



Katedra geotechniky a podzemního stavitelství

Geotechnický monitoring – specializovaná část
Geofyzikální průzkum pro geotechnickou praxi

prof. RNDr. Zdeněk Kaláb, CSc.



evropský
sociální
fond v ČR



EVROPSKÁ UNIE



MINISTERSTVO ŠKOLSTVÍ,
MLÁDEŽE A TĚLOVÝCHOVY



OP Vzdělávání
pro konkurenceschopnost

INVESTICE DO ROZVOJE VZDĚLÁVÁNÍ

Inovace studijního oboru Geotechnika CZ.1.07/2.2.00/28.0009.
Tento projekt je spolufinancován Evropským sociálním fondem a státním rozpočtem ČR.

Gravitační, magnetické, elektrické, termické, radiometrické a vibrační pole jsou ovlivněna fyzikálními vlastnostmi horninového masivu. Pro měření parametrů těchto polí se používají různé geofyzikální (Gf) metody. Interpretací měřených dat lze získat mnoho užitečných informací pro různá geovědní odvětví. Horninové prostředí totiž může obsahovat řadu překvapení, jako např. změna lokální geologické stavby, oslabené zóny, voda v dutinách, atd. Je třeba připomenout, že většina Gf metod jsou metody nepřímé, to znamená, že měří projev fyzikální pole, nikoliv sledovanou vlastnost horninového prostředí. Mnohdy je možno kvantifikovat hledaný parametr horninového prostředí přes měřenou fyzikální veličinu, pro kterou lze definovat funkční vztah. Občas však je měřen fyzikální parametr masivu, který je zkoumán (např. přímé měření elektrického odporu nebo rychlosti šíření seizmických vln v horninovém prostředí). Geotechnická praxe očekává od geofyzikálních měření především informace o geologické stavbě, fyzikálních (případně dalších geotechnických) parametrech hornin a též časových změnách fyzikálních parametrů masivu.

Pro správnou aplikaci geofyzikálních metod je nezbytné dodržet (při plné hospodárnosti) následující zásady (podle Karous, 1998):

- Časová návaznost. Průzkum lokality se zahajuje návrhem komplexu Gf metod na základě rešerše a zkušeností geofyzika. Zvolené metody se ověřují parametrickým měřením v místě se známou geologií (z laboratorních zkoušek a vrtů). Následuje předběžný Gf průzkum, na který navazuje optimální situování Gf měření a jeho interpretace. Výsledky interpretace musí být vztaženy k výsledkům laboratorního a inženýrskogeologického (Ig) průzkumu. Po případném Gf doprůzkumu k ověření nových skutečností se provádí společná Ig a Gf interpretace výsledků.
- Komplexnost geofyzikálních prací. Pro jednoznačnou interpretaci geologických poměrů je vhodné posuzovat měřené projevy z hlediska většího počtu fyzikálních vlastností, tj. aplikovat optimální komplex několika Gf metod s různým fyzikálním základem. Geologické prostředí je velmi složité, Gf modely ho zpravidla charakterizují kvazihomogenními celky definovanými konečným počtem konstantních parametrů nebo gradientovou změnou jejich hodnot.
- Efektivní rozsah a hustota geofyzikálních prací. Tyto zásady se definují podle velikosti zkoumané lokality, předpokládaného rozsahu studované nehomogenity a očekávané velikosti anomálie. Optimální hustota Gf sítě stanovuje především délku, vzdálenost a orientaci profilů a též krok měření na profilech podle charakteru, šířky a rozsahu anomálního projevu.

Je ale také nezbytné posoudit limitující podmínky měření pro aplikovatelnost geofyziky (podle Karous, 1998):

- Stupeň přístupnosti terénu (povrchová zástavba, reliéf terénu, porost, hydrogeologické poměry, povrchová úprava terénu).
- Negativní vliv fyzikálních šumů (bludné proudy, elektromagnetická pole, variace geomagnetického pole, vibrace a seizmické šumy).
- Nehomogenita okolního prostředí (především pokryvné sedimenty, geologická stavba a tektonika v okolí).
- Přesnost měření (je definovaná citlivostí aparatury a metody, poměrem užitečného signálu a rušivého šumu).
- Labilita inverze (teoretická schopnost interpretačních postupů získat jednoznačné a správné informace z měřených Gf dat, případně s dodatkem Ig dat).

Uvedené zásady platí všeobecně, výjimkou není ani průzkum pro geotechnickou praxi. Vždy však je třeba klást mimořádný důraz na dobrou komunikaci mezi geofyzikem a geotechnikem (inženýrským geologem). Jednou z podmínek diskutované spolupráce je společné chápání pojmů. V **tabulce 1** uvádí *McDowell et al.* (2002) definice různého pojetí horninového podloží a geofyzikální metody k jeho průzkumu.

Tab. 1 Definice různého pojetí horninového podloží a geofyzikální metody k jeho průzkumu s uvedením hloubkového dosahu metody (podle *McDowell et al.*, 2002)

<i>Geologické pojetí hloubky podloží</i>	Konsolidovaná zemina/hornina
<i>Inženýrské pojetí hloubky podloží</i>	Nosná skalní struktura
<i>Těžební (lomařské) pojetí podloží</i>	Nezvětralá hornina
<i>Odporové metody</i>	rozdílná hodnota zdánlivého elektrického odporu 0 – 200 m
<i>Elektromagnetické metody</i>	rozdílná hodnota zdánlivé elektrické vodivosti 0 – 100 m (Slingram), 20 – 500 m (metoda přechodových jevů)
<i>Refrakční seizmická metoda</i>	rozdílná hodnota rychlosti šíření vln 0 – 20 m (úderová aparatura, palice)
<i>Reflexní seizmická metoda</i>	vysoký odrazný koeficient na rozhraní 0 – 200 m
<i>Gravimetrická metoda</i>	rozdílná hodnota hustoty 0 – 5 km
<i>Georadarová měření</i>	vysoká odrazivost na rozhraní (metoda citlivá na změnu elektrické permitivity, vodivosti a magnetické permeability) 0 – 10 (25) m

Interpretace musí vycházet z propojení dostupných geologických, geofyzikálních a geotechnických informací. Výsledkem geofyzikálního průzkumu musí být takové parametry a Gf modely, aby byly odběratelem přímo aplikovatelné. V mnohých případech lze stanovit závislost sledovaného parametru horninového prostředí (zpravidla s využitím laboratorních zkoušek na vzorcích odebrané horniny či vrtných jádrech) na měřené hodnotě geofyzikálního pole. Gf měření se aplikuje buď jednorázově, jako opakovaná měření nebo jako Gf monitoring. Gf měření pro obě posledně jmenované varianty je stejné, rozdíl spočívá v pojetí interpretace. Zatímco interpretace opakovaných měření sleduje změnu měřeného případně odvozeného parametru, výsledkem monitoringu jsou závěry ke sledování změn chování a stavu horninového masivu pro návrh řešení inženýrskogeologického nebo geotechnického problému.

Geofyzikální metody

Geofyzika dnes představuje širokou škálu metod a metodik, a to jak z pohledu měření, tak i z pohledu interpretace. Používána jsou pole přirozená i pole umělá. Podle umístění zdroje pole a měřící jednotky při měření jsou rozeznávány různé varianty - povrchové (pěší), vrtní, důlní, vrt - povrch, podzemní dílo - povrch, podzemní dílo - vrt, vrt - vrt, automobilní, lodní, letecké a družicové.

V následujícím textu budou stručně popsány ty metody, které se nejčastěji používají pro geotechnický průzkum. Podle druhu zkoumaného fyzikálního pole se geofyzika dělí na řadu metod:

- tíhové pole Země studuje gravimetrie,
- současné magnetické pole Země je předmětem studia magnetometrie; magnetické pole, které existovalo na Zemi v geologické minulosti, popisuje paleomagnetismus,
- studiem elektrických a elektromagnetických polí se zabývá geoelektrika,
- rychlostí šíření elastických vln v různém horninovém prostředí se zabývá seizmika; přirozené i umělé vibrace jsou studovány seizmologií,
- radioaktivitu hornin a životního prostředí zkoumá radiometrie, jsou využívány také metody jaderné fyziky,
- teplotní pole Země a tepelný tok studuje geotermika,
- jako speciální metoda se v užité geofyzice vyčleňuje karotáž, která se zabývá měřením a interpretací všech výše uvedených fyzikálních polí ve vrtech,
- relativně samostatnou oblastí je studium fyzikálních vlastností hornin - petrofyzika.

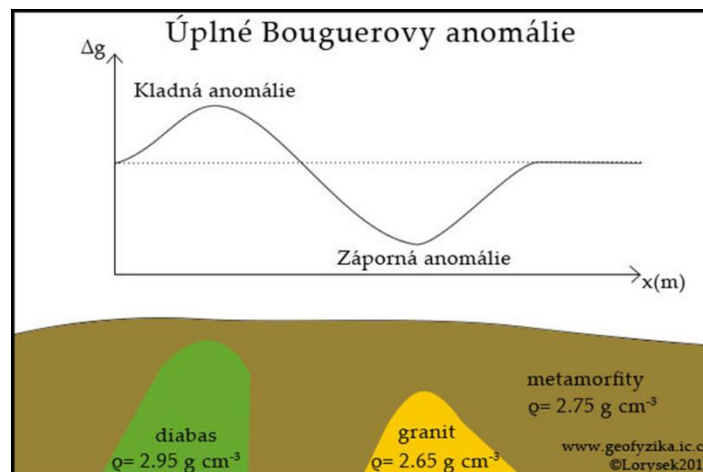
Geologové obvykle studují horninové prostředí prostřednictvím přímého pozorování v terénu, provádějí analýzu zeminových i horninových vzorků, geofyzikové kladou důraz na využití fyzikálních principů pro studium vlastností materiálů a struktury Země, zpravidla s využitím kvantitativních přístupů zahrnujících matematické výpočty a numerické modelování. Sběr dat je realizován buď pomocí pasivních metod, nebo aktivních metod s umělými zdroji fyzikálních polí. Geofyzik potřebuje znát geologii pro interpretaci dat, ale také musí ovládat matematické a fyzikální postupy. Při studiu mělkých struktur, geologové a geofyzikové spolupracují, neboť využívají různé vzájemně se doplňující postupy. Geologové poskytují přímé a přesné informace, ale zpravidla pouze na malém množství vzorků ("tečkovaný obraz,,), zatímco geofyzikové poskytují datově rozsáhlé informace (profilová, plošná i prostorová data), ale obvykle vycházejí z odhadů/předpokladů a též mají menší rozlišení/přesnost.

V následujícím popise jsou uvedeny velmi stručné základy jednotlivých metod a příklady interpretace; pro detailnější studium odkazujeme na učebnice geofyziky (např. *Mareš et al., 1990, Lowrie, 2007*).

Gravimetrie

Gravitační pole Země je hlavním prvkem zkoumaným ve fyzikální geodézii (např. *Llibourtry, 2000*). Gravitační metoda vychází z měření tíhového zrychlení na Zemi, které je definováno vektorovým součtem gravitačního a setrvačného zrychlení. Základní jednotkou tíhového zrychlení je $\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$, dříve se používala jednotka Gal ($1\text{mGal} = 10 \mu\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$). Celková hodnota tíhového pole je řádu $10^7 \mu\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$, změna závisící na zeměpisné šířce je $5\cdot 10^4 \mu\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$ (důsledek setrvačného zrychlení), projev hustotních nehomogenit je do $10^3 \mu\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$. Měření tíhového pole se provádí pomocí přesných gravimetrů různého typu, které umožňují absolutní nebo relativní měření. Terénní měření poskytují relativní hodnoty tíhového zrychlení (gravimetry translačního typu vyrovnávají moment tíže pružností pružiny, gravimetry rotačního typu moment tíže vyrovnávají momentem torze vlákna, v gravimetrech plynového typu se moment tíže vyrovnává tlakem plynu). Přesnost gravimetrů je v rozmezí $\pm 0,5 \mu\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$ až $0,05 \mu\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$.

