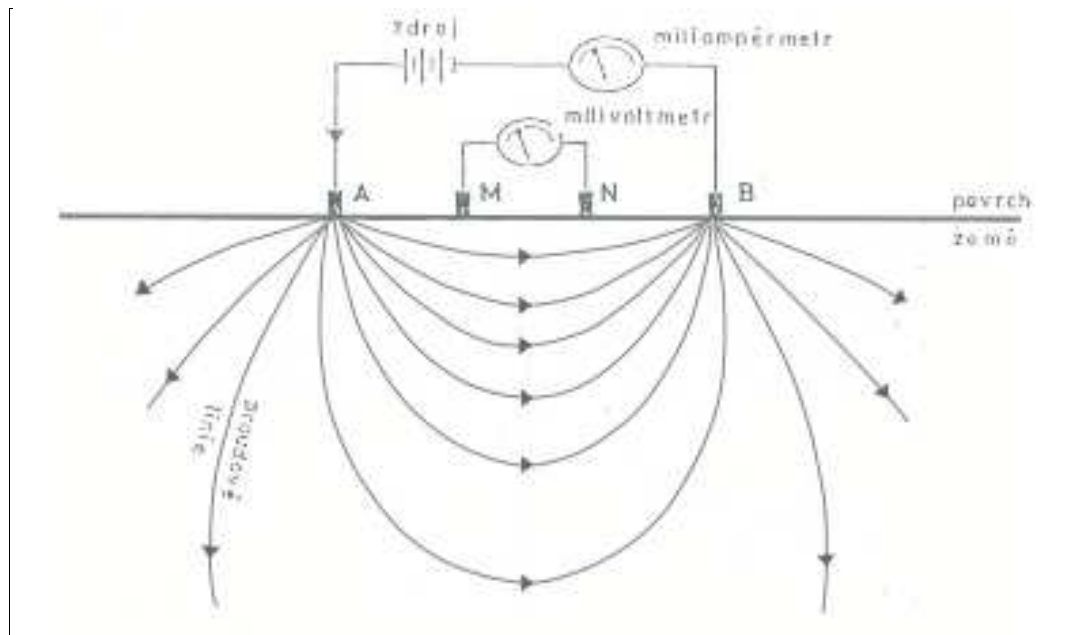
**Tabulka 4** Základní charakteristiky povodí Kopaniského toku. Zdroj: Zdroj: (DOLEŽAL A KOL., 2006); upraveno podle: (<http://www.hydromeliorace.cz/povodi/>).

## 3.2 METODY

### 3.2.1 ELEKTRICKÁ ODPOROVÁ TOMOGRAFIE (ERT)

Elektrická odporová tomografie (dále ERT) je dvourozměrná geofyzikální technika mělkého podpovrchového průzkumu podloží s vysokým stupněm rozlišení (WARD IN TÁBOŘÍK A PÁNEK, 2010).

Princip měření (Obr. 12) je založen na aplikaci elektrického proudu (stejnoseměrného) do podloží mezi dvěma elektrodami. Elektrický odpor, který klade podloží vůči procházejícímu proudu pak následně měří další dvě elektrody umístěné mezi elektrodami, které tento proud vysílají.



**Obr. 11** Princip odporových metod (A, B - proudové elektrody, M, N - měřicí elektrody)

Zdroj: (KOLEKTIV AUTORŮ, 2010).

Měrný odpor hornin se zjišťuje tzv. odporovými metodami: do země se uzemněnými 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. Podle Ohmova zákona se pak určí odpor hornin  $\rho$  v okolí měřicího systému ze vztahu  $\rho = k \cdot U/I$ . Konstanta  $k$  je závislá na vzdálenostech jednotlivých elektrod (KOLEKTIV AUTORŮ, 2010).

Naměřená data jsou uváděna ve formě “pseudosekcí”, které představují předpokládané rozpětí odporů pod zemským povrchem. ERT měření je uskutečňováno za použití více-elektrodového kabelu. Nastavení elektrod pro různé konfigurace měření je řízeno systémem ARES, který sdružuje ohmmetr, přepínací jednotku a počítač (GRIFFITHS AND BARKER IN TÁBOŘÍK A PÁNEK, 2010).

## 4 MĚŘENÍ V TERÉNU

### 4.1 POSTUP TERÉNNÍHO GEOFYZIKÁLNÍHO MĚŘENÍ

Elektrická odporová (resistivní) tomografie (ERT) byla prováděna automatickým geoelektrickým přístrojem ARES, v kombinaci s tzv. inteligentními elektrodami.

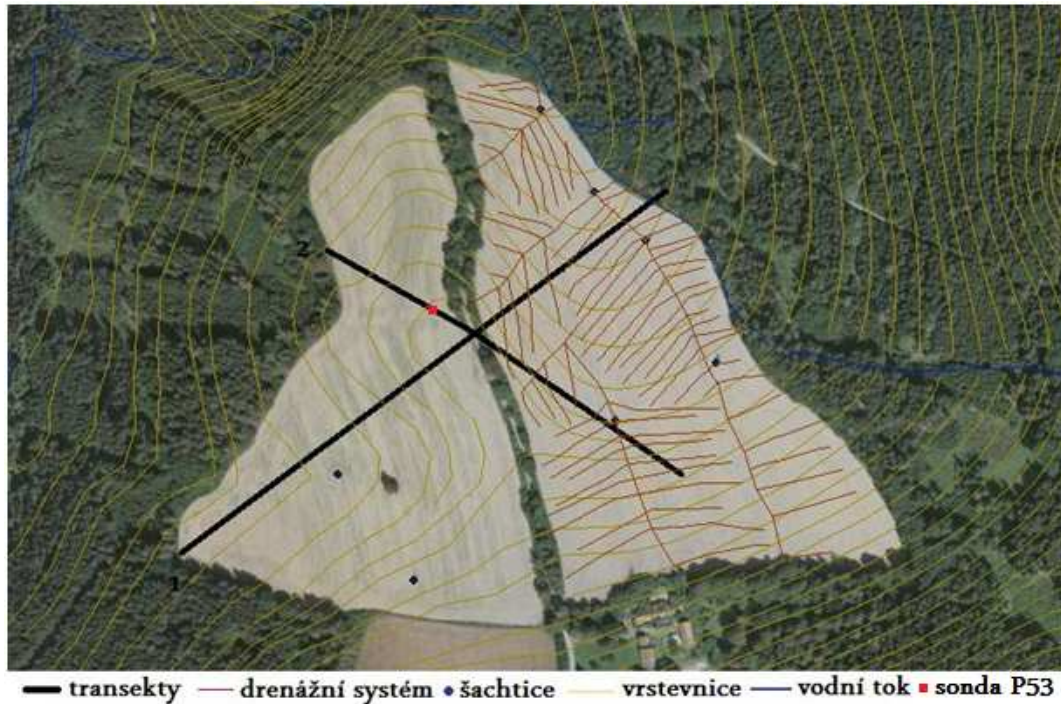
*ARES představuje dobře vybavenou aparaturu pro měření a zobrazení měrného odporu a IP. Snadná obsluha v terénu (bez PC), napájení z 12 v akumulátoru nebo z generátoru, bohatá podpora standardních a speciálních konfigurací elektrod a kompatibilita s rozšířenými druhy interpretačního softwaru z ní činí užitečný a cenově efektivní prostředek pro geofyzikální pracovní skupiny a výzkumné týmy.*

