

Univerzita Karlova v Praze

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Aplikovaná geologie



Bc. Veronika Turjaková

Využití geofyzikálních metod při průzkumu předpokládaných maarových
vulkánů v západních Čechách

Geophysical exploration of supposed maar volcanoes in Western Bohemia

Diplomová práce

Vedoucí práce: Mgr. Jan Valenta, PhD.

Praha, 2020

Prohlášení:

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

V Praze dne 14.08.2020

Veronika Turjaková

Poděkování

Mé poděkování patří především mému školiteli, Mgr. Janu Valentovi, PhD. z Přírodovědecké fakulty UK, za poskytnutí veškeré pomoci, rad, literatury a korektur, kterých bylo třeba. Dále všem lidem, kteří se vzniku této práce podíleli, jmenovitě RNDr. Petru Táboříkovi, PhD., RNDr. Ondřeji Šálkovi, PhD., Mgr. Radkovi Klanicovi, PhD., Bc. Elišce Vošvrkové a Bc. Romanovi Beránkovi.

Bc. Václavu Faitovi děkuji za pomoc s měřením a zpracováním přechodových jevů.

Dále děkuji firmě INSET s.r.o. za zapůjčení aparatury TDEM.

Mé díky patří také mé rodině a přátelům za podporu během studia a tvorby této práce.

Obsah

1	Úvod.....	6
1.1	Maary, hledaná struktura.....	6
1.2	Historie geofyzikálního průzkumu maarů ve světě.....	8
2	Geologická situace lokality a širší oblasti.....	9
2.1	Libá - Ztracený rybník a Bažina.....	12
2.2	Historie geofyzikálního průzkumu na lokalitě Libá.....	15
3	Principy použitých geofyzikálních metod.....	16
3.1	Magnetometrie.....	16
3.1.1	Magnetické vlastnosti materiálů.....	16
3.1.2	Typy magnetizace.....	17
3.1.3	Protonový magnetometr.....	19
3.1.4	Overhauserův jev.....	20
3.2	Elektrické odporové profilování (ERT).....	21
3.2.1	Uspořádání elektrod.....	22
3.2.2	Přechodový odpor elektrod.....	25
3.3	Přechodové jevy.....	27
3.3.1	Teorie přechodových jevů.....	27
4	Použité metody a uspořádání.....	30
4.1	Magnetometrie.....	30
4.2	Elektrická odporová tomografie (ERT).....	30
4.3	Přechodové jevy.....	35
5	Výsledky a interpretace.....	38
5.1	Magnetometrie.....	38
5.2	Elektrická odporová tomografie.....	40
5.3	Přechodové jevy.....	52
6	Diskuze.....	60
7	Závěr.....	64
8	Seznam literatury.....	65

Abstrakt

Lokality Ztracený rybník a Bažina v západních Čechách leží na západním konci oháreckého příkopu v předpokládané linii tachovského zlomu. Ohárecký rift byl tektonicky aktivní v průběhu terciéru a stále je zde významná seismicky aktivní zóna s četnými doprovodnými seismickými jevy. Jde o dvě kruhovitě prohlubně (cca 30 metrů hluboké a široké stovky metrů), což je tvar typický pro maary. Oblast byla prozkoumána pomocí souboru geofyzikálních metod. Použili jsme pozemní magnetometrii, elektrické odporové profilování a metodu přechodových jevů. Výsledky podle očekávání ukazují vysokoodporový kruhový okraj prohlubně a nízkoodporovou sedimentární výplň maaru o mocnosti přibližně 100 m. V menším kráteru (Bažina) potom záporná magnetická anomálie naznačuje existenci bazické intruze blízko povrchu. Tato anomálie byla navíc pozorována i při odporové tomografii. Můžeme tak říci, že těmto dvě kráterům dala vzniknout fireatomagmatická erupce. Menší z obou kráterů (Bažina) vznikl za obráceného režimu magnetického pole Země, než je pole dnešní.

Klíčová slova:

maar, elektrická odporová tomografie, západní Čechy

Abstract

We were investigating two localities of supposed maar volcanoes, Ztracený rybník and Bažina, which can be found at the western margin of the Eger rift on the presumed line of the Tachov fault. The Eger rift was abundant in volcanic activity during Tertiary and still is a seismoactive zone with distinct post-volcanic features. The examined structures are distinct morphological depressions (ca. 30 m deep and several hundreds meters wide) with a circular shape which is characteristic for maar structures. We studied the locality using a complex of geophysical methods: a ground magnetometry, electric resistivity tomography and a time-domain electromagnetic sounding. The results showed a circular rim of high resistivities around the depressions and approximately 100 m of sediments filling the depression. Moreover, we have mapped a negative magnetic anomaly in the lesser of these two structures (Bažina) indicating a basic intrusion that got close to the surface. Moreover, we have observed the intrusion on the resistivity data as well. Therefore, we can suggest that these two structures are diatremes created during the phreatomagmatic eruption. The lesser maar (Bažina) erupted during the reversed geomagnetic field.

Keywords:

maar, electrical resistivity tomography, Western Bohemia

1 Úvod

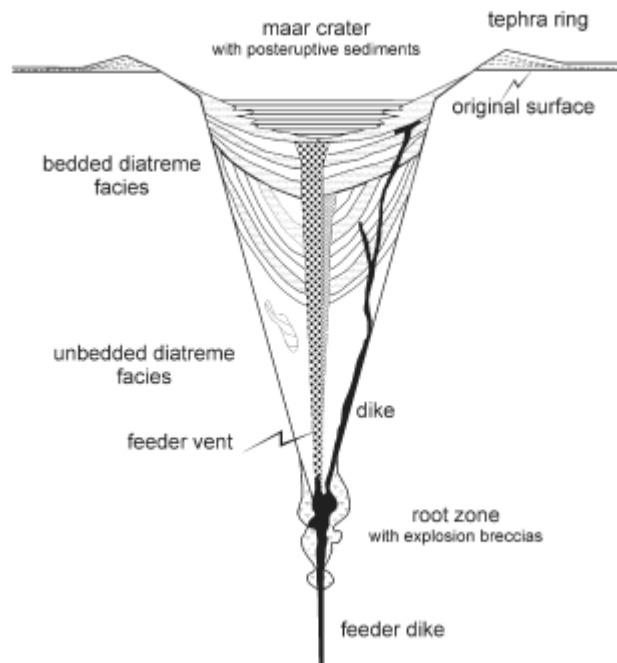
Křížení tachovského zlomu s oháreckým riftem je tektonicky aktivní oblastí, kde dochází k mnoha projevům seismické doprovodné aktivity. V oblasti už byly odhaleny a prozkoumány tři kvartérní vulkanické struktury na české straně a jedna na německé; maar Mýtina (Mrlina et al., 2009, Flechsig et al., 2015), vulkanické kužely Komorní a Železné hůrky (Mrlina, 2016) a maar Neualbenrueth (Rohlmüller et al., 2017). Zájmová lokalita Ztracený rybník je tak potenciálně třetím maarem vázaným na tuto oblast. Náplní této práce je shrnout teorii vzniku tohoto typu vulkanických struktur a předněst zde jejich předpokládané fyzikální vlastnosti. V návaznosti na to je navrženo geofyzikální měření, které bylo následně i provedeno a vyhodnoceno. Průběh měření i jeho výsledky jsou zde představeny a interpretovány.

1.1 Maary, hledaná struktura

Specifickým typem sopečné činnosti jsou prudké exploze vedoucí k vytvoření výbuchového hrdla bez výraznějšího sopečného kužele; to jsou tzv. maary. Průvodním jevem sopečné činnosti jsou různé plynné exhalace unikající z kráteru i tuhnoucí lávy, často i po ukončení sopečné činnosti. Kromě již zmíněných fumarol patří k postvulkanickým jevům i gejzíry, horké prameny a jezírka a bahenní sopky. (Petránek, 1993)

Maar neboli explozivní kráter je výbuchové hrdlo sopečné exploze. Je to vlastně kruhové ústí sopečného jícnu bez sopečného kuželu. Sopouch (též diatrema) bývá vyplněn pyroklastickým materiálem nebo lávou a někdy je věnčen nízkým tufovým valem. Uvnitř maaru bývá často jezero (Petránek, 1993), které se postupně zanáší sedimenty.

Maarové vulkány jsou tedy, na rozdíl od vulkanických kuželů, morfologicky málo zřetelné struktury. Jejich předpokládaná podoba je tedy přibližně kruhová prohlubeň (Obr. 1) s jezírkem či mladou sedimentární výplní, často výrazně zvodnělou a bažinatou (např. Valenta et al., 2014). Okraje maaru, stejně jako výplň diatremy se svými fyzikálními vlastnostmi (obvykle) výrazně liší od okolní neporušené horniny. Geofyzikální průzkum je proto velmi často (a úspěšně) používán způsob výzkumu těchto struktur.



Obr. 1 Schématický obrázek maarového vulkánu. Znáznorněna je přívodní žíla, kořenová zóna, kráter ve tvaru kužele (kde spodní část tvoří vynesená vulkanoklastika a horní kruhová struktura je tvořena pyroklastiky prokládanými tefrovým materiálem). Nejednotná orientace vrstev výplně je způsobena kolapsem stěn přívodního kanálu. V zobrazení šířka odpovídá hloubce (převzato z Lorenz, 2003, Fig. 1).

Přítomnost pyroklastického materiálu či dokonce bazických láv na povrchu není pro maary zcela určující. Stoupající magma se dostává blízko k povrchu a dochází k expanzi fluid (např. podzemní a povrchové vody) v horninovém prostředí, což vede k prudké explozi. Magma nemusí dospět až na povrch a nemusí docházet k jeho vyvržení nebo výlevu, může utuhnout pod povrchem. Výsledkem potom může být kruhová prohlubeň bez povrchové přítomnosti magmatu, které její vznik způsobilo, v jakékoli formě. Stejně tak pyroklastika, jakožto přímý důkaz přítomnosti freatomagmatické erupce, nemusí být vždy na povrchu dohledatelná. Jakožto málo zpevněný materiál mohou být snadno kompletně erodována, eventuelně mohou být překryta mladšími sedimenty a zcela tak uniknout pozornosti.

Pro rozpoznání pomocí geofyzikálních metod je třeba vědět, že magma, které erupci způsobilo, by se mělo vyznačovat rozpoznatelnou kladnou nebo zápornou magnetickou anomálií. Polarita této anomálie záleží na režimu globálního magnetického pole, který byl aktuální v době tuhnutí magmatu. Při přehřátí a explozi fluid však nemusí vůbec dojít k výlevům nebo vyvržení magmatu. Magnetická anomálie tak může být nevýrazná nebo žádná, zvláště pokud se v kráteru nahromadí větší množství sedimentů.

Výplň diatremy (vulkanická brekcie) se většinou vyznačuje nižší hustotou ve srovnání s okolními horninami kvůli jejímu "načechrání" explozí. Ze stejného důvodu se také projevuje při seismickém průzkumu snížením rychlosti šíření seismických vln.

Diatremy je také možné zkoumat a zobrazovat jejich vnitřní strukturu pomocí geoelektrických metod, neboť výplň sopouchu bývá odporově kontrastní vůči svému okolí. Zvláště výplň maarového jezírka na

povrchu je typická jemnozrnnou sedimentární výplní (většinou bezodtoká jezírka napájená srážkovou a podzemní vodou) a tedy i velmi nízkými hodnotami měrných odporů.

1.2 Historie geofyzikálního průzkumu maarových vulkánů ve světě

Na mnoha místech ve světě probíhá v posledních letech intenzivní geofyzikální průzkum maarových vulkánů. Byly zapojeny různé metody i jejich kombinace a způsoby zpracování.

V jihozápadní Austrálii se průzkumem maarů zabývají Blaikie et al. (2012, 2014) v oblasti Newer Volcanics Province. Průzkum prováděli na lokalitách Lake Coragulac (2012), Ecklin maar (2014), Red Rock Volcanic Complex (2014) a Mount Leura Volcanic Complex (2014). Při průzkumu na lokalitě Lake Coragulac byla použita 2D a 3D inverze gravimetrických dat. Na zbývajících třech lokalitách využívali gravimetrická data ve 2.5D přímém a 3D inverzním zpracování doplněná magnetometrickými daty. Jejich měření ukazují výraznou zápornou gravitační anomálii velkého rozsahu ve středu maarových struktur, která odpovídá sedimentární, případně pyroklastické výplni. Na jejich lokalitách se také projeví plošně menší kladné gravitační a magnetické anomálie, které napovídají přítomnost drobnějších komplexních vnitřních struktur maaru. Výsledkem jejich práce bylo vytvoření detailních modelů pro zkoumané maary pomocí inverze dat. V modelech jsou brány v potaz i potenciální žíly a jiné polohy magmatu.

Na severovýchodu Španělska se průzkumem maaru v lokalitě Catalan Volcanic Zone zabývali Bolós et al. (2012). Na maaru La Crosa de Sant Dalmai, který má 1,5 km široký kráter, provedli komplex geofyzikálních měření. Využitými metodami byly gravimetrie, magnetometrie, spontánní polarizace a elektrická odporová tomografie. Spolu s jádry dvou vrtů tato měření potvrdila přítomnost výplně a svrchní struktury kráteru.

Pravděpodobně první komplexní geofyzikální průzkum cílený výhradně na průzkum maarového vulkánu provedli na lokalitě Mýtina v České republice Mrlina et al. (2009). Za využití magnetometrie, gravimetrie a elektrických metod porovnali zkoumanou diatremu se známým kvartérním vulkánem na lokalitě Železná hůrka a našli podobnosti v jejich struktuře. To na lokalitě podnítilo další výzkum.

Navazujícím komplexním průzkumem zmíněného maaru se zabývali Flechsig et al. (2015). Využili bylo elektrické odporové profilování, gravimetrii, magnetometrii a seismiku. Vedle toho zde provedli také geologický a petrochemický průzkum. Pomocí těchto měření byla na místě zjištěna hloubka sedimentární výplně maaru a přítomnost vnitřních vulkanických struktur.

Detailním průzkumem širšího okolí maaru Mýtina byl objeven další maarový vulkán v Bavorsku poblíž obce Neualbenreuth (Rohrmüller et al., 2018). Maar, který byl indikován pouze nekompletní kruhovou elevací na topografické mapě, neprojevil měřitelnou magnetickou anomálii, ovšem za pomoci geoelektrických metod a refrakčního seismického profilování byla potvrzena přítomnost sedimentární výplně kráteru.

V oblastech Českého masivu byly objeveny další maarové vulkány především v oblastech hojného tercierního vulkanismu. Magnetometrickou anomálii zjištěnou leteckým měřením poblíž obce Rájov u Mariánských lázní zkoumali Valenta et al. (2014a) podrobným pozemním gravimetrickým a magnetometrickým průzkumem. Výsledky byly interpretovány jako projev maarového vulkánu s bazickými intruzemi.

Částečně erodované maarové struktury u obcí Rychnov a Hnojnice byly prozkoumány Skácelovou et al. (2010) pomocí pozemního magnetometrického a gravimetrického měření a multielektrodeového odporového profilování. Průzkum vedl k určení polohy přírodní žíly bazaltu.

Dále byly provedeny pokusy s vyhledáváním a studiem maarových vulkánů i ve starších vulkanických epizodách. Například Valenta et al. (2014b) identifikovali diatremu spojenou s permským vulkanismem v podkrkonošské pánvi.

2 Geologická situace lokality a širší oblasti

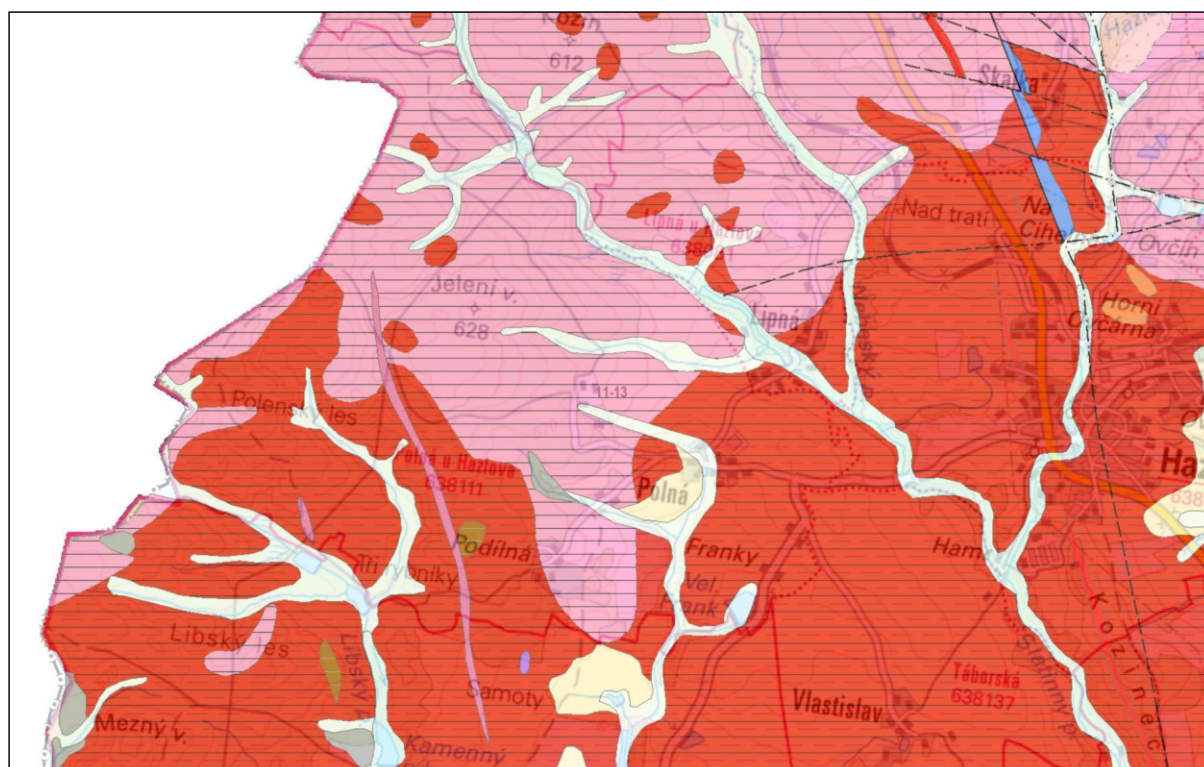
Zájmová lokalita Ztracený rybník se nachází cca 2,5 km západně od obce Polná (součást obce Hazlov), která patří do okresu Cheb. Z geologického pohledu leží v saxothuringické oblasti, západně od Chebsko-domažlického příkopu (Obr. 2), jehož západní hranice je tvořena tachovským zlomem (Hošek et al., 2019). Horninové složení je poměrně fádní, převažují zde biotit-muskovitické granity až biotitické granity smrčinského plutonu variského stáří (Obr. 3). Typické hodnoty měrného odporu pro granitoidy se pohybují kolem 10^2 až $10^5 \Omega\text{m}$ (dle stupně jejich zvětrání, jíly vzniklé zvětráváním výrazně snižují měrné odpory) a jejich hodnoty magnetické susceptibility 10^{-5} až 10^{-3} jednotek SI, vyšší hodnoty magnetické susceptibility můžeme pozorovat u granodioritů (Mareš, 1990). Lokálně se vyskytují drobnější tělesa tercierních bazaltoidů jejichž výstupy jsou vázány na tachovský zlom herecynského stáří (Mrlina, 2009) a jeho reaktivaci v průběhu pleistocénu. Ta byla dle Rajchla et al. (2009) způsobena kompresí v předpolí karpatského oblouku a následnou aktivací zlomů SZ-JV a SSZ-JJV směru. Z české strany jsou potvrzené tři kvartérní vulkány - Mýtina (Mrlina et al., 2009, Flechsig et al., 2015) a Komorní a Železná hůrka (Mrlina, 2016). Na německé straně hranic v Sasku je kvartérní vulkán Neualbenrueth (Rohlmüller et al., 2017). Všechny známé pleistocenní vulkány této oblasti jsou situovány na západním okraji Chebsko-domažlického příkopu podél tachovského zlomu. Výjimkou je Komorní hůrka, situovaná uvnitř chebské pánve (Vladislav Rapprich, ústní sdělení, 2020). Jejich petrologické složení je dle Ulrycha et al. (2013) primitivního charakteru (melilit-olivinický nefelinit či olivinický nefelinit), a svědčí o jejich vzniku v lokálních oblastech či kapsách nízkého stupně parciálního tavení svrchního pláště (Vladislav Rapprich, ústní sdělení, 2020). V okolí Hazlova je největším tělesem těchto vulkanitů bazanit Blatná (Hošek et al., 2019), který je těžen lomem v Libé, cca 3 kilometry jižně od Ztraceného rybníka. Stáří tohoto vulkanitu nebylo dosud určeno, nicméně dle jeho stratigrafické pozice a stupně eroze klade Hošek et al. (2019) jeho genezi do oligocénu či spodního miocénu. Běžné hodnoty měrného elektrického odporu pro bazalty se

pohybují okolo 10^2 až $10^5 \Omega\text{m}$ a hodnoty magnetické susceptibility přibližně kolem 10^{-4} až 10^{-2} jednotek SI (Mareš, 1990). Hodnota magnetické susceptibility bazaltů je velmi proměnlivá, obecně však spíše vyšší než u ostatních běžných hornin. Bazalty se navíc většinou vyznačují vysokou termoremanentní magnetizací, vyšší než magnetizace indukovaná. Z charakteristického projevu magnetické anomálie bazaltů lze tak většinou již přímo po prvotní vizualizaci dat určit, zda magma utuhlo při normální či inverzní orientaci geomagnetického pole.

Dozvuky tektonické a vulkanické aktivity oblasti jsou dodnes patrné zvýšenou seismickou aktivitou oblasti, množstvím vývěrů minerálních pramenů a suchých vývěrů CO_2 . Významným fenoménem, ne zcela běžným v jiných seismoaktivních oblastech, jsou zemětřesené roje. Tento jev se dá popsat jako skupina až tisíců po sobě jdoucích otřesů v horizontu několika dní s původem ve stejném ohnisku, mezi nimiž není možné jednoznačně určit hlavní zemětřesení. Seismická aktivita byla zvláště v okolí Nového Kostela pozorována již v historii, první písemné zprávy zmiňují aktivitu v roce 1552, poté i v letech 1626, 1711, 1770-71 a 1824 (Masák, 2009). Na přelomu let 1985/86, po seismickém roji s nejvyšším lokálním magnitudem 4,6 (Grünthal et al., 1990, Fischer, Horálek, 2003), začala výstavba seismické sítě Webnet, která se sestává z 25 seismických stanic. Do provozu byla uvedena v roce 1994. Hlavní hypocentrum leží přímo pod obcí Nový Kostel poblíž přehrady Horka (Geofyzikální ústav Akademie věd ČR, v.v.i., 2020).



Obr. 2 Topografická mapa oblasti západních Čech s vyznačenou polohou vulkánů Komorní hůrky, Mýtiny, Železná hůrky a Neualbenreuth Maar. Modrými přerušovanými liniemi jsou vyznačeny dvě hlubinná zlomová pásma, a to Mariánsko-lázeňské a Tachovské zlomové pásmo. Kolmo na ně je na jejich severním konci zřetelně označen i ohárecký příkop (značený jako Eger rift). (Zdroj: Hošek et al., 2019)



0 0,3 0,6 0,9 1,2 km

S

—	zlom zjištěný	■	bazaltoidy nerozlišené
- - -	zlom předpokládaný	■	ortorula
· · ·	zlom zakrytý	■	erlan (Ca-skarn)
—	hranice hornin zjištěná	■	pararula
- - -	hranice hornin předpokládaná	■	žilný křemen
■	nivní sediment	■	granit
■	smíšený sediment	■	granit až granodiorit
■	slatina, rašelina, hnílokal	■	křemenný mikromonzodiorit
■	kamenitý až hlinito-kamenitý sediment		

Obr. 3 Geologická mapa okolí zkoumané lokality (Česká geologická služba, 2019). Horniny v oblasti Ztraceného rybníka a Bažiny (Jelení vrch) jsou tvořeny granity a granodiority variského stáří.