Tíhová anomálie je definována jako skutečná tíže určená relativním měřením, porovnává se s normálním polem stanoveným pro rotační elipsoid pro odpovídající zeměpisnou šířku. Anomálie je kladná, pokud je skutečná tíže větší než normální, pro zápornou anomálii platí opak (**Obr. 1**). Změnu zemské tíže vyvolávají faktory regionálního významu, které souvisí s charakterem stavby Země, s jejím tvarem a rotací, dále faktory nižšího řádu, které souvisí s členitostí povrchu a proměnností její geologické stavby a v neposlední míře i účinky Slunce a Měsíce, případně dalších vesmírných těles. Stanovujeme-li tíhové anomálie pro řešení geologických problémů, je nutno odstranit vliv topografických nerovností, aby anomálie byly projevem změny hustoty hornin. Odstranění nežádoucích vlivů se provádí zaváděním různých druhů oprav a redukcí: oprava o hodnotu normálního pole, Fayova redukce (anomálie z volného vzduchu), Bouguerova redukce (účinek horizontální desky nad referenčním elipsoidem), topografická redukce, izostatická redukce, Bullardův člen. Výsledkem po všech opravách je tzv. úplná Bouguerova anomálie.



Obr. 1 Schematické znázornění tíhových anomálií (převzato z <http://www.geofyzika.ic.cz/tihanom.php>)

Pro většinu Gf metod se pro interpretaci používají dva přístupy: přímá a obrácená úloha. V gravimetrii při řešení přímé úlohy se definuje anomálie, kterou vyvolává těleso, jehož tvar, polohu a hustotu známe. Využíváme poznatky o účincích těles; pro tělesa pravidelného tvaru používáme analytické metody, pro nepravidelné tvary jsou aplikovány přibližné integrační postupy. Obrácená

úloha řeší analýzu naměřené anomálie, pro kterou hledáme tvar a polohu tělesa, které by jí mohlo vyvolávat, výsledky nemusí být jednoznačné. Výsledky interpretací gravimetrických měření jsou prezentovány jako mapy regionálních a lokálních tíhových anomálií, analytickými postupy mohou být odvozeny mapy prvních nebo druhých derivací tíže, maximálních horizontálních gradientů tíže, případně dalších odvozených parametrů. Přístroje pro tíhová měření (měříme tíhové zrychlení) nazýváme gravimetry a dělíme je na přístroje pro absolutní nebo relativní měření. Pro geotechnické účely v terénu se používají relativní měření, přístroje jsou lehké, snadno ovladatelné a jejich měření probíhá v krátkém časovém úseku (minuty). Nejmodernější přístroje (La Coste D) dosahují přesnost až $\pm 0,05 \mu\text{ms}^{-2}$.

Rozsah hustot pro základní zeminy a horniny je uveden v **tabulce 2**. Z tíhových anomálií (jejich intenzita je v rozsahu od $10^{-2}\%$ do $10^{-5}\%$ z celkové hodnoty zrychlení), získaných pomocí gravimetrického nebo mikrogravimetrického měření, lze interpretovat rozložení hustot v horninovém prostředí. Pro geotechnické účely jsou z hustotních rozhraní stanovovány především:

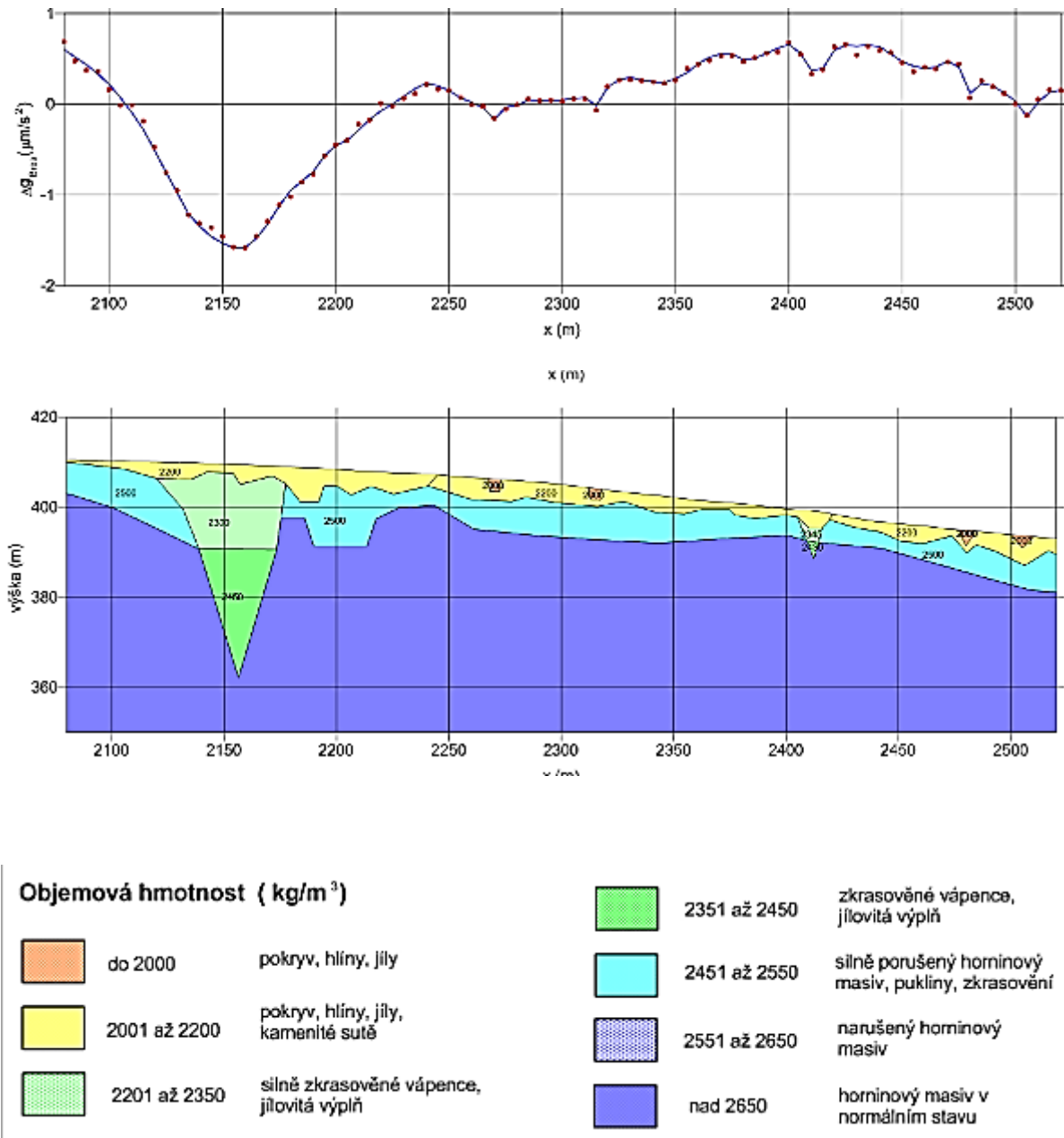
- litologické typy (různé horniny),
- porušené zóny (tektonika),
- dutiny (jeskyně, umělé prostory, dutiny zaplněné vodou),
- reliéf podloží s vyššími hustotami,
- mocnost a rozložení pokryvu, resp. antropogenních sedimentů (skládek).

Tab. 2 Hustoty vybraných zemin a hornin (podle různých autorů)

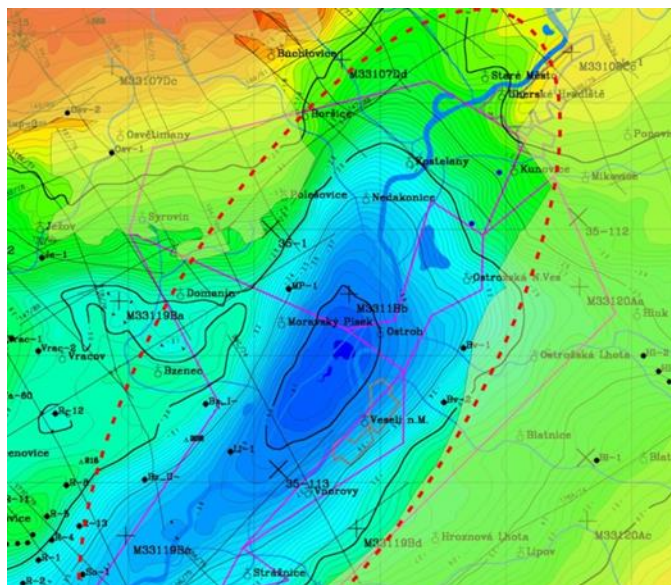
	Hustota [$\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$]	Měrný odpor [Ωm]	Rychlost podélných vln [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$]
voda	1,0	0,1 - 1000	1450 - 1500
hlíny	1,2 – 2,6	1 – 10^2	300 - 700
písky	1,5 – 1,7	$10 - 10^5$	400 - 1200
pískovec (porovitý, satureovaný)	2,1 – 2,4	$100 - 10^4$	2000 - 3500
mramory	2,0 – 3,0	$100 - 10^5$	2100 - 2600
vápence	2,4 – 2,7	$100 - 10^5$	3500 - 6000
granity	2,4 – 2,8	$3\cdot 10^2 - 10^6$	4500 - 6000
břidlice	2,6 – 3,0	$100 - 10^4$	4400 - 5200
čediče	2,5 – 3,1	$1000 - 2,5\cdot 10^6$	5000 - 6000
diabasy	2,6 – 3,2	$100 - 10^6$	5000 - 6000

Hustotní rozdíly mezi jednotlivými horninami, které se projevují odchylkou tíže, tvoří tíhovou anomálii, jak je uvedeno výše. První příklad (**Obr. 2**) představuje bodové profilové mikrogravimetrické měření relativních hodnot tíhového zrychlení. Jde o průzkum v krasové oblasti s cílem detekovat silně porušené a zkrasovatělé části horninového masivu, který je pokryt nepříliš mocnou vrstvou hlín a jílu. Vyneseny jsou úplné Bouguerovy anomálie. Výrazná záporná anomálie je detekována na metrži 2100-2220, což svědčí o hlouběji založeném zkrasovatění nebo porušené zóně. Drobnější anomálie jsou vidět také na konci profilu v metrži 2400-2520. Z těchto tíhových hodnot byl vypočten tíhový model s interpretací.

Provádíme-li plošná gravimetrická měření, výsledkem je mapa gravimetrických izoliní. Interpretací takových gravitačních měření lze najít oblasti, kde se horniny v podloží vyklenují či tvoří pánve (stará moře). Příklad výrazné záporné tíhové anomálie lze nalézt v okolí Moravského Písku (Obr. 3).



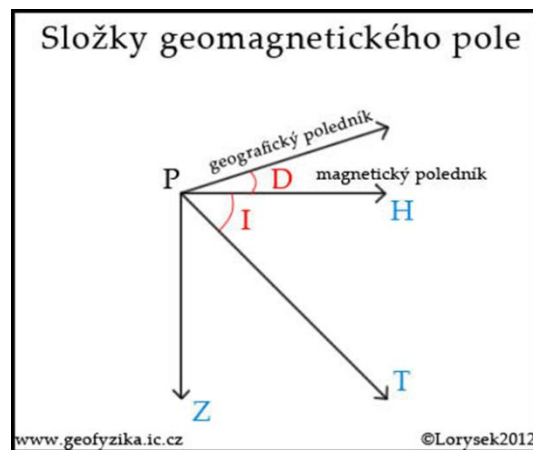
Obr. 2 Příklad naměřených tíhových hodnot zpracovaných do formy Bouguerových anomálií a vypočtený tíhový model s interpretací (převzato z <http://gimpuls.cz/view.php?cisloclanku=2009080002>)



Obr. 3 Mapa gravimetrických izolinií (Bouguerovy anomálie) v okolí Moravského Písku (převzato z http://mng.webz.cz/pruzkum_tezba.php, červené tóny představují kladné hodnoty anomálií, modré tóny záporné hodnoty anomálií)

Magnetometrie

Zemské magnetické pole je charakterizováno vektorem magnetické indukce, intenzita tohoto pole je charakterizována totálním vektorem označovaným T (má vždy určitou amplitudu a orientaci). Tento vektor je proměnný prostorově i časově. Ve Střední Evropě bychom naměřili hodnotu cca. 45 000 nT (nano Tesla), na polárních kruzích cca. 70 000 nT. Velikost však závisí i na aktivitách jádra Země, na aktivitě Slunce a na magnetických bouřích v ionosféře, dále na materiálu zemské kůry atd. (např. Campbell, 2003). Zpravidla se geomagnetické pole definuje pomocí trojice veličin (Obr. 4): horizontální složka H, deklinace D (vodorovný úhel mezi směrem osy magnetky a zeměpisným severem, závisí na zeměpisné poloze měření určené zeměpisnou šířkou a délkou, navíc se v čase mění, protože magnetický pól se vůči zeměpisnému pomalu pohybuje) a vertikální složka Z. Jiná užívaná trojice elementů je D, I a H (I – inklinace, tj. úhel mezi směrem totálního vektoru T a horizontální složkou H; $\text{tg } I = Z/H$). Inklinace závisí na zeměpisné šířce a mění se přibližně od 0° na rovníku po $\pm 90^\circ$ na pólech.