Terénní měření ERT se provádí 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 a umístění elektrod. Ty jsou připevněny k ocelovým sondám, které zprostředkovávají kontakt se zkoumaným povrchem (CÍSLEROVÁ A KOL., 2006).

Z obecně používaných konfigurací elektrod se využívají zejména tři nejběžněji aplikované metody, a sice Wenner (ve variantě Alpha), Wenner - Schlumberger a Dipole-Dipole (LOKE, 2004).

Pro naše potřeby byla použita metoda s uspořádáním elektrod **Wenner-Schlumberger**, která je jakýmsi kompromisem mezi Wenner a Dipole-Dipole. Přináší sice vyšší citlivost na EPR (měrný elektrický odpor), nicméně nabízí kompromis v zobrazení horizontálních i vertikálních struktur, 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).

Celkem byly napříč zájmovou plochou sondovány 2 transekty (Obr. 11).

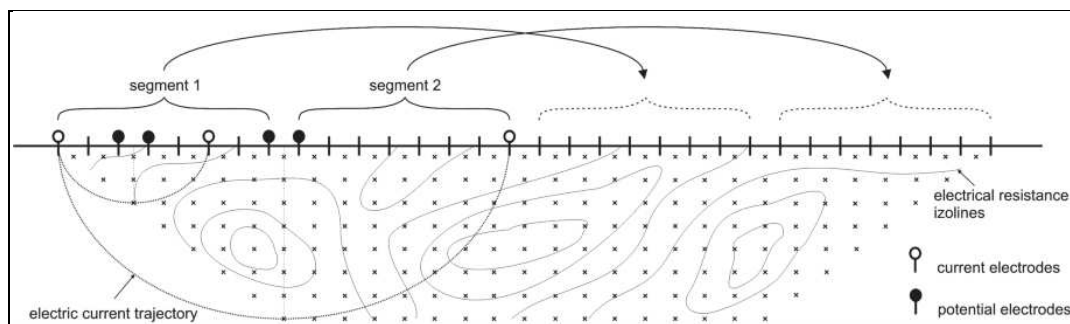


**Obr. 12** Zájmové území - experimentální povodí na Českomoravské vrchovině, Kopaninský potok. Zdroj: (<http://mapy.cz/>; upraveno autorem)

**4.1.1 TRANSEKT 1** měřený 4. 5. 2011 o celkové délce 558 metrů byl rozdělen na jednotlivé sekce (sestavy, segmenty), které byly v částečných překryvech. na (Obr. 13) je znázorněno orientační schéma konfigurace jednotlivých segmentů s uspořádáním elektrod Schlumberger (v terénu použito uspořádání Wenner-Schlumberger, ale princip je praktický stejný). Každá elektrodová sekce obsahovala vodící elektrody instalované do půdního pokryvu v rozponu po 2m. k měření bylo k dispozici celkem 7 multielektrodových kabelů. Vzhledem k délce transektu musely být tedy jednotlivé sekce postupně posouvány, aby pokryly celou délku transektu. Překryv sekcí má za úkol eliminaci omezení metody vertikálního elektrického sondování, kde s narůstající hloubkou lze stanovit menší množství hodnot zdánlivé elektrické rezistivity. Při posunech se vždy ponechali čtyři segmenty, ke kterým se připojila řídicí jednotka ARES (Obr. 14) a zbylé tři segmenty se posunuli (opět v rozponu elektrod po dvou metrech) dopředu. Celý postup se opakoval.

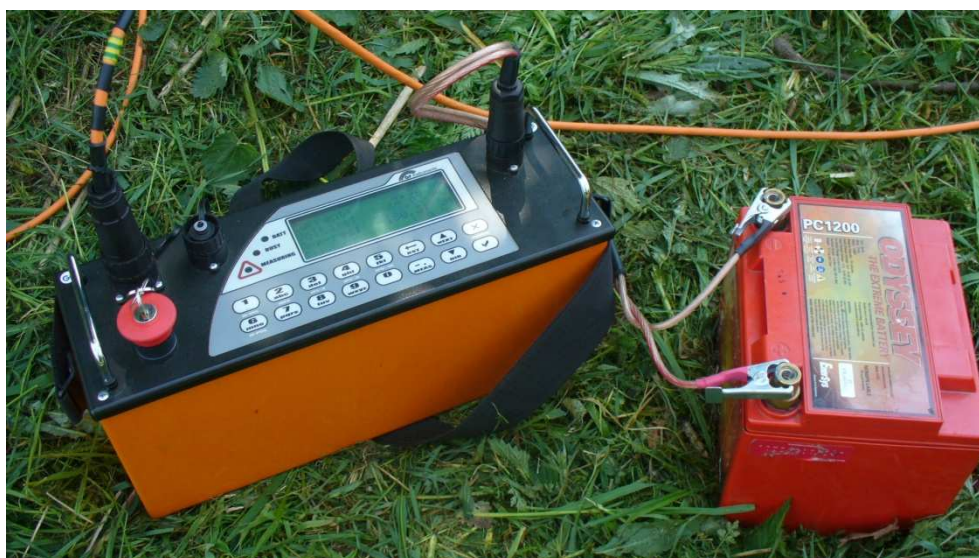
Terén a dostatečná půdní vláha (dostatečná vodivost) umožňovali dobrý průběh měření. Výjimkou bylo vynechání jedné elektrody v místě asfaltové komunikace. Tato elektroda byla v nastavení řídicí jednotky ARES vynechána a na vykreslení profilu v RES2DINV tak neměla vliv.