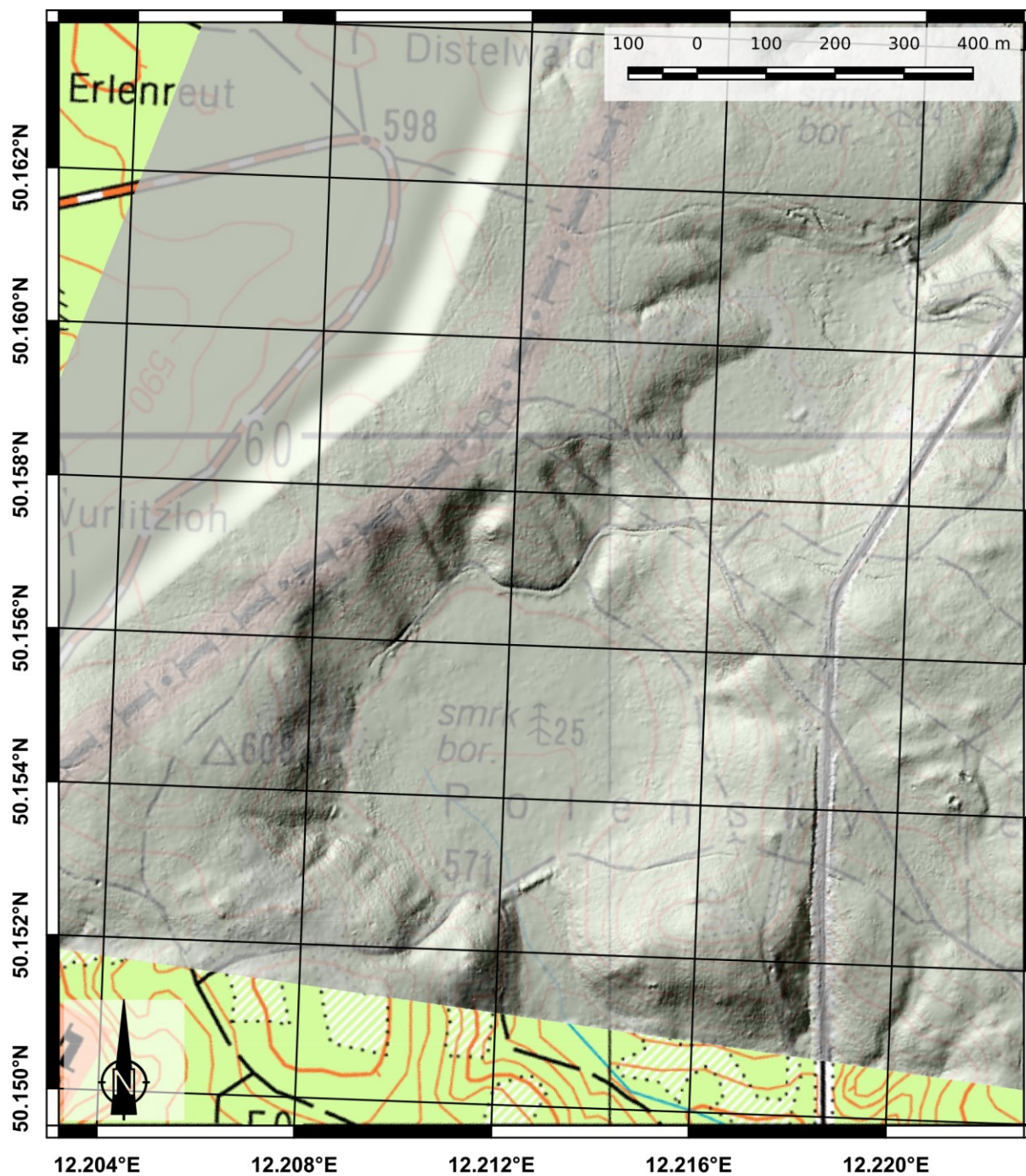
Dalším doprovodným jevem vulkanické aktivity jsou suché výrony plášťového CO₂, tzv. mofety. Plášťový původ CO₂ byl ověřen provedením izotopické analýzy ³He/⁴He v něm obsaženém (Weinlich et al., 1999; Geissler, 2005). Další přidružené složky vyvěrajících plynů jako Ar, H₂O, N₂ a Ne jsou přítomny při parciálním plášťovém tavení v hloubkách přibližně mezi 90 a 100 km (Geissler, 2005; Gautheron and Moreira, 2002; Bräuer et al., 2004). Nejznámějšími místy s tímto jevem jsou oblast Soos poblíž Nového Drahova a mofety v okolí obce Hartoušov.

Teorie zdůvodňující výskyt vulkanické aktivity a jejích doprovodných jevů hovoří o vlivu tektonických napětí alpinské kolize nebo aktivním riftingu způsobeném výzdvihem zemského pláště. Na několika místech v Evropě, konkrétně pod Francouzským centrálním masívem a Rýnským masívem, byly pomocí teleseismiky odhaleny oblasti snížených rychlostí šíření seismických vln upozorňující na plášťové chocholy menších rozměrů. Tyto oblasti jsou také charakteristické svou terciérní až kvartérní vulkanickou aktivitou. Je možné, že to takto je i v případě oháreckého příkopu (Weinlich et al., 1999).

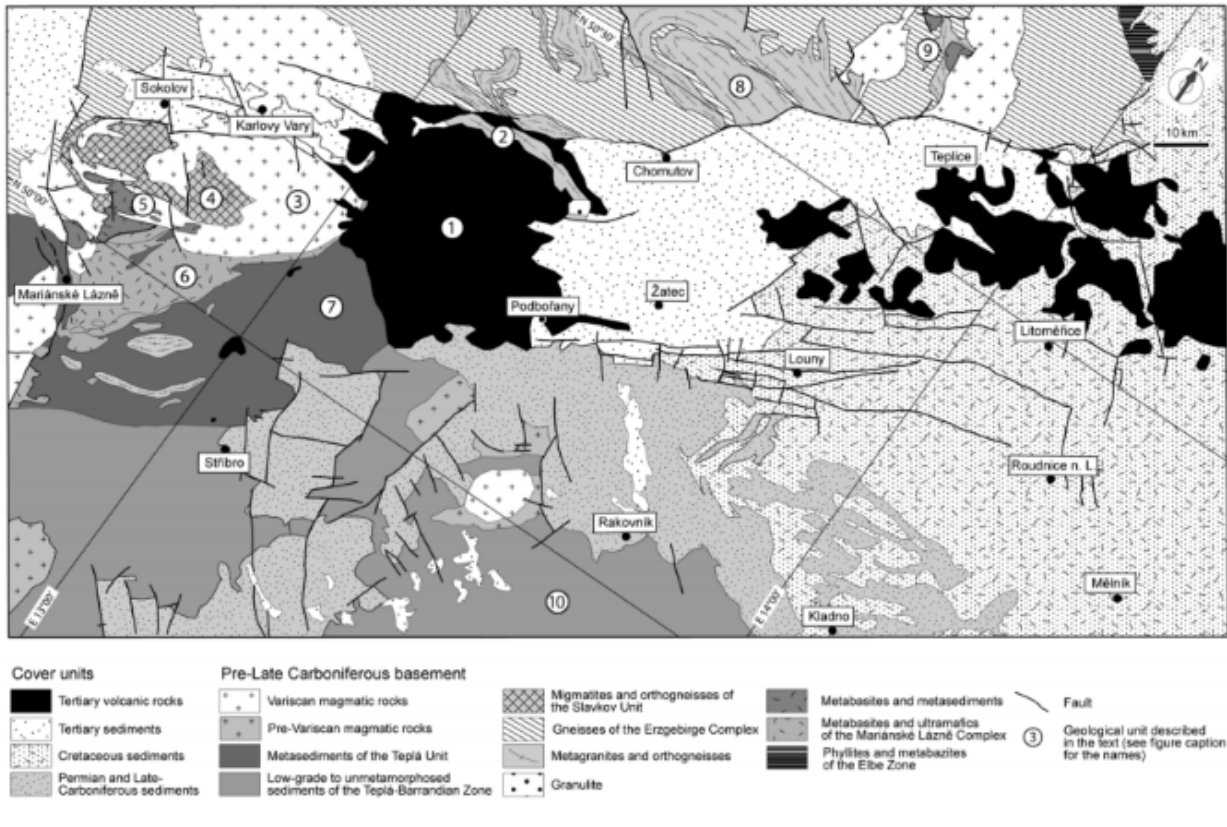
Ohárecký příkop je rozsáhlý tektonický příkop na rozhraní krušnohorsko-durynské a tepelsko-barrandienské zóny (Obr. 5). Sahá i do Německa a Polska, je VSV směru a jeho vývoj začal již v mezozoiku; je ohraničen krušnohorským zlomem na SZ a litoměřickým zlomem na JV. Rift je vyplněn terciérem a kvartérem podkrušnohorských pánví i mocnými produkty alkalického magmatismu paleocenního až kvartérního stáří (České Středohoří, Doupovské hory) (Petránek, 1993). Jeho šířka je přibližně 50 km a délka přibližně 300 km. Od začátku terciéru prošel několika fázemi vulkanické aktivity. (Geissler, 2005).

2.1 Libá - Ztracený rybník a Bažina

Ztracený rybník a Bažina jsou sousedící morfologické prohlubně kruhového tvaru (Obr. 4), které najdeme cca 5 km západním směrem od obce Hazlov a cca 15 km severozápadním směrem od Komorní hůrky. Průměr prohlubně Ztracený rybník je přibližně 800 m a průměr Bažiny je přibližně 600 m. Jejich hloubka je cca 30 m pro Ztracený rybník a cca 20 m pro Bažinu. Obě deprese leží těsně vedle sebe, odděleny jsou pouze úzkým hřbetem širokým cca 100 m.



Obr. 4 Digitální model reliéfu a topografická mapa zájmové lokality. Ztracený rybník je větší, jižní, deprese, zatímco Bažina se nachází severovýchodně od něj a je výrazně menší. (Topografický podklad GS AČR a digitální model reliéfu 5. generace (Brázdil et al., 2016).



Obr. 5 Schematická geologická mapa západní části Českého masivu. Očíslované struktury jsou (1) Doupovský vulkanický komplex, (2) ohárecká jednotka, (3) Nejdecko-Eibenstocký pluton, (4) Slavkovská jednotka, (5) Kladská jednotka, (6) Mariánsko-lázeňský komplex, (7) Tepelské krystalinikum, (8) Sv. Kateřina/Reitzenheinská struktura, (9) Altenberžský blok a (10) Tepelsko-Barrandienská jednotka. Převzato z Mlčocha a Konopáska (2010).

Lokalita Ztracený rybník byla vyhlášena jako přírodní rezervace (PR) v letech 1997/1998 za účelem ochrany rašeliniště, které vyplňuje místní kruhovou depresi. Rozloha chráněného území je 11,43 ha. Pramení zde Libský potok. Na místě původně skutečně býval rybník, jeho hráz je dodnes k nalezení na jižním okraji chráněné oblasti. Rezervace je součástí Přírodního parku Smrčiny. (Česká geologická služba, 2020)



Obr. 6 Mapa zlomů v oblasti západních Čech. Silnými nepřerušovanými liniemi jsou vyznačeny velké hlubinné zlomy, slabšími menší zlomy. Linie tvořená čerchovanou čarou označuje státní hranici. Obec Hazlov a její okolí leží poblíž křížení dvou zlomových pásem; mariánskolázeňského zlomového systému s orientací SSZ-JJV a oháreckého riftu s orientací ZJZ-VSV. Převzato z Misař a kol., 1983.

Z geologicko-tektonického pohledu oblasti dominuje SSZ-JJV orientovaný tachovský zlom (Obr. 6), na který je vázán nejen maar Libá, ale také pleistocenní vulkány strombolského typu Komorní a Železná hůrka (Hošek, 2019). Tachovský zlom zřejmě také podmiňuje dva (rovněž kvartérní) maarové vulkány v bezprostřední blízkosti Libé - maar Mýtina (Mrlina et al. 2009) a maar Neualbenrueth (Rohlmüller et al., 2017), který leží jižně od Chebu nedaleko německých hranic.

2.2 Historie geofyzikálního průzkumu na lokalitě Libá

Na lokalitě již několik let probíhá měření pod vedením RNDr. Jana Mrliny, PhD., který zde spolu se svým pracovním týmem provádí magnetometrická a gravimetrická měření (Mrlina, 2019). V posledních dvou letech zde také provádí geofyzikální (magnetometrická a geoelektrická měření) a geologické práce tým pracovníků z Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy a České geologické služby (Hošek et al., 2019). Jedním z výstupů těchto měření je i tato práce. Na přítomnost možných maarových struktur (morfologicky výrazné kruhové deprese) jsme byli upozorněni Mgr. Tomášem Hrochem z České geologické služby (ústní sdělení, 2018).

3 Principy použitých geofyzikálních metod

3.1 Magnetometrie

Magnetické pole popisujeme pomocí magnetické intenzity H a vektoru magnetické indukce B . Vztah mezi těmito dvěma veličinami je

$$B = \mu H,$$

kde μ je permeabilita prostředí. Magnetická intenzita H popisuje působení magnetického pole na jednotkový náboj v prostředí o permeabilitě μ . Počítá se ale pouze působení vnějšího pole, zatímco k magnetické indukci B se započítávají i povrchové a objemové složky magnetické síly materiálu (Everett, 2013). Rozdíl mezi těmito dvěma veličinami je také možné popsat tak, že intenzita magnetického pole H je stejná jako vektor magnetické indukce B , pokud se jedná o nemagnetizovatelné prostředí. Pokud půjde o magnetizovatelné prostředí, magnetické vlastnosti tohoto prostředí ovlivní velikost vektoru magnetické indukce B , ale neprojeví se na velikosti intenzity magnetického pole H (Lowrie, 2007).

Důležitou charakteristikou magnetického pole je nemožnost existence monopolů. Zdrojem magnetického pole může být pouze dipól. To je popsáno druhou Maxwellovou rovnicí, která v diferenciálním tvaru vypadá následovně:

$$\operatorname{div} B = 0.$$

Tento zákon říká, že magnetické pole je vírové, na rozdíl od elektrického pole, které je potenciálové. Siločáry magnetického dipólu tak mají podobu uzavřených smyček, zatímco elektrické pole bodového zdroje proudu je radiální.

3.1.1 Magnetické vlastnosti materiálů

Magnetické vlastnosti materiálů závisí na magnetickém momentu přítomných atomů nebo iontů. Ten je dán spinem elektronu, který ve svém orbitu není doplněn druhým elektronem o opačném spinu, který by tento moment vyvážil na nulu. Částice jsou v pevných látkách uspořádány do pravidelných mřížek, které jsou svou symetrií a velikostí určující pro magnetické vlastnosti pozorovaného materiálu. Tato charakteristika se označuje jako magnetická susceptibilita. Podle jejích hodnot je možné rozdělit materiály do třech základních skupin; materiály diamagnetické, paramagnetické a feromagnetické. V našem případě budou pro magnetometrii hrát největší roli materiály feromagnetické.

Magnetická susceptibilita diamagnetických materiálů nabývá nízkých záporných hodnot. Když takovými materiály prochází magnetické pole, dochází v nich ke vzniku magnetizace opačného směru. Tato charakteristika je výrazná u materiálů, kde jsou všechny elektrony v orbitalech spárované s elektrony s opačným spinem. Diamagnetické vlastnosti se objevují u všech materiálů, u některých jsou ovšem zastíněny silnějšími paramagnetickými nebo feromagnetickými projevy.

U paramagnetických materiálů jsou hodnoty magnetické susceptibility nízké a kladné, působící magnetické pole tedy nezeslabují, ale ani zdatně nezesilují. Magnetické momenty atomů jsou v tomto případě orientovány náhodně a chování v magnetickém poli se liší v závislosti na teplotě materiálu, kde je nejvýznamnějším bodem Curieova teplota (T_c , teplota, při které dochází k fixaci směru magnetických domén) pozorovaného materiálu.

Feromagnetické materiály se dají dále rozdělit do tří podskupin. Pro první skupinu se ponechává název feromagnetické látky a patří sem např. železo nebo nikl. Struktura takových látek dovoluje pohyb volných elektronů a magnetické pole se v takové struktuře výrazně zesiluje. Po vystavení feromagnetické látky dostatečně silnému magnetickému poli dochází k její magnetické saturaci, a po odstranění tohoto pole si feromagnetická látka uchovává magnetický moment odpovídající orientaci a úměrný síle pole, kterým byla magnetizace vyvolána. Magnetická susceptibilita těchto látek je vysoká a jejich magnetické projevy velmi výrazné. Zbývající dvěma podskupinami jsou antiferomagnetické a ferrimagnetické materiály. Jde zpravidla o oxidy železa. Změna magnetického momentu zde probíhá pomocí přesunu elektronů kyslíkového iontu. Takový proces se nazývá nepřímá výměna (indirect exchange) (Lowrie, 2007).

3.1.2 Typy magnetizace

Magnetizace hornin je měřitelná veličina. Může mít původ v různých fázích vývoje horniny, záleží také na horninovém typu. Celkové magnetizaci, kterou si hornina nese od svého vzniku a svým vývojem a kterou měříme magnetometrem, se říká remanentní magnetizace. Podle typu vzniku ji můžeme rozdělit do několika kategorií, které jsou dále rozebírány níže. Remanentní magnetizace je způsobena přítomností feromagnetických minerálů v hornině. Vlastní magnetizace hornin, kterou si hornina nese z procesu svého vzniku a která nebyla změněna následnou manipulací, se nazývá přirozená remanentní magnetizace (NRM, natural remanent magnetization). Geologicky významné složky NRM jsou známé svým vznikem. Tato magnetizace je zpravidla velmi stabilní a může si své vlastnosti udržet velice dlouhou dobu.

NRM se dá rozdělit na primární a sekundární remanentní magnetizaci. Primární magnetizací se označuje magnetizace, kterou hornina získala v době svého vzniku, například při chladnutí magmatických hornin nebo při usazování hornin sedimentárních, sekundární magnetizací je pak označována magnetizace získaná při změnách již vzniklé horniny, lze sem zařadit například změny magnetizace při alteraci, zvětrávání nebo manipulaci s horninou v laboratorním prostředí.

3.1.2.1 Termoremanentní magnetizace (TRM)

Nejdůležitějším typem remanentní magnetizace u magmatických a vysokostupňových metamorfních hornin je termoremanentní magnetizace (TRM). Tyto horniny tuhnou při teplotách, které leží vysoko nad Curieovou teplotou feromagnetických minerálů, které se v takových horninách vyskytují. Většinou se jedná o magnetit, jehož Curieova teplota T_c je 578 °C, a hematit, u něž je tato teplota rovna 675 °C (Lowrie, 2007). Jakmile teplota horniny překročí Curieovu teplotu přítomného minerálu, zafixuje se TRM do doby, než je tato teplota překročena znovu. Pak dojde k přepsání magnetizace podle aktuálních vlastností magnetického pole působícího na horninu. Pokud nebude přítomné žádné magnetické pole, bude magnetizace zrn orientována zcela nahodile. Ani při přítomnosti magnetického pole ale nebude magnetické pole všech zrn pravděpodobně orientováno stejným směrem. Četnost zrn, které mají orientaci magnetického pole shodnou s magnetickým polem okolí, bude přímo úměrná síle působícího magnetického pole.

Magnetická nestabilita materiálu ohřátého nad Curieovu teplotu je způsobena vysokou tepelnou energií, která je větší než energie magnetická a má schopnost náhodně přehazovat orientaci magnetického pole jednotlivých zrn.

Pokud se v hornině bude vyskytovat širší spektrum feromagnetických minerálů s různou T_c , velikostí zrn a dalšími určujícími charakteristikami, a vnější magnetické pole bude působit pouze část doby, kdy je toto pole přejímáno tuhoucím materiálem, bude toto pole zachyceno pouze v zrnech, které prošly bodem, kde dochází k fixaci pole, předtím než pole přestalo působit. Takové magnetizaci říkáme částečná termoremanentní magnetizace (pTRM, partial thermoremanent magnetization).

Termoremanentní magnetizace je velice stabilní a silná a hornina si ji uchovává po velmi dlouhou dobu, a to i pokud se s tímto tvrzením budeme pohybovat v geologickém časovém měřítku.

3.1.2.2 Sedimentární remanentní magnetizace (DRM)

Sedimentární remanentní magnetizace (DRM, depositional remanent magnetization) je významná pro sedimentární horniny, které pro tuto práci nejsou stěžejní, patří jí tedy jen kratší zmínka. Tento typ magnetizace vzniká při procesu ukládání zrn sedimentární horniny zpravidla ve vodním prostředí, kde se jednotlivá zrna s vlastním magnetickým momentem orientují podobně jako jehla kompasu tak, aby byl jejich magnetický moment souhlasný s magnetickým polem prostředí. Vzniká tak sedimentární hornina s převažující magnetizací tohoto směru.

3.1.2.3 Chemická remanentní magnetizace (CRM)

Chemická remanentní magnetizace (CRM, chemical remanent magnetization) se zpravidla započítává mezi sekundární typy magnetizace. Vzniká většinou při chemické alteraci minerálů nebo při jejich vzniku srážením z roztoku. Jako příklad lze uvést vysrážení hematitu z vody nasycené ionty železa (Lowrie,

2007). Takto nově vysrážené minerály mají novou magnetizaci rozdílnou od magnetizace horniny, na které vznikají, pokud při jejím vzniku působilo v okolí magnetické pole s jinými vlastnostmi.

Existují i další typy remanentní magnetizace, např. izotermální remanentní magnetizace (IRM), viskózní remanentní magnetizace (VRM) nebo piezoremanentní magnetizace (PRM), které ale nejsou důležité pro vysvětlení problematiky, kterou se tato práce zabývá, a není tak třeba je tu dále popisovat.

3.1.3 Protonový magnetometr

Protonový magnetometr je v současnosti pravděpodobně nejběžnějším přístrojem pro měření velikosti geomagnetického pole. Základem principu funkce protonového magnetometru je vlastní spin vodíkového jádra, tedy protonu. Magnetický moment vodíkového jádra je totiž úměrný úhlovému momentu jeho spinu. Hodnota magnetického momentu jádra se nazývá jaderný magneton, jde o analogii k Bohrovu magnetonu, který popisuje magnetický moment elektronu. Vztah mezi magnetickým momentem a úhlovým momentem spinu je známá konstanta γ_p , která se nazývá gyromagnetický poměr. Hodnota této konstanty je

$$\gamma_p = 2,67513 \times 10^8 s^{-1} T^{-1}.$$

(Lowrie, 2007)

Konstrukce protonového magnetometru není složitá. Jedná se o nádobu s tekutinou, která má vysoký obsah vodíku, omotanou cívkou (solenoid). Tato cívka slouží k vyvolání umělého homogenního magnetického pole v řádech desítek mT, čímž způsobí, že se spiny vodíkových jader v nádobě přeorientují do směru tohoto uměle vyvolaného silného pole. Toto uměle vyvolané pole je přibližně 200x silnější než přirozené pole Země a jeho orientace je ve směru V-Z, čímž je na přirozené pole víceméně kolmá. Po vypnutí cívky umělé magnetické pole zmizí a protony začnou provádět precesní pohyb na tzv. Larmorově precesní frekvenci f , která je přímo úměrná velikosti měřeného pole B_t :

$$B_t = \frac{2\pi}{\gamma_p} f.$$

(Lowrie, 2007)

Velikost magnetického pole Země je přibližně 30 000 - 60 000 nT, čemuž odpovídají frekvence 1250 - 2500 Hz. Přístroj měří velikost totálního magnetického pole s přesností na přibližně 1 nT (Lowrie, 2007), doba měření na jednom bodě se pohybuje v řádu prvních sekund.

3.1.4 Overhauserův jev

Magnetometr využívající Overhauserův jev pracuje na podobném principu jako protonový magnetometr, ovšem s tím rozdílem, že jsou do tekutiny přidány volné radikály. Na takovou tekutinu potom stačí použít vysokofrekvenční zdroj, který dokáže přeorientovat magnetický moment volných radikálů. K tomu stačí slabší umělé magnetické pole, než by bylo potřeba vyvolat při jejich absenci (např. v případě protonového magnetometru). Ty potom pomocí Overhauserova jevu dokážou změnit magnetický moment vodíkových jader v tekutině do směru pole vyvolaného zdrojem. Měření totálního vektoru magnetického pole probíhá podobně jako u protonového magnetometru. U tohoto typu magnetometru je možné provést i několik měření během jedné sekundy, zatímco klasický protonový magnetometr potřebuje mezi jednotlivými záměry delší časový odstup. Jedním z důvodů je i ten, že vysokofrekvenční elektromagnetické pole, použité pro přeorientování volných radikálů, může být zapnuté i během měření, protože měřenou hodnotu geomagnetického pole neovlivňuje. Pro tento typ magnetometru je také dostačující slabší zdroj, protože pro vybudování dostatečně silného magnetického pole není potřeba tolik energie. Přístroj má přesnost měření asi 0,1 nT, což je lepší než u standardního protonového magnetometru (Li et al., 2016).

3.2 Elektrické odporové profilování (ERT)

Metoda ERT využívá uměle vyvolaného stacionárního elektrického pole v zemi. Pole je zavedeno pomocí jedné nebo dvou proudových elektrod, jednou proud vchází, druhou vychází. Tyto elektrody považujeme za bodové zdroje, jejich rozměry jsou malé v porovnání s rozměry uspořádání. Měřenou veličinou je potenciál V (resp. rozdíl potenciálů) měřený pomocí jedné nebo dvou potenciálových elektrod. Posunováním uspořádání po profilu zjišťujeme změny potenciálu ve směru profilu. Změnou vzdálenosti proudových elektrod ovlivňujeme objem vzorkované horniny -- hloubkový dosah. Ten je v první aproximaci pro homogenní prostředí možno považovat za cca $\frac{1}{4}$ rozestupu proudových elektrod.

Stacionární elektrické pole není proměnné v čase. To znamená, že z Maxwellových rovnic popisujících chování elektromagnetického pole vypadnou všechny složky, které popisují jakoukoli změnu v čase. Elektrický potenciál je možno popsat jako

$$E = -grad V$$

kde \mathbf{E} je intenzita elektrického pole a V je potenciál. Grad značí gradient, dá se také popsat operátorem nabla ∇ , tedy parciálními derivacemi ve směrech x , y a z .

$$\nabla\phi = grad \phi = \left(\frac{\delta\phi}{\delta x}, \frac{\delta\phi}{\delta y}, \frac{\delta\phi}{\delta z}\right)$$

Popis rozložení potenciálu vychází z Ohmova zákona. Jeho diferenciální tvar je

$$J = \gamma E$$

kde \mathbf{J} je zdrojový proud a γ je elektrická vodivost. Zdroj je v případě své absence roven nule, po dosazení dostaneme

$$div J = -div(\gamma * grad E) = -\gamma * \Delta V = 0$$

To znamená, že pro potenciál platí Laplaceova rovnice

$$\Delta V = 0$$

Potenciál bodového zdroje se dá vyjádřit jako

$$V = \frac{I * \rho}{4 * \pi * r}, r \neq 0$$

kde r je vzdálenost od zdroje, I je proud, ρ je měrný odpor prostředí.

Hraniční podmínky pro takovou úlohu jsou dvě. První říká, že poměr hodnot potenciálu na dvou různých místech je přímo úměrný poměru vodivosti těchto míst.

$$\gamma_1 * \frac{\Delta V_1}{\Delta n} = \gamma_2 * \frac{\Delta V_2}{\Delta n}$$

kde n je normála k hraniční ploše.

