

UNIVERZITA KARLOVA

Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Geografie a kartografie



Radek Kučera

**VYUŽITÍ METOD ELEKTRICKÉ ODPOROVÉ TOMOGRAFIE
PŘI VYHLEDÁVÁNÍ PODZEMNÍCH PROSTOR**

**APPLICATION OF ELECTRICAL RESISTIVITY TOMOGRAPHY
TECHNIQUE TO DETECT UNDERGROUND CAVITIES**

Bakalářská práce

Vedoucí bakalářské práce: RNDr. Filip Hartvich, Ph. D.

Praha 2018

Zadání bakalářské práce

Název práce

Využití metod elektrické odporové tomografie při vyhledávání podzemních prostor

Cíle práce

Práce bude spočívat ve vypracování dvou částí – rešeršní, která se bude zabývat jednak shromážděním poznatků z odborné literatury týkajících se možností, omezení a aplikací geoelektrických odporových metod při geovědním výzkumu a konkrétně uplatněním těchto metod při vyhledávání podzemních prostor. Rešerše bude doplněna o stručný přehled fyzickogeografických poměrů v okolí zájmového území, zejména geomorfologických a geologických s ohledem na zaměření práce.

Druhou částí práce bude aplikace poznatků nabytých rešerší při měření a zpracování konkrétního průzkumu podzemních prostor podle dohody se školitelem. Předpokládá se navazující diplomová práce na takto nalezených lokalitách.

Zájmové území

- Moravský kras: Amatérská jeskyně

Pracovní metody a postupy

- studium literatury a rešeršní zpracování podkladů
- participace na provedení ERT měření na zájmových lokalitách
- další metody budou použity podle potřeby

Rozsah bakalářské práce

40 – 50 str.

Datum zadání: 15. 3. 2015

Jméno studenta: Radek Kučera

Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce: RNDr. Filip Hartvich, Ph. D. Podpis vedoucího práce:

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze dne 31. 7. 2018

Radek Kučera

Poděkování

Rád bych poděkoval svému školiteli RNDr. Filipu Hartvichovi, Ph. D. za rady, poskytnutá data a za trpělivost, kterou projevil při mé práci na tomto díle. Dále bych rád poděkoval svým kolegům z České geologické služby za předané zkušenosti s metodou ERT a s počítačovými programy potřebnými ke zpracování dat.

Abstrakt

Metoda elektrické odporové tomografie (ERT) našla uplatnění při vyhledávání podzemních prostor, protože vzduch, voda nebo jíl, které je vyplňují, mají většinou výrazný geoelektrický kontrast vůči svému okolí. Rešeršní část práce shrnuje informace o metodě a uvádí příklady vyhledávání prostor v různých geologických prostředích, především krasových a rozsedlinových jeskyň a důlních děl. Příkladová studie Amatérské jeskyně v Moravském krasu prokázala schopnost metody dobře rozlišit vzduchem a jílem vyplněné podzemní prostory v hloubce do 40 m. S hloubkou její rozlišovací schopnost klesá, ale přesto zachytila projevy hluboko umístěných jeskyň – Pustožlebské Zazděné a Amatérské.

Klíčová slova: ERT, podzemní prostory, jeskyně, Moravský kras

Abstract

The electrical resistivity tomography (ERT) method is widely used to detect underground cavities because their air, water or clay infill often has a significant geoelectrical contrast to the surrounding rock. The review part of this study summarizes properties of the method and presents examples of investigation of underground cavities in various geological settings, mainly the crevice-type and karst caves and old mining objects. The case study from the Amatérská cave in the Moravian Karst proved the ability of the technique to detect air and clay filled underground cavities above the depth of 40 m. The resolution of the method is lower at greater depths but some indication of deeply situated Pustožlebská Zazděná and Amatérská caves was captured.

Keywords: ERT, underground cavities, caves, Moravian Karst

Obsah

1. Úvod.....	8
2. Vymezení zájmové oblasti: Moravský kras, Amatérská jeskyně.....	9
3. Fyzickogeografická charakteristika Moravského krasu.....	9
3.1. Geologická stavba a vývoj.....	9
3.2. Geomorfologické poměry a reliéf.....	12
3.3. Hydrologické poměry	14
3.4. Klimatické poměry	14
3.5. Půdní a vegetační kryt	15
4. Elektrická odporová tomografie.....	16
4.1. Princip odporových metod.....	16
4.2. Průběh měření a uspořádání elektrod	18
4.3. Zpracování naměřených dat.....	20
4.4. Vývoj a využití metody	22
4.5. Výhody a omezení metody	24
5. Vyhledávání podzemních prostor pomocí ERT.....	26
5.1. Typy podzemních prostor	26
5.2. Volba umístění geofyzikálních profilů	29
5.3. Volba vhodného uspořádání elektrod	31
5.4. Projev podzemních prostor v inverzním odporovém řezu.....	34
5.5. Kombinace ERT s jinými metodami	38
6. Příkladová studie: Amatérská jeskyně	40
6.1. Lokální geomorfologické a geologické poměry	40
6.2. Metodika.....	42
6.3. Výsledky.....	45
7. Diskuze.....	50
8. Závěr	54
9. Použité zdroje.....	55
9.1. Literatura a mapy.....	55
9.2. Digitální a internetové zdroje	63

Seznam obrázků

- Obr. 1 CHKO Moravský kras; průzkumné území příkladové studie (kap. 6) je vyznačeno černým rámečkem mezi Pustým žlebem na Z a Suchým žlebem na JV; mapové zdroje: DMR 5G (ČÚZK), ZM 200 (ČÚZK), ArcČR® 500 (Arcdata Praha)..... 11
- Obr. 2 Klimadiagram pro meteorologickou stanici Velké Meziříčí; zdroj dat: ČHMÚ. 15
- Obr. 3 Uspořádání elektrod; C1, C2 – proudové elektrody, P1, P2 – potenční elektrody, a – vzdálenost mezi elektrodami, k – konstanta uspořádání elektrod; upraveno podle Loke (1997) in Pánek et al. (2010)..... 19
- Obr. 4 Gravitační mechanismy svahových deformací spojené se vznikem rozsedlinových jeskyní: A – boční rozvolňování a odklánění bloků, B – zaklesávání bloků, C – subsidence do prostor otevřených vnitrodeskovým ploužením, D – sesouvání; převzato od Pánka et al. (2011)..... 28
- Obr. 5 Rozsah elektrických odporů různých hornin a jiných materiálů; sestaveno podle autorů Reynolds 2011, Kaufmann 2014, Billi et al. 2016, Frumkin et al. 2011, Ezersky et al. 2013 35
- Obr. 6 Topografická mapa průzkumného území s vyznačenými ERT profily a výslednými hypotetickými podzemními prostory; poloha území v Moravském krasu je znázorněna na obr. 1; mapové zdroje: OpenStreetMap, ZABAGED (ČÚZK), DMR 5G (ČÚZK), ArcČR® 500 (Arcdata Praha), JESO (AOPK), Hromas et al. (2009), Sirotek (2001), Dvořák et al. (1994) 43
- Obr. 7 Prostorová vizualizace odporových řezů s půdorysem jeskyň v programu MOVE 45
- Obr. 8 Odporové profily č. 1 až 6; JV – předpokládané prostory vyplněné vzduchem, JJ – předpokládané prostory vyplněné jílem; počet iterací a chyby RMS jednotlivých profilů jsou uvedeny v tab. 1 46
- Obr. 9 Odporové profily č. 7 až 11; JV – předpokládané prostory vyplněné vzduchem, JJ – předpokládané prostory vyplněné jílem; počet iterací a chyby RMS jednotlivých profilů jsou uvedeny v tab. 1 47

Seznam tabulek

- Tab. 1 Parametry jednotlivých profilů a jejich zpracování..... 44

1. Úvod

Rozvoj informačních technologií v geofyzice značně usnadnil průzkum podzemních struktur, který je užitečný k porozumění některých geomorfologických procesů (Schrott a Sass 2008). Jednou z metod je i elektrická odporová tomografie (ERT), která využívá rozdílných hodnot elektrické konduktivity různých těles v horninovém prostředí. Těmito tělesy mohou být i volné podzemní prostory.

Cílem této práce je i) stručně představit metodu ERT, její technické specifikace, využití, výhody a omezení, ii) shromáždit informace o vyhledávání podzemních prostor metodou ERT v různých prostředích, iii) tyto informace uplatnit při interpretaci příkladové studie v Moravském krasu.

Rešerše literatury zahrnuje studie, které často nejsou zaměřeny jen na samotné vyhledání prostor a popis geoelektrického projevu těchto prostor představuje jen malou část z nich. Souhrnné dílo zaměřené pouze na podzemní prostory dosud chybí, přestože má metoda ERT velké předpoklady k jejich vyhledávání, protože většinou představují vysoký geoelektrický kontrast vůči svému okolí.

Podzemní prostory byly metodou ERT detekovány v nejrůznějších prostředích. Nejčastěji se jedná o různé typy hornin podléhajících krasovnění, o svahové deformace ve flyšovém prostředí, o stará důlní díla a okrajově i o další typy prostor jako jsou např. lávové tunely. Podzemní prostory mohou představovat např. gravitačně nebo krasovněním rozšířené křehké poruchy, které mohou dosáhnout do rozměrů člověku průchozí jeskyně až obřích dómů. Všechny tyto prostory mohou být vyplněny buď elektricky nevodivým vzduchem nebo vodivým jílovitým materiálem, který na své částice váže velké množství vody.

Studie v Moravském krasu uvádí příklad použití metody ERT při vyhledávání krasových jeskyň v litologicky jednoduchém ale strukturně velmi komplikovaném prostředí. Předmětem vyhledávání jsou jednak drobné jeskyně v blízkosti povrchu vzniklé pomalým rozpouštěním meteorickou vodou pronikající vadózní zónou a pak hluboko umístěné rozsáhlé jeskyně vytvořené fluvialní činností ponorných vodních toků. Průzkum je zaměřen také na identifikaci struktur, podél kterých ke krasovnění dochází.

2. Vymezení zájmové oblasti: Moravský kras, Amatérská jeskyně

Moravský kras (obr. 1) je nejrozsáhlejší krasovou oblastí v Českém masivu s nejdokonaleji vyvinutými krasovými formami. Vyvinul se v pásmu devonských až spodnokarbonských vápenců mezi Brnem a obcemi Sloup a Šošůvka. Jeho hranice je vymezena okraji těchto geologických těles nebo stejnojmennou CHKO. Nachází se v okresech Brno-město, Brno-venkov a Blansko na území Drahanské vrchoviny.

Amatérská jeskyně je nejdelším jeskynním systémem v Česku. Probíhá od Macochy směrem na severovýchod mezi obce Ostrov u Macochy a Suchdol, kde se rozděluje na sever k systému Sloupsko-šošůvských jeskyní a na severovýchod ke zřícenině hradu Holštejn. Protékají jím ponorné vodní toky Sloupský potok a Bílá voda, které se v podzemí spojují v řeku Punkvu.

3. Fyzickogeografická charakteristika Moravského krasu

3.1. Geologická stavba a vývoj

Horniny Moravského krasu patří k moravsko-slezské oblasti, která leží na východním okraji Českého masivu. Český masiv je jedním z fragmentů Variského orogénu vystupujících z podloží mladších platformních hornin. Variský orogén se formoval během devonu a karbonu (přibližně 380 až 320 Ma) kolizí perigondwanských mikrokontinentů s Laurusíí. Tyto mikrokontinenty reprezentují hlavní oblasti Českého masivu, které jsou navzájem odděleny tektonickými omezeními (Kachlík 2003).

Západní okraj moravsko-slezské oblasti byl při variské konsolidaci s lugikem a moldanubikem přepracován a tato část je označována za moravosilezikum. Východní část – brunovistulikum, oddělená okrajem variské orogenní fronty, byla varisky deformována pouze křehce, a proto je tvořena horninami kadomského původu. Kadomská orogeneze probíhala na přelomu proterozoika a paleozoika, postihla všechny oblasti Českého masivu, ale na většině území byly její stopy částečně nebo úplně setřeny orogenezí variskou. Na jihovýchodě se brunovistulikum noří pod horniny karpatské předhlubně a jejich výskyt je vrty potvrzen až pod Západními Karpaty u hranice se Slovenskem (Chlupáč et al. 2002; Kachlík 2003).

Křehké porušení brunovistulika zahrnuje zlomy, které byly aktivní během variské i alpínské fáze vývoje. Výsledkem těchto pohybů je rozčlenění brunovistulika na bloky s rozdílnou denudační úrovní. V brunovistuliku tak najdeme horniny kadomského

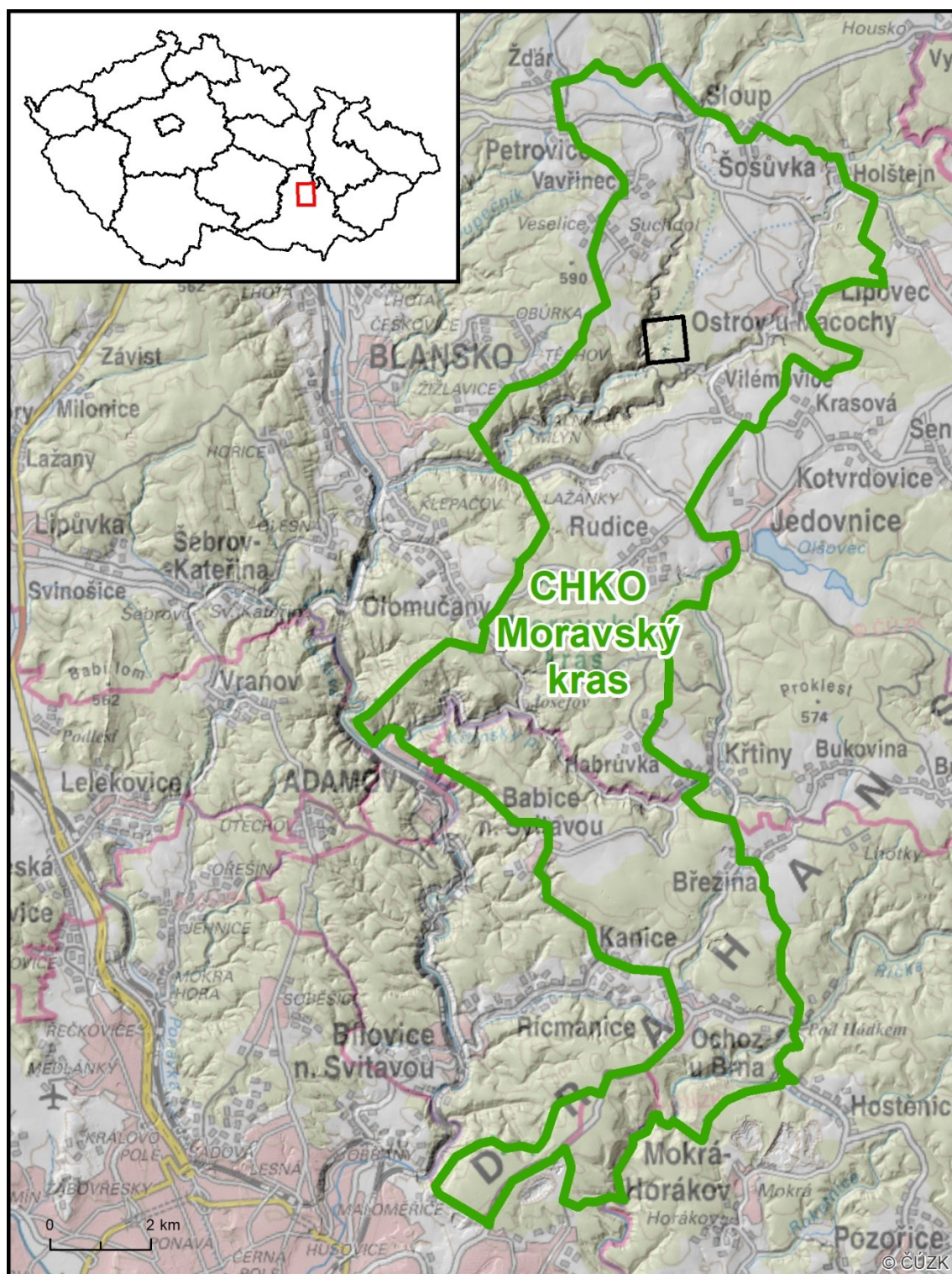
fundamentu (např. brněnský masiv na západním okraji Moravského krasu) i paleozoické horniny epikadomské platformy včetně plošně rozsáhlých devonských a spodnokarbonských sedimentů, jejichž součástí jsou i karbonátové horniny na území Moravského krasu (Chlupáč et al. 2002; Kachlík 2003).

Tato sedimentace byla zahájena ve spodním devonu mořskou transgresí na moravsko-slezský kontinent. Horniny Moravského krasu jsou součástí platformního faciálního vývoje. Bázi tvoří kontinentální (arkózy, pískovce a křemenné slepence) a později mořská klastika (křemenné pískovce) středního devonu (západní okraj Moravského krasu), na nich leží jílovité břidlice stínavsko-chabičovského souvrství (u Petrovic). V jejich nadloží a také v nadloží Brněnského masivu leží až 1000 m mocné vápencové macošské souvrství (vápence josefovské, lažánecké a vilémovické). Ve svrchním devonu docházelo k vynořování pánevních okrajů, o čemž svědčí málo mocné a nečisté vápence líšeňského souvrství (vápence křtinské a hádsko-říčské; Čurda et al. 2000). Souvislá mělkovodní karbonátová sedimentace přetrvává až do spodního karbonu, kdy se charakter sedimentace mění s počínající kolizí brunovistulika s lugodanubikem – již varisky konsolidovaným lugikem a moldanubikem. V předpolí variského orogénu sedimentovaly mocné siliciklastické flyšové sledy – dnes kromě západního okraje v celém okolí Moravského krasu. Účinky variské orogeneze se projeví na zvrásnění devonských vápenců i jejich kulmského nadloží (Svoboda et al. 1964).

K postorogenním sedimentům patří svrchně karbonské a permské horniny Boskovické brázdy (Kachlík 2003). V okolí Olomučan v Moravském krasu se vyskytují i nepřilíš mocné jurské vápence na místě úzkého mořského průlivu spojujícího jurské epikontinentální moře s Tethydu. Křída je zastoupena mezi Olomučany a Rudicí až 100 m mocnou rudickou vrstvou pískovců střídajících se s kaolinickými jíly, která byla zachována ve zkrasovělých depresích. Části Moravského krasu jsou pokryty až 4 m mocnými svrchnopleistocenními a holocenními eolickými sedimenty – sprašemi a sprašovými hlínami. Pokrývají plošiny a dna krasových depresí včetně závrtů, nebo tvoří závěje na úpatí závětrných svahů (Čurda et al. 2000).

V okolí Amatérské jeskyně se uložily až 60 m mocné významné akumulace fluviálních sedimentů. Tyto fluviální a částečně i lakustrinní sedimenty (štěrk, písky, prach) se zachovaly ve sloupském a holštejnském údolí a v přilehlých jeskyních. Jejich zdrojem jsou spodnokarbonské horniny a resedimentovaný eolický materiál. Na svazích

v okolí jeskyně se vyvinuly deluviální sedimenty pleistocenního až holocenního stáří. Tvoří je kamenité hlíny, ojediněle i s bloky hornin (Dvořák et al. 1994, Čurda et al. 2000).



Obr. 1 CHKO Moravský kras; průzkumné území příkladové studie (kap. 6) je vyznačeno černým rámečkem mezi Pustým žlebem na Z a Suchým žlebem na JV; mapové zdroje: DMR 5G (ČÚZK), ZM 200 (ČÚZK), ArcČR® 500 (Arcdata Praha)

Významnou fází vývoje Moravského krasu, která později ovlivnila vývoj současného reliéfu a průběh hlavních údolí, je křehké porušení devonských vápenců při extenzi kůry bezprostředně po variském vrásnění, a také během saxonského tektonického neklidu. Tyto příkré radiální dislokace mají většinou Z–V a SZ–JV směr, a právě podél nich došlo ke zkrasování vápenců (Svoboda et al. 1964).

3.2. Geomorfologické poměry a reliéf

Podle geomorfologického členění je Moravský kras díky krasovému fenoménu samostatný podcelek, který spadá pod Česko-moravskou soustavu, Brněnskou vrchovinu (podsoustava) a Dražanskou vrchovinu (celek). Jeho plocha činí 91,4 km², střední výška 448 m a střední sklon 5,8 ° (Demek a Mackovčín 2006). Dále je rozdělen na tři okrsky: Ochozské plošiny, Rudická plošina a na severu Suchdolské plošiny, kam spadá i celá Amatérská jeskyně. Nejvýše položeným místem v Moravském krasu je vrch Neslov (546 m n. m.). Nejnižší bod leží v Josefovském údolí (Křtinského potoka, přibližně 275 m n. m.) a v případě okrsku Suchdolských plošin v Punkevním údolí (přibližně 320 m n. m.).

Původně zarovnaný povrch na území Dražanské vrchoviny z období před svrchní křídou byl vyzdvižen neotektonickými zlomy a vyvinuly se zarovnané povrchy (Demek a Mackovčín 2006), které byly v mladším kenozoiku epigeneticky a antecedentně rozčleněny údolními vodními toků za vzniku erozně denudačních svahů.

