

UNIVERZITA PALACKÉHO V OLOMOUCI

PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA

KATEDRA GEOLOGIE

**Téma:**

**Mělký geofyzikální průzkum masívu Květnice (Tišnovský kras) metodami elektrické odporové tomografie (ERT) a dipólového elektromagnetického profilování (DEMP)**

Diplomová práce

Bc. Kovář Petr

Environmentální geologie (B1201)

Prezenční studium

Vedoucí práce: Prof. Mgr. Ondřej Bábek, Dr.

Olomouc 2016

Čestně prohlašuji, že jsem diplomovou práci vypracoval samostatně a že vše citovaná literatura je řádně citována.

V Olomouci dne

.....

Podpis

## Poděkování

Děkuji Prof. Mgr. Ondřeji Bábkovi, Dr. za odborné vedení práce, zejména za intelektuální a materiálovou výpomoc. Veliké poděkování patří ZO ČSS 6-07, Tišnovský kras jmenovitě Vítkovi Kulhánkovi a Pavlu Vašíkovi a dalším členům organizace, kteří se účastnili měření a za poskytnuté informace ohledně tišnovského krasu. Chtěl bych poděkovat RNDr. Drahoši Šikolovi za odborné a přátelské konzultace. Dík také patří RNDr. Aleši Létalovi, Ph.D. za rady a instruktáž k programu Qgis. V neposlední řadě bych chtěl poděkovat mé rodině, která mě podporovala po celou dobu mého studia.

## **Bibliografická identifikace**

**Jméno a příjmení autora:** Bc. Petr Kovář

**Název práce:** Mělký geofyzikální průzkum masívu Květnice (Tišnovský kras) metodami elektrické odporové tomografie (ERT) a dipólového elektromagnetického profilování (DEMP)

**Typ práce:** Diplomová práce

**Pracoviště:** Katedra geologie PřF UP

**Vedoucí práce:** Prof. Mgr. Ondřej Bábek, Dr.

**Rok obhajoby:** 2016

Abstrakt: Práce se zabývá využitím metody elektrické odporové tomografie (ERT) a dipólového elektromagnetického profilování (DEMP) v oblasti tišnovského krasu na kopci Květnice. Elektrickou odporovou tomografií bylo změřeno 5 2D profilů, z toho 4 profily byly měřeny v nadloží Královy jeskyně a 1 profil byl měřen v severozápadní oblasti kopce Květnice. Byly zjištěny hodnoty měrného odporu pro vápence, metakonglomeráty, metagranity a deluviální sedimenty. ERT zachytilo odporové struktury pro krasový systém, podpovrchové krasové jevy a zachytil rozhraní jednotlivých litologických jednotek. Data byla zpracována v programu RES2DINV. Metodou dipólového elektromagnetického profilování bylo dohromady změřeno přes 8 ha plochy a metoda zachytila vodivostní anomálie v hloubce 6 m odpovídající podpovrchovým krasovým jevům a rozhraní litologických jednotek. Pro zpracování naměřených dat byl zvolen program Qgis 2.10.1. Práce zjistila, že metody ERT a DEMP se v krasovém území vhodně doplňují.

**Klíčová slova:** elektrická odporová tomografie (ERT), měrný odpor, dipólové elektromagnetické profilování (DEMP), zdánlivá vodivost, Tišnovský kras, Králova jeskyně, Květnice

**Počet stran:** 60

**Počet příloh:** 0

**Jazyk:** Český jazyk

## **Bibliographical identification**

**Author's first name and surname:** Bc. Petr Kovář

**Title:** Shallow geophysical mapping of Květnice massif (Tišnov karst) with application of electrical resistivity tomography (ERT) and dipole electromagnetic profiling (DEMP)

**Type of thesis:** Graduation thesis

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

**Supervisor:** Prof. Mgr. Ondřej Bábek, Dr.

**The year of presentation:** 2016

**Abstract:** This paper deals with the application of electrical resistivity tomography (ERT) and dipole electromagnetic profiling (DEMP) in the Tišnov karst, on the Květnice hill. The electrical resistivity tomography was measured in five 2D profiles, four profiles were measured on the surface above the Králova Cave and one profile was measured in the northwest area of the Květnice hill. The ERT data were processed in the RES2DINV software. ERT detected values of resistivity for limestone, metaconglomerate, metagranite and colluvial sediments. Specific resistivity domains in the ERT profiles are interpreted as buried karst surfaces, subsurface karst formations and interfaces between individual lithological units. The dipole electromagnetic profiling method was measured an 8-hectare area; the distribution of conductivity anomalies at the depth of 6 m corresponds with the subsurface karst formations and interface of lithological units detected by the ERT. The data were processed using the Qgis 2.10.1 software. The ERT and DEMF methods complement each other in karst areas.

**Key words:** electrical resistivity tomography (ERT), resistivity, dipole electromagnetic profiling (DEMP), conductivity, Tišnov karst, Králova Cave, Květnice

**Number of pages:** 60

**Number of appendices:** 0

**Language:** Czech

# Obsah

1. Úvod .....	11
2. Geografická charakteristika .....	11
3. Geologická charakteristika .....	12
3.1. Geologická charakteristika moravskoslezské oblasti .....	12
3.2. Svratecká klenba .....	14
3.3. Charakteristika tišnovských brunid .....	15
3.4. Charakteristika tišnovského vývoje devonu .....	17
3.6. Litologická stavba Květnice .....	18
3.7. Platformní pokryv .....	19
4. Tišnovský kras .....	19
4.1. Králova jeskyně .....	20
5. Stručný přehled využití geofyzikálních metod pro mělký podpovrchový průzkum .....	21
6. Použité geofyzikální metody .....	22
6.1. Geoelektrické metody .....	22
6.2. Možnosti využití odporových metod .....	24
6.2.1. Odporové profilování .....	25
6.2.2. Vertikální elektrické sondování .....	25
6.2.3. Multi-elektrodové odporové profilování .....	25



6.3. Uspořádání elektrod.....	26
6.3.1. Wennerova metoda.....	26
6.3.2. Metoda dipól – dipól.....	27
6.3.3. Wenner – Schlumbergova metoda.....	27
6.4. Konkrétní využití geoelektrických metod .....	28
6.5. Elektromagnetické metody .....	28
6.5.1. Elektromagnetické profilování .....	30
6.5.1.1. Dipólové elektromagnetické profilování (DEMP) .....	30
6.6. Konkrétní využití elektromagnetických metod .....	31
7. Použitá metodika .....	31
8. Výsledky.....	35
8.1. Výsledky měření elektrické odporové tomografie .....	35
8.1.1. Profil K1 .....	35
8.1.2. Profil K2 .....	36
8.1.3. Profil K3 .....	38
8.1.4. Profil K4 .....	39
8.1.5. Profil K5 .....	40
8.2. Výsledky měření dipólového elektromagnetického profilování (DEMP).....	41
8.2.1. Oblast Královy jeskyně .....	42

8.2.2. Severozápadní oblast Květnice.....	43
8.2.3. Profilové měření .....	44
9. Měření drobných tektonických struktur .....	45
10. Diskuze .....	48
11. Závěr.....	53
12. Literatura .....	55
13. URL a jiné zdroje .....	60

## 1. Úvod

Tišnovský kras je poměrně malým krasovým územím s podpovrchovými tvary (jeskynní systémy) vyvinutými v devonských vápencích tzv. „tišnovského vývoje“ moravskoslezského devonu v masívu vrchu Květnice. Zdejší Králova jeskyně je předmětem speleologického průzkumu. Mapování jeskyně potvrzuje přítomnost řady koridorů v jeskyni, které vesměs sledují tektonické linie (deformační foliace vápenců).

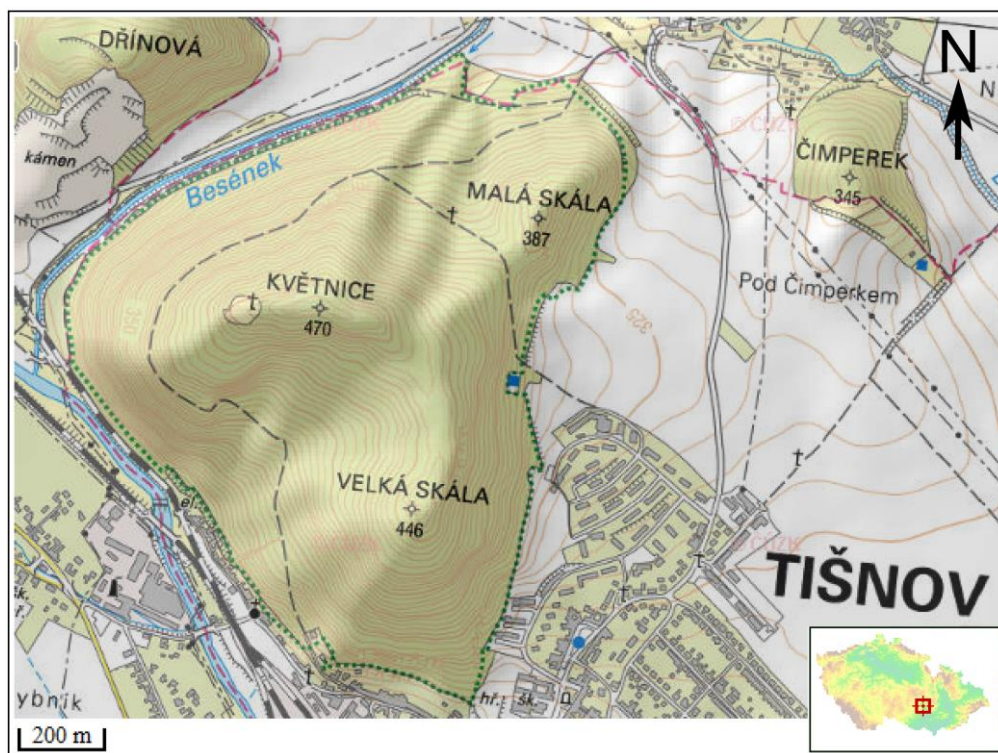
Cílem práce je identifikovat možné průběhy dosud neznámých jeskynních chodeb a interpretovat podpovrchovou geologickou stavbu krasového území, zejména na kontaktu mezi kvarcitu a vápenci tišnovského vývoje. Hlavními metodickými nástroji je měření automatickým geoelektrickým systémem ARES, povrchové profilování metodou DEMP pomocí přístroje CMD-4 a měření orientace drobných tektonických struktur na výchozech v masívu Květnice. Ze získaných dat se následně vyprofilují 2D odporové profily v programu RES2DINV a SURFER. Dále zpracování mapy vodivosti změřených metodou DEMP pomocí Qgis 2.10.1.

## 2. Geografická charakteristika

Oblast Tišnova se nachází přibližně 25 km SZ od města Brna. Geomorfologický okrsek Tišnovská kotlina spadá pod podcelek Oslavanské brázdy, která náleží do geomorfologického celku Boskovické brázdy, která patří do podsoustavy Brněnské vrchoviny. Všechny zmíněné geomorfologické jednotky spadají do Česko-moravské soustavy, která zaujímá střední část České republiky (Demek et al. 2006). Tišnovská kotlina hraničí s geomorfologickými jednotkami (celky) Křižanovské vrchoviny na západě, Hornosvratecké vrchovině na severu a severovýchodě, a s podsoustavou Brněnské vrchoviny na jihu (Hrádek 2000). Tišnovská kotlina je vyhloubeným útvarem protáhlého tvaru v severovýchodní části Oslavanské brázdy, kde má směr osy severozápad – jihovýchod. Tišnovská kotlina začíná na severozápadě u Štěpánovic levostranným rozšířením údolí Svratky a končí na jihovýchodě u Čebína. V Tišnovské kotlině se nachází skupina vrcholů, které jsou upořádány v pásmu směru severovýchod – jihozápad. Jedná se o vrcholy Dřínová (379 m), Květnice (470 m), Klucanina, (415 m), Stráž (340 m) a Čebínka (433 m) (Hrádek in Cibulka et al. 2013).

Květnice má v půdorysu podobu rovnoramenného trojúhelníku s vrcholem obráceným k západu (obr. 1). Svahy Květnice jsou většinou velice strmé, v rozmezí 20 – 50°, místy přecházejí ve skalnaté útvary. Na geomorfologickém vývoji Květnice se podílely tektonické procesy, ale

i erozně denudační procesy, a to gravitační, periglaciální – kryogenní (mrazové), krasové a fluviální (Hrádek in Cibulka et al. 2013).



Obr. 1. Geografická pozice Květnice (<http://geoportal.gov.cz/web/guest/map>)

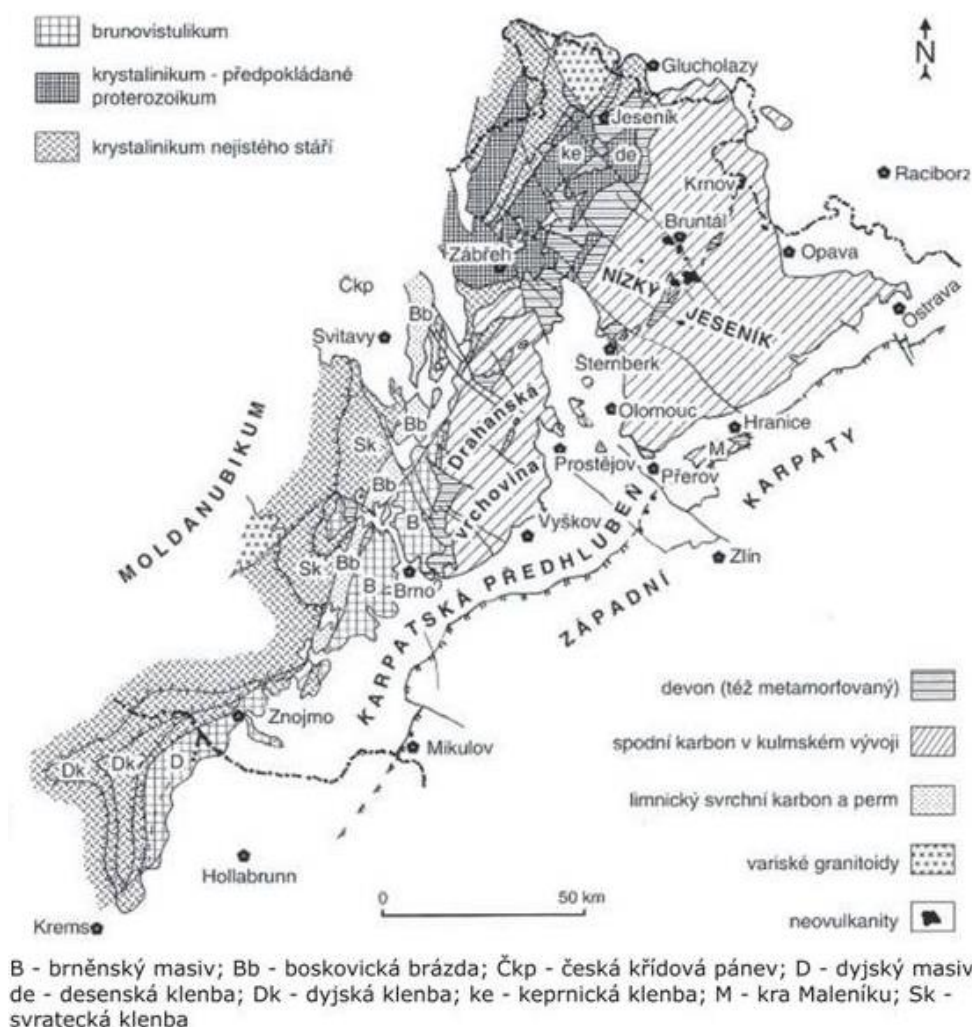
### 3. Geologická charakteristika

#### 3.1. Geologická charakteristika moravskoslezské oblasti

Moravskoslezská oblast (obr. 2) se nachází ve východní části Českého masivu, skládající se z hlavních dílčích jednotek a to z moravika, silezika, brunovistulika (brněnský masiv) a paleozoika moravskoslezské oblasti do které spadá moravskoslezský devon a moravskoslezský spodní a svrchní karbon. Brunovistulikem a paleozoikum moravskoslezské oblasti jsou geologické jednotky, které na východě pokračují do podloží Karpat (Mísař et al. 1983). Moravskoslezské pásmo lze rozdělit na tři různé úseky a to na jižní, střední a severní. Jižní (nejdelší) úsek představují dvě velká tektonická okna klenbové struktury a to dyjská klenbu a svrateckou klenbu. Střední úsek tvoří nectavský blok a úzká vranovsko-svinovská šupina. Tyto úseky tvoří morávní část pásma. Třetí, severní, pásmo tvoří metamorfované horniny silezika (slezská část) (Cháb et al. 2008). Moravskoslezská oblast obsahuje granulitová, peridotitová, eklogitová a jiná tělesa se stopami HP

– UHP metamorfózy. Jedná se o pás příkrovů metamorfovaných hornin, který je dlouhý přes 300 km (Cháb et al. 2008).

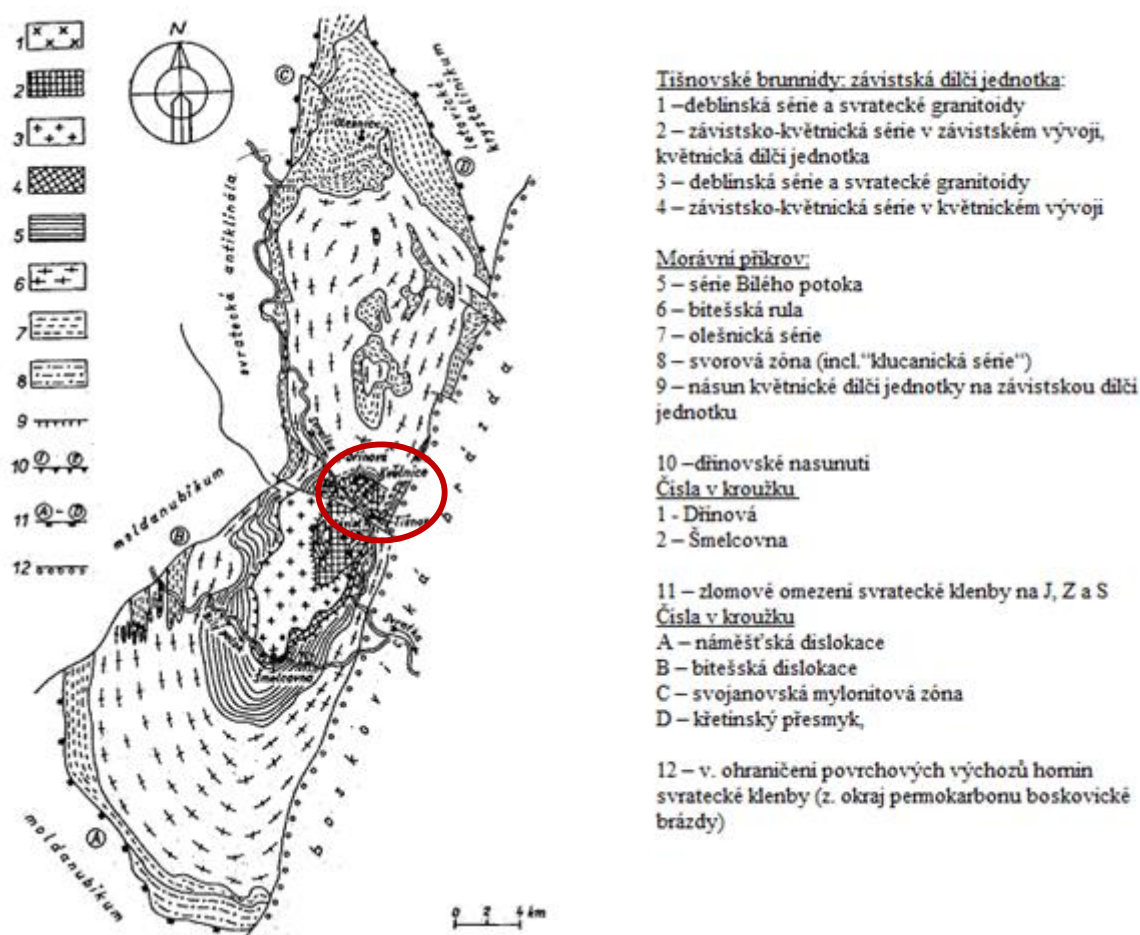
Západní hranice moravskoslezské oblasti je tvořena moravskoslezským zlomovým pásmem, které je strukturně velmi heterogenní. Skládá se z řady dílčích dislokací, jako je např. bítešský a náměstský zlom, vacetínské, nýznerovské a ramzovské nasunutí. K V pokračuje moravskoslezská oblast do podloží karpatské předhlubně a vnějších Karpat k peripieniskému lineamentu. Povrchovým projevem lineamentu je bradlové pásmo. Na S se ekvivalenty moravskoslezské oblasti nacházejí za okrajovým zlomem lugika. K SV moravskoslezská oblast zabíhá do celého podloží hornoslezské černouhelné pánve až ke Krakovu (Mísař et al. 1983). Jižní ohraničení moravskoslezské oblasti je nejasné, ale nejpravděpodobnější ukončení tvoří, stejně jako u moldanubické oblasti, pokračování do prostor východních Alp (Wachtel a Wessely 1981). V blízkosti moravskoslezského zlomového pásma se vyskytuje nasunutí morávního příkrovu přes jádro svratecké klenby a nebo mylonitové zóny (svojanovská, dukovanská) (Mísař et al. 1983).