**Obr. 13** Schéma konfigurace segmentů s uspořádáním elektrod Schlumberger. Zdroj: (PÁNEK, HRADECKÝ, ŠILHÁN, 2008).

**4.1.2 TRANSEKT 2** byl měřený 20. 5. 2011. Jeho délka je 430 m. Postup měření se shodoval s prvním transektem.



**Obr. 14** Řídící jednotka ARES s částí multielektrodového kabelu a dobíjecí baterií. Zdroj: vlastní fotografie.

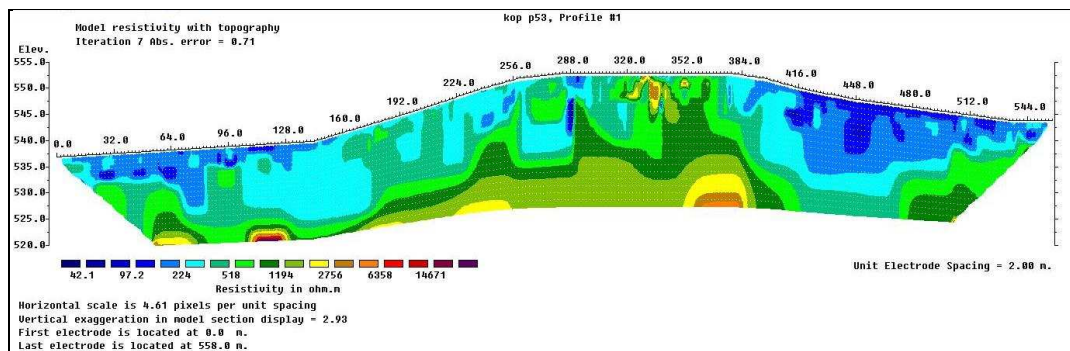
### 4.3 VYKRESLENÍ TRANSEKTŮ V PROGRAMU RES2DINV

K vyhodnocení naměřených hodnot (zdánlivých měrných odporů) z geofyzikálního měření po převedení z měřicího přístroje do počítače bylo použito metody inverzního matematického modelování s opravou na reliéf terénu programem RES2DINV - listopad, 2011; ČVUT Praha.

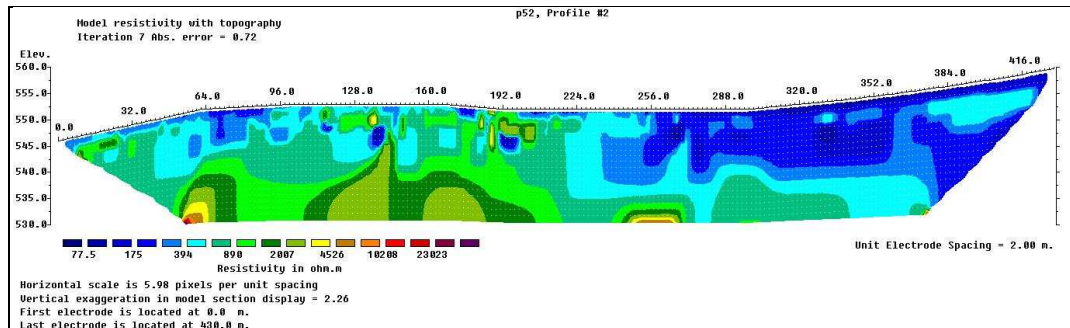
Proces pracuje s inverzí dat z jednotlivých „pseudosekcí“ za použití zhlazení pomocí metody nejmenších čtverců. Tímto algoritmem je podpovrchová zóna rozdělena na pravoúhlé bloky o konstantním měrném elektrickém odporu. Měrný elektrický odpor každého bloku je následně vyhodnocen minimalizací rozdílu 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 IN TÁBOŘÍK A PÁNEK, 2010; LOKE, 2004*).

Výsledky odporové tomografie jsou prezentovány ve formě odporových řezů (Obr. 15; 16). Jejich základem je mapa izolinií měrných odporů, která odpovídá vypočtenému odporovému modelu prostředí.



**Obr. 15** Odporový řez transektu 1, vykreslený v programu RES2DINV.



**Obr. 16** Odporový řez transektu 2, vykreslený v programu RES2DINV.

## 5 VÝSLEDKY A DISKUZE

### 5.1 VYHODNOCENÍ VÝSLEDKŮ MĚŘENÍ

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 a struktuře a jejich případném zvodnění (CÍSLEROVÁ A KOL., 2006).

**5.1.1 PROFIL 1:** (Obr. 15) Staničení začíná od nuly (u lesa), poslední elektroda byla zaznamenána na 558 metrech (za potokem). Oblast s vyšší rezistivitou (okolo 330m) by měla odpovídat asfaltové komunikaci a profilu pod ní. Druhý svah směrem k potoku je evidentně elektricky vodivější (asi tedy vlhčí a pravděpodobně i hlubší). Podloží je v oblasti, kde začíná „zelená barva“ s rezistivitou nad 800 ohmů. Hodnoty pro hloubky vyšší než cca 19 m by měli být brány s rezervou.

**5.1.2 PROFIL 2:** (Obr. 16) Staničení začíná od nuly (u lesa), končí poslední elektrodou na 430 metrech (pole). První svah by se dal porovnat s prvním svahem Profilu 1, vzdálenost transektů od sebe nebyla tolik markantní. Oblast s vyšší rezistivitou (okolo 190 m) by se opět měla shodovat s komunikací. Bodová oblast s výrazně vyšší rezistivitou (okolo 135m) může být chybou měření. Výrazně odlišný je pak druhý svah, který má vodivost značně vyšší. Může to být dáno faktem, že měření bylo dokončováno za mírného deště. Ovlivnění této události na nižší rezistivitu svahu se nejspíš zcela vyloučit nedá. Pravděpodobnější je ale větší hloubka nebo přirozené vyšší zvodnění.

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

## 5.2 VÝSLEDKY Z GEOLOGICKÉ SONDY - VRT V-53

kóta terénu ..... m n. m.