Krasování je v Moravském krasu vázáno především na lažánecké a vilémovické vápence. Nejstarší doložené zkrasování je datováno už do období karbonu. Z mesozoika je znám kokpitový typ krasu charakteristický pro tropické oblasti. Později byl pohřben rudickou vrstvou. Vývoj současné podoby krasu započal na pomezí paleogénu a neogénu a byl přerušen pouze bádenskou transgresí. Činností vodních toků vznikala krasová údolí a první jeskyně. Hluboká a z části suchá údolí se nazývají žleby. Údolí rozčlenila zarovnaný povrch na jednotlivé části (např. Ostrovská, Rudická, Babická plošina). V pleistocénu převládala, tvorba sintrů, hromadění kvartérních sedimentů (Hromas et al. 2009) a mrazovým zvětráváním vznikaly kryogenní erozně-denudační tvary (Hrnčiarová et al. 2009).

Moravský kras je kras s dokonale vyvinutými povrchovými i podzemními krasovými formami. Kromě jeskyní mezi ně patří závrtky, které se často nacházejí na plošinách a většinou spojují povrch s podzemními prostory. Spojením několika závrtků

vznikají uvaly (např. uvala Hedvábná, uvala nad Amatérskou jeskyní). Závrtý doprovázejí systém Amatérské jeskyně na Ostrovské plošině (např. Cigánský závrt). Jsou zde přítomny jak trychtýřovité závrtý, na jejichž vývoji se podílelo prosakování povrchových vod do jeskynních systémů, tak závrtý řícené, vzniklé kolapsem stropu jeskyně (např. Macocha, která je součástí Amatérské jeskyně). V horních partiích žlebů se vyskytují škrapy a škrapová pole (Hromas et al. 2009). Izolované skály (např. Hřebenáč u Sloupu) představují boční korozí a borcením jeskynních systémů oddělené části. Některé z nich jsou pohřbenými tvary předkvartérního stáří, jiné vznikly v důsledku mrazového zvětrávání v pleistocénu (Hromas et al. 2009).

Důležitým krasovým fenoménem jsou jeskyně, na jejichž formování se nejvíce podílí činnost vodních toků. Poté, co pomalé chemické zvětrávání vody ve vadózní a freatické zóně propojilo systémy tektonických poruch cestou, která umožnila průtok vody celým systémem, Sloupský potok opustil své říční údolí – Pustý žleb, kde byla pozastavena souvislá fluviální eroze. Jeho ponorem jsou dnes Sloupsko-Šošůvské jeskyně, které jsou součástí systému Amatérské jeskyně. Sloupský potok se v nich ztrácí odtokovými sifony. Vodní tok Bílá voda opouští poloslepé Holštejnské údolí ponorem – jeskyní Nová Rasovna. Ponory se v Moravském krasu často označují jako propadání, která jsou charakteristická subvertikálním až vertikálním průběhem vodního toku. Řeka Punkva opouští jeskynní systém vývěrem, kterým je jedna z Punkevních jeskyní.

Chemické zvětrávání ponorných toků je podstatně rychlejší, protože je do systému neustále přiváděna nenasycená alochtonní voda a nasycená voda je ze systému odváděna. K chemickému rozpouštění se připojuje fyzikální fluviální eroze a vznikají rozměrné jeskyně včetně útvarů, jako jsou evorzní hrnce. V jeskyních se ukládají fluviální sedimenty a sutě po opadu a kolapsu stropu jeskyně, které mohou být vodními toky dále opracovávány, rozpouštěny a odnášeny. V Moravském krasu je známo 1 133 jeskyní, z toho 84 ve skupině Ostrovská plošina (Hromas et al. 2009).

V komplexu Amatérské jeskyně se vyvinuly jeskynní etáže, z nichž ty horní představují paleorečiště nebo občasné rečiště vodního toku a ta nejspodnější současné rečiště. Jednotlivé etáže jsou spojeny krasovými komíny. Zároveň se vodní toky ztrácí v sifonech (např. Zlý sifon, Předmacošský sifon) – jeskyních vyplněných vodou nebo i pevným materiálem až po jejich strop. Rozměrné jeskynní dómy (např. dóm Halucinací, dóm Objevitelů) vznikly rozpouštěním v místě průniku puklin a borcením jeskynního stropu.

3.3. Hydrologické poměry

Většina území Moravského krasu je odvodňována levostrannými přítoky řeky Svitavy – Punkvou a Křtinským potokem, pouze jižní část patří k povodí Říčky – pravostrannému přítoku Litavy. Svitava i Litava jsou levostranné přítoky Svatky, která se vlévá do Dyje, Dyje do Moravy a Morava do Dunaje. Moravský kras tak patří k úmoří Černého moře.

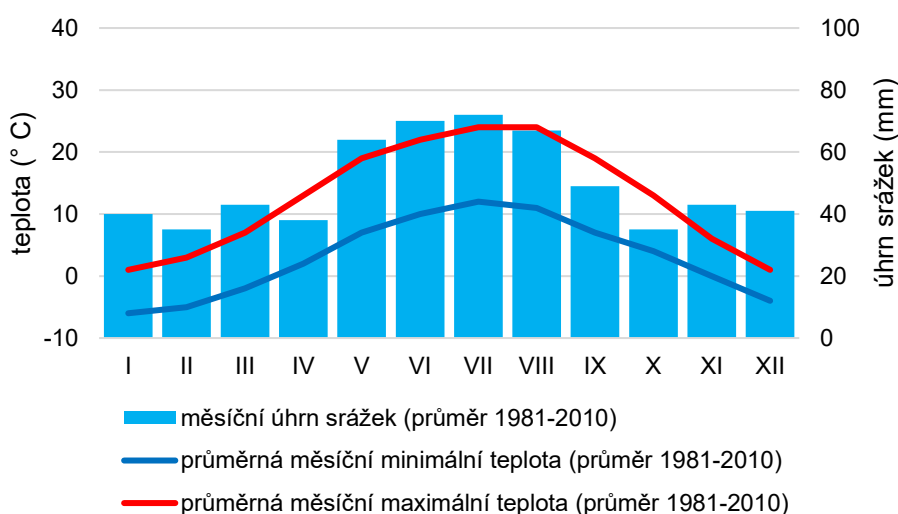
Všechny významné toky Moravského krasu jsou alochtonní – přitékají od severu až východu z oblasti karbonských siliciklastik a odtékají k západu až k jihu. Samotný vznik Amatérské jeskyně je vázán na alochtonní toky Sloupský potok a Bílá voda, které se noří do podzemí chvíli po vstupu na území s devonskými vápenci. Jejich soutokem v Amatérské jeskyni vzniká řeka Punkva.

Vzhledem k přítomnosti ponorných vodních toků a značného množství podzemních prostor propojených puklinami a závrtý se zemským povrchem se na území Moravského krasu daleko více uplatňuje funkce hydrogeologických povodí než povodí orografických. Vodní tok Bílá voda nerespektuje orografické povodí, které zahrnuje původní povrchové řečiště – Suchý žleb, a odvádí vodu Amatérskou jeskyní do údolí Punkvy ještě nad místo, kde se dno údolí Punkvy se Suchým žlebem spojuje. Orografické povodí Punkvy zahrnuje Pustý žleb, jehož pokračováním je údolí Sloupského potoka.

3.4. Klimatické poměry

Podle Quitta (1971) má Moravský kras od jihu k severu zonální klima. Nejjižnější výběžek zasahuje do klimatické oblasti T2, směrem k Suchému žlebu se klima mění přes oblasti MT11, MT10 (částečně i MT9, MT7, MT5), a odtud na sever leží Moravský kras včetně Amatérské jeskyně v oblasti MT3. Oblast T2 je teplá a suchá s dlouhými léty, krátkým přechodným obdobím a zimou s velmi krátkým trváním sněhové pokrývky. Oproti tomu oblast MT3 má krátké, mírné až mírně chladné léto, normální až dlouhé, suché až mírně suché přechodné období s mírným jarem i podzimem a zima je normálně dlouhá, mírně teplá a suchá s krátkým trváním sněhové pokrývky. Teplé a suché klima v okolí Brna (Hádecký lom – 350 m n. m.) souvisí nízkou nadmořskou výškou a s polohou této oblasti na jihovýchodě Česka, kde se vzdáleností od oceánu narůstá vliv kontinentálního klimatu. Zonální klima souvisí s výškovou členitostí Moravského krasu, jehož nejvyšší polohy leží v severní části (Neslov – 546 m n. m.).

Pro charakterizaci klimatu byla zvolena data z meteorologické stanice Velké Meziříčí (obr. 2) ve výšce 452 m n. m., která je vzdálena 52 km západně od Amatérské jeskyně, ale oproti jiným bližším stanicím s volně dostupnými daty leží stejně jako střední část Moravského krasu v klimatické oblasti MT9 a poblíž oblasti MT5. Ročních srážkových maxim je průměrně dosahováno v červenci a teplotních maxim o měsíc později. Letní měsíce jsou oproti zbytku roku srážkově nadprůměrné. Teplotní minima nastávají na přelomu roku.



Obr. 2 Klimadiagram pro meteorologickou stanici Velké Meziříčí; zdroj dat: ČHMÚ

3.5. Půdní a vegetační kryt

Půdní pokryv Moravského krasu dobře reflektuje horninové podloží (porovnání map Dvořáka et al. 1994, Janderkové a Sedláčka 2014). Ze substrátu karbonátových hornin se vyvinuly pro Moravský kras typické rendziny modální i kambické – ochuzené o uhličitany ve svrchní části půdního horizontu, na svazích a škrapech i rendziny suťové. Kambické rendziny přecházejí do oglejených půd jiných typů. Rudickou vrstvu písků a kaolinických jílů pokrývají kambizemě dystrické až mesobazické. Na spraše jsou nejčastěji vázané luvizemě, ale severně od Rudic také úrodné hnědozemě, které jsou v zavlhčených zónách oglejené. Oglejené luvizemě i hnědozemě se vážou také na deluviální sedimenty. Údolí vodních toků včetně Punkvy pokrývají buď fluvizemě nebo fluvické gleje. Na svazích půdy přecházejí do rankerů až litozemí (Janderková a Sedláček 2014; Dvořák et al. 1994; Hrnčiarová et al. 2009).

Půdy se často dostávají rozpouštěním rozšířenými puklinami a závrtvy do podzemních krasových prostor. Za zmínku stojí reliktní půdy terrae calcis (terra rossa a

terra fusca), které vznikaly v semihumidních subtropických podmínkách terciéru a v krasových depresích zůstaly zachovány (Hromas et al. 2009; Tomášek 2014).

Moravský kras spadá do hercynské biogeografické subprovincie a do macošského bioregionu (Culek et al. 2005). Ovlivňuje ho i blízkost panonské subprovincie. Rozložení vegetace také odráží geologické podmínky, ale i klimatickou zonálnost a reliéf. Potenciální přirozenou vegetací jsou v severní části strdivkové bučiny, v pásu kolem Pustého žlebu suťové a roklinové lesy, v oklí Macochy teplomilné doubravy, jižně od Rudic ostřicové bučiny a na jihu dubohabřiny (Neuhäuslová a Moravec 1997), kde je i severní okraj výskytu xerothermních druhů. Reálně je CHKO Moravský kras z 58,6 % zalesněna a nachází se zde 1. až 5. vegetační stupeň. V severní části převládají smrky, ve střední části buky a v jižní části habry s duby, což více než přírodní podmínky reflektuje rozdílný způsob hospodaření s lesy (Mackovčín et al. 2007).

Moravský kras je součástí stejnojmenné chráněné krajinné oblasti díky unikátní geodiverzitě, krasovému fenoménu a výskytu druhů vázaných na chladné krasové deprese i podzemní prostory. V území se vyskytuje 68 chráněných druhů rostlin a 100 druhů živočichů včetně netopýrů (Mackovčín et al. 2007). Na území CHKO se nachází 15 přírodních rezervací, z toho 4 národní, a 2 národní přírodní památky. V okolí Amatérské jeskyně to jsou NPR Vývěry Punkvy, PR Sloupsko-šošůvské jeskyně a PR Bílá.

4. Elektrická odporová tomografie

Geofyzikální metody využívají rozdílů ve fyzikálních vlastnostech různých geologických těles k objasnění geologických struktur. Projevem takových těles je fyzikální pole, které lze přístroji měřit na povrchu, ve vrtech nebo letecky. Metody geoelektrické se používají ke zkoumání elektrického pole. Země má své vlastní elektrické pole, ale k měření se často využívá uměle vytvořený elektrický proud, který je kontrolovaný, dostatečně silný, stabilní a je známa jeho přesná hodnota (Lowrie 1997). V případě elektrické odporové tomografie (ERT) je do země vpravován stejnosměrný proud, a proto patří mezi metody stejnosměrné. Její největší podskupinu tvoří metody odporové.

4.1. Princip odporových metod

Odporové metody využívají rozdílných hodnot elektrické konduktivity různých těles v horninovém prostředí. Tato tělesa mohou představovat např. bloky hornin s odlišnou litologií nebo různým stupněm zvětrání, pukliny a zlomy saturované vodou,

kteřá zvyšuje elektrickou vodivost, nebo podzemní prostory vyplněné vzduchem, který je naopak téměř nevodivý a vytváří vysoký elektrický odpor.

Princip odporových metod je založen na výpočtu měrného elektrického odporu (ρ) z potenciálového rozdílu (ΔV – napětí mezi dvěma body) v tělesech, kterými prochází stejnosměrný elektrický proud (I). Umělý proud je do země zaváděn proudovými elektrodami C1 a C2 a potenciálový rozdíl měřen mezi potenčními elektrodami P1 a P2. Měrný odpor je počítán pomocí modifikovaného Ohmova zákona: $\rho = \Delta V / I$. Měrný odpor závisí i na vzdálenostech mezi jednotlivými elektrodami v konkrétním uspořádání, a proto se do vzorce vnáší konstanta uspořádání elektrod (k ; obr. 3; Mareš et al. 1990). Protože měření probíhá v nehomogenním prostředí, označuje se naměřená střední hodnota jako zdánlivý měrný odpor (ρ_z), který nereprezentuje skutečný odpor v jednotlivých částech komplexního geologického prostředí (Lowrie 1997) a je nutné ho na skutečný odpor přepočítat (viz kap. 4.3). Jednotkou měrného odporu je Ωm .

$$\rho_z = k \frac{\Delta V}{I} [\Omega\text{m}]$$

Naměřená hodnota se vztahuje k jednomu bodu – bodu zápisu, jehož pozice závisí na uspořádání elektrod a hloubka na jejich vzdálenosti (délce uspořádání). Předchůdcem elektrické odporové tomografie je metoda odporového profilování, při kterém se celá soustava elektrod přemísťuje v profilu po konstantních intervalech, a proto leží body zápisu ve stejné hloubce. Druhou metodou je vertikální elektrické sondování, které je založeno na vzdalování elektrod od středu, při kterém narůstá hloubka bodu zápisu, a výsledkem je vertikální profil pod tímto středem.

K rozvoji geoelektrických metod docházelo souběžně s rozvojem informačních technologií, které usnadnily zpracování dat (Reynolds 2011). Elektrická odporová tomografie (ERT – electrical resistivity tomography) je nejmladší z odporových metod, která přímo v terénu využívá právě schopnosti počítače rychle a efektivně měření provést.

Výhoda ERT spočívá ve využití multielektrokových kabelových sekcí, které lze za sebou spojit v délce desítek až stovek elektrod s několikametrovým rozestupem. Maximální délka závisí na technických parametrech aparatury daných výrobcem. Řídící jednotka systému (počítač) pak provádí měření s různými kombinacemi elektrod v celé délce profilu a tím měření značně urychluje. ERT tak kombinuje výhod odporového profilování a vertikálního elektrického sondování (Tábořík 2012) bez nutnosti elektrody během měření přemísťovat. Kromě toho jsou používány různé vzdálenosti právě měřících

elektrod a výsledkem je síť zápisných bodů ve více hloubkových úrovních, které tvoří jeden odporový řez – tomogram.

V českých podmínkách nejpoužívanější systém ARES (GF Instruments) umožňuje zapojení až 25 kabelových sekcí po osmi elektrodách s maximálním rozestupem 5 m. Lze tak dosáhnout profilu o délce 995 m. Kromě měření v profilu lze elektrody rozmístit i v pravidelné mřížce. Jedná se o 3D ERT měření, které je méně používáno vzhledem k časové náročnosti rozmístění aparatury, omezenému rozsahu měření (horizontálnímu i hloubkovému) při velkém počtu elektrod a omezeným možnostem vizualizace změřených dat. Lepšího výsledku lze často dosáhnout použitím více paralelních 2D ERT profilů (Tábořík 2012).

Měření pomocí ERT se provádí ze zemského povrchu, ale lze ho provést i ve vrtech, např. Park et al. (2014). Tento způsob je málo rozšířený vzhledem k jeho nákladnému použití, a proto se mu ani tato práce nebude příliš věnovat.

4.2. Průběh měření a uspořádání elektrod

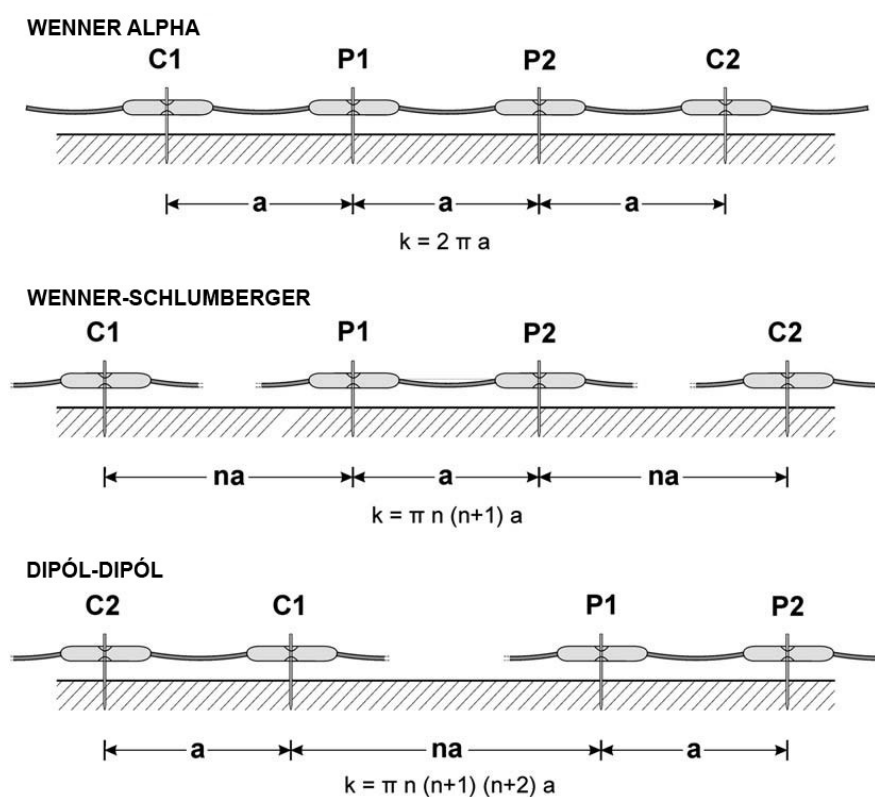
Správnému rozmístění aparatury předchází vytyčení profilu pomocí pásma. Profil musí být přímý a ideálně bez záhybů. Oba konce profilu jsou lokalizovány nejčastěji pomocí GPS. Uzemnění je zprostředkováno pomocí železných tyčí, které jsou do země vpravovány pomocí kladiva. K těmto tyčím jsou následně připevněny elektrody na multielektrodovém kabelu. Elektrody jsou rozmístěny v pravidelných intervalech. Vzdálenost mezi dvěma sousedními elektrodami se označuje jako rozestup elektrod. Kabely jsou navzájem spojeny a v libovolném místě připojeny na řídicí jednotku s baterií, která je zdrojem elektrického proudu.

Před zahájením měření řídicí jednotka zkontroluje správné uzemnění elektrod. Při nedostatečném uzemnění je možné použít jeden z postupů popsanych v kap. 4.5. Nastavením na řídicí jednotce lze konkrétní elektrodu z měření zcela vyloučit, např. pokud kabel vede přes vodní tok nebo zpevněný povrch. Tím se ale snižuje počet zápisných bodů.

Řídicí jednotka se postará o zcela automatizovaný průběh měření. Tuto dobu je možné využít ke změření topografie profilu, která je v případě výškově členitého reliéfu nezbytná při zpracování dat (kap. 4.3). Topografický profil lze změřit např. s pomocí pásma a sklonoměru v geologickém kompasu, nebo s využitím laserového měřiče vzdálenosti s integrovaným sklonoměrem. Přesné údaje o nadmořských výškách lze

dodatečně získat i z podrobného digitálního modelu reliéfu, v Česku např. z DMR 5G (ČÚZK).

Doba měření závisí na počtu elektrod a na jejich uspořádání, od kterého je odvozen počet bodů zápisu. Z celkové délky profilu a použitého uspořádání vyplývá i hloubkový dosah metody. Uspořádání elektrod je v případě ERT závislé pouze na nastavení řídicí jednotky. Existuje celá řada uspořádání, ale v geomorfologii jsou používány zejména tři (obr. 3): Wenner alpha, dipól-dipól a Wenner-Schlumberger. Testování dalších (např. pól-dipól) může být předmětem budoucích výzkumů (Pánek et al. 2010; Tábořík 2012; Park et al. 2014).