*Obr. 2. Zjednodušená geologická mapa moravskoslezské oblasti (upraveno podle Chlupáč et al. 2002)*

### **3.2. Svratecká klenba**

Svratecká klenba představuje jednu z nejsložitějších struktur variscid moravskoslezské zóny (Bosák 1983). Svratecká klenba je vůči ostatním geologickým jednotkám poměrně ostře vymezená. Na západě se stýká s moldanubickou oblastí, přesněji se strážeckým a moravským moldanubikem. Na JZ klenbu omezuje náměšťský zlom a následně tuto funkci přejímá bítešský zlom, který odděluje třebíčský masiv a ruly oblasti moldanubika od moravika. V severozápadní oblasti hraničí se svrateckým krystalinikem spadající do kutnohorsko – svratecké oblasti, tento styk je tektonického charakteru, který končí u tektonického uzlu u Víru, který se označuje jako svojanovská mylonitová zóna. Na SV je svratecká klenba omezena letovickým krystalinikem, které patří do středočeské oblasti; tento kontakt jednotek je pravděpodobně starší metamorfně i strukturně modifikovaný a hranice je výrazně litologicky odlišná (Mísař et al. 1983). Východně svratecká klenba hraničí se západní částí boskovické brázdy, hranici tvoří tzv. hlavní zlom boskovické brázdy (Jaroš a Mísař 1976), tento kontakt je zřetelně tektonicky modifikovaný. Svratecká klenba (obr. 3) se jeví jako dvojitě tektonické okno (Jaroš 1988, 1989) a má stavbu vrásového příkrovu (Šíkola 2004). V klenbě jsou vzájemně příkrovově superponovány tři hlavní jednotky a to (vzestupně od podloží do nadloží) autochtonní brunovistulikum, na morávním příkrovu moravikum, a na moldanubickém nasunutí moldanubikum (včetně kutnohorsko – svratecké oblasti) (Jaroš 1991). Tektonicky se dělí na spodní autochtonní (resp. paraautochtonní) jednotku a příkrovovou jednotku. Autochtonní jednotku tvoří předdevonské krystalinikum a devonský obal, které se řadí k brunovistuliku. Předdevonská deblínská skupina má ve svém základu ve spodní části feldspatizované ruly a svory s polohami metabazitů a aplitických granitoidů, ve svrchní části pak převládají horniny svorového a fylitového typu. V nadloží deblínské skupiny spočívá paleontologicky doložený devon ve dvou vývojích, a to závistském a květnickém (Svoboda a Prantl 1951, Jaroš a Mísař 1968, Plášil 1979, Bosák 1980, Bosák 1983). V příkrovové jednotce (morávní příkrov), se podle Jaroše a Mísaře (1974) od podloží do nadloží objevují (člení) skupina Bílého potoka, skupina bítešská a skupina olešnická.

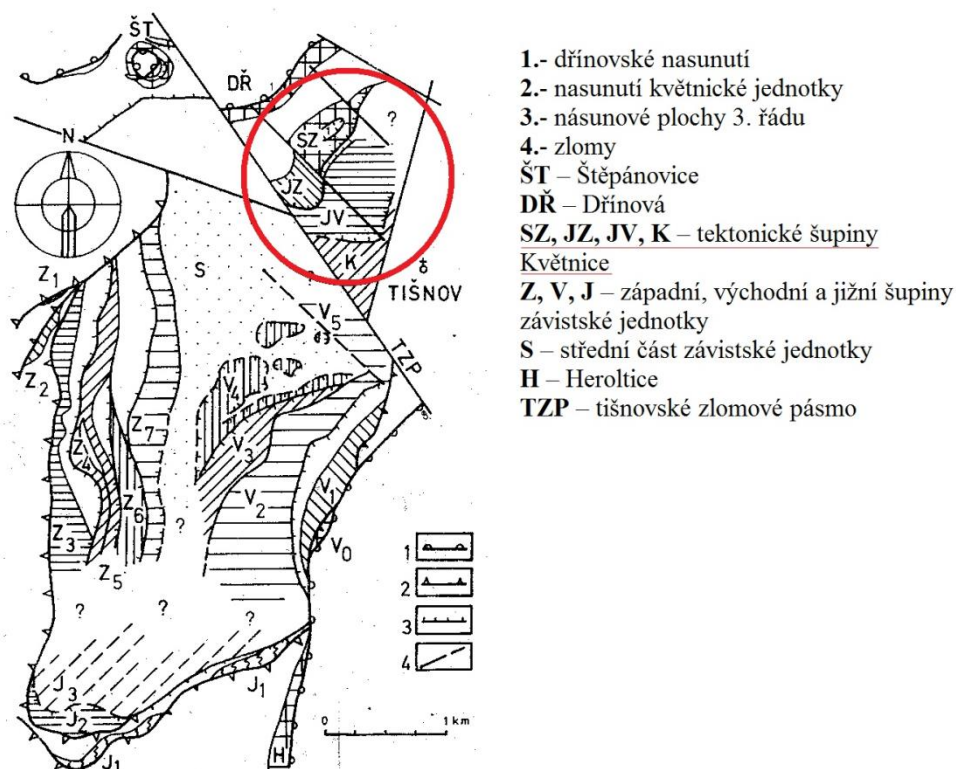


Obr. 3. Geologická skica svratecké klenby moravika (podle Jaroše a Misaře 1974); vyznačená oblast - Květnice

### 3.3. Charakteristika tišnovských brunid

Tišnovské brunidy jsou tvořeny předdevonským krystalickým podkladem, který je označován jako svratecký komplex (Fajst 1968). Komplex je budován metamorfovanou sedimentárně vulkanickou skupinou a svrateckými granitoidy. Sedimentární devonský obal leží na horninách transgresivně (Nekovařík a Bosák 1985). Morávní jednotka je na tišnovské brunidy nasunuta a obklopuje souvisle jádro svratecké klenby. Ze strukturního hlediska jsou prokázány v tišnovských brunidách významné zlomové struktury směru SJ – JV (tišnovské zlomové pásmo) a zhruba Z – V (okolí Louček) a bylo také objeveno Bosákem a Nekovaříkem (1977) komplikované zlomové struktury směru S – J, které omezují část „brumovid“ na V a rozčleňují jejich stavbu. Zmíněné dislokace tišnovských brunid, které utváří blokovou stavbu, vytváří vějířovitý charakter s klínovitými bloky. Celková výška skoku na těchto dislokacích převyšuje 1 500 m a převážná většina pohybů proběhla před tvorbou výplně boskovické brázdy (během permu a dříve) (Nekovařík a Bosák 1985).

V tišnovském tektonickém okně (tišnovských brunidech) uvnitř svratecké klenby vystupuje deformovaný a metamorfovaný granitový pluton, místy s velkými rulovými a amfibolitovými xenolity (Buriánková 2001), který je složitě sešupinatělý se svým devonským pokryvem (Bosák 1983, Schulmann 1991). V tišnovských brunidech se vyčleňují dvě dílčí jednotky a to závistská a květnická (obr. 4). Závistská jednotka představuje nejspodnější patro svratecké klenby vycházející na povrch s intenzivní šupinovou vnitřní stavbou. Devonské sedimenty jsou v závistské jednotce zastoupeny převážně klastiky, vápence se vyskytují především ve východních (čelních) částech šupin (Jaroš 1991). Závistský vývoj se vyznačuje tmavými laminitami v karbonátech, vysokým podílem dolomitů, slabým zastoupením světlých karbonátových hornin a četnými polohami klastických terigenních sedimentů v karbonátech (Bosák 1983). Květnická jednotka je nasunuta diskordantně na šupinu závistské jednotky. Průběh foliace metamorfitů fundamentu květnické jednotky je orientována ve směru SV – JV. Granitoidy jsou do této struktury vmístněny diskordantně. Pro květnickou jednotku je typický vysoký podíl světlých karbonátových hornin. Květnický vývoj se řadí k tišnovskému faciálnímu vývoji moravskoslezského devonu, který nese některé shodné znaky s vývojem devonu Moravského krasu (Bosák 1983).



Obr. 4. Strukturální schéma tektonického okna tišnovských brunid (Bosák 1983); vyznačená oblast - Květnice

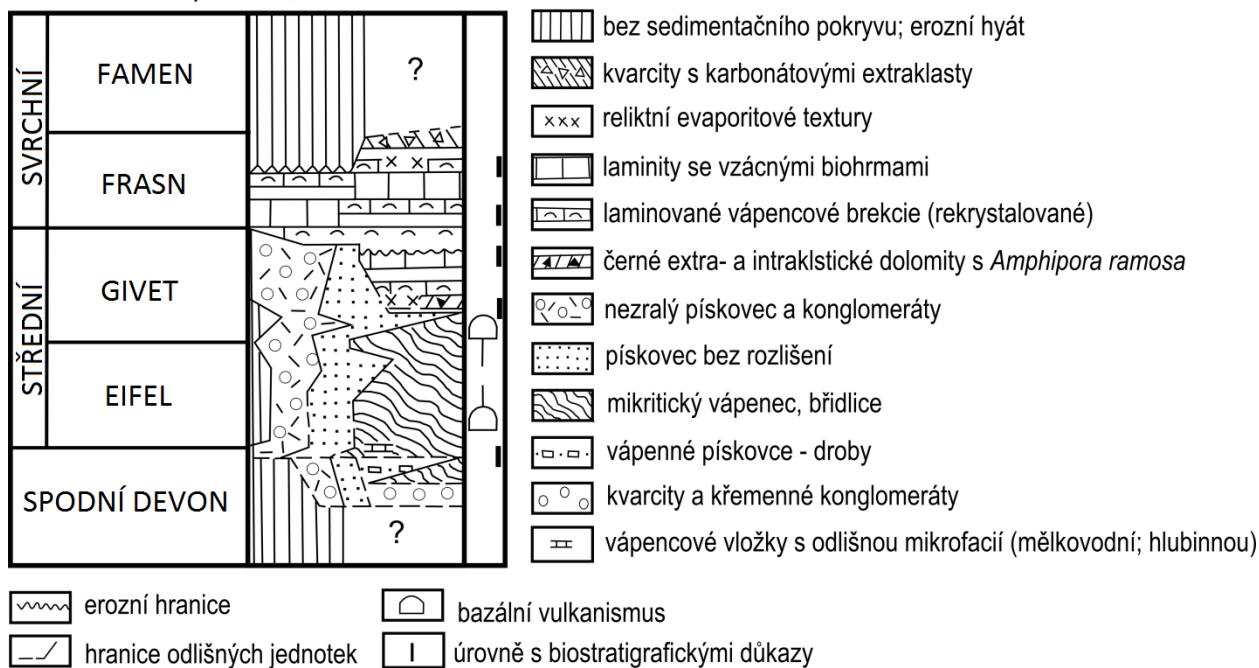


### 3.4. Charakteristika tišnovského vývoje devonu

Devonský pokryv (obr. 5) se skládá ze slabě metamorfovaných bazálních slepenců, drob, arkóz a arkózových pískovců a nadložních vápenců (Jaroš a Misař 1968). Devonské sedimenty se stratigraficky řadí do eifelu až frasnu (Jaroš 1991). Klastické sedimenty se usazovaly v prostředí ústí řek, delt a předbřežních (neritických) systémů, které dominovaly do raného givetu. Na ně nasedají karbonátové sedimenty s vápencovými brekciemi s *Amphipora ramosa*, které se střídají s evapority. Tyto vrstvy byly nalezeny při bázi Květnice a také ve vrtech Bačkovského kopce (j. od Květnice). Dále sedimentovaly řasové laminity (mělčinového a svahového typu), které byly převládajícím typem a které se příležitostně střídají (ve středním – vyšším givetu) se stromaporoidovými lavicemi *Stachyodes*, *Actinostroma*, *Coenites*, *Thamnopora* (Lažánky u Tišnova) a mechovkovými biohermami (výskyt u Vohančic) (Hladil 1994). Spodnofrasnské vápence jsou laminované, obsahují úlomky mikritického vápence, obsahující větší podíl evaporitů a siliciklastik. S výjimkou zanedbatelných zbytků červených písků s hlíznatým vápencem a červených kvarcitů s vápenatými klasty je celá následující sekvence odstraněna erozí (Hladil 1994). Typickými rysy tišnovského devonu jsou časté hiáty, evaporitové textury, slabá produkce mikritu, chudá korálová fauna, různé laminity, písčitá příměs, výskyt stromatopor *Stachyodes*, krinoidů a dakryokonaridů (tentakuliti) v tektonických šupinách a budínách (Žeroltice – Kadov, Herolticích, Květnici, Vitošově, a ve Vápenné), které dokazují komunikaci s východním otevřeným mořem. Posledním znakem je vysokotlaká deformace s teplotním maximem zhruba kolem 300 °C (Bosák 1984). Tišnovský vývoj byl ovlivněn variskou orogenezí během pozdního devonu, kdy byl transportován v blokových jednotkách na východ (Cháb et al. 1990).

## Tišnovský vývoj

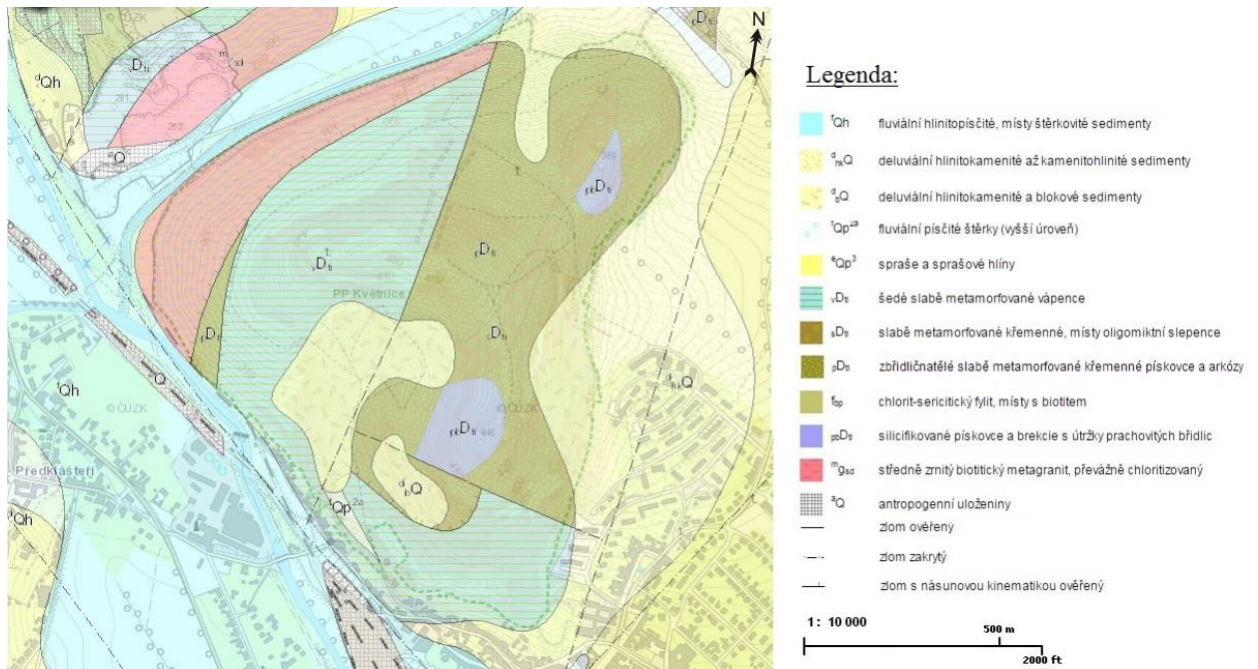
rekonstrukce původního uložení vrstev



Obr. 5. Stratigrafické schéma v tišnovském okrajovém vývoji devonu (upraveno podle Hladil 1994)

### 3.6. Litologická stavba Květnice

Z litologického hlediska se na Květnici vyskytují tři typy hornin a to: mylonitizovaná svratecká rula, vápence a kvarcity, horniny vystupují ve výchozech a jinak jsou překryty svahovými sedimenty (obr. 6). Horniny spadají pod autochtonní jednotku tišnovských brunid (Šíkola 2004). Mylonitizovaná svratecká rula („žulorula“, metagranit) je prekambrického stáří a je polymetamorfního původu. Podlehla kromě feldspatizaci i patrně několika etapovité intenzivní mylonitizaci. Místy jsou v ní žíly aplitu. Barva horniny se pohybuje od načervenalé přes hnědou až po tmavě zelenou (Šíkola 2004). Vápence patří do tišnovského vývoje devonu (kap. 3.4). Vápence jsou chemicky poměrně čisté, místy značně tektonicky porušené, částečně metamorfované a dolomitizované. Jsou prostoupeny hydrotermálními žilami barytu a křemene (Balák 2009 in Hromas et al. 2009). Kavernózní kvarcity mají načervenalou až červenohnědou barvu a největší výchozy se nacházejí na vrcholech Velká skála a Malá skála. Původně se jednalo o křemence a v menší míře o křemité slepence, které se usadily ve spodnodevonském moři a později byly přeměněny v kvarcity (Šíkola 2004). Česká geologická služba neuvádí v legendě ke geologické mapě 1 : 25 000 pojem kvarcity, ale rozděluje horniny dle stupně metamorfózy a protolitu, viz obr. 6. Pro zjednodušení, zpřehlednění a lepší orientaci v práci budu tyto horniny uvádět pod pojmem metakonglomeráty.



Obr. 6. Geologická mapa Květnice, převzato z online geologických map ČGS 1 : 25 000 ([http://mapy.geology.cz/geocr\\_25](http://mapy.geology.cz/geocr_25))

### 3.7. Platformní pokry

V oblasti tišnovska se ve větším množství převážně vyskytují miocénní platformní sedimenty. Miocénní uložení jsou faciálně pestré. Skládají se ze sladkovodních písků, jílu s vložkami lignitu (vyplněné deprese v okolí Lažánek a Maršova), které lze korelovat s rzhakiovými vrstvami ottnangu (Smetana 1924, Zapletal 1925) a které reprezentují splavené kaolinické zvětraliny do depresí reliéfu (Jaroš 1972). Mořské sedimenty stupně badenu jsou zastoupeny třemi hlavními typy, a to písky a šterky, vápnitými jílovcy (tégly) a nakonec lithamniiovými vápenci, které vyplňují předmiocénní údolí tišnovsko – veverskobitýšské kotliny a jejich výběžků (Jaroš 1972). Kvartérní pokryv území tvoří eolické, deluviální, deluviofluviální a fluviální sedimenty (Bosák 1980).

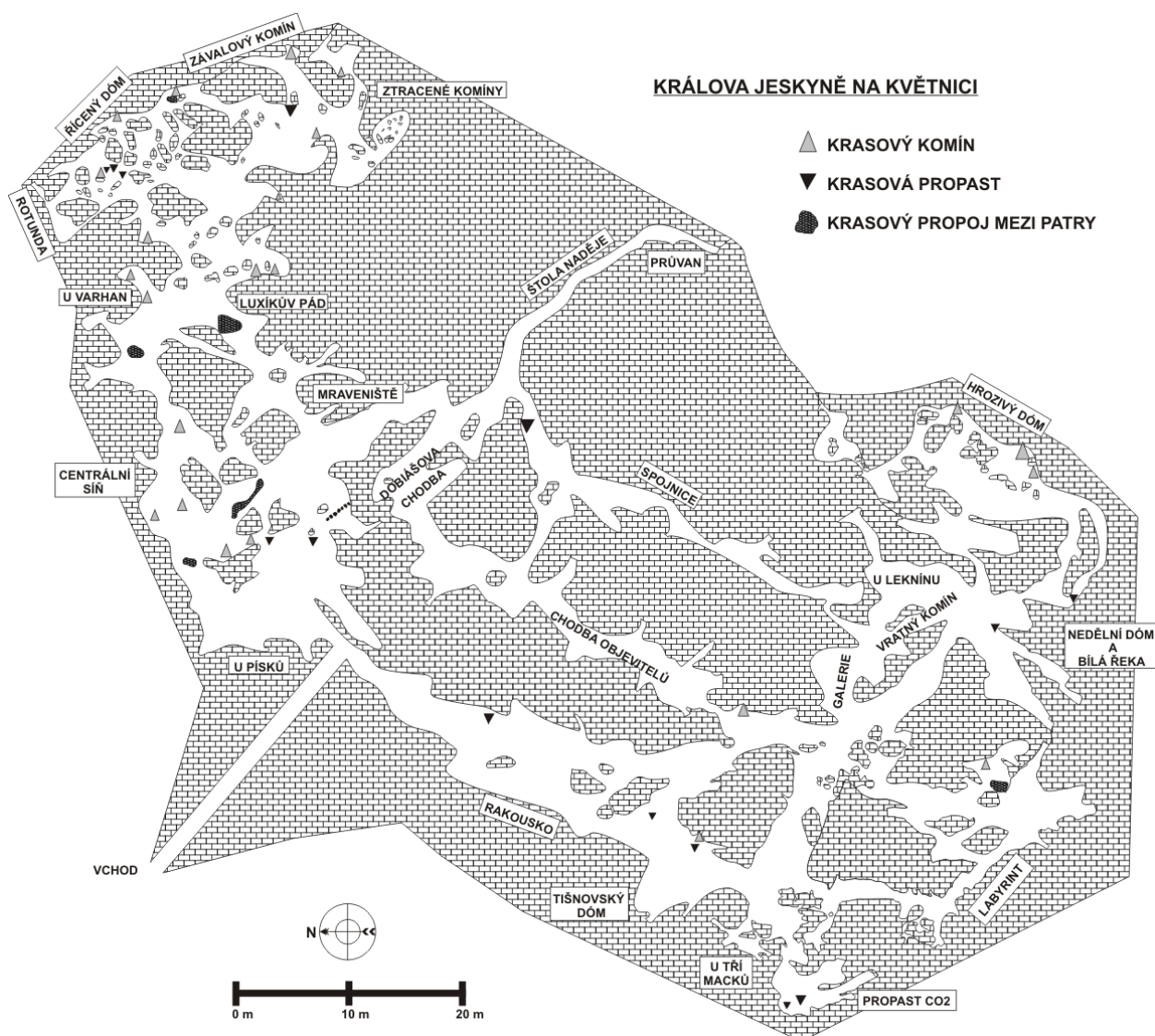
## 4. Tišnovský kras

Tišnovský kras lemuje Tišnovskou kotlinu a je založen v devonských horninách závistské a květnické jednotky. V minulosti se jednalo o jednotný celek, který byl kvůli vlivům tektonické činnosti a vodní erozi řeky Svratky a potoku Besénku rozdělen na menší izolované výskyty. Kras postrádá typické povrchové krasové jevy, jako jsou např. slepá údolí, závrtky, vyvěračky a otevřené propasti; výjimkou jsou škrapové pole. Krasová činnost se vyvíjela po tektonických puklinách,

kalcit – barytových žilách a při kontaktu vápenců s kvarcitu. Tišnovský kras se skládá z krasových výskytů na Květnici, na Dřínové, na vrchu Dranč u Štěpánovic (Vavříčkova jeskyně), na Bačkovci a Výrovce. Tišnovský kras je v dnešních dnech krasem neaktivním (Šikola in Cibulka et al. 2013). Krasové jevy na Květnici jsou: Králova jeskyně (kap. 4.1.), jeskyně Pod křížem (délka ~ 60 m), Květnická propast (délka ~ 100 m; hloubka 76,5 m), jeskyně Říčená, jeskyně Výtoková (délka ~ 40 m) (Balák 2009 in Hromas et al. 2009).