0,00-0,25 m - hlína humózní písčitá, 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

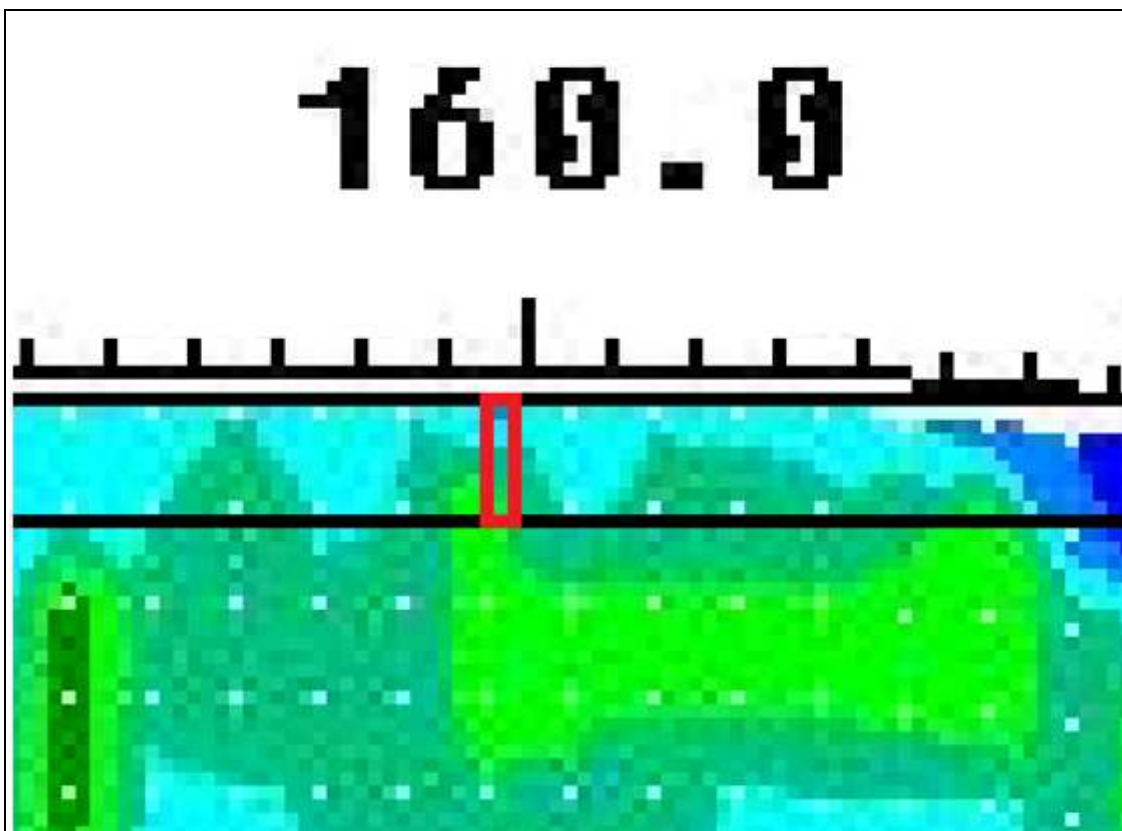
1,70-2,50 m - pararula biotitická, silně zvětralá, rozpukaná 40-70 mm,  
hnědá, světle rezavě zbarvená

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

## 5.3 POROVNÁNÍ VÝSLEDKŮ VRTU V-53 S ERT




Obr. 17 Vertikální profil geologické sondy V-53 (označena červeně).


### 5.3.1 PODLE BAREVNOSTNÍ ŠKÁLY

 (0,00-0,25 m) **hlína humózní písčitá**, tmavě šedohnědá, světle rezavě skvrnitá

 (0,25-1,00 m) **písek hlinitý s úlomky hornin** vel. 40-60 mm, slídnatý, tmavě hnědý

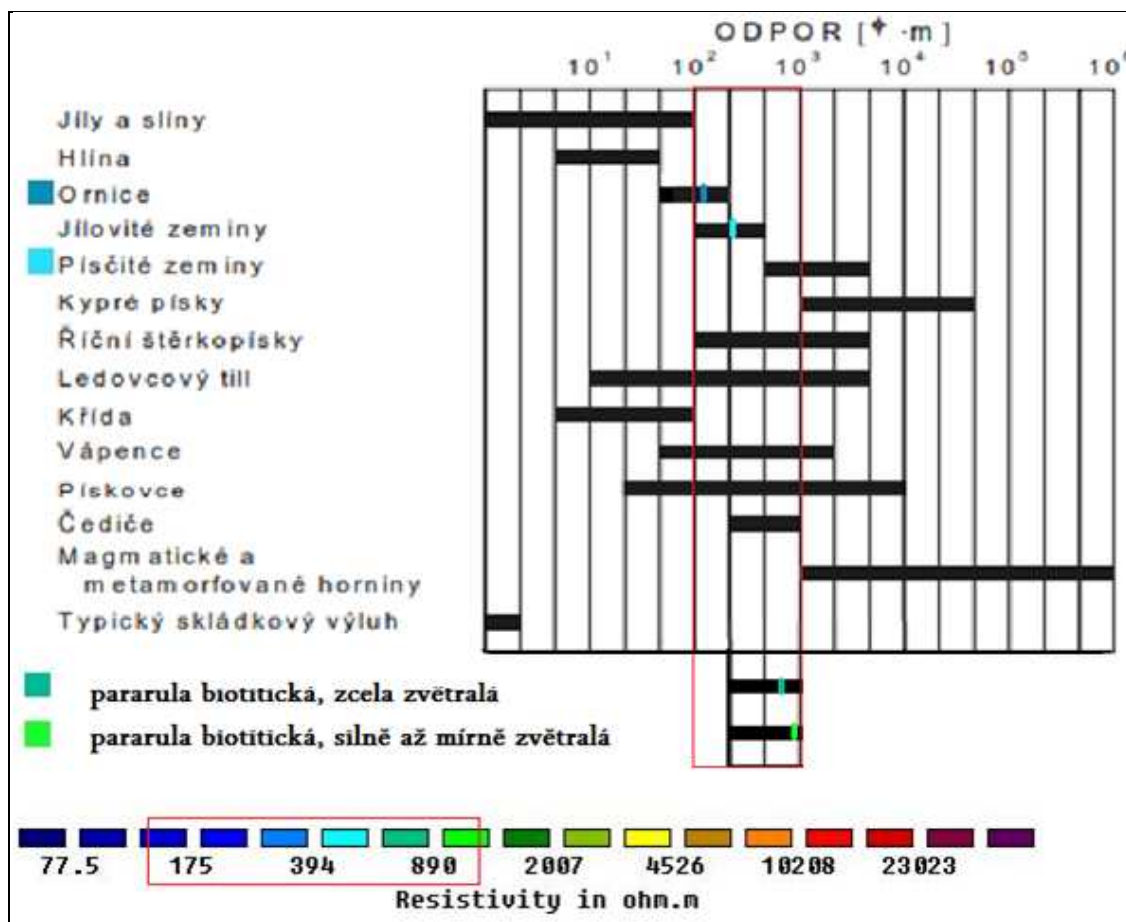
**pararula biotitická rozložená až zcela zvětralá v písek slabě hlinitý** s lamatelnými úlomky horniny vel. 10-40 mm, slídnatý, tmavě hnědošedá, světle rezavá