Obr. 3 Uspořádání elektrod; C1, C2 – proudové elektrody, P1, P2 – potenční elektrody, a – vzdálenost mezi elektrodami, k – konstanta uspořádání elektrod; upraveno podle Loke (1997) in Pánek et al. (2010)

Uspořádání Wenner alpha má konstantní rozestup mezi právě měřícími elektrodami. Proudové elektrody jsou na okraji a potenční mezi nimi. Jedná se o nejrychlejší metodu, která však má nejmenší hloubkový dosah (přibližně jednu šestinu celkové vzdálenosti profilu), malé pokrytí na koncích profilu a také malé rozlišení vzhledem k nízkému počtu bodů zápisu. Její předností je odolnost vůči elektrickému

šumu a extrémnímu přípovrchovému odporu. Je vhodná k průzkumu horizontálních struktur.

Uspořádání dipól-dipól má proměnlivou vzdálenost mezi párem proudových a párem potenčních elektrod. Je to nejdetailnější metoda s vysokým rozlišením díky velkému počtu bodů zápisu, to ale značně prodlužuje celkovou dobu měření. Hloubkový dosah odpovídá přibližně jedné pětině celkové délky profilu. Metoda dobře zobrazuje vertikální struktury. Nevýhodou je citlivost na elektrický šum a extrémní přípovrchový odpor.

Uspořádání Wenner-Schlumberger kombinuje výhody předchozích dvou uspořádání. Proudové elektrody jsou v různých vzdálenostech po obou stranách páru potenčních elektrod. Hloubkový dosah je stejný jako u uspořádání dipól-dipól, ale počet měřených bodů je dvakrát menší, tudíž má nižší rozlišení, ale kratší dobu měření. Dobře detekuje horizontální i vertikální struktury, ale má nižší odolnost vůči elektrickému šumu. Je však o něco odolnější vůči vysokému přípovrchovému odporu než uspořádání dipól-dipól.

V geofyzice se rozlišují úlohy přímé a obrácené. V přímých úlohách je přiřazován fyzikální projev strukturám, jejichž poloha, velikost a tvar jsou již známé. V obrácených úlohách se k anomáliím fyzikálního pole hledají odpovídající struktury, které tyto anomálie způsobují (Mareš et al. 1990). Přestože jsou přímé úlohy jednoznačné, i jejich řešení má význam k ověření spolehlivosti metody v daném prostředí a v případě ERT také k ověření spolehlivosti uspořádání elektrod. Tím může být docíleno opakovanými měřeními na jednotlivých profilech s různými uspořádáními. Podle projevu známých struktur se identifikují struktury neznámé, které se projevují stejně. Získané poznatky je pak možné využít při řešení obrácených úloh v podobném prostředí, kde chybí znalost podzemních struktur (Pánek et al. 2010; Martínez-Pagán et al. 2013).

4.3. Zpracování naměřených dat

Protože jsou naměřené hodnoty zatíženy vlivem nadloží, kterým se elektrické pole šíří (Tábořík 2012), je data získaná odporovými metodami nezbytné dále zpracovat pomocí inverzní matematické úlohy (Zohdy 1989; Barker 1992). V případě ERT se data zpracovávají v externím počítači. Hodnoty naměřeného zdánlivého odporu jsou vyneseny do pseudo-sekce, což je odporový řez, který je funkcí „pseudohloubky“, která ještě neodpovídá hloubce skutečného rozložení odporů. Inverzní proces s pomocí metody

nejmenších čtverců vytvoří umělý model skutečného rozložení odporů ve skutečné hloubce a také novou pseudo-sekci vycházející z tohoto modelu. Obě pseudo-sekce jsou následně porovnávány a rozdíl mezi nimi vyjadřován pomocí chyby RMS (root mean square error). Proces inverze je opakován, dokud chyba RMS neklesne pod přijatelnou hodnotu (Loke and Barker 1996; Reynolds 2011). Jeden proces opakování se označuje jako iterace. Data jsou v profilu rozložena v bodech vycházejících ze zápisných bodů a jejich interpolací s použitím barevné škály vznikne požadovaný odporový řez (Loke 2004; Reynolds 2011).

Před inverzí by data měla být zkontrolována na chybějící nebo extrémní hodnoty, které mohou vzniknout např. v důsledku špatného uzemnění elektrod. Takové hodnoty značně ovlivní inverzní proces, který v tomogramu vyprodukuje zdánlivě výrazné objekty, což povede k chybné interpretaci. Do procesu inverze by také měly být zahrnuty údaje o topografii, která má na rozložení odporů vliv (Reynolds 2011).

Ke zpracování dat včetně inverzní úlohy se používá specializovaný software. Jedním z nejpoužívanějších je Res2Dinv nebo Res3Dinv v případě 3D ERT (Geotomo software; Loke 1997), který ale nedisponuje širšími možnostmi vizualizace. Proto je vhodné zpracovaná data vyexportovat a dodatečně vizualizovat v jiném programu.

Geoelektrické modelování může usnadnit interpretaci odporových řezů při řešení obrácených úloh. Předpokladem k modelování je znalost přibližných odporových hodnot přítomných hornin a struktur (Gómez-Ortiz a Martín-Crespo 2012). Pomocí software (např. Res2Dmod; Loke 2002) jsou pak modelovány různé strukturní situace a výsledný tomogram je porovnáván s tím, který byl vytvořen ze skutečných naměřených dat. Výstupy z modelování i z měření se zpracovávají inverzní úlohou a v obou případech se použijí stejné parametry (např. počet iterací). Pokud je strukturní situace alespoň částečně známa např. z blízkých vrtů, strukturních měření nebo z výsledků jiných geofyzikálních měření (Martínez-Moreno et al. 2013), může být modelování použito ještě před samotným měřením k výběru vhodného uspořádání nebo rozestupu elektrod (Park et al. 2014). Vybráno je takové uspořádání, při jehož použití rozložení odporů nejlépe odpovídalo známým strukturám, a takový rozstup, který poskytl dostatečné rozlišení k identifikaci struktur.

4.4. Vývoj a využití metody

Geoelektrické metody jsou v geofyzice považovány za jedny z nejmladších (Mareš et al. 1990). K rozvoji odporových metod přispěli bratři Schlumbergerové. Ve 20. letech 20. století vyvinuli uspořádání elektrod Schlumberger, které následně široce uplatnili při vyhledávání minerálních ložisek (Allaud a Martin 1977). Wenner (1915) sjednotil interpretaci odporových měření a umožnil jednotné zpracování dat. Vliv nadloží na měřený odpor byl největším problémem, který se vědci snažili odstranit matematickým řešením. Matematickým základem inverzní úlohy na příkladu horizontálně zvrstveného geologického prostředí se zabývali matematici Langer (1933) a Slichter (1933), nejvíce k tomuto tématu ale přispěl Tikhonov (1949). Kvůli nedostupnosti informačních technologií v té době byly takové výpočty náročné a nenacházeli širší uplatnění. K největšímu rozvoji odporových metod tak došlo teprve v 70. letech 20. století s rozvojem informačních technologií, které výrazně usnadnily zpracování dat (Reynolds 2011) a umožnili rozvoj technologií včetně použití multielektrodového kabelu (Barker 1981). Zohdy (1989) vytvořil techniku automatické inverze zdánlivého odporu. Inverzi dat z výstupu měření pomocí ERT vyřešili geofyzici Loke a Barker (1996), jejichž postupy jsou používány dodnes.

Přestože byly odporové metody nejprve vyvíjeny za účelem ložiskové prospekce, jejich použití včetně ERT se dnes uplatňuje v mnoha dalších, nejen geologických disciplínách. V případě vyhledávání ložisek nerostných surovin je hlavním důvodem použití ERT vysoká vodivost některých rudních minerálů nebo minerálů, které je doprovází.

V inženýrské geologii se ERT uplatňuje proto, že důkladný průzkum na území plánované stavby umožní předejít škodám na stavbě, které by převýšily cenu samotného průzkumu, a ERT je přitom jednou z cenově výhodnějších průzkumných metod. Její účinnost byla prokázána ve vyhledávání krasových podzemních prostor, jejichž vývoj může být zástavbou urychlen a které mohou dosáhnout povrchu (Carbonel et al. 2015; Park et al. 2014). Sesuvy jsou výrazným rizikem pro obyvatelstvo. Předchází jim gravitační vývoj svahu, který se projevuje např. rozšiřováním puklin. Výzkumu svahových deformací pomocí ERT se na území Západních Karpat dlouhodobě zabývají Pánek a Lenart (Pánek et al. 2010, 2011; Lenart a Pánek 2013; Lenart et al. 2014). Tající permafrost je dalším z fenoménů, který může stavby poškodit. Pokud se jedná o osamocené zóny zmrzlé půdy nebo podzemní vody, pak je lze pomocí ERT efektivně

vyhledat. ERT může být použita i pro stanovení vhodné trasy pro liniové stavby na základě vyhledávání stabilního podloží. Kromě přírodních jevů představují nebezpečí i staré sklepy budov (Reynolds 2011) nebo staré doly (Cardarelli et al. 2010).

V hydrogeologii našla ERT uplatnění proto, že podzemní voda má často výrazný odporový kontrast vůči svému okolí. Umožňuje tak např. určit hladinu podzemní vody (Afshar et al. 2015; Redhaounia et al. 2016) nebo vyhledat zdroje pitné vody a předejít tak zbytečným a nákladným vrtným pracím (Reynolds 2011). Dokáže také odhalit průsaky vody ve vodní hrázi (Al-Fares 2014) nebo kontaminované vody v okolí skládek (Reynolds 2011). Salinní voda je látka, která představuje jedny z nejnižších odporových hodnot, se kterými se lze v přírodním prostředí setkat (Frumkin et al. 2011; Martínez-Moreno et al. 2013; Ezersky et al. 2013). Mimo jiné byla ERT použita i k určení obsahu chloridů ve vodě (Reynolds 2011). Při použití stabilního uzemnění lze ERT využít i k dlouhodobému monitoringu podzemních vod (Ronczka et al. 2015; Watlet et al. 2018).

V glaciologii byly provedeny studie využívající ERT, která dokázala odlišit led s vysokým odporem od podložních glaciálních sedimentů a určit mocnost obou vrstev. Kromě toho dokáže napomoci odhalení potenciálního nebezpečí protržení čelní morény ledovce, která je hrází ledovcového jezera. Umožní určit vodní cesty v hrázi nebo pohřbené kusy ledu, které mohou vést k subsidenci hráze (Reynolds 2011).

Svahové deformace, krasovění, tvorba a tání ledovce nebo permafrostu jsou procesy, které se podílejí na formování reliéfu, a proto se jejich studiem blíže zabývá geomorfologie. Právě v geomorfologii našly elektrická odporová tomografie a další geofyzikální metody své uplatnění. Při řešení obrácených úloh je ERT v geomorfologických výzkumech často kombinována s jinými geofyzikálními metodami (kap. 5.5), protože se metody navzájem doplňují (Schrott a Sass 2008). Osvědčila se kombinace ERT s georadarem (Tábořík 2012; Carbonel et al. 2014), seismickou refrakcí (Cardarelli et al. 2010; Basheer et al. 2012; Tábořík et al. 2017), gravimetrií (Hartvich a Valenta 2011; Kaufmann 2014; Tábořík et al. 2017) a magnetometrií (Kaufmann 2014; Martínez-Moreno et al. 2014).

Kromě přírodních věd našla ERT využití i ve vědách historických. Pomocí ERT jsou vyhledávány staré objekty vybudované člověkem, např. zdi, opevnění nebo staré sklepy (Cardarelli a Di Filippo 2009).

4.5. Výhody a omezení metody

Hlavní předností ERT a dalších geofyzikálních metod je nedestruktivní způsob průzkumu. To, že je měření prováděno ze zemského povrchu, značně snižuje náklady na umístění aparatury, které obvykle vyžaduje jen souhlas vlastníka pozemku. Cena je přitom v praxi jedním z faktorů, které mají vliv na výběr průzkumné metody. Přestože je pořizovací cena komponent ERT poměrně vysoká, její používání je pak v porovnání s některými jinými metodami málo nákladné a rychlé. Zároveň ale existuje celá řada dalších faktorů omezujících použitelnost ERT a kombinace těchto faktorů vytváří velmi specifické podmínky pro jednotlivá měření (Tábořík 2012).

Většina lokalit je pro použití ERT snadno dostupných. K rozmístění aparatury není potřeba těžké techniky ani modifikace terénu. Aparatura se ale skládá z více komponent, ty je třeba na lokalitu donést, a to zvyšuje nároky na počet lidí v terénu. Více lidí je schopno snadněji vytyčit lineární profil a rychleji aparaturu rozmístit. Vzhledem k velké hmotnosti počítače, baterie i velkého počtu multielektrodoých kabelů může být limitující vzdálenost lokality od místa dostupného vozidlem. S použitím horolezeckých technik může být aparatura rozmístěna i v extrémních terénech. Na holých skalních površích ale nastává problém s uzemněním elektrod.

Správné uzemnění je podmíněno dostatečným kontaktem zemnicí tyče či elektrody se zemí. U jemných aleuropelitů bývá kontakt dostatečný. Velký povrch takových částic na sebe váže množství vody, která uzemnění podporuje. Problém nastává štěrků, bloků a holých skalních povrchů, jejichž tvar neumožňuje kontakt s aparaturou v dostatečné ploše, a které velmi rychle vysychají. U jemnozrnných suchých substrátů včetně písků obvykle stačí tyč nebo elektrodu zalít vodou. Vodivější slaná voda je účinnější. U větších částic musí být kontakt zprostředkován jílovou až prachovou výplní, která obsahuje ideálně slanou vodu a pevné částice zabraňují jejímu vypařování nebo odtékání během měření (Roqué et al. 2013). Použit lze také vlhkou molitanovou houbu (Tábořík 2012). Na skalních výchozech je nezbytné tyče vpravit do spár a pokud to nelze, tak vyvrtat díry, nebo použít jiný typ elektrod, např. deskové (Anthanasiou et al. 2007) nebo elektrody používané v elektrokardiografii (Leucci 2006).

Celkově vysoký přípovrchový odpor může být limitujícím v použití ERT (Tábořík 2012). Přípovrchová vrstva vysokých odporů má vliv na měřené hodnoty v jejím podloží, což také ovlivňuje inverzní úlohu a snižuje kvalitu odporového řezu. Přípovrchový odpor je výrazně snižován po dešťových srážkách (Tábořík 2012). Pokud ale tato voda proniká

do hledaných struktur, může jejich přítomnost v tomogramu zastříit (Kaufmann 2014). Přípovrchový odpor může být kompenzován zvýšením výkonu aparatury, čehož se používá i v prostředích s celkově vysokými odpory (např. ledovec s velmi nízkou teplotou; Reynolds 2011). Zvýšený výkon vede k rychlejšímu vybíjení baterie. V některých případech jako jsou bloková pole je přípovrchový odpor tak extrémní, že měření nelze provést vůbec (Tábořík 2012).

Počasí může mít vliv na měření, a proto je tento fakt potřeba zohlednit při porovnávání více měření v různých časech nebo klimatických oblastech. Kromě toho, že voda ve strukturách snižuje jejich odporový kontrast (Kaufmann 2014), má také teplota vliv na její zamrzání (Tábořík 2012). Led se na rozdíl od vody vyznačuje vysokými odpory, které se navíc mohou lišit v závislosti na teplotě ledu (Reynolds 2011). Řídící jednotka by také měla být chráněna před povětrnostními vlivy.

Čas je dalším limitujícím faktorem metody. Je třeba započítat čas potřebný na dopravení aparatury na místo, na její rozmístění, které může prodloužit aplikace v obtížném terénu nebo opatření k odstranění špatného uzemnění, a na samotné měření, které závisí na počtu elektrod a zvoleném uspořádání (kap. 4.2). Při volbě délky profilu, rozestupu a uspořádání elektrod je třeba porovnat požadované rozlišení a hloubkový dosah s dostupným časem. V porovnání s destruktivními metodami je čas potřebný k měření s ERT pořád výrazně kratší a hloubkový dosah zůstává poměrně velký.

Pokud požadovaná délka profilu přesahuje maximální rozsah, který je limitován počtem dostupných kabelových sekcí, lze delšího profilu dosáhnout technikou rolování (roll-along technique). Po dokončení prvního měření se několik sekcí z jednoho konce profilu přemístí na konec druhý a měření se opakuje. To samé se udělá tolikrát, dokud nebude dosažena požadovaná délka. Tato technika je však náročnější na čas a maximální hloubka penetrace zůstane stejná jako při prvním měření.

Metodu ERT je možné použít, pokud mají hledané struktury dostatečný odporový kontrast od svého okolí a pokud jsou dostatečně velké. Jejich pozice je také důležitá, protože s hloubkou klesá rozlišovací schopnost metody a tím i schopnost detekovat malé struktury. Rozlišení je vyšší při použití menšího rozestupu elektrod. Při omezeném počtu kabelových sekcí ale klesá maximální dosažitelná délka profilu a tím i hloubkový dosah.

Metodu ERT většinou nelze použít v zastavěném území. Překážkou vytyčení profilu a uzemnění elektrod jsou stavby a komunikace. Měření je navíc znemožněno

přítomností vysoce vodivých elementů v blízkosti povrchu (např. potrubí), jejichž odpory mohou být nižší než $1 \Omega\text{m}$ (Martínez-Moreno et al. 2013; Zhou et al. 2002). Nejméně citlivé na tyto vodiče je uspořádání Wenner alpha, to ale nemůže nahradit výhody ostatních uspořádání (Reynolds 2011).

Specifické podmínky platí pro použití ERT ve vrtech. Tento postup lze aplikovat i v zastavěném území a jeho výhodou je také rozlišení, které se s hloubkou nesnižuje. Přímé informace z vrtů o hladině podzemní vody, litologiích a strukturách, je navíc možné přiřadit jejich geoelektrickému projevu a zmapovat jejich pokračování. Měření lze provést z jednoho, i mezi více vrtů. Limitující může být hladina podzemní vody, která slouží k uzemnění. Hlavní nevýhodou je násobně vyšší cena, která souvisí s provedením vrtných prací (Park et al. 2014).

5. Vyhledávání podzemních prostor pomocí ERT

Metoda ERT se ukázala být velmi efektivní při vyhledávání podzemních prostor (Pánek et al. 2010). Tento fakt spočívá ve vysokém odporovém kontrastu, který výplň podzemních prostor v horninovém prostředí vytváří. Podzemní prostory jsou vyplněné vzduchem, vodou, nebo pevným nesoudržným materiálem.

Vyhledávání podzemních prostor má význam jednak vědecký, protože napomáhá k pochopení některých geomorfologických procesů, a jednak praktický, protože se jejich přítomnost může stát rizikem pro obyvatelstvo. Rozsedlinové jeskyně jsou příznakem gravitačních svahových deformací a v některých případech mohou předcházet rychlým svahovým pohybům, jako jsou sesuvy nebo skalní řízení (Pánek et al. 2011). Přítomnost jeskyní a závrťů v krasových oblastech nebo starých chodeb a jam v poddolovaných územích může být příčinou subsidence povrchu nebo propadu nadloží těchto děl (Cardarelli et al. 2010). V urbanizovaném prostředí subsidence způsobuje deformace povrchu a tím vznikají škody na stavbách, sítích a komunikacích a v případě propadu jsou ohroženy i lidské životy (Wenhui 1990; Carbonel et al. 2015).

5.1. Typy podzemních prostor

Podzemní prostory mohou být antropogenního původu (důlní díla, podzemní stavby) nebo vznikat přírodními procesy. Přírozené prostory se označují jako jeskyně. Ve speleologickém pojetí dosahuje jeskyně rozměrů, které umožňují průlez dospělého člověka (Hromas et al. 2009). Jeskyně vzniklé rozpouštěním hornin se označují jako

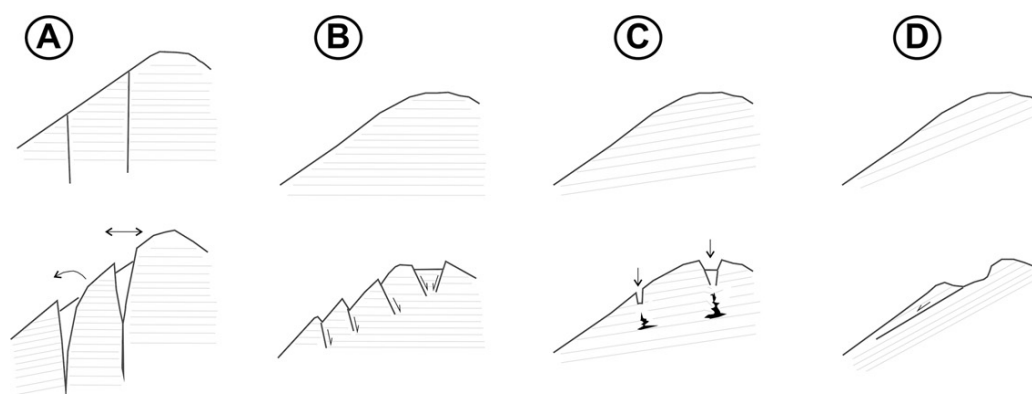
krasové a ostatní jako pseudokrasové. Z pseudokrasových jeskyň jsou v geomorfologii nejvýznamnější a nejrozšířenější jeskyně rozsedlinové.

