



2 2009
ročník IX

**Vysoká škola báňská -
Technická univerzita Ostrava**

SBORNÍK
vědeckých prací Vysoké školy báňské -
Technické univerzity Ostrava
Řada stavební

TRANSACTIONS
of the VŠB - Technical University
of Ostrava
Civil Engineering Series



2 2009
ročník IX

**Vysoká škola báňská -
Technická univerzita Ostrava**

SBORNÍK
vědeckých prací Vysoké školy báňské -
Technické univerzity Ostrava
Řada stavební

TRANSACTIONS
of the VŠB - Technical University
of Ostrava
Civil Engineering Series

ISBN 978-80-248-2119-1

ISSN 1213-1962

Pavel BLÁHA¹, Karel MÜLLER², Otto HORSKÝ³

GEOFYZIKÁLNÍ VLASTNOSTI PRO GEOTECHNICKÉ VÝPOČTY

GEOPHYSICAL PROPERTIES FOR GEOTECHNICAL COMPUTATIONS

Abstrakt

V současnosti geotechnici často požadují po geofyzicích informace o geotechnických vlastnostech zkoumaných materiálů, a to především pro matematické modelování. Geotechnici využívají buď tabulkové hodnoty nebo hodnoty získané z malého počtu laboratorních nebo terénních testů. Příspěvek shrnuje naše poznatky ze získávání požadovaných geotechnických vlastností a jejich využitelnosti z geofyzikálních měření.

Abstract

These days, geotechnicians often ask geophysicists for necessary data about geotechnical properties of material under research, mainly for purpose of mathematical modeling. Geotechnicians have to use either table values or values, coming from small number of laboratory or terrain tests. We want to summarize our knowledge of possibilities to get requested geotechnical properties and their reliability from geophysical measurements.

Úvod

Geofyzikální měření vzhledem ke svému charakteru zkoumá horninový masív mnohem více prostorově než je to možné u zkoumání geologického a zejména geotechnického. Na základě geofyzikálního měření je možné rozšířit platnost geotechnických údajů do většího prostoru. Podmínkou pro věrohodné použití geofyzikálních dat pro geotechnické účely je zjištění vztahů mezi mechanickými vlastnostmi a vlastnostmi fyzikálními, které však mohou být značně komplikované.

Vztahy mezi mechanickými a fyzikálními vlastnostmi mohou být rozděleny do následujících skupin:

- ☐ kvalitativní posouzení
- ☐ kvantitativní určení
 - o přímý výpočet
 - o příčinné závislosti
 - o statistické závislosti

¹ Doc. RNDr. Pavel Bláha, DrSc., GEOTest Brno, a.s., 28. října 287, 709 00 Ostrava, e-mail: blaha@geotest.cz

² Prof. Ing. Karel Müller, DrSc., ÚGN AV ČR, v.v.i., Studentská 1768, 708 00 Ostrava, e-mail: muller@ugn.cas.cz

³ Ing. Otto Horský, CSc., GEOTest Brno, a.s., Břenkova 28, 631 00 Brno, e-mail: horsky@horsky.org

Kvalitativní vztahy

Jedním z důležitých úkolů inženýrskogeologického průzkumu horninového masívu je posouzení porušenosti zkoumaného masívu. K tomuto posouzení se využívá většinou parametru RQD (redukovaného výnosu jádra), určovaného v každém jádrovaném vrtu. Naše poznatky z rozsáhlých průzkumných prací ukázaly, že tento parametr velmi dobře koreluje s velikostí rychlostí šíření vln v , určených jak ve vrtu, při povrchovém průzkumu tak ze seizmického prozařování.

Koeficient porušení K_p ze seizmických měření se obvykle definuje dvojím způsobem. První způsob určování je dán rovnicí:

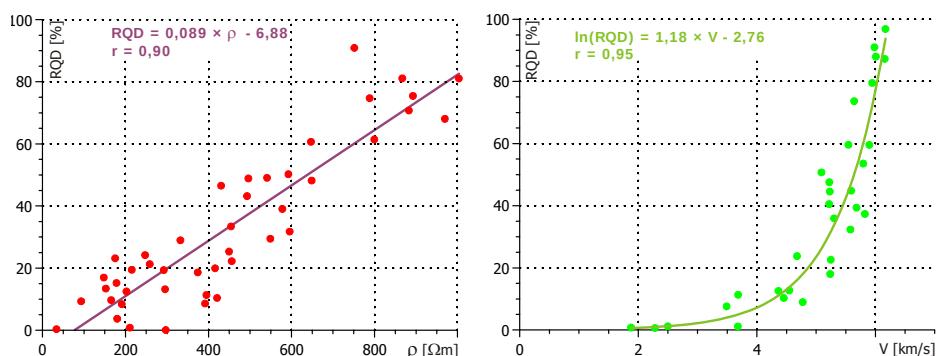
$$a) \quad K_p = 100 \cdot (V_{\max} - V_{is}) / (V_{\max} - V_{\min}) \quad (1)$$

kde $V_{\max}$ respektive $V_{\min}$ jsou extrémy naměřených rychlostí šíření podélných vln v zkoumané části horninového masívu jednoho petrografického typu, V_{is} hodnota rychlostí vln v posuzovaném místě masívu. Druhý způsob určení vychází ze vztahu:

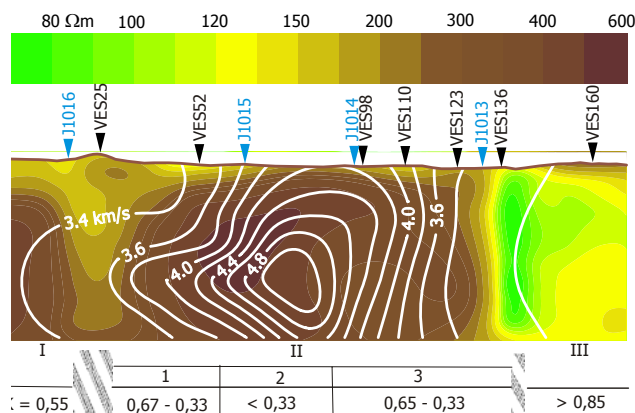
$$b) \quad K_p = 100 \cdot V_{is} / V_{lab}, \quad (2)$$

kde V_{lab} je laboratorně naměřená hodnota rychlostí vln na kompaktním nebo relativně neporušeném vzorku hornin odebraného z vrtu.

Vedle seizmických měření lze v některých případech využít k posouzení porušenosti horninového masívu i výsledky odporových měření. Na obr. 1 jsou grafické závislosti mezi rychlostmi vln V , zdánlivým měrným odporem ρ_z a parametrem RQD pro granulity s přehradního profilu vodního díla Dalešice. V tomto případě je patrné, že určité vztahy existují a je možné je v průzkumné praxi použít.



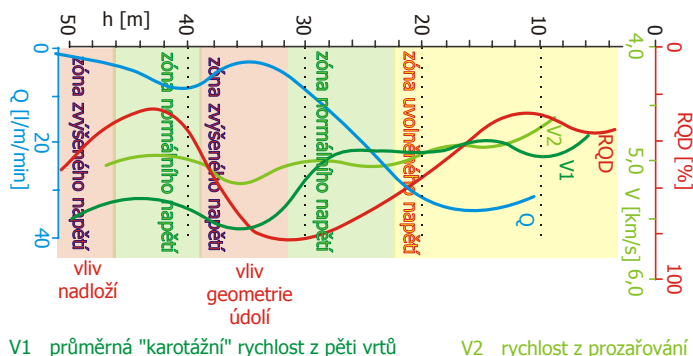
Obr. 1 Vztah měrného odporu, rychlosti podélných vln a RQD



Obr. 2 Koeficient porušení a rozložení rychlostí a zdánlivých měrných odporů

Na obr. 2 pak ukázka kvalitativního posouzení části přehradního profilu a jeho rozdělení do tří odlišně porušených bloků (Horský, Bláha, 2008). Seismické prozařování mezi vrty umožnilo přímé porovnání výsledků vertikálního elektrického sondování s výsledky prozařování. Z obrázku je patrná shoda obou těchto parametrů při popisu porušení horninového masivu. Oba vymezují část horninového masivu (blok II) s výrazně lepšími fyzikálními vlastnostmi než je tomu v jejich okolí. Určení míst oslabení horninového masivu, který omezuje blok hornin s vysokými hodnotami mechanických vlastností, je jednoznačnější u výsledků vertikálního elektrického sondování, než je tomu u seismického prozařování. To je dáno tím, že v sedmdesátých letech bylo nemyslitelné takovéto měření zpracovávat tomograficky. V nejspodnější části obrázku jsou uvedeny hodnoty koeficientu porušení, vyčísleného podle vztahu (1).

Vedle kvalitativního posouzení porušenosti horninového masivu lze výsledky seismického měření využít i pro posouzení napjatosti na obr. 3 je průměrná hodnota rychlostí z pěti vrtů na přehradním profilu Dalešice (V_1) průběh rychlostí ze seismického prozařování mezi vrty (V_2), vertikální průběh parametru RQD a výsledky vodních tlakových zkoušek (Q). Tyto parametry spolu dobře korelují přímo nebo inverzně a umožnili interpretovat zóny různého napětí ve vertikálním směru.

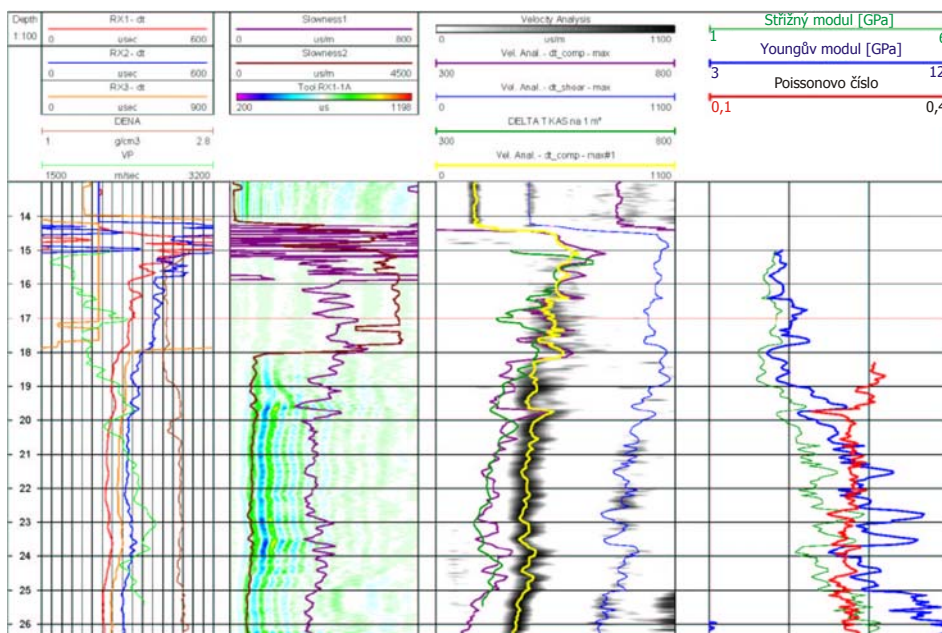


Obr. 3 Průběh RQD, VTZ a V ve vrtu v Dalešicích

Z obrázku vyplývá, že úseky vrtu s vysokým RQD odpovídají v daném případě minimálním specifickým vodním ztrátám a projevuje se v nich zvýšená rychlost podélných vln. Za podstatnou skutečnost pokládáme fakt, že se nám podařilo identifikovat nejen zónu koncentrovaného napětí vyvolanou vysokými svahy údolí, ale i zónu, která je dána tíhou nadloží.

Při porovnávání výsledků měření rychlostí různými způsoby se vždy dostáváme k problému, které absolutní hodnoty rychlostí jsou správné. Jsou případy, kdy jsou vyšší rychlosti ze seizmického prozařování a opačně, známe lokality, kde je vyšší rychlost zjištěna karotážními měřeními. Jeden z takovýchto případů je zobrazen i na tomto obrázku. V tomto případě bychom hledali vysvětlení v použití cementace během vrtání a vodních tlakových zkoušek. Pro posuzování vlastností masivu je lépe vycházet z rychlostí zjištěných ze seizmického prozařování. V tomto případě seizmický paprsek prochází celým horninovým masivem, nejen těsným okolím vrtu.

Koeficient porušení K_p ze seizmických měření je tedy velmi významným parametrem při posuzování stavu zkoumaného horninového masivu. Navíc umožňuje transformaci laboratorně určených geotechnických vlastností na neporušených nebo slabě porušených vzorcích do jednotlivých částí zkoumaného horninového masivu podle stupně porušení těchto částí.



Obr. 4 Průběh střížného a Youngova modulu a Poissonova čísla podél osy vrtu (podle Aquatestu)

Kvantitativně určené vlastnosti výpočtem z geofyzikálních měření

Do této skupiny patří především určování modulů a Poissonova čísla ze seizmických měření. Tyto hodnoty se v současné době nejčastěji získávají z karotážních měření, kdy moderní aparatury umožňují zjistit jak průběh rychlostí podélných vln V_p ,

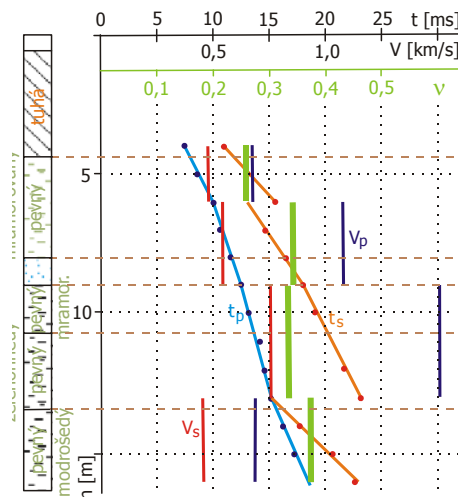
tak příčných vln V_S . Na obr. 4 je ukázka karotáže pro geotechnické účely, měřené firmou Aquatest. Při stanovení hodnot V_P a V_S se pak určí hodnota dynamického modulu pružnosti E_d ze vztahu:

$$E_d = \frac{\rho(3v_P^2 - 4v_S^2)}{\left(\frac{v_P}{v_S}\right)^2 - 1} \quad (3)$$

Hodnota Poissonovy konstanty ν : je možné vypočítat ze vztahu:

$$\nu = \frac{V_P^2 - 2V_S^2}{2(V_P^2 - V_S^2)} \quad (4)$$

Vedle karotážních měření lze hodnoty dynamických modulů Poissonovy konstanty určovat i speciálními povrchovými pracemi, nejčastěji v systému měření vrt - povrch. Tato měření však vyžadují postupy s použitím horizontálních geofonů a horizontálního buzení seizmického rozruchu. Ukázka těchto měření je z průzkumu v blízkosti Vyškova v neogenních jílech (obr. 5). Zjištěné hodnoty Poissonova čísla neogenních jíílů se pohybovaly od 0,26 – 0,38, což jsou obvyklé hodnoty pro tyto zeminy a poloskalní horniny (Bláha et al., 1997). Z průběhu naměřených hodnot je patrný klasický tvar hodochrony podélné vlny. Jedinou překvapující skutečností byl pokles rychlostí podélných vln v blízkosti dna vrtu. Podstatně složitější je tvar hodochrony příčné vlny. Z jejího průběhu je patrné, že první nasazení této vlny neumožní sestavení průběžné hodochrony, ale že v mnohých případech je lámavý horizont zdrojem „nové“ příčné vlny (PS). Ta je vždy rychlejší než klasická SS vlna.

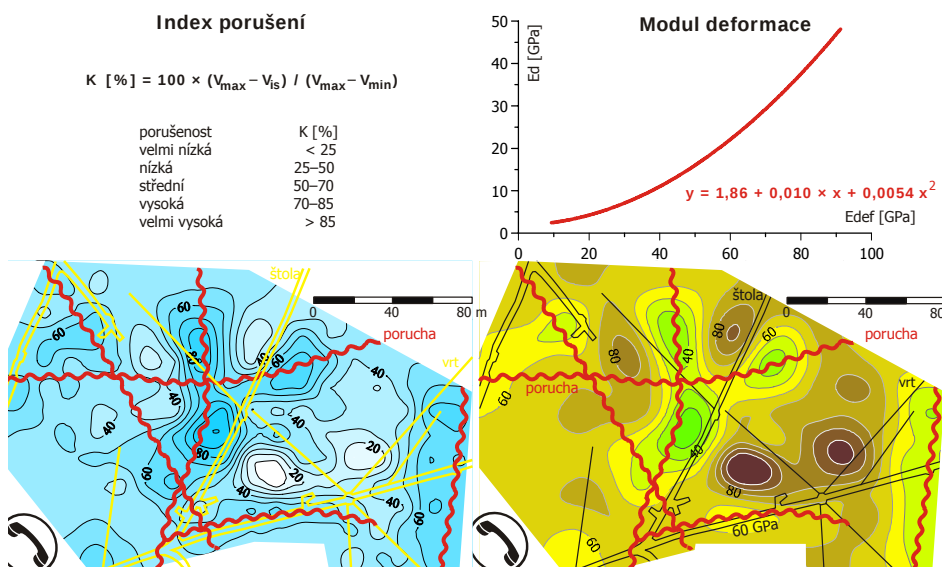


Obr. 5 Určování Poissonovy konstanty

Velmi důležitým problémem jsou vzájemné vztahy mezi moduly, určenými geofyzikálně a geotechnicky. Oba způsoby probíhají za odlišných podmínek. Geotechnické moduly jsou určovány ze statických zatěžovacích zkoušek, kdežto seizmické (dynamické) jsou získávány dynamickým rozkmitáním zkoumaného masívu. Některé faktory, ovlivňující výsledky měření, mohou působit protichůdně. Při seizmickém testování proměřujeme vždy větší objem prostředí, zatím co geotechnické zkoušky zasahují mnohem menší objem a jsou umísťovány do neporušené nebo méně porušené horniny. Při seizmických měřeních paprsek prochází jak neporušenou horninou, tak horninou oslabenou nebo značně porušenou. Pokud se paprsek šíří vůči takovému nehomogenitě kolmo nebo pod tupým úhlem, musí seizmická vlna porušeným prostředím projít a zpomalit se v prostředí s horšími parametry. Pokud je oslabené pásmo rovnoběžné s dráhou seizmického paprsky nebo jej protíná, pokud kosým úhlem, může se vlna i urychlit v zóně koncentrace napětí v okolí takového poruchy.

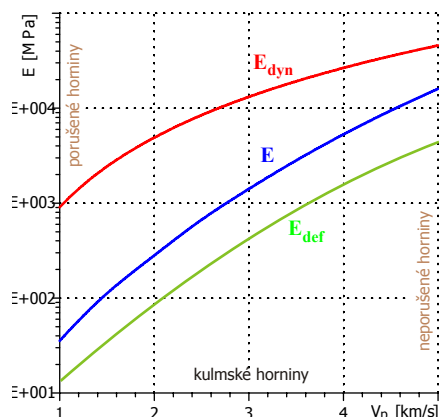
Použití tomografického zpracování seizmického prozařování umožňuje pomocí vzájemných vztahů převést rychlosti na ty parametry, které požaduje projektant pro svoji práci. Vždy je vhodnější, jestliže používáme vzájemné vztahy zjištěné na lokalitě před vztahy převzatými z literatury. Ale i v tomto případě, zejména v ranějších etapách průzkumu, může tento způsob poskytnout obraz o rozložení mechanických vlastností ve zkoumaném prostoru. Ukázka na obrázku 6 je z lokality Ipel', kde bylo takovýmto způsobem stanoveno rozložení:

- ☐ součinitele porušení;
- ☐ horizontálního napětí;
- ☐ dynamických modulů pružnosti;
- ☐ statických modulů pružnosti;
- ☐ modulů deformace.



Obr. 6 Rozložení koeficientu porušení a modulů deformace na lokalitě Ipel'

Na zmiňovaném obrázku je předvedeno rozložení součinitele porušení a modulů deformace. V obrázku jsou vkresleny i rovnice a graf, podle kterého byly uvedené parametry počítány. Výsledky měření jsou znázorněny v těch místech, která se kolegům ze Stavební geologie podařilo prozářit. V obou případech je patrné, že nízké hodnoty obou parametrů leží v okolí zón porušení, a naopak, vysoké hodnoty se nalézají mezi jednotlivými poruchami.