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

 (1,70-3,00 m) **pararula biotitická, silně zvětralá**, rozpukaná 40-70 mm, hnědá, světle rezavě zbarvená pararula biotitická, **silně až mírně zvětralá**, rozpukaná 60-100 mm, světle hnědá, světle rezavě zbarvená

### 5.3.2 PODLE HODNOT MĚRNÝCH ODPORŮ

Sondě V-53 by podle barevné škály měli odpovídat hodnoty resistivity od cca 100 do 1000 ( $\Omega$ ). (obr. 15)



**Obr. 18** Charakteristický rozsah hodnot odporů různých hornin (spodní hranice odporu je za mokra, horní za sucha).

Všem vrstvám v porovnání podle barevnostní škály přibližně připadají tyto hodnoty:

- hlína humózní písčitá: cca 300  $\Omega$
- písek hlinitý, pararula biotitická rozložená až zcela zvětralá v písek slabě hlinitý: cca 380  $\Omega$
- pararula biotitická, zcela zvětralá: cca 750  $\Omega$
- pararula biotitická, silně až mírně zvětralá: cca 950  $\Omega$

a shodují se s rozmezím podle tabulky hodnot měrných odporů různých hornin.

## 6 ZÁVĚR

Aplikovaná metoda ERT se ukázala jako vhodný nástroj pro studium hloubky nepropustného podloží (vnitřních geologických struktur). Její výhody lze sledovat zejména v rychlosti provedení terénního průzkumu (vzhledem k ostatním geofyzikálním metodám), rychlé vizualizaci naměřených dat, a pokud se jedná o vysoce kontrastní prostředí, tak také relativně úspěšnou interpretaci záznamu.

Odporové metody jako celek jsou vhodné i pro odlišení jílového a písčitého kvartéru. Pro interpretaci přesných odporů půdních vrstev se však tato metoda ukázala jako podstatně méně přesná, jedná se spíše o odhad v určitém rozmezí přesných hodnot (při použitím rozponu elektrod dvou metrů). Při aplikaci více elektrod na menší metráž by byla interpretace pravděpodobně přesnější i snadnější.

I vzhledem k tomu, že dosud nebyla geofyzikální interpretace hlubších vrstev ověřena pomocí sond, lze interpretované mocnosti vrstev rozdílných měrných odporů posuzovat pouze kvalitativně. Pro upřesnění zjištěných výsledků této práce i jí podobných se tedy doporučuje použití i jiné GF metody, případně ověření situace provedením vrtů a výsledky porovnat.

## 7 SEZNAM LITERATURY

1. BENEŠ, V.: *Geofyzikální průzkum nad dolem Jeroným*. Technická zpráva projektu GEMOSS, G IMPULS Praha s.r.o., Praha, 2011, 10 s. Dostupné z: [http://www.caag.cz/egrse/2011-1/clanek\\_05.pdf](http://www.caag.cz/egrse/2011-1/clanek_05.pdf)
2. BLECHA, V. DOHNAL, J., JÁNĚ. Z., KNĚZ, J., VILHELM, J., ZIMA, L.: *Geofyzikální průzkum pro archeologické účely na lokalitě Hrádek (katastrální území Libomyšl)*. Zpráva, Oddělení užití geofyziky PřF UK Praha, Praha, 2006, 8 s. Dostupné z: <http://www.volny.cz/libomysl/zprava.pdf>
3. BLECHA, V., KALENDA, P.: *Gravimetrický průzkum Holštejnské jeskyně v Moravském krasu*. 2003, s. 128 – 130. In: *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2003*. ISBN 80-7075-617-9. Dostupné z: <http://www.geology.cz/zpravy/obsah/2003/zpravy-o-vyzkumech-2003-str-128-130.pdf>
4. BLECHA, V.: *Gravimetrie*. In: MAREŠ, S. (ed.): *Geofyzikální metody v ochraně a tvorbě životního prostředí*. Vysoká škola báňská - Technická univerzita Ostrava, Praha, 1996, 139 s. ISBN 80-7078-365-6.
5. BODNÁR, J., FILO, M., HUSÁK, L., MÁJOVSKÝ, J.: *Geofyzikálne merenia a ich interpretacia*. In: VASS, D., ELEČKO, M.: *Geológia Rimavskej kotliny*. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1989, 160 s.
6. CÍSLEROVÁ, M., ŠANDA, M., ZUMR, D., JELÍNKOVÁ, V., HAVLICE, M., VACEK, J.: *Terénní průzkum v Karlíně*. In: *Udržitelná výstavba 2*. ČVUT v Praze, Fakulta stavební, Praha, 2006, s. 177-186. ISBN 80-01-03605-7.
7. ČÍŽEK, P.: *Využití proutkařské metody v geologické praxi*. 10. Hydrologická konference, Stráž pod Ralskem, 1998, s. 115-118. Dostupné z: [http://www.geolog.cz/odborne\\_clanky/Cizek\\_Proutek\\_v\\_praxi.pdf](http://www.geolog.cz/odborne_clanky/Cizek_Proutek_v_praxi.pdf)
8. DEMEK, J.: *Zeměpisný lexikon ČSR, Hory a nížiny*. Academia, Praha, 1987, 584 s.
9. DOLEŽAL, F., KULHAVÝ, Z., KVÍTEK, T., SOUKUP, M., ČMELÍK, M., NOÁK, P., PETERKOVÁ, J., PILNÁ, E., PRAŽÁK, P., TIPPL, M.,