Kalcit, dolomit, anhydrit, sádrovec, halit a glauberit jsou minerály tvořící monominerální horniny (často i s příměsí nerozpustných minerálů), které kromě fyzikálního zvětrávání podléhají především zvětrávání chemickému. Voda s obsahem CO₂ proniká strukturami tektonického, ale i sedimentárního původu a rozpouští podél nich tyto horniny. Může se jednat o srážkovou vodu infiltrovanou z povrchu i o podzemní vodu protékající krasovým horizontem. Vznikají tak krasové jeskyně s horizontálním i vertikálním průběhem. U evaporitů dochází k rozpouštění až třikrát rychleji než u vápenců a sůl je více než stokrát rozpustnější než sádrovec (Frumkin et al. 2011). Jeskyně následně podléhají mechanickému zvětrávání, gravitačním procesům a fluvialní erozi, které urychlují jejich vývoj. Rozšiřování jeskyně může vést k subsidenci nadloží. Pokud šíře jeskyně dosáhne mez, kdy její strop není dále schopen nést nadloží, dojde ke kolapsu. Kolaps může mít více etap, kdy strop jeskyně migruje směrem k povrchu a po jeho dosažení vznikne zející závrt.

Závrtý jsou formou reliéfu naznačující přítomnost krasu. Existují ale i závrtý bez vztahu k větším podzemním prostorám. Jejich příčinou vzniku je rozpouštění krasové horniny přímo na povrchu nebo pod horizontem nerozpustných hornin, které zaklesávají do vzniklé deprese nebo její části migrují pomocí vody do rozpouštěním rozšířených infiltračních kanálů (Kaufmann 2014). V takovém případě nedochází ke katastrofálním propadům, ale i pomalá subsidence povrchu může způsobit škody v urbanizovaném prostředí (Carbonel et al. 2015). Mechanismus vývoje závrtu je často neznámý ale jeho znalost je potřebná k určení míry potenciálního rizika (Carbonel et al. 2014). Použití geofyzikálních metod může vést k objasnění struktury závrtu a potvrdit případnou přítomnost podzemních prostor. Pokud za subsidenci odpovědná jeskyně leží v hloubce mimo dosah geofyzikálního průzkumu, lze kolapsový charakter závrtu ověřit na základě informací z historických zdrojů nebo struktur pozorovaných v průzkumné rýze (Carbonel et al. 2014).

Rozsedlinové jeskyně jsou formovány během vývoje svahových poruch desintegrací bloků hornin (Lenart a Pánek 2013; Margielewski a Urban 2013). Oproti krasovým jeskyním mají spíše úzký a vertikálně protažený tvar. Vývoj svahových deformací a rozsedlinových jeskyň je podmíněn tektonickými nebo litologickými diskontinuitami a řízen různými gravitačními mechanismy (obr. 4) – bočním

rozvolňováním (*lateral spreading*), odkláněním bloků (*toppling*), zaklesáváním bloků (*sagging* nebo *sacking*), rotačním nebo translačním skluzem i složeným pohybem (Lenart a Pánek 2013). K těmto relativně pomalým pohybům obvykle dochází uvnitř hluboce založených svahových deformací, které zasahují do hloubky větší než 30 m (podle Hutchinsona 1995) a takové rozvolňování v kombinaci s aktivní tektonikou a příhodnými strukturními a litologickými podmínkami může vést i ke vzniku mělčích a rychlejších nebo povrchových deformací – skalnímu řícení, skalním sesuvům, proudovým sesuvům, murám nebo blokovobahenním proudům (Tábořík 2012), které se stávají rizikem pro obyvatelstvo. Proto má průzkum gravitačních deformací svůj praktický význam a jejich iniciální stádium vývoje může často indikovat právě přítomnost rozsedlinových jeskyň (Margielewski a Urban 2013), které vystupují jako primární otevřené tenzní pukliny v horní části nebo po stranách deformované části svahu, ale mohou vznikat také sekundárními pohyby uvnitř těla sesuvu v jeho rozvinutém stádiu vývoje (Lenart a Pánek 2013).



Obr. 4 Gravitační mechanismy svahových deformací spojené se vznikem rozsedlinových jeskyní: A – boční rozvolňování a odklánění bloků, B – zaklesávání bloků, C – subsidence do prostor otevřených vnitřním ploužením, D – sesouvání; převzato od Pánka et al. (2011)

Ke vzniku rozsedlinových jeskyní dochází nejčastěji v oblastech budovaných sledy sedimentárních hornin flyšového charakteru. Střídání poloh prachovců, plastických jílovců, fungujících jako střižná plocha, slepenců a pískovců v kombinaci s výškovou členitostí reliéfu jsou předpokladem vývoje svahových nestabilit (Baroň et al. 2003). Rozsedlinové jeskyně jsou známé také v krystaliniku, vyvřelinách (Vítek 1980) i v karbonátech (Pánek et al. 2009), ale v takových typech hornin zatím chybí podrobnější studie používající ERT, zaměřené na průzkum podzemních prostor uvnitř svahových deformací.

Rozsedlinové jeskyně se často vyskytují v hluboko založených gravitačních svahových deformacích, ale jsou známé také z mělkých a středně hlubokých (do 30 m podle Hutchinsona, 1988) strukturně predisponovaných sesuvech (Margielewski 2009).

Podobné riziko jako krasové jeskyně vytvářejí stará důlní díla. Pokud dojde k jejich závalu, kolaps může propagovat až k povrchu a ohrozit statiku staveb i lidské životy (Cardarelli et al. 2010). Pokud ze starých map nelze dohledat informace o jejich přesném průběhu, tak je geofyzikální průzkum na místě. Pomocí ERT lze snadněji vyhledat díla, která se vážou na zrudnění nebo poruchové zóny, které mají odlišný geoelektrický projev a větší rozsah než samotné důlní dílo (Martinez-Moreno et al. 2014). U ostatních prostor je jejich detekovatelnost metodou ERT závislá na jejich velikosti a hloubce.

Další typy podzemních prostor už nepředstavují bezprostřední riziko pro člověka a jejich výskyt je ojedinělý. Jsou ale zajímavé z genetického hlediska. Metoda ERT se osvědčila např. při vyhledávání jeskyň typu tafoni. Jedná se o fenomén, ke kterému vzácně dochází v granitech, pískovcích, některých vulkanických i metamorfovaných horninách. Vznikají z různých příčin, které nejsou vždy objasněny. Jedná se o oválné zóny selektivní eroze a jejich vyhledávání pomocí ERT je usnadněno tím, že se vyvíjejí v rámci jedné litologie, odpadá nutnost interpretace litologických rozhraní a v tomogramu se projevuje pouze fyzikální stav dané horniny (Roqué et al. 2013). Lávkové tunely jsou syngenetické jeskyně, které vznikají tuhnutím lávkových proudů na povrchu a vytečením stále tekuté lávy z jejich středu. Jejich vyhledávání pomocí ERT je také snadné vzhledem k jednoduché geologické situaci (Goméz-Ortiz et al. 2007).

5.2. Volba umístění geofyzikálních profilů

Vývoj podzemních prostor má často souvislost s povrchovými tvary reliéfu. Důkladným pozorováním těchto tvarů lze mnohdy určit předpokládaný průběh jeskyně. Základem pozorování je geomorfologické mapování.

Vznik krasových i rozsedlinových jeskyň je vázán na tektonické poruchy. Závrtky jsou nejčastější povrchovou formou projevu podzemního krasování a mohou společně s jeskyňmi ležet v jedné rovině, která představuje tektonickou poruchu, podél které ke krasování dochází. Závrtky tak následují průběh jeskyně, a proto má jejich mapování význam.

Vyhledávání závrtků se s rozvojem geoinformačních technologií a metod dálkového průzkumu Země dá usnadnit použitím analýzy dat z leteckého laserového skenování

povrchu LIDAR (např. Wu et al. 2016). Závrtů mohly být zejména v minulosti zaváženy různorodým materiálem i odpadem (Carbonel et al. 2014; Kaufmann 2014). Tím byl sice odstraněn jejich povrchový projev, ale nebylo zamezeno v pokračování jejich vývoje. Informace o rozmístění takových závrtů i o jejich vývoji v čase lze dohledat např. na starých leteckých snímcích nebo v historických topografických mapách, případně dotazováním místních obyvatel (Carbonel et al. 2014, 2015). Dalším způsobem jejich vyhledávání je použití jiných geofyzikálních metod (kap. 5.5).

Počátek vývoje nového nebo pokračování vývoje skrytého zasypaného závrtu se projevuje různými deformacemi povrchu poškozujícími i urbánní objekty. Mapování puklin, flexur, srázů, poklesů, příkopů i nakloněných stromů umožní získat přehled o možném rozsahu a charakteru závrtu. (Carbonel et al. 2014, 2015).

V případě rozsedlinových jeskyní jsou předmětem mapování tvary související s vývojem svahových deformací. Jsou to příkopy (rozsedliny), svahy ukloněné proti hlavnímu svahu, zdvojené hřbety, otevřené tahové pukliny nebo až rozsedlinové jeskyně přístupné z povrchu a pseudokrasové závrtů (Lenart et al. 2014). Tyto formy mohou přímo navazovat na podpovrchové struktury (zlomy a tahové pukliny), ale také od nich mohou být posunuty až několik metrů směrem po svahu (Tábořík et al. 2017).

Svahové deformace, jejichž důsledkem je vývoj rozsedlinových jeskyní, mohou existovat také zcela bez geomorfologických projevů (Pánek et al. 2011; Lenart et al. 2014). Ty jsou buď setřeny erozí nebo zcela skryty (Tábořík 2012). Může docházet k vnitrodeskovému ploužení (Novosad 1966) zlomy a puklinami porušených vrstev a k rozevírání skrytých prostor vyplněných vzduchem (Pánek et al. 2011).

Přítomnost jeskyní bez povrchových projevů může být odhalena mikroklimatickými metodami. Podzemní prostory udržují vzduch o teplotě rozdílné, než je obvyklá zimní nebo letní venkovní teplota. V případě průniku takového vzduchu k povrchu dochází v tomto místě ke vzniku teplotního gradientu, někdy ke zvýšenému proudění vzduchu a v zimě i k tání sněhu (Lenart a Pánek 2013).

Výsledná geomorfologická mapa je podkladem pro volbu umístění geofyzikálních profilů (Tábořík et al. 2017). Profily se umísťují zejména kolmo k lineárním tvarům a ke spojnicím závrtů, a to i za hranici těchto tvarů, protože sledované struktury mohou pokračovat v podzemí bez povrchových projevů (Pánek et al. 2010, 2011). Profil rovnoběžný k průběhu jeskyně by mohl způsobit její špatné zobrazení v tomogramu

vlivem 3D efektu. Odporů promítané do plochy tomogramu jsou totiž výsledkem komplexního průchodu elektrického proudu trojrozměrnými tělesy nejen v ploše pod profilem ale i po jeho stranách. Blízkost vodivějších hornin po bocích jeskyně by tak mohla mít negativní vliv na projev samotné jeskyně (Martínez-Pagán et al. 2013).

Pokud není průběh jeskyně zřejmý, přistupuje se většinou k plošnému průzkumu prostřednictvím více paralelně umístěných profilů. Strategickým plánováním průzkumu do několika fází za použití více geofyzikálních metod může být průběh jeskyně určen ještě před použitím ERT. V případě gravimetrie a magnetometrie jsou sbírána bodová měření, která lze provést v celé zájmové oblasti bez závislosti na směru průběhu odporových profilů a tím určit pravděpodobný plošný rozsah podzemních prostor, na jehož základě budou rozmístěny profily pro ostatní použité geofyzikální metody, které upřesní rozměr a tvar jeskyně (Martínez-Moreno et al. 2014).

Ačkoliv je vznik krasových jeskyní stejně jako rozsedlinových jeskyní strukturně predisponován, je mimo to vázaný i na preferenční toky podpovrchové vody. Rozpouštěním vzniklé jeskyně proto mají podstatně komplikovanější průběh a tvar. Zatímco v případě rozsedlinových jeskyní může být jeden dlouhý profil reprezentativní pro celé tělo sesuvu, v krasovém území je situace komplikovaná a vyplatí se provést plošný průzkum. Po provedení průzkumu v rizikových krasových oblastech bývá zpravidla vytvořena mapa ohraničující území se zjištěnými krasovými strukturami, které se mohou v blízké budoucnosti dále vyvíjet (Basheer et al. 2012; Gómez-Ortiz a Martín-Crespo 2012; Carbonel et al. 2014). V případě menších těles rozpustných hornin lze pomocí geofyzikálních metod určit jejich celkové omezení (Hartvich a Valenta 2011) a tím vymezit oblast, kde může ke krasovění docházet.

Pokud se podzemní prostory nachází přímo pod urbanizovanou oblastí, městská zástavba se stává překážkou v rozmístění geofyzikálních profilů (Carbonel et al. 2015) a vodivé struktury (např. potrubí) znemožňují použití ERT. V takovém případě je možné provést měření ve vrtech (Park et al. 2014). Ve výjimečných případech lze aparaturu rozmístit i uvnitř budov (Leucci 2006).

5.3. Volba vhodného uspořádání elektrod

Při vyhledávání podzemních prostor se uplatňuje použití všech třech nejpoužívanějších uspořádání elektrod v závislosti na konkrétních podmínkách.

Uspořádání může být vybráno podle základní znalosti struktur na zkoumané lokalitě a podle požadovaného rozlišení, hloubkového dosahu a doby měření.

Krasové jeskyně se většinou tvoří v horizontálně až subhorizontálně uložených sedimentárních horninách (Kaufmann 2014; Redhaounia et al. 2016), které nejlépe zobrazuje uspořádání Wenner alpha. Jeho výhodou je odolnost vůči šumu indukovaném přítomností vodivých struktur v urbanizovaném prostředí (Basheer et al. 2012; Billi et al. 2016) a najde své uplatnění i v suchých oblastech se skalnatým povrchem, protože je odolný proti vysokému přípovrchovému odporu (Frumkin et al. 2011; Ezersky et al. 2013; Afshar et al. 2015; Redhaounia et al. 2016). Pokud je prováděn plošný průzkum za použití mnoha paralelních profilů, je nespornou výhodou i krátký čas potřebný k měření (Basheer et al. 2012).

Přestože se rozsedlinové jeskyně často vyvíjejí ve vrstvách flyšových hornin rovnoběžných s povrchem, pukliny, zlomy a samotné rozsedlinové jeskyně spojené s vývojem svahových deformací mají nejčastěji vertikální nebo subvertikální průběh. Rozměr vertikálních struktur může být uspořádáním Wenner alpha zkeslen nebo nemusí být zaznamenán vůbec (Zhou et al. 2002). Podle Pánka et al. (2010) toto uspořádání zobrazuje polohu rozsedlinové jeskyně, představovanou vysokoodporovou anomálií, spíše chybně a její tvar velmi generalizovaně. Některé úzké pasáže zachycené ostatními uspořádáními nebyly rozpoznány vůbec. Proto Pánek et al. (2010) nedoporučuje použití uspořádání Wenner alpha ke hledání podzemních prostor ve flyšovém prostředí, přestože může dobře zobrazit flyšové sekvence. Nevýhodou uspořádání je také malý hloubkový dosah.

Uspořádání dipól-dipól je naopak vhodné k detekci vertikálních struktur. Dobře zobrazuje polohu a tvar rozsedlinové jeskyně (Pánek et al. 2010) nebo závrtu (Leucci 2006; Carbonel et al. 2015) a slabě zachycuje i pasáže, které uspořádání Wenner alpha nezachycuje vůbec (Pánek et al. 2010). Navíc poskytne nejvyšší rozlišení a tím i schopnost detekce nejmenších prostor. Uplatňuje se při vyhledávání velmi hlubokých jeskyň, protože má velkou hloubku penetrace (Martínez-Pagán et al. 2013). Jeho nevýhodou však zůstává delší doba potřebná k měření.

Uspořádání Wenner-Schlumberger dobře zobrazuje horizontální i vertikální struktury. Oproti uspořádání dipól-dipól je jeho nespornou výhodou kratší doba měření. Je odolnější vůči vysokému přípovrchovému odporu (Roqué et al. 2013; Al-Fares 2014)

a šumu při použití ve městech (Gómez-Ortiz a Martín-Crespo 2012; Martínez-Moreno et al. 2013). Zachovává si velký hloubkový dosah (Gambetta et al. 2011) a je tak kompromisním řešením.

Některé průzkumy porovnávající obě uspořádání prokazují, že uspořádání dipól-dipól lépe zobrazuje podzemní prostory nebo struktury výplně závrťů než uspořádání Wenner-Schlumberger, které má menší rozlišení (Carbonel et al. 2014). Podle Pánka et al. (2010) určuje uspořádání Wenner-Schlumberger polohu a tvar rozsedlinové jeskyně spíše chybně, stejně jako uspořádání Wenner alpha. Jako možná vysvětlení vysokoodporových anomálií, které obvykle přesahují samotný tvar jeskyně, uvádí Pánek et al. (2010) buď důsledek inverzního modelování, které zobrazuje úzké objekty zaobleně, nebo komplexní situaci uvnitř rozvolněného masivu, kde mapované jeskyně představují jen část skutečně existujících prostor vyplněných vzduchem. Tábořík et al. (2017) došel k závěru, že zejména u uspořádání Wenner-Schlumberger pozici jeskyně určuje lineární oblast vysokého geoelektrického gradientu mezi vysoko- a nízkoodporovou anomálií a nikoliv samotná vysokoodporová anomálie. Vysvětluje to možnou existencí vodou saturovaného zlomu, který předcházel vývoji jeskyně a má s ní paralelní průběh, případně zvýšenou vodivostí vlhkých stěn jeskyně.

V případě existence širší zóny gravitačně rozvolněného masivu s výskytem většího počtu rozšířených puklin a užších jeskyní vyplněných vzduchem se výsledky jednotlivých uspořádání shodují. Takové systémy podzemních prostor zachycuje dobře i uspořádání Wenner alpha (Pánek et al. 2010).

Použitím menšího rozestupu elektrod (2 až 3 m oproti obvyklejším 5 m) se snižují rozdíly mezi jednotlivými uspořádáními (Pánek et al. 2010). Výsledný tomogram má větší rozlišení, geometrie jeskyní je ostřejší a jsou zaznamenány i užší a menší jeskyně. Nevýhodou menšího rozestupu je potřeba většího počtu elektrod na stejnou vzdálenost a zároveň i násobně delší doba potřebná k provedení měření. Menší rozstup elektrod se používá spíše k provedení doplňkových měření na kratších úsecích profilu, kde je podrobnější popis struktur potřebný (Tábořík 2012). Zkrácením profilu zároveň klesá hloubkový dosah tomogramu.

Vhodné uspořádání lze vybrat také při řešení přímých úloh (kap. 4.2). Testování je vhodné provést v místech s dobře prozkoumanými a zmapovanými jeskyněmi, protože přesné umístění jeskyně a jiných známých podzemních i povrchových struktur lze

porovnat s jejich projevy v tomogramu a následně využít při interpretaci měření v podobném prostředí se stejnými povrchovými projevy ale bez znalosti podzemních struktur (Pánek et al. 2010; Martínez-Pagán et al. 2013).

Dalším nástrojem k výběru uspořádání je geoelektrické modelování (kap. 4.3). Park et al. (2014) modelováním testoval vhodnost uspořádání pól-pól, pól-dipól, dipól-pól a dipól-dipól při použití měření ve vrtech. Uspořádání s jedním dipólem mají menší rozlišení než uspořádání dipól-dipól.

Podle Kneisela (2006) je jedním z faktorů důležitých pro výběr vhodného uspořádání elektrod i chyba RMS vypočítaná při převodu naměřeného zdánlivého odporu na skutečný. Podle výsledků Pánka et al. (2010) však uspořádání dipól-dipól, které vykazovalo nejlepší výsledky ve zobrazování podzemních prostor, mělo průměrnou chybu RMS (10,9 %) až dvakrát větší než uspořádání Wenner alpha (4,6 %) a Wenner-Schlumberger (6,6 %).