#### **4.1. Králova jeskyně**

Králova jeskyně (obr. 7) byla objevena 28. května 1972 na severovýchodním svahu (Šikola in Cibulka et al. 2013) (GPS: 49°21' 34,999" N 16°24' 51,001"E). Systém má délku chodeb přesahující 1 km a hloubku cca 40 m, je vytvořen v laminovaných mylonitizovaných a provrásněných devonských vápencích květnického vývoje tišnovských brunid. Systém jeskyně se nachází mezi nadmořskými výškami 400 – 437,5 m (Otava 1999). Má členitý dvoupatrový systém domů, síní, chodeb, propástek a komínů. Hlavní tektonické směry, které predisponují směry chodeb, jsou SV – JV a SZ – JV. První patro bylo modelováno erozními a korozními pochody (Šikola in Cibulka et al. 2013). K nejznámějším prostorám patří Říčený dóm (5,5 x 10 o průměrné výšce 2 m), síň U varhan (7 x 9 m, výšky až 7 m), Centrální síň (výška 5m) (Balák 2009 in Hromas et al. 2009). Druhé patro má stejné tektonické směry jako první patro, ale naproti prvnímu patru má puklinový a vertikální charakter (Šikola in Cibulka et al. 2013). Nejrozsáhlejší prostory na tomto patře jsou Tišnovský dóm (35 x 17 m) a Hrozivý dóm (16 x 4 m). Jeskyně obsahuje krápníkovou výzdobu ve formě stalagmitů, stalaktitů, heliktitů, anthoditů, pisolitů, sintrových desek, jezírka s perlami a recentním nickamínkem (Balák 2009 in Hromas et al. 2009). Vyskytují se zde vypreparované barytové žíly s tabulkovými krystaly barytu, pseudomorfózy křemene po kalcitu (Šikola in Cibulka et al. 2013).



Obr. 7. Zjednodušená mapa Královy jeskyňe; upravil Petr Kovář (2016) podle originálních skic Pavla Vašíka

## 5. Stručný přehled využití geofyzikálních metod pro mělký podpovrchový průzkum

Geofyzikální metody dělíme podle použitého fyzikálního principu na metody gravimetrické (tíhové), magnetické, geoelektrické, seismické, radiometrické (Mašín a Válek 1963) a geotermické (Mareš et al. 1990). Hlavní úlohou užitých geofyzikálních metod je zjišťovat fyzikálními měřeními polohu a tvar geologických struktur a ložisek nerostných surovin. (Mašín a Válek 1963). Zemská kůra je velmi nehomogenní prostředí, které se skládá z horninových bloků různého složení, původu a geologického stáří. Odlišné fyzikální vlastnosti hornin nebo tektonických jednotek (hustota, magnetická susceptibilita, měrný odpor, radioaktivita, tepelná vodivost a elektrické parametry) lokálně ovlivňují fyzikální pole Země. Z anomálií ve fyzikálních polích lze zpětně

interpretovat na nehomogenity v zemské kůře a jejich geologický význam (strukturní stavbu, výskyt ložisek nerostných surovin atd.) (Mareš et al. 1990).

Díky schopnosti vymežit podpovrchové struktury, dutiny a opuštěné tunely jsou geoelektrické metody oblíbené v geologii, inženýrství, archeologii a ve studiích týkajících se životního prostředí (Chalkakis et al. 2011). Většina zemského materiálu je izolantem což znamená, že nevede dobře elektrický proud. Elektrický proud, který je veden uměle do země, je veden intersticiálními vodami. Celistvé horniny mají malé množství póru o malé velikosti, a proto mají větší hodnoty odporu. Zato sutě a jíly mají větší pórovitost a lépe udržují vodu a mají menší odpor (Griffiths a Barker 1993). Rozlišení odporových dat klesá s hloubkou, vzhledem k počtu měřených bodů klesajících s hloubkou jako funkce uspořádání (konfigurace) vzdálenosti elektrod od elektrody. Odpor v půdě nebo v horninovém podloží roste s hloubkou. S rostoucí hloubkou klesá objem pórů v hornině, klesá obsah vody a tím roste odpor. Dojde-li ke změně horninového typu, nebo je v masivu přítomná dutina vznikne kontrast v datech odporu (Griffiths a Barker 1993). Hodnotu anomálie ovlivňuje velikost podzemního prostoru, v jaké hloubce se podzemní prostor vyskytuje a také fyzikální rozdíly mezi prostorem a obklopující horninou (Chalkakis et al. 2011). Hodnoty odporu se zvyšují, jestliže podzemní prostory jsou vyplněny vzduchem a snižují se, jestli je prosto vyplněn jílem nebo vodou (výskyt jílu snižuje hodnoty odporu více než sladkovodní voda). Využití 2D a 3D elektrické odporové tomografie (ERT) se za posledních 10 let zvýšilo (Chalkakis et al. 2011). Počítačový program RES2DINV vytváří 2D modely rezistivity podloží podle získaných dat (Griffiths a Barker 1993).

## **6. Použité geofyzikální metody**

### **6.1. Geoelektrické metody**

Geoelektrické metody lze rozdělit na tři základní skupiny. První skupina využívá měrný odpor (odporové metody). Druhá skupina zahrnuje metody založené na indukované polarizaci se spontánní polarizací. Do třetí skupiny spadají elektromagnetické metody (Mussett a Aftab Khan 2000). Geoelektrické metody měří hlavně měrný odpor (rezistivitu) nebo měrnou vodivost (konduktivitu) (Mareš et al. 1990).

Odpor je fyzikální veličina charakterizující schopnost elektrických vodičů vést elektrický proud a počítá se pomocí Ohmova zákona, který vyjadřuje vztah mezi elektrickým odporem, napětím a proudem. Odpor je závislý na materiálu a velikosti vodiče.

**R** – odpor ( $\Omega$ )

**U** – napětí (V)

**I** – proud (A)

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

Měrný odpor (rezistivita) je fyzikální veličina, která charakterizuje materiál, který není závislý na vlastním tvaru. Jednotkou je  $\Omega \cdot m$ .

**$\rho$**  – měrný odpor ( $\Omega \cdot m$ )

**R** – odpor ( $\Omega$ )

**l** – délka (m)

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

Witten (2006)

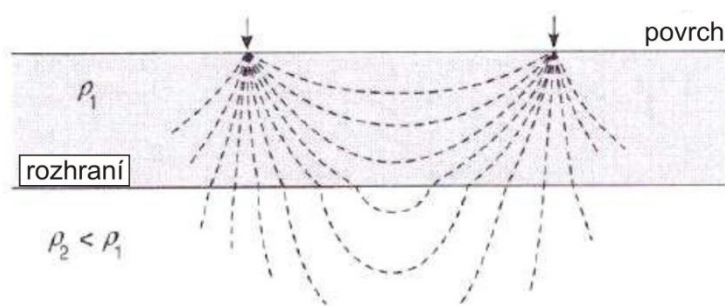
Geoelektrické metody zkoumají velikosti měrného odporu hornin a minerálů (tab. 1), z nichž jsou horniny složeny (Mussett a Aftab Khan 2000).

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

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

Používá se více-elektrokový kabel a řídicí jednotka, která měří mezi párem elektrod elektrický potenciál, který je způsoben průchodem stejnosměrného proudu mezi párem dalších dvou elektrod. Řídicí jednotka střídavě zapojuje elektrody jako proudové, nebo jako měřicí (potenciálové) (Poláček a Cervantes 2012). Z řad proudových a měřících (potenciálových) elektrod se získává hodnota odporu na základě Ohmova zákona. Měrný el. odpor se vypočítá vynásobením tohoto poměru ( $\Omega$ ) délkou (m), resp. geometrickým faktorem podle použité metody (Dleštík 2013).

Elektrický proud neprochází nejkratší cestou a to mezi nejbližšími elektrodami těsně pod povrchem. Vrstva v těsné blízkosti povrchu má příliš velký odpor a dráhy proudu se rozprostírají do prostoru a to v horizontálním tak i vertikálním směru (dráhy připomínají magnetické dráhy bipolárního magnetu). U materiálů s homogenní vodivostí dosahuje pouze 30 % drah větší horizontální a vertikální vzdálenosti, nežli je rozstup elektrod (Mussett a Aftab Khan 2000). V homogenním prostředí (vrstvě) vytváří dráhy proudu hladké křivky. Na kontaktu vrstev s odlišnými měrnými odpory dochází vlivem Snellova zákona k zakřivení či refrakci dráhy pohybu proudu (obr. 8) (Mussett a Aftab Khan 2000). Při kontaktu s vrstvou, která má větší měrný odpor, dochází k refrakci směrem ke kolmici a při kontaktu s vrstvou, která má menší měrný odpor, dochází k refrakci od kolmice. Pomocí této vlastnosti jsme schopni rozeznat podzemní sled vrstev a jejich rozhraní (Kearey et al. 2002), na tomto principu je postavena metoda VES (kap. 6.2.2.).



Obr. 8: grafický princip Snellova zákona (upraveno podle Mussett a Aftab Khan 2000)

Hodnoty měrného odporu pro různé materiály mohou mít široké rozpětí. Hodnoty jsou ovlivněny typem a strukturou horniny, obsahem vody v pórech a její salinitou. Dále může rozpětí hodnot ovlivňovat přítomnost rudních minerálů a teplota (Mareš et al. 1990). Hloubkový dosah metody závisí na velikosti proudu, který je zaveden do podloží, dále také na rozpětí mezi jednotlivými elektrodami a celkové délce profilu (vzdálenost mezi první a poslední elektrodou) (Mašín a Válek 1963). Hloubkový limit, který může metoda dosáhnout je až okolo jednoho kilometru (Kearey et al. 2002). Ke správné interpretaci výsledků je zapotřebí dalších geologických podkladů, jako jsou geologické mapy, vlastní geologické mapování či hloubkové vrty.

## 6.2. Možnosti využití odporových metod

Základní a nejběžněji používané odporové metody jsou odporové profilování (OP) a vertikální elektrické sondování (VES) (Mareš et al. 1990). Často se využívá také kombinace



těchto dvou metod ve formě multi-elektrodevého profilování (MEU) (Karous 1999), kterou využívá metoda elektrické odporové tomografie (ERT).

### **6.2.1. Odporové profilování**

Odporové profilování se užívá při identifikaci odporového rozhraní v subhorizontálním směru (Kalenda 2008). Odporové profilování má několik možností uspořádání proudových a měřících elektrod v závislosti na druhu a metodiky terénních prací (Mareš et al. 1990). Při měření se sledují změny měrných odporů v horizontálním směru a hloubkový dosah je závislý na rozměrech uspořádání (rozteči) elektrod. Při odporovém profilování se uspořádání elektrod pohybuje v pravidelných vzdálenostech podél profilu (Karous 1999).

### **6.2.2. Vertikální elektrické sondování**

Využívá se pro kvalitativní interpretaci hloubek různě vodivých vrstev (Mareš et al. 1990). VES se uplatňuje při průzkumu podložních vrstev, kde každá vrstva má jednotné petrografické složení, ale tyto vrstvy se vzájemně liší měrným odporem (Mussett a Aftab Khan 2000). Podstatou měření VES je postupné zvětšování délky v uspořádání měřících elektrod (Karous 1999). Hloubkový dosah u metody VES je lineárně závislý na rozteči proudových elektrod dělený 2 (Mareš et al. 1990).

### **6.2.3. Multi-elektrodevé odporové profilování**

Multi-elektrodevé odporové profilování jinak také jako multielektrodevé uspořádání zkr. MEU se používá při detailním průzkumu vertikálního řezu nad měřeným profilem. MEU využívá kombinace odporového profilování a vertikálního elektrického sondování. Výsledkem jsou odporové údaje v mnoha hloubkových dosazích. Elektrody pracují střídavě jako zdrojové a měřící jednotky (Loke 1999).

Metoda MEU lze využít jak 2D tak i ve 3D zobrazení. Použití 2D zobrazení je vhodné pro průzkum vertikálních i horizontálně uložených nehomogenit s rozdílným měrným odporem. V závislosti na uspořádání elektrod lze mapovat různé druhy geologických struktur (horizontální vrstvy, vertikální struktury a dutiny) a umožňuje nám vytvářet geologické řezy, průzkum zlomů

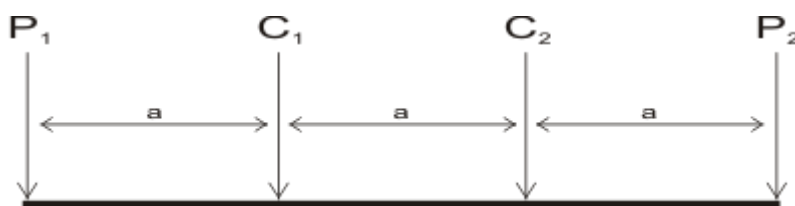
a svahových deformací atd. 3D zobrazení se využívá při podrobném prostorovém měření těles a vytváří nám plošné zobrazení těles. Využití nachází v inženýrsko-geologickém nebo archeologickém průzkumu (Loke 1999).

### 6.3. Uspořádání elektrod

Využití elektrické odporových metod v geologickém výzkumu nabízí široké uplatnění zejména v kombinaci různého uspořádání elektrod, hloubkového dosahu, rozlišení či citlivosti na zvýšený přípovrchový měrný elektrický odpor (EPR) (Schrott a Sass 2008). Podle účelu konkrétního měření je potom potřeba vhodně zvolit uspořádání elektrod, délku kontinuálně položeného profilu (počet sekcí multielektrodového kabelu) a zejména rozstup jednotlivých elektrod (vzdálenost dvou sousedících elektrod) (Tábořík a Pánek 2010). Pro vhodnější znázornění přechodů partií s odlišným měrným odporem v profilu a pro zachycení různě ukloněných struktur (např. zlomů či komínů) se využívá několika typů metod s různým uspořádáním měřících elektrod podél profilu a svým hloubkovým dosahem (Loke 1999). Z nejpoužívanějších konfigurací elektrod se využívají hlavně tři aplikované metody, a to Wenner, Wenner-Schlumberger (Schlumbergerova metoda) a Dipól – Dipól (Dipole – Dipole) (Griffiths a Barker 1993; Loke 1996). Každá z těchto metod má své klady a zápory.

#### 6.3.1. Wennerova metoda

Wennerovo uspořádání elektrod má mezi sousedními elektrodami stejný rozstup (obr. 9) (Mareš et al. 1990). Má dobrou rozlišovací schopnost ve vertikálním směru a nejlépe znázorňuje horizontální struktury. Metoda je nejméně citlivá vůči zvýšenému přípovrchovému odporu, ale nabízí poměrně malé celkové rozlišení a malý hloubkový dosah. Tato metoda je vhodná pro průzkum horizontálně usměrněných struktur, např. fluviálních, lakustrinních či proluviálních sedimentů, popřípadě pro průzkum lokalit s extrémní přípovrchovou rezistivitou (extrémně suché sedimenty – písky, suťová koluvia (sutě), bloková pole) (Tábořík a Pánek 2010).



Obr. 9. Wennerovo uspořádání elektrod. (Loke, 1999);  $C_1$  a  $C_2$  – centrální elektrody,  $P_1$  a  $P_2$  – potenciálové elektrody,  $a$  – rozestup proudových elektrod

### 6.3.2. Metoda dipól – dipól

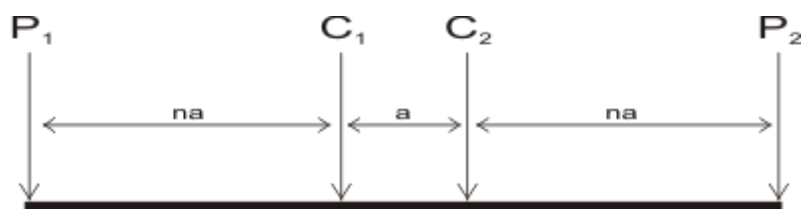
Používá se zde uspořádání elektrod do párů tvořených proudovými elektrodami  $C_2$ - $C_1$  a potenciálovými elektrodami  $P_1$ - $P_2$  (obr. 10). Rozdělení do párů sleduje změny měrného odporu mezi elektrodami v každém dipólovém páru (Loke 1999). Tato metoda nabízí nejvyšší rozlišení a také větší hloubkový dosah (desítky metrů). Je nejvhodnější pro detekci vertikálních struktur (Griffiths a Barker 1993; Zhou et al. 2000). Využívá se zejména pro zachycení struktur, jako jsou zlomy nebo puklinové a jeskynní systémy, které často predisponují další vývoj reliéfu, zejména horských hřbetů a svahů. Tato metoda je vhodná pro detekci hluboko založeného relativně neporušeného skalního podloží, popřípadě smykových ploch. Metoda má ovšem omezené využití v oblastech s extrémním přípovrchovým měrným odporem (EPR). Z uvedených tří metod se jedná o časově nejnáročnější metodu (Tábořík a Pánek 2010).



Obr. 10. Uspořádání elektrod dipól-dipól (Loke, 1999);  $C_1$  a  $C_2$  – proudové elektrody,  $P_1$  a  $P_2$  – potenciálové elektrody,  $na$  – faktor, který určuje poměr rozestupu mezi proudovou a potenciálovou elektrodou,  $a$  – rozestup proudových elektrod

### 6.3.3. Wenner – Schlumbergova metoda

Metoda Wenner – Schlumberger (Loke 1999, Mašín a Válek 1963, Macháček 2001) je z uživatelského hlediska kompromisem mezi Wennerovou metodou a metodou dipól – dipól. Využívá různý rozestup mezi proudovými a potenciálovými elektrodami (obr. 11) (Loke 1999). Metoda sice přináší vyšší citlivost na EPR, ale naproti tomu nabízí kompromis v zobrazení horizontálních i vertikálních struktur a také má z hlediska rozlišení hloubkového dosahu, často lepší výsledky než Wennerova metoda. Vlastní doba měření je kratší než metoda dipól – dipól (Tábořík a Pánek 2010). Vzdálenost mezi proudovými a měřícími (potenciálovými) elektrodami je rozdílná (Mašín a Válek 1963). Metoda je vhodná k měření vertikálních a horizontálních struktur – pukliny, žíly a vrstevní kontakty (Loke 1999).



Obr. 11. Uspořádání elektrod u Wenner – Schlumbergerovv metody (Loke 1999);  $C_1$  a  $C_2$  – proudové elektrody,  $P_1$  a  $P_2$  – potenciálové elektrody,  $na$  – faktor, který určuje poměr rozestupu mezi proudovou a potenciálovou elektrodou,  $a$  – rozestup proudových elektrod

#### 6.4. Konkrétní využití geoelektrických metod

Elektrické geofyzikální metody se převážně používají při prospekci minerálů, hydrogeologickém průzkumu, mapování kontaminantů, při archeologickém průzkumu a k dalším průzkumným činnostem (Mussett a Aftab Khan 2000). Geoelektrické metody byly poprvé použity cca před 110 lety, kdy byla použita pro vyhledávání sulfidických ložisek metoda spontánní polarizace. Plné využití přichází až po 2. světové válce (Mareš et al. 1990). Geoelektrické metody využívají řadu elektrických polí: umělá, přirozená – stejnosměrná a časově proměnná pole (Karous 1999). Pro tuto práci byla použita odporová metoda, která využívá stejnosměrného elektrického pole a která zkoumá rozložení elektrického potenciálu nebo gradientu potenciálu stejnosměrného proudu (Mareš et al. 1990). Geoelektrické metody se uplatňují v průzkumu a vizualizaci tektonické stavby podzemních dutin, závrťů nebo struktur v krasové oblasti (Chalikakis et al. 2011). Odporové metody byly například použity pro detekci jeskynních podzemních prostor Cookem a Greenfieldem (1979), Militzerem et al. (1979) a Smithem (1986). Od 90. let 20. století se geofyzikální metody se začaly rapidně používat v krasových oblastech, díky své nízké ceně, jednoduššímu zacházení v terénu a rychlému interpretování dat (Chalikakis et al. 2011).