Druhá hraniční podmínka říká, že rozdíl potenciálů odpovídá napětí na rozhraní U_e . Takové napětí se dá přisuzovat uměle vzniklé nebo spontánní polarizaci, ovšem za předpokladu homogenního prostředí se hodnota tohoto napětí rovná nule.

$$V_1 - V_2 = U_e$$

3.2.1 Uspořádání elektrod

Uspořádáním elektrod je míněno jejich rozmístění na povrchu. Profilování znamená pohyb elektrod po povrchu. Tím pádem můžeme elektrody rozdělit na elektrody stabilní, které se v průběhu měření nepohybují, a elektrody pohyblivé, které se pohybují při zachování vzájemné vzdálenosti. Elektrody, kterými je uzemněn zdroj, se nazývají proudové, standardně se (v českých textech) značí písmeny ze začátku abecedy. Elektrody na měření potenciálu nazýváme elektrody měřicí nebo potenciálové a značíme je typicky M, N atd.

Napětí měřené na povrchu se řídí principem superpozice, tj. jde o součet všech přítomných napětí, a za čtyřelektrodového uspořádání ho lze vyjádřit jako

$$\Delta V = \Delta V_{MN}^A - \Delta V_{MN}^B$$

$$\Delta V = V_M^A - V_N^A + V_M^B - V_N^B$$

$$\Delta V = \frac{I * \rho}{2 * \pi} * \left(\frac{1}{MN} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN} \right)$$

V odporově homogenním prostředí můžeme měrný odpor prostředí určit jako

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} * \frac{2 * \pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN}}$$

$$\rho = k * \frac{\Delta V}{I}$$

kde k je konstanta uspořádání

$$k = \frac{2 * \pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN}}$$

V obecně nehomogenním prostředí se z podílu napětí a proudu určí střední hodnota měrného odporu prostředí, která se značí ρ_z a nazývá se zdánlivý měrný odpor. Tím se rozumí odpor homogenního prostředí, na kterém bychom naměřili stejné napětí při stejném uspořádání a zdrojovém proudu. Takto se určuje odpor reálného geologického prostředí:

$$\rho_z = k * \frac{\Delta V}{I}$$

Uspořádání elektrod je možné rozdělit podle jejich počtu. Lze použít dvě, tři nebo čtyři elektrody, do uspořádání se počítají pouze elektrody ležící ve zkoumané oblasti. Toho je docíleno umístěním jedné nebo dvou elektrod ze čtyřelektrodového uspořádání do velké vzdálenosti (tzv. nekonečna) od měřené oblasti. To umožňuje změnit charakteristiku měřeného pole (např. na pole bodového zdroje) a tím pozměnit citlivost uspořádání na hledané struktury. Tyto vzdálené elektrody už se do označení uspořádání nezaznamenávají. Možné je také použít elektrody v jedné poloze jako společné elektrody pro různá uspořádání. Takovému měření pak říkáme kombinované profilování. Vždy platí princip vzájemnosti elektrod, které říká, že je možné prohodit potenciálové elektrody za proudové při zachování jejich polohy a dosáhnout stejných výsledků.

Důležitým parametrem uspořádání, který musí být vždy uveden spolu s pořadím elektrod, je délka uspořádání, kterou značíme L , pokud v průběhu měření zůstává konstantní, a r , pokud je v průběhu měření proměnná. Dle Karouse (1989) pro potenciálová uspořádání tato hodnota označuje vzdálenost mezi nejbližší proudovou a potenciálovou elektrodou a pro dipólová uspořádání jde o vzdálenost mezi středy dipólů. Neméně důležitým je též označení bodu zápisu. Ten se v českém prostředí sice obecně umísťuje do středu potenčního dipólu MN, ale v zahraničí není pozice bodu zápisu ustálena.

Dvouelektrodové uspořádání skládající se z elektrod A a M s elektrodami B a N v nekonečnu je limitované svým použitím právě kvůli nutnosti nekonečen, které by pro potenciálové měření měly být vzdáleny alespoň na vzdálenost dvaceti L a pro gradientové ve vzdálenosti cca pěti L , a kvůli silnému vlivu šumů na měření, především na nekonečnou potenční elektrodu N.

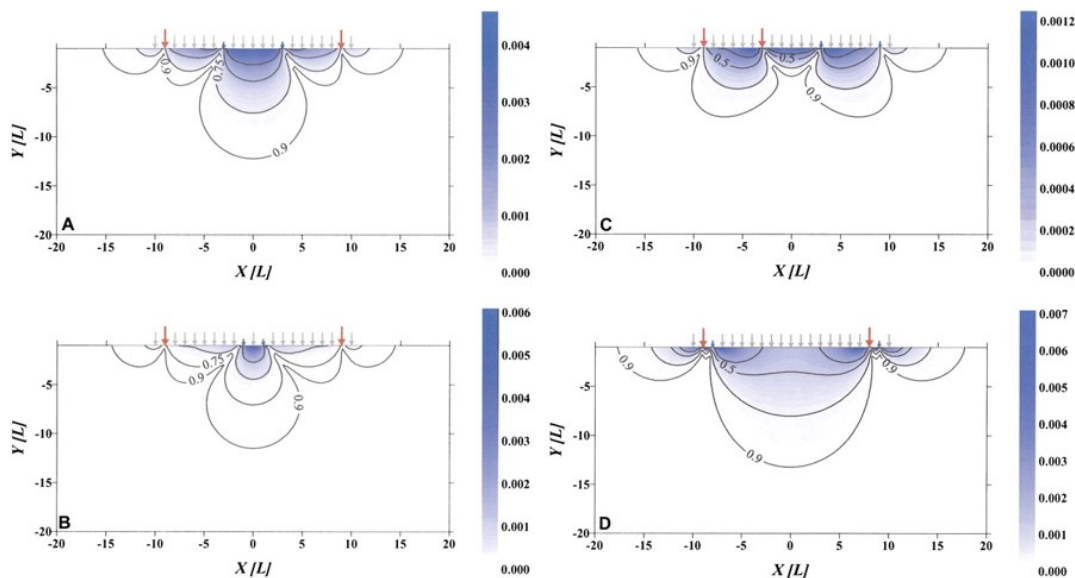
Tříelektrodová uspořádání nabízí větší variabilitu. Využíváme jednu proudovou elektrodu a dvě potenciálové, tedy A, M a N. Druhá proudová elektroda, B, je v nekonečnu. Vzdálenost mezi elektrodami

M a N může být buď stejná jako mezi A a M, pak jde o uspořádání potenciálové, nebo výrazně menší, pak se jedná o uspořádání gradientové a dvojici elektrod M a N v takovém případě nazýváme dipól.

Také u čtyřelektrodových uspořádání pracujeme s potenciálovými i gradientovými verzemi. Potenciálové uspořádání AMNB se nazývá Wennerovo. Podobné mu je Schlumbergerovo s tím rozdílem, že potenciálové elektrody M a N tvoří dipól. Poslední obecnou možností je uspořádání, kde dipól tvoří nejen potenciálové elektrody M a N, ale i proudové elektrody A a B. Tyto se obecně nazývají dipólová uspořádání.

Běžně se používá zapojení i stovek elektrod, které je počítačově kontrolované (Loke, 1999).

Jednotlivá uspořádání se liší rozložením citlivosti v prostření. To lze vyjádřit pomocí funkce citlivosti S . Rozložením této funkce pro jednotlivá uspořádání (Obr. 7) se zabýval např. Furman et al. (2003).



Obr. 7 Citlivostní funkce pro tři základní čtyřelektrodová uspořádání; a) Wennerovo uspořádání, b) Schlumbergerovo uspořádání, c) dipólové uspořádání a d) částečně se překrývající uspořádání. Větší silnější červené šipky označují polohu proudových elektrod, menší šipky ukazují polohy potenciálových elektrod v průběhu měření. Rozložení citlivosti je zobrazení kumulativně, linie označují hladiny 25, 50, 75 a 90%. Barevná stupnice je pro každý případ různá. Převzato z Furman et al., 2003.

Rozložení citlivosti je charakteristické pro každé uspořádání. Wennerovo uspořádání (A) má vysokou citlivost na prostor přímo pod svým středem, jinak je citlivost rozložena poměrně rovnoměrně, k velké změně citlivosti dochází ve vertikálním směru a uspořádání je tak vhodné pro zjišťování horizontálních rozhraní. Schlumbergerovo uspořádání (B) je nejcitlivější v oblasti přímo pod párem měřicích elektrod v ostatních místech je citlivost spíše nízká. Citlivost se mění v horizontálním i vertikálním směru a uspořádání je tak velmi univerzální, vhodné pro mapování vertikálních i horizontálních rozhraní. V uspořádání dipól-dipól (C) je citlivost nejvyšší pod proudovým a měřicím dipólem, a v oblasti mezi dipóly spíše nižší. Oblast ohraničená hranicí 90% je poměrně malá, toto uspořádání má obecně nízký

poměr signálu k šumu a vysokou citlivost v oblasti blízko povrchu. Ke změně citlivosti dochází především v horizontálním směru a uspořádání je tak vhodné především pro mapování vertikálních kontaktů.

3.2.2 Přechodový odpor elektrod

Přechodový odpor elektrod vzniká na kontaktu elektroda-země a jeho největší složkou je tzv. přechodový odpor uzemnění. Tím se označuje odpor prostředí od elektrody do nekonečna. Během měření se snažíme přechodový odpor minimalizovat, protože snižuje množství proudu zaváděného do Země a tím výrazně zvyšuje chybu měření. Vlastní elektrody jsou vyrobeny z vysoce vodivých slitin kovu a jejich vlastní odpor je tak možné považovat za zanedbatelný. Pro pohyblivé elektrody, které zarážíme do země, je vhodné použít elektrody tyčového tvaru. Pro stabilní elektrody se volí zavrtávané elektrody se šnekovitým zakončením. Přechodový odpor je podle Ohmova zákona

$$R_u = \frac{V_0}{I}$$

Snížení přechodového odporu elektrody můžeme dosáhnout několika kroky. Je možné použít větší elektrody (resp. zarazit elektrodu hlouběji) nebo zajistit snížení odporu prostředí např. zalitím okolí elektrody vodou. Další možností je využití většího množství elektrod. Ty ale od sebe musí být zaraženy na vzdálenost větší, než je hloubka jejich zaražení. Pokud by se elektrody dotýkaly, sdílely by přechodový odpor a nezměnilo by se nic. Pokud ale budou v dostatečné vzdálenosti, bude odpor pro dvě elektrody poloviční než pro jednu.

Měříme malá napětí, a tak budou výsledky snadno ovlivňovat různá rušivá pole. Hlavním zdrojem těchto rušivých polí je vlastní polarizace elektrod. Zdrojem napětí mezi elektrodou a prostředím je elektrochemická reakce mezi roztoky solí v půdě a kovovým povrchem elektrody. Toto napětí se v čase ustaluje, jeho hodnoty mohou dosahovat stovek mV. Odstranění tohoto rušení se dosahuje použitím elektrod vyrobených z vhodných kovů nebo slitin, např. nerezové oceli nebo mosazi. Dalším zdrojem nežádoucích vlivů jsou průmyslová elektrická pole, např. železnice nebo rozvod vysokého napětí, s největší amplitudou na frekvenci 50 Hz. Mezi další rušivá pole pro geoelektrické metody obecně patří variace magnetotelurického pole Země, indukce mezi proudovým a měřicím okruhem, pokud je vzdálenost mezi nimi příliš malá nebo vyzvaná polarizace prostředí.

Stacionární rušivé vlivy lze vyrovnat pomocí kompenzátoru polarizace či použitím měřicích pulsů s opačnou polaritou. Pro potlačení časově proměnných rušivých vlivů lze využít frekvenční filtraci a opakovaného měření, většinou se využívá kombinace těchto dvou metod.

Vliv indukce u stejnosměrných metod lze odstranit tím, že mezi zapnutím proudu a změřením hodnoty napětí necháme dostatečný časový odstup, za který se hodnoty proudu a napětí ustálí.

Projev polarizace prostředí u odporových metod přesahuje první procenta pouze v anomálních oblastech.

Měřené napětí závisí na celkovém odporu měřicího okruhu, který se skládá mimo jiné z přechodového odporu uzemnění, který je vhodné držet co nejnižší, a vstupního odporu měřicí aparatury, který má být vysoký.

3.3 Přechodové jevy

Doba rozvoje metod využívajících přechodových jevů byly především 50. a 60. léta 20. století. V SSSR se v 60. letech využívaly k průzkumu hlubokých sedimentárních pánví.

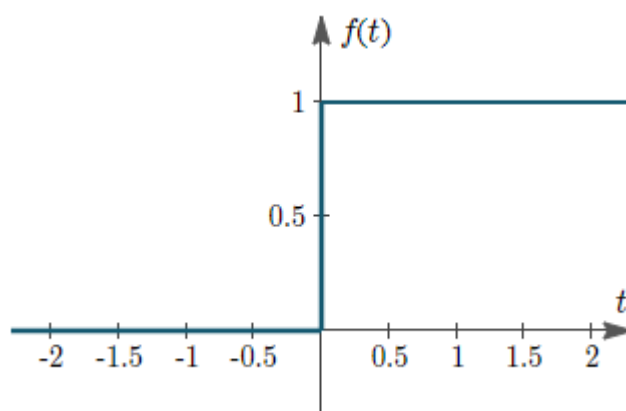
3.3.1 Teorie přechodových jevů

Přechodové jevy patří mezi elektromagnetické indukční metody. Místo uzemněných elektrod zde jako zdroj i přijímač využíváme izolované smyčky či cívky. Po zapnutí nebo vypnutí zdrojové cívky dochází při šíření elektromagnetického pole ke vzniku sekundárního magnetického pole v okolních vodivých objektech skrze působení elektromotorického napětí (Obr. 9). Z měřicí cívky se odečítá vliv známého primárního elektromagnetického pole a pracuje se pouze s odezvou od vodiče. Signál se registruje v časové oblasti, z velikosti měřeného pole lze určit vodivost, která je jí úměrná. Obecně platí přímá úměra mezi délkou času měření a hloubkovým dosahem a mezi velikostí odezvy a vodivostí podpovrchových struktur. Pro běžné mělké průzkumy (hloubkový dosah v řádu 100-200 m) se nejvyšší časy měření pohybují v řádu tisícín sekundy (Obr. 8).

Jako signál uvažujeme v teorii puls ve tvaru Heavisideovy funkce, kde pole existuje po zapnutí proudu ve zdroji. Ta je v integrálním tvaru vyjádřena jako

$$I(t) = I_0 * H(t) = \frac{I_0}{2 * \pi} * \int_{-\infty}^{\infty} \frac{e^{-i\omega t}}{-i\omega} d\omega = I_0 \text{ pro } t \geq 0, 0 \text{ pro } t < 0.$$

(Karous, 1989)

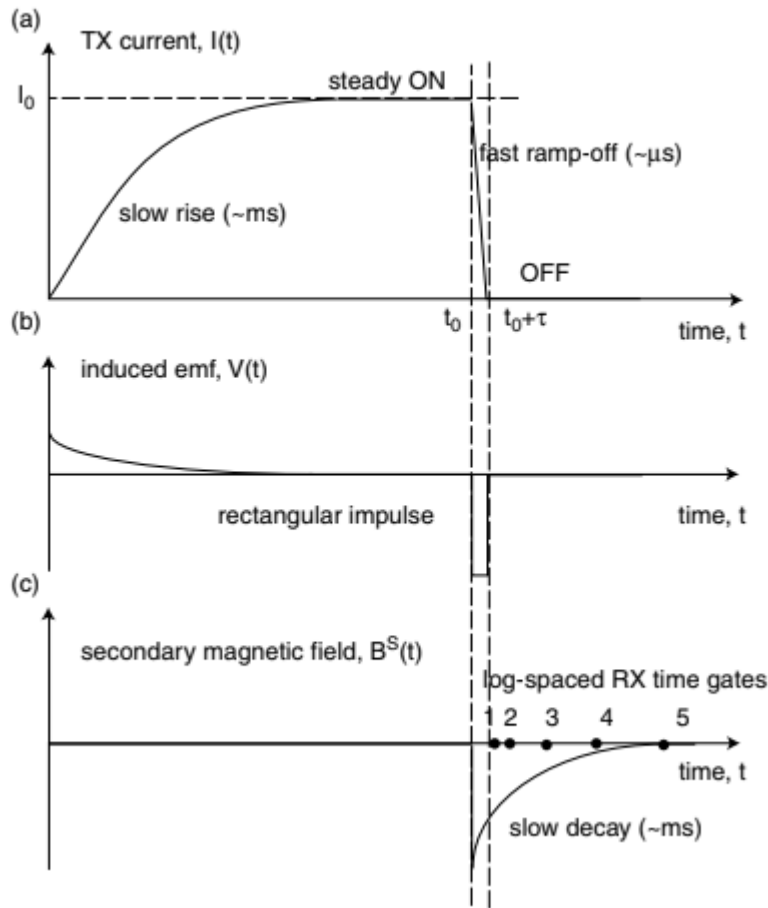


Obr. 8 Heavisideova funkce, kterou se v teoretickém ideálním případě simuluje signál přechodových jevů. (Zdroj: Interactive Mathematics, 2020)

Vznik měřeného sekundárního elektromagnetického pole popisuje druhá Maxwellova rovnice (Faradayův zákon).

$$\text{rot}H = -\frac{\delta B}{\delta t},$$

kde H je intenzita magnetického pole a B je vektor magnetické indukce (Karous, 1989). Popisuje právě vznik elektromotorického napětí a indukci sekundárního magnetického pole, která má opačný směr a polaritu ke změně primárního elektromagnetického pole, jež ho vyvolala.



Obr. 9 Typický tvar a odezva signálu v časové oblasti. Signál s pomalým nástupem a rychlým vypnutím (v řádech μs). V části (a) je průběh proudu na vysílací smyčce, v části (b) průběh indukovaného elektromotorického napětí a v části (c) indukované sekundární magnetické pole. (Převzato z Everett, 2013)

Z praktického hlediska jsou výstupy metody přechodových jevů zdánlivě velmi podobné výstupům vertikálního elektrického sondování (1D model i podobné hloubkové dosahy). Ve skutečnosti však metoda přechodových jevů stejnosměrné metody velmi dobře doplňuje. Umožňuje, například, velmi dobře zobrazit struktury pod vysokoodporovými vrstvami, které jsou stejnosměrnými metodami zobrazovány jen s velkými potížemi, protože vysokoodporová vrstva nedovoluje elektrickému proudu průchod do hlubších částí řezu. Další výhodou je možnost měření v aridních oblastech, kde se kvůli

vysokému přechodovému odporu jen velmi obtížně dosahuje galvanického spojení mezi elektrodami a geologickým prostředím.

Elektromagnetické pole přechodových jevů poměrně dobře lokalizované pod vysílací smyčkou a je tím tak omezen vliv laterálních nehomogenit. Navíc je vysílací smyčka rozměrově mnohem menší než rozestup proudových elektrod nutný pro dosažení srovnatelných hloubek u stejnosměrných metod. To, ve srovnání se stejnosměrnými metodami, dále snižuje citlivost metody přechodových jevů na boční nehomogenity (Bc. Václav Fait, ústní sdělení, 2020).

Naopak, velkou nevýhodou metody přechodových jevů je její ovlivnění umělými vodiči (jako u každé jiné elektromagnetické metody) a vysoká cena aparatury. Cenový rozdíl je zvláště markantní, pokud si uvědomíme, že aparaturu pro vertikální elektrické sondování je dnes možné snadno vyrobit “na koleně” z komponent a součástek běžně dostupných v elektroprodejnách (nejvyšší cenovou položkou by byl kvalitní voltmetr s vysokým vnitřním odporem s cenou několika tisíc Kč, celá aparatura by šla pořídit do cca deseti tisíc Kč).

4 Použité metody a uspořádání

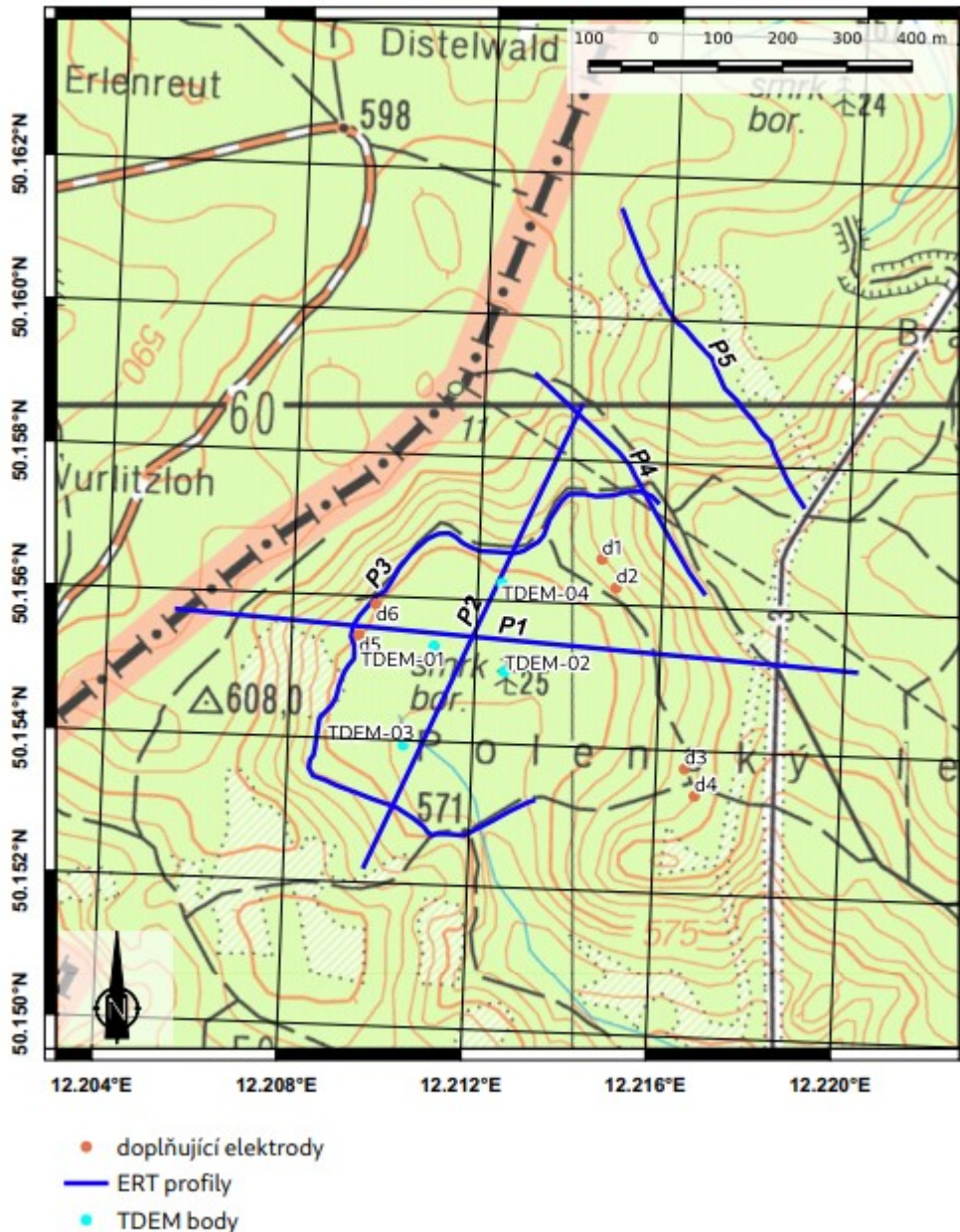
4.1 Magnetometrie

Pokusili jsme se oblast pokrýt měřením tak rovnoměrně, jak to bylo vzhledem k průchodnosti terénu a přítomnosti rušivých objektů (železné pletivo oplocených částí) možné. Kovové oplocenky by mohly negativně ovlivnit výsledky měření, které bylo prováděno kontinuálně, tzn. s automatickými krátkými záměry po 1 s. Využili jsme k tomu dva magnetometry GEM GSM-19 (Geophysical Electromagnetic Systems, Kanada), které měří magnetické pole pomocí Overhauserova efektu. Výška sondy nad terénem byla 2 m. Pozice měřených bodů byly zaznamenávány pomocí GPS přijímače. Variace geomagnetického pole byly měřeny standardním protonovým magnetometrem PMG-2 brněnské firmy SatisGeo.

4.2 Elektrická odporová tomografie (ERT)

Použitý měřicí přístroj byl ARES II od GFInstruments, s.r.o. s výkonem 850 W. Pozice profilů a doplňujících elektrod byla určována GNSS měřením, pro profily 1 až 4 přístrojem ProMark 3 statickou metodou. Průběh profilu 5 byl zaměřen GNSS přístrojem Leica Zeno 20 metodou RTK (Real Time Kinematics).

Rozvržení profilů bylo plánováno s výhledem na využití dat pro 3D inverzi. K tomuto účelu primárně byla také provedena měření metodou dipól-dipól se vzdálenými elektrodami na profilech 3 a 4.



Obr. 10 Podrobná mapa zájmové oblasti. Modrými liniemi je vyznačeno všech pět měřených profilů. Oranžové body vyznačují polohy vzdálených elektrod, které byly využity při měření na profilech 3 a 4. Tyrkysové body vyznačují polohy, na kterých byly měřeny přechodové jevy. (Topografický podklad GS AČR)

Profily 1 a 2 (Obr. 10) byly nataženy v jižní depresi (Ztracený rybník) víceméně kolmo na sebe tak, aby se křížily na dně předpokládaného kráteru. Rozstup elektrod na obou profilech byl 10 m. Délka profilu 1 byla celkem 1070 m, profil 2 měl na délku 830 m. Měřilo se s uspořádáním Wenner-Schlumberger. Hlavním cílem bylo získání obecné představy o stavbě prohlubně, hloubce sedimentů a struktuře okrajů kráteru.