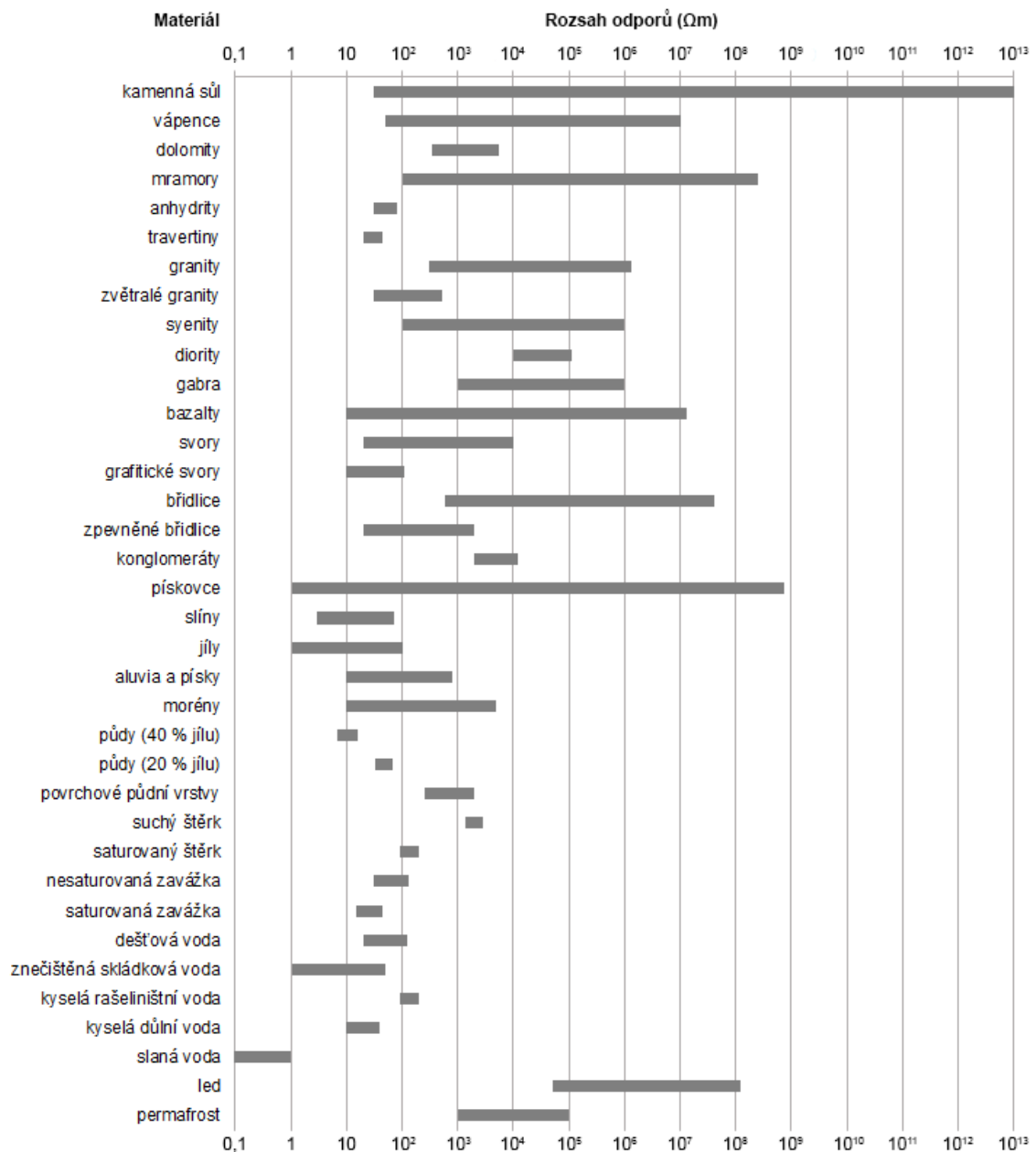
5.4. Projev podzemních prostor v inverzním odporovém řezu

Počet a hustota zápisných bodů jsou odvozeny od celkové délky profilu, počtu, rozestupu a uspořádání elektrod. Výsledný odporový profil (tomogram) je tak interpolován z těchto bodů a má jen určité rozlišení. Přírodní prostředí navíc bývá velmi heterogenní a zachycení přesného rozložení odporů je z povrchu téměř nemožné, obzvláště v anizotropním prostředí (Tábořík 2012). Rozložení odporů tak nemusí odpovídat přesnému uložení těles.

Každé těleso může mít širší rozsah odporů v závislosti na jeho aktuálním chemickém a fyzikálním stavu (Schrott a Sass 2008). Rozpustné horniny jsou tvořeny různými minerály, obsahují různý podíl nerozpustných komponent, podléhají různému stupni křehkého porušení, fyzikálního i chemického zvětrávání, a proto se setkáváme s širokou škálou odporů (obr. 5). Flyšové horniny deformované svahovými procesy jsou mechanicky porušené zlomy a puklinami. Takové poruchy jsou vyplněné zvětralým materiálem a jílem a bývají nasycené vodou, která zvyšuje jejich elektrickou vodivost.

Vzhledem k omezenému rozlišení metody závisí na velikosti dané struktury, jak moc se v tomogramu projeví a zda její hodnoty odporu dosáhnou odporu reálného. Čím je odporový kontrast struktury od jejího okolí větší, tím více se tato struktura v tomogramu projeví. Pokud je struktura dostatečně velká, dosáhnou její odpory v tomogramu reálných hodnot. Pokud není dostatečně velká, její hodnoty budou

ovlivňovány odporem jejího okolí. Proto nejsou struktury v odporovém řezu přiřazovány ke konkrétnímu rozpětí odporů, ale jsou interpretovány podle relativního rozložení odporů. Pokud je struktura příliš malá, nemusí se v tomogramu projevit vůbec. Existují případy, kdy se vyskytuje větší množství užších jeskyní paralelně vedle sebe a jejich geoelektrický projev splývá v jednu anomálii, obzvlášť při použití většího rozestupu elektrod (Pánek et al. 2010).



Obr. 5 Rozsah elektrických odporů různých hornin a jiných materiálů; sestaveno podle autorů Reynolds 2011, Kaufmann 2014, Billi et al. 2016, Frumkin et al. 2011, Ezersky et al. 2013

Velikost odporu jeskyně je závislá na charakteru její výplně. Odpor vzduchu se může lišit podle jeho složení a vlhkosti, přesto přesahuje hodnotu $10^{16} \Omega\text{m}$ (Pawar et al. 2009) a to je řádově více než u obvyklých typů hornin (obr. 5). Vzduchem vyplněné jeskyně tak vytvářejí výrazný odporový kontrast a projevují se jako vysokoodporové anomálie. Elektrické proudy však tyto prostory mohou obcházet po jejich obvodu. Delší dráha proudu se sice projeví vyššími odpory, ale ne takovými, jakými by se projevil průchod samotným prostorem. Nejmenšího kontrastu dosahují jeskyně umístěné v kompaktních vápencích, mramorech a pískovcích, což může jejich identifikaci činit obtížnější, zejména u malých jeskyní (Martínez-Moreno et al. 2013).

Odporový kontrast jeskyní vyplněných vodou závisí na složení vody (Martínez-Moreno et al. 2013) a okolní hornině (obr. 5). Zpravidla mívají nižší hodnoty odporu než jejich okolí a vytváří nízkoodporové anomálie. Někdy kontrast nebývá tak výrazný jako u jeskyní vyplněných vzduchem, ale v případě kompaktních vápenců, mramorů nebo křemenných pískovců s vysokými odpory je přítomnost vody naopak prospěšná jejich vyhledávání (Martínez-Moreno et al. 2013). Stejně tak je prospěšná přítomnost slané vody. Salinita zvyšuje vodivost o několik řádů, a v solném krasu jsou proto měřeny odpory vody nižší než $0,5 \Omega\text{m}$ (Frumkin et al. 2011, Ezersky et al. 2013). Kromě slané vody se v přírodě zpravidla nevyskytují materiály s odporem menším než $1 \Omega\text{m}$. Pokud jsou takové odpory dosaženy, pravděpodobně se jedná o antropogenní objekt (Zhou et al. 2002).

V případě pevné výplně jeskyně závisí charakter odporové anomálie na látce, která vyplňuje její póry. Přítomnost pevných úlomků a bloků snižuje odporový kontrast jeskyně vůči jejímu okolí. Úlomky a bloky se vzduchem vyplněnými makropóry se projeví jako vysokoodporová anomálie (Pánek et al. 2011). Jeskyně a závrtky mohou být vyplněny jílem přineseným vodou z nadložních horizontů, vzniklým mechanickou erozí, jílem, který je nerozpustným reziduem po dekalifikaci nebo je součástí antropogenní výplně závrtu. Jíly jsou pórovité a vážou na sebe velké množství vody, a proto se stejně jako voda projevují nízkoodporovou anomálií (Martínez-Moreno et al. 2013). Pokud se jedná o závrt vytvořený v nadložních nerozpustných horizontech, je nutné posoudit geoelektrický kontrast výplně závrtu a těchto okolních hornin (Carbonel et al. 2014, 2015).

Během měření musí být zohledňován fakt, že hladina podzemní vody může být proměnlivá v závislosti na dešťových srážkách nebo slapových jevech. Počasí a sezónní

změny přispívají k temporálním variacím geoelektrického projevu (Pánek et al. 2010). Výrazný efekt vody lze pozorovat při provedení měření krátce po intenzivním dešti, kdy je ještě značné množství gravitační vody v zóně aerace. Voda odstraňuje odporový kontrast mezi horizonty (Kaufmann 2014). Na druhou stranu může být takové měření použito k identifikaci preferenčních cest toku gravitační vody.

Ke krasovění mnohdy začne docházet v již zastavěných oblastech právě kvůli přítomnosti člověka, který hladinu podzemní vody modifikuje především jejím nadměrným čerpáním (Park et al. 2014). Následným vyrovnáváním hladiny dochází k tokům přinášejícím vodu s dostatkem CO₂, která urychluje rozpouštění krasového horizontu a zároveň z něj vynáší rozpuštěnou horninu. Sklon hladiny podzemní vody může být kromě přímého pozorování ve vrtech (piezometrech) identifikován i na samotných geofyzikálních profilech (ERT a GPR) a metoda ERT se k tomuto účelu přímo využívá (Afshar et al. 2015, Redhaounia et al. 2016). Jeskyně se mohou nacházet částečně (Martínez-Moreno et al. 2013) nebo zcela (Zhou et al. 2002) pod hladinou podzemní vody, a to zásadně mění jejich geoelektrický projev. Identifikace hladiny je proto nezbytná nejen kvůli rozlišení jeskyně v geofyzikálních profilech, ale i kvůli posouzení toku podzemní vody, který je zásadním faktorem dalšího vývoje krasu (Frumkin et al. 2011, Al-Fares 2014, Park et al. 2014, Redhaounia et al. 2016).

Kromě výplně a velikosti jeskyně ovlivňují její geoelektrický projev i blízké struktury. V případě krasové jeskyně Victoria v severovýchodním Španělsku se největší chodba vyplněná vzduchem na rozdíl od menších chodeb neprojevila tak výraznou odporovou anomálií (Martínez-Pagán et al. 2013). Jedním z vysvětlení je identifikace zlomu protínajícího tuto jeskyni. Blízká přítomnost struktur s opačným geoelektrickým projevem totiž modifikuje velikost, tvar a hodnoty odporu hledané anomálie (Tábořík et al. 2017). Podle Táboříka et al. (2017) se rozsáhlé jeskyně vyskytují spíše v oblasti s velkým odporovým gradientem než uvnitř samotné anomálie. Ačkoliv je samotná vysokoodporová anomálie projevem přítomnosti jeskyně, její poloha, tvar i hodnoty odporu jsou ovlivněny blízkou přítomností jiné struktury s opačným geoelektrickým projevem.

Stejný efekt na geoelektrický projev jeskyně nebo důlního díla může i přítomnost zrudnění. Extrémně vodivé oxidy a sulfidy železa, které souvisí se vznikem krasové jeskyně Gruta de las Maravillas v jihozápadním Španělsku, zcela obrací geoelektrický projev tohoto vzduchem vyplněného prostoru. Výsledný efekt je výhodnější pro detekci

s ERT, protože nízkoodporová anomálie jeskyně vytváří větší odporový kontrast vůči relativně vysokoodporovým mramorům (Martínez-Moreno et al. 2014).

Také vzájemná poloha podzemních prostor ovlivňuje jejich geoelektrický projev. Ukazuje se, že detekce podzemních prostor umístěných na stejné pozici ale v různých hloubkách nad sebou může být problematická. Přítomnost jedné jeskyně může zastírat přítomnost jiné jeskyně umístěné pod ní (Martínez-Pagán et al. 2013, Park et al. 2014) a to samé platí i pro důlní díla (Bianchi Fasani et al. 2013). Souvisí to i s klesající rozlišovací schopností ERT s hloubkou.

Pokud je odporový kontrast některých hledaných struktur příliš malý, není možné je od sebe odlišit s použitím ERT (Cardarelli et al. 2010). Přestože tyto struktury mají podobné hodnoty konduktivity, jejich jiné fyzikální vlastnosti se mohou lišit, a proto lze k jejich detekci použít jiné geofyzikální metody. Navíc je přírodní prostředí velmi heterogenní a multidisciplinární výzkum vždy může přinést nové poznatky, které by byly s použitím jedné metody přehlédnuty (Schrott a Sass 2008, Tábořík et al. 2017).

5.5. Kombinace ERT s jinými metodami

Kombinace georadaru (GPR) a ERT je oblíbená a často používaná. Georadar zpřesňuje tvar odporových struktur a ERT poskytuje náhled do větších hloubek. Oproti ERT má georadar lepší rozlišení ale podstatně menší hloubku penetrace. Oba tyto parametry jsou závislé na frekvenci zvolené antény. GPR přesně zobrazuje rozhraní litologií a obzvláště těch s různou zrnitostí, a proto je vhodný k identifikaci subsidenčních forem v závrtch. Dobře definuje ostrá rozhraní na okrajích závrtu a gravitačních zlomech kolapsu (Mochales et al. 2008, Frumkin et al. 2011, Carbonel et al. 2014). Osvědčil se při vyhledávání skrytých závrtů zasypaných antropogenním materiálem (Carbonel et al. 2014, 2015) nebo fraktur vyplněných jílem s vodou (Tábořík et al. 2017). Je schopen identifikovat mělce uložené jeskyně i malých rozměrů a přesně definovat jejich tvar (Gómez-Ortiz a Martín-Crespo 2012) nebo alespoň strop, pokud je jeskyně příliš vysoká (Martínez-Moreno 2014). Oproti ERT je použití georadaru méně časově náročné a je oprostěno od nutnosti rozmístění aparatury, nicméně je i pohyb s georadarem v obtížném skalnatém terénu problematický. Nevýhodou je vysoká citlivost na vodivé struktury (jíly, voda, potrubí), které značně zeslabují signál a snižují penetraci. Interpretace samotného radargramu bývá velmi obtížná, kombinace GPR s ERT je proto výhodná, odrazy struktur lze lépe interpretovat podle elektrických odporů. ERT je také citlivá na přítomnost vysoce

vodivých struktur, ale lze jí dobře použít i v případech, kdy použití georadaru selhává (Martinez-Moreno et al. 2013).

Gravimetrie je další z metod vhodných k detekci podzemních prostor. Hustotní rozdíl hostitelských hornin a materiálů vyplňujících jeskyně (vzduchu $0 \text{ g}\cdot\text{cm}^3$, vody $1 \text{ g}\cdot\text{cm}^3$ i jílu) je skoro vždy dostatečně velký. Podzemní prostory a vyvíjející se závrtů se projevují jako negativní anomálie. U vyvinutých závrtů to tak být nemusí, protože se gravimetr v depresní formě nachází blíže k podložním kompaktnějším vrstvám a výsledná anomálie je pozitivní (Kaufmann et al. 2014). Kombinací gravimetrie a ERT byly potvrzeny jeskyně v hloubce 30 m a hloubkový dosah je tak značný. Z dat získaných gravitačním průzkumem a z předběžného odhadu polohy jeskyně lze vytvořit odporový model sloužící k přípravě terénního měření ERT (Martinez-Moreno et al. 2013) a naopak lze vytvořit hustotní model na základě polohy jeskyně známé z tomogramu (Putiška et al. 2014) a vypočítat tak např. hustotu výplňového materiálu (Mochales et al. 2008). Nevýhodou gravimetrie je obtížné zpracování naměřených dat podmíněné znalostí stratigrafie a hustot všech litologií a odečtem vlivu okolních těles.

Seismické metody nebývají při vyhledávání jeskyň často používány, ale byly provedeny i úspěšné průzkumy. Kombinací několika seismických metod lze vyhledat podzemní prostory až do hloubky 30 metrů (Basheer et al. 2012, Martinez-Moreno et al. 2014). Vzduch, voda i jíl značně zpomalují seismické vlny a mohou tak být od sebe odlišeny kompaktní bloky od porušených (Tábořík et al. 2017) nebo zkrasovělých zón, ale zároveň tím dochází ke snížení penetrace vln. Geofony většinou lépe zachytí strop jeskyně, než její dno (Martinez-Moreno et al. 2014).

Magnetometrie je při vyhledávání podzemních prostor spíše okrajovou metodou použitelnou jen pro specifické případy. Mochales et al. (2008) a Kaufmann et al. (2014) ji použili k vyhledávání skrytých závrtů zasypaných antropogenním odpadním materiálem, který může obsahovat materiály s magnetickou susceptibilitou. Martinez-Moreno et al. (2014) s magnetometrem vyhledal zóny mineralizace železa, na které se váže vznik jeskyní v mramoru. Výhodou gravimetrie je rychlost měření, které lze v krátkém čase provést na velkém území.

Kromě geofyzikálních metod poskytují důležité informace o vývoji krasu i kopané průzkumné rýhy. Je to destruktivní způsob průzkumu, ale získané přímé důkazy nelze zpochybnit. V rýze vedené přes závrt jsou přesně identifikovány jeho okraje, odhalen

charakter výplňových materiálů a z jejich vzájemných vztahů lze získat přehled o etapách vývoje závrtu a určit, zda se jedná o kontinuální pokles nebo sérii diskretních kolapsů. Radiokarbonovou metodou lze tyto etapy datovat (Carbonel et al. 2014, 2015). Z objemů materiálů a zjištěných absolutních stáří je vypočítána průměrná hodnota poklesu za rok, minimální hodnota celkové dislokace a taky minimální množství rozpuštěné horniny v krasovém horizontu, který může být i desítky metrů pod rýhou (Carbonel et al. 2014). Při ERT měření přímo v rýze lze pozorované struktury přiřadit k jejich projevům v tomogramu a extrapolovat tyto struktury dále do hloubky (Pánek et al. 2011, Tábořík 2012). Zároveň je odstraněn negativní vliv vysokoodporové přípovrchové vrstvy zvětralinového pláště, na který je citlivé zejména uspořádání dipól-dipól i Wenner-Schlumberger. Hloubení rýh není praktické v případě rozsáhlých závrtů. Může být taky nebezpečné.

6. Příkladová studie: Amatérská jeskyně

6.1. Lokální geomorfologické a geologické poměry

Průzkum je situován na Macošské plošině u jižního okraje Nové Amatérské jeskyně a severně od propasti Macocha. Známé podzemní prostory pod Macošskou plošinou popisuje dílo Hromase et al. (2009). Přestože se nacházejí v hloubkách přesahující dosah měření, jejich znalost je nezbytná, protože vznikají podél struktur, které měření může zachytit.

Do oblasti průzkumu (obr. 1, obr. 6) na severu zasahuje Západní a Východní macošská větev Amatérské jeskyně. Javorová chodba Západní macošské větve byla propojena s Pustým žlebem štolou, která umožnila snadný přístup do Amatérské jeskyně. Jižně odtud se nachází Absolonův dóm a dále Západní macošská větev klesá přes Bahnitá jezera k aktivnímu řečišti Punkvy. Západní macošská větev je hojně vyplněna fluviálními sedimenty. Východní macošská větev je členitá stupňovitá chodba, která klesá k podzemnímu vývěru řeky Punkvy. Od tohoto vývěru tok pokračuje tunelovitou chodbou směrem k Macošce, se kterou je Amatérská jeskyně propojena Předmacošským sifonem (Hromas et al. 2009; JESO, AOPK; Sirotek 2001).

V JZ směru od Macochy se nachází Punkevní jeskyně, jejichž poloha, tvar a geologická situace jsou velmi dobře známy díky zpřístupnění pro veřejnost. Východní větev Punkevních jeskyň tvoří soustavu prostor zatopených řekou Punkvou. Dosahují do nadmořských výšek kolem 360 m a sahají až 50 m pod vodní hladinu, která je za

normálního stavu ve výšce 351 m n. m. Západní větev Punkevních jeskyň tvoří horní suché patro. Většina prostor je vyvinuta v nadmořské výšce přibližně 355 až 370 m, Reichenbachův dóm a Erichova jeskyně pak dosahují až do výšky kolem 400 m n. m. Některé z chodeb jsou zčásti zanesené fluviálními sedimenty. Aby mohly být jednotlivé prostory obou větví Punkevních jeskyň snadněji zpřístupněny, byly propojeny uměle vybudovanými tunely. Punkevní jeskyně jsou vyvinuty převážně v lažáneckých vápencích a stropy dómů horního patra dosahují vápenců vilémovických (Hromas et al. 2009; JESO, AOPK).

V okolí je ve vilémovických vápencích známa řada drobnějších jeskyň (např. Hankensteinova propast, Srnčí jeskyně). Protože je jejich vznik spjat s působením meteorické vody, jsou menší a mají převážně vertikální průběh. Existence propasti Macocha umožnila získat představu o množství krasových forem v celém profilu lažáneckých a vilémovických vápenců. V Macoše je evidováno celkem 53 jeskyní o délce několika metrů až stovek metrů. Tyto jeskyně často sledují obvyklý směr SSV-JJZ stejně jako Punkevní jeskyně, jižní okraj Nové Amatérské jeskyně a také dno Pustého žlebu. U některých jeskyň (Červíkovy, Pasovského, Hankensteinova propast) bylo prokázáno propojení s Předmacošským sifonem. Navazují tak geneticky i fyzicky na systém Amatérské jeskyně (Hromas et al. 2009; JESO, AOPK).

S ním geneticky souvisí i 500 m dlouhá, v lažáneckých vápencích vyvinutá jeskyně Pustožlebská Zazděná, která je podle Hromase et al. (2009) také paleorečištěm Punkvy, což dokazuje sedimentární výplň téměř v celém profilu jeskyně. Chodba v jeskyni proto musela být uměle vyhloubena. Nadmořská výška jeskyně je 368 m. Na konci stoupá přibližně 40 m do dómu Křišťálová a Briliantová sluj. V oblasti Macošské a Ostrovské plošiny jsou známy i další jeskyně charakteru freatických kanálů vyplněných klastickými sedimenty (Hromas et al. 2009; JESO, AOPK). Výplně jeskyň jsou často překážkou, která znemožňuje jejich speleologický průzkum.