Obr. 4 Znárodnění složek zemského geomagnetického pole (převzato z <http://www.geofyzika.ic.cz/princmagn.php>)

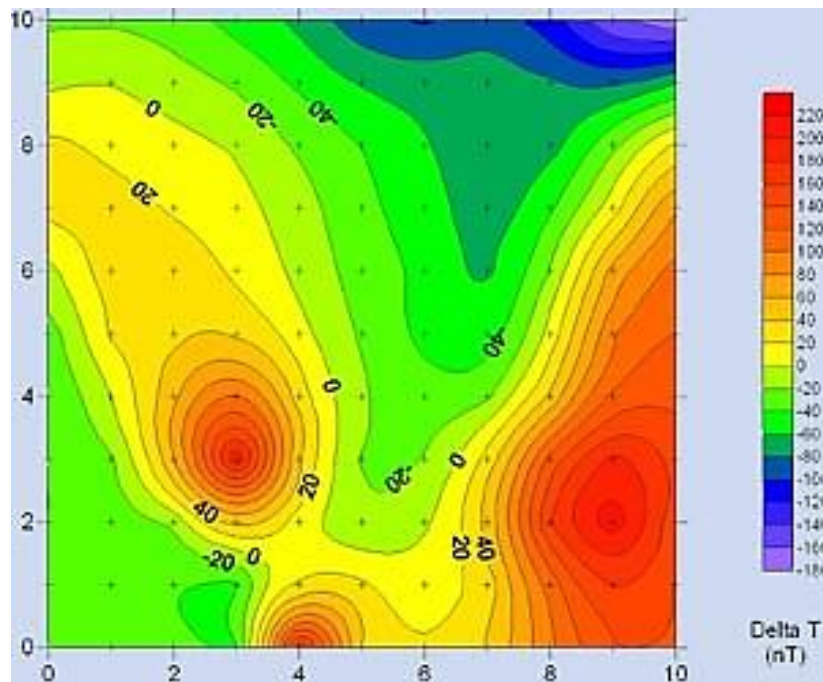
Magnetizace je vektorová veličina, která charakterizuje schopnost hornin a horninových celků vytvářet si ve vnějším magnetickém poli sekundární magnetické pole. Celková magnetizace je vektorový součet přirozené remanentní a indukované magnetizace. Přirozená remanentní magnetizace je parametr složité povahy. Důvodem je skutečnost, že tato magnetizace byla dlouhodobě formována fyzikálními a chemickými procesy. Permanentní magnetizace je nezávislá na současném zemském poli, je však závislá na termální, mechanické a magnetické historii hornin. Magnetická susceptibilita (bezrozměrná veličina) je parametr závislý na druhu a množství magneticky aktivních minerálů v hornině (magnetické oxidy, pevné roztoky magnetitu, minerály hematitové řady). Magnetická susceptibilita zásadně ovlivňuje velikost indukované magnetizace (nejen druh a množství magnetických minerálů, ale také tvar tělesa, anizotropie susceptibility, rozměry zrn, objemová susceptibilita hornin). Horniny podle magnetických vlastností dělíme na diamagnetické (susceptibilita je záporná), paramagnetické (intenzita indukovaného pole působí ve stejném směru jako intenzita primárního pole) a feromagnetické (kladná a vysoká susceptibilita).

Při terénních průzkumech se měří absolutní nebo relativní hodnoty prvků geomagnetického pole, např. totální hodnota, vertikální složka, horizontální složka, inklinace. Magnetická anomálie je definována jako rozdíl měřené hodnoty a normální hodnoty. Nejstarší přístroje v magnetometrii jsou magnetické váhy a magnetometry s ferosondou. V současné době se používají především protonové magnetometry (pozemní měření, citlivost 1nT, celosvětový rozsah, rychlé čtení a široký teplotní rozsah), atomové magnetometry (letecké měření, césiové nebo rubidiové, vyšší citlivost než protonové), magnetometr SQUID (Josephsonův efekt - supravodiče za teploty blízké absolutní nule). Měří se též gradienty pole tzv. gradiometry, měřená data jsou vhodnější pro geologické interpretace a též minimalizují vliv variací geomagnetického pole.

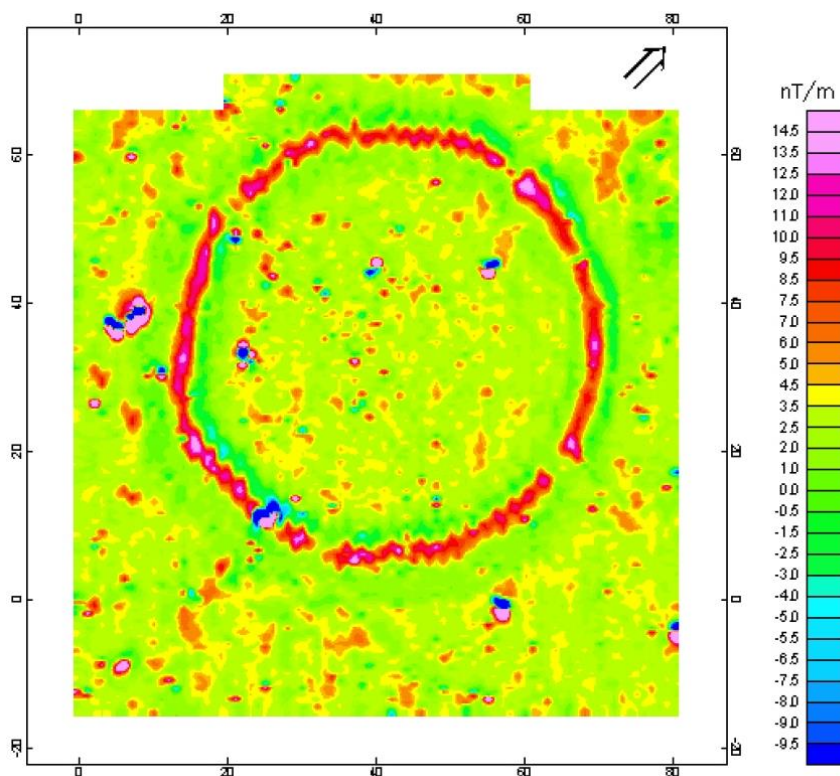
Terénní magnetická měření jsou regionální, detailní, profilová nebo plošná. Interpretují se charakteristické geologické a magnetické struktury ve zkoumané oblasti. Správná volba metodiky měření umožní efektivní odstranění nežádoucích vlivů na měření (především denní variace přirozeného šířkového gradientu geomagnetického pole). Magnetická měření se používají především k mapování magneticky kontrastních litologických typů a specifikaci hlavních geologických struktur. Interpretace získaných dat se provádí zpravidla obrácenou úlohou, tj. analyzuje se naměřená anomálie porovnáním s modelovanými křivkami. Významná je také detekce umělých podzemních objektů s kontrastními magnetickými vlastnostmi (železných nebo ocelových). Magnetická měření slouží také pro lokalizaci kovů a nevybuchlých bomb (metaldetektory) nebo stanovení magnetické susceptibility hornin (kapametry).

Aeromagnetický průzkum České republiky (Šalanský, 1995) identifikoval hlavní geomagnetické anomálie. Ke zpřesnění informací se provádí detailní pozemní průzkum, menší anomálie jsou zpravidla vyvolány magnetizovanými polohami vulkanogenních pásem. Na **obrázku 5** je výřez z mapy izolinií intenzity geomagnetického pole ΔT , na kterém lze zřetelně odlišit dvě lokální maxima (přesahují hodnotu 200 nT). Pokud by v této oblasti byla plánována geotechnická stavba, bylo by nezbytné stanovit příčinu těchto anomálií a zohlednit tuto skutečnost v projektu.

Občasným problémem při průzkumu lokality je archeologický nález. Geofyzikální měření nejsou využívána jen k ověření archeologických situací před či v průběhu terénního odkryvu, ale geofyzika se pomocí svých postupů sama podílí na vyhledávání a dokumentaci archeologických lokalit, případně je kombinována s dalšími metodami nedestruktivní archeologie. Na **obrázku 6** je jednoduchý mladoneolitický rondel z lokality Želízy na Mělnicku. Tento rondel byl objeven z výsledků leteckého průzkumu, detailní plošný magnetický průzkum přesně stanovil polohu jednotlivých částí tohoto archeologického naleziště.



Obr. 5 Mapa izolinií intenzity geomagnetického pole ΔT (převzato z http://www.kcas.cz/?page=geofyzika/metody_przkumu/magnetometrie)



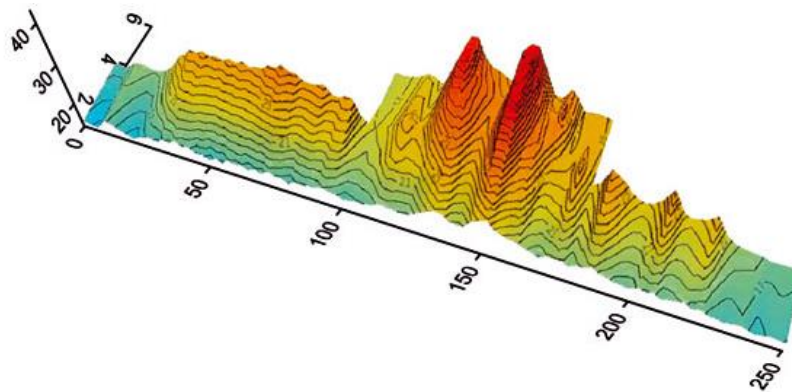
Obr. 6 Výsledek magnetometrického průzkumu - jednoduchý rondel ze Želíz na Mělnicku (převzato z <http://www.archeologienadosah.cz/clanky/archeologie-geofyzika>)

Termometrie

Teplné pole Země pochází z rozpadu radioaktivních prvků v Zemi, teplo uvolňované při mechanických pohybech zemských ker, atd. Lokálními zdroji teplotních anomálií při povrchu jsou jednak výstupové cesty podzemních vod (extrémní kontrasty lze detekovat u termálních vod), chemické procesy, hoření přirozené i v umělých deponiích. Na teplotu na povrchu Země má vliv jak vnitřní teplo pocházející ze Země, tak i vnější zdroj tepelné energie – Slunce. Povrchové měření je značně ovlivněno klimatickými podmínkami, je proto nutné sledovat sezónní a hloubkové variace teplot.

Měření se provádí kontaktními (elektrické termistorové teploměry) nebo bezkontaktními (infračervené termální snímače) termometry, lze užít i dálkové snímání. Termometrická měření se používají při detekci hoření, pro průzkum a nápravu starých ekologických zátěží, pro řešení řady hydrogeologických problémů a stanovení hydrogeologického režimu. Specifické aplikace termometrie jsou realizovány ve vrtech, kde slouží ke zjišťování přítoků podzemní vody do vrtů a zjištění technického stavu vrtu a stavu cementace.

Příklad terénního termometrického měření pro geotechnické účely pochází z roku 2009, ve kterém došlo na zastávce Divnice na trati Staré Město u Uherského Hradiště – Vlárský průsmyk st. hranice, k samovolnému vznícení násypového tělesa. Na tomto tělese je umístěno nástupiště a přístřešek jmenované zastávky. Z výsledků profilových měření (Obr. 7) je patrné, že v rozsahu staničení 147,100 km–147,180 km je výrazná teplotní anomálie, která se nejvíce projevila na profilových liniích P2 (3 m SZ od osy koleje) a P3 (5 m SZ od osy koleje), méně výrazně se projevila na ostatních profilových liniích. Příčinou těchto teplotních anomálií je hoření či doznívající procesy hoření v násypovém tělese.