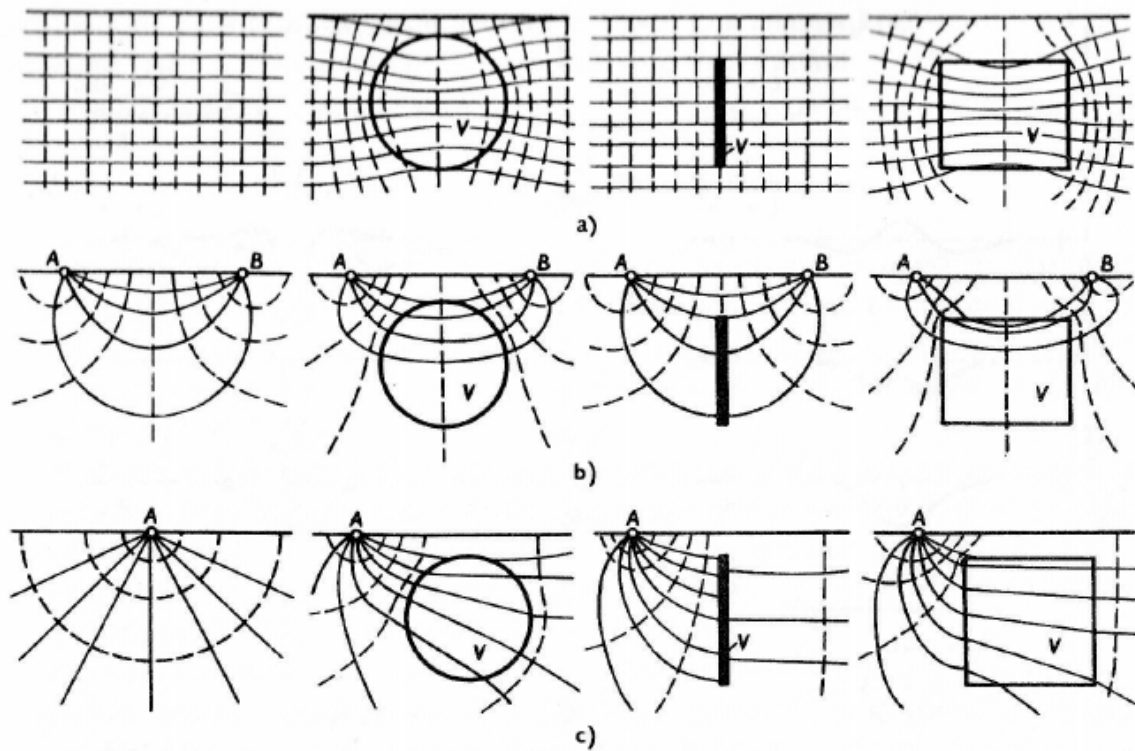
Profil 3 byl natažen po obvodu kráteru. Velká část byla položena souběžně s lesní cestou, která prohlubeň obchází, část vedla skrz starší lesní školku. Elektrody byly rozmístěny s krokem 10 m.

Na profilu bylo nejprve provedeno standardní měření s uspořádáním elektrod dipól-dipól. Neobvyklý tvar profilu pomohl zajistit různou geometrii při použití různých dvojic potenciálových elektrod. Dále byly k profilu byly připojeny dva páry vzdálených proudových elektrod (v “nekonečnu”), které jsou označeny jako D1, D2 a D3, D4. Elektrody v obou párech byly od sebe vzdáleny 50 m. Tyto elektrody se nepohybovaly a sloužily k zlepšení pokrytí centrální a jihozápadní části oblasti měřenými body. Použité schéma bylo v tomto případě dipól-dipól, kdy vzdálené elektrody působily jako proudový dipól AB a páry elektrod na profilu 3 jako měřicí dipóly MN. Ty se po profilu pohybovaly také se vzájemným rozestupem 50 m. Toto měření bylo provedeno mimojiné pro usnadnění spojení profilů do 3D provedení. Celková délka po profilu byla 1235 m.

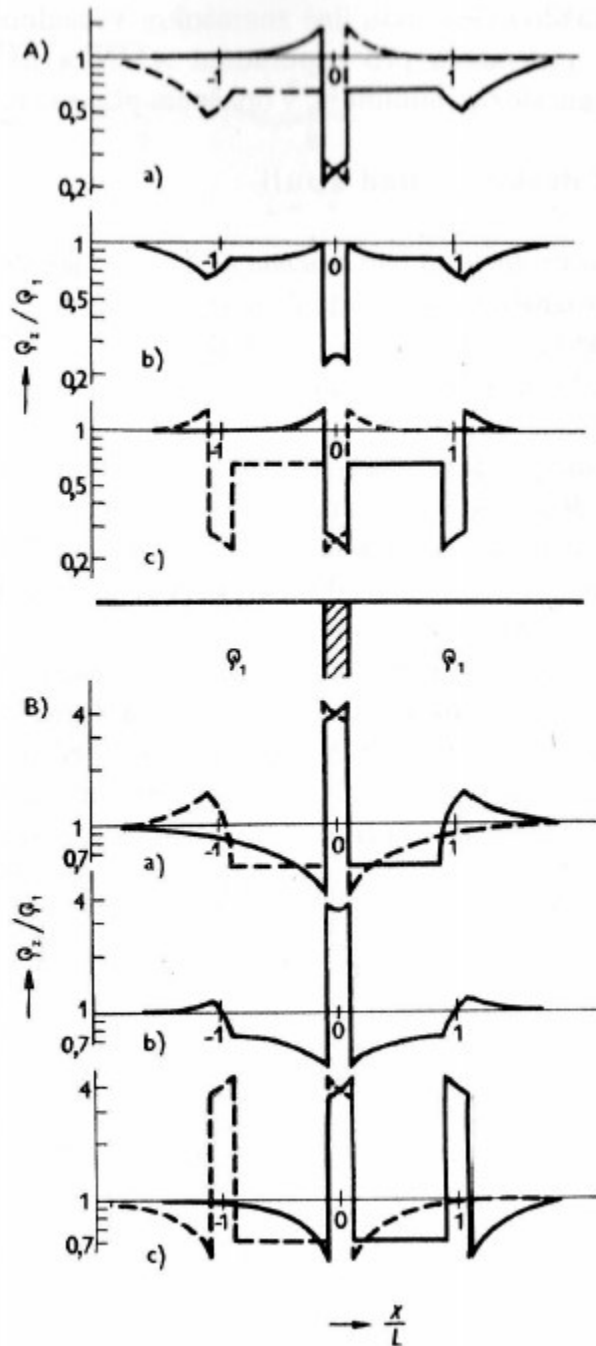
Profil 4 vedl paralelně s hlavní příjezdovou cestou, byl od ní vzdálen pouze několik metrů. Hlavním cílem měření na tomto profilu bylo odhalení hypotetického zlomu spojujícího obě prohlubně. Na profilu bylo provedeno standardní multielektrodové měření s konfigurací elektrod Wenner-Schlumberger. Elektrody na profilu byly rozmístěny s rozestupem 5 m. Také k tomuto profilu byla připojena dvojice vzdálených proudových elektrod označených jako D5 a D6. Vzdálenost mezi těmito dvěma elektrodami byla 50 m. Vzdálené elektrody byly, podobně jako u profilu 3, využity pro měření metodou dipól-dipól. Toto měření sloužilo k, alespoň minimálnímu, pokrytí oblasti mezi předpokládaným dnem maaru a profilem 4 a bylo nápomocné při propojování profilů do 3D modelu. Celková délka profilu byla 435 m.

Profil 5, který byl natažený přes severnější prohlubeň (Bažina), měl rozestup elektrod 5 m a celkovou délku 555 m. Bylo na něm provedeno měření několika metodami (kvůli porovnání jejich výsledků), a to metodou dipól-dipól vedenou po profilu, metodami Wenner-Schlumberger a inverzní Wenner-Schlumberger, metodou středového gradientu a pomocí kombinovaného profilování. Metoda Wenner-Schlumberger a její inverzní varianta se měřily společně kvůli vzájemnému porovnání výsledků těchto dvou metod, které by se v ideálním případě měly shodovat (princip vzájemnosti elektrod). Metodu středového gradientu je možné s výhodou využívat na vícekanálových aparaturách. Metodu kombinovaného profilování, kde se využívá uspořádání pól-dipól a dipól-pól, využíváme kvůli jejímu velkému hloubkovému dosahu a kvůli vysoké citlivosti na odporové nehomogenity v prostředí. Měří se v ní s geometrií bodového zdroje. Protože rozložení citlivosti je platné k velikosti uspořádání a tedy ke vzdálenosti proudových elektrod, mají tyto nehomogenity na měření větší vliv, než je tomu u metod, kde jsou proudové elektrody výrazně blíže k sobě, např. Wenner-Schlumbergerova metoda, viz obr. 11 a 12.

Data získaná na všech profilech byla očištěna o nespolehlivé hodnoty (data s velkou chybou měření, data s velmi malou měřenou hodnotou proudu (pod 1 mA) či napětí (pod 1 mV), data, kde se zdánlivý měrný odpor výrazně lišil od okolních, apod.). Zbylé hodnoty byly invertovány podél profilů ve 2D a následně sloučeny do jednoho datového souboru a invertovány ve 3D. Pro obě inverze byl použit softwarový balík BERT (Günther et al, 2006; Rücker et al. 2006).



Obr. 11 Zkreslení normálního pole vodivou nehomogenitou, a) homogenní proudové pole; b) pole dvou párových elektrod; c) pole bodového zdroje; V - vodič; A , B - proudové elektrody. Z obrázku je možné vypočítat rozdílné působení vodivé nehomogenity na uvedená uspořádání. Deformace proudového pole je pro bodový zdroj zřejmě větší než pro pole dvou párových elektrod, což je důvodem pro časté používání tříelektrodových uspořádání. (Převzato z: Mareš, 1990)



Obr. 12 Křivky φ_z nad tenkou žilou; a) kombinované profilování; b) Schlumbergerovo profilování; c) dipólové osové profilování; A) vodivá žíla; B) nevodivá žíla; L - délka uspořádání. Na obrázku lze porovnat vliv vodivé a nevodivé anomálie na měřené napětí při použití různých uspořádání. Pro kombinované profilování, tedy v případech (a), značí plná čára uspořádání AMN a přerušovaná uspořádání MNB. Průměr křivek kombinovaného profilování by měl odpovídat teoretické křivce Schlumbergerova uspořádání (b). Z případů (a) a (b) je tedy možno vidět, že vliv anomálie má u kombinovaného profilování (a) ostřejší a výraznější průběh než v případě Schlumbergerovy metody (b). Takto se projevuje kvůli menší relativní vzdálenosti anomální struktury k proudové elektrodě při kombinovaném profilování, kde je jedna z proudových elektrod umístěna v nekonečnu. U Schlumbergerova uspořádání jsou obě proudové elektrody umístěny na profilu a vzdálenost mezi nimi je menší. (Zdroj: Mareš, 1990)

V blízké oblasti, která sdílí geologickou stavbu, při geofyzikálním průzkumu maaru Neualbenreauth, byla elektrická odporová tomografie měřena německým týmem vědců. Jako podložní hornina byly na jejich lokalitě horniny krystalinika, křemenný fylit a svor. Z jejich měření můžeme dostat přibližnou představu o měrném odporu těchto hornin v této oblasti. Pro podložní horniny krystalinika byly výsledkem odpory od přibližně 500 Ωm až ke 2000 Ωm a výše. Měrný odpor sedimentární výplně byl mnohem nižší, hodnoty se pohybovaly zhruba v rozmezí 50 - 250 Ωm (Rohrmüller et al., 2018).

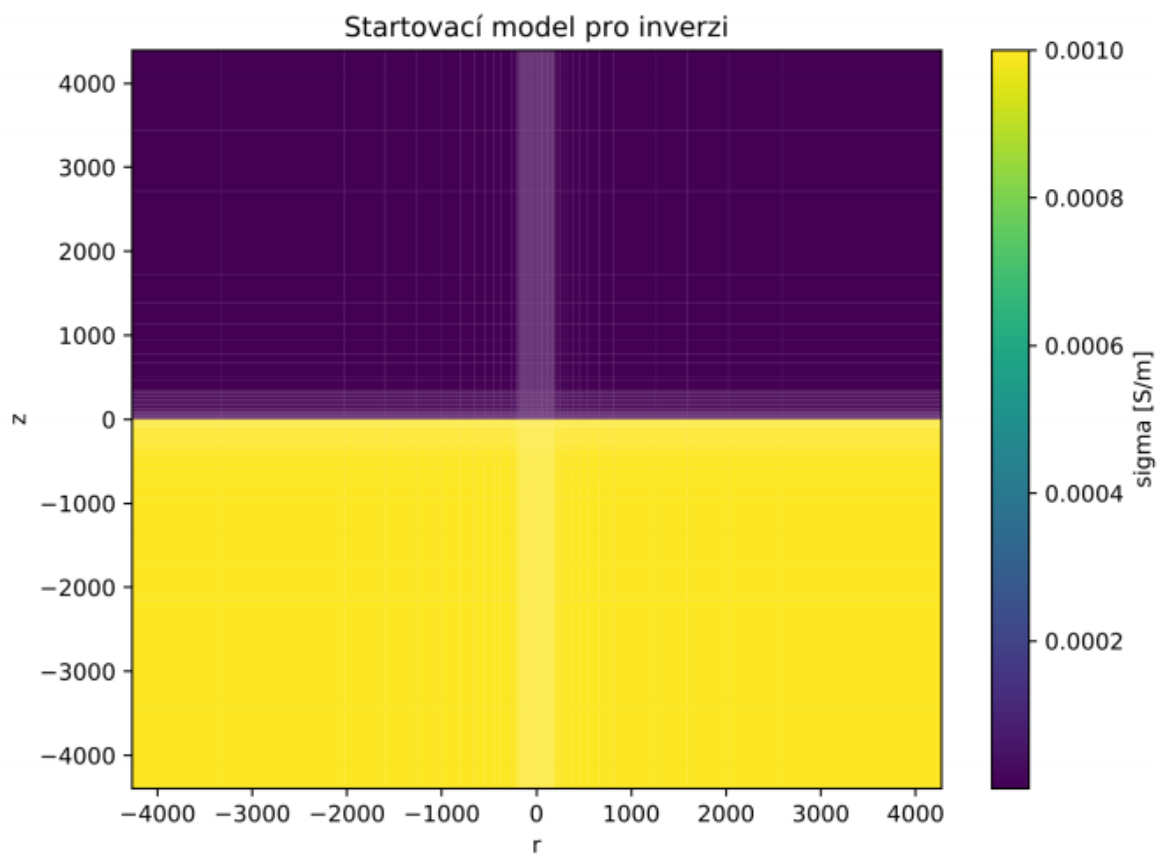
4.3 Přechodové jevy

Metoda přechodových jevů byla zvolena jako doplňková metoda, sloužící především k ověření výsledků ostatních geofyzikálních metod. Nicméně dalším cílem bylo vyzkoušení aplikace této u nás velmi málo používané metody. Aparaturou použitou pro měření byla aparatura WalkTEM švédské geofyzikální firmy ABEM. Jedná se o malou, snadno přenosnou aparaturu určenou pro průzkum hloubek v řádu stovek metrů (dle velikosti vysílací cívky a použitého zdroje proudu). V konfiguraci použité pro toto měření se dal předpokládat maximální hloubkový dosah měření do cca 150-200 m.

Vybrali jsme celkem čtyři místa pro umístění TDEM sond. Body 1 a 2 byly vybrány podle velké mocnosti sedimentů zjištěných při předcházejících měření. Sonda TDEM-01 byla umístěna podle výsledků elektrického profilování. Umístění TDEM-02 bylo vybráno podle v tuto chvíli ještě nezveřejněných výsledků gravimetrického měření, které jsme dostali k nahlédnutí od RNDr. Jana Mrliny, PhD. Umístění leží mimo naše ERT profily v místě, kde je největší mocnost sedimentů podle gravimetrického měření. Bylo vhodné zde zvolit větší rozměr proudové (vysílací) smyčky, abychom se dostali do větších hloubek, i když rozlišení pro malé hloubky nebylo tak dobré. Použili jsme čtvercovou smyčku o velikosti 100x100 m. Body 3 a 4 byly umístěny blíže k okraji maaru, kde mocnost sedimentů už podle jiných měření nebyla tak velká. Potřeba jít do hloubky tedy už nebyla taková, za to bylo vhodné využít větší rozlišení, které nabízí menší rozměr vysílací smyčky. Využili jsme tedy velikost proudové cívky 40x40 m. Tyto dvě sondy měly za účel především ověřit již provedená ERT měření.

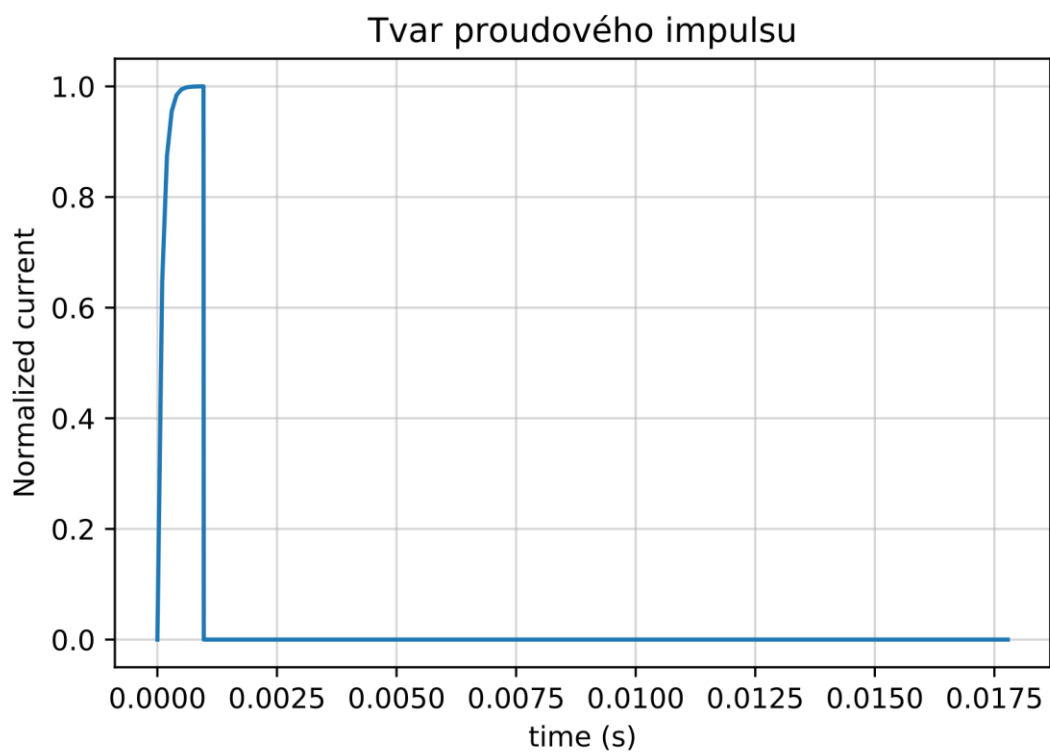
Vysílací i měřicí smyčka byly koncentrické, což je nejběžnější konfigurace při mělkých měřeních. Měření na každém bodě probíhalo opakovaně (čtyřikrát), jednotlivá měření byla průměrována pro dosažení lepšího poměru signál/šum.

Změřená data byla invertována 1D modelem, což je v metodě přechodových jevů standardní postup (podobně jako u vertikálního elektrického sondování, které ostatně metoda přechodových jevů svými výsledky připomíná). Inverzní software byl vytvořen v programovacím jazyce Python pomocí knihovny funkcí SimPEG (Cockett et al. 2015, Heagy et al. 2017) pro výpočet elektromagnetických polí v geofyzice.



Obr. 13 Výchozí model pro inverzi všech TDEM měření (válcové souřadnice). Vzdálenosti na obou osách jsou v metrech.

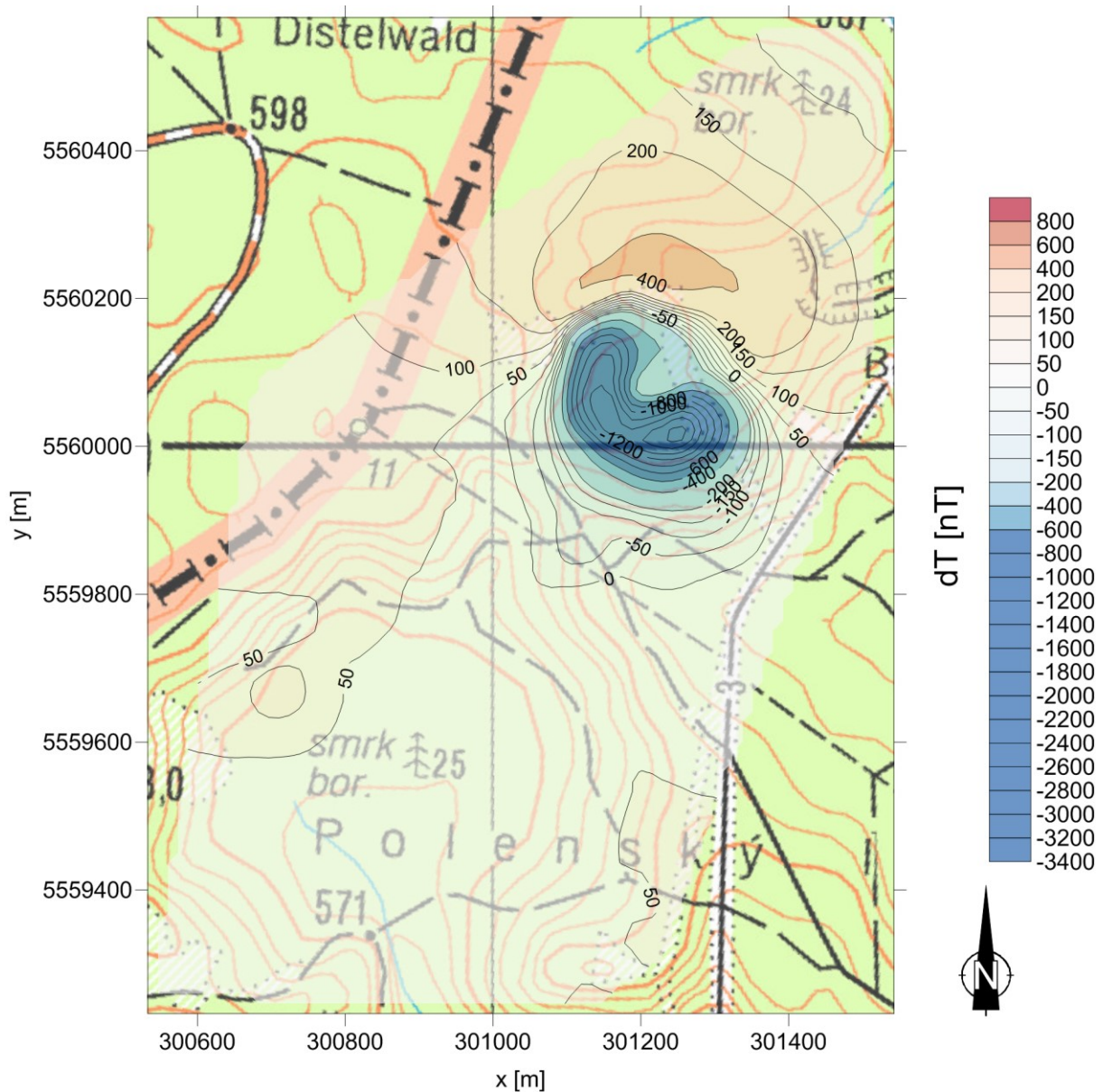
Startovací model pro inverzi je jednoduchý, složený pouze ze dvou poloprostorů, kde horní poloprostor představuje vzduch s vodivostí 10^{-8} S/m a spodní horninové prostředí s vodivostí 10^{-3} S/m (Obr. 13). Proudový impuls (tvar i délka) byl modelován tak, aby se co nejvíce blížil proudovému impulsu používanému aparaturou ABEM WalkTEM (Obr.14).