Průzkumné území (obr. 6) je litologicky poměrně homogenní. Tvoří ho lažánecké a vilémovické vápence. Povrch pokrývá proměnlivě mocná vrstva kvartérních sedimentů a půd, které pronikají do tektonických poruch a do jeskyní. Ke krasovnění v průzkumné oblasti dochází především podél systému tektonických poruch ve směru SSV-JJZ. Jeskyně vznikají také gravitačním oddělováním lavic podél ploch vrstevnatosti a podélných puklin. Dále jsou zde popsány tektonické poklesové dislokace ve směru SZ-JV a VJV-ZSZ v okolí Macochy a na severu území ve směru SV-JZ a SSZ-JJV, které

jsou vyplněné tektonickými brekciemi a měly také vliv na utváření podzemních prostor (Svoboda et al. 1964; Hromas et al. 2009). Podle Dvořáka et al. (1994) územím prochází dva regionální zlomy ve směru SV-JZ a ZSZ-VJV (obr. 6).

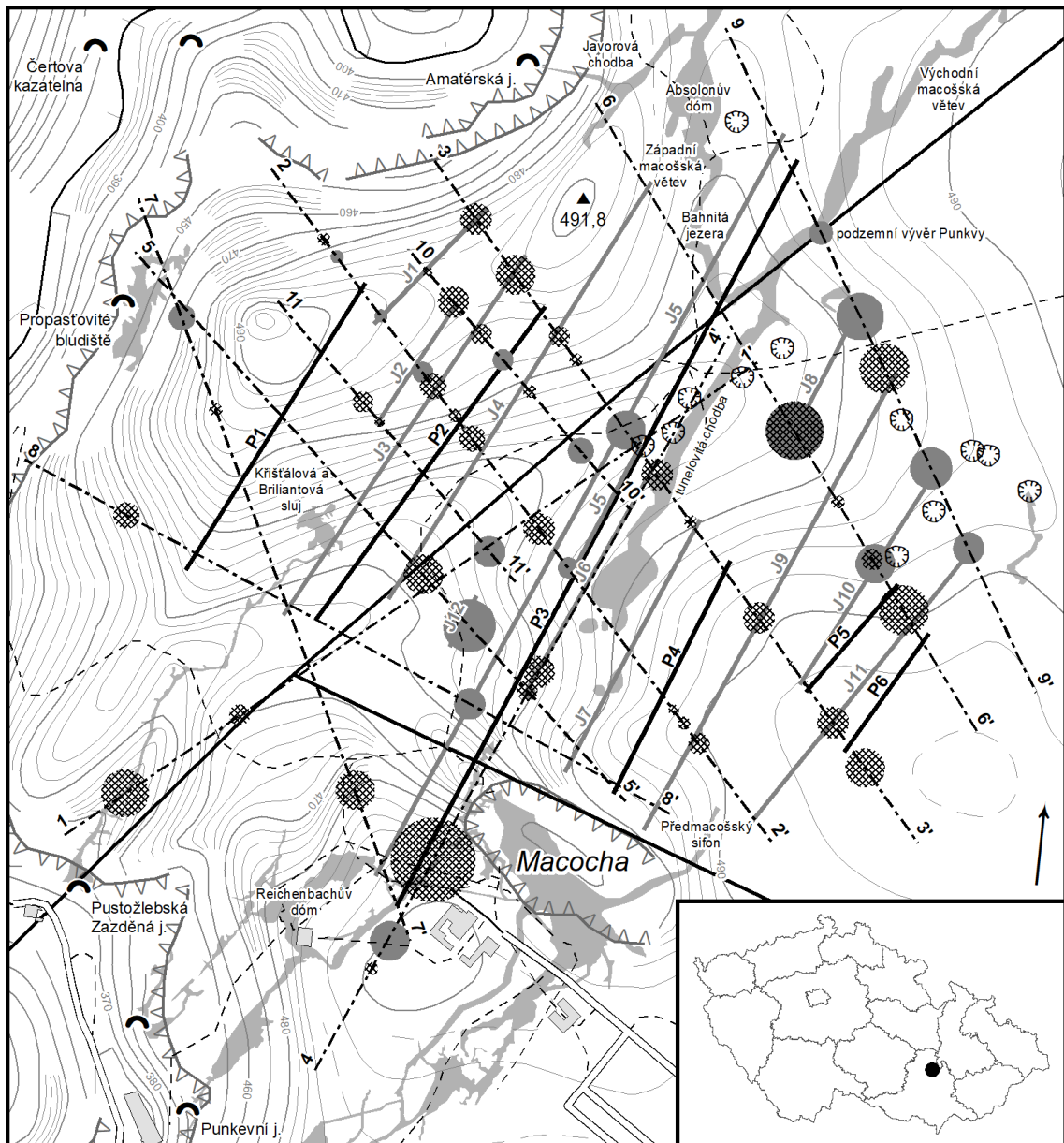
Hladina řeky Punkvy v průzkumném území se za normálního stavu vody pohybuje v nadmořských výškách mezi 350 až 360 m (Hromas et al. 2009) a to je mimo dosah všech měření ERT. Vzhledem k tektonické porušenosti a zkrasovění této oblasti není předpokládána přítomnost freatické zóny ve vyšších polohách.

6.2. Metodika

Cílem průzkumu na lokalitě Amatérská jeskyně je i) ověření geoelektrického projevu známých prostor – Amatérské, Pustožlebské Zazděné a Punkevních jeskyň, které se vyskytují v poměrně velkých hloubkách; ii) ověření projevu regionálních zlomů a identifikace dalších tektonických poruch, které mohou předurčovat vznik jeskyň; iii) identifikace dalších neznámých jeskyň.

Celkem bylo vytyčeno 11 ERT profilů (obr. 6). Hlavní regionální zlom má SV-JZ průběh a jeskyně převážně SSV-JJZ průběh, a proto byla většina profilů (č. 2, 3, 5 až 11) vedena napříč těmito směry, aby byly pozice jeskyň a poruch co nejlépe zachyceny. Vytvořením sítě několika paralelních profilů napříč strukturami lze lépe identifikovat směr jednotlivých struktur (Basheer et al. 2012, Tábořík 2012). Profily č. 7 a 8 jsou vedeny mírně šikmo k ostatním profilům, aby se vyhnuly propasti Macocha a zastavěnému území vedle ní a aby bylo dosaženo hloubky potřebné k zachycení Pustožlebské Zazděné jeskyně. Aby byly zachyceny také struktury v jiných směrech, byly profily č. 1 a 4 vedeny šikmo k ostatním profilům. Profil č. 1 vede téměř souběžně s hlavním regionálním zlomem. Profil č. 4 vede paralelně s hlavním směrem Amatérské jeskyně, aby byl ověřen její geoelektrický projev i v případě podélného umístění profilu.

Vzhledem k velké hloubce jeskyň byly profily, pokud to bylo možné, nataženy v maximální možné délce, která je limitována počtem dostupných multielektrodových kabelů – 16, z nichž každý má 8 elektrod. Maximální možný rozestup je 5 m. Dodatečně byly provedeny dvě měření na kratších profilech (č. 10 a 11) ve směru za Pustožlebskou Zazděnou jeskyní. Pro detailnější průzkum byl použit menší rozestup elektrod 2,5 m. Parametry jednotlivých profilů jsou uvedeny v tab. 1.



- | | | |
|---|---|-------------|
| 1. 1' ERT profil | ☐ budova | 0 100 200 m |
| — regionální zlom | — silnice | |
| — předpokládaná tektonická porucha | - - - cesta; pěšina | |
| — předpokládaný průběh podzemních prostor | ▲ 491,8 výškový bod s údajem nadmořské výšky | |
| ● nízkoodporová anomálie | ≡ 470 vrstevnice: zdůrazněné, základní, doplňkové | |
| ⊗ vysokoodporová anomálie | ▽ skály | |
| ⊕ půdorys známých jeskyň a tunelů | | |
| ⊗ vstup do jeskyně; závrť | | |

Obr. 6 Topografická mapa průzkumného území s vyznačenými ERT profily a výslednými hypotetickými podzemními prostory; poloha území v Moravském krasu je znázorněna na obr. 1; mapové zdroje: OpenStreetMap, ZABAGED (ČÚZK), DMR 5G (ČÚZK), ArcČR® 500 (Arcdata Praha), JESO (AOPK), Hromas et al. (2009), Sirotek (2001), Dvořák et al. (1994)

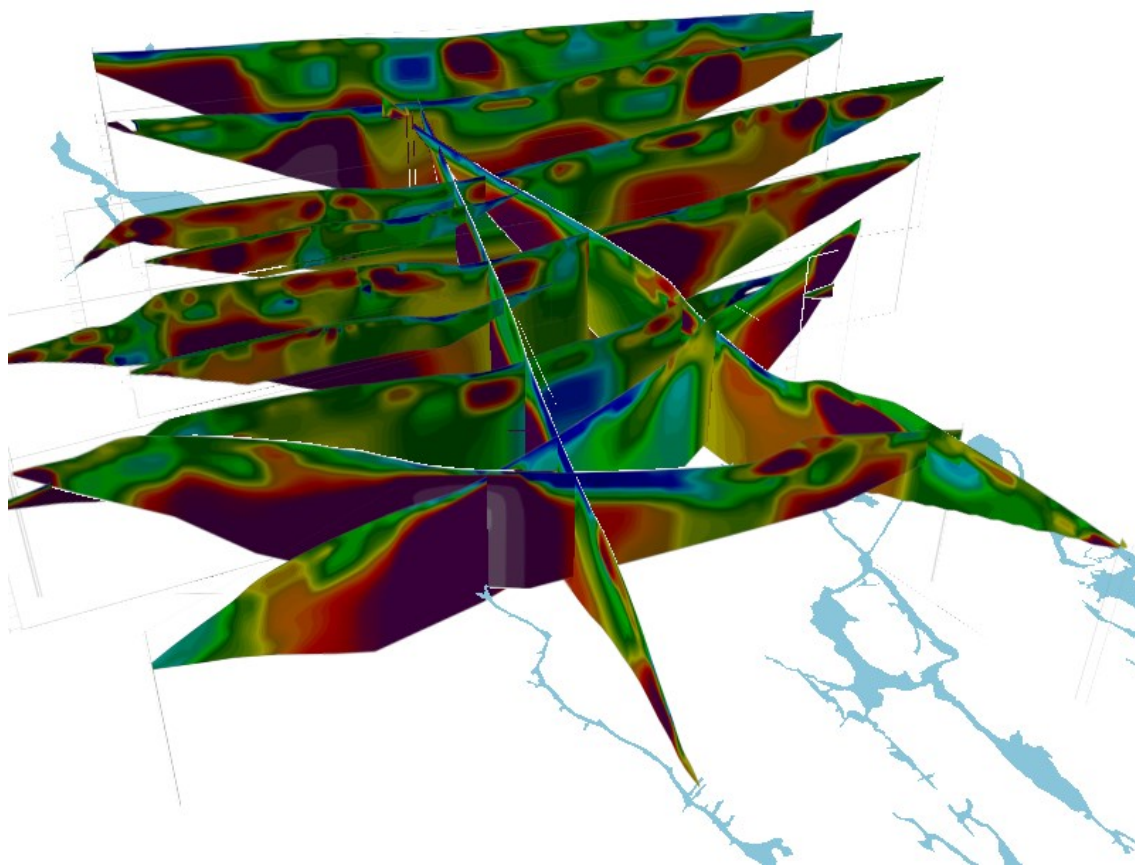
Kabely byly připojeny k řídicí jednotce ARES od výrobce GF Instruments, s. r. o. Pro měření všech profilů bylo jednotně zvoleno univerzální uspořádání elektrod Wenner-

Schlumberger. To umožnilo detekovat jednak strmé struktury, které představují tektonické poruchy, tak ploché struktury, jako jsou stropy prostor vzniklé podél ploch vrstevnatosti. Oproti uspořádání dipól-dipól, které by umožnilo průzkum s lepším rozlišením, je však hlavní předností výrazně kratší čas potřebný pro měření velkého počtu poměrně dlouhých profilů při použití velkého počtu elektrod a o něco lepší odolnost vůči vysokému přípovrchovému odporu (Roqué et al. 2013; Al-Fares 2014) na skalnatých stráních při okraji Pustého žlebu. Použitím uspořádání Wenner-Schlumberger byla zachována hloubka potřebná k zachycení Pustožlebské Zazděné jeskyně (Gambetta et al. 2011). Během měření ERT byla ručně změřena i topografie profilů.

Tab. 1 Parametry jednotlivých profilů a jejich zpracování

č. profilu	délka (m)	rozestup elektrod (m)	počet elektrod	počet iterací	chyba RMS
1	635	5	128	5	5,4
2	635	5	128	5	9
3	635	5	128	5	4,3
4	635	5	128	5	9,8
5	555	5	112	5	3,7
6	555	5	112	5	4,8
7	595	5	120	4	13,7
8	555	5	112	6	9,4
9	555	5	112	5	4,7
10	257,5	2,5	104	4	1,67
11	277,5	2,5	112	6	1,05

Naměřená data společně s údaji o topografii byla zpracována pomocí programu Res2Dinv (Geotomo software; Loke 1997). Počet iterací a hodnoty chyb RMS jednotlivých profilů při inverzní úloze jsou uvedeny v tab. 1. Invertovaná data byla vyexportována a vizualizace tomogramů provedena v programu Surfer (Golden Software), kde byla sjednocena barevná škála jednotlivých intervalů odporů. V programu Move (Midland Valley) byly hotové vertikální profily společně s ostatními prostorovými daty vyneseny do 3D prostoru podle jejich přesných souřadnic a nadmořských výšek (obr. 7). Prostorový náhled na data výrazně usnadnil jejich interpretaci. Proložení odporových profilů půdorysem jeskyň v daných nadmořských výškách umožnilo určit polohu známých jeskyň v tomogramech.



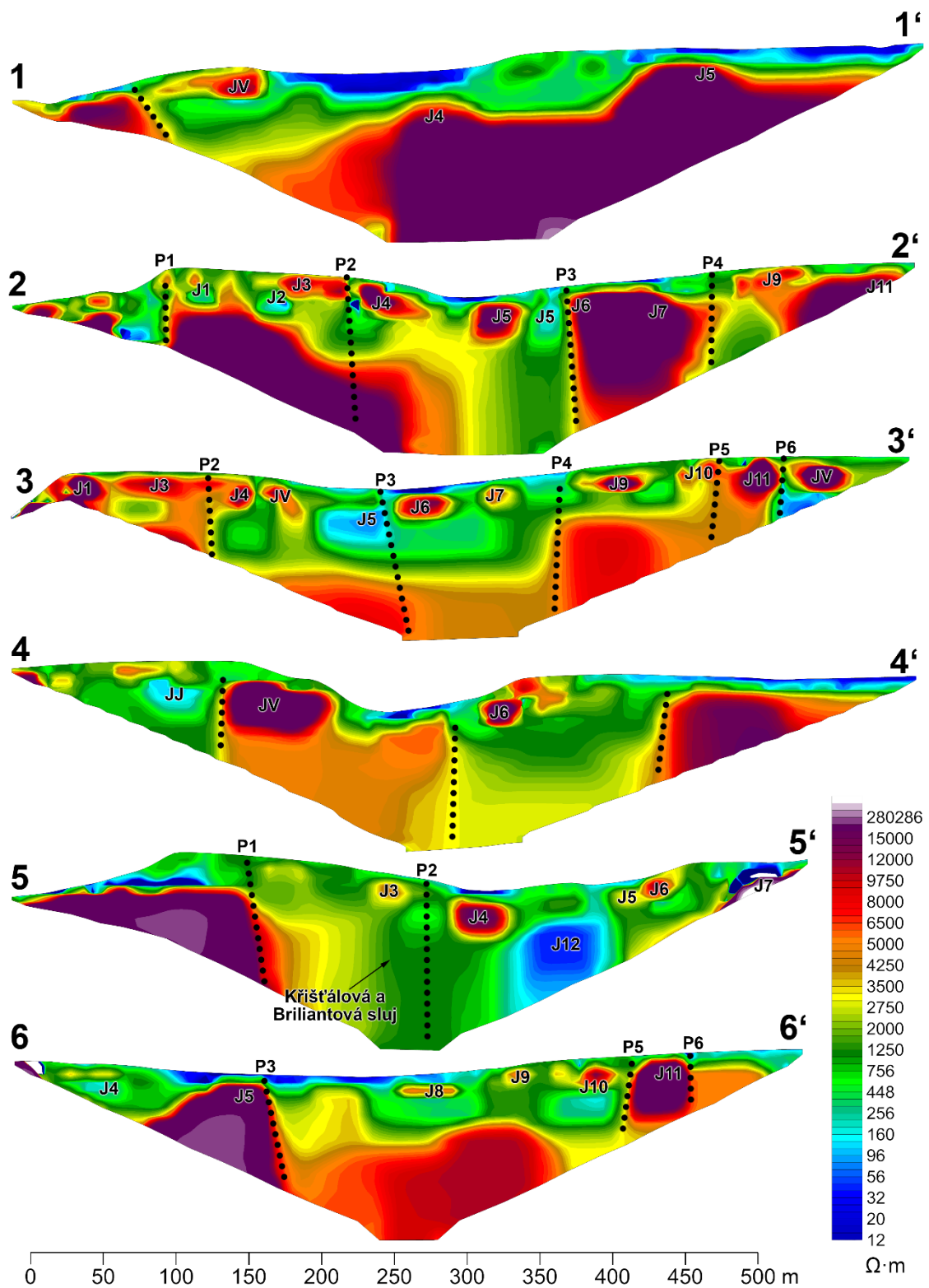
Obr. 7 Prostorová vizualizace odporových řezů s půdorysem jeskyň v programu MOVE

Lineárně soustředěné odporové anomálie v hlavním směru krasovění mezi jednotlivými profily byly proloženy liniemi. Anomálie byly vyznačeny v mapě podle jejich horizontálního rozměru a charakteru. Dodatečně byly v průzkumném území zmapovány drobné závrty, které mohou průběh jeskyň naznačovat. Jejich poloha byla upřesněna pomocí digitálního modelu reliéfu (DMR 5G, ČÚZK) převedeného na rastr sklonitosti. Informace o dalších závrtech byly získány z databáze JESO (AOPK). Výsledná mapa byla vytvořena v programu ArcMap (ArcGIS Desktop, Esri; obr. 6).

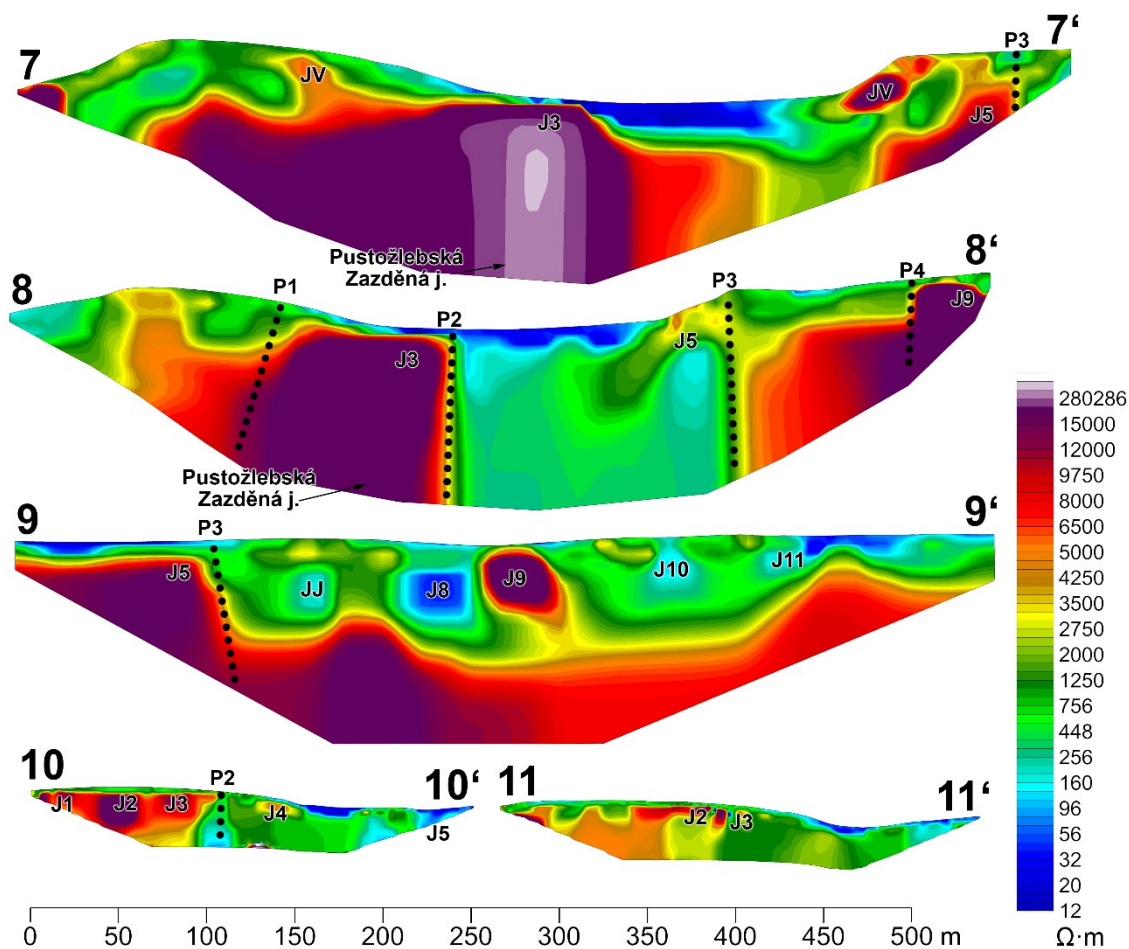
6.3. Výsledky

Odpor ve všech řezech jsou velmi proměnlivé (obr. 8 a obr. 9). V řezech lze rozlišit zpravidla tři vrstvy. První vrstva představuje kvartérní pokryv, který byl na většině řezů zachycen jen částečně, pouze na detailnějších profilech č. 10 a 11 (obr. 9) s menším rozstupem elektrod kompletně jako vrstva při povrchu se stabilní mocností mezi 1 až 2 m a odpory kolem 500 Ω m. V depresích reliéfu, zejména v údolí SV-JZ směru mezi Macochou a Pustým žlebem, narůstá mocnost pokryvu až ke 20 m a zvyšuje se jeho vodivost. Ukazuje to na přítomnost fluvialních sedimentů vyplňujících řečiště reliktního

toku, který mohl ovlivňovat vývoj jeskyň. Tyto mocnější výplně byly velmi přesně zaznamenány na všech profilech.