Obr. 7 Vazba V a E na Slezské Hartě (upraveno podle Müller, Novosad, 1986)

Další skutečností, kterou bychom měli při hodnocení vazeb brát v úvahu, je okolnost, že místní geotechnické a geofyzikální zkoušky není identické. U seizmických měření dochází k pronikání paprsku do prostředí o „lepší“ vlastnostech, čímž se seizmicky určené moduly zvyšují. To platí nejen u zkoušek na povrchu skalního podloží, ale též u všech ostatních měření. Současná přístrojová technika umožňuje měřit časy příchodu vln s dostatečnou přesností, takže je geofyzikálně možné zkoumat horninový masív řádově stejných rozměrů jako u geotechnických zkoušek. Měření chování hráze po dokončení její výstavby v četných případech ukázala, že moduly ze seizmických měření jsou blíže skutečnosti než moduly zjištěné klasickými geotechnickými postupy.

Další možný rozdíl mezi statickými a seizmickými (dynamickými) moduly pružnosti je potřebné hledat v časovém průběhu zkoušek. U seizmických měření je doba trvání zkoušky řádově ve zlomcích vteřiny a při zkoušce působí na horninový materiál nejen tlakové zatížení, ale i zatížení tahové a u příčných vln i zatížení střížné. U geotechnických zkoušek je časový průběh zkoušky delší o několik řádů a na zkoušený materiál působí jen zatížení tlakové. Navíc při tlakovém zatížení v řádu hodin a vyčkání k ustálení deformací může nastat dotvarovávání materiálu, čímž dojde k eliminaci, alespoň částečné, vlivu porušení horniny. Dokonce i u zcela kompaktních materiálů byly při těchto typech zkoušek zjištěny několikaprocentní rozdíly. Tento efekt lze podobně jako u geoakustické metody vysvětlit měřítkem pozorování.

Rozdíl mezi geotechnickými zkouškami a seizmickým měřením je potřebné hledat i v používaných napětích. U seizmických měření jsou použita napětí v řádech 0,1 kPa, kdežto u geotechnických zkoušek je to o tři až čtyři řády více. Obdobné rozdíly jsou i v deformacích, u seizmických měření jsou to mikrometry, u geotechnických zkoušek v horninách milimetry, rozdíl se tedy pohybuje okolo tří řádů. Z teoretických rozborů je

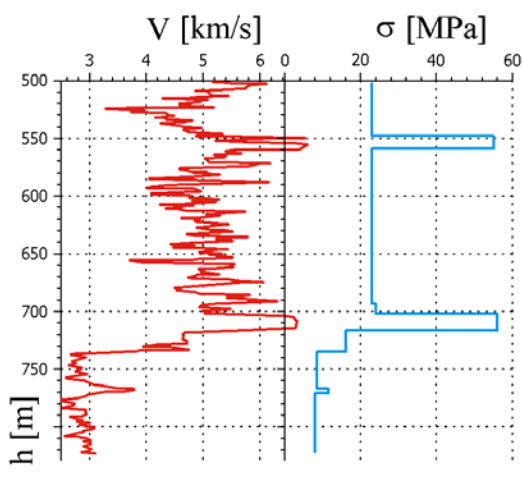
známo, že moduly pružnosti zjišťované při malých deformacích jsou vyšší než při deformacích velkých.

Svůj vliv hrají i plochy diskontinuity, případně výplně trhlin. Běžné trhliny nepředstavují pro seizmický signál, alespoň co se týče rychlosti, závažnější vliv. Jiná by byla situace při sledování útlumu, ale ten nemá na výpočet modulů vliv. Při řádově menších objemech geotechnických zkoušek hraje dotlačení trhlin svoji úlohu a jejich uzavírání zvětšuje deformace.

Rozdíly mezi E_{dyn} a E_s mohou být značné. Různí autoři uvádějí rozdíly mezi oběma typy měření značně odlišně. Např. Link (1962) publikoval, že u hornin jsou seizmické moduly 3-12x vyšší než moduly deformace zjištěné klasickými testy. Naproti tomu Savič (1969) uvádí vztah statického a dynamického modulu, kdy dynamický modul je jen nevýrazně vyšší než statický modul. Tento obrázek je značně zavádějící, ve skutečnosti jsou dynamické moduly značně vyšší než statické, zejména u porušených hornin. Na obr. 7 jsou vazby mezi dynamickými modul, statickými moduly a moduly deformace pro kulmské horniny z oblasti vodního díla Slezská Harta (Mjuler, Novosad, 1986). Závislost sahá od porušených hornin až k zcela neporušeným horninám. Vztahy byly určeny porovnáním geotechnických zkoušek a výsledků geofyzikálních měření a to jak laboratorních tak in situ. Z obr. je patrné, že zatím co E_{def} proti E_{dyn} je pro neporušené horniny nižší cca o jeden řád, pro silně porušené horniny je nižší až o dva řády. Z příkladu vyplívá, že přepočty dynamických modulů na statické a přetvárné je možné jen po důkladném zjištění korelačních vztahů na stejných vzorcích a ve stejných místech horninového masívu.

Příčinné závislosti mezi geofyzikálními a geotechnickými vlastnostmi

Do této skupiny vztahů patří ty vlastnosti, které jsou ovlivněny stejnými příčinami, jako je napjatost, porušení, pevnost atd. Na obr. 6 jsou výsledky seizmického prozařování na lokalitě Ipel', které umožnilo převést rozložení rychlostí na kvalitativní posouzení porušenosti podle koeficientu K_p . Dále bylo možné posoudit horizontální napětí, dynamické moduly E_{dyn} a moduly deformace E_{def} . Do zmíněného obrázku jsou vepsány i rovnice a vkreslen graf, podle kterého byli uvedené příslušné parametry počítány.



Obr. 8 Vztah rychlosti a pevnosti

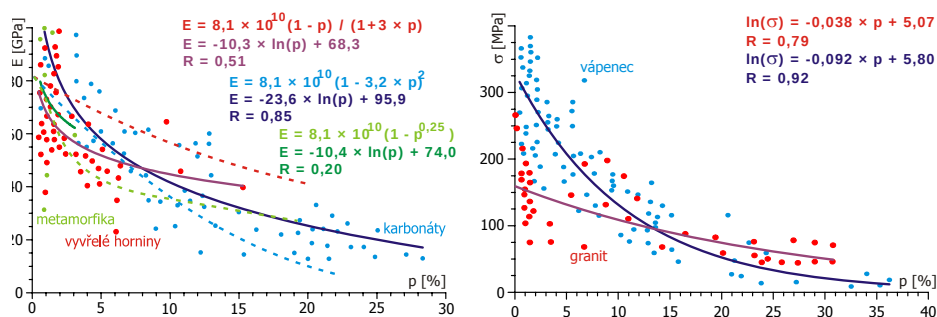
Za vhodných podmínek lze ze seizmických měření odvodit i hodnoty pevnosti. Na obr.8 jsou výsledky akustické karotáže v části vrtu NP 818 v oblasti Frenštát – Trojanovice, kde byl odvozen vztah mezi pevností v tlaku prostém σ_p a rychlostí vln prostřednictvím výsledku mechanické karotáže, kdy prostředníkem mezi V_p a σ_p byla rychlost vrtní V0. Pro horniny slezské a podslezské jednotky byl odvozen vztah:

$$\sigma_p = 7.624 \cdot 10^{-6} V_p^3 - 3.57 \cdot 10^{-6} V_p^2 + 7.59 \cdot 10^{-3} V_p. \quad (5)$$

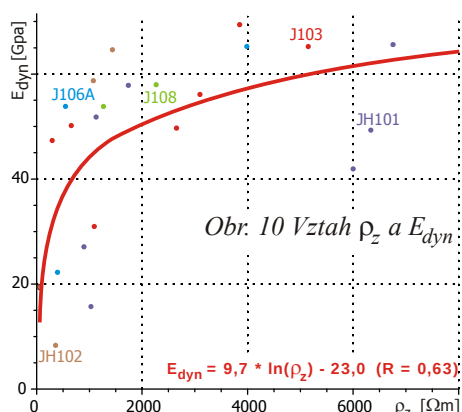
V literatuře jsme sledovali, zda některý autor uvádí příčinnou závislost mezi rychlostí vln a kohezí C. Jediný vztah uvádí Zinčenko (2005) $C = 0,038 G + 0,087$, kde G značí smykový modul odvozený ze seizmických měření. Vztah má platit pro G v rozmezí 0,01 – 0,15 MPa. Tato korelace nebyla zatím v našich podmínkách ověřena.

Statistické závislosti mezi geofyzikálními a geotechnickými vlastnostmi

V této skupině je možné nalézt v literatuře nepřehledné množství vztahů a závislostí jednak v grafické formě, jednak ve formě matematických vyjádření. V některých případech se zdá, že jde o zkoumání nelogických vazeb (např. mezi dielektrickou konstantou, útlumem seizmických vln a vydatností vrt). Z tohoto důvodu ukážeme pouze na zkoumání, která jsme v našich průzkumech přímo použili nebo je jejich charakterem pokládáme za zajímavá. Na obr. 9 můžeme sledovat vazby mezi porozitou, modulem pružnosti a pevností. U korelačních rovnic jsou v levé části obrázku mimo korelace zjištěné autory pomocí programu GRAPHER uvedeny i původní rovnice (vždy na prvním řádku). Z obou obrázků je patrné, že prakticky neexistují sledovatelné závislosti pro metamorfované horniny. Pro vyvřelé horniny lze uvažovat pouze o přibližné korelaci mezi porozitou a pevností při porozitách nižších než pět procent. Těsnější vazby vycházejí u vápenců, respektive karbonátů. I zde je však potřebné hledat takový matematický vztah, který bude mít co nejtěsnější vazbu.

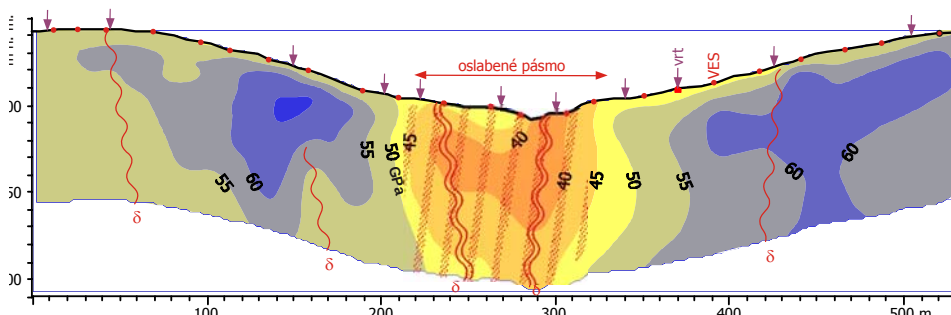


Obr. 9 Vztah porovitost a modulu pružnosti a pevnosti (podle Zinčenko, Kozak, 2005)



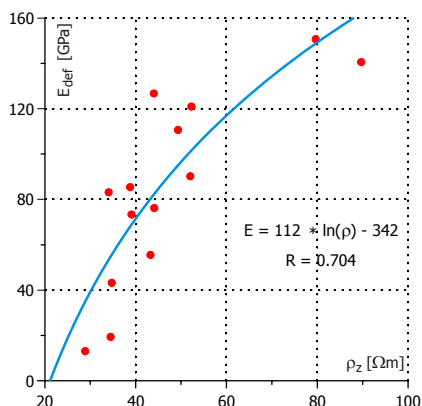
Obr. 10 Vztah ρ_z a E_{dyn}

Při orientačním průzkumu pro vodní dílo Josefův důl, kdy bylo využíváno ve větší míře geoelektrických metod než seizmických. Příčina byla v tehdejší přístrojovém vybavení geofyzikálních skupin. Na lokalitě byl sledován vztah mezi zdánlivým měrným odporem a dynamickým modulem pružnosti, určeným ultrazvukovým měřením na upravených vrtných jádrech. Korelační graf $E_{dyn} = f(\rho_z)$ pro granitické horniny v přehradním profilu této lokality je na obr. 10. Přestože korelační koeficient není nijak vysoký, bylo závislosti použito pro vytvoření první představy o rozložení modulů v přehradním profilu. Tento postup umožnil inženýrským geologům a geofyzikům předat projektantům první představu o modulech pružnosti ve zkoumaném žulovém masivu. (obr.11).

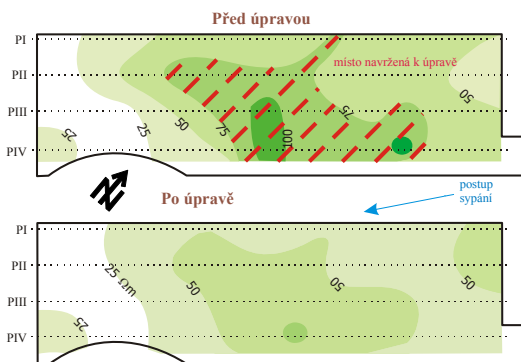


Obr. 11 Rozložení dynamických modulů pružnosti v přehradním profilu Josefův Důl

Obdobně byla vazba mezi E_{def} a zdánlivým měrným odporem sledována při průzkumu homogenity hutněného velkoplošného násypu při stavbě anilínového bloku MCHZ v Ostravě. Každá základová spára byla proměřena mikroodporovým profilováním a v některých místech byl určen modul deformace zatěžovací deskou. Na obr.12 je vzájemná vazba mezi E_{def} a ρ_z . Místa s odchylnými měrnými odpory (nad 75 ohmmetrů) byla navrhována k úpravě. Touto metodikou byla všechna stavební místa proměřena a metodika se ukázala jako plně vyhovující pro posouzení nehomogenity základů stavebních objektů (obr.13). Za dobu dlouhé řady let nedošlo k nerovnoměrnému sedání objektů.



Obr. 12 E_{dyn} a ρ_z v násypu



Obr. 13 Kontrola násypu

Závěr

Jak vyplývá z uvedených ukázek, lze výsledky geofyzikálních měření, zejména seizmických, ale i geoelektrických využít k posouzení fyzikálního stavu horninového masivu a určení jeho mechanických vlastností. Jde zejména o kvalitativní posouzení stupně porušení jednotlivých částí masivu a vymezení zón různého napětí při použití koeficientu porušení K_p , určeného z různých druhů seizmických metod. Pokud jde o kvantitativní stanovení potřebných geotechnických vlastností, lze stanovit objemovou hmotnost z hustotní karotáže a Poissonova číslo z komplexní akustické karotáže při registraci rychlostí jak podélných tak příčných vln a obdobným způsobem i z povrchových měření. Pokud jde o určení statických a přetvárných modulů, je možné je věrohodně stanovit jen po důkladném zjištění korelačních vztahů k dynamickému modulu jak na stejných vzorcích, tak ve stejných místech horninového masivu.

Literatura

- [1] BIENAWSKI, Z.T. Rock Mass Classification in Rock Engineering. In *Symposium Exploration in Rock Engineering*, Johannesburg, 1975.
- [2] BLÁHA, P. *Seismická tomografie*. Praha/Brno: NIS Geofond/Geotest, 1996, 50 pp.
- [3] BLÁHA, P. & VLASTNÍK, M. Využití metody pronikání při zpracování mělké refrakční seizmiky pro účely inženýrské geologie. *Geologický průzkum*, 1992, 6, pp. 169 – 171.
- [4] BLÁHA, P. et al. Závěrečná zpráva o geofyzikálním měření v trase dálnice Vyškov – Chropyně v kilometráži 33.5 – 35.4. In *Klímek L., et al. Dálnice D1 – Vyškov – Mořice, stavba 0133, podrobný geotechnický průzkum*. Brno: Geotest, 1997, MS.
- [5] DVOŘÁK, A. *Základy inženýrské seizmiky*. Skripta PS, Praha: PřFUK, 1969.
- [6] GORJAJNOV, N. N. & LJACHOVICKIJ, F. M. *Seismičeskije metody v inženernoj geologii*. Moskva: Nedra, 1979.

- [7] HORSKÝ, O. Využití RQD pro inženýrskogeologické hodnocení horninového prostředí. In *Inžiniersko-geologické symposium*. Bratislava: 1984, pp. 222 – 234.
- [8] HORSKÝ, O. Stanovení korelačních vztahů mezi dynamickými moduly pružnosti a deformačními moduly v základech horní hráze přečerpávací elektrárny Centro Cuba. In *Geotechnické problémy energetickej výstavby*. Vysoké Tatry: ČSVTS, 1990, pp. 41 – 44.
- [9] JEROFEEV, L.J. et al. *Fizika gornych porod*. Tomsk: ITPU, 2006.
- [10] KOŘÁLKA, S. Ústní sdělení.
- [11] LINK, H. *Über die Unterschiede statisch, dynamisch und seismisch ermittelten Elastizitätsmodulen von Gestein und Gebirge*. Wien: Geologie und Bauwesen, Jg. 27, H.3-4, 1962.
- [12] LJACHOVICKIJ, P.M., CHMELEVSKOJ, V.K. & JAŠČENKO, Z.G. *Inženernaja geofyzika*. Moskva: Nedra, 1989, 145 pp.
- [13] MJULLER, K. & NOVOSAD, S. Metodika i ocenka elastických svojstv gornych porod na plotinnom profile Slezská Garta. In *Proceedings of XXXI IGS*, I, Gdaňsk, 1986, pp. 29 – 37.
- [14] MÜLLER, K. Assessment of rock mechanical properties of superficial deposits in upper silesian basin through a complex of drill technological and loggin data. *Acta montana IRSM AS CR*, 2000, A, 16, pp. 125-129.
- [15] MÜLLER, K., HOFRICHTEROVÁ, L. & MÜLLEROVÁ, J. Engineering geophysical investigations of rock fill bodies made out coal mine waste materials. In *Proc. of the int. conf. on environment, energy, and society*, Carbondale, USA: 1994, pp. 94-98.
- [16] RŽEVSKIJ, V.V. & NOVIK, G.J. *Osnovy fiziky gornych porod*. Moskva: Nedra, 1978.
- [17] SAVIČ, A.I. *Seismoakustičeskije metody izučeniya masivov skalnych porod*. Moskva: Nedra, 1969.
- [18] SAVICH, A.I. et al. Seismic Survey of the Ingouri arch dam pit, In *Third Congress of Rock Mechanics*. Denver: Vol. II, Part B, 1974.
- [19] ZINČENKO, V. S. & KOZAK, N. M. *Osnovy geofyzičeskich metodov issledovanij*. Moskva: RGGU, 2005.
- [20] ZINČENKO, V.S. *Petrofizičeskije osnovy gidrogeologičeskij i inžernogeologičeskij interpretacii geofyzičeskich dannych*. Moskva: RGGU, 2005.

Oponentský posudek vypracoval:

Prof. RNDr. František Baliak, Ph.D., Slovenská technická univerzita v Bratislave

Milan BROŽ¹, Jiří MÁLEK² a týmy seismického experimentu³

DOUPOVSKÉ HORY – REFRAKČNÍ PROFILY 30.06.2008

DOUPOVSKÉ HORY MTS. – REFRACTION PROFILES 30 JUNE 2008

Abstrakt

Doupovský vulkanický komplex vytváří Doupovské hory v západní části Českého masívu. Detailní geologické a geofyzikální studie této oblasti dosud chybí. Tuto skutečnost zlepšuje seismologické měření provedené v červnu 2008. Refrakční profily byly rozmístěny mezi 4 odstřely v lomech, které se nachází ve vulkanickém komplexu. Prvotní výsledky ukazují, že vulkanický komplex bazických hornin tvoří těleso o mocnosti cca dva kilometry a že jeho horní hranice leží v hloubce okolo jednoho kilometru pod mořem.

Abstract

The Doupov volcanic complex forms the Doupovské hory Mts. in the western part of the Bohemian Massif, Czech Republic. Its creation in the Tertiary was closely related to the opening of the nearby Ohre Rift (Eger Rift). The diameter of the complex is about 30 km. Based on borehole and xenoliths data, relatively small thickness of the volcanic rocks, probably less than about 1 km, is indicated. On the contrary, previous geophysical measurements indicate much thicker surface volcanic structure.