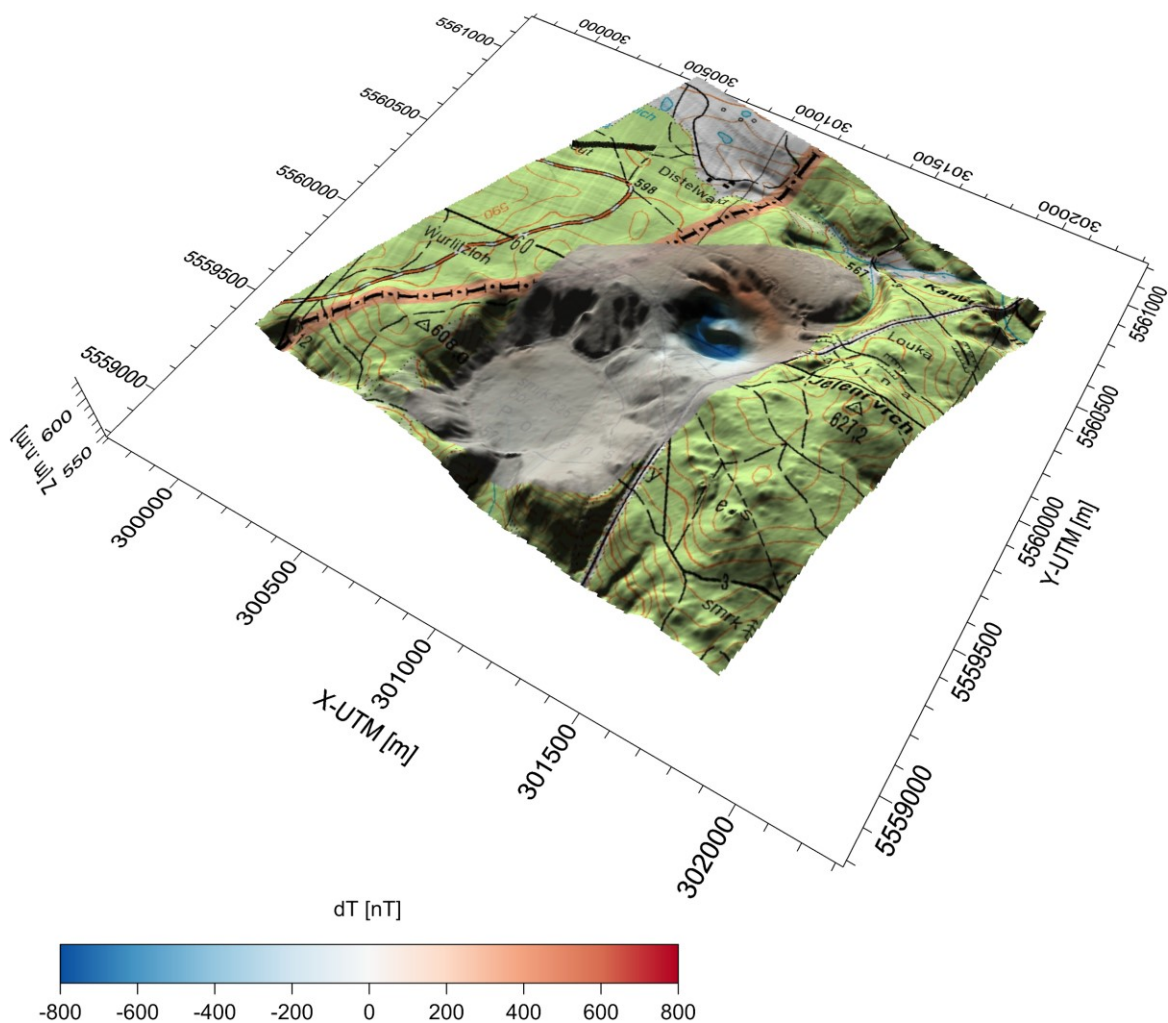
Obr. 14 Tvar proudového impulsu použitého pro výpočty v metodě přechodových jevů.

5 Výsledky a interpretace

5.1 Magnetometrie



Obr. 15 Výsledky magnetometrického měření z obou prohlubní. Ztracený rybník nevykazuje téměř žádnou měřitelnou magnetickou anomálii, což může být způsobeno velkou mocností sedimentů. Bažina má v údolí dobře viditelnou negativní anomálii. Je možné, že ji způsobila bazaltová žíla, která mohla proniknout téměř k povrchu v období inverzní orientace geomagnetického pole. (Topografický podklad GS AČR.)



Obr. 16 Topografická mapa zobrazující magnetickou anomálii na povrchu. Je zřejmé, že v jižnějším kráteru je v porovnání se severnějším kráterem magnetická anomálie zanedbatelná. (Zdroj podkladové mapy: digitální model reliéfu 5. generace (Brázdil et al., 2016), GS AČR)

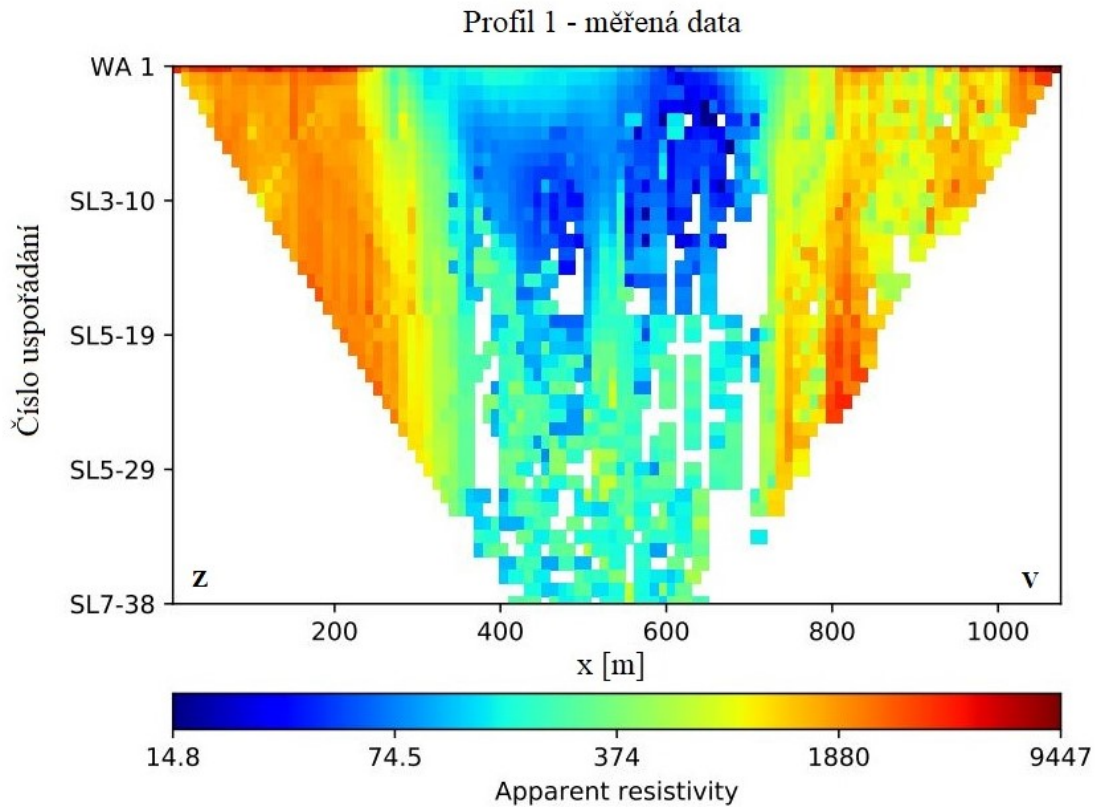
Výsledky magnetometrických měření (Obr. 15, 16) ukázaly očekávanou anomálii pouze v kráteru Bažina. Možným vysvětlením její absence v místě Ztraceného rybníku je velká hloubka bazických intruzí, které se tak na povrchu neprojeví výraznou magnetickou anomálií. Tuto domněnku potvrdilo měření elektrického odporového profilování na profilech 1 a 2, které ukazují velkou mocnost (vodivých) sedimentů (přes 100 m).

Magnetická anomálie v oblasti bažiny má záporný charakter. Bazalty vyvěrající v dnešní době by vykazovaly magnetickou anomálii kladnou. Je to způsobeno tím, že k jejich utužení došlo v opačném režimu magnetického pole Země. Ostrá lokální anomálie může být způsobena vyvěrající žilou bazaltu, která pronikla blízko k povrchu.

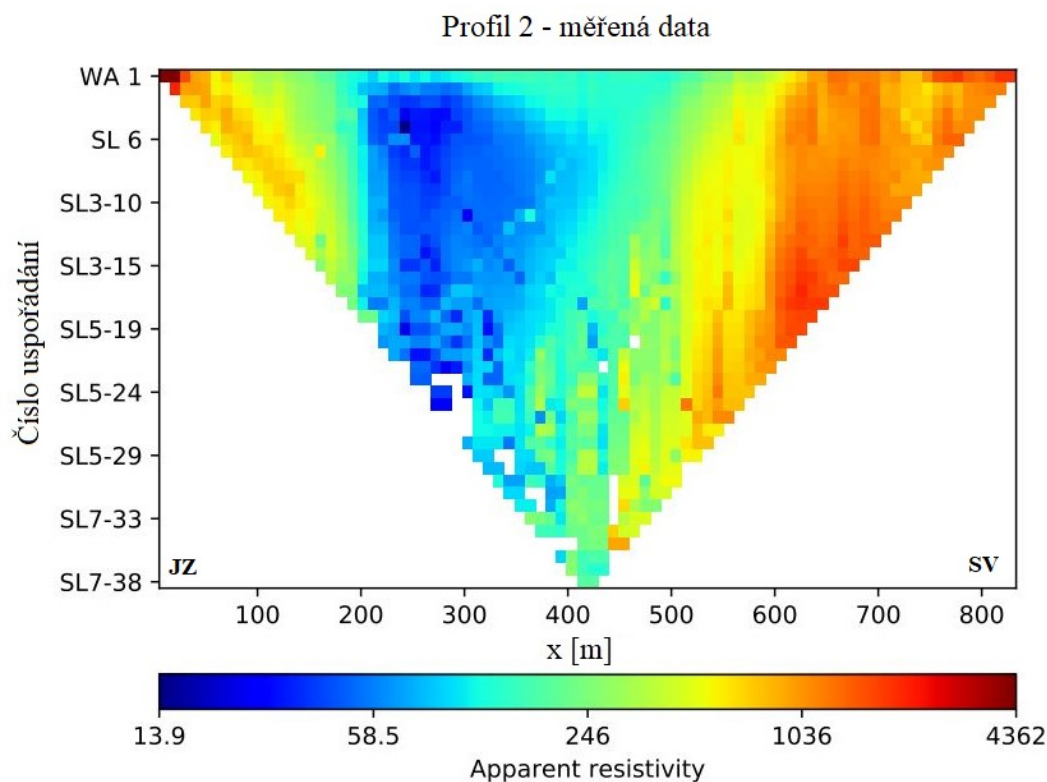
Tyto výsledky magnetometrického měření jsem porovnávala a prodiskutovala s již výše zmiňovaným RNDr. Janem Mrlinou, PhD., který absenci magnetometrické anomálie ve větším kráteru na svých datech

také potvrdil. Je tedy méně pravděpodobné, že by za nečekaně nevýraznou anomálií stála lidská nebo přístrojová chyba.

5.2 Elektrická odporová tomografie

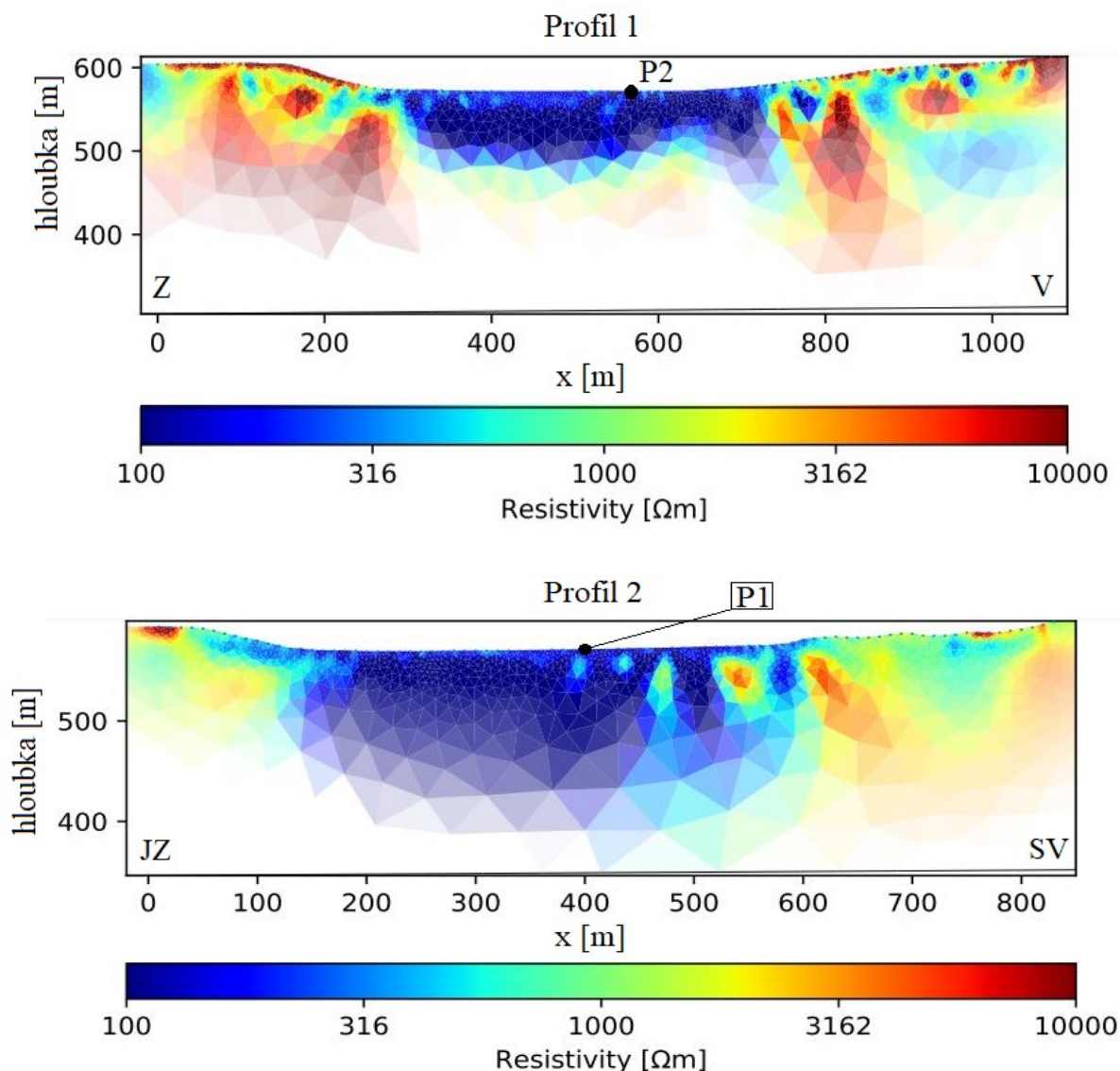


Obr. 17 Měřená data z profilu 1. Uspořádání Wenner-Schlumberger. Jednotky zdánlivého měrného odporu Ωm . Na svislé ose je uveden kód uspořádání - WA - Wennerovo uspořádání, SL - Schlumbergerovo, DD - dipól, PD - pól-dipól, DP - dipól-pól, číselným kódem pak rozestup elektrod vzhledem k jejich kroku. Např. kód SL5-29 tak označuje Schlumbergerovo uspořádání, kde vzdálenost potenčních elektrod je pětínásobek kroku elektrod po profilu a vzdálenost proudových elektrod 29-násobek kroku elektrod.



Obr. 18 Měřená data z profilu 2. Uspořádání Wenner-Schlumberger. Jednotky zdánlivého měrného odporu Ωm .

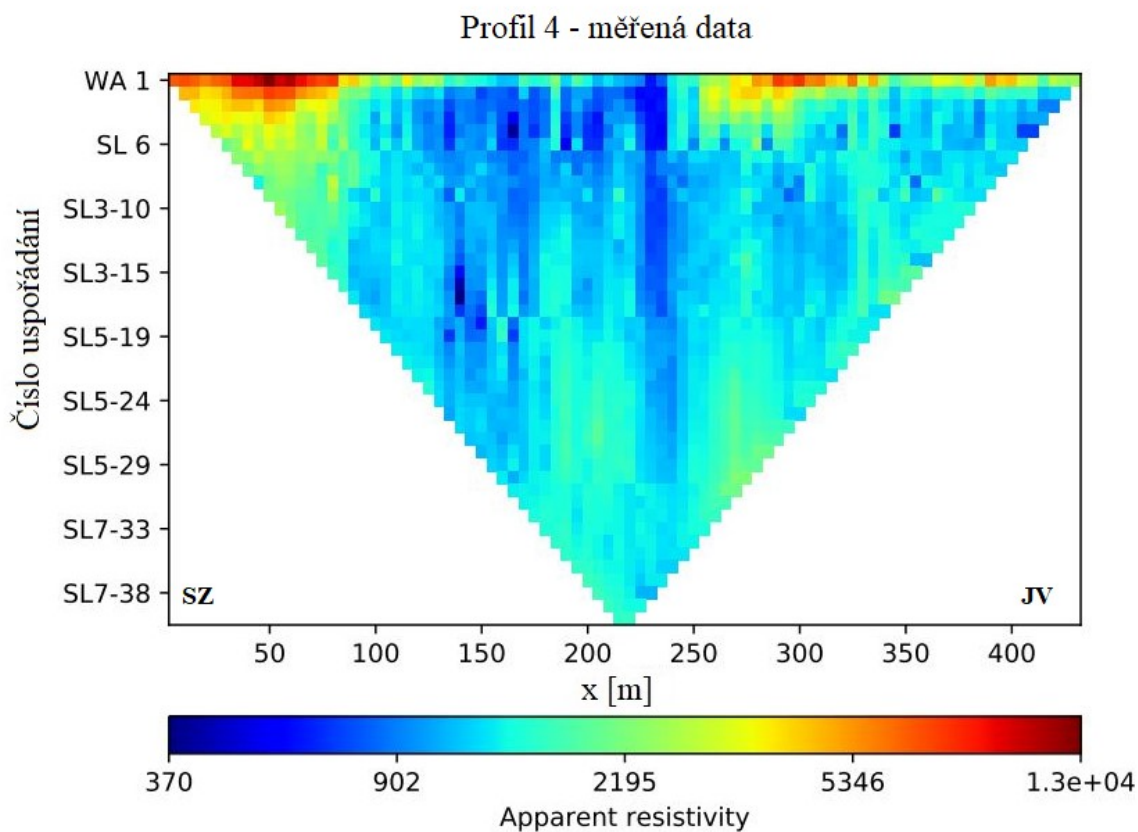
Výsledky z prvních dvou profilů (Obr. 19) se shodovaly s naší představou o stavbě kráteru. Obr. 17 a 18 ukazují přímo měřená data. (Na svislé ose je uveden kód uspořádání - WA - Wennerovo uspořádání, SL - Schlumbergerovo, DD - dipól, PD - pól-dipól, DP - dipól-pól, číselným kódem pak rozstup elektrod vzhledem k jejich kroku. Např. kód SL5-29 tak označuje Schlumbergerovo uspořádání, kde vzdálenost potenčních elektrod je pětinasobek kroku elektrod po profilu a vzdálenost proudových elektrod 29-násobek kroku elektrod.) Oblast nízkého odporu o velké mocnosti (do cca 300 Ωm) uvnitř prohlubně ukazuje na silnou vrstvu sedimentů (cca 100 m), okraje o vysokých odporech (přesahujících 2000 Ωm) pak na lem kráteru z nepříliš porušeného granitu.



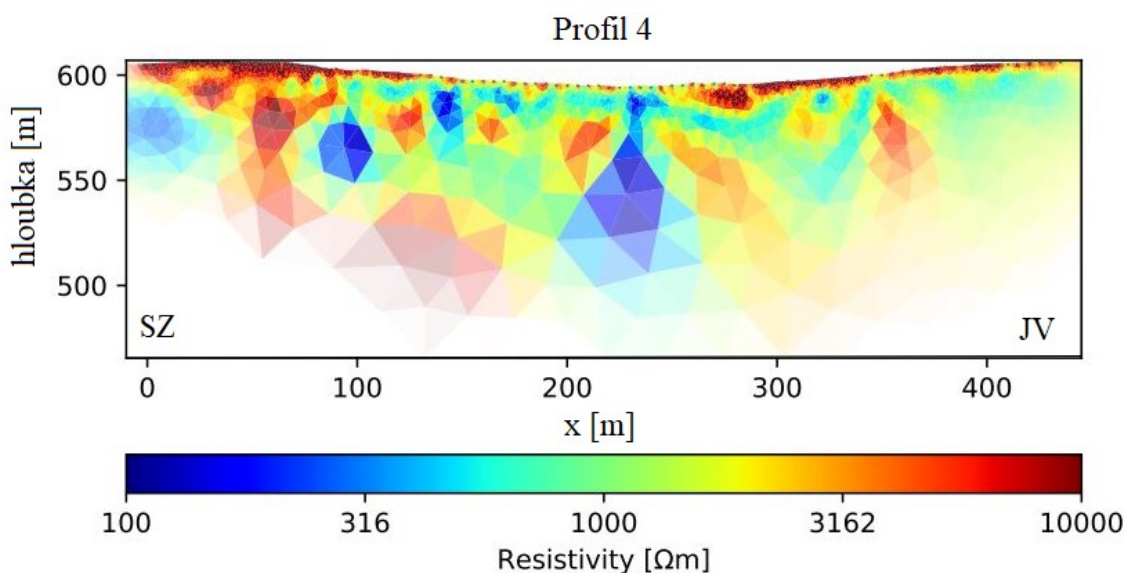
Obr. 19 Profily 1 a 2 s vyznačeným místem protnutí (P2 u profilu 1 a P1 u profilu 2). Modrá barva označuje nízké měrné odpory, červená vysoké. Vidíme tedy červené vysokoodporové okraje kráteru (nad cca 2000 Ωm) tvořené granity a modrou nízkoodporovou (pod cca 300 Ωm) sedimentární výplň prohlubně kráteru. Z tohoto měření se dá mocnost sedimentů odhadnout na cca 100 až 120 metrů.

Profil 3 byl měřený speciálně k použití při 3D zobrazování, jeho výsledky v podobě profilu či měřených dat tedy nemá smysl zobrazovat samostatně.

Profil 4 (Obr. 20 a 21), který vedl podél vyvýšené cesty tvořící hranici mezi oběma krátery, měl ujasnit naši představu o propojení kráterů a jejich položení na společném hlubokém zlomu. Lze pozorovat oblast sníženého měrného odporu (pod 200 Ωm) mezi 200 a 300 m, což by mohlo indikovat zlom nevelkých rozměrů.



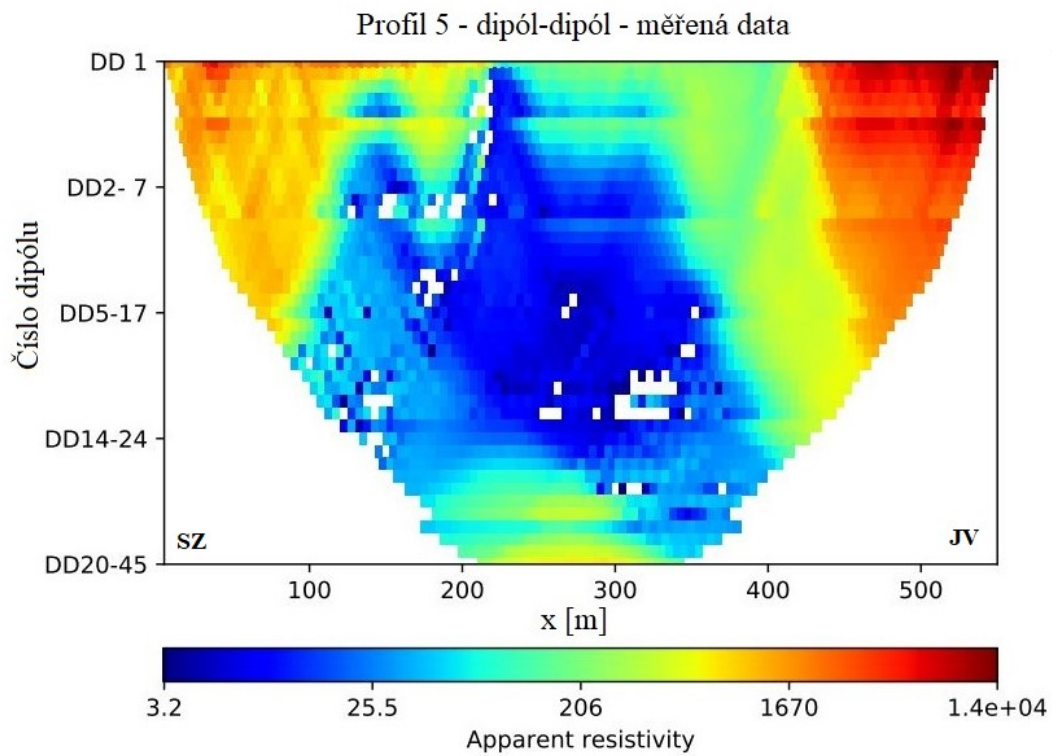
Obr. 20 Měřená data profilu 4. Uspořádání Wenner-Schlumberger. Jednotky zdánlivého měrného odporu Ωm .



Obr. 21 Profil 4 sledující hranici mezi krátery. Přítomnost výrazného zlomu propojujícího oba krátery jím nebyla nade vše pochybnost potvrzena.

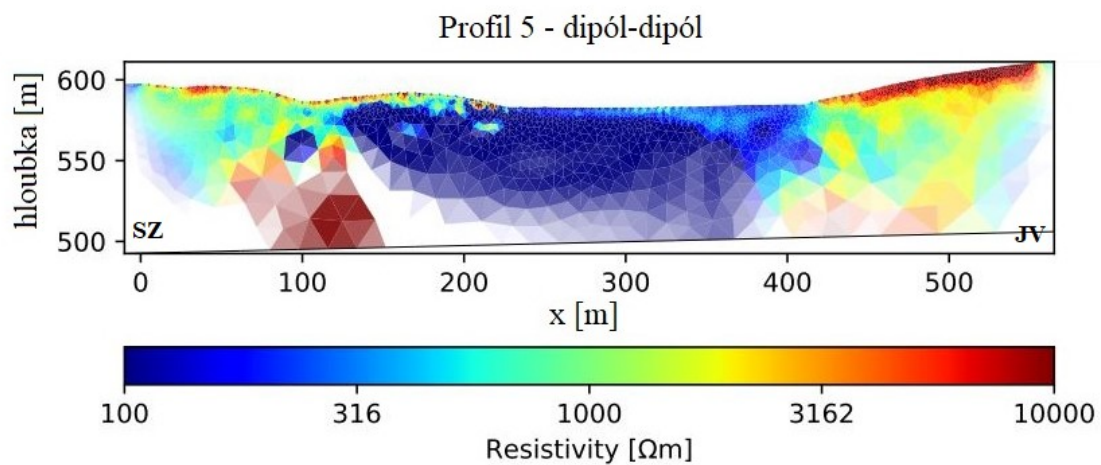
Profil 5 byl proměřen pomocí pěti různých uspořádání (pro porovnání výsledků jednotlivých uspořádání). Každé uspořádání zobrazí výsledky o něco jinak a každé má jiné rozložení citlivosti.