Obr. 8 Odporové profily č. 1 až 6; JV – předpokládané prostory vyplněné vzduchem, JJ – předpokládané prostory vyplněné jílem; počet iterací a chyby RMS jednotlivých profilů jsou uvedeny v tab. 1



Obr. 9 Odporové profily č. 7 až 11; JV – předpokládané prostory vyplněné vzduchem, JJ – předpokládané prostory vyplněné jílem; počet iterací a chyby RMS jednotlivých profilů jsou uvedeny v tab. 1

Následuje několik desítek metrů mocná vrstva, která se vyznačuje výskytem mnoha vysoko- i nízkoodporových anomálií o různých velikostech. Většinou mají kruhový nebo oválný tvar a někdy jsou nepravidelné nebo protažené v horizontálním směru. Právě tyto anomálie lze interpretovat jako projevy podzemních prostor, jejichž výplň určuje kladný nebo záporný charakter anomálie. Může se jednat jak o rozpouštění rozšířené křehké poruchy, tak o větší prostory přístupné člověku. Anomálie se nachází v prostředí s odpory od 500 do 3000 Ωm , které mohou reprezentovat neporušené vápencové bloky.

Třetí vrstva dosahuje největších hloubek a vyznačuje se homogenními odpory s ostrými a strmými lineárními přechody, které byly interpretovány jako významné tektonické poruchy. Tyto poruchy od sebe oddělují zóny s odlišnými hodnotami odporů. Podobnými plochými až mírně ukloněnými rozhraními je třetí vrstva oddělena i od vrstvy

druhé. V některých případech třetí vrstva dosahuje do blízkosti povrchu a zastírá tak vrstvu druhou. Profily s rozsáhlými zónami vysokých odporů ve třetí vrstvě se vyznačují větší chybou RMS (tab. 1).

V odporových řezech bylo identifikováno celkem šest strmých tektonických poruch označených P1 až P6 (obr. 6). Projevují se jako ostrá odporová rozhraní ve druhé nebo třetí vrstvě a někdy i jako vertikální zóny snížených odporů, což by mohlo být vysvětleno jílovou výplní saturovanou vodou. Všechny poruchy mají stejný SSV-JJZ směr a jasně se projevují napříč jednotlivými profily. Nejvýraznější z nich (P3) prochází souběžně s tunelovitou chodbou Amatérské jeskyně a na jihu navazuje na drobné jeskyně při západním okraji Macochy. Podél této poruchy bylo také zjištěno největší množství odporových anomálií ve druhé vrstvě. Na strmých tektonických poruchách někdy dochází k úskoku rozhraní mezi druhou a třetí vrstvou až o desítky metrů. Průběh regionálního zlomu SV-JZ směru nebyl s jistotou identifikován.

K vyznačení oblastí s rizikem přítomnosti podzemních prostor blízko povrchu bylo oproti plošnému ohraničení (Basheer et al. 2012, Gómez-Ortiz a Martín-Crespo 2012, Carbonel et al. 2014) zvoleno vyznačení liniemi, které protínají odporové anomálie do hloubky 40 m v hlavním směru krasovění v této oblasti. Takový postup byl zvolen z toho důvodu, že se anomálie přisuzované krasovění vyskytují v naprosto celé oblasti a linie tak pouze zdůrazňují hlavní směry a možný průběh hypotetických prostor a mohou reprezentovat průběh dalších možných tektonických poruch, podél kterých dochází ke krasovění. Celkem bylo sestaveno 12 linií označených J1 až J12 (obr. 6). Některé, i když v jiných nadmořských výškách, navazují na známé jeskyně, např. J3 na jeskyni Pustožlebskou Zazděnou nebo J6 na jeskyni Amatérskou. Směr J10 a P5 je blízký lineárnímu uspořádání závrtů pozorovaných v této oblasti.

Anomálie vyznačené v mapě demonstrují jejich plošnou distribuci a charakter výplně prostor, které reprezentují. Vysokoodporové anomálie mohou být projevem jeskyň vyplněných vzduchem nebo bloky a nízkoodporové anomálie projevem jeskyň vyplněných jílem a vodou. Na jednotlivých liniích se nachází jak záporné, tak kladné anomálie. Linie spojují i zóny vysokých odporů ve třetí vrstvě, které jsou blízko povrchu (v mapě nejsou vyznačené jako anomálie). Některé anomálie jsou propojené s povrchem. To může v případě nízkoodporové anomálie odrážet výplně trhlin prachovitým kvartérním materiálem z povrchu (např. J10 na profilu č. 9). V případě vysokoodporové anomálie to může znamenat, že volné prostory dosahují povrchu (např. J6 na profilu č.

4). Prostor zaplněný částečně jílem s vodou a částečně vzduchem se projeví přítomností vysoko- i nízkoodporové anomálie v těsné blízkosti (např. J10 na profilu č. 6), nebo se efekty obou výplní vzájemně vyruší (možná případ Křišťálové a Briliantové sluje na profilu č. 5).

Většina anomálií se nachází v hloubce do 20 m a nadmořské výšce od 450 do 480 m. Na profilu č. 5 se v hloubce 42 m a výšce 420 m n. m. nachází velmi výrazná nízkoodporová anomálie, která byla označena jako samostatná jeskyně J12 vyplněná jílem s vodou a propojená s povrchem podél další možné poruchy (obr. 8). Pokud by souvisela s nízkoodporovou anomálií J5 na profilu č. 8, pak by tento směr naznačoval propojení s jeskyněmi na západním okraji Macochy. Podobná anomálie J5 byla zaznamenána i na profilech č. 2 a 3 v hloubce 20 m a v odporových řezech je naznačeno její propojení s povrchem podél poruchy P3. Toto propojení potvrzuje i přítomnost drobného závrtu na křížení profilů č. 1 a 3.

Homogenní odpory ve třetí vrstvě pravděpodobně souvisí s klesající rozlišovací schopností metody ERT s hloubkou a anomálie svým rozměrem výrazně přesahují struktury, které je způsobují. Nejvýraznější vysokoodporová anomálie na profilu č. 7 odpovídá poloze Pustožlebské Zazděné jeskyně (obr. 9), ale nejvyšší hodnoty odporu leží ve vyšší nadmořské výšce než samotná jeskyně. To může být způsobeno blízkostí dómu Křišťálová a Briliantová sluj, jehož dno leží přibližně o 40 m výše než Pustožlebská Zazděná jeskyně (Hromas et al. 2009). Na profilu č. 8, který leží dál od tohoto dómu, se jeskyně tak extrémními hodnotami neprojevila. Křišťálová a Briliantová sluj na konci Pustožlebské Zazděné jeskyně leží také v blízkosti profilu č. 5 v místě, kde jsou odporové hodnoty spíše nízké a homogenní. Tato část jeskyně je vyplněna pískem a prachy přinesenými vodou krasovými komínky z povrchu (Hromas et al. 2009). Je možné, že tato kombinace vodivé a nevodivé výplně přispěla k vyrušení jejich odporových projevů v hloubce, kde je rozlišovací schopnost ERT horší. K vývoji dómů často dochází podél zlomů nebo na jejich křížení. Taková souvislost byla prokázána např. v Reichenbachově dómu (Hromas et al. 2009). Přítomnost jílem vyplněných poruch by také mohla být tímto rušivým prvkem (Martínez-Pagán et al. 2013).

Na profilech č. 6 a 9 se projevila přítomnost Amatérské jeskyně, ačkoliv je hluboko pod dosahem ERT měření. Dochází zde ke zvýšení odporů a zároveň k přiblížení rozsáhlých anomálií ve třetí vrstvě k povrchu. Na profilu č. 6 se tímto způsobem projevila Západní macošská větev Amatérské jeskyně a výrazná vysokoodporová anomálie

dosahuje do blízkosti zemského povrchu. Na profilu č.9 se projevila Východní macošská větev Amatérské jeskyně a výše položený Absolonův dóm v Západní macošské větvi. Podobně výrazná vysokoodporová anomálie se nachází i v západní části profilu č. 2 ve směru pokračování Pustožlebské Zazděné jeskyně, a proto je pravděpodobná přítomnost další hluboké neznámé jeskyně v tomto místě. Vysoké odpory byly změřeny také nad západní větví Punkevních jeskyň na profilu č. 7 a v SSV směru od Macochy na profilech č. 8 a 2 v oblasti Předmacošského sifonu.

Interpretace podélných profilů č. 1 a 4 (obr. 8) je obtížnější vzhledem k tomu, že jsou jen dva a že jsou vedeny podél hlavních struktur. I na těchto profilech lze rozpoznat vertikální rozhraní, těmto poruchám však nelze určit přesný směr. Na podélných profilech se nachází výrazně menší množství anomálií ve druhé vrstvě. To potvrzuje, fakt, že mají jeskyně spíše podélný průběh s těmito profily, a proto jich profily protínají méně. Odpory na profilu č. 4 poměrně dobře odpovídají odporům na příčných profilech, které profil č. 4 protíná. Pozice jeskyně J6 na profilu č. 5 odpovídá vysokoodporové anomálii na profilu č. 4. Blízkost propasti Macocha k profilu č. 4 se projevuje vysokoodporovou anomálií.

Profil č. 1 se liší tím, že jeho odpory neodpovídají příčným profilům. Větší spodní část profilu zaujímá rozsáhlá oblast vysokých odporů a to i např. v místě, kde profil protíná výraznou nízkoodporovou anomálii na profilu č. 5. To je pravděpodobně způsobeno „3D efektem“ struktur při vedení profilu šikmo k nim (Martínez-Pagán et al. 2013). Rozsáhlá vysokoodporová anomálie se přibližuje povrchu přesně v místech, kde byl určen průběh hypotetických jeskyň J4 a J5 na základě ostatních příčných profilů. Profil č. 1 vede téměř paralelně s regionálním zlomem. Na příčných profilech však nebyla zjištěna souvislost mezi tímto zlomem a vysokoodporovými anomáliemi. V SV části profil sleduje směr několika závrtů. V tomogramu se však tato oblast vyznačuje spíše silnější vodivější vrstvou kvartérního pokryvu. Přesto by směr profilu č. 1 mohl být interpretován jako směr neznámé poruchy podléhající krasovění, protože se podél něj koncentrují některé anomálie a závrtů.

7. Diskuze

Velké množství drobných závrtů a jeskyň na Macošské plošině, v Pustém žlebu a v profilu propasti Macocha svědčí o existenci dalších podzemních prostor v celé oblasti. Celkově velmi heterogenní odporové řezy v litologicky homogenním prostředí poukazují na značně proměnlivé fyzikální a chemické vlastnosti a křehké porušení vápenců. Voda

pronikající poruchami způsobuje jejich rozpouštění a rozšiřování. Zároveň dochází ke vpadávání kvartérního pokryvu do těchto prostor a k jeho transportu vodou a usazování uvnitř jeskyň, o čemž svědčí odkryvy trhlin v nedalekých lomech nebo prachovitá až jílovitá výplň v některých jeskyních (Hromas et al. 2009).

Důkazem o provázanosti křehkých poruch a jeskyň je indikace jasných rozhraní napříč jednotlivými řezy, jejichž směr přesně odpovídá hlavnímu průběhu známých jeskyň, a proto je oprávněné i propojení dalších zjištěných odporových anomálií liniemi v tomto směru jako indikátor průběhu možných podzemních prostor. Známé jeskyně však probíhají i v ostatních směrech, a to samé lze očekávat u neznámých prostor. Z provedeného průzkumu však tyto směry nelze přesně určit. Stejně tak nemusí platit to, že jsou prostory v jedné linii vzájemně propojené. Linie by měly být pouze vodítkem při směřování dalšího průzkumu zaměřeného na vyhledávání těchto prostor. Z průběhu Pustožlebské Zazděné ale i ostatních jeskyň je zřejmé, že sledují minimálně dva systémy poruch.

Není pravděpodobné, že by byly vápence v oblasti dolních částí odporových řezů kompaktní v rozsahu širokých zón konstantních odporů. Kromě klesajících rozlišovacích schopností metody ERT s hloubkou může existenci hlubších struktur zastírat i přítomnost struktur umístěných nad nimi (Bianchi Fasani et al. 2013, Martínez-Pagán et al. 2013, Park et al. 2014). Extrémní odpory hlouběji položených a vzduchem vyplněných prostor na rozhraní druhé a třetí vrstvy by znemožnily pronikání proudů do větších hloubek a projevíly by se jako horizontální rozhraní níže položené zóny vysokých odporů. Více pravděpodobné ale je, že jsou tato horizontální rozhraní pouze důsledkem inverzního procesu zpracování dat a zóny vysokých odporů jsou spíše projevem vertikálních struktur, o čemž svědčí výskyt těchto zón nad hluboko položenými jeskyněmi, zejména nad Západní a Východní macošskou větví Amatérské jeskyně (profily č. 6 a 9), nad horním patrem Punkevních jeskyň (profil č. 7) a nad Pustožlebskou Zazděnou jeskyní (profily č. 1, 7 a 8).

Subvertikální až vertikální tektonické poruchy, na kterých se vyvinuly hluboko položené jeskyně, buď mohou mít podobu ploch částečně rozšířených působením vody nebo to mohou být zóny gravitačního rozvolnění vápenců podél těchto poruch zejména nad dómy – Absolonovým a Křišťálovou a Brilantovou slují. Krasověním rozšířené prostory mohou představovat krasové komíny, které jsou v souvislosti s těmito jeskyněmi často popisovány a kterými voda přináší do jeskyň materiál až z povrchu (Hromas et al.

2009). Vznik zóny gravitačního rozvolňování vápenců je popisován např. v souvislosti s vývojem Reichenbachova dómu, kde dochází k opadávání bloků ze stropu dómu podél tektonické poruchy (Hromas et al. 2009). Oba typy struktur jsou vyplňovány vzduchem (případně i jílem – P2 na profilu č. 10). Takové rozsáhlé zóny pak při měření zabraňují pronikání elektrických proudů v horizontálním směru a projevují se jako velmi široké zóny vysokých odporů přesahující samotné struktury a dosahující podél nich až téměř k povrchu. Souvislost jeskyň se vzduchem vyplněnými strukturami umístěnými nad nimi by napomáhala vyhledávání těchto hluboko položených prostor. Na základě situace nad známými jeskyněmi lze předpokládat, že se podobné prostory mohou nacházet i pod dalšími zónami vysokých odporů v SSV směru od Pustožlebské Zazděné jeskyně (profil č. 2) a v oblasti Předmacošského sifonu (profily č. 2 a 8). Nasvědčuje tomu i směr známých prostor.

Z provedeného průzkumu vyplývá, že metoda ERT je schopna v menších hloubkách celkového dosahu měření identifikovat místa, kde se pravděpodobně nacházejí podzemní prostory. V porovnání např. se studií Hartvicha a Valenty (2011) dokáže v malých hloubkách dobře zachytit i zjednodušený tvar a rozsah krasových jeskyň a s hloubkou tato rozlišovací schopnost klesá. Situace na Macošské plošině je ale komplikovanější kvůli přítomnosti jílem vyplněných prostor a množství křehkých poruch.

Ze zkoumané oblasti jsou známy jeskyně vyplněné vzduchem, bloky zasypané jeskyně se vzduchem vyplněnými makropóry, jeskyně vyplněné vodou saturovanými písčitými až prachovitými fluviálními sedimenty nebo prachovitým až jílovitým materiálem transportovaným meteorickou vodou z povrchu (Hromas et al. 2009). Tato pestrost výplní značně komplikuje geoelektrický průzkum, protože přítomnost vody má právě opačný efekt než přítomnost vzduchu, a to vede k velkým odporovým kontrastům. V případě pozice dvou opačných anomálií v těsné blízkosti nelze rozhodnout, zda se jedná o dvě samostatné prostory, o propojený prostor vyplněný z části vzduchem a z části jílem nebo dokonce pouze o prostor vyplněný vzduchem v těsné blízkosti poruchy vyplněné jílem (Tábořík et al. 2017). Poloha vysokoodporové anomálie nad nízkoodporovou naznačuje druhou z variant (např. jeskyně J2 a J3 na profilu č. 2., jeskyně J10 na profilu č. 6, obr. 8). Zejména při použití uspořádání Wenner-Schlumberger se jeskyně nemusí nacházet ve středu anomálie, ale v oblasti s velkým odporovým gradientem mezi vysoko- a nízkoodporovou anomálií (Tábořík et al. 2017). Velikost

anomálie pak nemusí odrážet velikost jeskyně, např. malá jeskyně vyplněná vzduchem se může projevit stejně jako velká jeskyně zasypaná bloky (Pánek et al. 2011). Více menších a blízkých jeskyní se může projevit jen jednou anomálií (Pánek et al. 2010). V případě dómu Křišťálová a Briliantová sluj došlo k úplnému zastření geoelektrického projevu tohoto prostoru na profilu č. 5. Z takových důvodů doporučují Schrott a Sass (2008) a Tábořík et al. (2017) použití více metod při vyhledávání podzemních prostor, k upřesnění jejich přesného tvaru a pozice.

Velmi komplikovaná situace na Macošské plošině by byla výzvou při použití dalších geofyzikálních metod, které by ale vedlo ke zpřesnění interpretace odporových anomálií. Jako nejvhodnější metodou se nabízí gravimetrie. V litologicky jednotném prostředí není potřeba znalost mnoha hustotních hodnot. Gravitační anomálie určí přesnou pozici jeskyně (Kaufmann 2014). Gravitačním modelováním lze určit velikost prostoru a případně i hustotu její výplně (Mochales et al. 2008). Georadar je schopen určit i přesný tvar mělce položených jeskyň (Gómez-Ortiz a Martín-Crespo 2012) ve druhé vrstvě. Jeho použití by bylo omezeno pouze v údolí západně od Macochy vyplněném mocnější vrstvou vodivého kvartérního pokryvu, která by zeslabovala signál. Při seismickém průzkum by příliš velké množství prostor vyplněných vzduchem vedlo k zeslabování seismických vln a průzkum by nemusel být efektivní.

Průběh zjištěných jeskyň by v případě této studie mohl být zpřesněn dalšími doplňkovými ERT profily. Tvar mělkých jeskyň může být zpřesněn použitím menšího rozestupu elektrod. Použití uspořádání dipól-dipól by zlepšilo rozlišení měření, ale značně prodloužilo jeho dobu. Ke zpřesnění průběhu prostor by přispěla i strukturní analýza (Hartvich a Valenta 2011), ve které by mohl být sledován vliv poruch jiných směrů na formování jeskyň. Otázkou je, proč jeskyně přednostně nesledují jiné směry, které popisují např. Svoboda et al. (1964) nebo Hromas et al. (2009). Poruchy a zejména zlomy, podél kterých nedochází ke krasovění, se díky jílovité výplni projeví jako nízkoodporové anomálie a mohou zastírat přítomnost jeskyň vyplněných vzduchem (Martínez-Pagán et al. 2013).

Odporové profily byly prostorovou vizualizací v programu MOVE (Midland Valley) porovnávány i s průběhy dvou regionálních zlomů ve směru SV-JZ a ZSZ-VJV vyznačených v geologické mapě 1 : 50 000 (Dvořák et al. 1994), které by měly oddělovat oblast vápenců od oblasti vápenců s dolomity. ZSZ-VJV zlom procházející Macochou se na profilech č. 1 a 4 neprojevil výrazným rozhraním. SV-JZ zlom by bylo možné přiřadit

k některým vertikálním rozhraním v jižní části území, jeho průběh profily v severním územím by byl ale spekulativní. Možný by byl i směr shodný s průběhem profilu č. 1, který se ale odklání od směru vyznačeného v geologické mapě.

Příčný směr většiny profilů vůči hlavním strukturám byl potvrzen jako vhodnější k detekci struktur než směr podélný. Přesto by více podélných odporových řezů mohlo odhalit jiné směry tektonických poruch.