Obr. 7 Výsledky termometrických měření (teplota ve °C) na zastávce Divnice v žkm 147,000–147,250 (převzato z <http://www.asb-portal.cz/inzenyrske-stavby/geotechnika/vybrane-problemy-regionalnich-trati>)

Geoelektrika

Geoelektrické metody využívají ke zkoumání horninového prostředí elektrická a elektromagnetická pole umělého i přirozeného původu (např. Karous, 1989). Průběh a charakter těchto vlastností závisí na elektromagnetických (EM) vlastnostech prostředí – vodivosti (resp. odporu), permitivitě, magnetické permeabilitě a elektrochemické aktivitě. Studované pole může být stejnosměrné či střídavé se širokým rozmezím frekvencí, harmonické či neharmonické, přirozené nebo umělé. Pro geoelektriku je charakteristický velký počet dílčích metod, z nichž mnohé mají řadu modifikací. Tato skutečnost se projevuje příznivě v širokém okruhu geologických problémů, k jejichž řešení může geoelektrické měření přispět.

Velký počet a pestrost geoelektrických metodik je mimo jiné podmíněn různorodostí elektrických parametrů hornin. Základním parametrem je měrný odpor (rezistivita) ρ určující možnosti většiny geoelektrických metod, zejména odporových a nízkofrekvenčních elektromagnetických. Měrné odpory jednotlivých typů hornin se mění v širokých intervalech, k čemuž je nevyhnutelné přihlídnout při interpretaci výsledků geoelektrických měření (Tab. 2). Elektrická permitivita ϵ se uplatňuje pouze při měření vysokofrekvenčními elektromagnetickými metodami. Polarizovatelnost α vyjadřuje schopnost hornin hromadit náboje na rozhraní kapalné a pevné fáze.

Geoelektrické metody se dělí na tři základní skupiny: stejnosměrné, elektrochemické a elektromagnetické.

Stejnoseměrné geoelektrické metody

Jako stejnosměrné označujeme geoelektrické metody, které zkoumají rozložení elektrického potenciálu nebo gradientu potenciálu stejnosměrného proudu. Stejnoseměrné odporové metody patří mezi nejspolehlivější průzkumné metody mělké geologické stavby a jsou také zpravidla základní skupinou geofyzikálních metod, aplikovaných při inženýrsko-geologických průzkumech. Využívají diferencí v charakteristických hodnotách měrného odporu různých typů hornin.

Sledujeme-li změnu odporu podél profilu, mluvíme o odporovém profilování. Realizace měření probíhá pomocí zpravidla 4 elektrod, z nichž dvě jsou proudové (zavádí se jimi elektrický proud do zkoumaného prostředí, označují se A a B) a dvě potenční (na nich se odečítá hodnota napětí, označují se M a N). Prosté měření procházejícího proudu a napětí na jednom páru elektrod není použitelné proto, že do stanovených odporů vstupuje uzemňovací odpor elektrod, který se výrazně mění s každým přemístěním a novým uzemněním elektrody. Nad nehomogenním prostředím naměříme také ΔU při proudu I a formálně můžeme také určit jakýsi střední měrný odpor ρ_z , odpovídající homogennímu materiálu prostředí, nad nímž bychom změřili stejným uspořádáním stejné napětí. Tomuto odporu říkáme zdánlivý měrný odpor ρ_z a platí pro něj tedy:

$$\rho_z = k \cdot \Delta U / I,$$

kde k je tzv. konstanta uspořádání elektrod, závislá na jednotlivých vzdálenostech mezi elektrodami: $k = (2\pi / (1/AM-1/BM-1/AN+1/BN))$. Z rozestupu proudových elektrod se stanovuje hloubkový dosah měření. Nejčastěji používaná uspořádání elektrod jsou na obr. 8, dělíme je mj. na uspořádání symetrická a nesymetrická. Symetrická uspořádání se používají pro sledování litologických změn podél profilu, nesymetrická uspořádání jsou vhodná pro detekci strmých tenkých vodivých poloh (poruchové zóny).

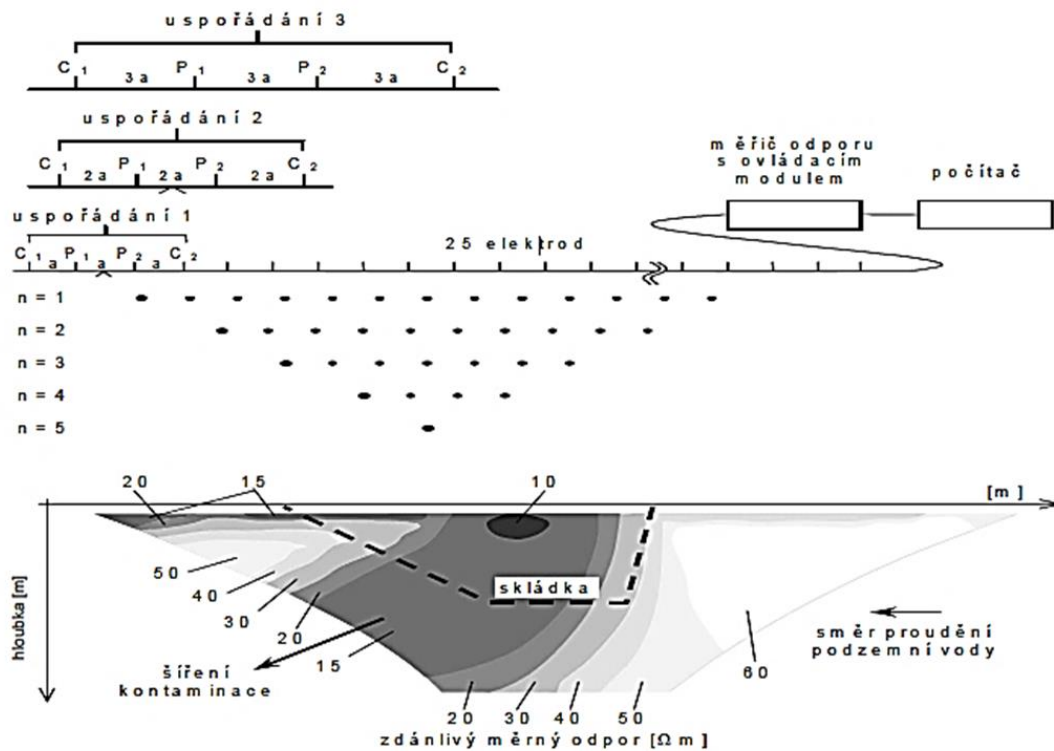
Profilování	Schéma uspořádání
Wennerovo	
Schlumbergerovo	
Středový gradient	
Kombinované	
Dipólové osové	
Leeovo	
Kombinovaný středový gradient	

Obr. 8. Nejčastěji používaná uspořádání při stejnosměrném odporovém profilování (podle různých autorů)

Změnou rozestupu proudových elektrod měníme hloubkový dosah měření. Pokud střed uspořádání zůstává na místě, pak hovoříme o vertikálním odporovém sondování (VES). Také při měření VES lze použít různá uspořádání elektrod. Pro interpretaci sestavujeme závislost naměřených odporů na poloviční vzdálenosti AB, tj. sondážní křivku, z níž interpretujeme vertikální izoohmické řezy (kvalitativní interpretace) a hloubkové řezy geoelektrické (kvantitativní interpretace).

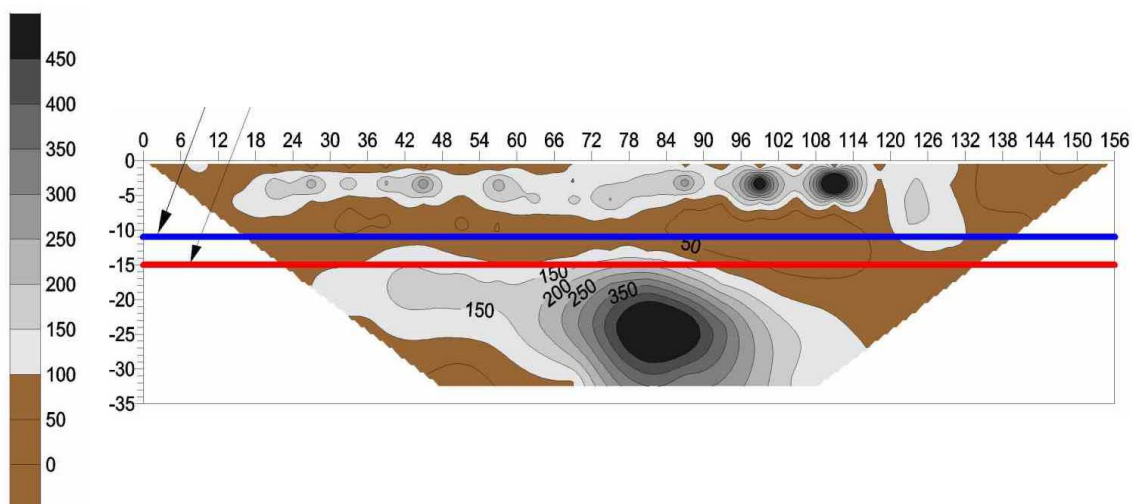
Multielektrodová měření představují kombinaci sondážních a profilových měření. V podstatě jde o rozmístění desítek nebo i stovek elektrod podél měřené linie se vzájemnou vzdáleností několik metrů. Systém je řízen aparaturou, která podle zadaného schématu postupně spíná jednotlivé elektrody jako proudové a potenční. Tím jsou získána data, která představují profilová měření s různým uspořádáním elektrod i různým hloubkovým dosahem, a současně jsou získána data

vertikálního elektrického sondování v jednotlivých bodech profilu. Touto metodikou jsou získány izohmické řezy, které je možno interpretovat na rozložení zdánlivých měrných odporů. Schéma měření je na **obr. 9**.



Obr. 9 Schéma multielektrodeového geoelektrického měření nad tělesem neizolované skládky, které dokládá směr šíření kontaminantu do podloží (převzato z <http://www.iris-instruments.com/>)

Častým úkolem v geotechnické praxi je stanovení optimální hloubky horizontálního vrtání pro vedení inženýrských sítí. Na **obr. 10** je rezistivní řez (hodnoty odporu v Ωm), který byl získán geoelektrických odporovým profilováním s dipólovým uspořádáním elektrod. Při realizaci testovacího vrtu (červená linie) se prokázalo velmi obtížné vrtání přes štěrkové polohy (vyznačeny šedě, podle hodnot naměřeného odporu). Proto byla pro vlastní realizaci stanovena hloubka 11 m (modrá linie), která prochází víceméně pouze hlínami (vyznačeny hnědě).

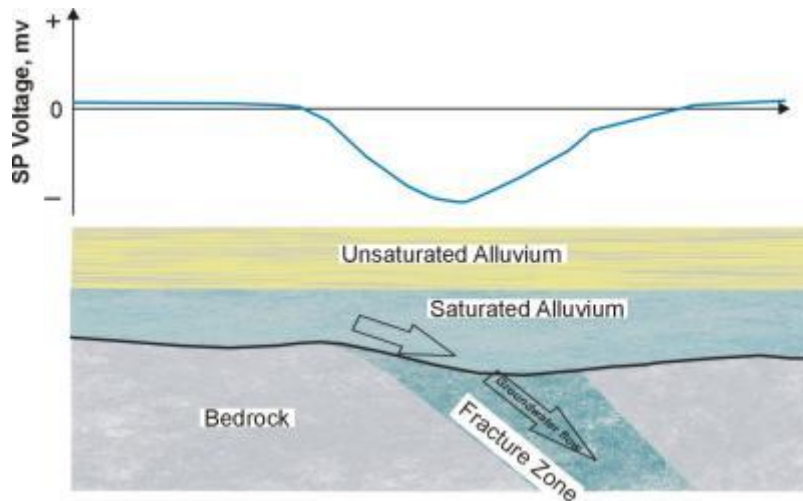


Obr. 10 Rezistivní řez (hodnoty odporu v Ωm) s vyznačení dvou poloh horizontálního vrtání, popis v textu (převzato z http://www.agiusa.com/brochure_horizontal_drilling.shtml)

Elektrochemické metody

Do této skupiny metod patří především metoda spontánní polarizace a metoda vyzvané polarizace. K měření je nutno použít speciální nepolarizovatelné elektrody, nestačí pouze kovové elektrody jaké se používají při stejnosměrných metodách. Měření spontánní polarizace, tj. přirozených elektrických proudů v zemi, které jsou vyvolány elektrochemickou aktivitou některých minerálů (sulfidy, grafit), umožňuje takovéto minerály zjistit a mapovat. Častou aplikací je sledování filtračních potenciálů vzniklých při proudění podzemní vody pórovitým horninovým prostředím, čímž se detekuje směr proudění podzemní vody a místa úniků vody. Touto metodou lze sledovat také bludné proudy umělého původu, což je významný parametr pro stanovení agresivity prostředí (změna koncentrace vod v půdě). Příklad měření spontánní polarizace je na **obr. 11**. Záporná anomálie je vyvolána podpovrchovým prouděním vody, přičemž voda z nasycené vrstvy vniká do zlomového pásma. Pokud by v této geologické situaci voda naopak proudila ze zlomového pásma, naměřili bychom anomálii kladnou.