Měření metodou dipól-dipól osově na profilu 5 (Obr. 22 a 23)



Obr. 22 Zobrazení dat naměřených na profilu 5 konfigurací dipól-dipól. Se zvětšujícím se jejich pořadím (číslem dipólu) se zvětšuje délka roztažení a tím i hloubka dosahu. Jednotky zdánlivého měrného odporu Ωm .

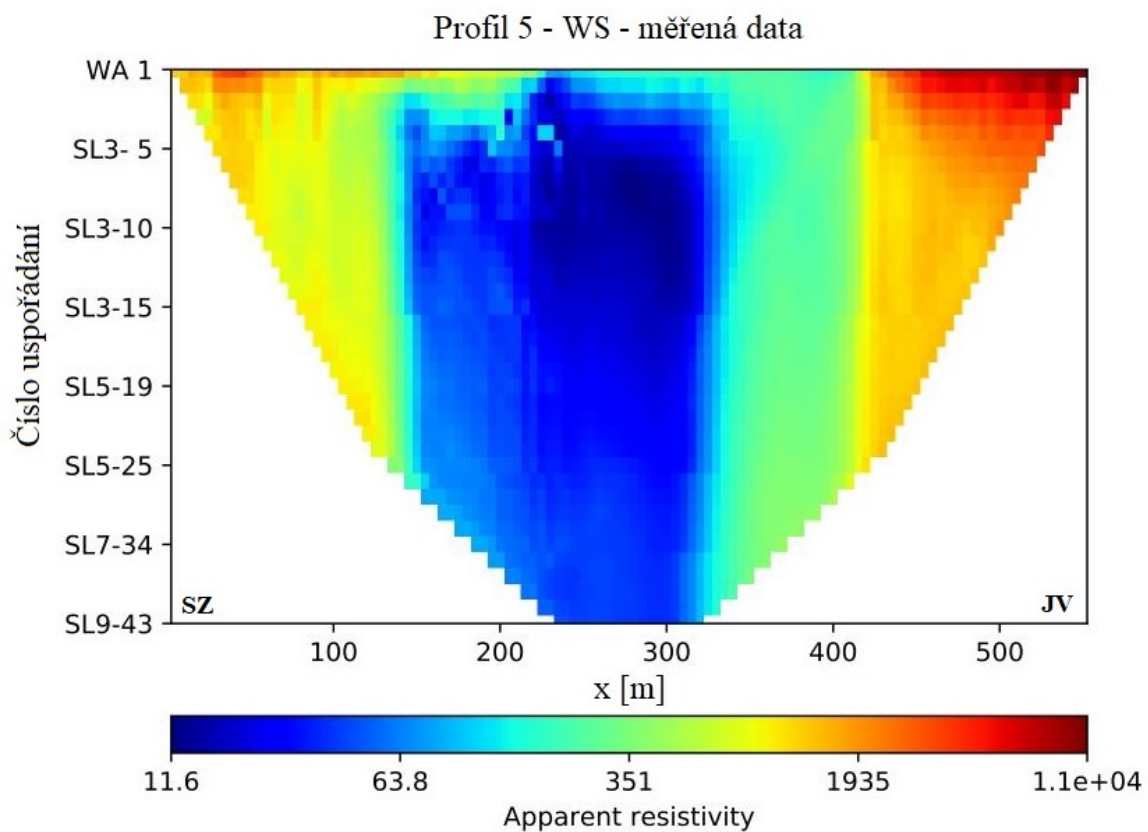
Pro provedení inverze:



Obr. 23 Invertovaná data z profilu 5, který byl natažený přes maar Bažina.

Zřetelná oblast nízkých měrných odporů (opět pod cca 200 Ωm) je vidět uprostřed profilu, na metrži cca od 120 do 410 m, mocnost je opět kolem 100 m (nicméně zdá se pokračovat mimo maximální zobrazený hloubkový dosah). Hodnoty odporu zde odpovídají hodnotám očekávaným pro silně zvodnělou jílovitou sedimentární výplň prohlubně. Oblast je ohraničena vyššími odpory (nad cca 2000 Ωm), které jsou nejspíše obrazem krystalinického podloží. Kolem metrže 100 je výrazná oblast vysokého měrného odporu (10000 Ωm a více) v hloubce od asi 50 m níže.

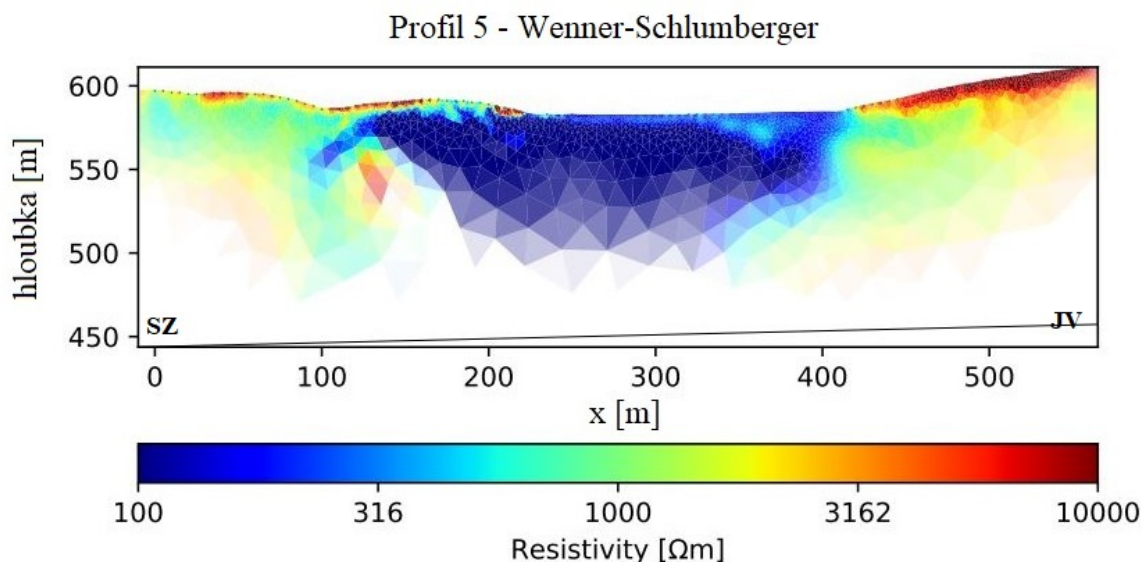
Metoda Wenner-Schlumberger (Obr. 24 a 25) a inverzní Wenner-Schlumberger na profilu 5 (Obr. 26 a 27)



Obr. 24 Zobrazení naměřených dat pro Wennerovo-Schlumbergerovo uspořádání na profilu 5. WA - Wennerovo uspořádání (Wenner array), SL - Schlumbergerovo uspořádání. Jednotky zdánlivého měrného odporu Ωm .

Potenciálové Wennerovo uspořádání se používá pouze u povrchu, protože potenciálového rozestupu je možné dosáhnout už při použití čtyř sousedících elektrod. To není možné provést s uspořádáním typu Schlumberger, kde mezi prostředními dvěma (v tomto případě potenciálovými) elektrodami musí být vzdálenost výrazně menší, než je vzdálenost tohoto dipólu od proudových elektrod. Ve větších hloubkách je však potenciálové uspořádání nahrazeno gradietnovým kvůli lepší rozlišovací schopnosti.

Data po inverzi

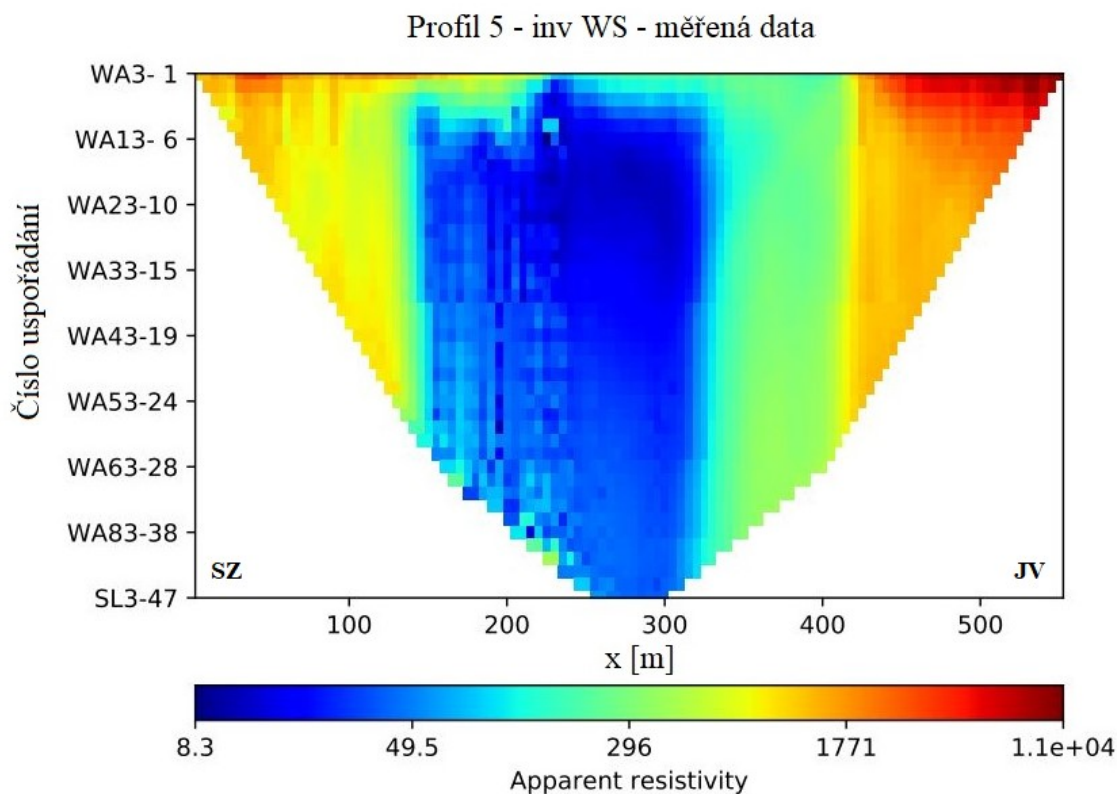


Obr. 25 Data po inverzi z Wennerova-Schlumbergerova uspořádnání na profilu 5.

Výsledky inverze dat z profilu 5 při Wennerově-Schlumbergerově uspořádnání souhlasí s tím, co vidíme na výsledcích z dipólu-dipólu na tomto profilu. Opět vidíme oblast nízkých měrných odporů víceméně stejného rozsahu a hodnot jako u konfigurace dipól-dipól a stejně tak oblasti vyšších měrných odporů, které ji ohraničují. Kolem metráže 100 v hloubce okolo 50 m a níže opět pozorujeme vysokoodporovou anomálii (nad cca 5000 Ωm), tentokrát méně zřetelnou, než jak byla zachycena při použití uspořádnání dipól-dipól.

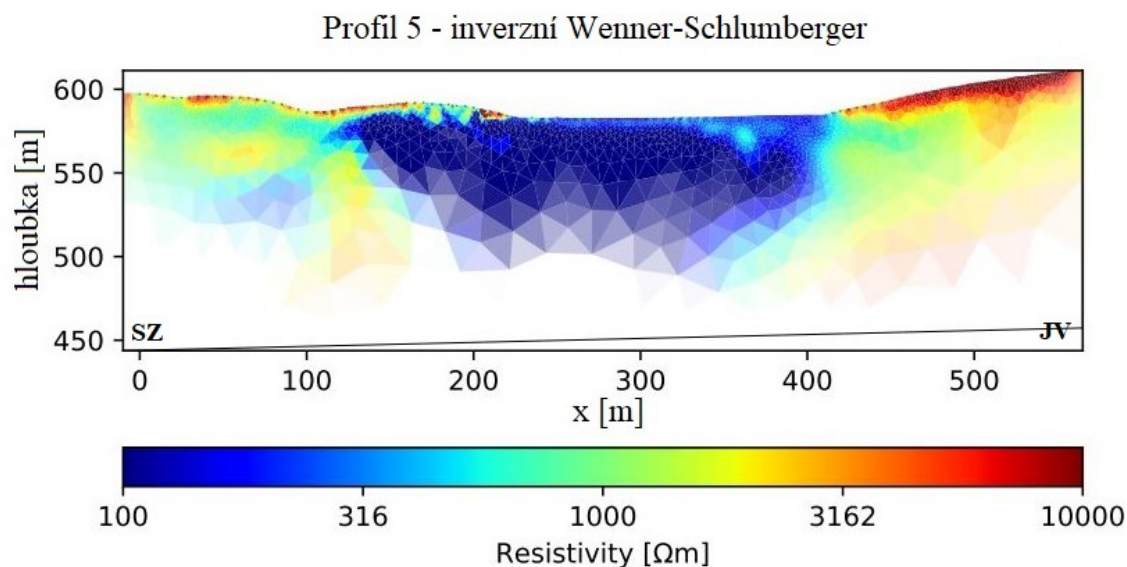
Inverzní Wenner-Schlumberger

Inverzní Wennerovo-Schlumbergerovo uspořádnání (díky vzájemnosti elektrod je možné zaměnit proudové a potenční elektrody) jsme použili především proto, aby ho bylo možné porovnat s výsledky ze standardního Wennerova-Schlumbergerova uspořádnání, které by měly být, kvůli vzájemnosti elektrod, identické. Výhodou inverzního uspořádnání je jeho použití s vícekanálovými aparaturami, které v tomto případě mohou měřit potenciál na několika párech elektrod zároveň).



Obr. 26 Měřená data z profilu 5 při použití inverzní metody Wenner-Schlumberger. Jednotky zdánlivého měrného odporu Ωm .

Data po inverzi

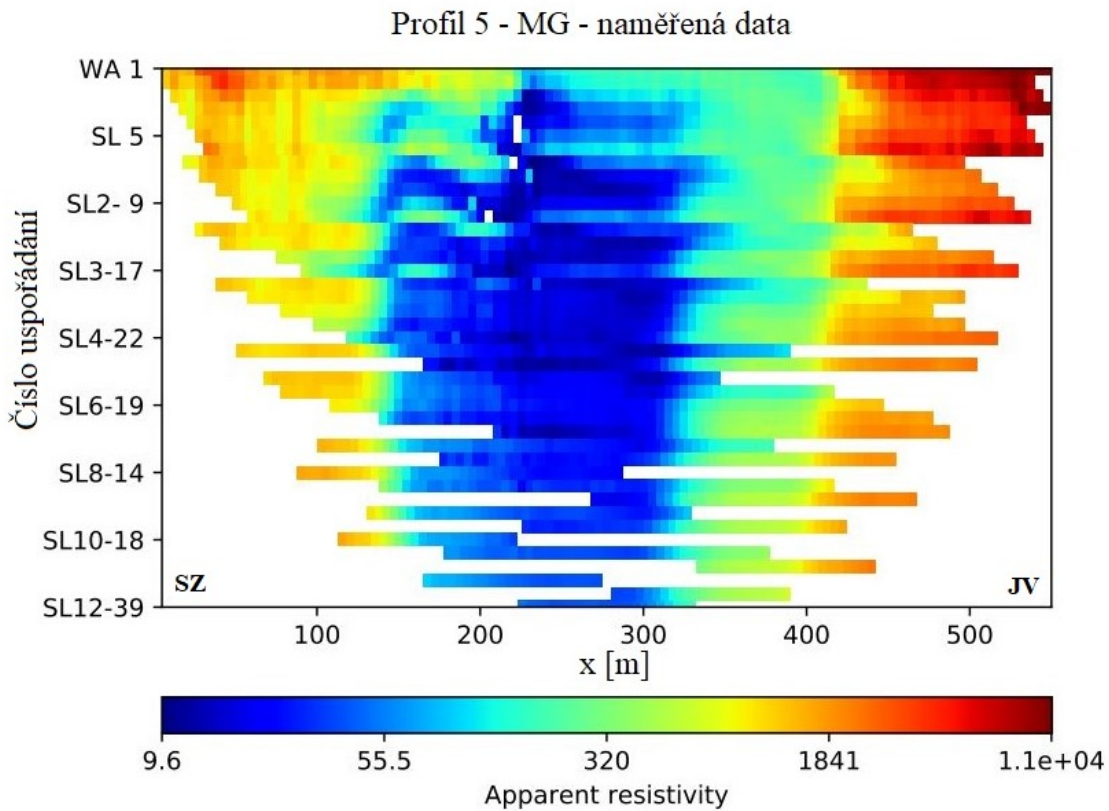


Obr. 27 Data po inverzi z inverzního Wennerova-Schlumbergerova uspořádání na profilu 5.

Data z inverzní varianty Wennerova-Schlumbergerova uspořádání vypadají opět velmi podobně jako výsledky předchozích dvou uspořádání. Někde přibližně mezi 100 a 400 m je zachycena nízkoodporová zóna obklopená vysokoodporovým krystalinikem. Anomálie kolem stého metru v hloubce cca 50 m

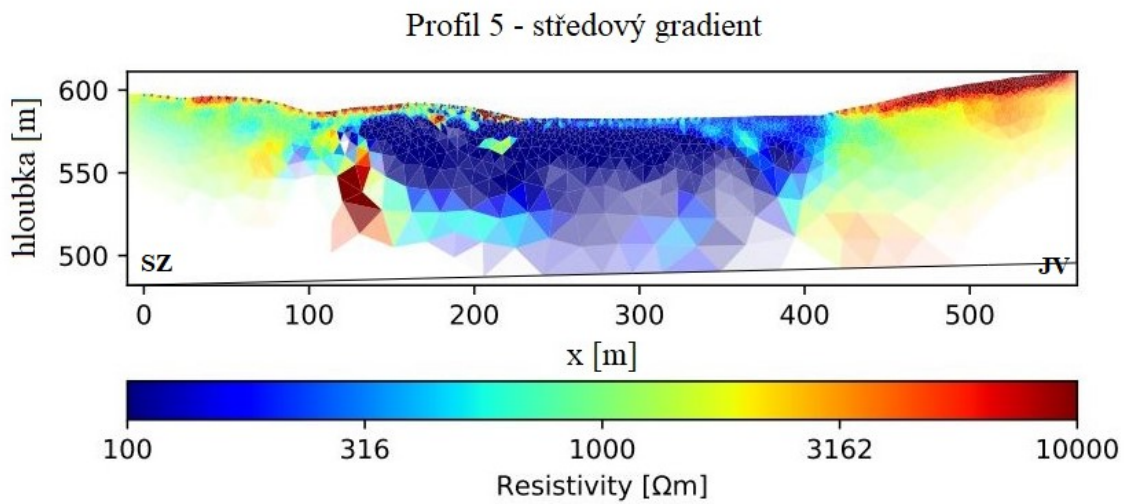
s vysokým odporem se na těchto výsledcích projevuje jen málo. Výsledky standardního a inverzního uspořádání se sice velmi podobají, zcela identické však nejsou.

Metoda středového gradientu (Obr. 28 a 29) se s výhodou uplatňuje opět u vícekanálových aparatur, kde umožňuje výrazné urychlení prací. Celková podoba výsledků by se generelně měla blížit gradientovému Schlumbergerovu uspořádání.



Obr. 28 Měřená data z profilu 5 při použití inverzní metody středového gradientu (MG). Jednotky zdánlivého měrného odporu Ωm .

Data po inverzi

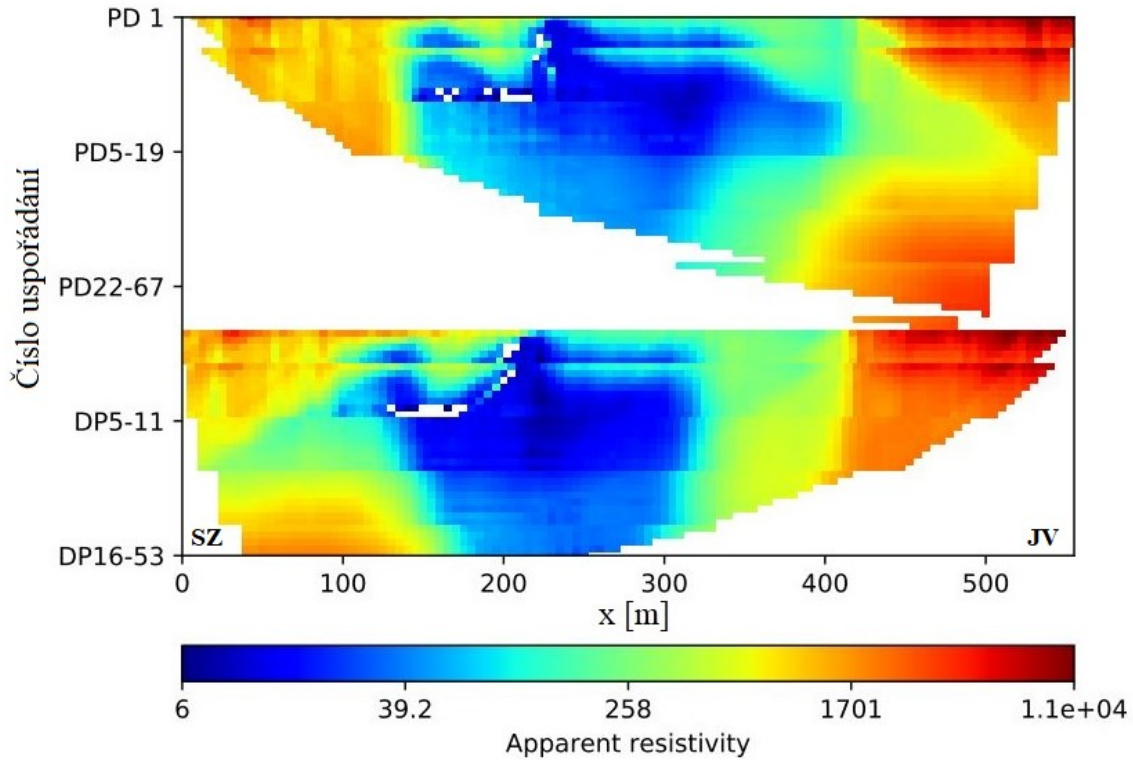


Obr. 29 Data po inverzi z uspořádání středového gradientu na profilu 5.

Na datech z uspořádání středového gradientu opět vidíme oblast nízkého měrného odporu přibližně mezi stým a čtyřstým metrem v hloubce od povrchu do asi 120 m, podobně jako je tomu na ostatních metodách měřených na tomto profilu. Tentokrát je vysokoodporová anomálie (přes 10000 Ωm) u stého metru dobře patrná, opět začíná v hloubce kolem 50 m a pokračuje dolů mimo hloubkový dosah měření.

Metoda kombinovaného profilování (Obr. 30 a 31)

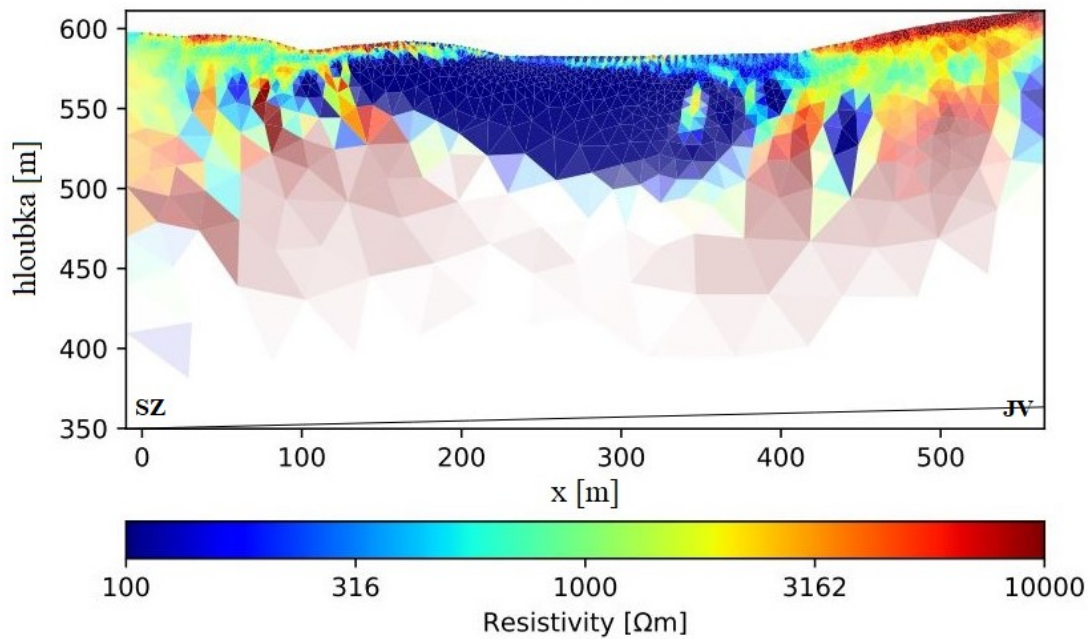
Profil 5 - KP - měřená data



Obr. 30 Měřená data z profilu 5 při použití inverzní metody kombinovaného profilování. Jednotky zdánlivého měrného odporu Ωm .