8. Závěr

V rámci průzkumu na Macošské plošině prokázala metoda ERT svou schopnost dobře detekovat vzduchem a jílem vyplněné podzemní prostory zhruba do hloubky 40 m. Rozsáhlý plošný průzkum v podobě paralelních profilů umístěných napříč hlavními strukturálními směry umožnil vymezení oblastí s předpokládaným zkrasovněním. Jak dokládá mapa (obr. 6), tyto mělké jeskyně se vyskytují v celém území a koncentrují se jednak v oblasti mezi západní větví Amatérské jeskyně a dómem Křišťálová a Briliantová sluj, pak na východním okraji průzkumného území současně s několika závrtky a nejvíce anomálií je koncentrováno podél poruchy P3 a také profilu č. 1. Významným objevem je až 50 m široký prostor vyplněný jílem (J12) v SSZ směru od Macochy.

Nedostatkem tohoto průzkumu je chybějící srovnání existujících mělkých podzemních prostor s jejich geoelektrickým projevem (Pánek et al. 2010; Hartvich a Valenta 2011; Martínez-Pagán et al. 2013). K dosažení tohoto cíle by bylo třeba získat přesně lokalizovanou polohu, velikost a tvar konkrétní jeskyně. Ke zpřesnění pozice, tvaru a charakteru výplně jeskyň bylo doporučeno použití gravimetrie a georadaru, případně naměření doplňkových odporových profilů s menším rozstupem elektrod. Rychlý a efektivní průzkum s metodou ERT vytvořil velkoplošné podklady pro tato doplňková měření.

V odporových řezech se jasně projeví průběhy křehkých tektonických poruch ve směru SSV-JJZ, podél kterých přednostně dochází ke krasovnění. Nejdelší a nejvýraznější z poruch (P3) sleduje průběh tunelovité chodby Amatérské jeskyně a pokračuje až k Punkevním jeskyním. Jako další z možných směrů byl stanoven průběh profilu č. 1. Průběh regionálních zlomů (Dvořák et al. 1994) nebyl jasně prokázán. Studium poruch současně s vyhledáváním krasových podzemních prostor má svůj význam, protože podél těchto poruch dochází ke krasovnění nebo ke gravitačnímu vývoji jeskyň.

Metoda ERT nebyla schopna průkazně odhalit podzemní prostory v hloubkách přesahujících 40 m včetně dómu Křišťálová a Brilliantová sluj. Přesto se v odporových profilech nepřímo projevila přítomnost mimo dosah měření ležících velkých podzemních prostor skrze vertikální krasové a gravitační struktury na ně navazující. Podle toho bylo možné usoudit, že se další takové prostory nacházejí mezi Pustožlebskou Zazděnou jeskyní a Západní macošskou větví Amatérské jeskyně a mezi Macochou a tunelovitou chodbou Amatérské jeskyně. Tato poloha společně s předpokládanými směry krasovění (J3, J5) naznačuje vzájemné propojení zmíněných jeskyň. Přesnou polohu takových hlubokých jeskyň však s pomocí ERT nelze zjistit.

Krasové jeskyně se na Macošské plošině vyskytují v celém studovaném území. Jejich průběh sleduje více systémů poruch a je proto velmi komplikovaný. Vzhledem k velkému rozsahu krasovění v okolí lze předpokládat, že číslo známých jeskyň zdaleka není konečné. Ne všechny prostory však budou dostupné pro člověka. Speleologický průzkum často znemožňuje jílovitá výplň jeskyň.

Vzhledem k poloze průzkumného území v CHKO a důležitosti ochrany tohoto jedinečného jeskynního systému nejsou s vývojem krasu spojena velká rizika v souvislosti např. s plánovanou zástavbou. Přesto by mělo být zhodnoceno riziko kolapsu některých blízko povrchu položených prostor v této turisticky velmi navštěvované oblasti.

9. Použité zdroje

9.1. Literatura a mapy

Afshar, A., Abedi, M., Norouzi, G.-H., Riahi, M.-A. (2015): Geophysical investigation of underground water content zones using electrical resistivity tomography and ground penetrating radar: A case study in Hesarak-Karaj, Iran. *Engineering Geology*, 196, 183–193.

Al-Fares, W. (2014): Application of Electrical Resistivity Tomography Technique for Characterizing Leakage Problem in Abu Baara Earth Dam, Syria. *International Journal of Geophysics*, 2014.

Allaud, L. A., Martin, M. H. (1977): Schlumberger, the history of a technique. John Wiley and Sons, New York, 333 s.

- Athanasidou, E. N., Tsourlos, P. I., Vargemezis, G. N., Papazachos, C. B., Tsokas, G. N. (2007): Nondestructive DC resistivity surveying using flat-base electrodes. *Near Surf. Geophys.* 5, 273–282.
- Barker, R. D. (1981): Offset system of electrical resistivity sounding and its use with a multicore cable. *Geophysical prospecting*, 29, 128–143.
- Barker, R. D. (1992): A simple algorithm for electrical imaging of the subsurface. *First break*, 10, 2, 53–62.
- Baroň, I., Cílek, V., Melichar, R. (2003): Pseudokrasové jeskyně jako indikátory svahových pohybů. *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2002*, Brno, 84–88.
- Basheer, A. A., Atya, M. A., Shokri, M., Abushady, M. M. (2012): Application of ERT and SSR to detect the subsurface cave at 15th May City, Helwan, Egypt. *NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics*, 1, 1, 23–32.
- Bianchi Fasani G., Bozzano, F., Cardarelli, E., Cercato, M. (2013): Underground cavity investigation within the city of Rome (Italy): A multi-disciplinary approach combining geological and geophysical data. *Engineering Geology*, 152, 109–121.
- Billi, A., De Filippis, L., Poncia, P. P., Pio Sella, P., Faccenna, C. (2016): Hidden sinkholes and karst cavities in the travertine plateau of a highly-populated geothermal seismic territory (Tivoli, central Italy). *Geomorphology*, 255, 63–80.
- Carbonel, D., Rodríguez, V., Gutiérrez, F., McCalpin, J. P., Linares, R., Roqué, C., Zarroca, M., Guerrero, J. a Sasowsky, I. (2014): Evaluation of trenching, ground penetrating radar (GPR) and electrical resistivity tomography (ERT) for sinkhole characterization. *Earth Surface Processes and Landforms*, 39, 214–227.
- Carbonel, D., Rodríguez-Tribaldos, V., Gutiérrez, F., Galve, J. P., Guerrero, J., Zarroca, M., Roqué, C., Linares, R., McCalpin, J. a Acosta, E. (2015): Investigating a damaging buried sinkhole cluster in an urban area (Zaragoza city, NE Spain) integrating multiple techniques: Geomorphological surveys, DInSAR, DEMs, GPR, ERT and trenching. *Geomorphology*, 229, 3-16.
- Cardarelli, E., Di Filippo, G. (2009): Integrated geophysical methods for the characterisation of an archaeological site (Massenzio Basilica – Roman forum, Rome, Italy). *Journal of Applied Geophysics* 68, 508–521.

- Cardarelli, E., Cercato, M., Cerreto, A., Di Filippo, G. (2010): Electrical resistivity and seismic refraction tomography to detect buried cavities. *Geophysical Prospecting*, 58, 685–695.
- Culek, M. et al. (2005): Biogeografické členění České republiky, II. díl. Agentura ochrany přírody a krajiny ČR, Praha, 590 s.
- Čurda, J., Drábková, E., Dvořák, J., Manová, M., Maštera, L., Pačesová, E., Pošmourný, K., Šalanský, K. (2000): Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů. List 24-23 Protivanov. Český geologický ústav, Praha.
- Demek, J., Mackovčín, P. (2006): Zeměpisný lexikon ČR, hory a nížiny. Agentura ochrany přírody a krajiny ČR, Brno, 582 s.
- Dvořák, J., Drbal, S., Kadlec, J. (1994): Geologická mapa ČR 24-23 Protivanov. Český geologický ústav, Praha.
- Ezersky, M. G., Eppelbaum, L. V., Al-Zoubi, A., Keydar, S., Abueladas, A., Akkawi, E., Medvedev, B. (2013): Geophysical prediction and following development sinkholes in two Dead Sea areas, Israel and Jordan. *Environ Earth Sci*, 70, 1463–1478.
- Frumkin, A., Ezersky, M., Al-Zoubi, A., Akkawi, E., Abueladas, A.-R. (2011): The Dead Sea sinkhole hazard: Geophysical assessment of salt dissolution and collapse. *Geomorphology*, 134, 102–117.
- Gambetta, M., Armadillo, E., Carmisciano, C., Stefanelli, P., Cocchi, L., Caratori Tontini, F. (2011): Determining geophysical properties of a near-surface cave through integrated microgravity vertical gradient and electrical resistivity tomography measurements. *Journal of Cave and Karst Studies*, 73, 1, 11–15.
- Gómez-Ortiz D., Martín-Crespo, T. (2012): Assessing the risk of subsidence of a sinkhole collapse using ground penetrating radar and electrical resistivity tomography. *Engineering Geology* 149-150, 1–12.
- Gómez-Ortiz, D., Martín-Velázquez, S., Martín-Crespo, T., Márquez, A., Lillo, J., López, I., Carreño, F., Martín-González, F., Herrera, R., De Pablo, M. A. (2007): Joint application of ground penetrating radar and electrical resistivity imaging to investigate volcanic materials and structures in Tenerife (Canary Islands, Spain). *Journal of Applied Geophysics*, 62, 287–300.

- Hartvich, F., Valenta, J. (2011): The identification of faults using morphostructural and geophysical methods: a case study from Strašín Cave. *Acta geodynamica et geomaterialia*, 8, 4, 425–441.
- Hrnčiarová, T., Mackovčin, P., Zvara, I. et al. (2009): Atlas krajiny České republiky. Ministerstvo životního prostředí ČR, Průhonice, 322 s.
- Hromas J. (ed) et al. (2009): Jeskyně. In Mackovič P. a Sedláček M (eds.): Chráněná území ČR, svazek XIV. Agentura ochrany přírody a krajiny ČR a Ekocentrum Brno, Praha, 608 s.
- Hutchinson, J. N. (1988): Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. *Proceedings, Fifth International Symposium on Landslides*. Balkema, Rotterdam, 3–35.
- Hutchinson, J. N. (1995): Deep-seated mass movements on slopes. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 50, 147–164.
- Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J., Stráník, Z. (2002): Geologická minulost České republiky. *Academia*, 436 s.
- Janderková, J., Sedláček, J. (2014): Půdní mapa ČR. 24-23 Protivanov. Česká geologická služba, Praha.
- Kachlík, V. (2003): Geologický vývoj území České republiky. SÚRAO, Praha, 65 s.
- Kaufmann, G. (2014): Geophysical mapping of solution and collapse sinkholes *Journal of Applied Geophysics*, 111, 271–288.
- Kneisel, Ch. (2006): Assessment of subsurface lithology in mountain environments using 2D resistivity imaging. *Geomorphology*, 80, 32–44.
- Langer, R. E. (1933): On an inverse problem in differential equations. *Bulletin of the American Mathematical Society*, 39, 814–820.
- Lenart, J., Pánek, T. (2013): Crevice-type caves as indicators of slope failures: A review paying a special attention to the flysch Carpathians of Czechia, Poland, and Slovakia. *AUC Geographica*, 48, 2, 35–50.
- Lenart, J., Pánek, T., Dušek, R. (2014): Genesis, types and evolution of crevice-type caves in the flysch belt of the Western Carpathians (Czech Republic). *Geomorphology*, 204, 459–476.

- Leucci, G. (2006): Contribution of Ground Penetrating Radar and Electrical Resistivity Tomography to identify the cavity and fractures under the main Church in Botrugno (Lecce, Italy). *Journal of Archaeological Science*, 33, 1194–1204.
- Loke, M. H. (1997): *Res2Dinv Software User's Manual*.
- Loke M. H. (2004): Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys.
- Loke, M. H. (2002): Rapid 2D resistivity forward modeling using the finite-difference and finite-element methods. *Res2Dmod v. 3.0 Software*. Geotomo Software Company.
- Loke, M. H., Barker, R. D., (1996): Rapid least-squares inversion of apparent resistivity 455 pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting* 44, 131–152.
- Lowrie, W. (1997): *Fundamentals of geophysics*. Cambridge University Press, 354 s.
- Mackovčín, P., Jatiová, M., Demek, J., Slavík, P. (2007): Brněnsko. In: Mackovčín: Chráněná území ČR, svazek IX. Agentura ochrany přírody a krajiny ČR a EkoCentrum Brno, Praha, 932 s.
- Mareš, S. et al. (1990): Úvod do užité geofyziky. Druhé, přepracované vydání. SNTL – Nakladatelství technické literatury, n. p., 680 s.
- Margielewski, W. (2009): Problems of structural landslides in the Polish Flysch Carpathians in the light of unified criteria of themassmovement classifications – a critical review. *Prz. Geol (v polštině)*, 57, 905–917.
- Margielewski, W., Urban, J. (2003): Crevice-type caves as initial forms of rock landslide development in the Flysch Carpathians. *Geomorphology*, 54, 325–338.
- Martínez-Moreno, F. J., Pedrera, A., Ruano, P., Galindo-Zaldívar, J., Martos-Rosillo, S., González-Castillo, L., Sánchez-Úbeda, J. P., Marín-Lechado, C. (2013): Combined microgravity, electrical resistivity tomography and induced polarization to detect deeply buried caves: Algaidilla cave (Southern Spain). *Engineering Geology*, 162, 67–78.

- Martínez-Moreno, F. J., Galindo-Zaldívar, J., Pedrera, A., Teixido, T., Ruano, P., Peña, J. A., González-Castillo, L., Ruiz-Constán, A., López-Chicano, M., Martín-Rosales, W. (2014): Integrated geophysical methods for studying the karst system of Gruta de las Maravillas (Aracena, Southwest Spain). *Journal of Applied Geophysics*, 107, 149–162.
- Martínez-Pagán, P., Gómez-Ortiz, D., Martín-Crespo, T., Manteca, J. I., Rosique, M. (2013): The electrical resistivity tomography method in the detection of shallow mining cavities. A case study on the Victoria Cave, Cartagena (SE Spain). *Engineering Geology*, 156, 1–10.
- Mochales, T., Casas, A. M., Pueyo, E. L., Pueyo, O., Román, M. T., Pocoví, A., Soriano, M. A., Ansón, D. (2008): Detection of underground cavities by combining gravity, magnetic and ground penetrating radar surveys: a case study from the Zaragoza area, NE Spain. *Environ Geol*, 53, 1067–1077.
- Neuhäuslová, Z., Moravec, J. (1997): Mapa potenciální přirozené vegetace České republiky 1 : 500 000. Botanický ústav Akademie věd České republiky, Praha.
- Novosad, S. (1966): Porušení svahů v godulských vrstvách Moravskoslezských Beskyd. *Sborník Geologických Věd, Hydrogeologie – Inženýrská Geologie*, 5, 71–86.
- Pánek, T., Hradecký, J., Šilhán, K., Smolková, V., Altová, V. (2009): Time constraints for the evolution of a large slope collapse in karstified mountainous terrain of the southwestern Crimean Mountains, Ukraine. *Geomorphology*, 108, 171–181.
- Pánek, T., Margielewski, W., Tábořík, P., Urban, J., Hradecký, J., Szura, C. (2010): Gravitationally induced caves and other discontinuities detected by 2D electrical resistivity tomography: Case studies from the Polish Flysch Carpathians. *Geomorphology*, 123, 165–180.
- Pánek, T., Tábořík, P., Klimeš, J., Komárková, V., Hradecký, J., Šťastný, M. (2011): Deep-seated gravitational slope deformations in the highest parts of the Czech Flysch Carpathians: Evolutionary model based on kinematic analysis, electrical imaging and trenching. *Geomorphology* 129, 92–112.

- Park, M. K., Park, S., Yi, M.-J., Kim, C., Son, J. S., Kim, J.-H., Abraham, A. A. (2014): Application of electrical resistivity tomography (ERT) technique to detect underground cavities in a karst area of South Korea. *Environ Earth Sci*, 71, 2797–2806.
- Pawar, S. D., Murugavel, P., Lal, D. M. (2009): Effect of relative humidity and sea level pressure on electrical conductivity of air over Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 114.
- Putiška, R., Kušnirák, 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*, 76, 3, 155–163.
- Quitt, E. (1971): *Klimatické oblasti Československa*. Československá akademie věd, geografický ústav Brno.
- Redhaounia, B., Ilondo, B. O., Gabtni, H., Sami, K., Bédir, M. (2016): Electrical Resistivity Tomography (ERT) Applied to Karst Carbonate Aquifers: Case Study from Amdoun, Northwestern Tunisia. *Pure Appl. Geophys.*, 173, 1289–1303.
- Reynolds, J. M. (2011): *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. 2nd Edition. Wiley-Blackwell, 696 s.
- Ronzka, M., Voß, T., Günther, T. (2015): Cost-efficient imaging and monitoring of saltwater in a shallow aquifer by using long electrode ERT. *Journal of Applied Geophysics*, 122, 202–209.
- Roqué, C., Zarroca, M., Linares, R. (2013): Subsurface initiation of tafoni in granite terrains – Geophysical evidence from NE Spain: Geomorphological implications. *Geomorphology*, 196, 94–105.
- Schrott, L., Sass, O. (2008): Application of field geophysics in geomorphology: advances and limitations exemplified by case studies. *Geomorphology*, 93, 55–73.
- Sirotek, J. (2001): Krátká zpráva o činnosti ZO 6-25 Pustý žleb v roce 2000. *Speleofórum* 2001, Praha, 73 s.
- Slichter, L. B. (1933): The interpretation of the resistivity prospecting method for horizontal structures. *Journal of Applied Physics*, 4, 307–322.

- Svoboda, J., Dvořák, J., Havlena, V., Havlíček, V., Horný, R., Chlupáč, I., Klein, V., Kopecký, L., Malecha, A., Malkovský, M., Soukup, J., Tásler, R., Václ, J., Žebera, K. (1964): Regionální geologie ČSSR. Díl I, Český masív, svazek 2, algonkium – kvartér. Ústřední ústav geologický, Praha.
- Tábořík, P. (2012): Možnosti využití elektrické odporové tomografie ve výzkumu horského reliéfu. Doktorská disertační práce, Katedra fyzické geografie a geoekologie, Ostravská univerzita v Ostravě.
- Tábořík, P., Lenart, J., Blecha, V., Vilhelm, J., Turský, O. (2017): Geophysical anatomy of counter-slope scarps in sedimentary flysch rocks (Outer Western Carpathians). *Geomorphology* 276, 59–70.
- Tikhonov, A. N. (1949): Jedinečnost řešení problému elektrického průzkumu. *Doklady akademii nauk SSSR (v ruštině)*, 69, 797–800.
- Tomášek, M. (2014): Půdy České republiky. Česká geologická služba, Praha.
- Vítek, J. (1980): Typy pseudokrasových jeskyní v ČSR. *Československý kras*, 30, 17–28.
- Watlet, A., Kaufmann, O., Triantafyllou, A., Quinif, Y., Van Ruymbeke, M., Van Camp, M., Poulain, A., Hallet, V., Chambers, J. E., Meldrum, P. I. Wilkinson, P. B. (2018): Imaging groundwater infiltration dynamics in the karst vadose zone with long-term ERT monitoring. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22, 2, 1563–1592.
- Wenhui, S. (1990): Geological calamities research in chinese railways. In: Price, D. G. (Ed.): *Proceedings of the Sixth International Congress of the International Association of Engineering Geology*. Balkema, Rotterdam, 2401–2407.
- Wenner, F. (1915): A method for measuring Earth resistivity. *Journal of the Washington Academy of Sciences*, 5, 16, 561–563.
- Wu, Q., Deng, C., Chenb, Z. (2016): Automated delineation of karst sinkholes from LiDAR-derived digital elevation models. *Geomorphology* 266, 1–10.
- Zhou, W., Beck, B. F., Adams, A. L. (2002): Effective electrode array in mapping karst hazards in electrical resistivity tomography. *Environmental Geology*, 42, 922–928.
- Zohdy, A. A. R. (1989): A new method for the interpretation of Schlumberger and Wenner sounding curves. *Geophysics*, 54, 245–253.

9.2. Digitální a internetové zdroje

Agentura ochrany přírody a krajiny ČR (AOPK): Hranice geomorfologických jednotek na území ČR podle Mackovčina et al. (2006), <http://webgis.nature.cz/mapomat/> (7. 4. 2018).

Agentura ochrany přírody a krajiny ČR (AOPK): Jednotná evidence speleologických objektů (JESO), <https://jeso.nature.cz/> (1. 7. 2018).

Agentura ochrany přírody a krajiny ČR (AOPK): Klimatické oblasti podle Quitta (1971), <http://webgis.nature.cz/mapomat/> (7. 4. 2018).

Arcdata Praha: ArcČR® 500, s. r. o., <https://arcdata.cz/produkty/> (1. 7. 2018).

Český hydrometeorologický ústav (ČHMÚ): Měsíční data, <http://portal.chmi.cz/> (26. 7. 2018).

Český úřad zeměměřický a katastrální (ČÚZK): Digitální model reliéfu České republiky 5. generace (DMR 5G), <http://geoportal.cuzk.cz/> (1. 7. 2018).

Český úřad zeměměřický a katastrální (ČÚZK): Základní báze geografických dat České republiky (ZABAGED®) – výškopis – 3D vrstevnice.

Český úřad zeměměřický a katastrální (ČÚZK): Základní mapa České republiky 1 : 200 000 (ZM 200), <http://geoportal.cuzk.cz/> (1. 7. 2018).

OpenStreetMap, <https://overpass-api.de/> (1. 7. 2018).

Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v. v. i. (VÚMOP): Půda v mapách, <http://mapy.vumop.cz/> (7. 4. 2018).