Vyzvaná polarizace se vyvolává proudovými impulzy, při nichž se elektrický proud zavádí pomocí uzemněné proudové elektrody do země, druhá proudová elektroda je umístěna ve velké vzdálenosti mimo proměřovaný prostor. Metoda se používá pro detekci vodivého tělesa (rozsah a tvar zkoumaného tělesa a jeho spojení s jinými tělesy) nebo pro stanovení směru a rychlosti proudění podzemní vody (proudová elektroda zavádí do vrtu nebo pod hladinu vody, pole se zvýrazňuje vodivým značkovačem). Modifikovaná metoda nabitého tělesa se používá pro zjišťování netěsností izolační fólie v podloží skládek odpadu.



Obr. 11 Křivka spontánní polarizace nad zlomovým pásmem, ve spodní části obrázku je geologické schéma situace (převzato z <http://www.cflhd.gov/resources/agm/engApplications/SubsurfaceCharacter/615MappingGroundwaterSurfFlow%282%29.cfm>)

Elektromagnetické metody

Obdobně jako u stejnosměrných metod, i zde definujeme profilování a sondování, zdrojem jsou střídavá elektromagnetická pole různých frekvencí. Metoda dipólového elektromagnetického profilování (DEMP) měří vodivost zkoumaného prostředí. Zdrojem jsou antény napájené střídavým proudem různých frekvencí (zdrojový dipól), měří se přijímací anténou anomálie indukované ve vodivém zemském prostředí. Metoda je vhodná pro rychlý průzkum přípovrchových částí měřeného prostředí. Změnou frekvence zdrojového pole se mění hloubkový dosah, čehož využívají metody elektromagnetického (frekvenčního nebo přechodového) sondování - čím vyšší frekvence, tím menší hloubkový dosah. Hloubkový dosah se rovněž zvětšuje s rostoucí vzdáleností obou dipólů.

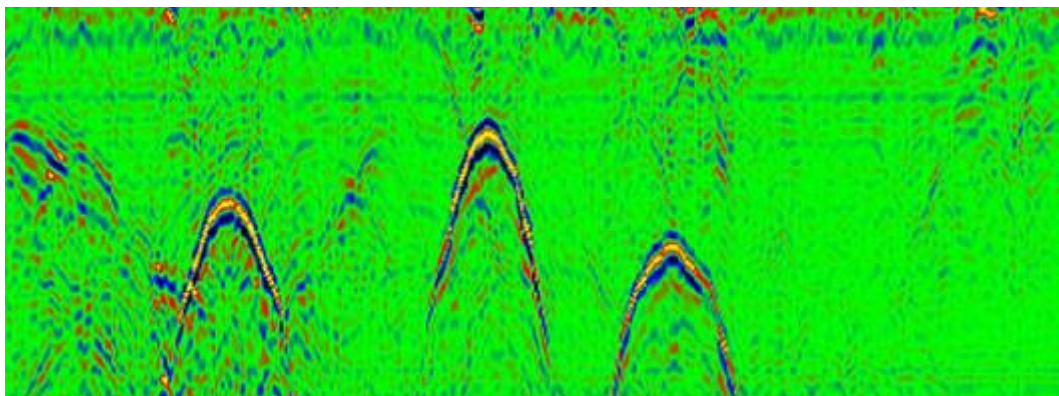
V metodě TURAM výsledné pole měříme relativně dvěma vertikálními cívkami. Sledujeme poměr vertikálních složek magnetického pole ve dvou bodech a fázový rozdíl mezi těmito složkami. V metodě SLINGRAM se pohybujeme po profilu s generátorem a přijímačem. Přijímač měří vertikální složku a je spojen s generátorem,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

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

Georadarový průzkum je moderní geofyzikální metodika, která se používá pro mělký inženýrskogeologický průzkum (rozlišení jednotlivých vrstev, hloubky podloží, zlomů v horninách, jeskynních prostorů a skrytých skládek). V trase geofyzikálního profilu je situována přijímací a vysílací anténa, signál je vysílán pod povrch a registruje se čas příjmu po odrazu od podpovrchových reflexních rozhraní, které jsou projevem změny elektromagnetických vlastností zkoumaného prostředí. Používané elektromagnetické pulzy mají vysokou vlastní frekvenci (50-1000 MHz).

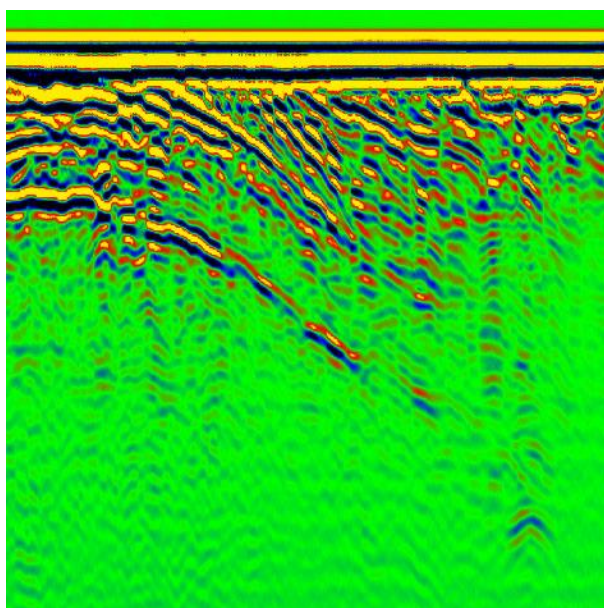
Vzdálenost antén a krok měření po profilu závisí na povaze řešeného úkolu (očekávaná hloubka hledaných těles, jejich rozměr apod.). Vysílaný signál přijatý po odrazu od těles v zemi je aparaturou dále zpracováván a je možné jej sledovat na obrazovce připojeného počítače, kde se postupně přímo v terénu vykreslí celý geofyzikální řez po profilu. Naměřená data se pak dále zpracovávají pro zvýraznění hledaných struktur nebo objektů v různých částech řezu, zatímco jiné jsou potlačovány.

Georadary (zemní radar, GPR) určené pro lokalizaci objektů inženýrských sítí jsou rychlé, přesné a poskytují odezvu v reálném čase. Tato technologie umožňuje nedestruktivní stanovení uložení vedení, potrubí, železných výztuží a různých objektů pod zemským povrchem (obr. 12).



Obr. 12 Příklad detekce kovového potrubí pomocí georadaru (přezato z <http://zemniradary.cz/services-view/nedestruktivni-diagnostika/>)

Georadarový průzkum je významným pomocníkem pro mělkou prospekci. Kromě odhalení různých objektů v měřené trase umožňuje stanovit přípovrchovou geologickou stavbu, tělesa navážky, hloubku pevného podloží a pod. Příklad na obr. 13 ukazuje identifikaci struktury písčitého kopce, který je překryt horizontálními sedimenty .



Obr. 13 Profilování pohřbeného písčitého kopce pomocí georadaru (převzato z <http://pokladypodnami.cz/georadary-jako-nastroj-pro-hledace-a-archeology/>)

Seizmika

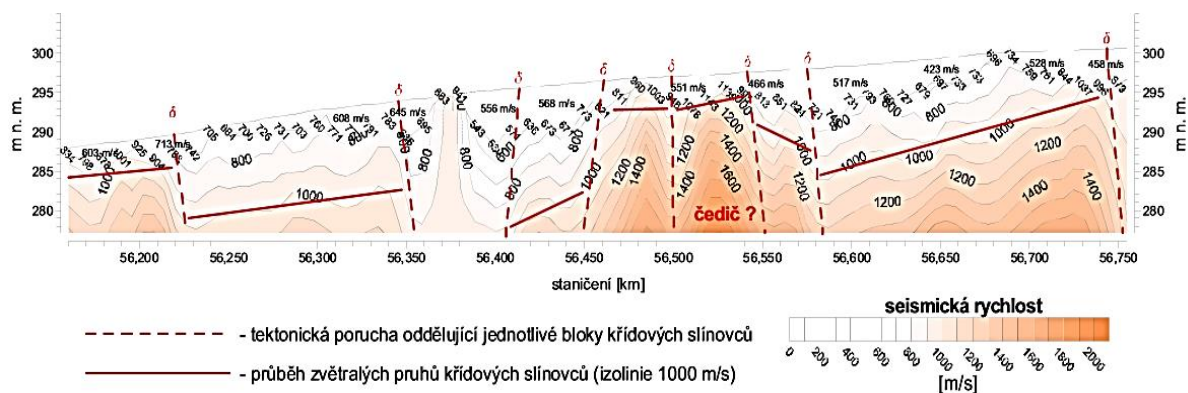
Seizmické metody zjišťují podmínky šíření mechanických vzruchů (vibrací) v horninovém masivu, jejich odrazy od rozhraní apod. (např. Shearer, 1999, Doyle, 1995). Signály mohou být zemětřesení a další jevy přirozeného původu. V inženýrské seizmice se používají téměř výhradně signály umělé, tj. výbuchy, vibrace, údery, indukované jevy. Zpravidla se registrují lomené, odražené nebo přímé vlny. Vlna, která není předmětem studia, se nazývá rušivá vlna (např. přímá podélná vlna, příčná, transformovaná, násobná, difragovaná, mikroseizmy). Výsledkem seizmického měření je hodochrona seizmických vln, tj. časová závislost příchodu seizmické vlny k bodu registrace. Hodochrona lomené (čelné) vlny je přímka (není od „nuly“), hodochrona odražené vlny je hyperbolická křivka, hodochrona přímé vlny je přímka. Z užitečných hodochron (hlavně odražených vln) se stanovují tzv. zdánlivé rychlosti, což je rychlost pohybu čela vlny podél profilu. Skutečné rychlosti se stanovují zpravidla laboratorním měření na vzorcích nebo ze seizmokatáže.

Mělká refrakční seizmika (často označovaná jako inženýrská seizmika) registruje podél profilu příchod lomených vln; umístění zdroje vlnění postupně na oba konce profilu umožňuje registraci vstříčných hodochron. Seizmické vlny se zpravidla budí kladivem nebo slabými výbuchy náloží, registrace se provádí ve vzdálenějších bodech pomocí geofonů. Geofony pracují na principu přeměny mechanického kmitání na elektrický signál. Příchod odražených vln je zaznamenáván při měření mělkou reflexní seizmikou. Seizmické vlny se budí výbuchy, údery nebo vibrátory, zpravidla se používá pro hluboký průzkum struktury zemské kůry (průzkum pro naftová a plynová ložiska).

Při seizmickém profilování se zdroj i geofony pohybují současně podél profilu, mnohdy i v podzemí (tunely, důlní dílo). Sleduje se změna seizmické rychlosti podél profilu, detekují se především porušené zóny a kvazihomogenní celky (lze analyzovat i útlum amplitudy vlny). Informace o změně rychlosti šíření umožňují stanovit mělkou geologickou stavbu, hloubku pevného odrazného rozhraní, mocnost vrstev nezpevněných sedimentů, zvodněné horizonty a další. Seizmické prozařování (tomografie) spočívá s generování signálů v řadě bodů, přičemž současně je signál registrován řadou geofonů. Za pomoci software je sestavován seizmický řez, který vychází z předpokladu přímých nebo křivých drah šíření. Tomografie se používá například ke studiu stupně porušení sledovaného bloku, k detekci dutin, ke stanovení geologické stavby a k odhadu napětového stavu masivu.