Data po inverzi

Profil 5 - kombinované profilování

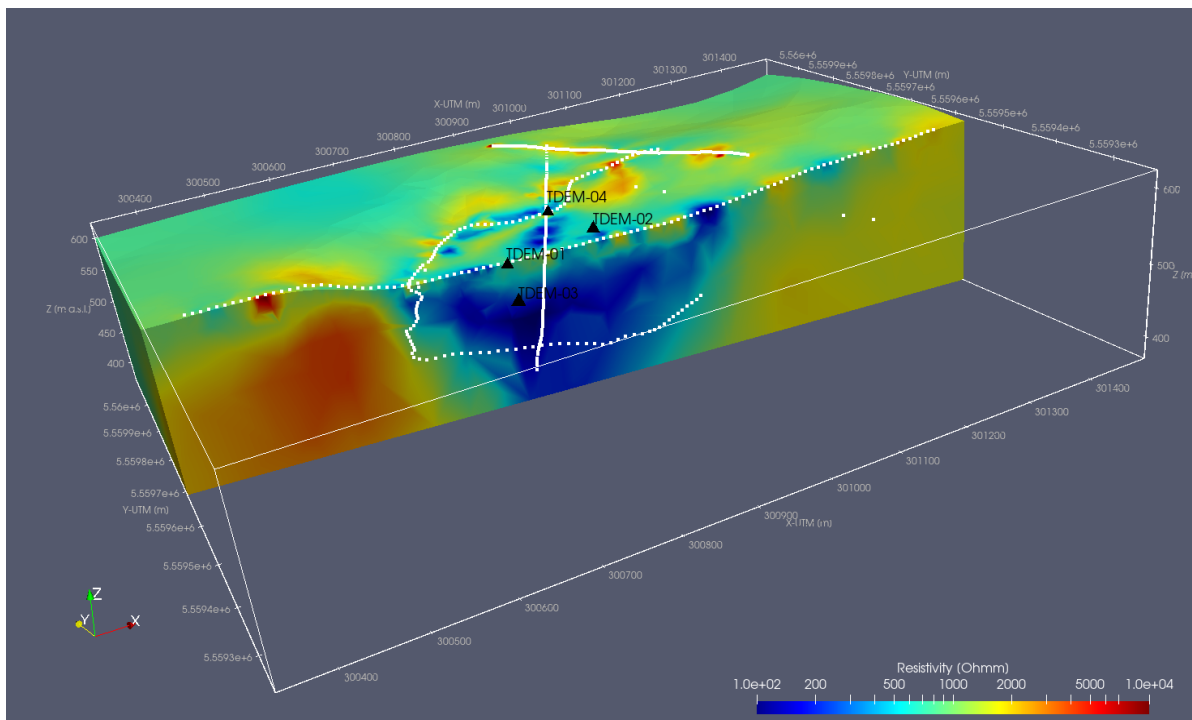


Obr. 31 Data po inverzi z uspořádání kombinovaného profilování na profilu 5.

Kombinované profilování poskytuje výrazně větší hloubkový dosah (díky proudové elektrodě umístěné mimo měřený profil - “v nekonečnu”) oproti ostatním uspořádáním měřeným na profilu 5. Má také lepší citlivost na anomální struktury. Kolem stého metru metráže a padesátého metru hloubky lze opět pozorovat vysokoodporovou anomálii (nad 10000 Ωm), protaženou do hloubky. Další anomálie vysokých měrných odporů (nad cca 2000 Ωm), která může být způsobena zapadlým balvanem, drobnou žilou bazaltu nebo chybou v datech je vidět okolí metru 350 opět v hloubce zhruba 50 m.

3D inverze (Obr. 32)

Ke 3D zpracování výsledků byl opět použit software BERT, jehož autory jsou Thomas Gunther a Carsten Rucker (Günther et al., 2006; Rucker et al., 2006)



Obr. 32 Zobrazení výsledků 3D inverze dat z elektrického odporového profilování. Rozsah zobrazených hodnot měrného elektrického odporu v legendě je od 100 do 10000 Ωm . Černé trojúhelníky označují místa měření sond přechodových jevů.

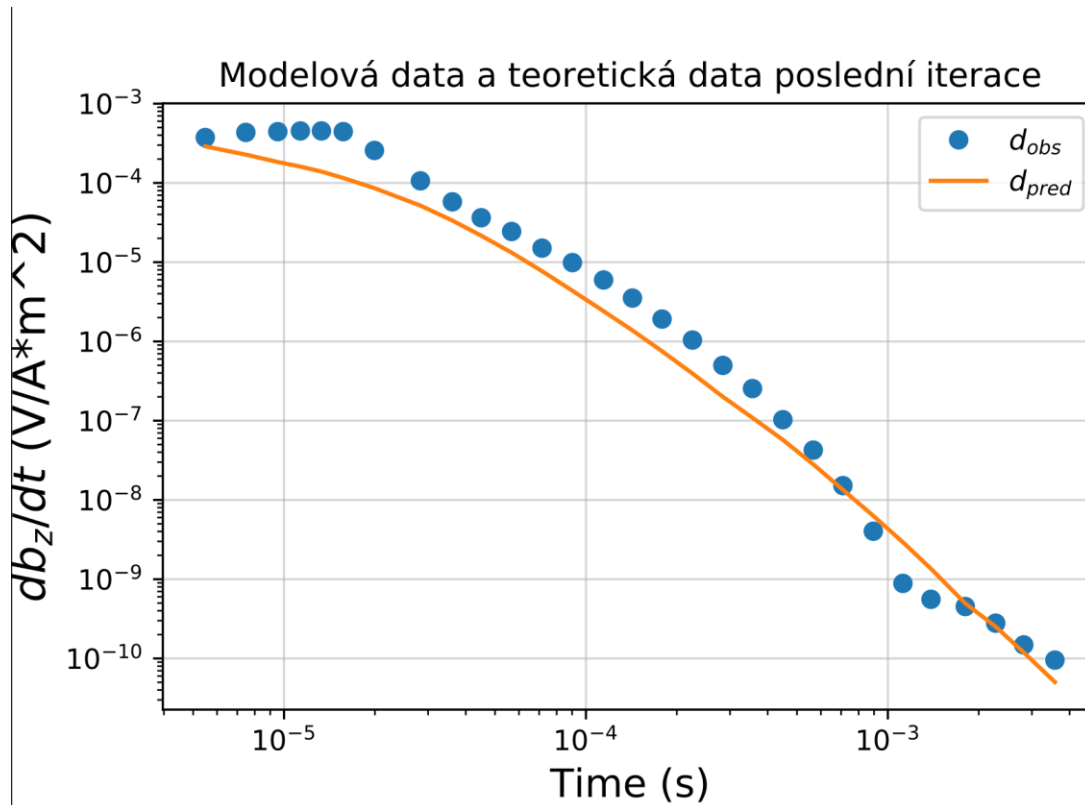
Toto zobrazení nám ukazuje přibližně modrou oblast (méně než cca 200 Ωm), kde je uložena sedimentární výplň diatremy s nízkým odporem. Ta má na průměr přibližně 500 m a na hloubku asi 120 m v nejhlubších místech. Červené a oranžové okraje tvoří podložní krystalinikum projevující se vysokými odpory.

Tyto výsledky odpovídají výše uvedené představě o rozložení hodnot měrných odporů v maarovém kráteru.

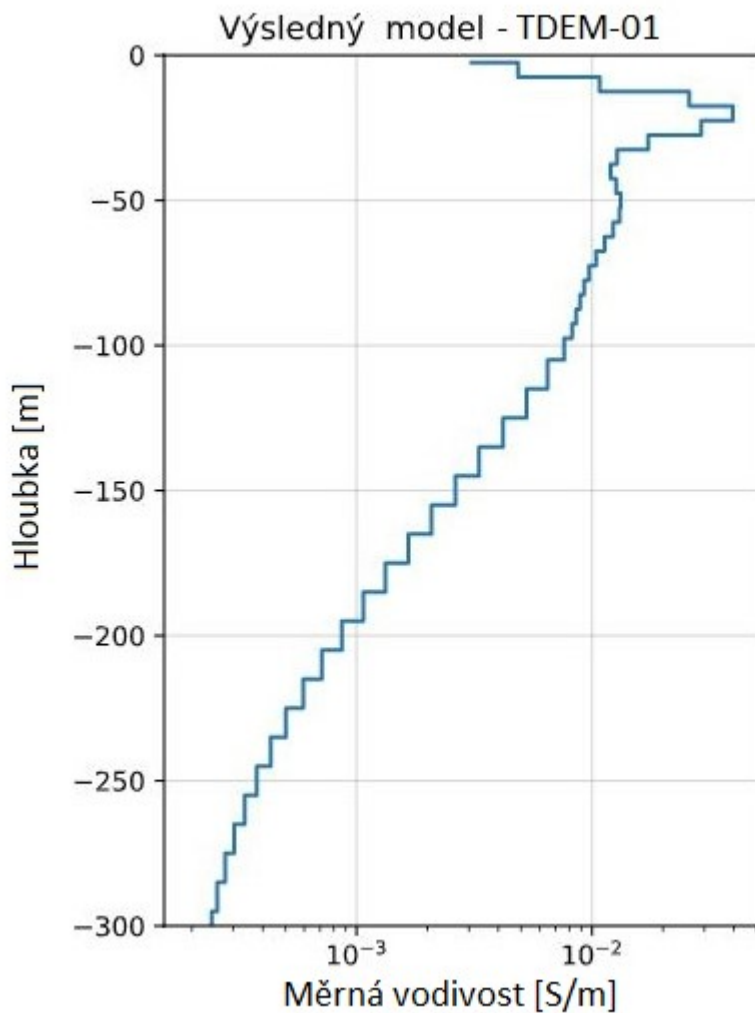
5.3 Přechodové jevy

Vzhledem k velikostem vysílacích smyček a použitého proudu zdroje lze dle chyb měření na vysokých časech očekávat hloubkový dosah vysílací smyčky 100x100 m cca 150-200 m a vysílací smyčky 40x40m okolo 100 m. Hodnoty invertované ve větších hloubkách již jen velmi málo ovlivňují měřené hodnoty. Velké hloubky (a vzdálenosti) jsou v modelech použity pouze kvůli minimalizaci okrajových efektů.

TDEM-01 (Obr. 33 a 34)

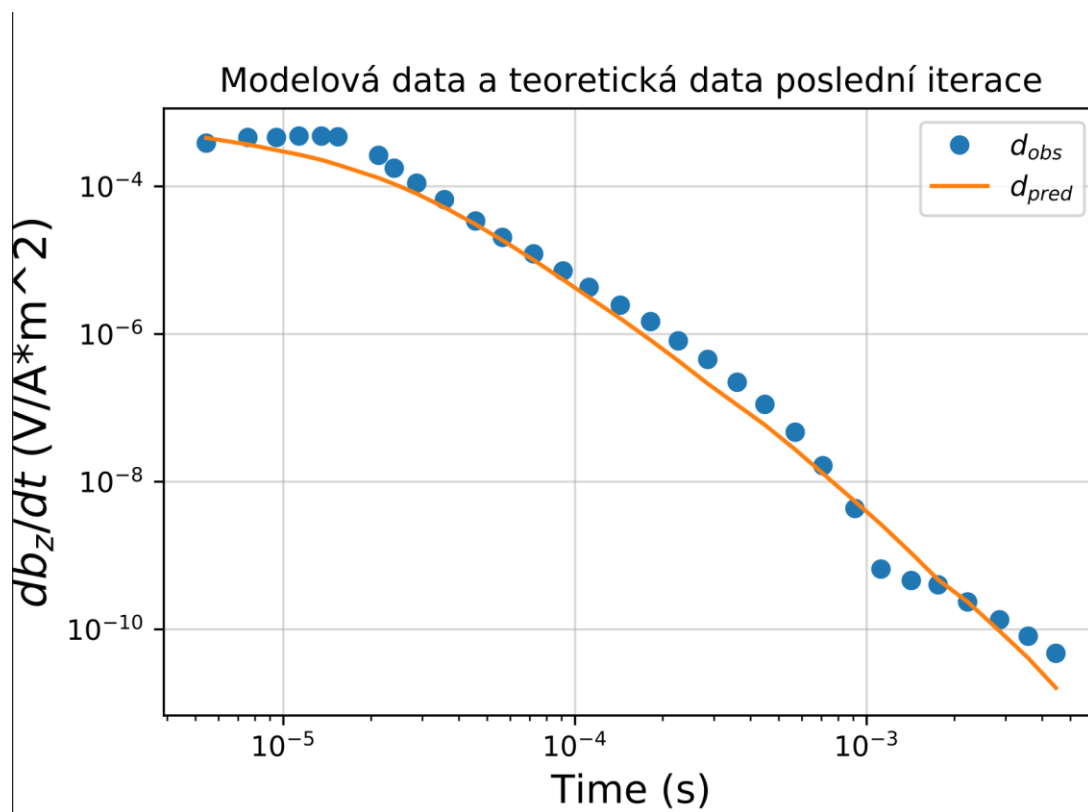


Obr. 33 Měření metodou přechodových jevů na bodě TDEM-01. Modrými body jsou vyznačeny měřené hodnoty, červenou linií teoretická odezva výsledného modelu. Velké odchylky jedné či dvou měřených hodnot od (teoreticky) hladkého průběhu měřené křivky jsou pravděpodobně způsobeny chybou měření.

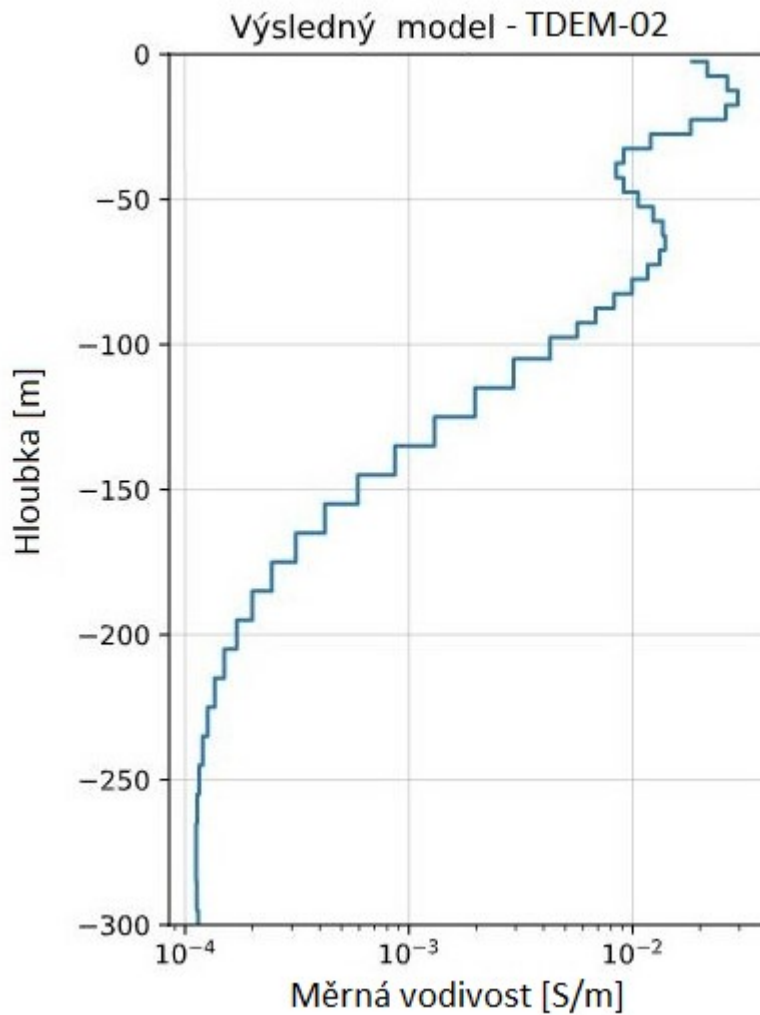


Obr. 34 Výsledný model přechodových jevů z bodu TDEM-01. Použitý rozměr proudové (vysílací) smyčky byl 100x100 m.

Oblast vyšší vodivosti můžeme vidět zhruba do 100 m hloubky, dál vodivost klesá. To velmi dobře odpovídá výsledkům multielektrodového odporového profilování, kde byla v těchto místech sedimentární výplň interpretována také do hloubky přibližně do 100 metrů (Obr. 34).



Obr. 35 Měření metodou přechodových jevů na bodě TDEM-02. Modrými body jsou vyznačeny měřené hodnoty, červenou linií teoretická odezva výsledného modelu.

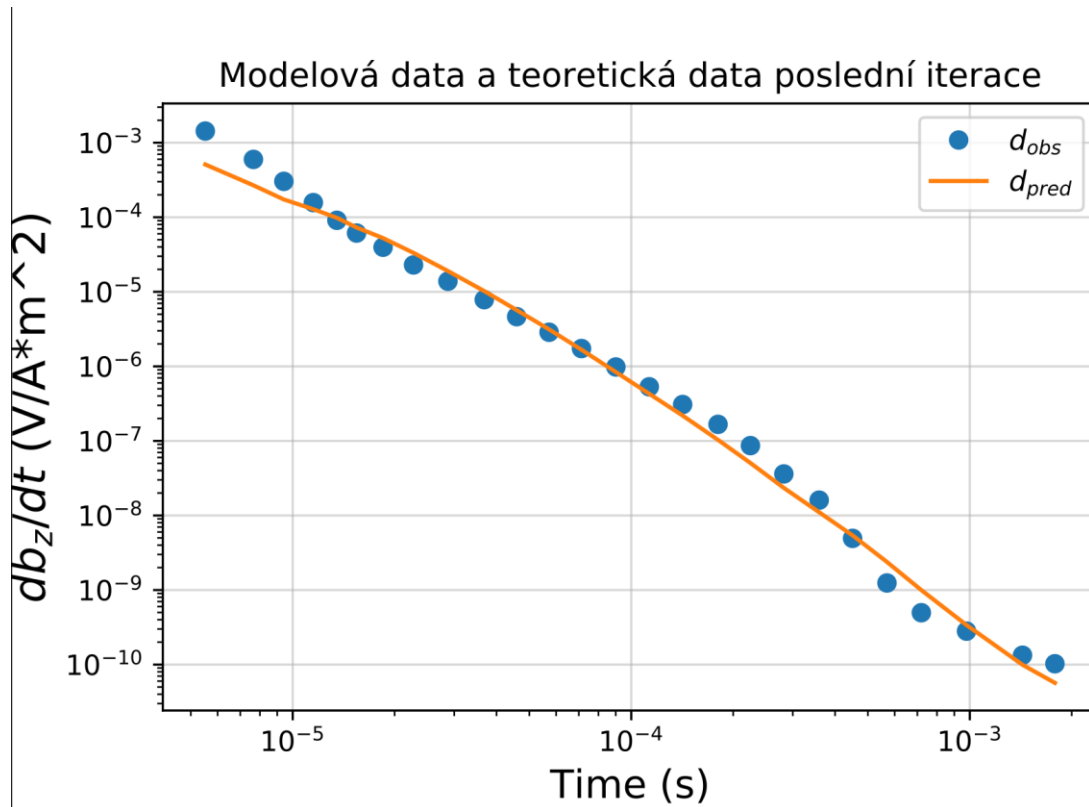


Obr. 36 Výsledný model přechodových jevů z bodu TDEM-02. Použitý rozměr proudové smyčky byl 100x100 m.

Sonda byla umístěna podle výsledků gravimetrického měření do míst s největší předpokládanou mocností mladé sedimentární výplně diatremy a ukazuje vyšší vodivost do hloubky minimálně 90 m. Dál vodivost začíná prudce stoupat (Obr. 36).

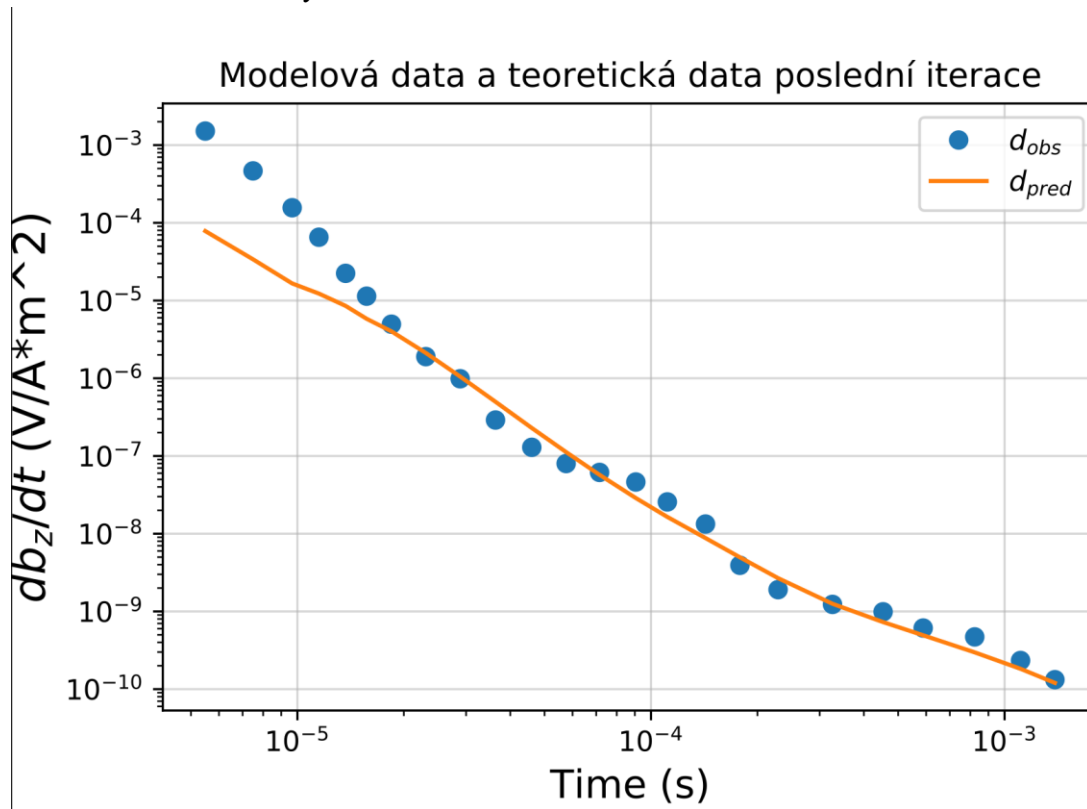
TDEM-03 a TDEM-04 (Obr. 37, 38, 39 a 40)

Poslední iterace ze sondy TDEM-03

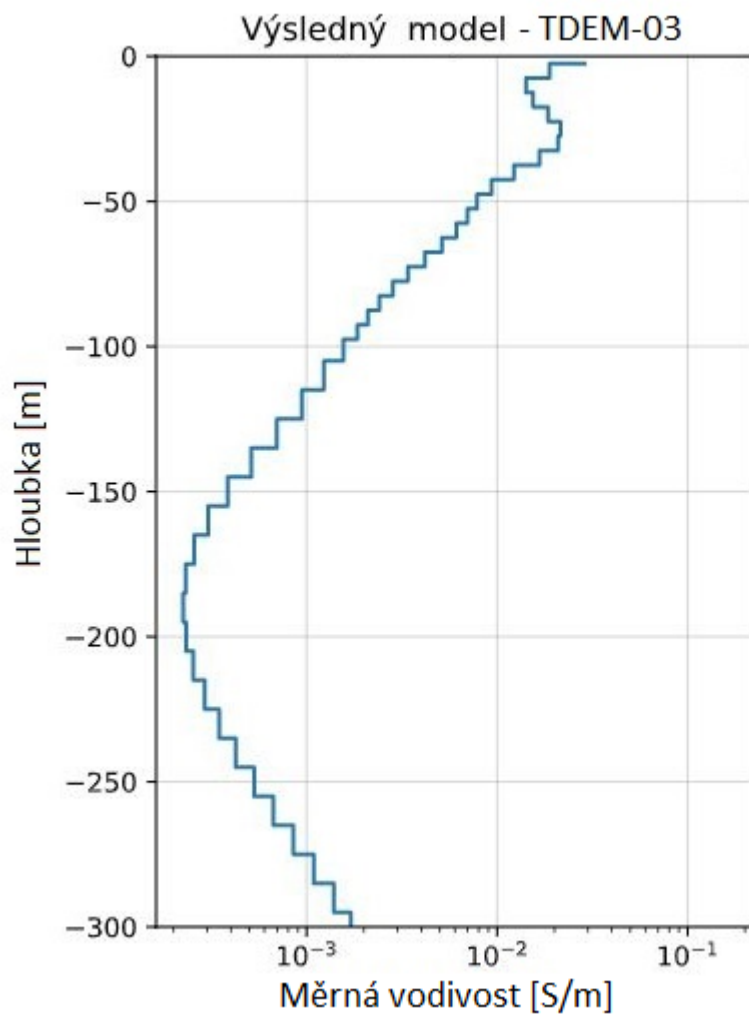


Obr. 37 Měření metodou přechodových jevů na bodě TDEM-03. Modrými body jsou vyznačeny měřené hodnoty, červenou linií teoretická odezva výsledného modelu.