#### 6.5. Elektromagnetické metody

Elektromagnetické metody se používají především jako odporové metody zkoumající změny elektrického odporu v podloží a to zejména na principu elektromagnetické indukce (obr. 12) (Kearey et al., 2002). Využívá se v oblastech, kde je odpor povrchových vrstev příliš velký na to, aby jimi pronikl proud. Jedná se o suchý písek či zmrzlou půdu (Mussett a Aftab Khan 2000). Do elektromagnetických metod patří dipólové elektromagnetické profilování, metody georadaru a magnetotelurické měření (Mussett a Aftab Khan 2000). V elektromagnetickém průzkumu se používá spíše měrná elektrická vodivost (konduktivita) než měrný elektrický odpor (rezistivita).

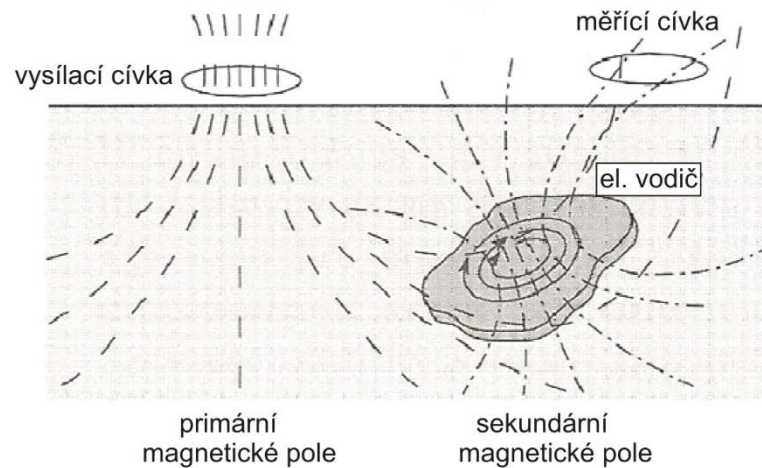
Měrná el. vodivost je inverzivní (obrácená) hodnota k měrnému el. odporu. Jednotkou je S/m (siemens/metr) (Mussett a Aftab Khan 2000). Výsledky v této práci jsou uváděny v mS/m.

$$\begin{array}{l} \sigma - \text{měrná el. vodivost (S/m)} \\ \rho - \text{měrný el. odpor } (\Omega) \end{array} \quad \sigma = \frac{1}{\rho}$$

(Mussett a Aftab Khan 2000)

Hlavním klasifikačním kritériem elektromagnetických metod je charakter časové změny elektromagnetického pole. Dle tohoto kritéria se metody dělí na harmonické (frekvenční či střídavé) a přechodové. Harmonické metody tvoří nejrozsáhlejší skupinu elektromagnetických metod (Mareš et al. 1990). V harmonických metodách se všechny veličiny elektromagnetického pole mění s časem jako harmonické goniometrické funkce sinus a cosinus. Dělí se podle frekvence na nízkofrekvenční (pod 1 Hz – desítky kHz) a vysokofrekvenční (vlnové) (100 kHz – 100 MHz) (Mareš et al. 1990). Metody o nízkých frekvencích jsou používanější, jelikož mají větší hloubkový dosah (Válek 1972). Přechodové metody využívají principu, že po prudkých změnách zdrojových sil existuje elektromagnetické pole, které trvá určitou přechodovou dobu a po nějaké době se ustálí na původní hodnotu (Mareš et al. 1990). Dále se elektromagnetické metody dělí dle zdroje na metody pasivní a aktivní. Pasivní metody pracují se stávajícím elektromagnetickým polem, kterým může být přirozené elektromagnetické pole Země, vznikající přirozenými pochody v zemské atmosféře či mimo ni. K pasivním metodám se řadí magnetotellurické metody. Aktivní metody využívají magnetické pole člověkem uměle vytvořené (např. pole radiostanic) (Mareš et al. 1990). Elektromagnetické metody se také mohou dělit podle účelu využit na profilování a sondování. Profilování zkoumá rozdíly ve vodivosti v horizontálním směru. Sondování je založeno na hledání změn ve vertikálním směru (Mareš et al. 1990)

Elektromagnetické metody fungují na principu, že zdrojem je zde magnetický dipól, který je generovaný vysílací cívkou, která zajišťuje napájení střídavým proudem (Karous a Kněz 1997). Zdroj generuje primární magnetické pole, které procházející nad a pod zemí, a prochází elektrickým vodičem (horninou), ve kterém dochází ke změně magnetického toku. Přitom je indukován střídavý proud ve vodiči (hornině). Indukovaný proud pak vytváří vlastní střídavé magnetické pole neboli sekundární pole, které je možno zachytit na povrchu měřící cívkou (obr. 12) (Mussett a Aftab Khan 2000).



Obr. 12. Princip elektromagnetické indukce (upraveno podle Mussett a Aftab Khan 2000)

### 6.5.1. Elektromagnetické profilování

Slouží k vyhledávání strmých a lokálních odporových nehomogenit. Měření se uskutečňuje většinou na profilu s pravidelným krokem. Elektromagnetické profilování se dělí jako všechny elektromagnetické metody na metody harmonické a přechodné, pasivní a aktivní, podle místa měření na letecké, podzemní či pozemní. Největší skupina aktivních harmonických pozemních metod se dělí do dvou menších podskupin a to na metodu mělkých nepohyblivých zdrojů (metoda smyčky a kabelu) a na metodu s malými dipólovými zdroji (DEMP) (Mareš et al. 1990). Tato práce využívá metodu s malými dipólovými zdroji.

#### 6.5.1.1. Dipólové elektromagnetické profilování (DEMP)

Jako dipólové elektromagnetické profilování (DEMP), nebo jinak také jako dipólové induktivní profilování (DIP), se označují elektromagnetické metody, které využívají zdrojový i měřicí systém realizovaný magnetickými dipóly (Karous a Kněz 1997). Jedná se o bezkontaktní metodu. Zdrojem je zde magnetický dipól, který je generovaný vysílací cívkou (Karous a Kněz 1997). Cívkou protéká střídavý proud a její pole je stejné jako pole magnetického harmonického dipólu (Mareš et al. 1990). Kvadratická složka vzniklého magnetického pole je přímo úměrná vodivosti prostředí (Křížová 1998). Hloubkový dosah závisí na rozestupu vysílacího a přijímajícího dipólu (cívek) (Křížová 1998) a dosahuje v rozmezí 0,5 – 6 m. Zdánlivá vodivost hornin primárně vzrůstá s obsahem vodivým minerálů a také vzrůstá s foliací, a čím je větší poškození a zvětrání hornin. Naopak klesá s rostoucím zpevněním hornin. Vodivost zemin roste se zvodněním a s podílem jemnozrné frakce (Dědková a Glisníková 2008). Pomocí

elektromagnetických metod jsme schopni lokalizovat dvourozměrných vodivých těles a obecně slouží k mapování odporových nehomogenit (Macháček 2001). Metoda DEMP slouží k plošnému mapování směru a plošného rozsahu poruch, selektivně zvětralých a zvodnělých zón ve skalním podloží a jemnozrnných zvodnělých zemín v pokryvu nebo v nezpevněných sedimentech. Metoda také slouží i k lokalizaci inženýrských sítí, dutin, kovů, podzemních staveb, atd. (Dědková a Glisníková 2008)

## **6.6. Konkrétní využití elektromagnetických metod**

Elektromagnetické metody byly z počátku jejich používání ve dvacátých letech dvacátého století velmi jednoduché a průkopníkem této metody byl Maxwell, který byl zakladatelem teorie elektromagnetického pole. Výhoda elektromagnetických metod je ta, že vyvolávají proud protékající v podloží obvykle bez použití elektrod. Metoda má rozsáhlé využití při leteckých i pozemních průzkumech (Mussett a Aftab Khan 2000). Největší využití má metoda při geologickém mapování, rudní prospekci, inženýrskogeologického a hydrogeologického průzkumu (Mareš et al. 1990). Elektromagnetické metody jsou využívány při řešení speciálních otázek a to např. při archeologickém průzkumu, vyhledávání komunikačních sítí i nevybuchlé munice. Nevýhodou u této metody je fakt, že mapuje podloží méně přesněji než elektrické odporové metody (Mussett a Aftab Khan 2000).

## **7. Použitá metodika**

Pozice pro měření byly vybrány tak aby co nejlépe zachycovaly litologické rozhraní jednotlivých typů hornin a zachytit možné krasové jevy. Terénní etapa byla rozdělena do tří částí, a to získání dat z dipólového elektromagnetického profilování (DEMP), elektrické odporové tomografie (ERT) a měření drobných tektonických struktur geologickým kompasem. Pro měření profilů pomocí ERT se pozičně měřilo zejména v nadloží Královy jeskyně, kde byly uskutečněny čtyři profily o délce 158 m, a jeden profil byl veden v severozápadní části Květnice, délka činila 176 m (obr. 15). Dráha profilu byla stanovena pomocí pásma, abychom zajistili nejsnazší dráhu profilu bez velkých překážek ve formě skalních výchozů. Pro ulehčení při zpracování dat pro mapovou vizualizaci byly počáteční a koncové body zaměřeny pomocí GPS. Měření DEMP proběhlo v rozšířené oblasti v okolí nadloží Královi jeskyně, kde byla proměřena plocha 6,4 ha. Byla proměřena i severozápadní část kopce Květnice o ploše 1,4 ha. Pomocí metody DEMP byly měřeno celkem sedm profilů skrz celý masív Květnice o délkách v rozmezí ~ 380 m až ~ 1800 m. Strukturně geologická data (pukliny – 122, foliace – 84 měření) byla naměřena z výchozů

víceméně na celém území Květnice. Většina měření byla provedena v jarním či podzimním období.

Pro měření ERT profilů byl použit přístroj ARES, model v 5.3, vyroben společností Gf Instruments, s.r.o. Tento přístroj (obr. 13) se skládá z řídicí jednotky, multielektrokových kabelů (9 kusů), nerezových elektrod (trnů), T-kusu (slouží k propojení řídicí jednotky a multielektrodového kabelu) a externí baterie.



*Obr. 13. Přístroj ARES; část multielektrodového kabelu, nerezová elektroda (trn), řídicí jednotka, T-kus, externí baterie*

Byla jednotně používána metoda měřícího uspořádání Wenner – Schlumberger (kap. 6.3.3.), s délkou impulsu 0,5 s a sčítání dat (stacking) ze 4 měření v každém bodě, k dispozici bylo devět multielektrodových kabelů po osmi elektrodách. Po vymezení dráhy profilu pomocí pásma jsme vytyčili rozstup elektrod (trnů), který v našem případě činil 2 m.

Topografická data pro profily ERT byly zjištěny z internetové stránky <<http://www.geocontext.org/publ/2010/04/profiler/en/>>, kde byly zadána GPS souřadnice počátečního a koncového bodu profilu a následně byly odečítány výškopisné hodnoty po 10 m podél profilu.

Následné zpracování dat bylo umožněno stažením naměřených dat z řídicí jednotky do PC a zpracování v programu ARES v 5.3. Do exportovaných profilů následně doplní dílčí



topografické body. Pro zobrazení 2D modelu profilů se používá program RES2DINV, kde se nám vytvoří model zdánlivého odporu a inverzní model měrného odporu iteracemi inverzní metodou nejmenších čtverců (least-square inversion). Model se skládá z množství pravoúhlých bloků navazující na uspořádání z výchozích bodů pseudosekce. Rozložení a velikost bloků je generována automaticky tak, že počet bloků nepřekročí počet nulového (vztažného) bodu. Účelem tohoto programu je sestavit odporové bloky, které vytvářejí zřejmé odpory pseudosekcí, které souhlasí se skutečným měřením. Optimalizační metody se snaží snížit rozdíl mezi vypočteným a měřeným zdánlivým odporem podle nastavení odporů v modelovém bloku. Míra rozdílů je dána chybou kvadratického průměru (root-mean-square, RMS error) (Griffiths a Barker 1993).

Vygenerovaný tomografický řez (profil) měrného odporu zobrazíme s topografickými daty a podle potřeby nastavíme intervalovou škálu zobrazení kontur. V diplomové práci uvádím modely měrného odporu. Další úpravy profilů se dělají v programu SURFER 7.0 a konečné interpretace profilů a poslední úpravy mohou být uskutečněny v programu Corel DRAW, nebo v podobě vektorových map v programu SURFER, apod. Data mohou být také pak použita pro zpracování 3D modelu.

Pro měření metodou DEMP byl použit vícerozsahový elektromagnetický měřič vodivosti (konduktometr) CMD-4 (obr. 14) od výrobce Gf Instruments, s.r.o. Zařízení se skládá ze 4m dlouhé tyče, která na jednom konci obsahuje vysílací cívku a na druhém konci měřicí cívku. Na měřicí tyč je upevněna řídicí jednotka. Měření probíhá kontinuálně za chůze, jedná se o bezkontaktní sběr dat. Ideální výška pro měření je cca do pasu těla. Měření probíhá každých 0,5 sekund a každá naměřená hodnota obsahuje zaznamenanou GPS polohu. Hodnoty jsou měřeny ve zdánlivé vodivosti (mS/m), s rozlišovací schopností přístroje 0,1 mS/m s přesností +/- 4 %. Efektivní hloubkový dosah byl nastaven na 6 m (nastavení „high“)

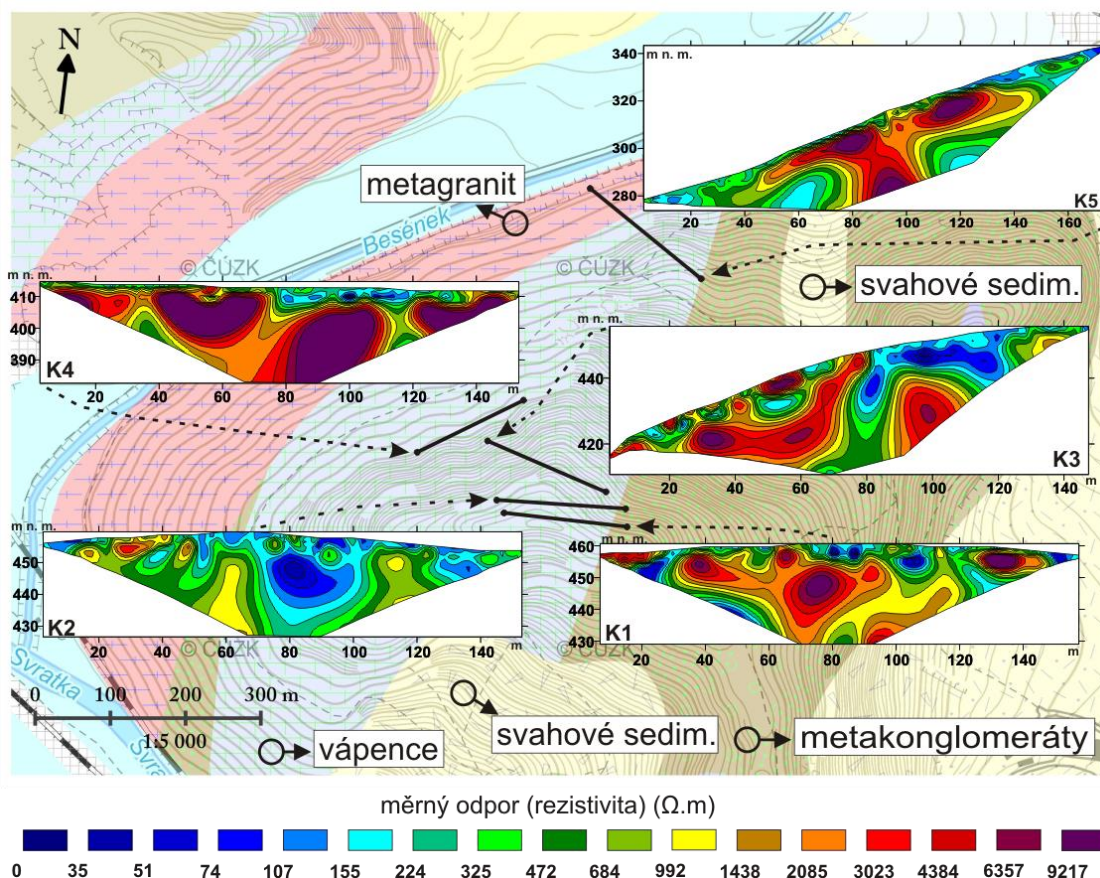


*Obr. 14. Zařízení CMD-4*

Naměřená data byla přes USB rozhraní stažena do PC a zpracována v programu Qgis 2.10.1. Data byla vhodně interpretována a výsledkem byla mapa vodivostních anomálií. Ke vzniknuté mapě vodivostních anomálií byla přiřazena podkladová topografická mapa dostupná z Národního portálu INSPIRE.

## 8. Výsledky

### 8.1. Výsledky měření elektrické odporové tomografie



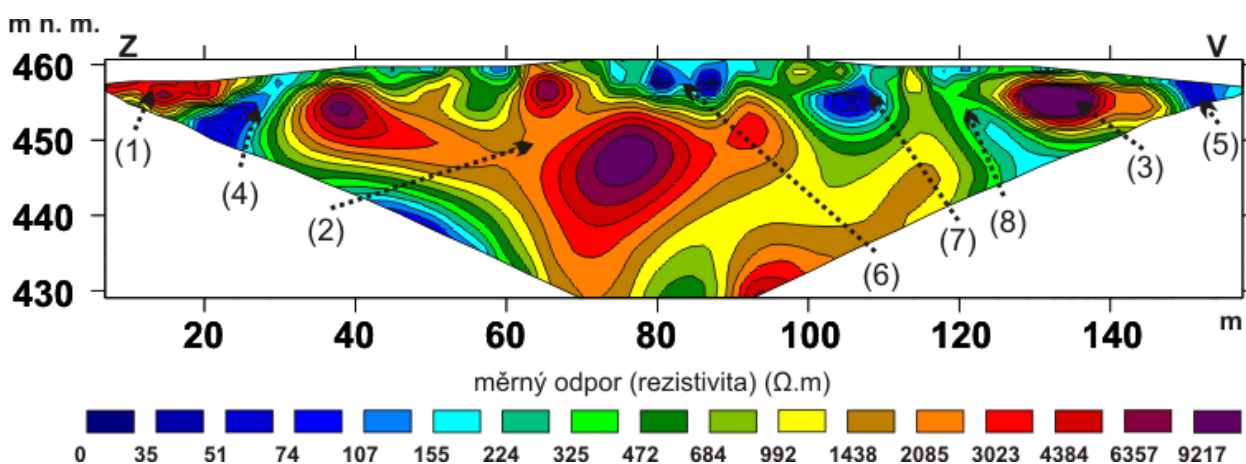
Obr. 15. Souhrnná mapa profilů ERT na geologické podkladové mapě Květnice

#### 8.1.1. Profil K1

Profil K1 (obr. 16) byl naměřen ve směru V-Z, s roztečí elektrod 2 m a celkovou délkou 158 m. Hodnoty měrného odporu se v inverzním modelu pohybují v rozmezí od 55 do 11 740  $\Omega$ .m. Inverze pseudoprofilu proběhla v 5 iteracích; konečná hodnota RMS chyby po 5 iteracích činí 4,7 %. Nízká hodnota RMS chyby indikuje dobrou shodu mezi hodnotami predikovanými v inverzním modelu a aktuálně naměřenými hodnotami. Na začátku profilu (0 – 23 m; v hloubce od 0 do ~ 6 m) patrná doména (1) s relativně vysokými hodnotami měrného odporu ~ 1450 – ~ 6360  $\Omega$ .m. Další domény s vysokou rezistivitou (2) a (3) se vyskytují mezi 35. až 95. m v hloubce ~ 2 – ~ 28 m (2) (hodnoty od ~ 1450  $\Omega$ .m po 11 740  $\Omega$ .m) a mezi 125 – 158 m v hloubce ~ 3 – ~ 8 m (3) (~ 1450  $\Omega$ .m až 11 740  $\Omega$ .m). Mezi 23. a 35. m se na profilu vyskytuje doména (4) s relativně nízkým měrným odporem (~ 55 – ~ 200  $\Omega$ .m), která je ukloněna směrem k Z. Podobná doména (5) je patrná v metrů 148 – 158, ve které se hodnoty měrného odporu pohybují v rozmezí

~ 55 až ~ 220  $\Omega$ .m, doména je ukloněna směrem k V. Domény (6) a (7) v metráži 70 – 95 m a 100 – 110 v hloubkách 0 – ~ 10 m dosahují středních až nízké hodnoty rezistivity (~ 55 – ~ 650  $\Omega$ .m). Doména (8) se nachází mezi 117. až ~ 125. m a dosahuje středních hodnot měrného odporu (~ 130 až ~ 650  $\Omega$ .m) a je ukloněna směrem k V.

Porovnáním s geologickou mapou a přímým pozorováním povrchové geologie v terénu (obr. 15) odpovídají domény (1), (2) vápencům tišnovského vývoje, doména (3) pravděpodobně patří metakonglomerátům vyskytující se na Květnici. Dobře omezené domény (4) a (5) s vysokou vodivostí a zřetelným úklonem patrně představují tektonické zóny. Doména (4) je vytvořena ve vápencích a dle analogie s pozorováním v Králově jeskyni se pravděpodobně jedná o krasový komín vyplněný vodivými jílovitými sedimenty a brekciemi. Doména (5) je vytvořena s největší pravděpodobností v metakonglomerátech a je vyplněna vodivějším materiálem (jílovité sedimenty). Přípovrchové domény se středně vysokými až nízkými hodnotami rezistivity (6) a (7) představují vyplněné krasové deprese na povrchu vápenců. Doména (8) nejspíše tvoří rozhraní mezi vápenci a metakonglomeráty.