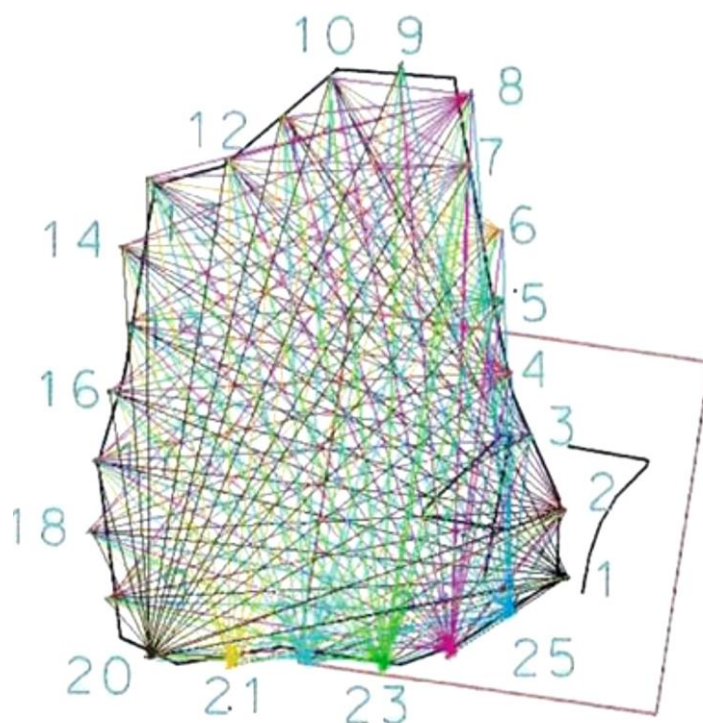
Mělká refrakční seizmika je používána pro řešení problematiky v sesuvných územích a následně sanaci postižených svahů. Tyto metody mohou upřesnit mocnost pokryvných sedimentů, rozčlenit zájmové území na kvazihomogenní litologické celky, případně zjistit míru porušení horninového prostředí aktivních sesuvů. V kombinaci s dalšími metodami lze zjistit přítomnost možných diskontinuit v hlubších zónách a definovat místa předpokládaných smykových ploch těchto sesuvů. Interpretace výsledku měření zobrazeného na **obr. 14** by mohla vypadat následovně: „Podle výsledků refrakčního seizmického měření dosahuje svrchní nízkorychlostní vrstva (sutě, hlinité písky s úlomky hornin, navážky a nejsvrchnější poloha zcela zvětralých hornin podloží – křídové slínovce) proměnlivých mocností od 0,5 m do 7,5 m. Rychlost přímé seizmické vlny v této svrchní vrstvě byla zjištěna v rozmezí 423 – 713 m.s⁻¹. Pod touto vrstvou se projevilo seizmické rozhraní o hraničních seizmických rychlostech 530 – 1139 m.s⁻¹, které charakterizují povrch podloží. Stupeň celkového porušení tohoto povrchu přechází od rozvětralé horniny charakteru zeminy po horniny silně zvětralé a silně porušené. Seizmické rychlosti podloží (nepřesahující hranici 2000 m.s⁻¹) směrem do hloubky nerovnoměrně narůstají a dle zřetelných tektonických poruch, které jsou na seizmickém řezu

znázorněny přerušovanou červenou čarou a označeny symbolem δ , lze oddělit jednotlivé bloky křídových slínců. Pomocí izolinie rychlostí $1000 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ byl přibližně výsledován úklon uložení těchto struktur a upřesněna celková charakteristika proměřovaného úseku (červená plná čára). Tato čára naznačuje možný výzdvih a pokles slíncových bloků v důsledku intruze bazaltových hornin.“



Obr. 14 Mělká refrakční seizmika, stanovení geologické přípořchové stavby (převzato z http://www.caag.cz/egrse/2012-2/05_hrutka-r.pdf)

Častým úkolem seizmického měření je stanovení porušení horninového bloku pomocí tomografie. K tomu se používají měření v kombinaci vrt-vrt nebo vrt-povrch, přičemž je nutno získat dostatečný počet paprsků procházejících zkoumaným místem. Příklad systému takového měření na opěrném pilíři v důlním díle je na **obr. 15**. Jednotlivé body 1 – 25 se postupně využijí jako lokace zdroje vibrací při současné registraci na všech ostatních bodech. Výsledkem jsou izolinie rychlostí dané oblasti.



Obr. 15 Schématické znázornění průchodu seizmických vln pro stanovení porušení pilíře v důlním díle (převzato z http://www.caag.cz/egrse/2012-2/04_friedmanova-r.pdf)

Radiometrie a metody jaderné fyziky

Tyto metody se zabývají měřením přirozeného nebo umělého radioaktivního záření. Registrovány jsou ionizační účinky, přičemž je registrována buď úhrnná aktivita, nebo spektrum energií detekovaného záření (spektrometrie). Jednotlivé horniny se vyčleňují podle obsahů nejrozšířenějších přirozených radioizotopů, tj. uranu, thoria a draslíku. Specifickou aplikací je měření plynných produktů rozpadu, především radonu. Pokud tyto plynné produkty stanovujeme v půdním vzduchu, mluvíme o emanometrii, pokud je stanovujeme v uzavřených obytných prostorách, mluvíme o definování radonového rizika.

Metody jaderné fyziky spočívají v měření odezvy horninového masivu na působení uměle vyvolaného záření (využívají se všechny typy zdrojů). K nejpoužívanějším metodám patří metoda gama-gama (ke zjišťování hustoty), neutron-neutron metoda (ke stanovení atomárního i vázaného vodíku – obsah vody nebo jílovitých minerálů). Metody jaderné geofyziky jsou zpravidla aplikovány ve vrtní variantě.

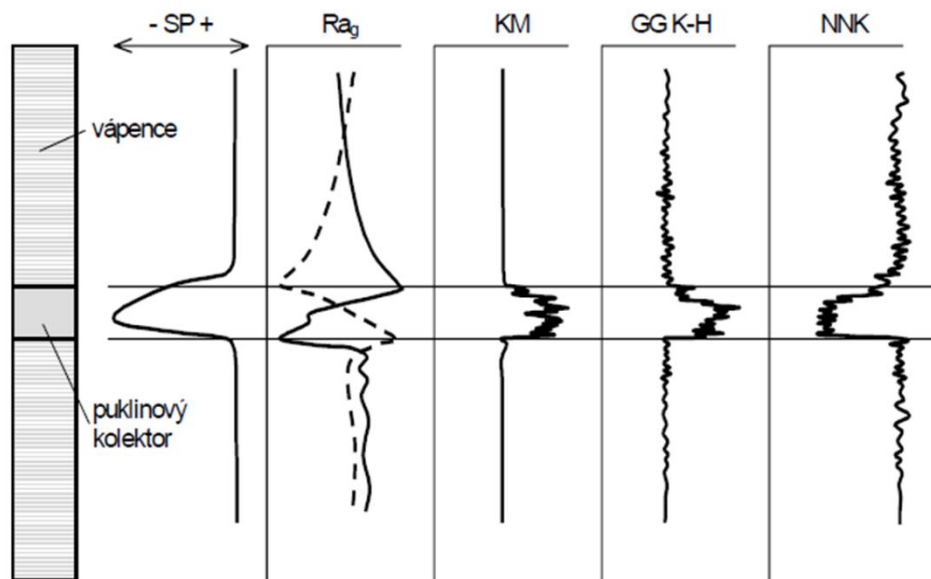
Uvedené metody se v geotechnické praxi používají méně než ostatní metody, významnější použití mají při sledování kontaminace prostředí radioaktivním materiálem. Dnes se již jen ojediněle využívá radioaktivních izotopů ke značkování media nebo prostředí (např. detekce komunikačních cest vod).

Karotáž

Karotáž, čili geofyzikální měření ve vrtech, představuje souhrn měření všemi uvedenými metodami ve vrtní variantě, výsledkem je sledování vertikálního profilu (např. Ellis and Siger, 2007). Nejčastěji se používají metody elektrokarotážní, jaderné a akustické, metody pro stanovení fyzikálních parametrů kapalin ve vrtu, metody pro sledování technických parametrů vrtu, metody technické karotáže (měření průměru vrtu, směru a sklonu vrtu, stratimetrie a další). Dnes jsou používány i speciální metody, např. ultrazvuková karotáž, seizmocarotáž s registrací vlnového obrazu nebo televizní karotáž. Výsledky měření umožňují sledování litologie podél vrtu, stanovení fyzikálních vlastností zastižených hornin, výpočet geotechnických a geomechanických parametrů vrstev, identifikace propustných a nepropustných poloh, stanovení hydrogeologického režimu v oblasti a další. Komplexy metod jsou sestavovány pro specifické účely, např. hydrokarotáž.

Pro geotechnické účely se geofyzikálních měření ve vrtech používá méně. Vrtky jsou zpravidla realizovány jako jádrové, k popisu profilu vrtu a pro stanovení vlastností hornin se využívá získané vrtné jádro. Vrtky jsou často vrtány pouze do malých hloubek.

Příklad karotážního měření pro stanovení puklinového kolektoru je uveden na **obr. 16**. V komplexu karotážních metod jsou použity: metoda spontánní polarizace (SP), elektrokarotážní metoda – gradientové uspořádání (R_{a_g}), kavernometrie (KM), gama-gama karotáž v hustotní variantě (GGK-H) a neutro-neutron karotáž (NNK). Anomálie na všech měřených křivkách jednoznačně identifikovaly hledaný puklinový kolektor.



Obr. 16 Karotážní měření pro stanovení puklinového kolektoru (převzato z <http://departments.fsv.cvut.cz/k135/wwwold/ge10/gfvsript.pdf>)

Ostatní metody

Podle cíle průzkumu mohou být využívány i další metody. Již v úvodu bylo uvedeno, že laboratorním studiem fyzikálních vlastností hornin se zabývá petrofyzika. Pro rozsáhlejší průzkum jsou aplikovány letecké metody (aerogeofyzikální měření), případně dálkové snímkování. Pro mělký průzkum je používáno také penetrační sondování s geofyzikálními senzory. Pro sledování zemětřesení a projevu technických vibrací se používají seizmologická měření.

Ve výčtu nelze opomenout připomenutí využívání dříve realizovaných průzkumů, včetně geofyzikálních, a mapových podkladů geofyzikálních polí v různých měřítcích. V České republice je archiv těchto materiálů spravován Českou geologickou službou (podrobněji viz www.geology.cz).

Pro řešení úkolů v inženýrské geologii, geotechnice a stavebnictví se uplatňují prakticky všechny známé geofyzikální metody, přehled o vhodnosti jednotlivých GF metod je uveden v tab. 3 (převzato z Bláha a Müller, 2003). Dominantní postavení mají metody seizmické a geoelektrické. Při řešení geologické stavby a porušenosti horninového masívu se vedle těchto metod uplatňuje metoda gravimetrická, magnetometrická, radiometrická a termická.

geofyzikální metoda	geologická stavba	pokryv	kvazihomogenní celky	porušení	hydrogeologický režim	inženýrské sítě	dutiny a kaverny	svahové deformace	geotechnické parametry	korozní průzkum	radonové riziko
++ vhodná metoda + doplňková metoda											
mělká refrakční seismika	++	++	++	++			+	++	++		
mělká reflexní seismika	+	+	+	+	+			+			
seismická tomografie	++	+	++	++			+	+	++		
geoakustika				+				++			
mikroseismika	+		+	+					++		
seismické rajonování	+		+	+							
geoelektrické sondování	++	++	++	++	++		+	++	+	+	
odporové profilování	++	++	++	++	++	+	+	++	+	++	
elektromagnetické profilování	++	+	+	++	+	+	+	+			
elektrická tomografie	++	++	++	++	+		++	++			
spontánní polarizace					++			+		++	
georadarová metoda	+	++	+	+	+	++	++	+			
detektory kovů						++				+	
přirozená elektromagnetická pole					+			++			
magnetometrie	+		+	+		+		+			
gravimetrie	++	+	++	+			++	+	+		
termometrie				+	+		+	+			
radiometrie	+		+	+	+				+		++
elektrická karotáž	++	+	++	++	++		+	++	++		
akustická karotáž	++	+	++	++			+	++	++		
radionuklidová karotáž	++	+	++	++	++		+	++	++		
zjišťování technického stavu vrtu	+			+			+	++			
optická karotáž	+	+		+			+	+			
penetrační metody	+	++						+	++		
letecké geofyzikální metody	+		+	+				+			
dálkové snímání	+		+	+				+			

Tab. 3 Přehled vhodnosti jednotlivých GF metod pro řešení úkolů v IG, GT a stavebnictví (převzato z Bláha a Müller, 2003).