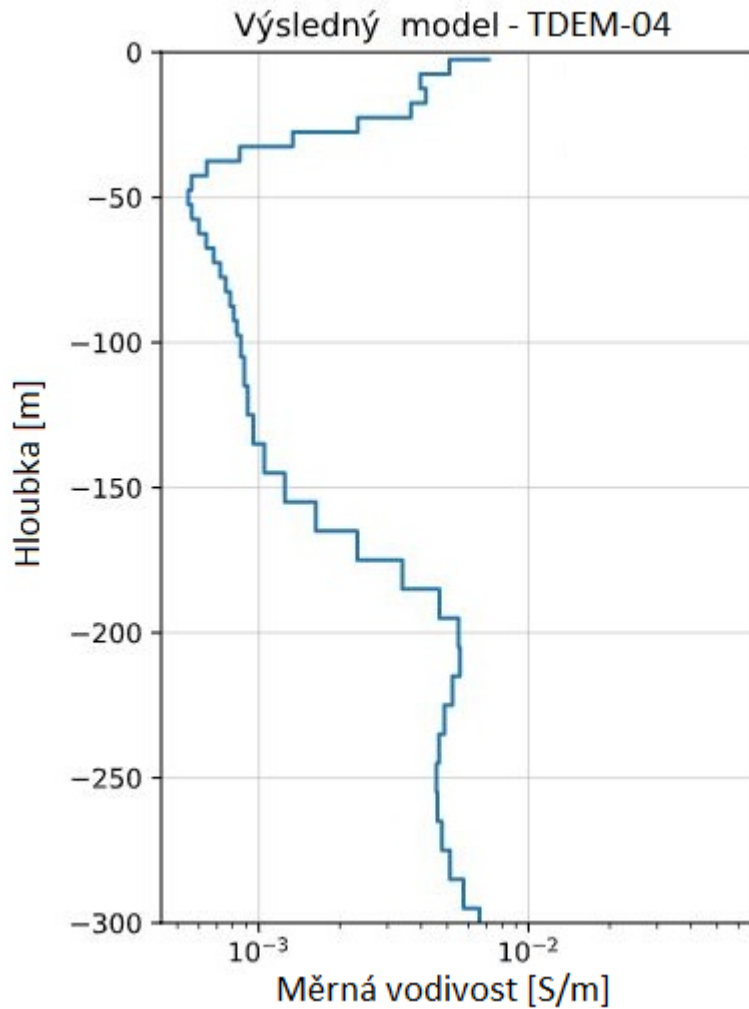
Poslední iterace ze sondy TDEM-04



Obr. 38 Měření metodou přechodových jevů na bodě TDEM-04. Modrými body jsou vyznačeny měřené hodnoty, červenou linií teoretická odezva výsledného modelu.



Obr. 39 Výsledný model přechodových jevů z bodu TDEM-03. Použitý rozměr proudové smyčky byl 40x40 m, reálný hloubkový dosah tedy do cca 100m.



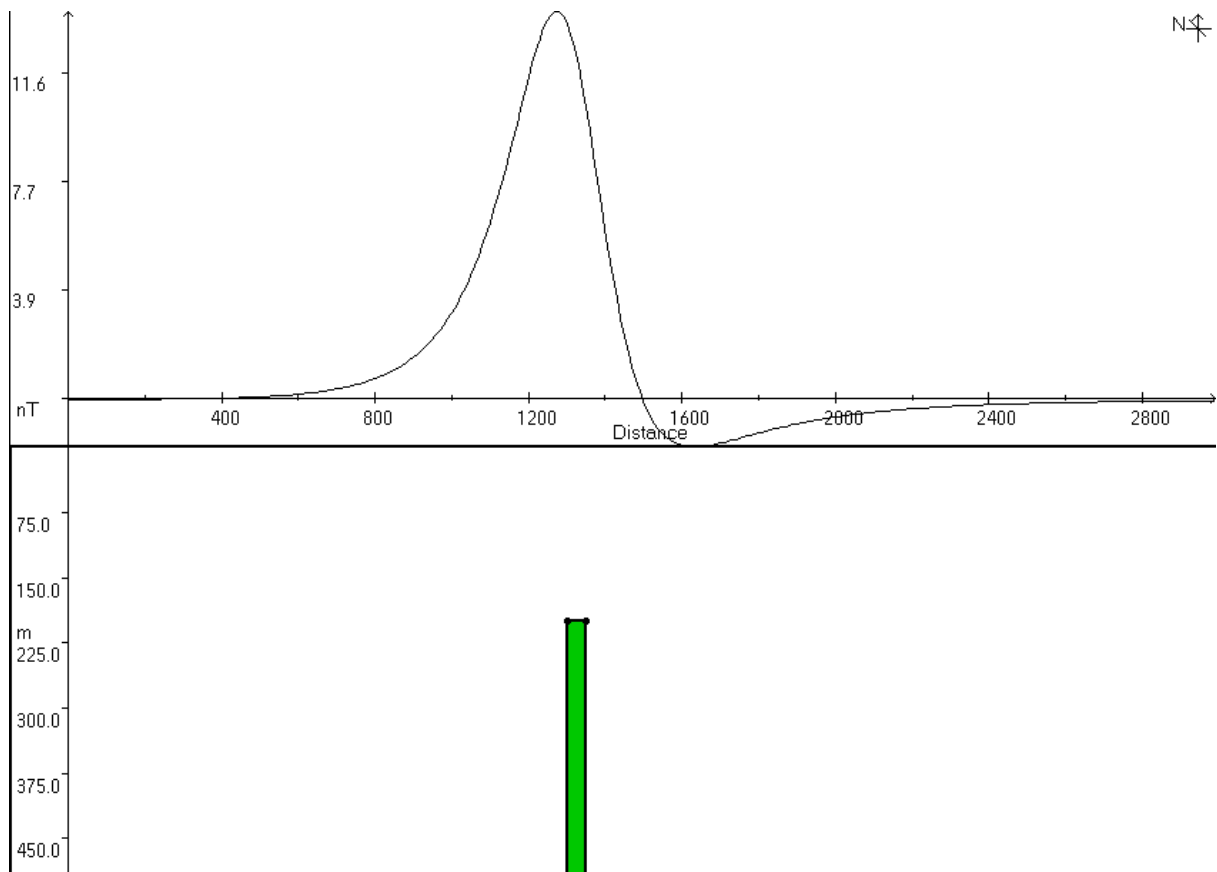
Obr. 40 Výsledný model přechodových jevů z bodu TDEM-04. Použitý rozměr proudové smyčky byl 40x40 m, reálný hloubkový dosah tedy do cca 100m.

Sondy TDEM-03 a TDEM-04 byly umístěny blízko okrajům sedimentární výplně. Výsledky z TDEM-03 ukazují vysokou vodivost do hloubky asi 50 m, potom vodivost klesá. Od 200 m do 300 m vodivost stoupá, což je pravděpodobně způsobeno výše zmíněným minimálním vlivem struktur v této hloubce na měřená data (Obr. 39). U sondy TDEM-04 vodivost klesá hned od povrchu a kolem padesátého metru hloubky je na minimu. Tato hloubka pravděpodobně určuje mocnost mladých sedimentů vyplňujících diatremu a odpovídá rozhraní sediment - podložní granitoidy (Obr. 40). Nárůst vodivostí ve větších hloubkách je již pouze chybou inverze a nemá oporu v měřených datech.

6 Diskuze

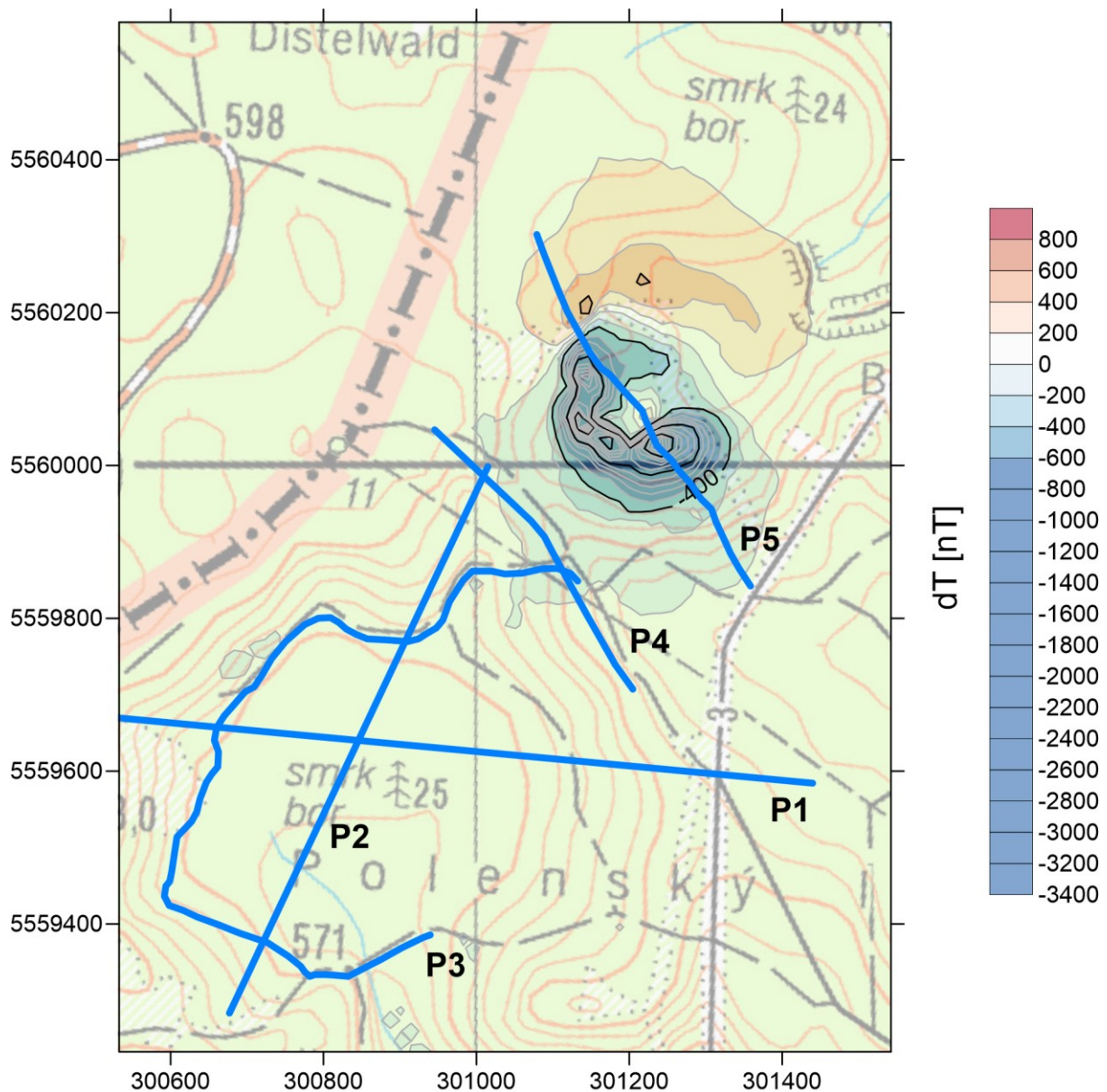
Hlavním výsledkem práce je potvrzení hypotézy o přítomnosti dvou maarových vulkánů na území Ztraceného rybníka a Bažiny. Obě diatremy mají na povrchu podobnou mocnost mladších sedimentů (přes 100 metrů). To je nadějně z hlediska plánovaných vrtů pro získání palynologických a paleoklimatických záznamů (Hošek et al., 2019). Šířka větší diatremy (Ztracený rybník) je na povrchu cca 600 m což za předpokladu úzkého sopouchu, typického pro freatomagmatické erupce v tvrdých horninách, ukazuje na hloubku diatremy přes 1000 m. Menší diatrema, Bažina, má na povrchu šířku cca 300 m což za obdobných předpokladů ukazuje na minimálně dvojnásobnou hloubku, tedy alespoň 600 m. Mocnost mladých sedimentů na povrchu obou diatrem je obdobná, cca 120 m.

Nečekaná je absence magnetické anomálie u větší z diatrem (Ztracený rybník). Možným vysvětlením je velmi vysoká mocnost sedimentů překrývajících předpokládanou bazickou žílu či intruzi. Na obr. 41 je tato situace teoreticky modelována. Uvažován je 2,5D model s bazaltovou žílou mocnou 50 m protaženou 50 m na každou stranu profilu. Protože není k dispozici žádný údaj o možné velikosti remanentní magnetizace žíly je v modelu je uvažována pouze indukovaná magnetizace (pro susceptibilitu žíly 0,05 v jednotkách SI). Profil má směr JV-SZ, parametry geomagnetického pole odpovídají hodnotám běžným v ČR (velikost pole 49000 nT, inklinace 60°, deklinace 4°). Vypočtená maximální teoretická hodnota indukované magnetizace na povrchu je velmi malá, nižší než 14 nT, a je tedy možné, že podobná žíla by povrchovým měřením vůbec nemusela být zachycena. Model byl počítán pomocí programu GeoModel od G.R.J. Coopera (1997, 2010).



Obr. 41 Teoretická odezva bazaltové (susceptibilita 0,05 v jednotkách SI) žíly s horním okrajem 150 m pod povrchem. Uvažována je pouze indukovaná magnetizace. Orientace profilu je ve směru JV-SZ, hodnoty geomagnetického pole byly voleny podobné hodnotám na území ČR.

Na výsledcích elektrického odporového profilování z profilu 5 můžeme vidět vysokoodporovou anomálii (Obr. 23, 25, 27, 29 a 31). Na metrži se projevuje kolem stého metru, začíná v hloubce cca 50 m a je možné, že pokračuje níž. Tato anomálie se místně shoduje s nejvýraznější magnetickou anomálií naměřenou v maaru Bažina (Obr. 42). Možnou příčinou by mohla být bazaltová žíla, která intrudovala blízko k povrchu. Takto mělce vystupující žíla by byla tak zachytitelná elektrickým odporovým profilováním. Zároveň by vrstva sedimentů by na ní byla pouze mohla být slabší, takže by její magnetická anomálie mohla být měřitelná z povrchu.



Obr. 42 Porovnání polohy profilů a rozložení magnetické anomálie.

Na ostatní otázky ovšem výsledky nedaly vždy jednoznačnou odpověď. Jednou z otázek, které jsme si při objevení těchto struktur kladli, bylo, zda maary leží na společném zlomu, který by sloužil jako přírodní cesta vyvěrajícímu magmatu a zároveň jako přírodní cesta vody do horninového prostředí. Bylo by potřeba tam dostat dostatečné množství vody na to, aby mohlo dojít k freatomagmatické erupci. V tomto směru se nám nepodařilo podat jednoznačný důkaz, který by hovořil ve prospěch nebo naopak proti této teorii. Na výsledcích v profilu 4 metody ERT (Obr. 21) je sice vidět oblast nízkého měrného odporu, která prochází až na spodní hranici profilu, není ale příliš rozsáhlá. Může se však jednat o rozvětvený hluboký zlom, jedna z jeho větví by pak mohla být takto drobná.

V maaru ani jeho bezprostřední blízkosti zatím nedošlo k nálezům žádných pyroklastických materiálů nebo hornin vyvěřelých při jeho vzniku. To může být částečně způsobeno tím, že se jejich vyhledáváním ještě nikdo cíleně nezabýval. Detailní geologický průzkum, zahrnující kopané rýhy pro nalezení

předpokládaných pyroklastik probíhá v těchto dnech. Jiným zdůvodněním může být i to, že mechanismus vzniku maarového vulkánu není nutně spojen s vyvržením magmatu na povrch či velmi blízko k povrchu. Relativně malé množství pyroklastického materiálu, promísené s horninovým materiálem původního geologického prostředí pak může být velmi rychle erodováno a odneseno pryč z lokality.

Výsledky z profilu 5 při použití metod Wenner-Schlumberger a inverzní Wenner Schlumberger se generálně podobají, v detailu jsou však mírně odlišné, snad v důsledku lokálních nehomogenit, chyb měření a změny vlhkosti (vysoušení) v důsledku průchodu poměrně vysokých elektrických proudů.

7 Závěr

V práci byla představena fyzikální podstata použitých metod a bylo navrženo jejich použití na lokalitě.

To bylo posléze uvedeno do praktického použití a výsledky zde jsou prezentovány i s jejich interpretací.

Měření potvrdila předpoklad, že se jedná o maarové vulkány. Jde tedy o třetí a čtvrtý nalezený maar navázaný na tachovský zlom.

Větší, jižní, diatrema má na povrchu průměr cca 600 m a odhadovaná hloubka diatremy přesahuje 1000 m. Menší diatrema, Bažina, má na povrchu šířku okolo 300 m a její předpokládaná hloubka je minimálně 600 m. Mocnost mladých sedimentů na povrchu obou diatrem se zdá být podobná, cca 120 m.

Výsledky výzkumu ukazují, že terciérní (a eventuelně i kvartérní) vulkanická aktivita na území českého masivu je stále ještě málo probádaná a řada vulkánů dosud čeká na své objevení. Zároveň bylo demonstrováno, že geofyzikální metody mají v této problematice nezastupitelné místo jakožto téměř zázračná technika umožňující detailně zobrazovat skryté objekty a odhalovat tajemství ukrytá hluboko pod zemským povrchem.

8 Seznam literatury

- ❖ Blaikie, T. N., Ailleres, L., Cas, R. A., & Betts, P. G. (2012). Three-dimensional potential field modelling of a multi-vent maar-diatreme—The Lake Coragulac maar, Newer Volcanics Province, south-eastern Australia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 235, 70-83.
- ❖ Blaikie, T. N., Ailleres, L., Betts, P. G., & Cas, R. A. F. (2014). Interpreting subsurface volcanic structures using geologically constrained 3-D gravity inversions: examples of maar-diatremes, Newer Volcanics Province, southeastern Australia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(4), 3857-3878.
- ❖ Bolós, X., Barde-Cabusson, S., Pedrazzi, D., Martí, J., Casas, A., Himi, M., & Lovera, R. (2012). Investigation of the inner structure of La Crosa de Sant Dalmai maar (Catalan volcanic zone, Spain). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 247, 37-48.
- ❖ Bräuer, K., Kämpf, H., Niedermann, S., & Strauch, G. (2005). Evidence for ascending upper mantle-derived melt beneath the Cheb basin, central Europe. *Geophysical Research Letters*, 32(8).
- ❖ Brázdil, K., Dušánek, P., Bělka, L., Fiala, R., Gamrát, J., Kafka, O., Peichl, J., Šíma, J. (2016): Technická zpráva k Digitálnímu Modelu Reliéfu 5. generace DMR 5G. MS Zeměměřický úřad, Praha. https://geoportal.cuzk.cz/Dokumenty/TECHNICKA_ZPRAVA_DMR_5G.pdf
- ❖ Cockett R., Kang S., Heagy L.J., Pidlisecky A., Oldenburg D.W. (2015): SimPEG: An Open Source Framework for Simulation and Gradient Based Parameter Estimation in Geophysical Applications, *Computers & Geosciences*, 85, 142–154. doi:10.1016/j.cageo.2015.09.015.
- ❖ Cooper, G.R.J. (1997): Forward modeling of magnetic data. *Computers & Geosciences*, 23 (10), 1125–1129. DOI: 10.1016/S0098-3004(97)00099-X
- ❖ Cooper, G.R.J. (2010): Geomodel – simultaneous magnetics and gravity modelling and inversion, Version 2.01. Johannesburg, University of the Witwatersrand. <http://web.wits.ac.za/Academic/Science/GeoSciences/Research/Geophysics/GordonCooper/Software.htm>, visited September 9th 2010
- ❖ Everett, M. E. (2013). *Near-surface applied geophysics*. Cambridge University Press.
- ❖ Fischer, T., & Horálek, J. (2003). Space-time distribution of earthquake swarms in the principal focal zone of the NW Bohemia/Vogtland seismoactive region: period 1985–2001. *Journal of Geodynamics*, 35(1-2), 125-144.
- ❖ Flechsig, C., Heinicke, J., Mrlina, J., Kämpf, H., Nickschick, T., Schmidt, A., ... & Seidl, M. (2015). Integrated geophysical and geological methods to investigate the inner and outer structures of the Quaternary Mýtina maar (W-Bohemia, Czech Republic). *International Journal of Earth Sciences*, 104(8), 2087-2105.
- ❖ Furman, A., Ferré, T. P., & Warrick, A. W. (2003). A sensitivity analysis of electrical resistivity tomography array types using analytical element modeling. *Vadose Zone Journal*, 2(3), 416-423.
- ❖ Gautheron, C., & Moreira, M. (2002). Helium signature of the subcontinental lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 199(1-2), 39-47.

- ❖ Geiss, E., Rohrmüller, J., Wassermann, J., Hackl, M., Kirscher, U., & Bachtadse, V. (2012). Geophysical Investigations on a Suspected Quarternary Volcanic Structure in North Eastern Bavaria, Germany. *EGUGA*, 11126.
- ❖ Geissler, W. H. (2005). *Seismic and petrological investigations of the lithosphere in the swarm-earthquake and CO2 Degassing Region Vogtland/NW-Bohemia* (Doctoral dissertation, GeoForschungsZentrum Potsdam).
- ❖ Geofyzikální ústav Akademie věd ČR, Síť WEBNET, <https://www.ig.cas.cz/>, navštíveno 4.8.2020
- ❖ Günther, T., Rücker, C., & Spitzer, K. (2006). Three-dimensional modeling and inversion of dc resistivity data incorporating topography—II. Inversion. *Geophysical Journal International*, 166, 506–517. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03011.x>
- ❖ Grünthal, G., Schenk, V., Zeman, A., & Schenková, Z. (1990). Seismotectonic model for the earthquake swarm of 1985–1986 in the Vogtland/West Bohemia focal area. *Tectonophysics*, 174(3-4), 369-383.
- ❖ Gürtlerová Pavla: Ztracený rybník. Geologické lokality, <http://lokality.geology.cz/2371>, navštíveno 4.8.2020
- ❖ Heagy L.J., Cockett R., Kang S., Rosenkjaer G.K., Oldenburg D.W. (2017): A framework for simulation and inversion in electromagnetics. *Computers & Geosciences*, 107, 1–19. doi:10.1016/j.cageo.2017.06.018
- ❖ Hošek J., Valenta J., Rapprich V., Hroch T., Turjaková V., Tábořík P., Pokorný P. (2019). Nově identifikované pleistocenní maary v západních Čechách. *Geoscience Research Reports*, 52, 97–10
- ❖ Karous, M. (1989). *Geoelektrické metody průzkumu*. SNTL.
- ❖ Li, Z., Chen, S., Zhang, S., Guo, X., & Cao, Q. (2016, October). Overhauser magnetometer sensor design for magnetic field observation. In *Radiation detectors: systems and applications XVII* (Vol. 9969, p. 99690Q). International Society for Optics and Photonics.
- ❖ Loke, M. H. (1999). Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. *A practical guide to*, 2.
- ❖ Lorenz, V. (2003). Maar-diatreme volcanoes, their formation, and their setting in hard-rock or soft-rock environments. *Geolines*, 15, 72-83.
- ❖ Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of geophysics*. Cambridge University Press.
- ❖ Mareš, S. (1990). Úvod od užité geofyziky. SNTL-Nakladatelství technické literatury
- ❖ Masák, O. (2009). Seismická aktivita v západních Čechách.
- ❖ Mrlina, J. (2016). Morphology of the youngest little volcanoes in western Bohemian Massif. In *Landscapes and Landforms of the Czech Republic* (pp. 101-111). Springer, Cham.
- ❖ Mrlina, J., et al. "Indications of two unknown maar-diatreme volcanoes of Quaternary age near Libá in western Bohemia by gravity survey." *Zpravodaj Hnědě Uhlí 2* (2019): 19-23.
- ❖ Murray Bourne: Laplace transforms. Interactive mathematics, <https://www.intmath.com/laplace-transformation/1a-unit-step-functions-definition.php>, navštíveno 4.8.2020

- ❖ Mrlina, J., Kämpf, H., Kroner, C., Mingram, J., Stebich, M., Brauer, A., ... & Seidl, M. (2009). Discovery of the first Quaternary maar in the Bohemian Massif, Central Europe, based on combined geophysical and geological surveys. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 182(1-2), 97-112.
- ❖ Petránek, J. (1993). *Encyklopedie geologie*. Jih.
- ❖ Rajchl M., Uličný D., Grygar R., Mach K. (2009). Evolution of basin architecture in an incipient continental rift: the Cenozoic Most Basin, Eger Graben (Central Europe). *Basin Research*, 21, 269--294.
- ❖ Rohrmüller, J., Kämpf, H., Geiß, E., Großmann, J., Grun, I., Mingram, J., Mrlina, J., Plessen, B., Stebich, M., Veress, C., Wendt, A., Nowaczyk, N. (2018). Reconnaissance study of an inferred Quaternary maar structure in the western part of the Bohemian Massif near Neualbenreuth, NE-Bavaria (Germany). *International Journal of Earth Sciences*, 107(4), 1381-1405.
- ❖ Rücker, C., Günther, T., & Spitzer, K. (2006). Three-dimensional modeling and inversion of dc resistivity data incorporating topography—I. Modelling. *Geophysical Journal International*, 166, 495–505. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03010.x>
- ❖ Ulrych J., Ackerman L., Balogh K., Hegner E., Jelínek E., Pécskay Z., Přichystal A., Upton B.G.J., Zimák J., Foltýnová R. (2013): Plio-Pleistocene basanitic and melilititic series of the Bohemian Massif: K-Ar ages, major/trace element and Sr–Nd isotopic data. *Chemie der Erde - Geochemistry* 73: 429–450
- ❖ Valenta, J., Rapprich, V., Skacelova, Z., Gaždová, R., & Fojtikova, L. (2014a). The newly discovered Neogene maar volcano near the Mariánské Lázně, Western Bohemia. *Acta Geodyn Geomater*, 11, 107-116.
- ❖ Valenta J., Rapprich V., Stárková M., Skácelová Z., Fojtíková L., Staněk F., Balek J. (2014b). Problems and challenges in detection of pre-Mesozoic maar volcanoes: example from the Principálek Volcano in the Permian Krkonoše Piedmont Basin. *Journal of Geosciences*, 59, 169–181.
- ❖ Weinlich, F. H., Bräuer, K., Kämpf, H., Strauch, G., Tesař, J., & Weise, S. M. (1999). An active subcontinental mantle volatile system in the western Eger rift, Central Europe: Gas flux, isotopic (He, C, and N) and compositional fingerprints. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(21), 3653-3671.

Internetové mapové podklady

- ❖ Česká geologická služba (2019): Geologická mapa 1 : 50 000, Klad listů ZM50. In: Geovědní mapy 1 : 50 000 [online]. Praha: Česká geologická služba. Dostupné z: <https://mapy.geology.cz/geocr50/>, datum přístupu 4.8.2020.
- ❖ Geografická služba Armády České Republiky: Rastrové ekvivalenty topografických map. Dostupné z: http://geoportal.gov.cz/ArcGIS/services/CENIA/cenia_rt_RET/MapServer/WMSServer datum přístupu 4.8.2020.