For several reasons, detailed geological and geophysical studies of this interesting region are still lacking. The situation improves as seismic measurements were performed there in June 2008. Refraction profiles were deployed between four blasts in quarries, which are situated at the edge of the volcanic complex.

Preliminary interpretation of observed data includes P-wave seismic tomography giving the 3D velocity distribution down to a depth of three kilometres and, in particular, resolving the form of the bottom boundary of volcanic rocks. The first results suggest that beneath the whole volcanic complex the basaltic rocks form flat approximately 1.5 kilometre thick body in the depth of about 2 kilometres.

¹ Ing. Milan Brož, CSc., Ústav struktury a mechaniky hornin AV ČR, v.v.i.,
V Holešovičkách 41, Praha 8, e-mail: mbroz@irsm.cas.cz

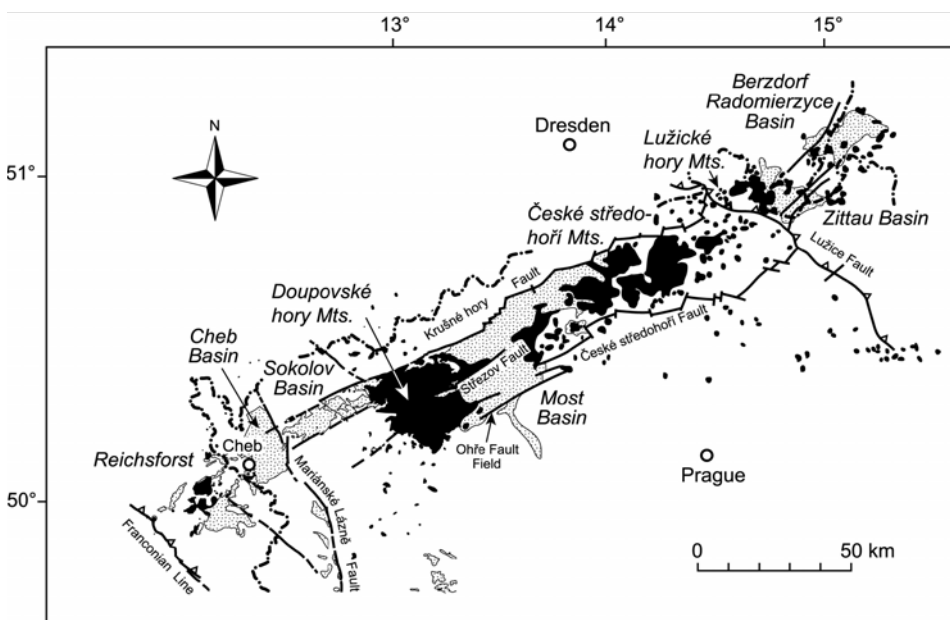
² RNDr. Jiří Málek, Ph.D., Ústav struktury a mechaniky hornin AV ČR, v.v.i.,
V Holešovičkách 41, Praha 8, e-mail: malek@irsm.cas.cz

³ ÚSMH AV ČR, v.v.i. - Jan Valenta, Petr Kolínský, Renata Gaždová, Jaroslav Štrunc,
Petr Hanzal, Oldřich Novotný, Libor Žanda, Johana Brokešová, Lukáš Čermák
GFÚ AV ČR, v.v.i. - Jan Zedník, Alena Boušková, Pavla Hrubcová, Petr Jedlička,
Bohuslav Růžek, Mirek Novotný, Josef Kotek,
ČGS – Zuzana Skácelová, Bedřich Mlčoch,
Vrtné a trhací práce Bílina – Milan Těšitel, Jan Pavuk, Milan Kočí

Úvod

Seismický projekt výzkumu Doupovských hor byl řešen v rámci grantového projektu Grantové agentury AV ČR č. A300460602 "Model svrchní kury oharského riftu a jeho okolí". V rámci tohoto projektu se provádějí seismická měření v širším okolí řeky Ohře, jenž je z geologického hlediska unikátním regionem. Toto speciální profilové seismické měření bylo provedeno pro poznání hlubší struktury Doupovských hor (obr. 1). Tyto práce nebyly doposud nikdy provedeny, neboť všechny dosavadní profily procházely mimo tuto oblast anebo ji mapovaly jen v málo měřicích bodech. Výjimkou bylo několik bodů měření při mezinárodním projektu SLICE 2003, na který tyto profily Doupovskými horami bezprostředně navazují.

Dne 30.6.2008 byl provedeno profilové seismické měření, o kterém zde podáváme stručnou technickou informaci. Provedený experiment využíval geofyzikální odpaly v pěti blízkých kamenolomech. První zpracované výsledky poskytují představu o možnostech našeho příspěvku k poznání stavby Ohářeckého riftu v této oblasti a upřesnění znalostí jeho geneze.



Obr. 1 Dispozice Doupovských hor v oblasti severozápadních Čech a popis geologických útvarů Ohářeckého riftu (Cajz, 2004)

Geologie Doupovských hor (Skácelová, Mlčoch, Rapprich)

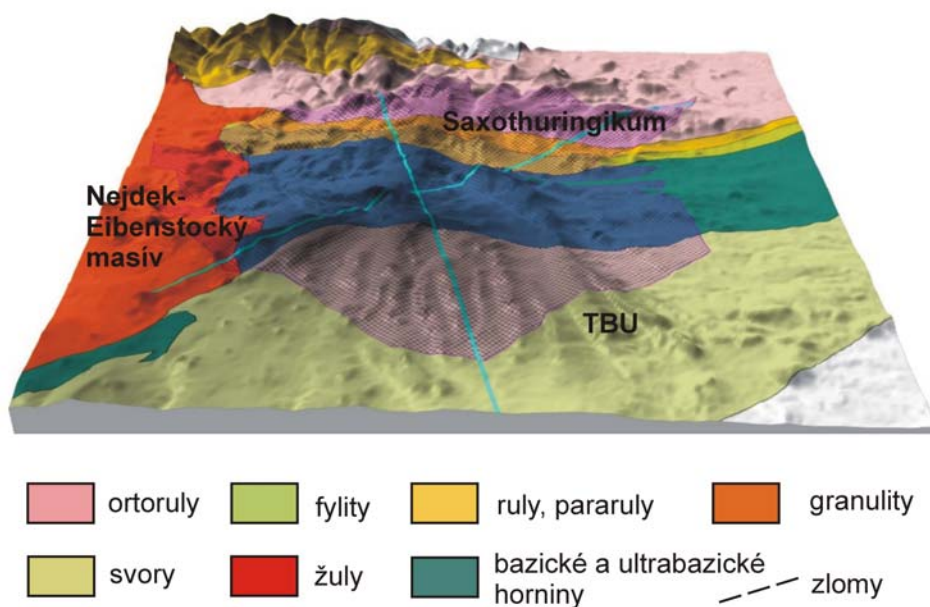
Oblast Doupovských hor reprezentují na povrchu především horniny třetihorního vulkanismu. Ty byly dříve interpretovány jako erozní relikty rozlehlého stratovulkánu s centrální kalderou v Doupově. Dnešní výzkumy ukazují, že se jedná o složitý vulkanický komplex s mnoha přírodními kanály. Mocnost vulkanických hornin v současné době pravděpodobně nepřesahuje 500 m, část vulkanických produktů byla po svém vzniku denudována.

Vulkanická aktivita na území Doupovských hor začala během svrchního eocénu erupcemi strombolského typu. Vyvržený pyroklastický materiál (tufové pyroklastické proudy – ignimbrity) s mocností až 100 m se nahromadil v těsné blízkosti zdrojů.

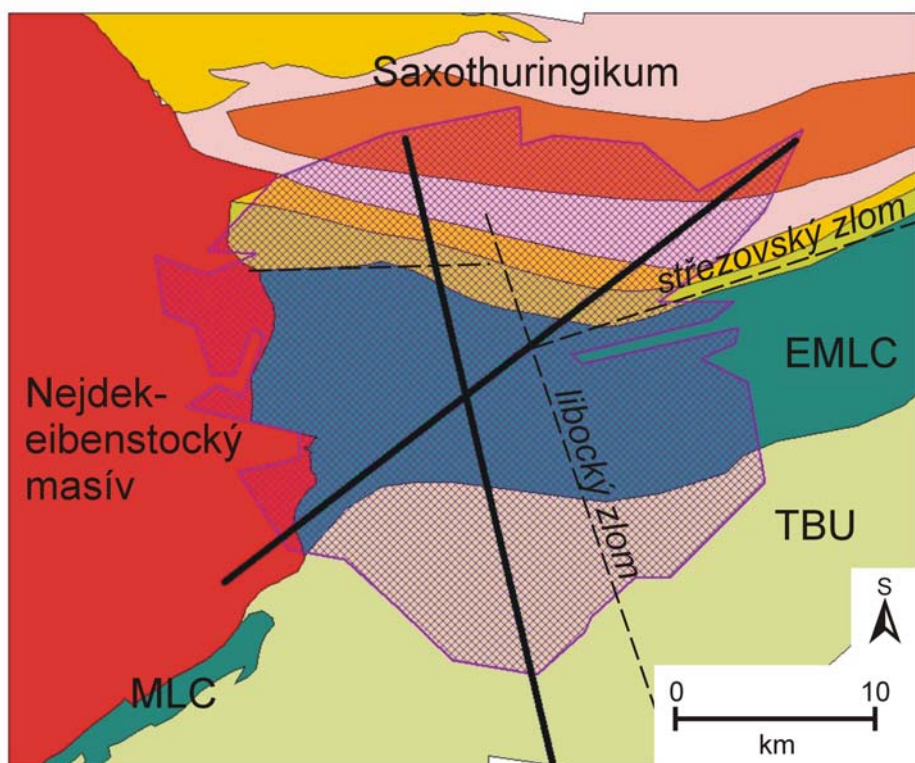
V oligocénu až spodním miocénu dominovala efuzivní vulkanická aktivita (strombolského a havajského charakteru) doprovázená lávovými výrony z mnoha přírodních kanálů.

Hlavními vulkanickými horninami Doupovského vulkanického komplexu jsou alkalické bazické až ultrabazické horniny (foidity, olivinické foidity, částečně tefrity, bazanity a trachyty). V centrální části jsou zastoupeny ijolity, essexity a syenity, které mohou tvořit větší intruzivní těleso. Informace o horninách krystalinika v podloží Doupovských hor jsou získány především z xenolitů a vrtů, v západní a severní části také z výchozů. Na JV jsou pod vulkanickými horninami uloženy také permokarbonské sedimenty s mocností do 100 m, které jsou součástí výplně žatecké deprese.

Vulkanický komplex Doupovských hor překrývá křížení dvou významných tektonických linií – střezovského zlomu ve směru JZJ-SVS a libockého zlomu ve směru SSZ-JJV. Horniny krystalinika jsou v podloží Doupovských hor zastoupeny na severu metamorfity saxothuringika (fylity, pararuly, svory, ortoruly a granulity), které se podél střezovského zlomu stýkají s bazickými až ultrabazickými horninami rozsáhlého tělesa ekvivalentu mariánskolázeňského komplexu. To tvoří velkou část krystalického podloží v jižní části Doupovských hor. Z jihu zasahují pod Doupovský vulkanický komplex také částečně horniny tepelsko-barandienské jednotky (svory). Výraznou hranici ze západu tvoří granity nejdecko-eibenstockého masívu, které vycházejí na povrch v údolí Ohře u Kyselky. Hloubka krystalinika je od několika desítek na Z a SZ. až po stovky metrů na JV (max. hloubka ve vrtu Mašťov je 956 m). Geologická struktura krystalinika v podloží Doupovských hor s vyznačením seismických profilů v 3D modelu současného reliéfu je uvedena na obr. 2. Geologické schéma podloží pak na následujícím obr. 3.



Obr. 2 Geologická struktura krystalinika v podloží vulkanického komplexu Doupovských hor (fialová šrafa) v 3D modelu současného reliéfu



Legenda:

 ortoruly	 fylity	 ruly, pararuly	 granuly
 svory	 žuly	 bazické a ultrabazické horniny	 zlomy

Obr. 3 Geologické schéma krystalinika v podloží vulkanického komplexu Doupovských hor s vyznačením seismických profilů.

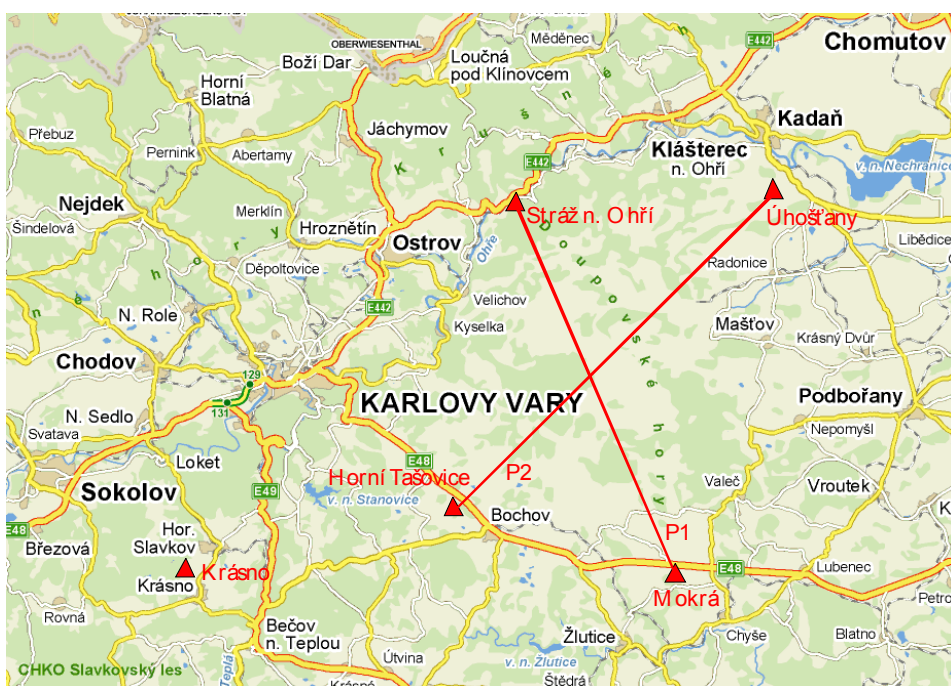
Technická realizace profilových měření.

Pro vybuzení seismických vln bylo provedeno pět speciálních odpalů, které byly situovány na okrajích sledovaného území v lokalitách těžebních prostorů kamenolomů. Záznamy seismických vln byly provedeny na 30-ti měřicích stanovištích umístěných zhruba podél dvou seismických profilů, na jejichž koncích se nacházely místa čtyř uvedených odpalů. Pátý odpal byl situován jižněji ve vzdálenější lokalitě kamenolomu Krásno (obr 4).

Lokality kamenolomů byly: Úhošťany, Stráž n Ohří, Mokrá, Tašovice a Krásno. Použitá hmotnost náloží byla 200 až 400kg. Nálože byly uloženy ve 2 až 4 vrtech hloubky 12 až 30 m (tabulka 1). Roznět náloží byl mžikový. Na místech odpalů byl speciálními seismickými aparaturami (Bumb Recordery typu BR3) měřen čas odpalu s přesností na 2 ms. Záznam času byl prováděn jak dlouhovlnným přijímačem DCF77,

tak satelitním GPS. Z hlediska nejmenší úrovně seismického průmyslového rušení byly odpaly provedeny v podvečerním čase mezi 18. a 19. hodinou s časovým odstupem 10 minut.

Na seismických profilech byly osazeny seismické aparatury. Body měření byly mezi sebou vzdáleny cca 3km a byly rozmístěny na profilech P1 a P2 které jsou znázorněné na obr. 4. K záznamu seismických vln byly použity aparatury Gaia se snímači LE3D (Geofyzikální ústav AV ČR) a aparatury BR3 se snímači SM6 -3D (Ústav struktury a mechaniky hornin AV ČR). Záznam byl prováděn nepřetržitě vždy od okamžiku umístění aparatury na měřicí bod a ukončen až při sběru aparatur po provedení všech odpalů.



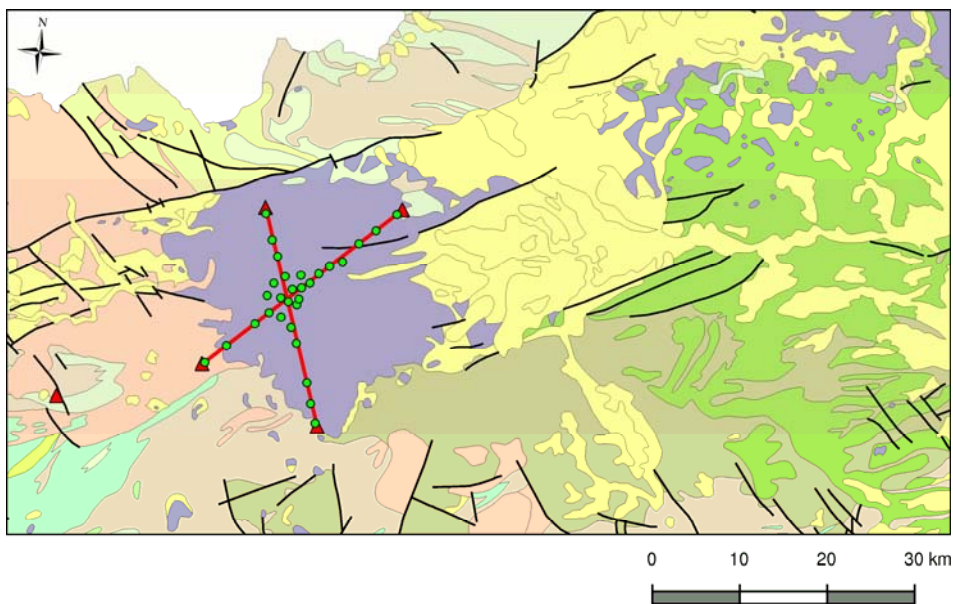
Obr. 4 Seismické profily P1 a P2 procházející Doupovskými horami. Trojúhelníky označují místa odpalů.

Popis parametrů odstřelů

Výběr kamenolomů byl proveden s maximální pečlivostí vzhledem k dosažení co nejoptimálnějších rozložení svazku seismických paprsků v celém prostoru Doupovských hor. Pro profily P1 a P2 byly vybrány kamenolomy Mokrý – Stráž nad Ohří (P1) a Úhošťany – Horní Tašovice (P2).

Na provedení odstřelů byly na rozdíl od běžných těžebních odstřelů kladeny speciální požadavky. Především musely být všechny nálože, umístěné ve 3-4 vrtech pro každý odstřel, odpáleny ve stejném čase formou mžikového odstřelu. Pro dosažení požadavku, aby většina energie trhaviny byla spotřebována na vybudění seismické vlny a ne k rozrušení okolního kameniva, bylo nutné provést speciální ucpávku těchto cca

30metrových vrtů kombinací několika šarží kameniva až do hloubky 15m. Úspěšný výsledek je charakterizován tím, že nedochází k podstatnému porušení terénu v místě odstřelu (obr. 6). Vzhledem k velikosti zájmového území a možnosti legislativy byla zvolena velikost náloží odstřelů mezi 200 až 400 kg průmyslové trhaviny podle možnosti skutečného naplnění do předem připravených vrtů.



Obr. 5 Seismické profily P1 – P2 s rozmístěním měřicích bodů v geologické mapě širšího okolí Doupovských hor.