Geofyzikální monitoring

Při posuzování možností opakovaných geofyzikálních měření a přijímání rozhodnutí na základě výsledků takovýchto měření musíme vycházet z obecnějších předpokladů. Tato otázka souvisí s obecnějším problémem definice monitoringu, a to zejména v geotechnice. V české odborné veřejnosti a v geotechnické literatuře dosud není přesně ujednoceno, co se myslí pod pojmem „monitoring“. Někteří autoři ztotožňují pojem kontrolního měření a pojem monitoringu, jiní zastávají stanovisko, že monitoring je nadřazen kontrolnímu sledování. Jestliže vycházíme z původního latinského významu slova, pak je potřebné přijmout úvahu, že monitoring je nadřazen kontrolnímu měření, a to právě o rozhodnutí a o přijetí opatření pro další postup zkoumání a řešení daného problému. Pojem monitoring tedy zahrnuje ucelenou škálu logických na sebe navzájem vázaných činností. Stejnou terminologii jako v geotechnice je pak nutné dodržovat i při aplikaci geofyzikálních metod. V geofyzice je možno najít měření, která lze zahrnout pod monitoring v plném slova smyslu. Jedná se například o seizmoakustická a seizmologická měření v důlních dílech nebo v areálu jaderných elektráren a měření zabývající se ochranou proti účinkům radonu. Většinu geofyzikálních měření opakovaných v čase je však možné zařadit do skupiny kontrolních měření. Je to proto, že popisují pouze změny fyzikálních polí nebo fyzikálních vlastností v čase, ale na základě těchto měření nejsou přijímána žádná rozhodnutí, která by ovlivňovala zkoumaný problém (podle Petroš et al., 2000).

Při využití opakovaných měření mohou tedy geofyzikální metody postihnout časový vývoj daného parametru nebo fyzikálního pole a časové změny fyzikálních vlastností media. Většina geofyzikálních měření jsou nepřímá měření, což znamená, že hledaný projev se neměří přímo, ale usuzuje se na něj z měření fyzikálního projevu, například oslabenou zónu lze detekovat gravitačním měřením, tj. měří se změna hustoty media, nebo geoelektrickým měřením, tj. měří se změna elektrického odporu.

Cílem budování kontrolních (monitorovacích) systémů je sběr dat, jejich interpretace, srovnávání naměřených dat s předpoklady a matematickým modelem. Kontrolním sledováním se rozumí soubor činností směřujících k poznání stavu horninového masívu dotčeného stavbou a ke zjištění vývoje tohoto stavu v čase. Pro návrh jednotlivých prvků kontrolního sledování je nutné vycházet z deformačních analýz a stabilitních výpočtů chování zemních těles (Rozsypal, 2001).

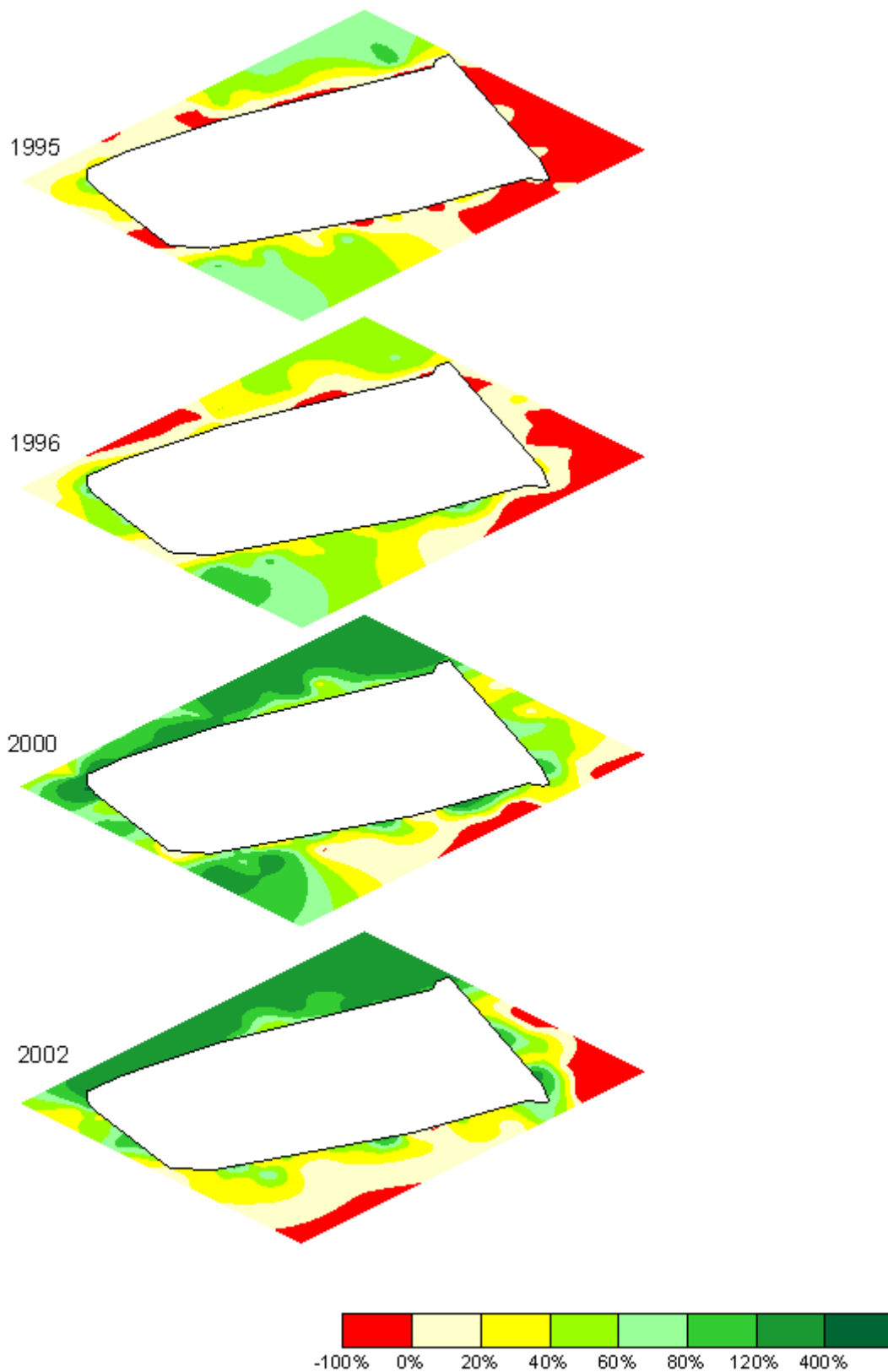
Opakovaná geofyzikální měření, resp. monitoring může být realizován s využitím všech fyzikálních polí:

- Gravimetrický, příp. mikrogravimetrický monitoring se používá pro sledování rozvolňování masívu nad volnými podzemními prostory, sledování změn tíhového zrychlení v důsledku hlubinné těžby (souvisí s kumulací a uvolňováním energie v horninovém masívu) nebo pro sledování svahových pohybů (v odlučné oblasti bývají detekovány změny tíže).
- Geomagnetický monitoring je často používán ke sledování vývoje sesuvů, a to jak měřením některého z vektorů magnetického pole (nejčastěji totální vektor), tak i měřením na sesuvu, ve kterém byly instalovány magnetické značky (nejčastěji zapenetrování magnetu).
- Geoelektrický monitoring má širokou škálu uplatnění, a to v odporové variantě nebo pro měření spontánní či vyzvané polarizace. Řeší se hydrogeologické problémy, mnohdy spojené s kontaminací podzemních vod nebo průsaky vod. Pro sledování směru a rychlosti proudění podzemní vody se používá záměrná kontaminace (sycení vody kuchyňskou solí). Opakovaná měření umožňují nejen detekci problému, ale též sledování následného vývoje (šíření,

dekontaminace). Při geoelektrických měřeních se uplatňuje řada známých negativních vlivů, především změna vodivosti přípovrchové vrstvy následkem změny vlhkosti nebo teploty. Řešeny mohou být i další problémy, např. sledování hutnění zeminy opakovaným měřením georadarem.

- Radiometrický monitoring se uplatňuje při sledování kontaminace prostředí radioaktivními látkami, radioaktivní izotopy se používají jako značkovače dnes jen zcela výjimečně.
- Termometrický monitoring se používá pro sledování vývoje hoření, např. v hořících odvalech.
- Seizmický monitoring se používá pro sledování porušenosti masivu, např. před a po tržací práci nebo při sledování rozvoje porušení horninových pilířů v dole. Zásadní význam má geoakustický a seizmologický monitoring pro sledování vývoje přirozené nebo indukované seizmicity, respektive sledování seizmického zatížení objektů technickou seizmicitou.
- Geofyzikální monitoring ve vrtech se navrhuje pro sledování sesuvů (inklinometrie, akustické emise), sledování proudění podzemních vod (geoelektrická, termická nebo speciální měření, např. fotometrie), ale též pro další účely.

Příklad použití geoelektrických měření pro sledování pohybu kontaminované vody pochází ze Slovenska (Putiška a Vybíral, 2004). Řízená skládka železitých kalů v obci Šulekovo vznikla stavební úpravou bývalého odkaliště, na které byly vyváženy odpadové železité kaly. Od výstavby podzemních těsnících stěn v roce 1994 je skládka a její okolí pravidelně monitorováno. Monitoring v okolí skládky je řízen ve dvou směrech: 1. Analýza vyčleněných parametrů kvality podzemních vod v deseti vrtech. 2. Podrobný geofyzikální průzkum na stabilizovaných bodech. Použita byla metoda vertikálního odporového sondování (VES). Měření byla opakovaná ve dvou souvislých profilech v ročních intervalech. Informace o čistění prostředí v okolí skládky získané z monitorovacích vrtů jsou lokalizované pouze na část skládky, ležící směrem k předpokládanému proudění podzemních vod. Kompletnější obraz o charakteru a rychlosti čistících procesů v celém okolí skládky dávají výsledky opakovaných odporových měření. Pro jednotlivé naměřené úrovně VES jsou zpracovány porovnávací tabulky, v nichž v procentuálním vyjádření jsou hodnoceny změny naměřených měrných odporů vůči situaci v roce 1994. Změna do kladných hodnot znamená čištění okolní podzemní vody od kontaminantů, je ale vidět, že proces je složitý a že těsnící stěna neizolovala zcela okolní prostředí. Výsledky jsou prezentovány formou map změn ve vybraných hloubkách (obr. 17).



Obr. 17 Mapa procentuálních rozdílů měřených hodnot zdánlivého měrného odporu (ohm.m) pro $AB/2 = 13,38$ pro vybrané roky (vůči roku 1994), barevná škála představuje vypočítané hodnoty rozdílů, kladné hodnoty reprezentují nárůst měrných odporů (převzato z Putiška a Vbíral, 2004)

Monitorování geoakustické aktivity

Akustická/mikroseizmická emise v terénních podmínkách (geoakustická aktivita) má největší uplatnění při posuzování smykových ploch svahových sesuvů nebo křehkého porušování hornin v nadložích mělce ražených tunelů nebo jiných nestabilních horninových struktur. Pro první účel se měření provádí pomocí geofonů umístěných ve vodním sloupci ve vrtech vystrojených umělohmotnou pažnicí, pro druhý účel se geofony fixují přímo do horniny. Měření se provádí jako opakovaná nebo nepřetržitá (pro sledování doby porušování masívu).

Geoakustická metoda není vhodná do oblastí s vysokým akustickým šumem a v rychlých sesuvech. Z časového hlediska je možné sledování geoakustické aktivity rozčlenit do 5 kategorií (podle Nešvara a Bláha, 1991): měření testovací, krátkodobá, dlouhodobá, trvalá a opakovaná. Geoakustická metoda je specifická svojí vysokou citlivostí. Proto se používá:

- Na stanovení začínající svahové deformace často ve fázi nezjistitelné geodetickými metodami (nebo kde zjištění posuvů by si vyžádalo i několikaletý interval). Pomalé krípkové pohyby zaregistruje geoakustická metoda prakticky okamžitě.
- Je možné rychle určit hloubku smykové plochy a fakt několika smykových ploch nad sebou a to i u sesuvů nízkých rychlostí. Je možné odlišit smykové plochy a zóny aktivní a neaktivní.
- Režimním pozorováním je možné přibližně stanovit, jestli se svah blíží mezní rovnováze a to i u skalních sesuvů s minimálním posuvem.
- I u malých sesuvů je možné rychle stanovit s přijatelnou přesností nutnost sanačních opatření.
- Velmi dobře je možné kontrolovat účinek sanace; efekt sanace je možné citlivě sledovat prakticky den po dni.