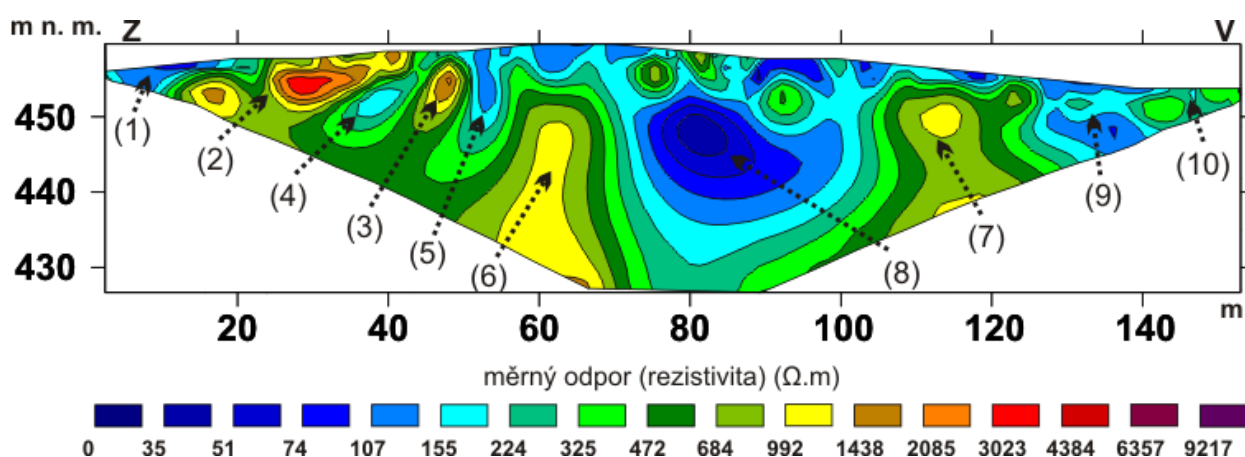
Obr. 16. ERT profil K1s popisky domén (viz kap. 8.1.1.)

### 8.1.2. Profil K2

Profil K2 (obr. 17) byl naměřen ve směru V-Z, s roztečí elektrod 2 m a celkovou délkou 158 m. Hodnoty měrného odporu se v inverzním modelu pohybují v rozmezí od 55 do 3050  $\Omega$ .m. Inverze pseudoprofilu proběhla v 5 iteracích; konečná hodnota RMS chyby po 5 iteracích činí 3,4 %. Nízká hodnota RMS chyby indikuje dobrou shodu mezi hodnotami predikovanými v inverzním modelu a aktuálně naměřenými hodnotami. Na začátku profilu (0 – 13 m; v hloubce 0 – ~ 4 m) je

patrná doména (1) s relativně nízkými hodnotami měrného odporu  $\sim 55 - \sim 220 \Omega.m$ . Doména s vysokou rezistivitou (2) se vyskytují mezi 10. až 40. m v hloubce  $\sim 0 - \sim 10$  m (hodnoty od  $\sim 330 \Omega.m$  po  $\sim 3050 \Omega.m$ ). Další domény o střední až vyšší hodnotě rezistivity ( $\sim 250 - \sim 1450 \Omega.m$ ) se nacházejí na metrů 42 – 47 m v hloubce 3 – 7 m (3), 55 – 70 m v hloubce  $\sim 6 - 25$  m (6); 100 – 130 v hloubce 2 -  $\sim 15$  m (7). Domény o nižším měrném odporu se nachází mezi (4) 30. a 40. m v hloubce 3 – 10 m a (5) 46. a 53. m v hloubce  $0 - \sim 13$  m. Doména (4) dosahuje hodnot  $\sim 160 \Omega.m$  do  $\sim 250 \Omega.m$ . Doména (5) dosahuje hodnot  $\sim 110 - \sim 160 \Omega.m$ . Největší doménou (8) na měřeném profilu se nachází v jeho centrální části a to mezi 70. a 105. m dosahujících hloubek od 0 m do 32 m. Jedná se o strukturu, která dosahuje nízkých až středně vysokých odporových hodnot ( $\sim 40$  až  $\sim 650 \Omega.m$ ). Na konci profilu se vyskytují dvě domény (9) a (10). Doména (9) mezi 125. a 138 m. v hloubkách  $0 - 10$  m dosahuje relativně nízkých odporových hodnot ( $\sim 80 - \sim 160 \Omega.m$ ). Poslední doména na profilu (10) se vyskytuje na 145. m až 158. m v hloubkách  $0 - 5$  m dosahující střední hodnoty měrného odporu ( $\sim 230 - \sim 400 \Omega.m$ ).

Porovnáním s geologickou mapou a přímým pozorováním povrchové geologie v terénu (obr. 15) a podkladů od tišnovských speleologů odpovídají domény (2), (3) a (7) vápencům, doména (10) pravděpodobně patří metakonglomerátům vyskytující se na Květnici. Domény (2), (4) a (3) se uklánějí k západu. U domény (4) se jedná s vysokou pravděpodobností o již objevený podzemní krasový prostor - Dóm hrůzy Královny jeskyně. Doména (5) vykazuje nízké hodnoty měrného odporu a subvertikální uklonění, jedná o vyplněný krasový komín vyplněný vodivými jílovitými sedimenty a brekciemi. Doména (8) je tvořená ve vápencích a patrně představuje vyplněnou krasovou depresi materiály o nízkých až středních odporových hodnot. Doména (9) pravděpodobně představuje jako doména (5) u profilu K1 rozhraní mezi vápenci a metakonglomeráty.

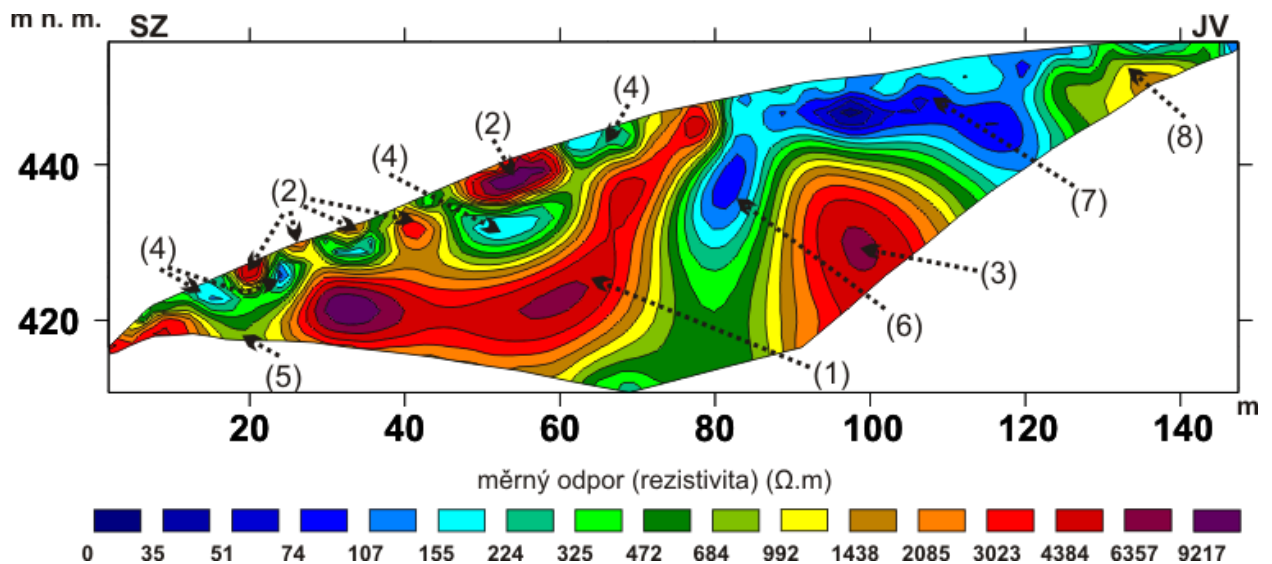


*Obr. 17. ERT profil K2 s popisky domén (viz kap. 8.1.2.)*

### **8.1.3. Profil K3**

Profil K3 (obr. 18) byl naměřen ve směru SZ - JV, s roztečí elektrod 2 m a celkovou délkou 148 m. Hodnoty měrného odporu se v inverzním modelu pohybují v rozmezí od 40 do 10 320  $\Omega$ .m. Inverze pseudoprofilu proběhla v 5 iteracích; konečná hodnota RMS chyby po 5 iteracích činí 3,2 %. Nízká hodnota RMS chyby indikuje dobrou shodu mezi hodnotami predikovanými v inverzním modelu a aktuálně naměřenými hodnotami. Doména (1) se vyskytuje mezi 25. m a 75. m dosahuje hloubky 0 – 25 m, jedná se o doménu s relativně vysokými hodnotami měrného odporu (hodnoty od ~ 1450  $\Omega$ .m po 10 320  $\Omega$ .m). Další domény o vysokých hodnotách měrného odporu se vyskytují při povrchu v první polovině profilu (2), největší z domén se vyskytuje mezi 50. – 60. m v hloubce 0 – 5 m (~ 1450  $\Omega$ .m po 10 320  $\Omega$ .m). Doména (3) vykazuje hodnoty vysokého měrného odporu (~ 1450  $\Omega$ .m – ~ 7800  $\Omega$ .m) a nachází se mezi 90. a 130. m v hloubce ~ 15. m až ~35. m. Domény zahrnuté pod označením (4) jsou patrné v metráži 0 – 10 m, dosahují nízké až střední hodnoty měrného odporu (~ 110 – ~ 650  $\Omega$ .m). Doména (5) nacházející se 15. až 25. m vykazuje střední hodnoty měrného odporu (~ 650 – ~ 1200  $\Omega$ .m). Zřetelná doména (6) se nachází na profilu mezi 70. a 90. m a dosahuje hodnot od ~ 80  $\Omega$ .m do ~ 650  $\Omega$ .m a je subvertikálního uložení. Odporová doména (7) o nízkých až středních odporových hodnotách (40 - ~ 160  $\Omega$ .m) se nachází na metráži 90. až 125 m dosahuje hloubek 0 – 17 m. Od 130 m až po konec profilu (148 m) se vyskytuje doména (8) o středních hodnotách měrného odporu (~ 430 – ~ 1450  $\Omega$ .m) dosahující hloubek od 0 m – 7 m.

Porovnáním s geologickou mapou a přímým pozorováním povrchové geologie v terénu (obr. 15) a podkladů od tišnovských speleologů odpovídají domény (4) podpovrchovým krasovým prostorům a krasovým komínům Královy jeskyně. Dobře omezené domény (1) a (2) odpovídají výskytům vápenců. Dobře omezené domény (5) a (6) s vysokou až střední vodivostí a zřetelným úklonem patrně představují tektonické zóny, dle pozorování v Králově jeskyni se pravděpodobně jedná o krasové komíny vyplněné vodivými jílovitými sedimenty a brekciemi. U domény (3), která je dobře omezená se s největší pravděpodobností jedná o masivní blok vápenců s vysokými hodnotami měrného odporu. Na doméně (3) spočívá doména (7) o nízké rezistivitě, patrně představuje vyplněnou krasovou depresi materiály o nízkých až středních odporových hodnot. Doména (8) podle geologické mapy (1: 25 000) zachycuje výskyt vápenců.



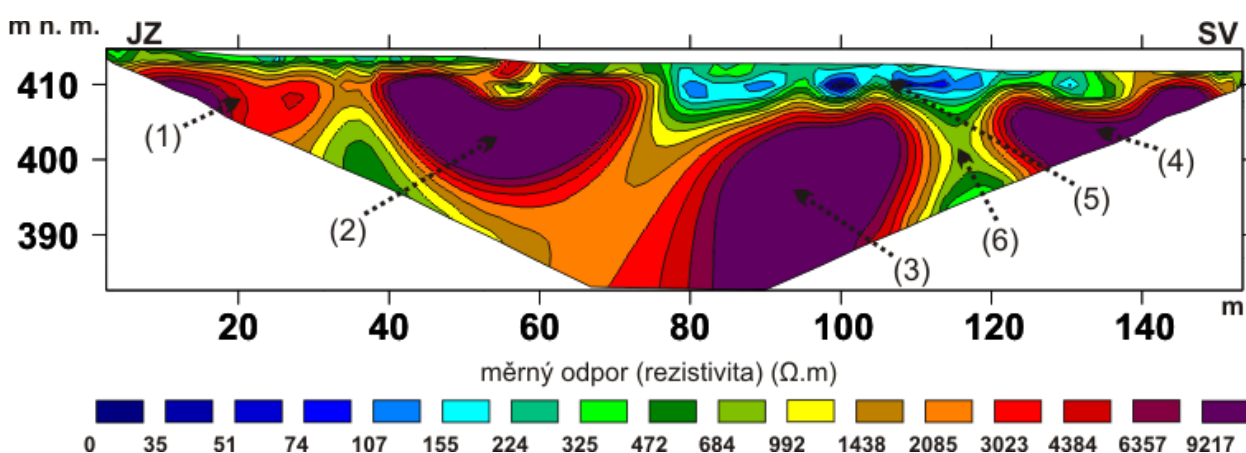
Obr. 18. ERT profil K3 s popisky domén (viz kap. 8.1.3)

#### 8.1.4. Profil K4

Profil K3 (obr. 19) byl naměřen ve směru JZ - SV, s roztečí elektrod 2 m a celkovou délkou 158 m. Hodnoty měrného odporu se v inverzním modelu pohybují v rozmezí od ~ 40 do 12 520  $\Omega.m$ . Inverze pseudoprofilu proběhla v 5 iteracích; konečná hodnota RMS chyby po 5 iteracích činí 3,7 %. Nízká hodnota RMS chyby indikuje dobrou shodu mezi hodnotami predikovanými v inverzním modelu a aktuálně naměřenými hodnotami. Na profilu se vyskytují patrné domény (1), (2), (3), (4) o vysokých měrných odporových hodnotách v rozmezí od ~ 2100  $\Omega.m$  do 12 520  $\Omega.m$ . Jednotlivé domény se vyskytují: (1) od 0 do 30 m, v hloubkách ~ 3 m až ~ 10 m; doména (2) se nachází mezi 40. až 70. m v hloubce ~ 3 m - ~ 15 m; plošně největší doména (3) se nachází mezi 70. a 110. m, v hloubce ~ 7 m až 30 m; doména (4) se vyskytuje od 120. m do 158. m, a dosahuje hloubek od 0 – 13 m. Hodnoty nízkého až středního měrného odporu (~ 40  $\Omega.m$  – ~ 350  $\Omega.m$ ) jsou zachyceny v doméně (5), která se vyskytuje od 70 m do 135 m, dosahuje hloubek 0 - ~ 10 m. Doména (6) dosahuje středních měrných odporových hodnot od ~ 330 – ~ 1200  $\Omega.m$ , vyskytuje se v hloubce ~ 13 m až ~ 18 m.

Porovnáním s geologickou mapou a přímým pozorováním povrchové geologie v terénu (obr. 15) odpovídají domény (1), (2), (3), (4) výskytu vápenců tišnovského vývoje. Jedná se o masivní vápence, které jsou příležitostně tektonicky porušeny a netvoří jednotný celek. Doména (5) má nízké až střední hodnoty rezistivity a patrně představuje vyplněnou krasovou depresi materiály o nízkých až středních odporových hodnot. Dobře omezená doména (6), takřka

subvertikálního uklonění, s největší pravděpodobností představuje tektonickou zónu vyplněnou středně vodivými materiály (jílovité sedimenty a brekcie), může se zde jednat o vyplněný krasový komín. Doména (6) nejspíše navazuje na doménu (5) z profilu K3 (kap. 8.1.3.).



Obr. 19. ERT profil K4 s popisky domén (viz kap. 5.1.4.)

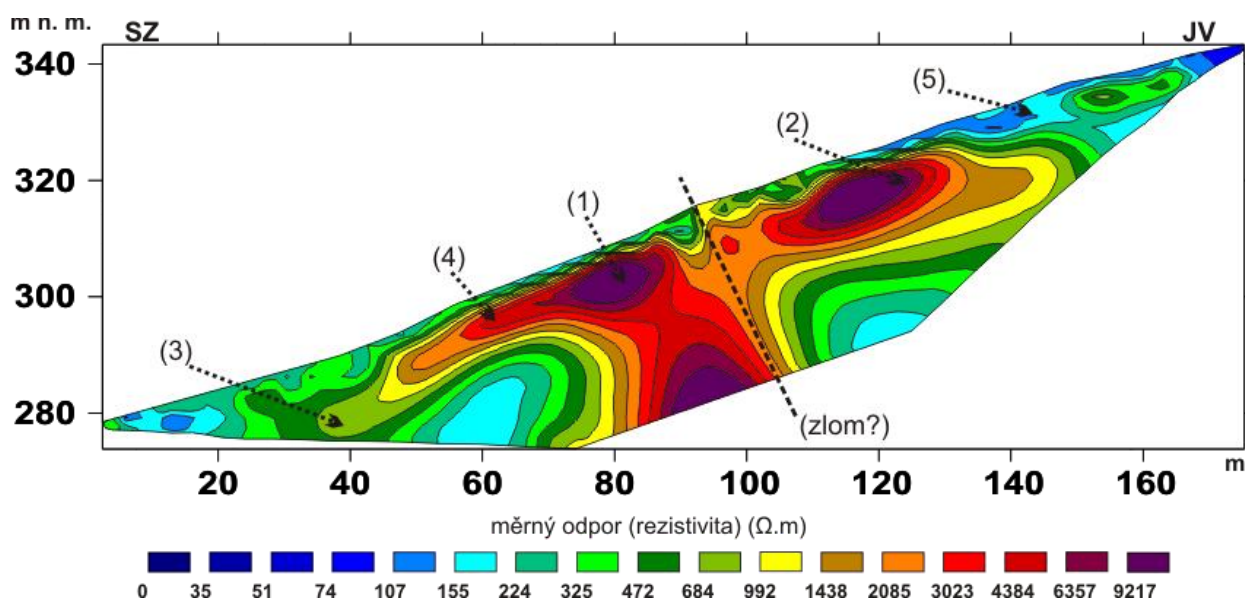
### 8.1.5. Profil K5

Profil K5 (obr. 20) byl naměřen ve směru SZ - JV, s roztečí elektrod 2 m a celkovou délkou 176 m. Hodnoty měrného odporu se v inverzním modelu pohybují v rozmezí od ~ 80 do 11 620  $\Omega.m$ . Inverze pseudoprofilu proběhla v 5 iteracích; konečná hodnota RMS chyby po 5 iteracích činí 3,3 %. Nízká hodnota RMS chyby indikuje dobrou shodu mezi hodnotami predikovanými v inverzním modelu a aktuálně naměřenými hodnotami. Zřetelná je doména (1) v centrální části profilu, dosahující vysokých měrných odporových hodnot od od ~ 1450  $\Omega.m$  až 11 620  $\Omega.m$  v metráži 70. až 105. m, dosahující hloubky od ~ 2 m do ~ 35 m, doména se uklání se k SZ. Doména o vysokých měrných odporech (2) dosahuje hodnot ~ 1450  $\Omega.m$  až 11 620  $\Omega.m$ , vyskytuje se mezi 110. a ~ 150. m zasahující do hloubek ~ 2 m – ~ 20 m. Doména (3) vyskytující se na profilu od 0 – 80 m dosahuje středních hodnot měrného odporu (od ~110  $\Omega.m$  do ~330  $\Omega.m$ ), vyskytuje se od hloubky 0 – 35 m. Doména (3) je z části překrytá doménou (4), která dosahuje vysoké rezistivity (~ 1450 až ~ 4800), nachází se od 50. m až do 70. m a dosahuje do hloubek ~ 2 m až ~ 10 m. Doména (5) se vyskytuje od 110. m do 178. m a zasahuje od 0 m do 10 m, doména dosahuje nízkých až středních měrných odporových hodnot (~110  $\Omega.m$  – ~ 330  $\Omega.m$ ).

Z přímého pozorování povrchové geologie v terénu odpovídají domény (1) výskytu vápenců, doména (2) metakonglomerátům, doména (3) metagranitu a doména (5) svahovým



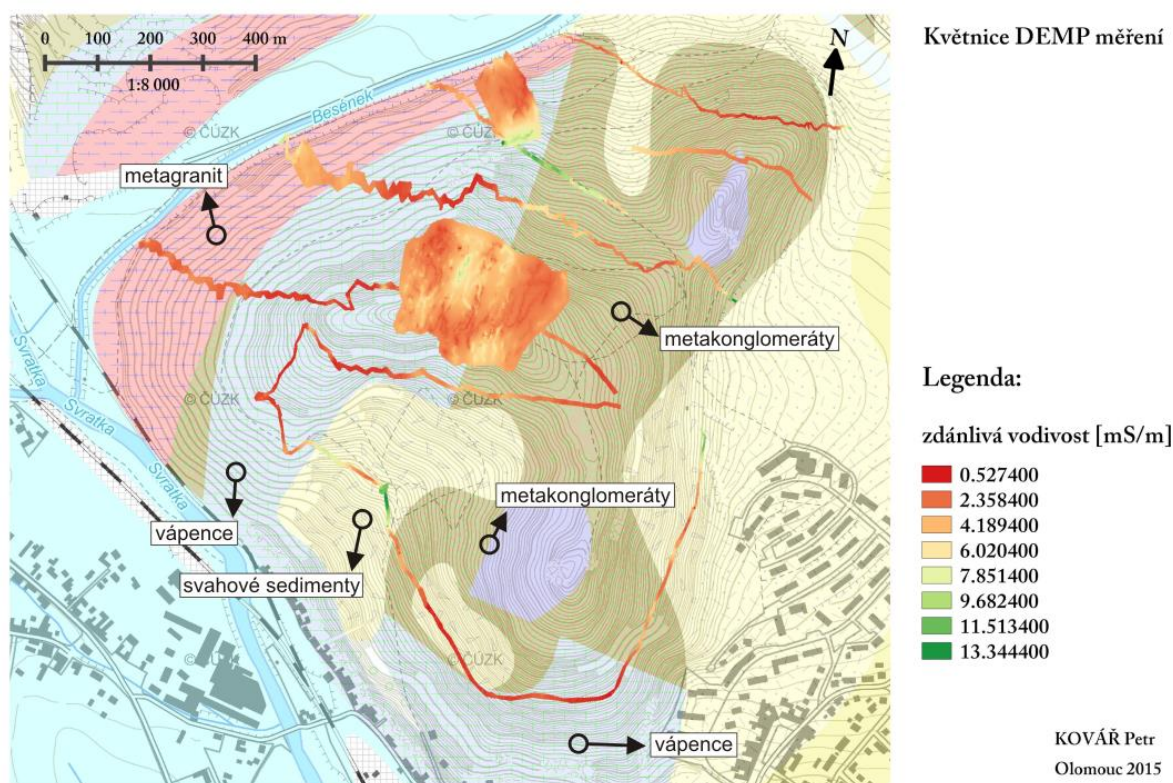
sedimentům. Mezi doménami (1) a (2) se s největší pravděpodobností nachází tektonická porucha (zlom?), který tyto dvě domény odděluje. Doména (3) je částečně překryta doménou (4), zde se jedná nejspíše o vápencový osyp, který spočívá na metagranitech. Nízké hodnoty rezistivity u domény (5) nám ukazují na výskyt svahových sedimentů.