Obr. 6 Povrch terénu po odpalu 300kg trhaviny ve 4 vrtech v kamenolomu Mokrá (30. 6. 2008, 18h10m00s)

V uvedených kamenolomech, ve kterých se provádí trhací práce velkého rozsahu, nedošlo k neobvyklému narušení okolí lokality provádění těžebních prací velkého rozsahu. Pro možnost odpálení náloží trhavin byly připraveny vrty tak, aby při uložení maximálně 400 kg trhavin do vrtů byla ucpávka vrtů dlouhá minimálně 6 m. Podle místních podmínek byly na uvedených lomech připraveny vždy 2 nebo 4 vrty o minimální hloubce 12 m a pro dosažení maximálního možného vyplnění vrtů a koncentrace energie ve vrtech byla, s výjimkou lomu Stráž nad Ohří, kde nebylo možné využít mechanizované nabíjení trhavin, zvolena trhavina s vyšší náložovou hustotou a tekuté konzistence – emulsní trhavina Emsit. Na lomu Stráž nad Ohří byla použita klasická náložová želatinová trhavina Poladyn. Pro zajištění současnosti odpálení všech náloží při současném zajištění vysoké bezpečnosti oproti v tomto období možným bouřkám či jiným možným zdrojům „cizí“ elektrické energie byl zvolen neelektrický roznětný systém IndetShock se stejně dlouhými rozbuškami na dnech vrtů které byly současně iniciovaly „povrchovou“ rozbuškou Surface stupeň 0.

Mimo již uvedené odchylky na lomu Stráž nad Ohří, kde nebylo možno použít nabíjecí vůz a kde pro blízkost významného zdroje minerálních vod (Korunní) nebylo možné současně odpálit větší množství trhavin, se od výše uvedeného standardu odchýlil i odstfel na lomu Horní Tašovice, kde před započítáním nabíjení trhavin došlo k částečnému zneprístupnění jednoho z připravených vrtů a bylo sníženo množstvím trhavin.

Lokalita	Počet vrtů /záběr	Hloubka vrtu (m)	Délka vrtů (bm)	Emsit (kg)	Poladyn (kg)	Semtex (kg)
Mokrá	4	12	48	320	0	2
Horní Tašovice	2	20	40	110	0	1
Stráž nad Ohří	4	12	48	0	175	0
Úhošťany	4	20	80	300	0	2
Krásno	8	15	120	1900		
Celkem	24	79	216	2630	175	5

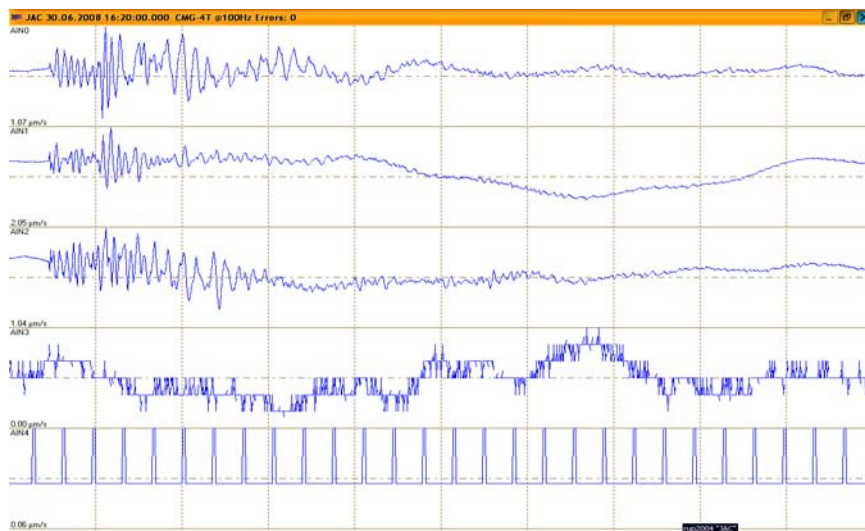
Z hlediska seismologie se jednalo o významné uměle buzené lokální seismické jevy, které byly zaznamenány na značném území České republiky jak národní seismickou sítí provozovanou Geofyzikálním ústavem AV ČR, v.v.i., tak byla sledována i jejich seismická odezva i na vzdálenějších seismických stanicích – JAC Svornost, NEC Nečtiny, KMH Komorní Hůrka. Tato vyhodnocení poslouží i pro zpřesnění provádění lokací těžebních odpadů v kamenolomech ČR. To je umožněno určením již uvedeného času odpalu v místech explozí kdy vzdálenost seismického snímače je cca 10-15m od odpalu. Vzhledem k náročnosti zpracování velkého množství seismických paprsků, však nebylo možné komplexní výsledky těchto měření zahrnout do této stati. Prvním výsledkem seismického vyhodnocení provedených profilových měření jsou hodnoty

naměřených časů a amplitud rychlosti seismických vln s údajem o převládající frekvenci seismického signálu.

Z hlediska nepříznivých seismických účinků se jedná o velmi slabé povrchové odpaly, které jsou určeny pouze pro seismické prozařování poměrně mělkých partií zemské kůry. Pro ukázkou uvádíme záznamy dvou odpalů, jak byly zaregistrované podzemní seismickou stanicí JAC. Tyto jsou uvedeny na následujících obr. 7 a obr. 8.



Obr. 7 Seismický záznam odpalu na seismické stanici JAC v Jáchymově dne 30.6. 2008 v 16h10m00s – kamenolom Mokrá (světový čas)



Obr. 8 Seismický záznam odpalu v kamenolomu Stráž nad Ohří na stanici JAC v Jáchymově dne 30.6. 2008 v 16h 20m 00s (světový čas)

Vyhodnocení a zpracování měření (Valenta)

Na seismogramech byly odečteny časy příchodů P-vln, odečet příchodů S-vln nebylo možné použít neboť byly na záznamech příliš slabé.

a) 2D zpracování

Zpracování dat ve 2D (po profilech) bylo provedeno metodou t_0 , která je jednou z inkarnací metody vstřícných hodochron. Tato metoda používá vrstevnatý 2D model prostředí se skokovou změnou rychlostí na rozhraních.

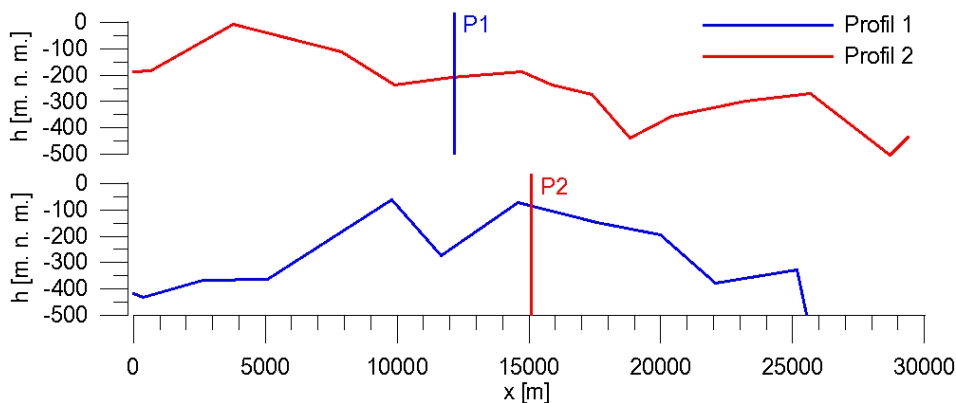
Výsledkem zpracování je hloubka refrakčního rozhraní a rychlosti na něm. To je definováno rychlostí na povrchu spodní vrstvy prostředí.

Na následujícím obr. 9 jsou uvedeny hloubky refrakčního rozhraní pro jednotlivé profile s $10\times$ převýšením. Povrch refrakčního rozhraní je zobrazen jako skutečné nadmořské výšky rozhraní. Nadmořská výška povrchu na jednotlivých profilech se pohybuje mezi 600 – 800 metry nad mořem.

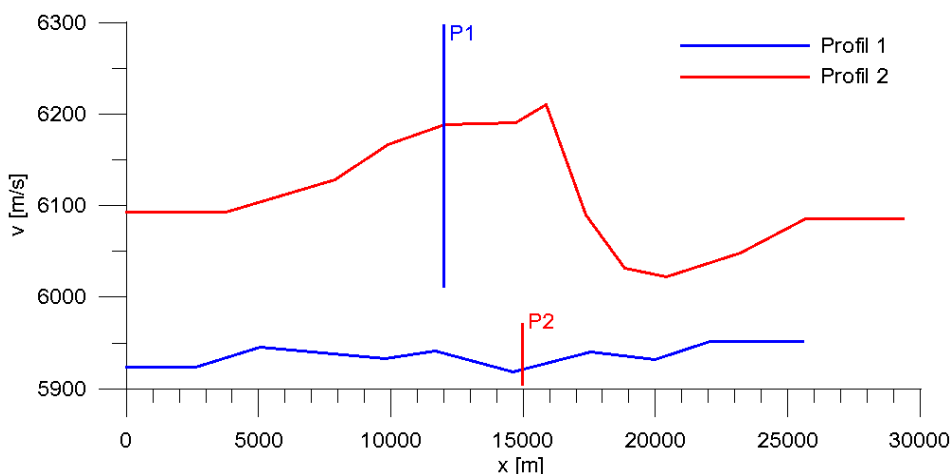
Určení hloubek refrakčního rozhraní je v této metodě mírně problematické, pokud rychlosti v nadložní vrstvě nejsou dobře známy. V tomto konkrétním případě byly interpolovány z rychlostí zjištěných v okolí bodů odpalů a interpolovány po profilech. K největším chybám v určení rychlostí proto nutně dochází ve středu profilů v okolí jejich křížení. Hloubky rozhraní jsou zde proto určeny pouze přibližně.

Seismické rychlosti na povrchu podložní vrstvy jsou naproti tomu určeny poměrně spolehlivě. Tomu napovídá relativně „klidný“ a hladký průběh rychlostních křivek (obr. 10). Z rychlostních křivek je patrný systematický rozdíl v rychlostech na jednotlivých profilech, kdy rychlosti na profilu kolmém ke směru struktur oherského riftu (profil P1) jsou rychlosti o cca 4–5% nižší, než na profilu paralelním.

Pokles rychlostí na profilu P2 v rozsahu metrů 16km až 20km může být způsoben přítomností permokarbonu v podloží vulkanitů.



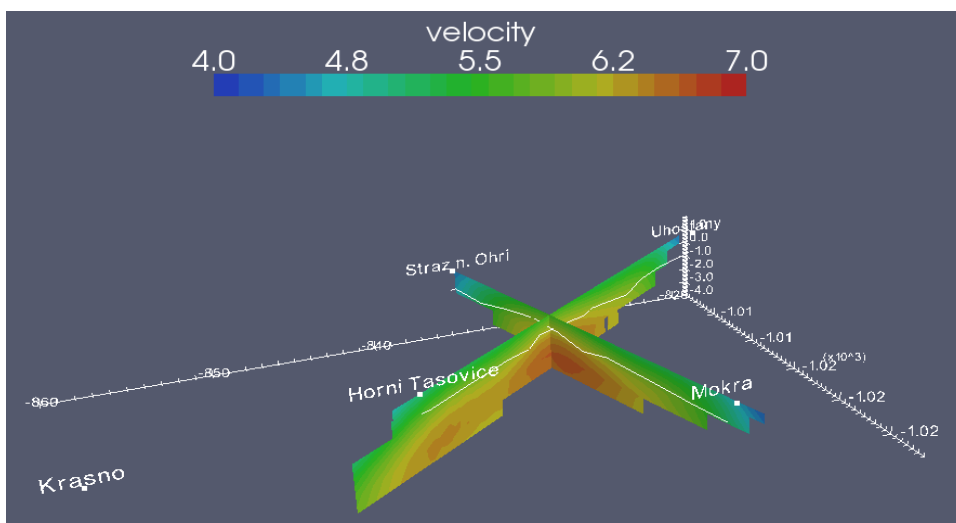
Obr. 9 Hloubky refrakčního rozhraní P1 a P2. Nadmořská výška povrchu na jednotlivých profilech se pohybuje mezi 600–800 metry nad mořem.



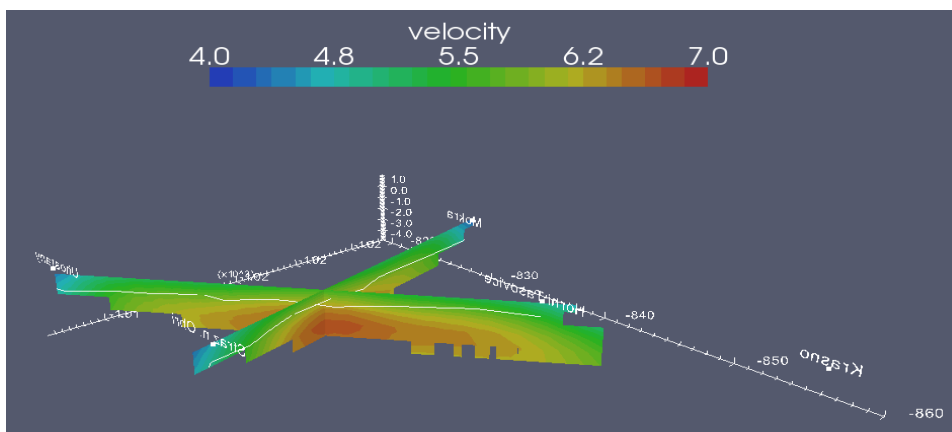
Obr. 10 Hraniční rychlosti na jednotlivých profilech. Systematický rozdíl v rychlostech může být způsoben anizotropií rychlostí prostředí.

b) 3D zpracování

Zpracování dat v 3D seismické tomografii z povrchu, bylo provedeno pomocí programu PStomo_eq (Ari Tryggvason). Tento program používá gradientový 3D model prostředí, jedná se o model s plynulou změnou rychlostí, tzv. hladký model. Model je složen z buněk o rozměrech 1x1x1 km ve kterých je konstantní rychlost. Zobrazení výsledku podle tohoto modelu je uvedeno na obr. 11 a obr. 12.



Obr. 11 Profily P1 a P2 v tomografickém 3D zobrazení. Bílá linie na řezech znázorňuje průběh seismického rozhraní podle metody t_0 . Měřítka os je v Křovákových souřadnicích dělené tisícem (tedy v kilometrech). Vertikální měřítko je v kilometrech nad/pod hladinou moře.



Obr. 12 Profily P1 a P2 v tomografickém 3D zobrazení. Bílá linie na řezech znázorňuje průběh seismického rozhraní podle metody t_0 . Měřítko os je v Křovákových souřadnicích dělené tisícem (tedy v kilometrech). Vertikální měřítko je v kilometrech nad/pod hladinou moře.

Tomografický model ukazuje přítomnost vysokorychlostního tělesa v podloží Doupovských hor. Těleso má mocnost cca dva kilometry a jeho horní hranice leží v hloubce okolo jednoho kilometru pod mořem. Nadmořské výšky nejvyšších vrcholů Doupovských hor mírně přesahují 900 metrů nad mořem, hloubka tohoto tělesa je tedy méně než dva kilometry pod dnešním povrchem.

Zjištěné těleso je nejspíše tělesem bazických hornin, které se vyznačují zvýšenými hodnotami seismických rychlostí. V tomto konkrétním případě jde buď o těleso tercierních vulkanitů a nebo o horniny ekvivalentu mariánskolázeňského komplexu. Druhá možnost se, vzhledem k dalším výsledkům probíhajícího geologického průzkumu jeví jako pravděpodobnější.

Závěr

Provedení refrakčních seismických profilů v oblasti Doupovských hor přispěje k rozšíření poznatků o rozložení a hloubce jednotlivých partií tohoto podzemního vulkanického tělesa. Přínosem je i poznatek o možnosti realizace takovýchto projektů s použitím poměrně malých nákladů avšak za předpokladu dokonalé organizace projektu a vysokého nasazení všech experimentátorů. Při dalším zpracování pak bude možné výsledky seismiky korelovat i s mapami Bouguerových anomálií a zaměřit se na vytypovaná místa v oblasti s dalším výzkumem.

Je možné konstatovat, že pod Doupovskými horami se nachází vysokorychlostní těleso formované nejspíše bazickými horninami. V současné době ještě není zcela zřejmé, zda se jedná o tercierní vulkanické těleso (jehož vznik by přímo souvisel s vulkanickou aktivitou Doupovských hor) a nebo spíše o horniny ekvivalentu mariánskolázeňského bazického komplexu.

Poděkování za významnou pomoc a nasazení patří vedení společnosti Kamenolomy ČR, Tramag a.s., KMK Granit Krásno a pracovníkům těchto kamenolomů. Dále pak společnosti Vrtné a trhačí práce, a.s. společnosti Explosia a.s. a společnosti ARCADIA- Geotechnika a.s. i za finanční podporu projektu.

Seismický projekt výzkumu stratovulkánu Doupovské hory byl řešen v rámci podpory grantového projektu Grantové agentury AV ČR č. A300460602 "Model svrchní kůry oharského riftu a jeho okolí".

Literatura

- [1] CAJZ, V. Současný stav poznatků o oharském riftu. *Essentia*, 2004, 33/2003.
- [2] TRYGGVASON, A. & LINDE, N. Local earthquake (LE) tomography with joint inversion for P- and S-wave velocities using structural constraints. *Geophysical Research Letters*, 2006, 33, L07303.
- [3] GRAD, M., ŠPIČÁK, A., KELLER, G. R., GUTERCH, A., BROŽ, M., HEGEDIS, E., and working grup SUDETES 2003 Seismic Experiment. *Studia Geophys Geod.*, 2003, 47 (2003), pp. 681-690.
- [4] VAVRYČUK, V., HRUBCOVÁ, P., BROŽ, M. & MÁLEK, J. Azimuthal variation of Pg velocity in the Moldanubian, Czech Republic: Observations based on a multi-azimuthal common-shot experiment. *Tectonophysics*, 2004, 387(2004), pp. 189-203.
- [5] MÁLEK, J., BROŽ, M., JANSKÝ, J. & NOVOTNÝ, O. Výzkum stavby svrchní zemské kůry pomocí lomových odpalů. Přednáška KG MFF UK, 21.11.2003.
- [6] BROŽ, M., BROKEŠOVÁ, J., MÁLEK, J., NOVOTNÝ, O., ŠTRUNC, J. & ŽANDA, L. Determination of the upper crustal structure using seismic waves from quarry blasts. In *Proc. EGS-AGU-EUG Joint Assembly*, Nice France, 06-11 April 2003. Poster, SM6.
- [7] BROŽ, M., STRUNC, J., ŽANDA, L., MALEK, J. & ČERMÁK, L. Použití záznamníku BR3 při seismických profilech. *Sborník vědeckých prací VŠB-TUO*, 2003, Ostrava.
- [8] BROŽ, M. & ŠTRUNC, J. 21-bite A/D converter with USB port for seismic measurement – Technical description. *Sborník vědeckých prací VŠB-TUO*, 2004, Ostrava, pp. 63-64.
- [9] NOVOTNY, M., HRUBCOVA, P., KAROUSOVA, O., RUZEK, B., SPICAK, A., BROZ, M. & MALEK, J. Tomographic sections of Bohemian Massif on SUDETES 2003 refraction line. In *CONFERENCE – WORKSHOP GEODYNAMICS OF CENTRAL EUROPE*. Zakopane, Poland: 29 May – 3 June 2005.
- [10] STRUNC, J. & BROZ, M. RUP2004 – High Definition Apparatus for Standalone, Network and Micro-Array Applications in Seismology. *Transactions of the VSB – Technical University of Ostrava, Civil Engineering Series*, 2006, vol. 6, no. 2, pp. 282-284.
- [11] BROZ, M., STRUNC, J. & TESITEL, M. Monitoring of Seismic Effects of Blasts at Quarries and Mines. In *Blasting Technics and Pyrotechnic 2006*, Czech Association of Scientific and Technical Societies, Association for Blasting Technology and Pyrotechnics, Prague.
- [12] RUDAJEV, V., BUBEN, J., BROŽ, M., MÁLEK, J., ŠTRUNC, J., ŽANDA, L. & ŽIVOR, R. Experimental Determination of Acceleration Decay of Seismic Vibrations in the Bohemian Masif. *Acta Geodyn. et Geomat.*, 2006, AB No.15, pp. 49-56.