- UHLÍŘOVÁ, J., ZAVADIL, J.: *Hydrologický výzkum v malých zemědělských povodích*. J. Hydrol. Hydromech., 54, 2006, s. 217-229.
10. DOOLITTLE, J. A., COLLINS, M. E.: *Use of soil information to determinate application of ground penetrating radar*. Jour. of Appl. Geophys, 33., 1995, s. 101 - 108. In: ZIMA, L.: *Ochrana půd*: In: MAREŠ, S. (ed.): *Geofyzikální metody v ochraně a tvorbě životního prostředí*. Vysoká škola báňská - Technická univerzita Ostrava, Praha, 1996, 139 s. ISBN 80-7078-365-6.
11. GREŠL, M., KALENDA, P., HAVLÍN, A., DURAS, R.: *Geofyzikální mapování metodou velmi dlouhých vln a vrtný průzkum v okolí Hranické propasti (Hranický kras)*. Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2006, Brno, 2007, 3 s.
12. GRIFFITHS D. H., BARKER R. D.: *Two dimensional resistivity paging and modelling in area of komplex geology*. Journal of Applied Geophysics, Vol. 29, 1993, p. 211-226. In: TÁBOŘÍK, P., PÁNEK, T.: *Electrical resistivity tomography in the reserch of the mountain reliéf: case studies from the flysh Carpathians*. In: Sborník příspěvků z XXII. sjezdu České geografické společnosti pořádaného Ostarvskou univerzitou v Ostravě 31. srpna – 3. září 2010. Ostravská univerzita v Ostravě, Ostrava, 2010, 8 s. ISBN 978-80-7368-903-2.
13. GRMELA, A.: *Geologická tělesa, geometrizace jejich vnějšího tvaru a vnitřní stavby*. In: KUMPERA, O., FOLDYNA, J., ZORKOVSKÝ, V.: *Všeobecná geologie*. STNL, 1988, 520 s.
14. GRUNTORÁD, J. a kol.: *Principy metod užití geofyziky*, STNL/ALFA, 1985. In: SUKENÍK, Š.: *Hodnotenie vplyvu zmeny geotechnických vlastností hornín na seizmické účinky při TP v podzemných dielach*. Juniorstav – sborník anotací, 1. vyd., Brno, 2007, 9 s. Dostupné z: [http://www.fce.vutbr.cz/veda/JUNIORSTAV2007/pdf/Sekce\\_2.6/Sukenik\\_Stefan\\_CL.pdf](http://www.fce.vutbr.cz/veda/JUNIORSTAV2007/pdf/Sekce_2.6/Sukenik_Stefan_CL.pdf)
15. GRUNTORÁD, J., HRÁCH, S., MAREŠ, S., SKOPEC, J.: *Komplexní použití geofyzikálních metod*. In: MAREŠ, S. a kol.: *Úvod do užití geofyziky*. 2. přeprac. vyd. Nakladatelství technické literatury, n. p., 1990, 677 s. ISBN 80-03-00427-6.

16. GRUNTORÁD, J., KAROUS, M.: *Geoelektrické metody*. In: MAREŠ, S. a kol.: *Úvod do užití geofyziky*. 2. přeprac. vyd. Nakladatelství technické literatury, n. p., 1990, 677 s. ISBN 80-03-00427-6.
17. HEJNÁK, J.: *Geologické podklady pro krajinotvorné programy*. Ministerstvo životního prostředí, 2004, 148 s. ISBN 80-7212-321-1.
18. HRÁCH, S.: *Gravimetrické metody*. In: MAREŠ, S. a kol.: *Úvod do užití geofyziky*. 2. přeprac. vyd. Nakladatelství technické literatury, n. p., 1990, 677 s. ISBN 80-03-00427-6.
19. HRAŠKO, J., BEDRNA, Z.: *Aplikované pôdoznanectvo*. Vadnie prvé, Príroda, vydavateľstvo kníh a časopisov, n. p., Bratislava, 1988, 474 s.
20. HRUTKA, M., SPĚŠNÝ, M.: *Příklady použití dipólového elektromagnetického profilování*. Exploration Geophysics, Remote Sensing and Environment, XVIII. 3, 2011, s. 43-52. ISSN 1803-1447. Dostupné z: <http://www.caag.cz/egrse/2011-3/egrse2011-3-prebal.pdf>
21. CHLUPÁČ, I.: *Historická geologie*. In: KACHLÍK, V., CHLUPÁČ, I.: *Základy geologie*. Karolinum Praha, Praha, 1996, 342 s. ISBN 80-7184-200-1.
22. JANDORA, J., STARA, V., STARÝ, M.: *Hydraulika a hydrologie*. 2. vyd., CERM, Brno, 2011, 186 s. ISBN 978-80-7204-739-0.
23. KACHLÍK, V., CHLUPÁČ, I.: *Základy geologie*. Karolinum Praha, Praha, 1996, 342 s. ISBN 80-7184-200-1.
24. KAPLIČKA, A., PETROVSKÝ, E.: *Magnetic properties of Soils- Antropogenic and Enviromental Aspects*. In: GYÖRGY FÜLEKY (ed.): *Soils and Archeology 2003*. BAR International Series 1163, 2001, s. 1-3. In: HUŠTÁK P., MAJER A.: *Užití geofyzikálních a geochemických metod při interpretaci zánikových horizontů*. Pueblo-archeologická společnost, o.p.s., 2010, 31 s. In: Boháčová, I., Šmolíková, M.: *Praha archeologická*, 2012 (v tisku).
25. KAROUS, M., VOREL, J.: *Geologický, geotechnický a geofyzikální průzkum projektovaných tras kolektorů pod dnem řeky*. SOVAK Časopis odboru vodovodů a kanalizací, roč. 15, č. 9, 2006, s. 2-4/31. Dostupné z: [http://www.sovak.cz/sites/File/casopis\\_cela\\_cisla\\_2006/sovak0906.pdf](http://www.sovak.cz/sites/File/casopis_cela_cisla_2006/sovak0906.pdf)
26. KLIMO, E.: *Lesnická pedologie*. 1., dotisk vyd., Mendelova zemědělská a lesnická univerzita, Brno, 1996, 256 s. ISBN 80-7157-007-9.