Obr. 20. ERT profil K5 s popisky domén (viz kap. 8.1.5.)

## 8.2. Výsledky měření dipólového elektromagnetického profilování (DEMP)

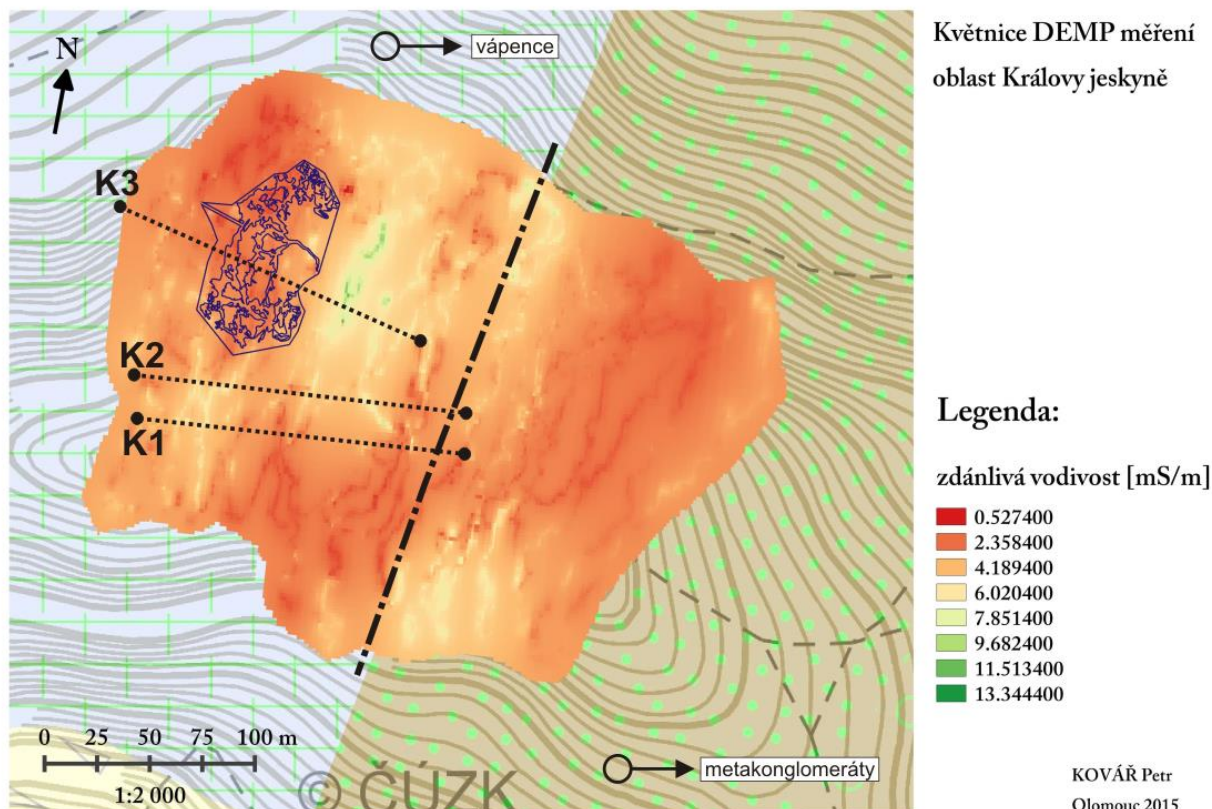
Hodnoty zdánlivé vodivosti pro oblast Květnice se pohybovaly v rozmezí 0,5274 mS/m – 13,3444 mS/m (obr. 21). Vysoké naměřené hodnoty vypovídají o dobře vodivých zónách, pravděpodobně tvořených ze svahových sedimentů a z tektonicky či erozně porušených hornin. Naopak nízké hodnoty ukazují na zóny o špatné vodivosti a ty značí, že se v oblasti vyskytují neporušené horniny v blízkosti povrchu. Z převážné části masiv Květnice vykazuje nízké hodnoty zdánlivé vodivosti a jen v určitých oblastech a úsecích jsou patrné zóny o vyšší zdánlivé vodivosti.



Obr. 21. Souhrnná mapa pro měření metodou DEMP na Květnici

### 8.2.1. Oblast Královy jeskyně

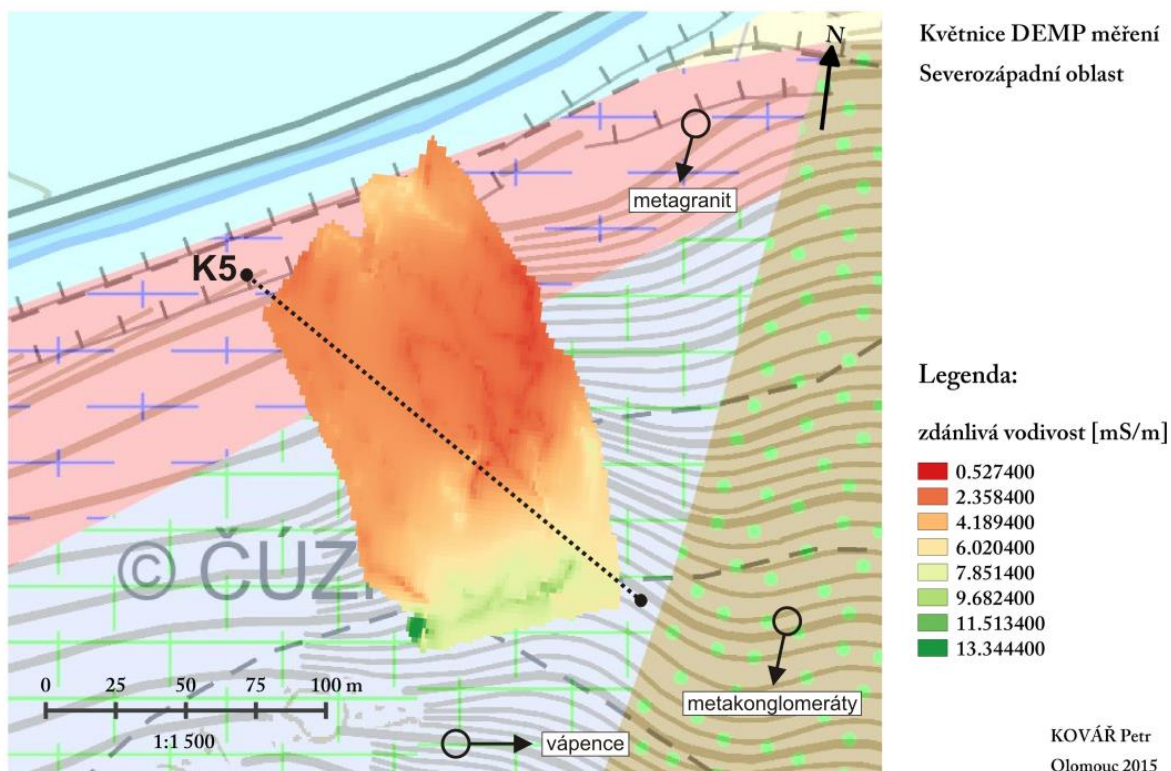
První polygon DEMP byl naměřen v oblasti v nadloží Královy jeskyně a jejího okolí (obr. 22), zejména v oblasti kde hraničí vápence s metakonglomeráty. Měřená oblast zaujímala plochu cca 6,4 ha. V oblasti převažují nízké zdánlivé vodivosti ( $\sim 0,5$  až  $\sim 4$  mS/m), s výjimkou dvou zón s vyššími vodivostmi ( $\sim 6$  až  $\sim 13$  mS/m), které jsou uspořádány ve směru S – J až SSV – JJZ). Tyto zóny korelují s komínovou stavbou Královy jeskyně tak i s výsledky z měření ERT K3 (kap. 8.1.3.). Lineární průběh vodivé zóny lze interpretovat jako výplň krasového komínu, který je predisponován tektonickou linií. Z výsledků je patrná hranice přechodu vápenců s metakonglomeráty (čerchovaná čára v obr. 21), kdy západní strana náleží vápencům a má rozkolísané hodnoty zdánlivé vodivosti z důvodu nekonsolidovanosti vápenců. Naproti tomu východní část oblasti patřící metakonglomerátům má ustálenější hodnoty. Z naměřených dat lze rozpoznat určitou tektonickou predispozici hornin ve směru SV – JZ.



Obr. 22. Oblast nadloží Králový jeskyně a jejího okolí se zobrazeným polygonem Králový jeskyně (přibližné umístění – „chyba“ GPS) a s vyznačenými profily K1; K2; K3; čerchovaná čára – předpokládaná hranice vápenců a metakonglomerátů

### 8.2.2. Severozápadní oblast Květnice

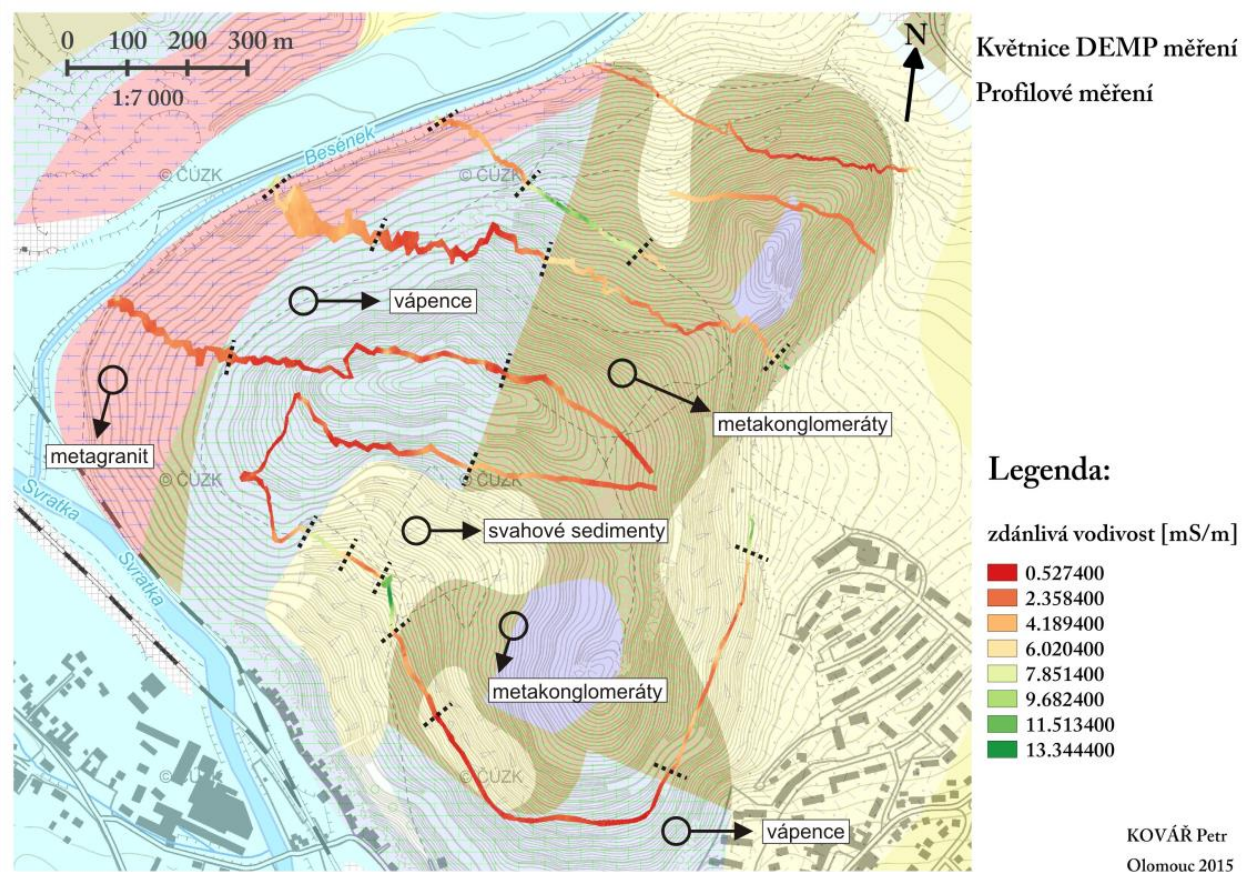
V severozápadní oblasti masívu Květnice byla měřena oblast, kde se vyskytují základní litologické typy Květnice metagranit, vápenec, metakonglomerát a svahové sedimenty. Měřená oblast měla rozlohu 1,4 ha (obr. 23). Převažují zde nízké hodnoty zdánlivé vodivosti převážně v severozápadní části. V jihovýchodní části naopak převládají hodnoty se střední až vysokou zdánlivou vodivostí. Litologické hranice mezi jednotlivými horninovými typy nejsou zřetelné, ale je zaznamenán přechod masivních hornin do oblasti, kde se vyskytují kvartérní svahové sedimenty. Tento přechod je také patrný na ERT profilu K5 (kap. 8.1.5)



Obr. 23. Severozápadní oblast Květnice se zaznačeným ERT profilem K5

### 8.2.3. Profilové měření

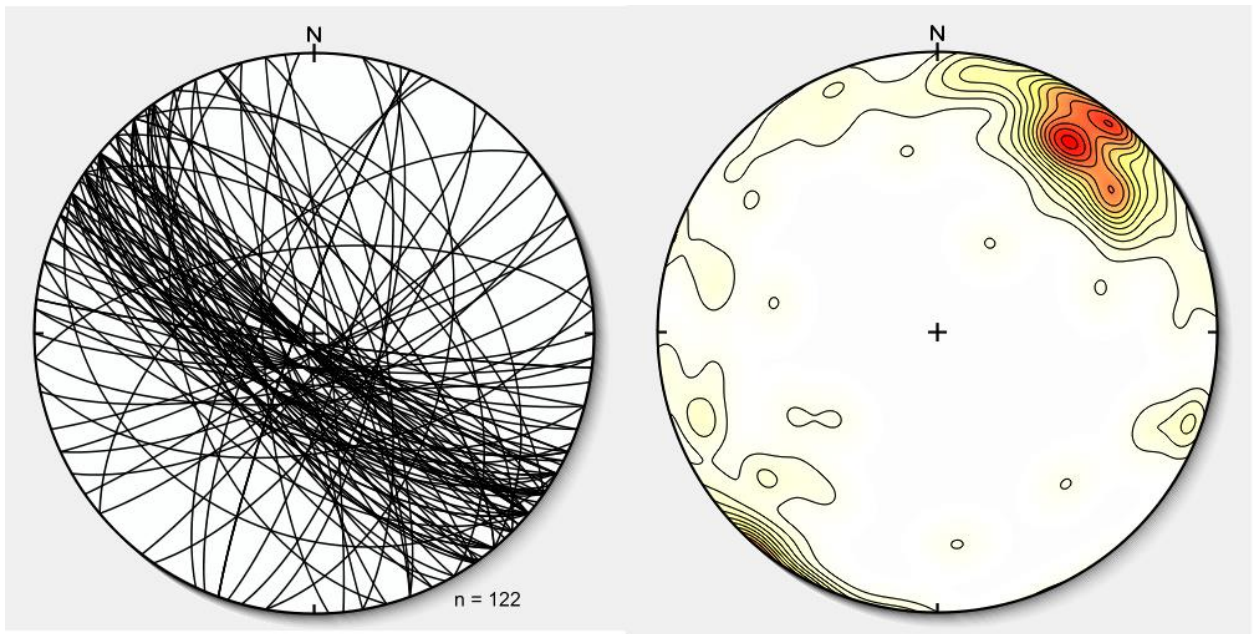
Z naměřených profilů lze vypočítat jistou korelaci naměřených dat zdánlivé vodivosti s geologickou mapou. Přechody mezi jednotlivými litologickými jednotkami jsou zhruba patrné na změně hodnot zdánlivé vodivosti. Jednotlivé zřetelné přechody jsou vyznačeny na obr. 24. Nejvíce lze pozorovat přechod mezi horninami a svahovými sedimenty.



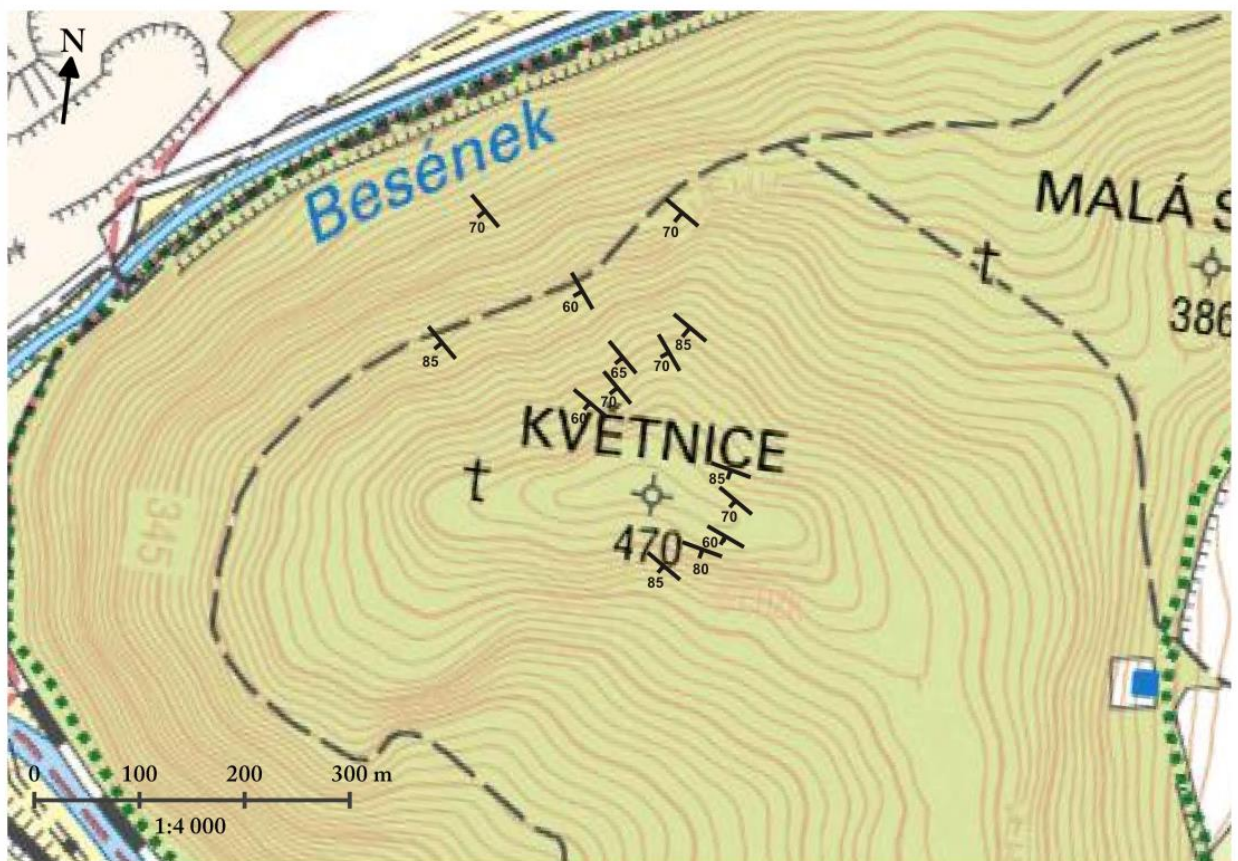
Obr. 24. Profilové měření metodou DEMF na Květnici s vyznačenými změnami zdánlivé vodivosti

## 9. Měření drobných tektonických struktur

Měřeny byly menší tektonické struktury na výchozech Květnice. Oblastí zájmu pro měření geologickým kompasem bylo okolí Královy jeskyně a oblast výskytu vápenců (obr. 26). Bylo změřeno 122 ploch pro systém puklin u vápenců (obr. 25). U vápenců převažuje směr ploch puklin SZ – JV s úklonem  $60^\circ - 85^\circ$  k JZ (obr. 25). Puklinové systémy jsou převážně subvertikální.