Oponentský posudek vypracoval:

Doc. RNDr. Jan Vilhelm, CSc., Univerzita Karlova Praha, Přírodovědecká fakulta

Zdeněk ČADA¹, Vlastislav SALAJKA², Viktor KANICKÝ³

**ODEZVA STAVEBNÍCH OBJEKTŮ NA SEIZMICKÉ BUZENÍ S VYUŽITÍM
SYNTETICKÝCH AKCELEROGRAMŮ**

**STRUCTURAL SEISMIC RESPONSES USING SYNTHETIC SEISMIC
ACCELERATION-TIME HISTORIES**

Abstrakt

S použitím spekter odezvy seizmických zdrojů byla vytvořena procedura generující syntetické seizmické akcelerogramy. Zkoumány byly podmínky pro dosažení postačující koincidence zpětně generovaného spektra se zdrojovým spektrem odezvy. Analyzována byla shoda syntetických akcelerogramů s naměřenými vstupními daty. Navržená procedura byla testována porovnáním odezvy stavebních objektů na seizmické buzení s využitím spekter odezvy s odezvami při použití syntetických akcelerogramů.

Abstract

Procedure of generating synthetic seismic acceleration-time histories using seismic source response spectra has been designed. The conditions for achieving a satisfactory coincidence of the reversely generated spectrum with the source response spectrum have been investigated. The conformity of the synthetic seismic acceleration-time history with its source seismic motion record has been analyzed. The designed procedure has been tested by comparing structural responses computed using response spectra with responses obtained by applying corresponding synthetic seismic acceleration-time histories.

Úvod

Při navrhování a posuzování stavebních konstrukcí by nemělo být opomíjeno nestacionární dynamické zatížení, jako je seizmický pohyb základu. V našich oblastech lze očekávat s nemalou pravděpodobností výskyt technické seismicity, tak i slabší přírodní seismicity. Při špatném návrhu konstrukce, tento druh zatížení může způsobit až fatální následky.

V národních normách pro posuzování konstrukcí na seizmické účinky lze nalézt různá návrhová lineární spektra odezvy sestavená na základě dlouhodobého sledování seizmických aktivit v daných oblastech. Tato návrhová spektra jsou využívána k získání dynamické odezvy konstrukce při seizmickém ději. Metodika provádění výpočtů s

¹ Ing. Zdeněk Čada, Ústav stavební mechaniky, Fakulta stavební, Vysoké učení technické v Brně, Veveří 95, 662 37 Brno, e-mail: cada.z@fce.vutbr.cz

² Doc. Ing. Vlastislav Salajka, CSc., Ústav stavební mechaniky, Fakulta stavební, Vysoké učení technické v Brně, Veveří 95, 662 37 Brno, e-mail: salajka.v@fce.vutbr.cz

³ Doc. Ing. Viktor Kanický, CSc., Kancelář dynamických výpočtů, Hoblíkova 13, 613 00 Brno, e-mail: kanicky.v@fea.cz

využitím lineárních spekter odezvy je založena na metodě rozkladu podle vlastních tvarů kmitu. Tento efektivní přístup nám bohužel nedává informaci o samotné historii pohybu a napjatosti v čase. Velmi obtížně lze aplikovat metodu lineárních spekter na konstrukce, u kterých je třeba zohlednit jejich nelineární chování. Alternativní metodou pro získání dynamické odezvy je dnes nejčastěji používaná metoda přímé integrace pohybových rovnic, která dovoluje řešit nelineární dynamickou odezvu v čase. Důležitým vstupem při řešení je průběh seizmického zatížení v čase, který není ve většině případů znám. V článku je ukázáno, jak vytvořit syntetické akcelerogramy z návrhových spekter odezvy. S využitím těchto akcelerogramů a výchozích návrhových spekter byla řešena dynamická odezva panelového domu, který byl modelován pomocí MKP ve výpočtovém systému ANSYS.

Syntetické akcelerogramy

Z obecného hlediska, syntetické akcelerogramy, aby byly prakticky použitelné, musí vyhovovat celé řadě podmínek. Základní podmínkou je, aby spektrum odezvy získané ze syntetického akcelerogramu se co nejvíce blížilo výchozímu spektru odezvy. Zavedeme-li předpoklad, že pohyb podloží je součtem harmonických pohybů s různou frekvencí, amplitudou a fázovým posunem, potom aproximaci tohoto pohybu ve zrychleních lze hledat ve tvaru:

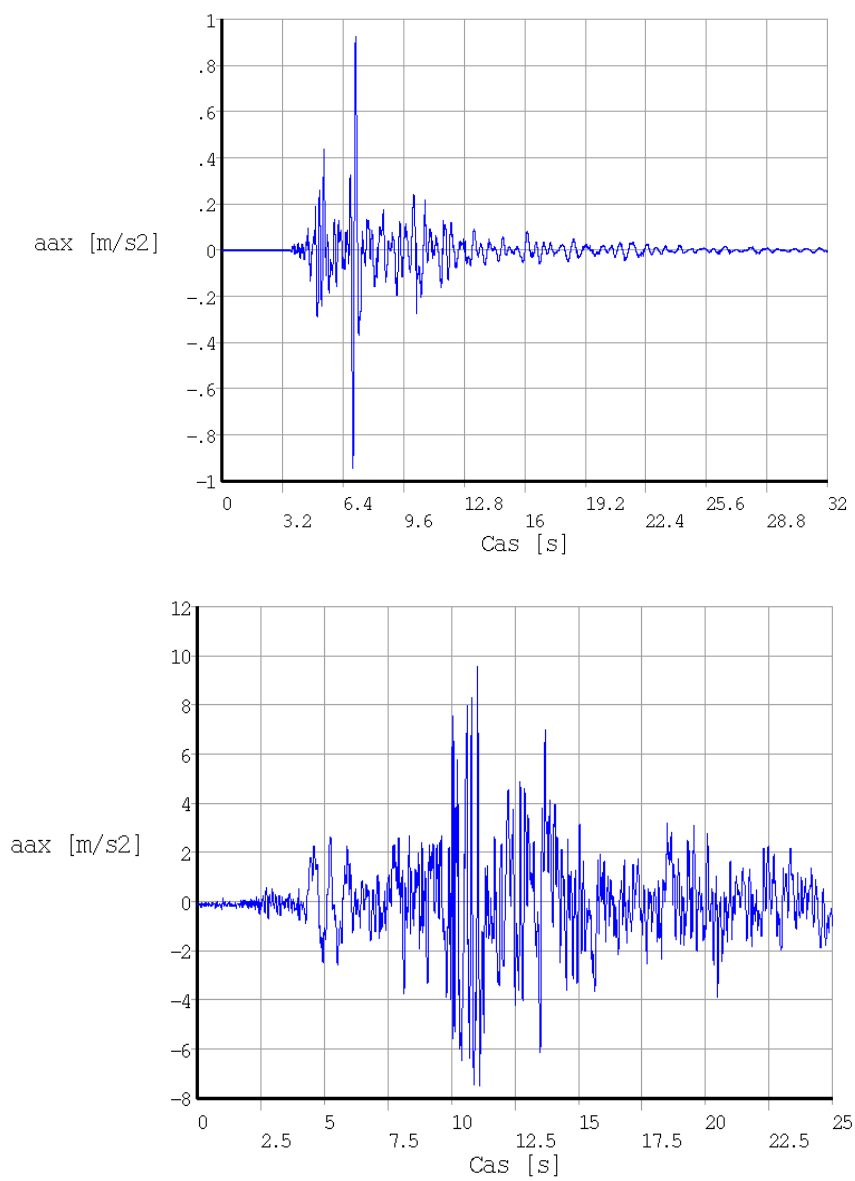
$$a(t) = \sum_k a_k \cos(k\omega t) + \sum_k b_k \sin(k\omega t) = \sum_k c_k \cos(k\omega t - \varphi_k) \quad (1)$$

Uvedená funkce má celou řadu výhod, jako jsou: spojitost, snadná integrace, možnost ovlivnění amplitudy u jednotlivých frekvencí.

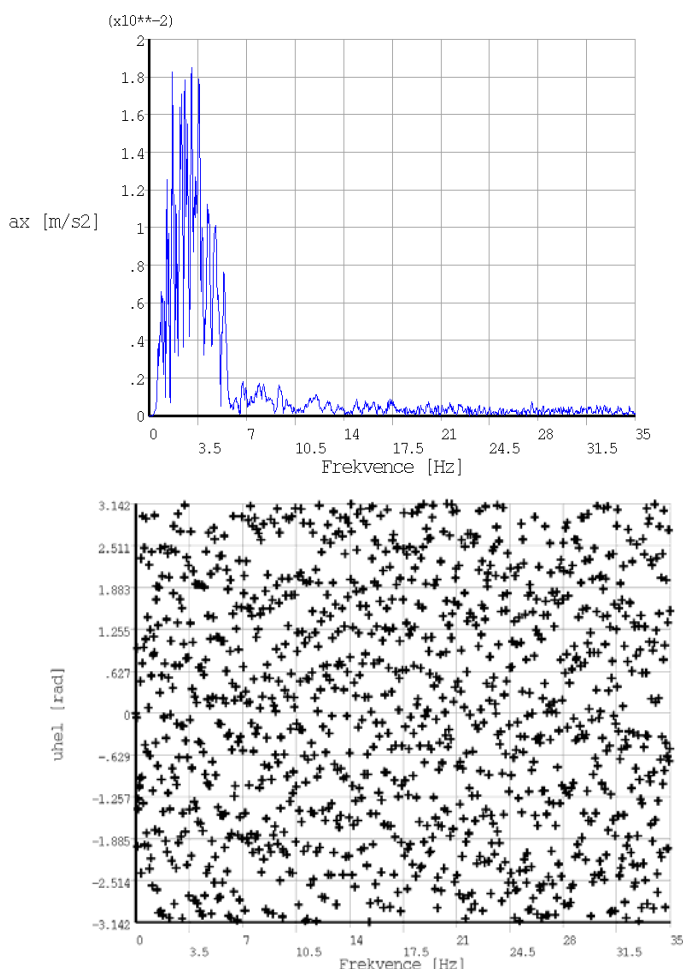
Analýza reálného seizmického jevu

Před samotným hledáním konstant a_k , b_k nebo c_k , φ_k , je vhodné vyšetřit, jakých hodnot tyto konstanty mohou nabývat. Za tímto účelem byly analyzovány dva záznamy skutečného pohybu podloží při seizmickém ději, a to důlně indukovaný jev Karviná (obr. 1 vlevo) patřící do oblasti technické seizmicity a zemětřesení TABAS Irán (obr. 1 vpravo) jako reprezentant přírodní seizmicity. Vzhledem k velmi slabým účinkům na konstrukce při využití záznamu Karviná, které ukázaly předběžné výpočty, byl záznam zrychlení proporcionálně zvětšen tak, aby maximální zrychlení dosahovalo hodnoty 0,1 g.

Diskrétní Fourierovou transformací (dále jen DFT) ze záznamu zrychlení zemětřesení Karviná, byly získány amplitudy c_k (obr. 2 vlevo) a fázové posuny φ_k (obr. 2 vpravo) v závislosti na frekvenci. Z obrázků je zřejmé, že tento jev obsahuje velké amplitudy zrychlení pouze do frekvence 6 Hz a fázový posun je čistě náhodný s rovnoměrným rozdělením na intervalu $-\pi, +\pi$.

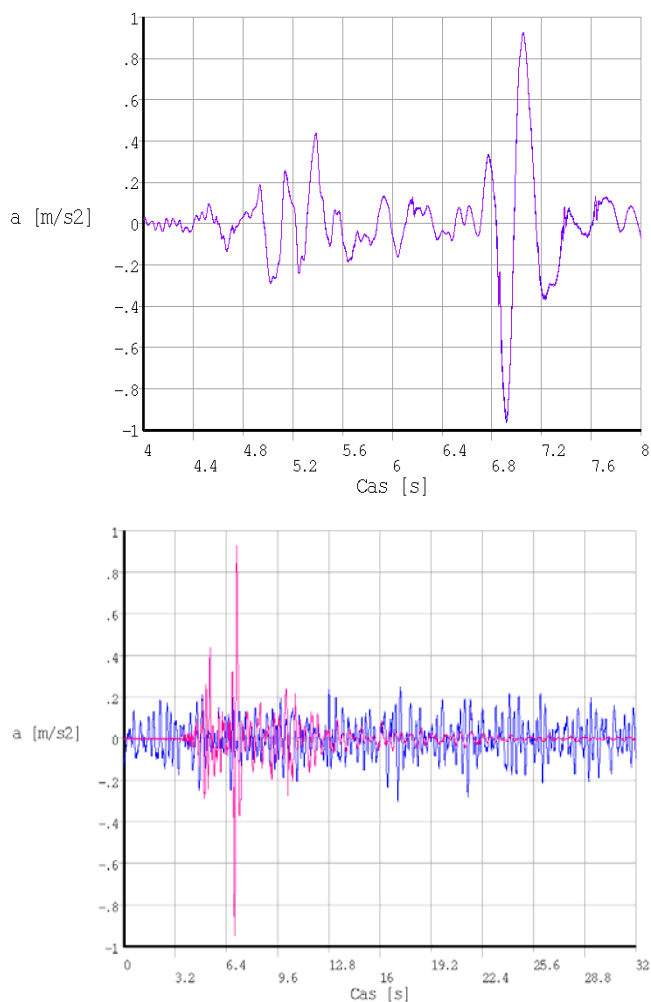


Obr. 1 Záznam seizmologických dat, vlevo Karviná, vpravo TABAS



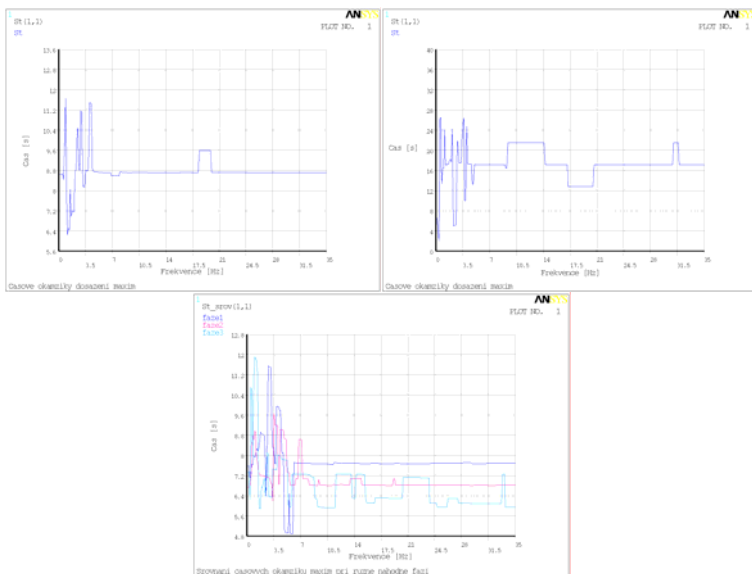
Obr. 2 Konstanty DFT v závislosti na frekvenci záznamu Karviná, vlevo amplituda c_k , vpravo fázový posun ϕ_k

Na obr. 3 vlevo je časový průběh zrychlení Karviná vypočítaného s aproximací funkcí (1) s konstantami získanými pomocí DFT. Hodnoty koeficientů c_k a ϕ_k odpovídají hodnotám na obr. 2. Na obr. 3 vpravo je pro srovnání stejný průběh zrychlení opět s funkcí (1), ale tentokrát hodnoty fázových posunů byly náhodně generovány s rovnoměrným rozdělením na intervalu $-\pi, +\pi$. Z toho vyplývá, že pomocí funkce (1) a při užití DFT lze dobře aproximovat průběh záznamu zemětřesení. Přestože fázové posuny mají zdánlivě náhodný charakter, při jejich skutečném znáhodnění dostáváme jinou funkci, která má přibližně konstantní maximální výchylky během celého časového intervalu. Naproti tomu záznam zemětřesení dosahuje v čase okolo 7 s výrazně větších výchylek než v ostatních časech.



Obr. 3 Průběh zrychlení Karviná v časovém intervalu 4 s až 8 s (fialová - záznam měření, modrá - aproximace DFT), vpravo při náhodně získaném fázovém posunu φ_k

Podobný problém lze sledovat při získání časů, ve kterých byla dosažena maximální odezva pro sestavovaná spektra odezvy. Při generování spektra pro budící funkci Karviná byly dosaženy maximální výchylky kolem 8 s s malou odchylkou v celém frekvenčním rozsahu od 0 do 35 Hz (viz obr. 4 vlevo). Oproti tomu při využití (1) s amplitudami z DFT a se znáhodněnou fází byly maximální výchylky dosaženy až někde kolem 20 s (viz obr. 4 uprostřed).



Obr. 4 Dosažení maximálních výchylek zrychlení při sestavování lineárního spektra odezvy, vlevo Karviná, uprostřed dle (1) s náhodnou fází, vpravo dle (2)

Analýzou záznamu TABAS byly získány analogické výsledky.

Krátkodobá Fourierova transformace

Pro získání realističtějšího průběhu zrychlení při zemětřesení v čase byla na stejné záznamy (viz kap. 2.1) aplikována krátkodobá Fourierova transformace (dále jen STFT). Ostrost amplitud výstupu z STFT je dána volbou počtu časových intervalů. Za optimální se ukázala volba časového kroku 2 s u záznamu Karviná a 1,56 s u záznamu TABAS. Trojrozměrné zobrazení průběhů výsledných amplitud v závislosti na čase a frekvenci je na obr. 5, vlevo ze záznamu Karviná, vpravo TABAS. Průběh amplitudy v čase má podobný průběh jako je průběh výchylek v samotném záznamu (obr. 1). Podobný průběh amplitud lze očekávat i u jiných zemětřesení, jako jsou např. na obr. 6 (tento obrázek je převzat z [6]). STFT ukázala, že dochází ke změnám velikosti amplitud v čase. Proto původní funkce (1) byla upravena o proměnnost amplitudy v čase pomocí funkce $f(t)$, která pro jednoduchost mění velikost amplitudy u všech frekvencí současně:

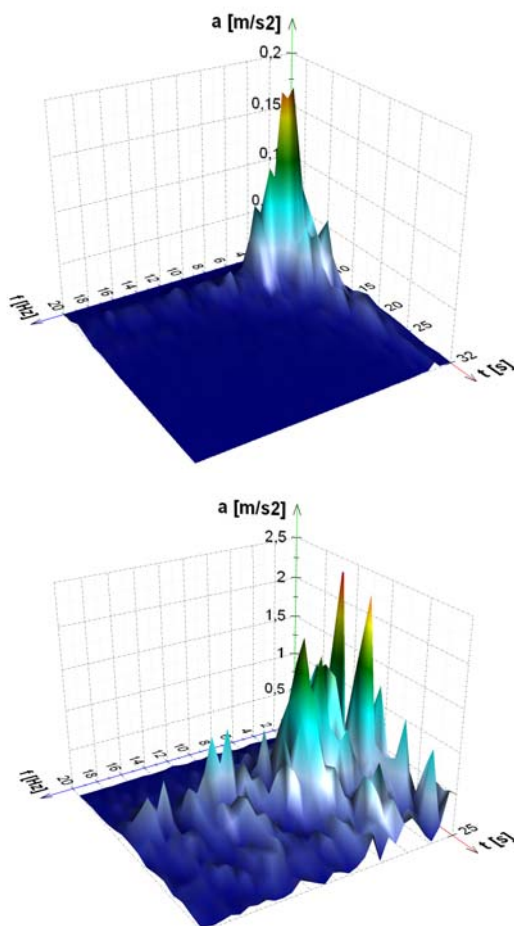
$$a(t) = f(t) \sum_k c_k \cos(k\omega t - \varphi_k) \quad (2)$$

Funkce $f(t)$ může být libovolná i nespojitá funkce. Po analýze záznamů (viz odst. 2.1) se jako vhodná funkce jeví:

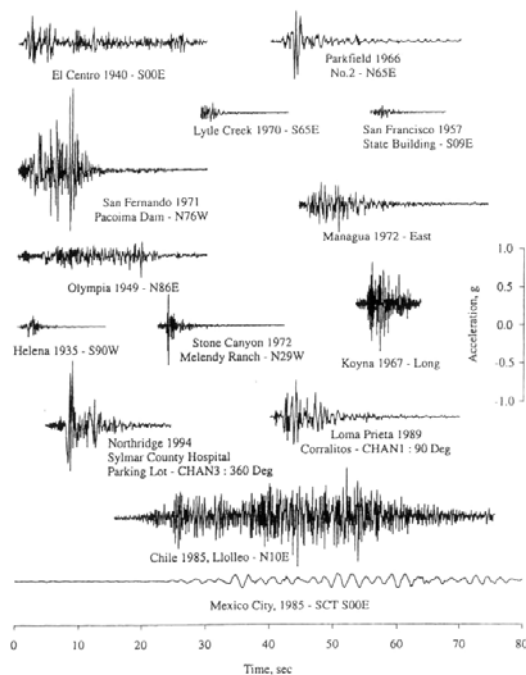
$$f(t) = \frac{1}{x\chi\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(\ln(x) - \lambda)^2}{2\chi^2}\right)$$

$$\chi = \sqrt{\frac{\ln(\sigma^2 + \mu^2)}{\mu^2}} \quad \text{a} \quad \lambda = \ln(\mu) - \frac{1}{2}\chi^2 \quad (3)$$

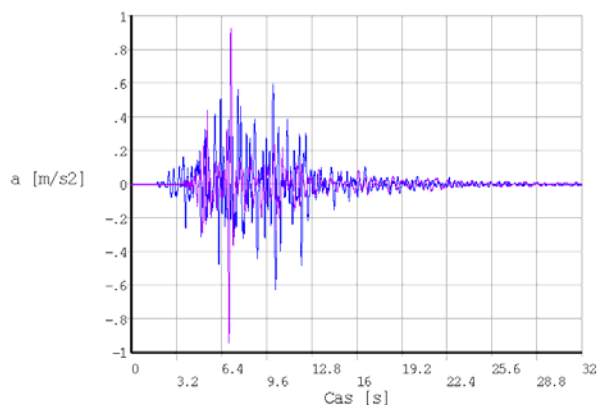
kterou známe jako log-normální rozdělení s parametry μ a σ , které pak nabývají významu těžiště maximálních výchylek seizmického děje a odchylky kolem těžiště. Na obr. 7 je srovnání záznamu Karviná s funkcí (2) při využitím amplitud z DFT s náhodným fázovým posunutím a s parametry funkce (3) $\mu = 10$ s a $\sigma = 5$ s. Časové okamžiky dosažení maxim při generování spekter odezvy jsou vykresleny na obr. 4 vpravo, kdy graf obsahuje tři varianty různé náhodné fáze. Všechny tři varianty se pro maxima zrychlení blíží časům okolo 8 s, tak jak je tomu u záznamu Karviná (obr. 4 vlevo).