Seizmologický monitoring

Realizace geotechnických staveb, typickým příkladem je vedení důlních děl v malých hloubkách, je často spojena mimo jiné s vyvoláním vibrací v okolí stavby. Tyto vibrace, které souhrnně nazýváme technická seizmicita, jsou vyvolány aktivitami, které jsou součástí technologických postupů (Kaláb, 2008). Technickou seizmicitou rozumíme seizmické otřesy vyvolané umělým zdrojem nebo indukovanou seizmicitou. Charakter záznamu v časovém měřítku je závislý především na zdroji; jde o rychle se tlumící seizmický impulz nebo jde o déle trvající rázový projev. K aktivitám vyvolávajícím seizmické vlnění patří především odstřely trhavín, beranění pilot, používání vrtacích zařízení, vibračních strojů, atd. Problematiku vibrací je nutno uvažovat nejen jako negativní vliv realizace geotechnické stavby na okolní objekty, ale i obráceně, tj. vliv seizmického zatížení na poškozování a stabilitu realizovaného geotechnického objektu.

Souhrnně lze konstatovat, že intenzita vyvolaných vibrací závisí na mnoha parametrech, a to především na:

- Způsobu generování vibrací
- Intenzitě vibrací (vyzařené seizmické energii)
- Epicentrální vzdálenosti, příp. hloubce zdroje

- Stavbě masivu, jímž se seizmické vlny šíří, a lokální geologii v místě sledovaného projevu

Velká různorodost příčin ovlivňujících velikost seizmického projevu na povrchu je důvodem, proč nelze získat věrohodnější výsledky bez většího množství měření a proč nelze sestavit jednoduché závislosti mezi velikostí seizmického zatížení ve sledovaném místě a parametry zdroje vibrací. Základním podkladem pro hodnocení vlivu technické seizmicity na objekty v České republice je ČSN 73 0040 „Zatížení stavebních objektů technickou seizmicitou a jejich odezva“ a normy související.

Trhací práce se zpravidla projevují největšími seizmickými projevy, velikost maximální rychlosti kmitání se odhaduje pomocí empirického vztahu:

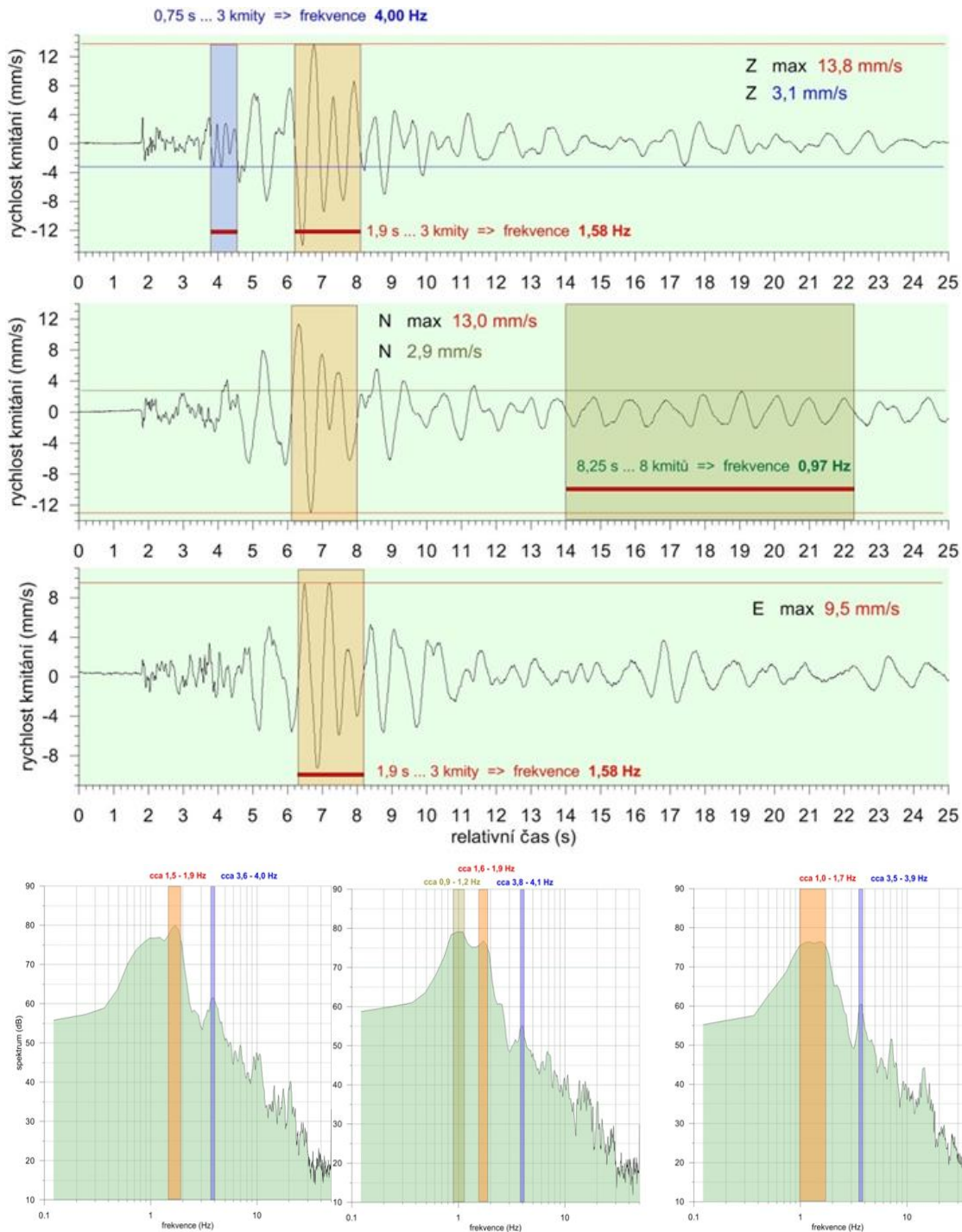
$$v = K \cdot Q^m \cdot l^n,$$

kde: v - maximální rychlost kmitání ($\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$), Q - hmotnost nálože (kg), l - vzdálenost místa měření od zdroje vibrací (m), K je konstanta přenosu (informativní hodnoty uvedeny v ČSN 73 0040) a m a n jsou konstanty (ČSN 73 0040 uvažuje $m=0,5$ a $n=1$).

Před vybudováním systému pro monitorování vlivu technické seizmicity vyvolané vedením podzemního díla na povrchové objekty je nutno pečlivě zhodnotit geologickou stavbu dané lokality a pokud možno provést detailní parametrické měření s cílem získat základní informace o maximální amplitudě a frekvenčním spektru vibrací, charakteru kmitání částic, reprezentativnosti naměřených hodnot pro blízké okolí a charakteru seizmického neklidu na dané lokalitě. Na základě parametrického měření je možno provést seriózní návrh trvalého monitorovacího systému, který bude schopen funkce bez trvalé přítomnosti obsluhy.

Posouzení seizmické odezvy stavebních objektů způsobené odstřely trhaviny se provádí podle normy ČSN 73 0040. Odezva objektů je závislá na třídě odolnosti objektu, těchto tříd je šest (A až F); třída A reprezentuje nejméně odolné objekty (chatrné stavby, zříceniny, historické budovy apod.), třída B zahrnuje především běžné cihlové stavby s půdorysnou plochou do 200 m^2 , nejvýše o třech podlažích, ..., třída F potom nejodolnější objekty (železobetonové a ocelové ostění tunelů, ocelové potrubí, ...). Dalším uvažovaným parametrem je kategorie základové půdy (označené a, b, c). Odezva se vyjadřuje stupněm poškození v hodnotách 0 – 5. Ze seizmologického monitoringu (záznamy vibrací) se odečítají maximální hodnoty rychlosti kmitání (ve třech vzájemně kolmých složkách) a převládající frekvence vln v této vlnové skupině.

Na **obr. 18** je ukázka zpracování vlnového obrazu trhací práce pro hodnocení vlivu vibrací na stavební objekt podle ČSN 73 0040. Na jednotlivých složkách (shora dolů složky svislá Z, vodorovná severojižní N a vodorovná východozápadní E) jsou vymezeny vlnové skupiny s maximálními velikostmi vibrací. V nich se odečte maximální složková rychlost kmitání. V této skupině je dále stanovena převládající frekvence, a to buď manuálně (výpočtem z počtu period v daném časovém úseku) nebo z frekvenčních spekter (ve spodní části obrázku). Pokud je na záznamu výskyt více vlnových skupin s významně odlišnými převládajícími frekvencemi, provádí se odečet pro jednotlivé skupiny odděleně. Například, na svislé složce jsou vyznačeny dvě vlnové skupiny, „modrá“ s převládající frekvencí cca 4 Hz a „oranžová“ s převládající frekvencí cca 1,6 Hz.



Obr. 18 Zpracování vlnového obrazu trhačí práce pro hodnocení vlivu vibrací na stavební objekt podle ČSN 73 0040 (komentář v textu), nahoře tři složky záznamu rychlosti kmitání, ve spodním řádku odpovídající frekvenční spektra

Posuzování vlivu vibrací na objekty musí vždy vycházet z místních podmínek. Při posuzování technické seizmicity je nutno se zabývat třemi dopady:

- Vliv seizmických otřesů a vibrací na povrchové objekty
- Vliv seizmických otřesů a vibrací na vlastní podzemní dílo, příp. podzemní díla v okolí
- Vliv seizmických otřesů a vibrací na pocity a psychiku obyvatelstva

Posuzování vlivu seizmicity na objekty zahrnuje následující body:

- Stanovení přípustného zatížení
- Prognóza zatížení
- Stanovení rizika, příp. bezpečné vzdálenosti a dalších parametrů
- Pasportizace (včetně fotodokumentace), zvláště pro památkové a poškozené objekty
- Seizmické měření vibrací
- Posouzení bezpečnosti při zjištěném zatížení (korekce dosavadního stavu)
- Sledování stavu stávajících trhlin

Použitá literatura

- Bláha P., Müller K.: Application of Geophysical Methods in Geotechnice and Construction. International Journal of Exploration Geophysics, Remote Sensing and Environment (EGRSE), Ser. X, No. 1-2, ČAAG – Praha, 2003, 20-24.
- Doyle H.: Seismology. Wiley and Sons Ltd., England, 1995, 218 p.
- Ellis D.V., Singer J.M. (eds): Well Logging for Earth Scientists. Springer, 2007, 692 p.
- Kaláb Z.: Seizmická měření v geotechnice. Monografie. VŠB – Technická univerzita Ostrava, Fakulta stavební, 2008, 125 s.
- Karous M.: Geofyzikální metody v inženýrské geologii a geotechnice. Geonika, s.r.o., Praha, 77 s.
- Karous M.: Geoelektrické metody průzkumu. SNTL Praha, ALFA Bratislava, 1989, 423 s.
- Llibourtry L.: Quantitative Geophysics and Geology. Springer, Praxis Publishing Ltd, Chichester, UK, 2000, 480 p.
- Lowrie W.: Fundamentals of Geophysics. Cambridge University Press, 2007, 381 p.
- Mareš S. a kol.: Úvod do užití geofyziky. SNTL, Praha, 1990, 677 s.
- Nešvara J., Bláha P.: Některé problémy monitorování sesuvů. Edice Geoda, GEOtest Brno a.s. a NIS ČR – středisko Geofond, Brno, Praha, 1991, 140 s.
- Petroš V., Müller K., Knejzlík J.: Geomechanický a geofyzikální monitoring. Skripta VŠB-TU Ostrava, HGF, 2000, 42 s.
- Putiška R., Vybíral V.: Sledovanie čistiach procesov v okolí skládok sanovaných podzemními tesniacimi stenami (PTS). Transactions (Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské – Technické univerzity Ostrava, řada stavební), roč. IV, č.2/2004, 2004, 229-237.
- Rozsypal A.: Kontrolní sledování a rizika v geotechnice. Vydavatelství Jaga Group, Bratislava, 2001, 198 s.
- Shearer P.M.: Introduction to Seismology. Cambridge University Press, 1999, 259 p.
- Wallace H. Campbell: Introduction to Geomagnetic Fields. Cambridge University Press, 2003, 337 p.
- Šalanský K.: Geomagnetická mapa České republiky. ČGS Praha, 1995.