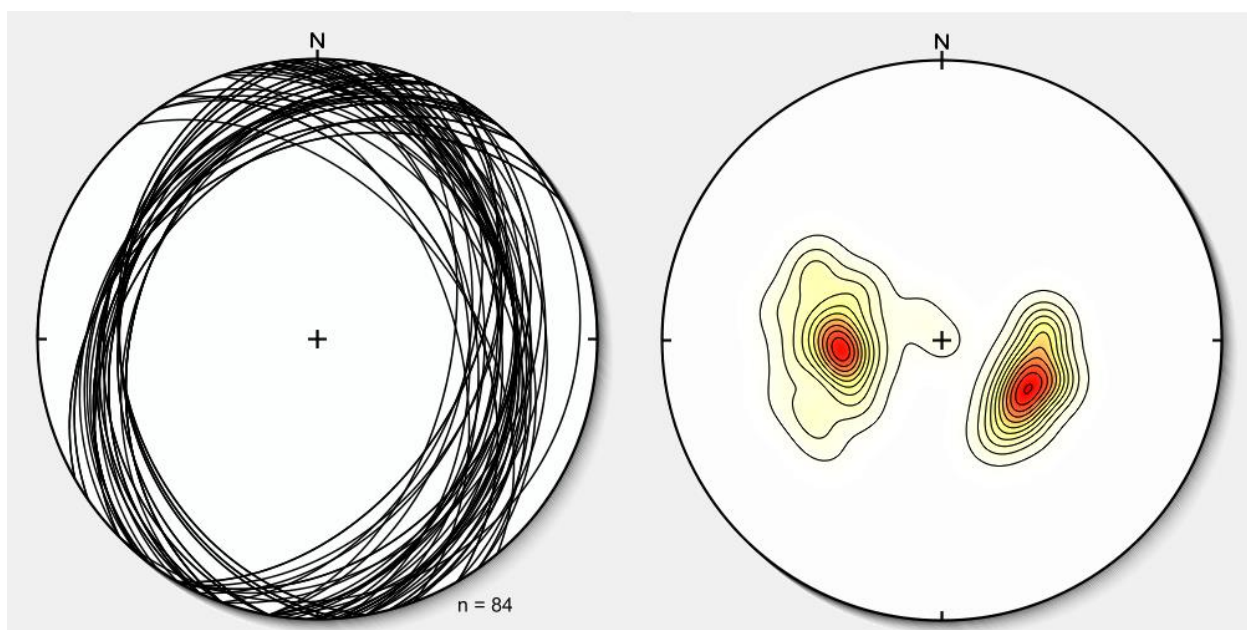
Obr. 25. Obloukový diagram a bodový diagram pólů puklin v okolí Královny jeskyně



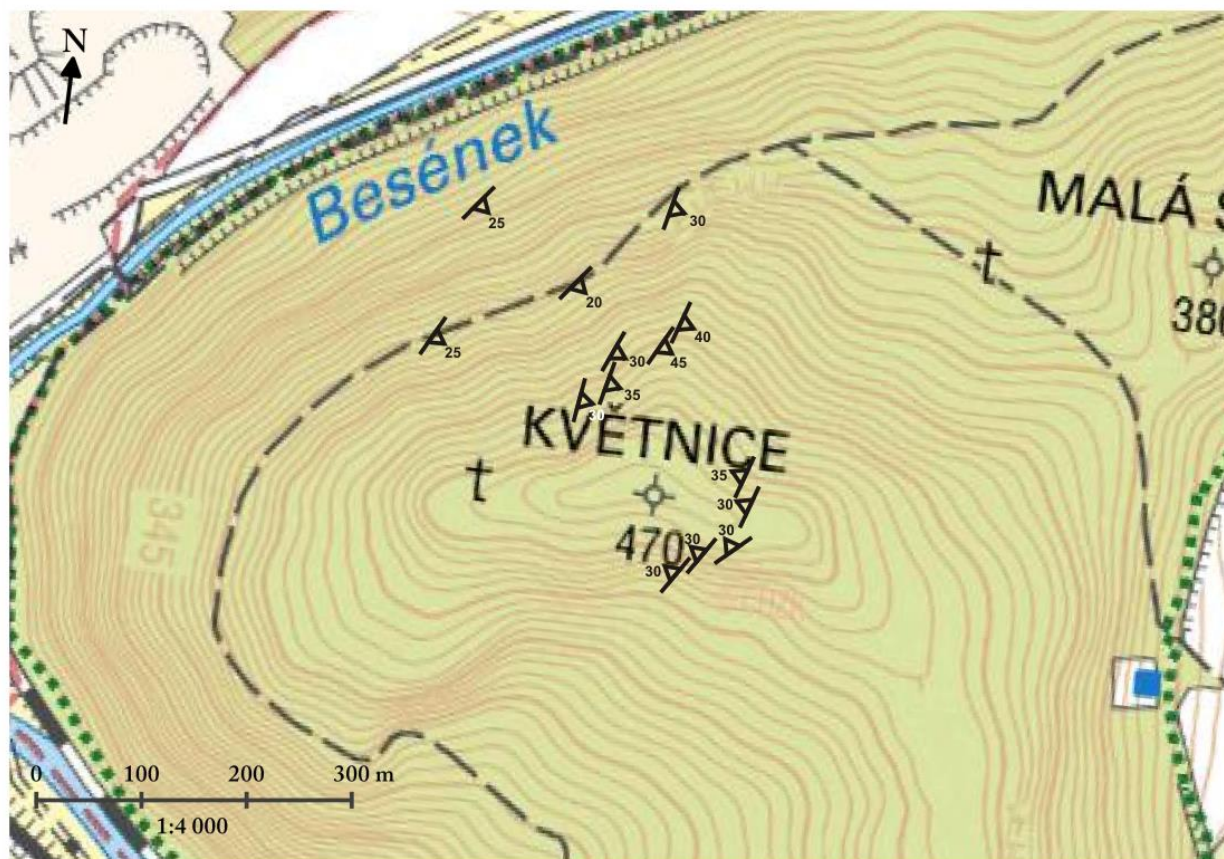
Obr. 26. Strukturní mapa ploch puklinatosti v okolí Královny jeskyně

Dále byly měřeny plochy plošné paralelní textury (foliace) vápenců (84 měření). Datový soubor ukazuje na výskyt dvou přednostních směrů foliací (obr. 27 a 28), směr S – J s úklonem  $20^\circ - 50^\circ$  k V a směr SSV – JJZ s úklonem  $25^\circ - 35^\circ$  k SV (obr. 27). Foliace jsou převážně subhorizontální.

Z naměřených dat bylo možno vykonstruovat strukturní mapu (obr. 26 a 28) pro oblast vápenců a to pro pukliny a foliace.



Obr. 27. Obloukový diagram a bodový diagram pólů ploch foliací v okolí Královy jeskyně



Obr. 28. Strukturální mapa ploch foliací okolí Králový jeskyně.

## 10. Diskuze

Z inverzních modelů odporového profilování můžeme na základě hodnot z měření a za pomoci geologické mapy a zmapování prostoru přiřadit hodnoty měrného odporu jednotlivých odporových (vodivostních) domén dílčím litologickým jednotkám. Hodnoty měrného odporu jsou ovlivněny faktory, jako jsou intenzita zkrasování, rozpukání, pórovitost, minerální složení, struktura a textura hornin. Pro masivní vápence byly naměřeny hodnoty měrného odporu  $\sim 2000 \Omega \cdot m$  až k hodnotám  $12\,520 \Omega \cdot m$ . Zkrasovělé zóny ve vápencích mají hodnoty v rozmezí  $\sim 160 - \sim 1000 \Omega \cdot m$ . Vyplněné přípovrchové krasové deprese (horizontální domény o nízkých až středních hodnot měrného odporu) dosahují hodnot  $\sim 40 - \sim 350 \Omega \cdot m$ . Pro krasové komíny (vertikální domény o nízkých až středních hodnot měrného odporu), které jsou dle analogie s Králový jeskyně vyplněny svahovými sedimenty s obsahem jílu nebo brekciemi, byly zjištěny nízké hodnoty rezistivity v rozmezí hodnoty rozmezí  $\sim 80 - \sim 650 \Omega \cdot m$ . V metakonglomerátech byly naměřeny hodnoty  $\sim 430 - \sim 11\,740 \Omega \cdot m$ . Metagranit vykazuje středně vodivé hodnoty měrné vodivosti od  $\sim 110 \Omega \cdot m$  do  $\sim 330 \Omega \cdot m$ . Naměřené hodnoty je možné porovnat s hodnotami uvedenými v

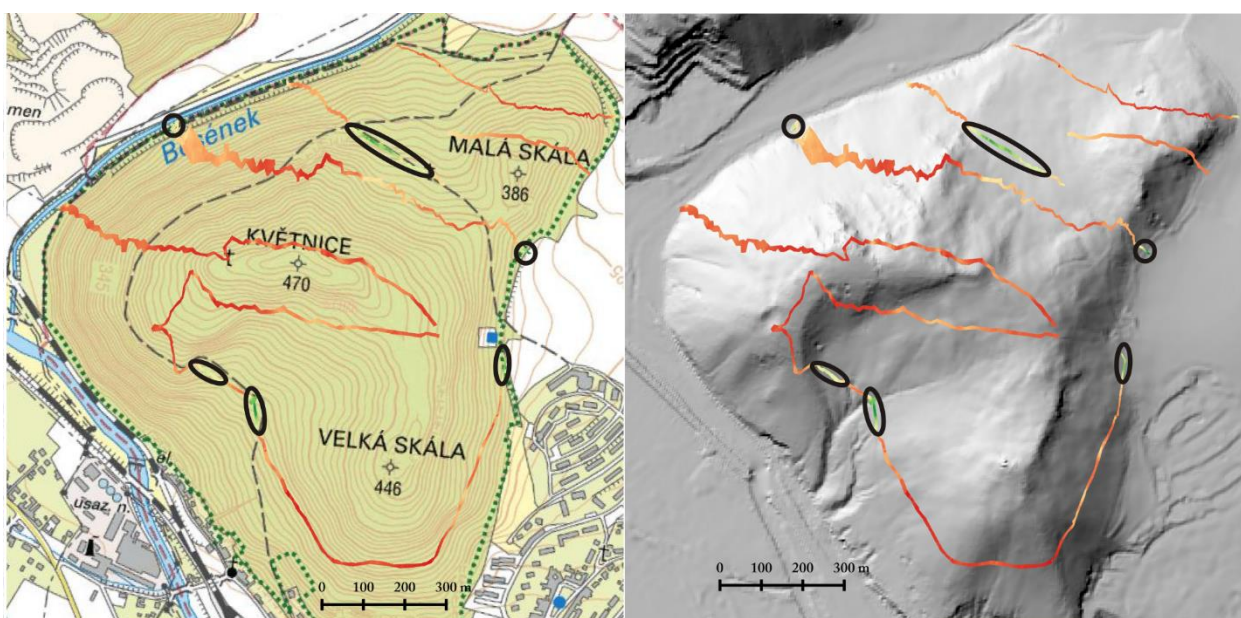


literatuře (Hašek a Taraba 1981; Dleštík 2013 a Vodehnal 2011). Hašek a Taraba (1981) proměřovali ve své práci devonské krasové struktury u Heroltic spadající do lažánecko – heroltického krasu vzdáleného 5 km jz. od Tišnova. Devonské herolticko – lažánecké vápence mají celkový rozsah měrného odporu mezi 70 - 8300  $\Omega$ .m. Masivní vápence mají měrný odpor převyšující 2500  $\Omega$ .m. Mírně zkrasovělé a rozpukané vápence 500 - 1400  $\Omega$ .m a intenzivně zkrasovělé a silně rozpukané vápence 70 – 460  $\Omega$ .m. Pro metagranit (ve studii uváděno pod pojmem „svratecká žula“) naměřili měrný odpor od 75 do 520  $\Omega$ .m. Naměřené hodnoty z relativně blízkých krasových oblastí jsou si velice podobné. Dleštík (2013) naměřil ve své práci v hranickém krasu pro masivní vápence hodnoty nad 2000  $\Omega$ .m. Pro zkrasovělou zónu 300 – 1500  $\Omega$ .m a pro jílovité klastické sedimenty tvořící pokryv krasu a výplň krasových dutin hodnoty pod 100  $\Omega$ .m. Vodehnal (2011) provedl odporové profilování v javoříčském krasu, kde se hodnoty pro zkrasovělé vápence pohybovaly v rozmezí 300 – 400  $\Omega$ .m. Pro rozhraní vápenců a sedimentů tvořící pokryv, nebo výplň jeskynních prostorů či komínů udává hodnoty rozmezí 600 – 800  $\Omega$ .m. Hodnoty měrného odporu se relativně shodují i u vzdálenějších krasových oblastí. Uvedené rozhraní hodnot měrného odporu pro jednotlivé litologické domény jsou v souladu s tabelizovanými rozsahy hodnot základních typů hornin (Mareše et al., 1990; Mussetta a Aftab Khan 2000) (tab. 1; kap. 6.1.).

Inverzní modely odporového profilování odhalují podpovrchovou geologickou stavbu v oblastech vedení profilů. Na profilech jsou zachyceny tektonické poruchy ve vápencích, komínovou stavbu krasového systému a litologické rozhraní vápenců a metakonglomerátů. Jedná se převážně o subvertikální směr struktur. Tektonické poruchy vápenců a komínová stavba odpovídají směřům foliace SSV – JJZ z blízkosti Královy jeskyně, ale jejich úklon ( $60^\circ$  –  $85^\circ$  k SZ) je obecně vyšší, než úklony foliací ( $25^\circ$  -  $35^\circ$  k SZ). Podobný jev, kdy subvertikální jeskynní chodby a komíny jsou založeny na regionální foliaci o nižším úklonu, byly pozorovány např. v jeskyni Za hájovnou v javoříčském krasu (Bábek a Vodehnal et al., 2012; Bábek et al. 2015).

Metoda DEMP se využívá například při archeologických pracích, průzkumu říčních paleokoryt Lepařová (2012), a při mapování inženýrských sítí. V krasových oblastech byla tato metoda použita např. Putiškou et al. (2014) při průzkumu Komberského krasu spadající pod Kuchynsko – orešanský kras v Malých Karpatech na Slovensku. Práce byla zaměřena na proměření již známých závrtů a vyhledání skrytých podpovrchových krasových jevů. DEMP byl využit pro detailní zmapování prostorového rozložení masivních karbonátových hornin a krasových depresí vyplněné sedimenty. Výsledky byly obdobné jako v této práci, sledovaly se rozdíly ve vodivosti a výskytu vodivostních anomálií. V prostoru masivu Květnice nebyl rozsah

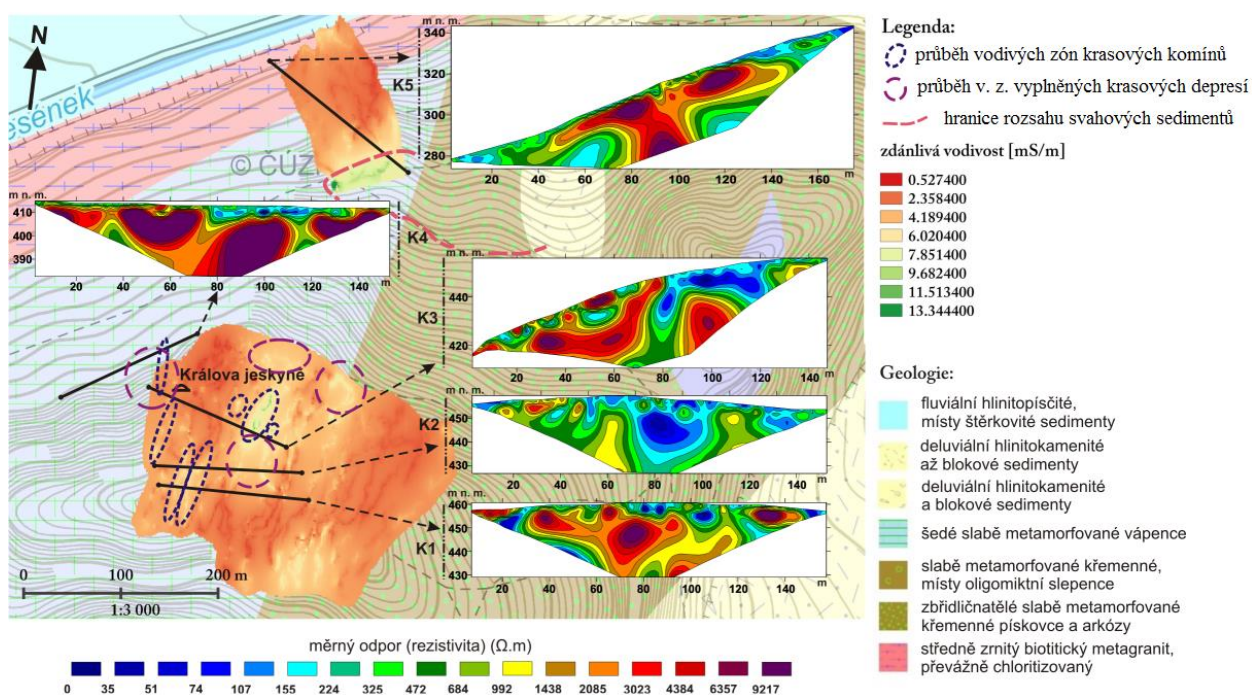
hodnot zdánlivé vodivosti veliký, ale určité anomálie byly nalezeny (obr. 30). Domény s vyššími hodnotami měrné vodivosti v masívu Květnice korelují s výskyty svahových hlinito-kamenitých sedimentů (obr. 29). Zdánlivá vodivost při povrchu se pohybovala v rozmezí 0 – 8 mS/m (obr. 31). Vyšší hodnoty zdánlivé vodivosti rovněž korelují výskytem vyplněných krasových komínů, potvrzeným průzkumem ERT (např. obr. 16; 17; 18). Hodnoty se pohybují kolem 13 mS/m a jsou měřeny z hloubky 6 m. Lze předpokládat, že hodnoty zdánlivé vodivosti jsou přímo úměrné mocnosti svahových sedimentů do maximální hloubky 6 m (dosah měření přístroje).



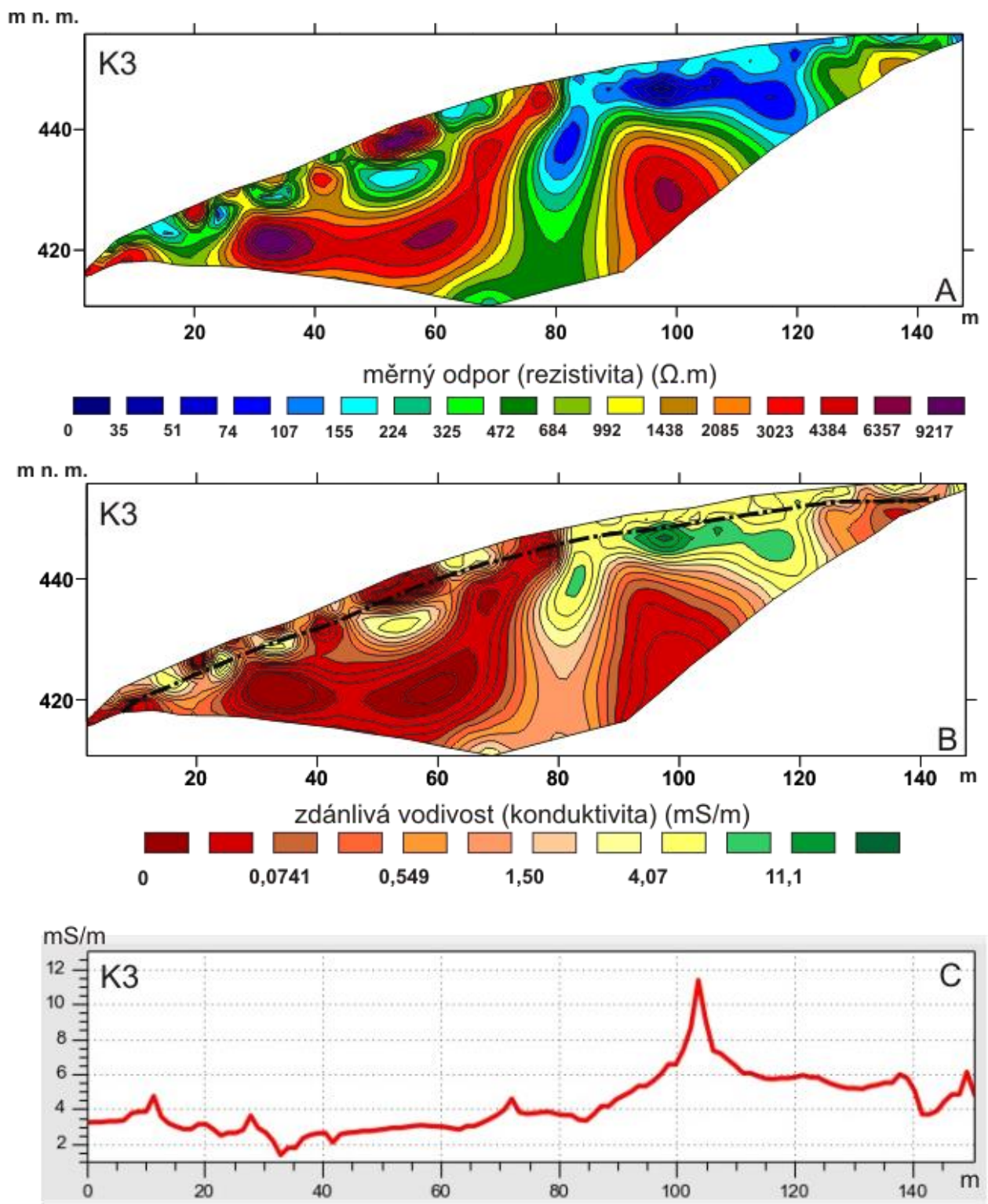
Obr. 29. Topografická mapa a digitální model masívu Květnice s údaji profilů z DEMP měření

Práce, které využívají geofyzikální metodu, by měly být doplněny ještě o jedno či více geofyzikální měření jiného druhu, nebo použít data z vrtného průzkumu či geologické mapy ke korelaci. Na území Květnice se žádné průzkumné vrty neuskutečnily až na jeden, který je na úpatí Květnice směrem k soutoku Besénku se Svatkou, ale svojí pozicí a geologickou výplní k účelům korelace je nevhodný. Výsledná data ukazují, že metody ERT a DEMP jsou schopné nejen se doplňovat ale i potvrzovat správnost měření (obr. 30; 31). Měrná vodivost je převrácenou hodnotou měrného odporu (Mussett a Aftab Khan 2000). Nejprokazatelněji tato skutečnost lze pozorovat v prostoru nadloží Královy jeskyně, kde mapa anomálií DEMP zachytila struktury s nízkou hodnotou zdánlivé vodivosti (s vysokým odporem) i zónu s vysokou zdánlivou vodivostí (nízkým odporem). Vodivostní anomálie byly později protnuty profily ERT K1, K2, K3. Nejprokazatelnější protnutí těchto metod jde vidět na profilu K3 (obr. 30; 31). První polovina ERT profilu K3 z pohledu měření metody DEMP vykazuje vyšší odporové hodnoty, které odpovídají

první polovině ERT profilu kde se vyskytují velké nevodivé struktury s vysokým odporem. Tato část je prokazatelně tvořena převážně masivními vápenci. Tvzení potvrzuje geologická mapa a poznatky z Královy jeskyně. Ve druhé polovině profilu se vyskytuje na povrchu zóna s nízkým odporem a ERT profil vykazuje vodivostní struktury o nižším odporu. Hodnoty mohou být ovlivněny výskytem písčitých až hlinitopísčitých svahových sedimentů. Strukturu mezi 90. a 110. m v hloubce ~ 15. m až ~35. m DEMP nezachycuje. Výskyt sedimentů potvrzuje jeskyňářský průzkum v této oblasti. Na ERT profilu K1 jsou na povrchu patrné nevodivé struktury o vyšším odporu ve vzdálenosti 35 – 45 m, 65 – 70 m a 125 – 158 m. Profil K2 vykazuje v prostřední části menší hodnoty odporu na povrchu tak i do hloubky. DEMP na profilu K2 zachycuje i větší struktury na 30., 60. a 50. m. U ERT profilu K5 lze vypožorovat, že tři třetiny profilu zaujímají hodnoty se středním až vyšším odporem v přípovrchové části. Hodnoty jsou ovlivněny blízkým výskytem nevodivých struktur s vyšším odporem k povrchu a výskytu vrstvě vodivějších materiálů s nižším odporem v přípovrchové zóně. DEMP zde zachycuje nevodivou strukturu v oblasti 110 – 130 m. Profil ERT K5 potvrzuje měření dipólového elektromagnetického profilování. Jižní část měřené plochy je tvořena materiálem o nižším odporu, zde se může jednat o mocnou vrstvu svahových sedimentů.