Obr. 5 Průběh amplitud zrychlení v závislosti na čase a frekvenci získaných pomocí STFT, vlevo Karviná, vpravo TABAS



Obr. 6 Ukázka záznamů zemětřesení ve zrychlení, vodorovná osa čas, svislá zrychlení (převzato z [6])

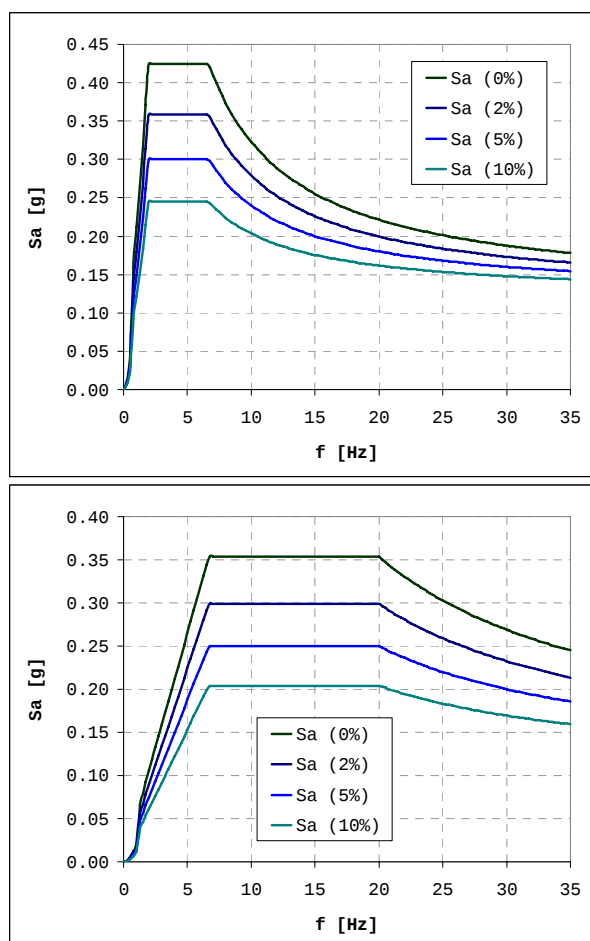


Obr. 7 Srovnání záznamu Karviná se syntetickým akceleroграмem

Zdrojové návrhové spektrum EC8

Získané poznatky o generování syntetických akceleroграмů byly ověřeny na příkladech. Jednou z analyzovaných konstrukcí je panelový dům.

K získání odezvy panelového domu byly využity syntetické akceleroграмы generované na základě návrhových spekter odezvy dle EC8 [2]. Základní zrychlení bylo použito 0,1 g, což vyhovuje rozmezí hodnot dle národní přílohy pro naše území. Horizontální a vertikální návrhové spektra v závislosti na velikosti poměrného útlumu jsou vynesena na obr. 8.



Obr. 8 Návrhové spektra dle EC8 s různým poměrným útlumem, vlevo horizontální, vpravo vertikální

Výpočet syntetických akceleroqramů

Z předchozího je zřejmé, že ze zdrojových návrhových spekter nelze vyčíst některé informace, jako jsou například fázové posuny, časy ve kterých nastaly maximální výchylky, délka nebo průběh samotného seizmického děje. Tedy při různé počáteční volbě těchto parametrů můžeme obdržet různé akceleroqramy, které všechny musí odpovídat návrhovému spektru, pokud jsou korektně generovány.

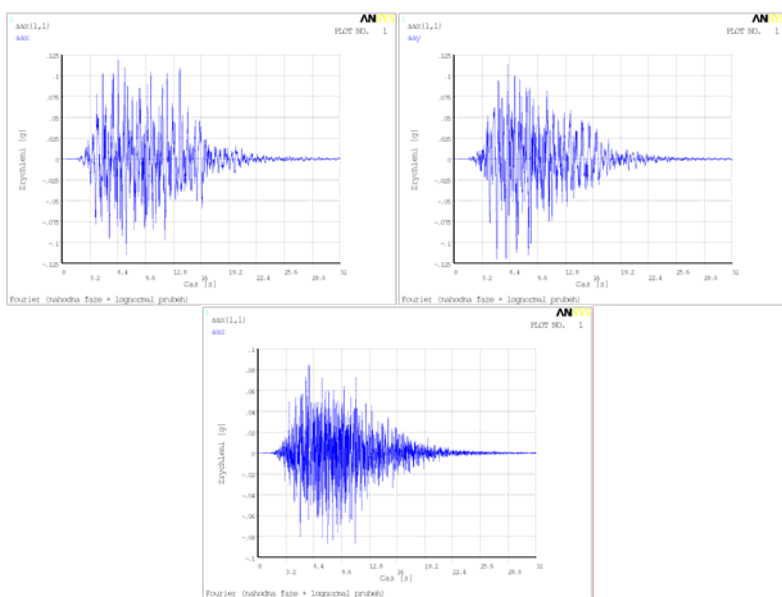
Je skutečností, že například při volbě harmonické funkce obsahující pouze jednu nenulovou amplitudu při určité frekvenci, vznikne spektrum odezvy v celém rozsahu vlastních frekvencí. Samozřejmě maximální odezva na tomto spektru bude u rezonanční frekvence a dále bude postupně klesat s rostoucí a s klesající frekvencí. Neboli jedna diskretní amplituda funkce (1) vytvoří určitou plochu na odpovídajícím spektru odezvy.

Z této plochy nelze poznat, zda bylo buzení pouze jednosložkovou harmonickou funkcí nebo jich bylo více, z čehož vyplývá, že exaktní zpětný postup neexistuje.

Při samotném získávání amplitud pro funkce (1) nebo (2) lze najít v publikacích (např. [3, 8]) postup, kdy amplitudy jsou odhadovány z amplitudy ustálené odezvy jednostupňové soustavy. Tento postup se jeví jako relativně nepřesný, a to z důvodu, že ve většině případů nenastává maximální výchylka v čase, kdy je kmitání ustáleno, ale právě daleko dříve. Proto jsou amplitudy následně upřesňovány iteračním postupem:

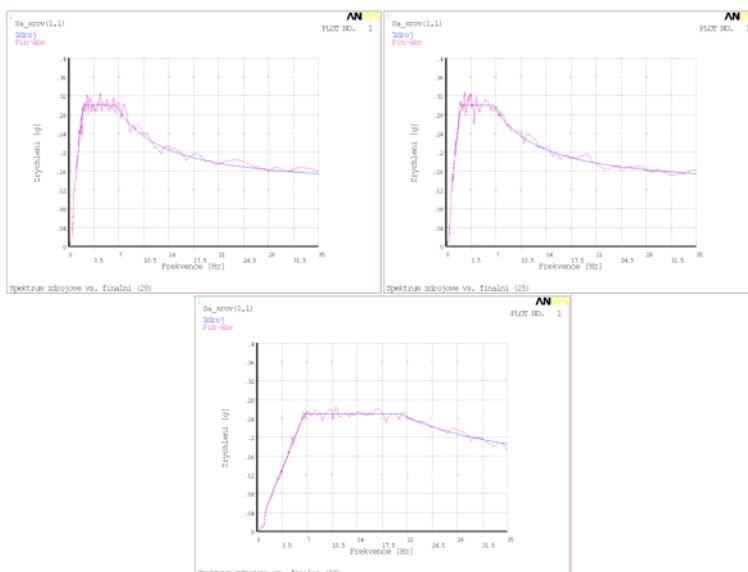
$$c_{k,i} = \frac{S_{a,0}(k)}{S_{a,i-1}(k)} c_{k,i-1} \quad (4)$$

kde $c_{k,i}$ je amplituda pro k -tou frekvenci a pro i -tou iteraci, $c_{k,i-1}$ je amplituda z předchozí iterace, $S_{a,0}(k)$ je spektrální hodnota k -té frekvence na zdrojovém spektru, $S_{a,i-1}(k)$ je spektrální hodnota k -té frekvence na spektru odpovídající amplitudám $c_{k,i-1}$. Tato posloupnost amplitud zprvu konverguje velice rychle k přibližnému odpovídajícímu spektru, ale při upřesňování se konvergence dosti zpomaluje. To je především dáno tím, že amplituda jedné harmonické funkce ovlivňuje celou řadu spektrálních hodnot s různými frekvencemi.



Obr. 9 Syntetické akcelerogramy v časové oblasti 0 až 16 s, vlevo směr x, uprostřed směr y, vpravo směr z

Pro sestavení akcelerogramů (obr. 9), které odpovídají návrhovému spektru v odst. 2.3, byla použita funkce (2) s náhodným fázovým posunem, těžištěm děje $\mu = 10$ s a odchylkou $\sigma = 5$ s, poměrný útlum $\xi = 5$ %. Výpočet amplitud funkce (2) byl pouze iteracemi dle (4), kdy počáteční amplitudy $c_{k,0} = S_{a,0}(k)$. Spektrální hodnoty po 20-ti iteracích $S_{a,20}(k)$ jsou vyneseny ve srovnání s hodnotami $S_{a,0}(k)$ na obr. 10. Horizontální směr x a směr y se liší pouze odlišným náhodným fázovým posunem.



Obr. 10 Srovnání návrhových spekter odezvy a spekter na syntetický akceleroogram, vlevo směr x, uprostřed směr y, vpravo směr z

Výpočtový model stavebního objektu

Funkčnost uvedeného postupu byla zkoumána na řešení konkrétního stavebního objektu. Metodou konečných prvků byl v programovém systému ANSYS sestaven model panelového domu vysokoškolských kolejí včetně nehmotného poddajného základového bloku zeminy. Bylo provedeno srovnání výsledků řešení, kdy byla získána dynamická odezva jak na buzení lineárními spektry odezvy tak i na buzení syntetickými akceleroagramy. Řešení v časové oblasti bylo získáno přímou integrací pohybových rovnic.

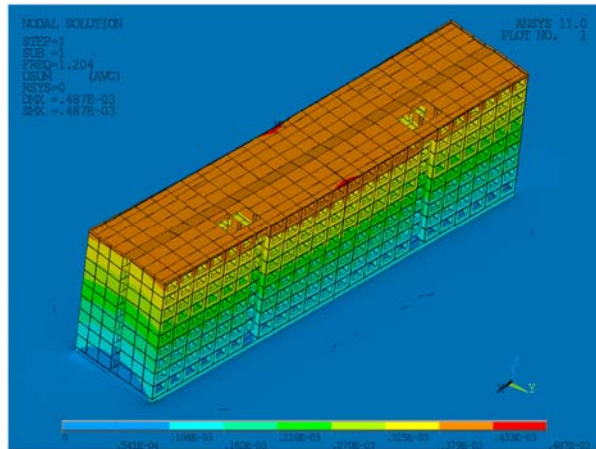
Model panelového domu je vytvořen ze stěnodeskových konečných prvků typu SHELL43, kterými jsou modelovány jednotlivé panely včetně otvorů. Spoje jednotlivých panelů jsou modelovány tak, že bylo dosaženo kloubové uložení v místě spojů.

Panelový dům lze příčně rozdělit na dva symetrické bloky, které jsou vzájemně dilatovány. Dilatace byla modelována pomocí nespojitosti konečnoprvkové sítě.

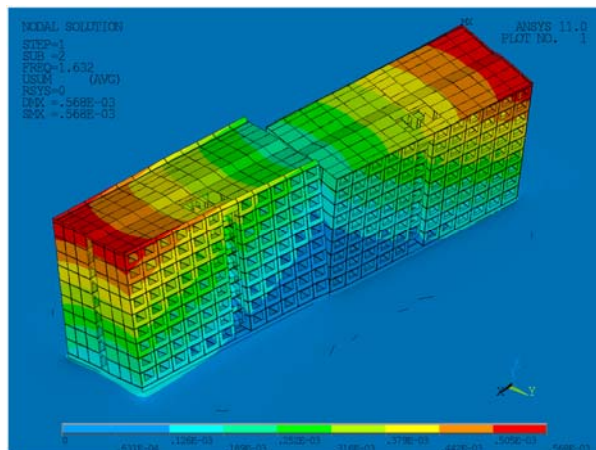
Skořepinový model panelového domu navazuje na objemový model podzákladí, který je sestaven z objemových konečných prvků typu SOLID45.

Vlastní frekvence a tvary kmitu

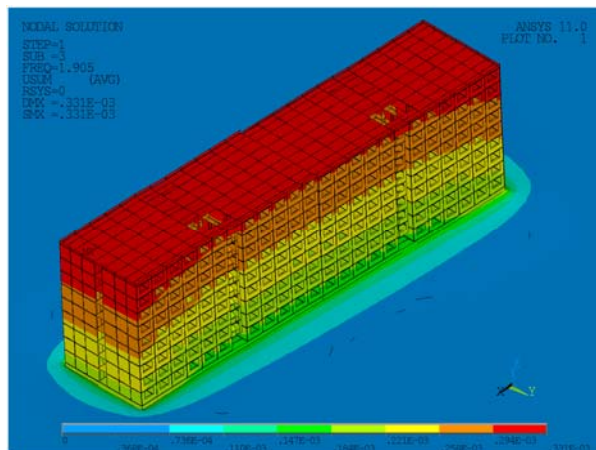
Na obr. 11 jsou zobrazeny první 4 vlastní tvary kmitu, které jsou dominantní při výpočtu pomocí spekter odezvy.



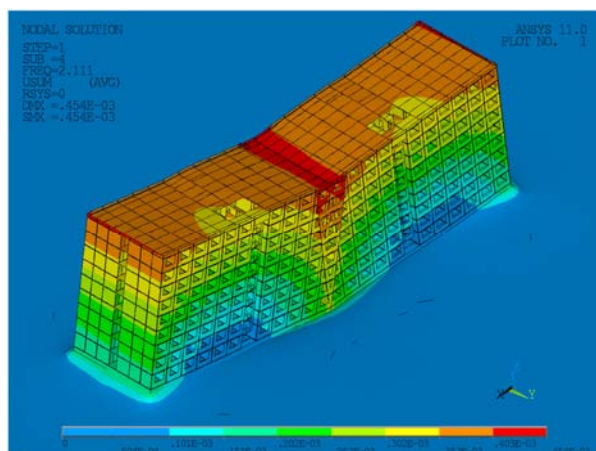
a)



b)



c)



d)

Obr. 11 První čtyři vlastní tvary kmitu při frekvenci, a) $f_1 = 1,20$ Hz, b) $f_2 = 1,63$ Hz, c) $f_3 = 1,91$ Hz, d) $f_4 = 2,11$ Hz

Odezva na seizmické buzení

Odezva na seizmické zatížení byla vyčíslena ve dvou variantách. Byly využity návrhové lineární spektra z odst. 2.3 a generované akcelerogramy odst. 2.4.

Buzení se předpokládá současně pro tři základní ortogonální směry. Útlum modelu odpovídá poměrnému útlumu 5 %.

Odezva při využití lineárních spekter odezvy

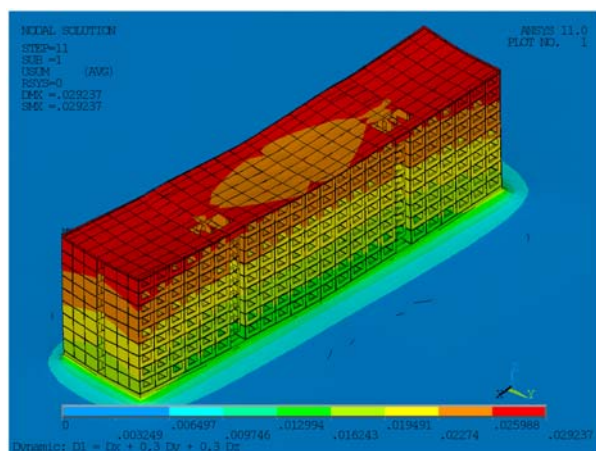
Bylo vypočítáno 750 vlastních tvarů a frekvencí, kdy nejvyšší frekvence měla hodnotu 23,08 Hz. Součet efektivní kmitající hmoty ve všech směrech byl kolem 100 % z celkové hmotnosti konstrukce 17,6.106 kg. Jednotlivé odezvy ve vlastních tvarech kmitu byly pro každý ortogonální směr kombinovány pomocí metody CQC. Z odezev pro jednotlivé směry byly sestaveny kombinace odpovídající EC 8 [2]:

$$\begin{aligned} D_1 &= D_x + 0,3D_y + 0,3D_z \\ D_2 &= 0,3D_x + D_y + 0,3D_z \\ D_3 &= 0,3D_x + 0,3D_y + D_z \\ D_{max} &= \max\{D_1; D_2; D_3\} \end{aligned} \quad (5)$$

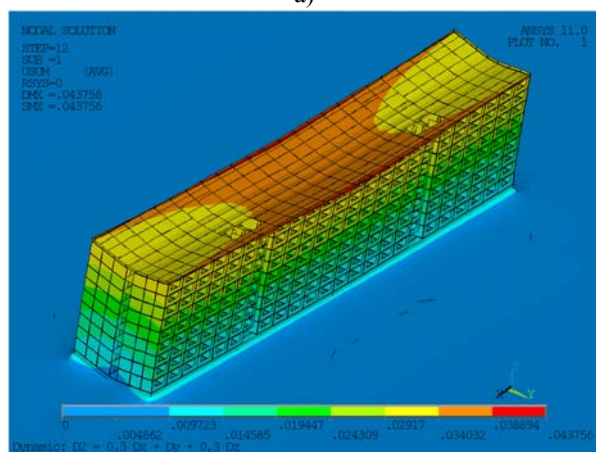
Výsledné celkové posunutí získané z jednotlivých kombinací jsou vykresleny na obr. 12 a celkové maximum z obálky kombinací je na obr. 15 vlevo.