27. KOBR, M.: *Geofyzikální měření ve vrtech – I. Základní metody elektrické karotáže*. 1. vyd., Univerzita Karlova v Praze, Praha, 1969, 146 s.
28. KOLEKTIV AUTORŮ: *Aplikace geofyzikálních metod při ochraně vodních zdrojů*. Metodická příručka MŽP. Ministerstvo životního prostředí České republiky, Praha, 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/$FILE/OES-Vyuz_GFM_pri_OVZ-20101228.pdf)
29. KOLEKTIV AUTORŮ: *Možnosti použití geofyzikálních metod při ověřování nejasných strukturně geologických, popř. jiných vztahů na lokalitách při průzkumu a nápravě starých ekologických zátěží*. PLANETA '99, ročník VII, číslo 1/99, září 1999, 39 s. ISSN 1210-4124.
30. KOLEKTIV AUTORŮ: *Základní principy hydrogeologie*. Příručka pro státní správu v procesu starých ekologických zátěží a managementu kontaminovaných míst. Ministerstvo životního prostředí České republiky, Praha, 2010. 37 s. Dostupné z: [http://www.mzp.cz/C1257458002F0DC7/cz/metodiky\\_ekologicke\\_zateze/\\$FILE/OES-Hg\\_prirucka\\_TT-20100801.pdf](http://www.mzp.cz/C1257458002F0DC7/cz/metodiky_ekologicke_zateze/$FILE/OES-Hg_prirucka_TT-20100801.pdf)
31. KUKAL, Z.: *Rychlost geologických procesů*. ČSAV, Praha, 1983, 280 s.
32. KUMPERA, O., FOLDYNA, J., ZORKOVSKÝ, V.: *Všeobecná geologie*. STNL, 1988, 520 s.
33. KUTÍLEK, M., KURÁŽ, V., CÍSLEROVÁ, M.: *Hydropedologie 10*, ČVUT, Praha, 1993, 176 s. ISBN 80-01-02237-4.
34. LAZZARI, M. GERALDI, E. LAPENNA, A.: *Natural hazards vs human impal: an integrated methodological approach in geomorphological risk assessment on the Tursi historici site, Southern Italy. Contribution of Ground Penetrating Radar and Electrical Resistivity*. Landslides, 3, 2006, s. 275-287. In: ŠILHÁN, K., PÁNEK, T.: *Využití elektrické odporové tomografie (ERT) v geomorfologii*. Miscellanea Geographica, Vol. 13, 2007, s. 53-58.
35. LINKEŠ, V.: *Recentný pôdný pokryv*. In: VASS, D., ELEČKO, M.: *Geológia Rimavskej kotliny*. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1989, 160 s.
36. LOKE, M. H.: *Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys*. Copyright (1996-2004), July 2004, 124 s.

37. MACHÁČEK, J.: *Geofyzikální průzkumné metody*. 2002, 21 s.
38. MAREK, F.: *Magnetometrické metody*. In: MAREŠ, S. a kol.: *Úvod do užití geofyziky*. 2. přeprac. vyd. Nakladatelství technické literatury, n. p., 1990, 677 s. ISBN 80-03-00427-6.
39. MAREK, F.: *Magnetometrie*. In: MAREŠ, S. (ed.): *Geofyzikální metody v ochraně a tvorbě životního prostředí*. Vysoká škola báňská – Technická univerzita Ostrava, Praha, 1996, 139 s. ISBN 80-7078-365-6.
40. MAREŠ, S. (ed.): *Geofyzikální metody v ochraně a tvorbě životního prostředí*. Vysoká škola báňská – Technická univerzita Ostrava, Praha, 1996, 139 s. ISBN 80-7078-365-6.
41. MAREŠ, S. a kol.: *Úvod do užití geofyziky*. 2. přeprac. vyd. Nakladatelství technické literatury, n. p., 1990, 677 s. ISBN 80-03-00427-6.
42. MAREŠ, S.: *Geofyzikální měření ve vrtech*. In: MAREŠ, S. a kol.: *Úvod do užití geofyziky*. 2. přeprac. vyd. Nakladatelství technické literatury, n. p., 1990, 677 s. ISBN 80-03-00427-6.
43. MAREŠ, S.: *Geofyzikální měření ve vrtech*. In: MAREŠ, S. (ed.): *Geofyzikální metody v ochraně a tvorbě životního prostředí*. Vysoká škola báňská - Technická univerzita Ostrava, Praha, 1996, 139 s. ISBN 80-7078-365-6.
44. MAREŠ, S.: *Geofyzikální metody v hydrogeologii a inženýrské geologii*. STNL, Praha, 1983. In: MACHÁČEK, J.: *Geofyzikální průzkumné metody*. 2002, 21 s.
45. MAREŠ, S.: *Geotermické metody*. In: MAREŠ, S. a kol.: *Úvod do užití geofyziky*. 2. přeprac. vyd. Nakladatelství technické literatury, n. p., 1990, 677 s. ISBN 80-03-00427-6.
46. MATOLIN, M.: *Radiometrie a metody jaderné geofyziky*. In: MAREŠ, S. (ed.): *Geofyzikální metody v ochraně a tvorbě životního prostředí*. Vysoká škola báňská – Technická univerzita Ostrava, Praha, 1996, 139 s. ISBN 80-7078-365-6.
47. MRLINA, J.: *Lze ještě objevit neznámý vulkán v Českém masívu? Geofyzikální inspirace*. 3. Sjezd České geologické společnosti, Volary 19.-22. Zář 2007, 2007, str. 55.

48. NĚMEČEK, J. a kol.: *Taxonomický klasifikační systém půd České republiky*. 1. vyd., ČZU Praha spolu s VÚMOP Praha, Praha, 2001, 78s. ISBN 80-238-8061-6.
49. PÁNEK, P., HRADECKÝ, J., ŠILHÁN, K.: *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*. Vol. XLII, 2008, s. 57-73. PL ISSN 0081-6434.
50. PÁNEK, T.: *k otázce kvartérní tektoniky ve východní části Západních Beskyd*. Geomorfologický Sborník, 2002, s. 114-118. ISBN 80-210-2974-9. Dostupné z: <http://www.kge.zcu.cz/geomorf/sbornik/texty1/rPanek.pdf>
51. PICK, M.: *Studia geoph. geod.*, 38, 1994, s. 352-358. In: ŠVANCARA, J.: *Gravimetrická mapa České republiky*. Čs. Čas. Fyz., 54. 2004, s. 217-220. Dostupné z: [http://www.ig.cas.cz/userdata/files/popular/Gravimetricka\\_mapa.pdf](http://www.ig.cas.cz/userdata/files/popular/Gravimetricka_mapa.pdf)
52. SCHROTT, L., SASS, O.: *Application of field geophysic in geomorphology: Advances and limitations exemplified by case studies*. *Geomorphology*, 93, 2008, s. 55-73. In: ŠILHÁN, K., PÁNEK, T.: *Využití elektrické odporové tomografie (ERT) v geomorfologii*. *Miscellanea Geographica*, Vol. 13, 2007, s. 53-58.
53. SKLENIČKA, P.: *Základy krajinného plánování*. 2. vyd., Naděžda Skleničková, Praha, 2003, 321 s. ISBN 80-903206-1-9.
54. SKOPEC, J.: *Seismické metody*. In: MAREŠ, S. a kol.: *Úvod do užití geofyziky*. 2. přeprac. vyd. Nakladatelství technické literatury, n. p., 1990, 677 s. ISBN 80-03-00427-6.
55. SKOPEC, J.: *Seismika a seismologie*. In: MAREŠ, S. (ed.): *Geofyzikální metody v ochraně a tvorbě životního prostředí*. Vysoká škola báňská - Technická univerzita Ostrava, Praha, 1996, 139 s. ISBN 80-7078-365-6.
56. STEJSKAL, J.: *Zemědělská geologie*. 2. přeprac. vyd., státní zemědělské nakladatelství, Prah, 1967, 358 s.
57. SUKENÍK, Š.: *Hodnotenie vplyvu zmeny geotechnických vlastností hornín na seizmické účinky při TP v podzemných dielach*. Juniorstav – sborník anotací, 1. vyd., Brno, 2007, 9 s. Dostupné z:

[http://www.fce.vutbr.cz/veda/JUNIORSTAV2007/pdf/Sekce\\_2.6/Sukenik  
\\_Stefan\\_CL.pdf](http://www.fce.vutbr.cz/veda/JUNIORSTAV2007/pdf/Sekce_2.6/Sukenik_Stefan_CL.pdf)

58. ŠILHÁN, K., PÁNEK, T.: *Využití elektrické odporové tomografie (ERT) v geomorfologii*. Miscellanea Geographica, Vol. 13, 2007, s. 53-58.
59. ŠVANCARA, J.: *Gravimetrická mapa České republiky*. Čs. Čas. Fyz., 54. 2004, s. 217-220. Dostupné z: [http://www.ig.cas.cz/userdata/files/popular/Gravimetricka\\_mapa.pdf](http://www.ig.cas.cz/userdata/files/popular/Gravimetricka_mapa.pdf)
60. TÁBOŘÍK, P., PÁNEK, T.: *Electrical resistivity tomography in the reserch of the mountain reliéf: case studies from the flysh Carpathians*. In: Sborník příspěvků z XXII. sjezdu České geografické společnosti pořádaného Ostarvskou univerzitou v Ostravě 31. srpna – 3. září 2010. Ostravská univerzita v Ostravě, Ostrava, 2010, 8 s. ISBN 978-80-7368-903-2.
61. TOMÁŠEK, M.: *Atlas půd České republiky*. 1. vyd., Český geologický ústav, Praha, 1995, 36 s. ISBN 80-7075-198-3.
62. TOMÁŠEK, M.: *Půdy České republiky*. 2., dopl. vyd. Český geologický ústav, Praha, 2000, 67 s. ISBN 80-707-5403-6.
63. VOKOUN, J. a kol.: *Příručka pro průzkum lesních půd*. Ústav pro hospodářskou úpravu lesů, Brandýs nad Labem, 2002, 43 s.
64. 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, P., PÁNEK, T.: *Electrical resistivity tomography in the reserch of the mountain reliéf: case studies from the flysh Carpathians*. In: Sborník příspěvků z XXII. sjezdu České geografické společnosti pořádaného Ostarvskou univerzitou v Ostravě 31. srpna – 3. září 2010. Ostravská univerzita v Ostravě, Ostrava, 2010, 8 s. ISBN 978-80-7368-903-2.
65. ZIMA, L.: *Geoelektrické metody*. In: MAREŠ, S. (ed.): *Geofyzikální metody v ochraně a tvorbě životního prostředí*. Vysoká škola báňská - Technická univerzita Ostrava, Praha, 1996, 139 s. ISBN 80-7078-365-6.

66. ZIMA, L.: *Ochrana půd*: In: MAREŠ, S. (ed.): *Geofyzikální metody v ochraně a tvorbě životního prostředí*. Vysoká škola báňská - Technická univerzita Ostrava, Praha, 1996, 139 s. ISBN 80-7078-365-6.
67. ZIMA, L.: *Použití povrchových geofyzikálních metod*. In: MAREŠ, S. (ed.): *Geofyzikální metody v ochraně a tvorbě životního prostředí*. Vysoká škola báňská - Technická univerzita Ostrava, Praha, 1996, 139 s. ISBN 80-7078-365-6.

[http://www.gfinstruments.cz/version\\_cz/index.php?menu=gi&cont=ares\\_ov](http://www.gfinstruments.cz/version_cz/index.php?menu=gi&cont=ares_ov)

<http://www.hydromeliorace.cz/povodi/>

<http://mapy.cz/>

## 8 PŘÍLOHY



**Příloha 1:** Část multielektrodevého kabelu se zavedenou nerezovou elektrodou. Zdroj: vlastní fotografie.



**Příloha 2:** Spoj jednotlivých multielektrodeových kabelů. Zdroj: vlastní fotografie.





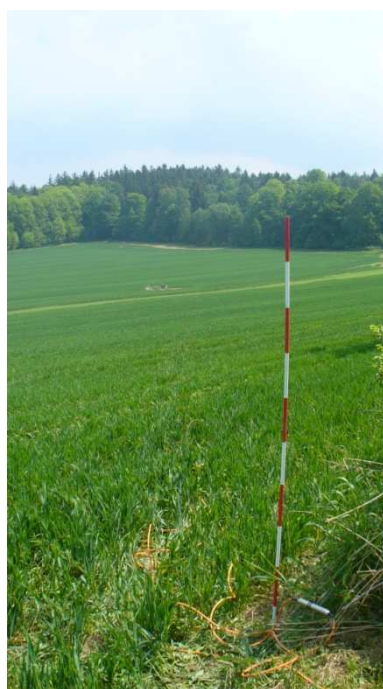
**Příloha 3:** Celkový pohled na první svah;  
Profil 1. Zdroj: vlastní fotografie.



**Příloha 5:** Celkový pohled na první svah;  
Profil 2. Zdroj: vlastní fotografie.



**Příloha 4:** Celkový pohled na druhý svah;  
Profil 1. Zdroj: vlastní fotografie.



**Příloha 6:** Celkový pohled na druhý svah;  
Profil 2. Zdroj: vlastní fotografie.