Obr. 30. Souhrnná mapa pro měření ERT a DEMP na geologické podkladové mapě



Obr. 31. Korelace ERT profilu K3 (A) s hodnotami konduktivity pro profil K3 (B), (C) graf hodnot konduktivity povrchového měření DEMF podél profilu K3

Pro názornost je možné výsledky ERT měření (obr. 31 – A) vyjádřit jako hodnoty konduktivity (zdánlivé vodivosti) (obr. 31 – B) a ty pak korelovat s výsledky měření DEMF. Tato korelace je uvedena na profilu K3 (obr. 31). Vyskytuje se zde problém, že hodnoty rezistivity

z ERT nejsou absolutní ale modelové, dané výpočtem při inverzi naměřených odporů, a výsledná data mohou mít posunutý rozsah absolutních hodnot oproti hodnotám z DEMP. Nicméně tato odchylka, která je dána hodnotou RMS error, je vcelku zanedbatelná. Můžeme sledovat, že anomálie v obou vyobrazených profilech na obr. 31 – A a B se shodují. Do profilu konduktivity (obr. 31 – B) byla zaznamenána hranice dosahu měření metodou DEMP (6 m). Program Qgis 2.10.1 umožňuje vygenerování grafu zdánlivé vodivosti z dat naměřené metodou DEMP podél profilu K3 (obr. 31 – C). Průběh linie v profilu konduktivity K3 koreluje s výsledky z měření metodou DEMP.

## 11. Závěr

Práce byla zaměřena na průzkum podpovrchových krasových jevů. Profilové měření, metodou elektrické odporové tomografie (ERT), detekovalo průběh již známých jeskynních prostor, ale neobjevilo nové neznámé prostory. Byly zaznamenány (vyplněné či zasucené) krasové komíny a vyplněné krasové deprese. Krasová stavba mezi kontaktem vápenců a metakonglomerátů nebyla prokázána. Elektrická odporová tomografie zaznamenala přechody mezi vápenci a metakonglomeráty, ale také přechod vápenců a metagranitů (profil K5). Zaznamenané hodnoty měrného odporu se pohybovaly v rozmezí 40 – 12 520  $\Omega$ .m. Lze rozlišit několik domén pomocí měrného odporu a to pro masivní vápence s rozsahy ~ 2000  $\Omega$ .m až 12 520  $\Omega$ .m; zkrasovělé zóny ve vápencích ~ 160 – ~ 1000  $\Omega$ .m; vyplněné přípovrchové krasové deprese ~ 40 – ~350  $\Omega$ .m; vyplněné krasové komíny ~ 80 – ~ 650  $\Omega$ .m; metakonglomeráty ~ 430 – ~11 740  $\Omega$ .m; metagranit ~ 110  $\Omega$ .m do ~ 330  $\Omega$ .m. Elektrická odporová tomografie zaznamenala špatně vodivé struktury s vysokým odporem o vysokých hodnotách pro masivní horniny, tak i struktury s dobrou vodivostí s malým odporem pro oblasti vyplněné svahovými sedimenty. Metodou dipólového elektromagnetického profilování byly zjištěny hodnoty zdánlivé vodivosti v rozmezí 0,5247 – 13,3444 mS/m v hloubce 6 m. Nejmenší hodnoty patří horninovým masivům v blízkosti povrchu a nejvyšší hodnoty náleží oblastem, kde se vyskytují deluviální sedimenty. Dipólové elektromagnetické profilování objevilo na povrchu vodivostní anomálie, které odpovídají prostorům, kde se vyskytují krasové komíny a vyplněné krasové deprese. Metodou byly také rozpoznány litologické hranice mezi vápenci – metakonglomeráty, vápenci – metagranitem a hranice mezi metakonglomeráty – svahovými sedimenty. Metody elektrické odporové tomografie a dipólového elektromagnetického profilování se navzájem doplňují. Při použití metod ERT a DEMP u mělkého geofyzikálního mapování, zejména krasových oblastí, je vhodné začít s metodou dipólového elektromagnetického profilování a po vyhodnocení výsledků a zjištění

možných vodivostních anomálií zahájit měření elektrickou odporovou tomografií a protnout zjištěné vodivostní anomálie. Tektonické měření se shoduje se staršími výsledky. Měření foliací vápenců geologickým kompasem, objevilo možnou převrácenou vrásu. Oblast profilu K5 (obr. 20) je z geologického hlediska velmi složitá a geologická mapa (1 : 25 000) nezachycuje přesné postavení hornin. K vytvoření podkladových map a interpretaci výsledků z dipólového elektromagnetického profilování byl použit program Qgis 2.10.1.

## 12. Literatura

Bábek, O., Vodehnal, O., Faměra, M., Tomica, A. (2012): Geofyzikální mapování krasových struktur metodou multielektrodového odporového profilování: jeskyně Za hájovnou, Javoříčský kras. Geol. výzk. Mor. Slez., Brno, 92 – 95 s.

Balák, I. (2009): *Kras v okolí Tišnova*. In: Hromas J. (ed.) et al. (2009): *Jeskyně*. In: Mackovčín P., Sedláček M. (eds.): *Chráněná území ČR, svazek XIV*. Agentura ochrany přírody a krajiny ČR a EkoCentrum Brno, Praha, 608 s. 514 – 518 s.

Bosák, P., Nekovařík (1977): *Příspěvek k problematice „brumovid“ ve svratecké klenbě*. – Čas. Morav. Muz., Vědy přír., 62., Brno, 31 – 42 s.

Bosák, P. (1980): *Sedimentologie devonu tišnovských brunnid a brněnské j. s.s. na Tišnovsku*. – MS, doktorská práce, UK. Praha, 177 s.

Bosák, P. (1983): *Palinspastická rekonstrukce sedimentačního prostoru devonu tišnovských brunnid*. – Vest. Ústr. Úst. geol., 58., Praha, 341-346 s.

Bosák, P. (1983): *Polycyclic development of karst phenomena in the Tišnov area (Western Moravia, Czechoslovakia)*. Proc. Europ. Conf. Speleol, 2, Sofia, 253 –256 s.

Bosák, P. (1984): *Organická hmot v devonských karbonátových horninách na Tišnovsku*. Časopis pro mineralogii a geologii. roč. 29,č. 1., Praha, 41 – 53 s.

Burianková, K., Čtyrská, J., Čurda, J., Gilíková, H., Gürtlerová, P., Hanžl, P., Kabátník, P., Kratochvílová, H., Manová, M., Maštera, L., Neudert, O., Otava, J., Petrová, P., Šalanský, K., Šrámek, J., Švecová, J., Vít, J. (2001): *Vysvětlivky k základní geologické mapě ČR 1 : 25 000, 24-321, Tišnov*. Výzkumná zpráva, 89 s.

Cook, K. L., Van Nostrand, R. G. (1954) *Interpretation of resistivity data over filled sinks*. Geophys Prospect 21, 716–723 s.

Dědková, J., Glisníková, V. (2008): *Přírodní památka Holásecká jezera*. – *Ve službách archeologie*. 1/08, Geopek, Archeologický ústav SAV, Brno, 37-40 s.

Demek, J., Mackovčín, P. (2006): *Hory a nížiny: Zeměpisný lexikon ČR. II. Brno 2006 : Agentura ochrany přírody a krajiny Nuselská 39 Praha 4, 582 s.*

Dleštík, P. (2013): *Mělké geofyzikální mapování povrchu hranického krasu metodami odporového profilování a refrakční seismiky – MS, diplomová práce. Univerzita Palackého, Olomouc, 65 s.*

Fajst, M. (1968): *Granitization und Migmatitization im NW Teile des Svatka – Komplexes. – Acta Univ. Carol., Geol., 1968/4, Praha, 309 – 328 s.*

Greenfield RJ (1979) *Review of geophysical approaches to the detection of karst.* Bull Assoc. Eng. Geol., 16, 393–408 s.

Griffiths D. H., Barker R. D. (1993): *Twodimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology.* Journal of Applied Geophysics, Vol. 29, 211-226 s.

Hašek, H., Taraba, J. (1983): *Přínos geofyziky pro hydrogeologický průzkum devonské krasové struktury u Heroltic.* Sbor. geol. Věd, Hydrogeol., inž. Geol., 17, Praha, 113 – 128 s.

Hladil, J. (1994): *Moravina Middle and Late Devonian Buildups: evolution in time and space with respect to Laurussian shelf. - Cour. Forsch. – Inst. Senckenberg. 172; Frankfurt am Main 111 – 125 s.*

Hrádek, M. (2000): *Geomorfologie Tišnovska.* Sborník okresního muzea Brno – venkov Předklášteří, 67 – 83 s.

Hrádek, M. (2013): *Geomorfologie Tišnova a jeho okolí.* 13 – 41s. in Cibulka et al. (ed.) (2013): *Tišnov: příroda, dějiny, památky, lidé.* 1. vyd., Tišnov, 625 s.

Cháb, J., Fediuková, E., Fišera, M., Novotný, P., Opletal, M. (1990): *Variská orogeneze v sileziku.- Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol., Praha. 9 – 39 s.*

Cháb, J., Strážník, Z., Eliáš, M. (2007): *Geologická mapa České republiky 1:500 000. – Čes. geol. služba. Praha.*

Cháb, J., Breitner, K., Fatka, O., Hladil, J., Kalvoda, J., Šimůnek, Z., Štorch, P., Vašíček, Z., Zajíc, J., Zapletal, J. (2008): *Stručná geologie základu Českého masivu a jeho karbonského a permského pokryvu* Česká geologická služba, Praha, 284 s.



- Chalikakis, K., Plagnes, V., Guerin, R., Valois, R., Bosch, F. P. (2011): *Contribution of geophysical methods to karst – systém exploration: an overview*. Hydrogeology Journal. 19, 1169 – 1180 s.
- Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J., Stráník, Z. (2011): *Geologická minulost České republiky*, Nakladatelství Academia Středisko společných činností AV ČR, v.v.i., Praha, 436 s.
- Jaroš, J., Mísař, Z. (1959): *Předběžná zpráva o geologických výzkumech okolí Tíšnova*. Čas.Min.Geol., 4.,1., Praha, 93-95 s.
- Jaroš, J., Mísař, Z. (1968): *Stratigrafické postavení vápenců na Tíšnovsku*. Věst. Ústř. Úst. geol. 43, 1, Praha, 9 – 13 s.
- Jaroš, J. (1972): *Vysvětlivky k listu mapy 1 : 25 000 M-3-105-B-b Veverská Bítýška*. MS Úst. geol. Věd. Př. f. UK., Praha., 153 s.
- Jaroš, J., Mísař, Z. (1974): *Deckenbau des Svatka-Kuppel und seine Bedeutung für das geodynamische Modell der Bohmische Masse*. – Sbor. geol. Věd., Geologie, 26., Praha, 69- 82 s.
- Jaroš, J., Mísař, Z. (1976): *Nomenclature of the tectonic lithostratigraphic units in the Moravian Svatka Dome*. Věst. Ústř. Úst. geol., 51., Praha, 113-122 s.
- Jaroš, J. (1988): *The nappe structure in the Svatka dome*. – Proceedings Conf. The Bohemian Massif, Praha.
- Jaroš, J. (1989): *Variscan A-type Subduction in the Southeast Part of Bohemian Massif*. 28th Internat. Geol. Congr., Abstracts 2, Washington, 118 – 119 s.
- Jaroš, J. (1991): *Postavení a tektonický styl v brunovistulika v jádře svratecké klenby*. – Acta Univ. Carol. Geol., 3-4., Katedra geologie, přírodovědecká fakulta UK, Praha, 225-238 s.
- Kalenda, P., Duras, R., Kučera, J. (2008): *Příklady použití geofyzikálních a geotechnických prací v krasových oblastech, se zvláštním zřetelem na Holštejsko v Moravském krasu*. In. Speleofórum 2008, roč. 27, 128 – 132 s.
- Karous, M., Kněz, J. (1977): *Geoelektrické metody průzkumu 2. Elektromagnetické metody*. UK v Praze, Praha, 279 s.

Karous, M., (1999): *Možnosti použití geofyzikálních metod.* – Planeta 99, 1/99, Ministerstvo životního prostředí, Praha, 7-9 s.

Kearey, P., Brooks, M., Hill, I. (2002): *An introduction to geophysical exploration – third edition.* Blackwell Science, 272 s.

Křížová, J. (1998): *Použití některých geofyzikálních přístrojů při archeologickém výzkumu.* 199 – 207 s. In: Kouřil, P., Nekuda, R., Unger, J.: *Ve službách archeologie*, Archeologický ústav akademie věd České republiky Brno, Brno 223 s.

Lepařová, H. (2012): *Fluviální sedimentace nivy Moravy v Litovelském pomoraví, Mapování říčních paleokoryt metodou dipólového elektromagnetického profilování (DEMP).* -Diplomová práce. Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc, 69 s.

Loke, M. H. (1996): *Manual for the RES2DINV.* Advanced Geosciences Inc, Austin, Texas

Loke, M., H. (1999): *Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies, A practical guide to 2-D and 3-D surveys.* - Penang, Malaysia, 57 s.

Macháček, J. (2001): *Aplikace geofyzikálních metod v geotechnickém inženýrství a souvisejících oborech.* In: *Geotechnické inženýrství.* Praha: ČVUT, Fakulta stavební, Praha, 32-44 s.

Mareš, S., Gruntorád, J., Hrách, S., Karous, M., Marek, F., Matolín, M., Skopec, J. (1990): *Úvod do užití geofyziky*, SNTL, Praha, 676 s.

Mašín, J., Válek, R. (1963): *Přehled užití geofyziky pro geology*, Státní pedagogické nakladatelství, Praha, 147 s.

Militzer, H., Rösler, R., Lösch, W. (1979): *Theoretical and experimental investigations for cavity research with geoelectrical resistivity methods.* Geophys Prospect 27., 640–652 s.

Mísař, Z., Dudek, A., Havlena, H., Weiss, J. (1983): *Geologie ČSSR I. Český masív.* — Státní pedagogické nakladatelství, Praha, 336 s.

Mussett, A. E., Aftab Khan, M. (2000): *Looking into the Earth, An introduction to geological geophysics.* Cambridge Univ. Press. 470 s.

Nekovařík, Č., Bosák, P. (1985): *Bloková stavba centra svratecké klenby v okolí Tišnova*. Acta Universitatis Carolinae – Geological, Neužil Vol. No. 4., 395 – 402 s.

Otava, J. (1999): *Paleokrasové výplně typu rudických vrstev na Čebínce a Květnici*. Geol. výzk. Mor. Slez., Brno. 72 – 73 s.

Plašil, M. (1979): *Deformační analýza křemenných valounů devonských konglomerátů svratecké klenby*. MS rigorózní práce, Přf. Univ. Karl., Praha, 1 – 84 s.

Poláček, A., Cervantes, B. (2012): *Využití metody elektrické rezistivní tomografie a georadaru při průzkumu a vyhledávání starých důlních děl*. Technická univerzita Ostrava, Ostrava, 7 s.

Putiška, R., Kušnírák, D., Dostál, I., Lačný, A., Mojzeš, A., Hók, J., Pašteka, R., Krajňák, M., Bošanský, M. (2014): *Integrated geophysical and geological investigations of karst structures in Komberek, Slovakia*. Journal of Cave and Karst Studies, v. 76, no. 3, 155–163 s.

Shulmann, K., Ledru P., Autran, A., Melka, R., Lardeux, J. M., Urban M., Lobkowicz M. (1991): *Evolution of nappes in the eastern margin of the Bohemian Massif: a kinematic interpretation*. Geol. Rdsch., 80, 1, Stuttgart, 73 – 92 s.

Schrott, L., Sass, O. (2008): *Application of field geophysics in geomorphology: Advances and limitations exemplified by case studies*. Geomorphology, Vol. 93, 55-73 s.

Smetana, J. (1924): *O kaolinu a uhlonosném miocenu se sladkovodní zvířenou od Lažánek poblíže Veverské Bítýšky na Moravě*. Sbor. Stát. geol. úst., 4., Praha, 289-301 s.

Smith, D. L. (1986): *Application of the pole–dipole resistivity technique to the detection of solution cavities beneath highways*. Geophysics 51., 833–837 s.

Svoboda, J., Prantl, F. (1951): *Příspěvek ke stratigrafii vnitřních fylitů na Tišnovsku*. Sbor. Ústř. Úst. geol., 18, Praha, 317 – 328 s.

Šikola, D. (2004): *Geologická stavba Květnice*. – In: Muzeum Brněnska Sborník 2004. Muzeum Brněnska, Předklášťeří, 123 – 129 s.

Šíkola, D. (2013): *Geologické a mineralogické poměry Tišnova a okolí*. 41 – 74 s. in Cibulka et al. (ed.) (2013): *Tišnov: příroda, dějiny, památky, lidé*. 1. vyd., Tišnov, 625 s.

Tábořík P., Pánek T., (2010): *Elektrická odporová tomografie ve výzkumu horského reliéfu - případové studie z flyšových Karpat*. In: *Geografie pro život ve 21. století: Sborník příspěvků z XXII. sjezdu České geografické společnosti*, 74-81 s.

Vodehnal, O. (2011): *Mělký geofyzikální průzkum podpovrchových krasových jevů v okolí Javořička*. - Diplomová práce. Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc, 69 s.

Wachtel, G., Wessely, G. (1981) *Die Tiefbohrung Berndorf 1 in den östlichen Kalkalpen und ihr geologischer Rahmen*. Mitt. österr. Geol. Ges. Wien. 74 – 75, 137 – 165 s.

Witten, A.J., (2006): *Handbook of Geophysics and Archeology*, London, Chapter 13, 299-317 s.

Zapletal, Z. (1925): *Geologie středu svratecké klenby*. Sbor. Stát. geol. úst. ČSR., 5., Praha 509-560 s.

Zhou, W., Beck, B. F., Sstephenson, J. B. (2000): *Reliability of dipole-dipole electrical resistivity tomography for defining depth to bedrock in covered karst terranes*. *Environmental Geology*, Vol. 39, 760–766 s.

### 13. URL a jiné zdroje

Geoportál.cz – geografická pozice Květnice, 2015

URL: <<http://geoportal.gov.cz/web/guest/map>> (adresa platná k 10. 4. 2015)

Česká geologická služba – Mapy – geologická mapa Květnice 1 : 25 000

URL: <[http://mapy.geology.cz/geocr\\_25](http://mapy.geology.cz/geocr_25)> (adresa platná k 20. 4. 2016)

Geocontext – získání topografických dat pro profily ERT

URL:<<http://www.geocontext.org/publ/2010/04/profiler/en/>> (adresa platná k 20. 4. 2016)

Národní portál INSPIRE (2015, 2016): topografické podkladové mapy

Pavel Vašík (2016): mapy Královny jeskyně