Odezva při využití syntetických akcelerogramů

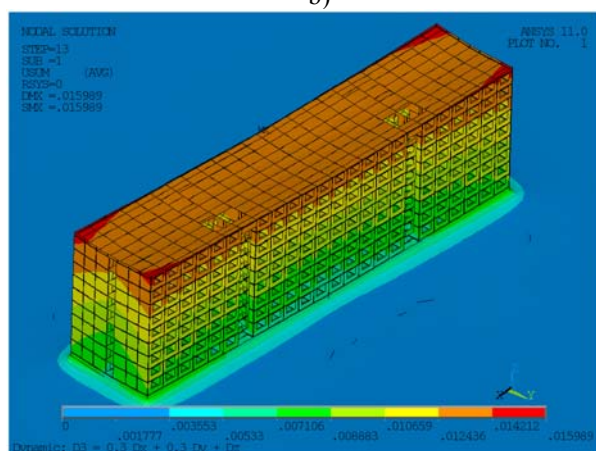
Přibližně stejná odezva v posunutích byla očekávána při výpočtu přímou integrací v časové oblasti s využitím generovaných akcelerogramů. Naprosto stejnou odezvu nelze dosáhnout, protože sčítací metoda CQC pro jednotlivé tvary kmitu je pouze přibližná, neboť se sčítají odezvy v různých časových okamžicích.



a)



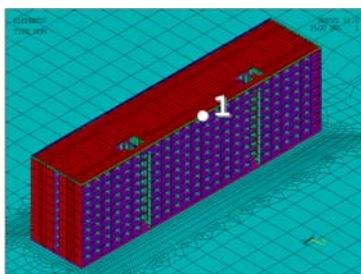
b)



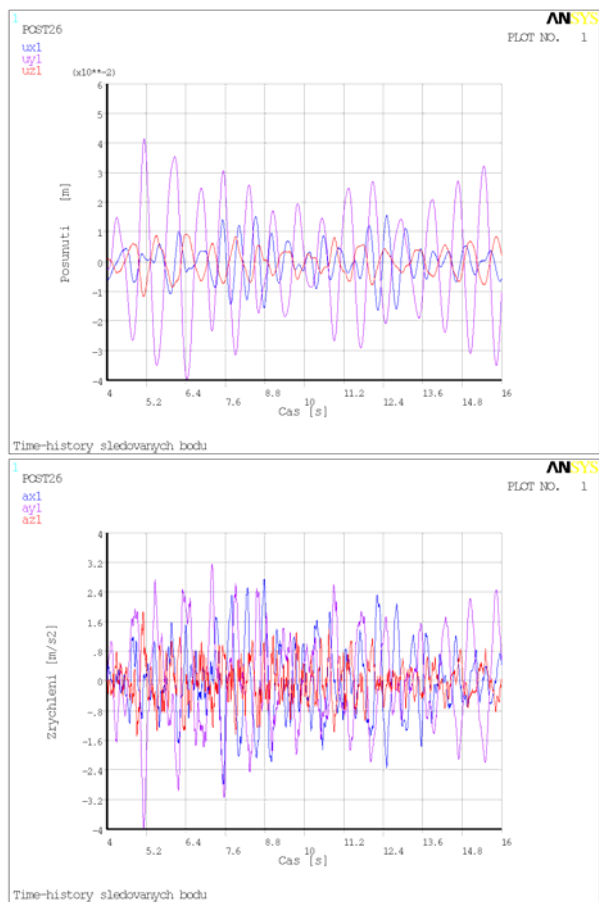
c)

Obr. 12 Dynamické kombinace, pole posunutí, a) směr x, b) směr y, c) směr z

Výpočet přímou integrací pohybových rovnic byl proveden pomocí krokové Newmarkovy metody. Velikost časového kroku byl zvolen 0,005 s. Ve výpočtu byl uvažován Rayleighův model tlumení, který definuje matici tlumení konstrukce jako lineární kombinaci matic hmotností a tuhostí konstrukce. Matice tlumení byla sestavena tak, aby odpovídala poměrnému útlumu 5 %.



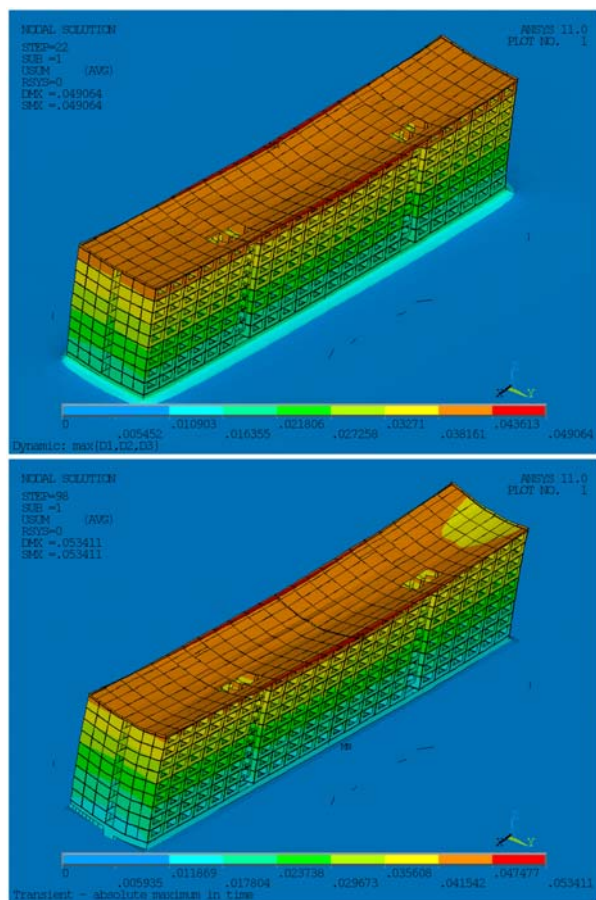
Obr. 13 Sledovaný bod na modelu ve výpočtu přímou integrací



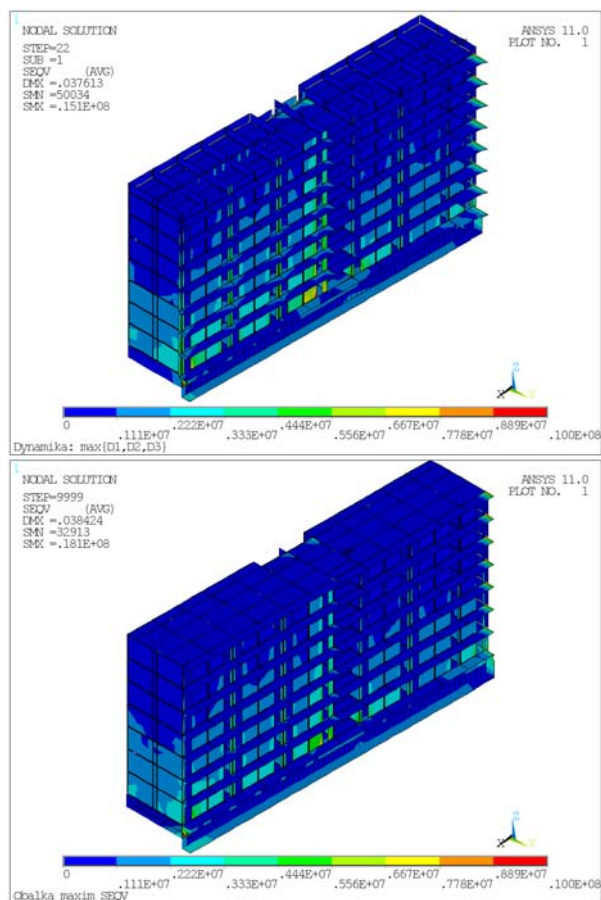
Obr. 14 Dynamická odezva z řešení přímou integrací, vlevo posunutí ve směrech x, y, z, vpravo zrychlení ve směrech x, y, z

Výpočtem byly získány hodnoty přemístění, deformací a napjatosti v celé časové oblasti řešení. Byly sledovány časové průběhy složek posunutí a zrychlení ve vybraných bodech konstrukce. Na obr. 13 je vykreslen jeden ze sledovaných bodů při výpočtu, jehož průběhy posunutí a zrychlení z celé historie je vyneseno v časovém intervalu 4 s až 16 s na obr. 14.

Obálka absolutních maxim pole posunutí je vykreslena na obr. 15 vpravo. Obálka absolutních maxim pole ekvivalentního napětí je v řezech modelu vykreslena na obr. 16 vpravo. Vodorovný řez je veden 7. podlažím, svislý podélný řez je veden spojovací chodbou. Barevná škála udávající meze hodnot napětí je v rozsahu 0 až 10 MPa.



Obr. 15 Srovnání výsledného celkového posunutí při využití návrhových spekter odezvy (vlevo) a při využití výpočtu v časové oblasti buzeného odpovídajícími akcelerogramy (vpravo)



Obr. 16 Pole ekvivalentního napětí v řezech železobetonovou konstrukcí při využití návrhových spekter odezvy (vlevo) a při využití výpočtu v časové oblasti buzeného odpovídajícími akcelerogramy (vpravo)

Závěr

Byl ukázán možný postup jak pro seizmické analýzy generovat syntetické akcelerogramy, které odpovídají výchozím návrhovým spektrům. Důraz byl kladen na to, aby spektra odezvy získané zpětně ze syntetických akcelerogramů dobře odpovídala výchozím spektrům, tak i na to, aby průběh amplitud syntetického akcelerogramu v čase odpovídal průběhu reálných záznamů při zemětřesení. Proto i časové okamžiky, ve kterých při využití syntetických akcelerogramů jsou dosažena maxima odezvy jednostupňové soustavy s různou vlastní frekvencí, nastávají těsně za oblastí s maximální odezvou, jak je tomu i při využití reálných záznamů zemětřesení.

Byly provedeny a vyhodnoceny srovnávací seizmické analýzy konstrukcí pro případy seizmického pohybu bloku podloží s použitím návrhových spekter odezvy a syntetických podkladových akcelerogramů. Srovnání odezev bylo provedeno na výpočtovém modelu panelového objektu s poddajným podložím. Získané poznatky z výpočtů odezev v přemístěních ukazují – v souladu s obecnými poznatky – vyhovující shodu výsledků řešení dle obou výpočtových postupů. Srovnávání výsledků výpočtů odezev v napětích je problematické, neboť v konstrukcích jsou vesměs řádové rozdíly

mezi průměrnou, velmi nízkou úrovní napětí a ostře omezenými, úzce lokálními extrémními napětími silně závislými na čase se zřetelem jak na velikost, tak polohu maxim odezvy. Při zemětřesení na úrovni blížící se horní hranici, kterou udává evropská norma národním dodatkem pro naše území, panelový dům dosáhne hodnot napjatosti, při kterých nelze očekávat celkový kolaps konstrukce.

Poděkování

Tento příspěvek vznikl za finančního přispění Výzkumného záměru MSM 0021630519 – Progresivní spolehlivé a trvanlivé nosné stavební konstrukce a grantového projektu GAČR 103/09/2007 Vliv technické a přírodní seizmicity na statickou spolehlivost a životnost staveb.

Literatura

- [1] ANSYS, Inc.: Release 10.0 Documentation for ANSYS. SAS IP, Inc 2005.
- [2] EN 1998-1, *Eurocode 8: Design of structures for earthquake resistance – Part 1: General rules, seismic actions and rules for building*. Brussels: 2004.
- [3] NOVOTNÝ, J. *Generování akceleroграмů z daných spekter odezvy zrychlení*. Algoritmus
- [4] BITTNAR, Z. & ŘEŘIČKA, P., *Metoda konečných prvků v dynamice konstrukcí*. Praha: SNTL, 1981.
- [5] BREPTA, R., PŮST, L. & TUREK, F., *Mechanické kmitání*. Praha: Sobotáles, 1994.
- [6] CHOPRA, A., *Dynamics of structures. Theory and Applications to Earthquake Engineering*. New Jersey: Prentice-Hall, 2001.
- [7] GUPTA, A. K., *Response Spectrum Method*. In Seismic Analysis and Design of Structures. United States of America: CRC Press, 1992.
- [8] SAHMKAYA M. N. & BURROW C. R, *Generation Of Signals For Seismic Testing*, Department of Mechanical and Offshore Engineering, Glasgow, Scotland
- [9] U.S. Geological Survey <<http://www.usgs.gov>>

Oponentský posudek vypracoval:

Doc. Ing. Robert Kořínek, CSc., VŠB – Technická univerzita Ostrava, FAST

Dana ČÁPOVÁ¹

AFRICKO-EVROPSKÝ GEOINFORMAČNÍ SYSTÉM AEGOS

AFRICAN-EUROPEAN GEORESOURCES OBSERVATION SYSTEM

Abstrakt

Afrika je významným globálním zdrojem minerálů a rezerv, z druhé strany má nedostatek zdrojů jako je pitná voda a další základní komodity. Webový GIS pro geologickou stavbu, minerální zdroje a podzemní vodu je důležitý jak pro investice a využití geologických zdrojů, stejně je požadován pro využití v územním plánování a vhodné ochraně přírodního prostředí. Hlavním cílem projektu AEGOS, podporovaného ze 7. rámcového programu EU, je vytvoření systému, který umožní současný vývoj infrastruktury, znalostí, lidského potenciálu, dostupnosti informací a zdrojových dat. Jedním z významných cílů je vytvoření technického zázemí – HW, SW a síťové propojení pro budoucí IT management, aby byla zabezpečena infrastruktura pro účinný přenos dat, informací a služeb.

Abstract

Africa has an important share of the global mineral resources and reserves, but it also suffers from a lack of resources like drinking water and other essential commodities. A Web-accessible GIS for geological composition, mineral resources and groundwater is essential for both investment and the development of geological resources, but is also required for land-use planning and sustainable environmental management policies. The main aim of the project AEGOS (African-European Georesources Observation System), supported by the European Union 7th Framework Programme, is to design a system that will enable the coherent development of infrastructure, knowledge, human resources, availability of information and data resources. One of the most important tasks of the AEGOS project is to design the technical architecture - the hardware, software and network necessary for future IT management so that the infrastructure for efficient delivery of data, information and services is guaranteed.

Úvod

Spolupráce se zeměmi afrického kontinentu probíhá na mnoha různých úrovních, v Africe jsou globálně důležité zdroje nerostných surovin, ale i zásadní nedostatky základních surovin jako je například pitná voda. Roztříštěnost informací a dat o geologickém bohatství Afriky znemožňuje efektivní využívání těchto zdrojů. Proto vznikl africko-evropský společný projekt AEGOS, jehož cílem je navrhnout geovědní

¹ RNDr. Dana Čápoová, Česká geologická služba, Klárov 3, 101 00 Praha 1, e-mail: dana.capova@geology.cz

informační systém. Ten by měl napomoci rozvoji infrastruktury, znalostí, využití lidských kapacit a zajištění maximální dostupnosti informací a datových zdrojů prostředky webových technologií. Tímto způsobem pomáhají moderní informační technologie překonat vzdálenosti a zajistit komunikaci a efektivní spolupráci mezi odborníky z Evropy a Afriky.

Projekt AEGOS – Cíle a návaznosti

AEGOS (African – European Georesources Observation System) je řešen v rámci 7. Rámcového programu EU (Support Action RTD FP7) od prosince 2008 do května 2011. Konsorcium je složeno z 23 evropských, afrických i mezinárodních řešitelských organizací (obr. 1, 2). Cílem projektu AEGOS je zajistit přípravnou fázi tvorby celoafrického geoinformačního systému, který zpřístupní zejména informace o nerostných surovinách, zdrojích podzemní vody a energie. Základem je vytvoření infrastruktury na principu distribuované architektury s internetovým přístupem. Tím bude zajištěna správa a zpřístupnění již existujících dat a informací z afrického území a s pomocí interoperabilních a uživatelsky orientovaných služeb bude přispívat k posílení udržitelného využití geologických zdrojů v Africe. Významným přínosem projektu je i vytvoření fungující sítě spolupracujících partnerů jak z afrických zemí, tak i ze zemí EU a systematické vzdělávání afrických odborníků v oblasti geoinformatiky (Čápková a Urvois, 2009). Projekt je významným příspěvkem geovědní komunity pro GEOSS (Global Earth Observation System of Systems), přispívá i dalším mezinárodním klíčovým iniciativám jako jsou INSPIRE (Infrastructure for Spatial Information in Europe), GEO (Group on Earth Observations), a GMES (Global Monitoring for Environment and Security).

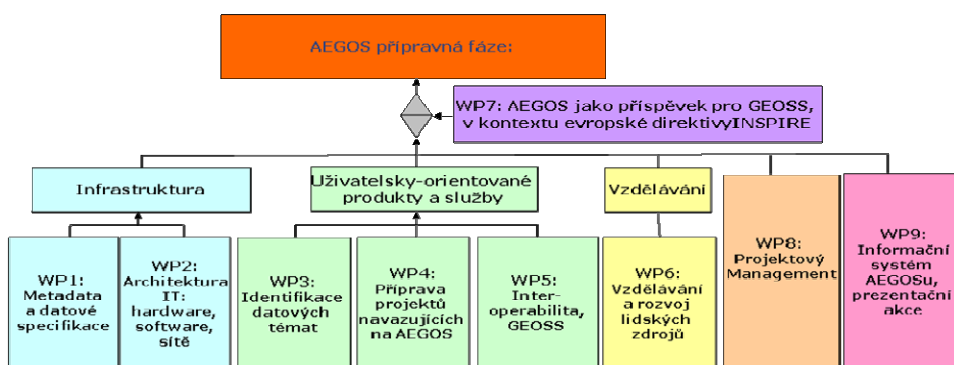


Obr. 1 Konsorcium projektu AEGOS



Obr. 2 Účastníci zahajovací konference projektu AEGOS v Cape Town (JAR) v únoru 2009

Projekt je rozdělen do devíti pracovních témat (workpackage – dále WP), které řeší dílčí úlohy a koordinaci s dalšími aktivitami (obr. 3).



Obr. 3 Schematické zobrazení pracovních témat (WP1-WP9)

Hlavní principy, na kterých je založeno řešení AEGOSu jsou následující:

- ☐ Distribuovaná infrastruktura sjednocující přístup k datům a lokálním informačním systémům
- ☐ Internetový a satelitní přístup ke geovědním metadatům a harmonizovaným datům
- ☐ Uživatelsky orientované produkty a služby sloužící pro podporu rozhodování
- ☐ Procedury a standardy použité pro zajištění interoperability prostorových informací (ISO/CEN, OGC (WMS, WFS), IUGS/CGI (GeoSciML))
- ☐ Výukové programy a výchova odborníků
- ☐ Vytvoření sítě institucí a geovědců pro další spolupráci

Technická architektura

Česká geologická služba v rámci projektu zodpovídá za návrh specifikace technické architektury budoucího informačního systému (WP2). Africkým partnerem, který spolupracuje na vedení tohoto pracovního tematu je Geologická služba Etiopie (GSE). Hlavním cílem prací je navrhnout hardware, software a síťové připojení nezbytné pro informační management a efektivní infrastrukturu pro poskytování dat, informací a dalších služeb v návaznosti na stávající dílčí systémy a datové zdroje, které již existují jak v afrických, tak i evropských institucích.

První etapa prací je soustředěna na inventarizaci a analýzu funkčnosti a infrastruktury již existujících subsystémů s geovědním obsahem z afrického území. Posuzována je stávající situace jak využití technické infrastruktury (hardware, software, síťové rozhraní), tak i používaných aplikací, způsob práce s daty, podpora a zabezpečení systému, ale i personální zajištění z hlediska kvalifikace a početního stavu. Pro zajištění vypovídajících informací byl vytvořen a distribuován dotazník, mapující technickou situaci, datové zdroje, jejich popis a způsob využití (obr. 4). Důležité je také zjištění stavu a možností využití komunikačních technologií.



Obr. 4 Spolupráce na metodice hodnocení dotazníků

Posouzení stávající technické infrastruktury

Pro zhodnocení stávající situace byly zpracovány odpovědi z 30 dotazníků ze 14 afrických zemí (v tomto počtu je zahrnuto 7 organizací, které jsou účastníky projektu AEGOS). 5 dotazníků bylo vyplněno evropskými organizacemi, které spravují geovědní data z afrických zemí. Úroveň technického rozvoje v jednotlivých zemích, ale i v různých organizacích v jedné zemi je velmi různá. Dále uvádíme pro některé posuzované kategorie stručné shrnutí výsledků.

Používané servery jsou velmi různorodé, liší se jejich kategorie, značky, stáří i možnosti výkonu. Operační systémy jsou převážně různé verze systémů Microsoft, méně je využit Linux. Virtualizace byla uvedena jen pro jednu africkou zemi. Všechny serverové systémy jsou spojeny vnitřní sítí, pouze 3 z nich nejsou připojeny na Internet. Nejčastěji nasazeným databázovým systémem je SQL Server, méně často také Oracle a Postgres. Jen ve dvou případech jsou využity serverové instalace GIS.

V Africe je značným problémem zabezpečení serverů z hlediska spolehlivosti elektrického napájení (pouze 13 respondentů potvrdilo jeho spolehlivost, 2 používají

alternativní záložní zdroj). 5 organizací nemá serverovnu zajištěnou proti neoprávněnému vstupu. Klimatizace není používána u 3 organizací, u ostatních je často sdílena i pro kancelářské prostory. Zabezpečení proti požáru a přírodnímu ohrožení je instalováno u 13 organizací. Pravidelné zálohování dat se provádí pouze u 10 organizací, většinou na CD/DVD nebo páskové systémy různé spolehlivosti.

Místní sítě jsou převážně založeny na protokolu TCP-IP a využívají různá technologická řešení a výkon připojení. Připojení na internet je realizováno většinou pomocí vytáčené linky (telefon/modem), 4 organizace mají připojení optické, 6 metalické, 2 používají mikrovlnné připojení, 4 používají satelitní připojení. Často byl uveden problém s rychlostí a kapacitou připojení. Pouze 11 organizací používá firewall. Pro 13 respondentů je cena připojení přijatelná, pro 6 je její výše problémem. Pouze 5 organizací se nepotýká s technickými problémy. Polovina organizací uvádí přístup k internetu pro všechna oddělení, v 8 mají přístup pouze vybraní zaměstnanci.

16 organizací uvedlo URL svých webových portálů nebo stránek, pouze u 11 z nich byla testem ověřena funkčnost. Pouze některé organizace mají vlastní doménu. Webové a mapové služby jsou poskytovány 4 organizacemi, které poskytují on-line datové služby alespoň v omezené míře.

Počet PC v interní síti organizace se pohybuje od 1 do 350, všechny jsou různého stáří a kvality. Většina využívá operační systémy Microsoftu v různých verzích. Všechny organizace používají různé verze MS Office. Jako uživatelské databázové prostředí je nejčastěji použit MS Access, dále MySQL, Paradox a Personal Oracle. Z GIS software jsou nejčastěji používány produkty ESRI, méně Mapinfo, ILWIS a další. Pro zpracování remote sensing dat jsou používány ERDAS, ENVI a ER Mapper. Jako kartografické produkty jsou používány jak produkty ESRI, tak i obecné grafické programy jako Adobe, Corel Draw a Photoshop. Pro interpretaci a vizualizaci výsledků jsou používány Surfer, Grapher i Geosoft. Hlavní programovací jazyky jsou Visual Basic, Python, C++, Java, Delphi, ArcObject, Javascript, Fortran, SQL, Basic, ale jen málo institucí má aktivní programátory.

Grafické periferie jsou obecně dostačující.

Kvalifikované personální zabezpečení uvádějí pouze univerzity, většina organizací trpí nedostatkem pracovníků se znalostí informačních technologií. Problematické je zajištění systémové administrace i práce s daty, programování, technická asistence a údržba.

Závěr

Informační technologie jsou nejrychleji se vyvíjejícím odvětvím současné vědy. V průběhu projektu se tedy musí počítat s intenzivním vývojem zejména v oblasti standardů a technologických řešení. Dosavadní průzkum situace odhalil nedostatečné zabezpečení dat a nejasné určení pravidel pro přístup k nim. Pro budoucí kroky bude nutno soustředit se na definování pravidel a standardů, které by umožnily implementaci ISO referenčního modelu distribuované architektury a tím i sjednocující přístup k datům a lokálním informačním systémům. První výsledky analýzy, prezentované v předchozí kapitole, vedou k definování možných scénářů, jak implementovat požadované řešení na jednotlivých pracovištích:

- ☐ Infrastruktura schopná poskytovat požadované služby – metadata, webové aplikace, WMS, WFS (např. Serrano, 2009)
- ☐ Infrastruktura schopná poskytovat metadata, WMS

- ☐ Infrastruktura schopná poskytovat pouze metadata
- ☐ Infrastruktura schopná sbírat a spravovat data, ale není schopná poskytovat data on-line
- ☐ Nutná spolupráce s jiným subjektem (hosting)

Jedním z cílů projektu AEGOS bude v následujícím období dále studovat problematiku, tentokrát na příkladech stávajících subsystémů a dílčích výsledků jiných projektů. Po provedené analýze stávajícího stavu bude v další etapě prací připravován návrh technického řešení, založeného na standardizovaných principech distribuované architektury a referenčního modelu (Serrano, 2009), který je vyvíjen v rámci souvisejících iniciativ v evropském i celosvětovém měřítku (obr. 5).



Obr. 5 Noční pohled na rozsvícenou Evropu a temnou Afriku ilustruje nerovnoměrnost technologického a informačního rozvoje

Literatura

- [1] ČÁPOVÁ, D. & URVOIS, M. (2009): African-European collaboration in geosciences. In *Proceedings of GIC 24*.
- [2] SERRANO, J.J. (2009): Existing initiatives about metadata and data standards. In *Proceedings of AEGOS Workshop 1a*

Oponentní posudek vypracoval:

Ing. Jaromír Knejzlík, CSc., Ústav geoniky AVČR, v.v.i., Ostrava

**Vojtech GAJDOŠ¹, Andrej MOJZEŠ², Viliam NAGY³, Kamil ROZIMANT⁴,
Vlasta ŠTEKAUEROVA⁵**

**POUŽITIE GEOFYZIKÁLNYCH METÓD PRE HODNOTENIE VHLKOSTNÝCH
POMEROV V NENASÝTENEJ ZÓNE**

**GEOPHYSICAL SURVEY USING FOR EVALUATION OF MOISTURE
CONDITIONS IN NON-SATURATED ZONE**

Abstrakt

Hydrogeologické stanice jsou obvykle situovány v oblastech s různými parametry. V okolí vrtů je geologická stavba ověřována geofyzikálním průzkumem. K úvodním studiím se používá různých geofyzikálních metod, např. dipólové elektromagnetické profilování, měření filtračních potenciálů a geoelektrické tomografie. Tomografie je realizována jako opakovaná měření, což umožňuje sledovat časově-prostoré změny elektrického odporu. K získání informací o vlhkosti zemin se používá neutron-neutron karotáž.

Abstract

Hydrological monitoring stations are placed in areas with various parameters of surrounding. We verified material layout around boreholes used for hydrological measurements with geophysical survey. There were used several geophysical methods for initial survey as dipole electromagnetic profiling, measurement of filtration potentials and electric resistivity tomography. The last one we used for repeated prospecting, which permits to assess spatio-temporally changes in electrical resistivity. We also applied neutron-neutron logging to assess moisture content in soil.

¹ Doc. RNDr. Vojtech Gajdoš, CSc., Katedra aplikovanej a environmentálnej geofyziky PriF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava, Slovensko, e-mail: gajdos@fns.uniba.sk

² RNDr. Andrej Mojzeš, Ph.D., Katedra aplikovanej a environmentálnej geofyziky PriF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava, Slovensko, e-mail: mojzes@fns.uniba.sk

³ Ing. Viliam Nagy, Ph.D., Ústav hydrológie Slovenská akadémia vied, 75, 83102 Bratislava, Slovensko, e-mail: nagy@uh.savba.sk

⁴ RNDr. Kamil Rozimant, CSc., Katedra aplikovanej a environmentálnej geofyziky PriF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava, Slovensko, e-mail: rozimant@fns.uniba.sk

⁵ RNDr. Vlasta Štekaurová, CSc., Ústav hydrológie Slovenská akadémia vied, 75, 83102 Bratislava, Slovensko, e-mail: stekauer@uh.savba.sk

Úvod

Pre sledovanie hydrologických pomerov a ich zmien sa používajú hydrologické monitorovacie vrty. V nich sa sleduje výška hladiny podzemnej vody a vlhkosť nad hladinou (tzv. nenasýtená zóna). Výsledky týchto meraní závisia na konkrétnom geologickom prostredí, v ktorom je vrt umiestnený. Reprezentatívnosť výsledkov merania výrazne závisí na tom, či má prostredie v okolí vrtu rovnakú geologickú stavbu a v horizontálnom smere stále hydrofyzikálne vlastnosti.

Použitím geofyzikálnych metód je možné overiť, či prostredie obklopujúce existujúce alebo plánované hydrologické monitorovacie vrty, spĺňa takúto podmienku horizontálnej homogenity alebo nie (Mareš et al., 2004).

Predložený príspevok ukazuje výsledky vykonaných overovacích geofyzikálnych meraní na dvoch lokalitách siete monitorovacích vrtov Ústavu hydrológie SAV. Použité boli metódy spontánnej polarizácie (SP), dipólového elektromagnetického profilovania (DEMP) a elektrickej rezistívnej tomografie (ERT). Opakované meranie metódou ERT bolo využité na porovnanie rezistívnych pomerov v dvoch rôznych obdobiach. Ďalej bolo realizované aj meranie na určenie vlhkosti metódou neutrón- neutrónovej karotáže pomocou vrtnej aparatury.

Sieť plytkých, vodotesne osadených monitorovacích vrtov v nenasýtenej zóne prevádzkuje Ústav hydrológie SAV v rámci svojich monitorovacích aktivít v súvislosti s vodným dielom Gabčíkovo – Nagymaros. Každé sledované stanovište pozostáva z dvoch vrtov navzájom vzdialených 2,5 m. Jeden z vrtov sa používa na meranie hĺbky hladiny podzemnej vody, druhý na zavedenie neutrónovej sondy pre meranie vlhkosti pôdy v rôznych hĺbkach. Geofyzikálne merania boli realizované na viacerých lokalitách Žitného ostrova - Báč, Čilížska Radván, Kráľovská lúka a Bodíky (Gajdoš et al., 2008) Pre účely tohto príspevku boli vybrané výsledky meraní dipólového elektromagnetického profilovania, opakovaných meraní elektrickej rezistívnej tomografie a meraní neutrón - neutrónovej karotáže z lokalít Kráľovská Lúka a Bodíky.

Použité geofyzikálne metódy

Metóda dipólového elektromagnetického profilovania (DEMP) využíva indukčné efekty na vyvolanie umelých elektromagnetických polí v horninovom prostredí. Veľkosť týchto indukovaných polí závisí na vodivosti horninového prostredia. Meracia aparatura je nastavená tak, že merané hodnoty sumárneho EM poľa (t.j. zdrojového a indukovaného v horninovom prostredí) sú lineárne závislé na elektrickej vodivosti vyšetrovaného horninového prostredia (McNeil, 1980). Aparatura umožňuje merať horizontálne zmeny zdánlivej rezistivity v cca 6 m mocnej prípoверхovej vrstve horninového prostredia. Z výsledkov plošných meraní je možné zostaviť odporovú mapu, v ktorej sa odporové nehomogenity prejavujú výrazným anomálnym efektom.

Metóda elektrickej rezistívnej tomografie (ERT) je často používanou metódou pre geofyzikálne monitorovanie a predstavuje kombináciu metód odporového profilovania a vertikálneho elektrického sondovania. Meranie sa realizuje pomocou systému elektród rozložených s určitým krokom a počítačom riadeného adresovania vysielať prúdu a prijímania napätia. Takto je možné získať do hĺbky danej veľkosťou meracieho systému pomerne detailný obraz o rozložení zdánlivej rezistivity vo vertikálnom reze vedenom pozdĺž meraného profilu (prítom predpokladáme, že prostredie je v smere kolmom na meraný profil horizontálne homogénne). Získaný obraz do určitej miery ovplyvňujú použité parametre merania (napr. typ elektródového systému, krok merania a i.) čo je pri analýze obrazu potrebné zohľadniť. Následné

počítačové spracovanie umožňuje namerané údaje transformovať na súbor skutočných hodnôt rezistivity a takto získať obraz o reálnej štruktúre vyšetrovaného horninového prostredia. Opakovaným meraním je potom možné postihnúť aj drobné zmeny elektrického odporu spôsobené hlavne priestorovými zmenami vlhkosti, jej mineralizácie, zmenami v konfigurácii kapilárnej obruby a posúdiť vývoj vplyvu rôznych faktorov na vyšetrované horninové prostredie.

Neutrón-neutrónová karotáž (NNK) spočíva v bombardovaní priľahlého horninového materiálu vrstiev nenasýtenej zóny, preťatých plytkým zapaženým vrtom, tzv. rýchlymi neutrónmi, ktorých zdrojom býva zvyčajne izotopická zmes umelého rádioizotopu Am a Be umiestnená v karotážnej sonde spúšťanej do vrtu. Okolo zdroja sa vytvára mrak neutrónov v tvare gule, ktorej polomer sa mení v závislosti od vlastností okolitého horninového materiálu, pretože rýchle neutróny sa zrážajú s jadrami prvkov obsiahnutých vo vrte a vrstvách, ich energetický stav sa mení na tzv. tepelné (pomalé) neutróny, až kým nie sú definitívne zachytené a zanikajú. Ak okolitá hornina obsahuje veľa vodíkových (H) jadier, interakciou s nimi neutróny strácajú energiu veľmi rýchlo a zanikajú v relatívnej krátkej vzdialenosti od svojho zdroja. Ak je v hornine málo vodíka, neutróny strácajú energiu pomalšie a zanikajú vo väčšej vzdialenosti od zdroja. Veľkosť polomeru guľovitého zhluku neutrónov okolo zdroja závisí od obsahu vodíka v horninovom materiáli obklopujúcom zdroj a jeho vonkajšia hranica určuje polohu početne prevažujúcich pomalých neutrónov. Ich množstvo sa registruje vhodným detektorom umiestneným v tej istej karotážnej sonde, v ktorej je aj zdroj rýchlych neutrónov.

Keďže tok rýchlych neutrónov zo zdroja je konštantný (niekoľko miliónov za sekundu), je množstvo detekovaných pomalých neutrónov úmerné obsahu vodíka v okolitej hornine, ktorý je v nej obsiahnutý hlavne vo forme vody v pórových a kapilárnych priestoroch nenasýtenej zóny. Meraná veličina (počet impulzov za určitý čas) podáva informáciu o vlhkosti a pórovitosti zeminy a horniny v bezprostrednom okolí vrtu.

Terénne merania a ich metodika

Meranie metódou SP bolo realizované meracej sieti 25 x 35 m s krokom 5 x 5 m (monitorovacie vrty boli v strede siete). Meranie bolo urobené s bežným digitálnym milivoltmetrom, s keramickými nepolarizovateľnými elektródami, potenciálovým spôsobom s bazovou elektródou umiestnenou v jednom z rohov meracej siete. Zo spracovaných nameraných dát bola zostavená mapa stacionárneho prírodného elektrického poľa.

Meranie DEMP bolo realizované aparátúrou Geonics EM31 v rovnakej sieti meracích bodov (5 x 5m) ako meranie metódou spontánnej polarizácie. Výsledná mapa, ktorá reprezentuje horizontálne rozloženie hodnôt elektrickej rezistivity (ohm.m) vo vrstve hrubej cca 6 m, bola následne kvalitatívne interpretovaná.

Metóda ERT bola realizovaná na profile vedenom stredom skúmaných plôch na spojnici monitorovacích vrtov (s umiestnením približne v strede) alebo blízko nich podľa okolitých terénnych podmienok. Jeho dĺžka sa pohybovala okolo 65 m a krok elektród bol 2, resp. 3 m. Prvé merania boli realizované na obidvoch lokalitách v roku 2007 aparátúrou Resistar RS 100M, opakované merania sa už realizovali aparátúrou ARES v októbri 2008.

Meranie NNK. Na zhodnotenie vertikálnej distribúcie vlhkosti a pórovitosti pozdĺž plytkého vrtu v nenasýtenej zóne bol použitý prenosný merač vlhkosti

a hmotnosti NPK 202 so sondou pre neutrón-neutrón karotáž NSN 301 do hĺbky cca 10m. Je to analógový prístroj umožňujúci číselné vyhodnotenie a amplitúdovú selekciu impulzov zo scintilačných detekčných jednotiek. Priame výsledky merania vlhkosti poskytuje aparátúra v počtoch impulzov (imp). Karotážna sonda NSN 301 nie je vyhotovená vo vodotesnom prevedení, preto umožňuje meranie pod hladinou podzemnej vody iba vo vodotesne zapažených vrtoch. Na vrtoch v uvedených lokalitách boli v r.2008 realizované merania touto metódou.

Merania NPK boli realizované nespojite s krokom 0,2 m a dobou merania 20 s, a to pri spúšťaní sondy nadol, ako aj pri vyťahovaní sondy nahor. Z dvoch hodnôt merania (imp/20s) pre danú hĺbku bol vypočítaný aritmetický priemer. Hĺbkové údaje boli opravené o presah pažníc vrtu nad terénom, takže na obrázkoch je znázornená skutočná hĺbka pod úrovňou okolitého terénu. Reálna hĺbka hladiny podzemnej vody bola odmeraná nezávisle pomocou ponorného plaváku v susedných vrtoch bez vodotesného zapaženia. Keďže merania NPK pod touto úrovňou poskytujú stabilné a nemenné hodnoty, bolo meranie ukončené po ich dosiahnutí.

Na jednotlivých lokalitách po vytýčení meracej plochy boli realizované už uvedené geofyzikálne merania.

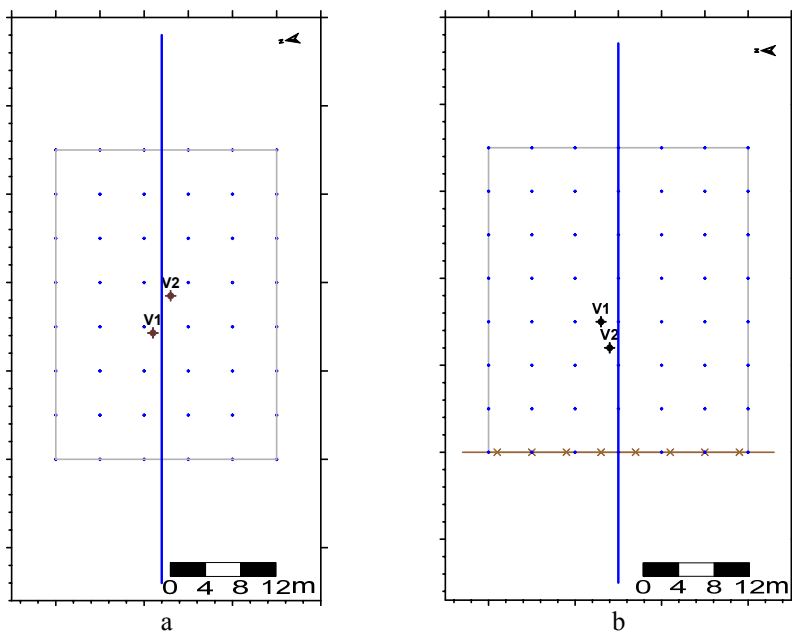
Lokalita Kráľovská Lúka leží v zalesnenej časti územia JV od obce Bodíky. Základná línia (profil ERT) pre vytýčenie meracej siete vedie medzi oboma monitorovacími vrtmi, ktorej azimut je cca 100°. Rozmery meranej plochy boli 25 x 35 m (obr.1a).

Lokalita Bodíky leží v blízkosti obce Bodíky v susedstve starého koryta Dunaja. Z technických príčin bol merací profil vedený kolmo na cestu, mierne posunutý od spojnice oboch vrtov, pričom meraná plocha má rozmery 30 x 35 m (obr.1b).

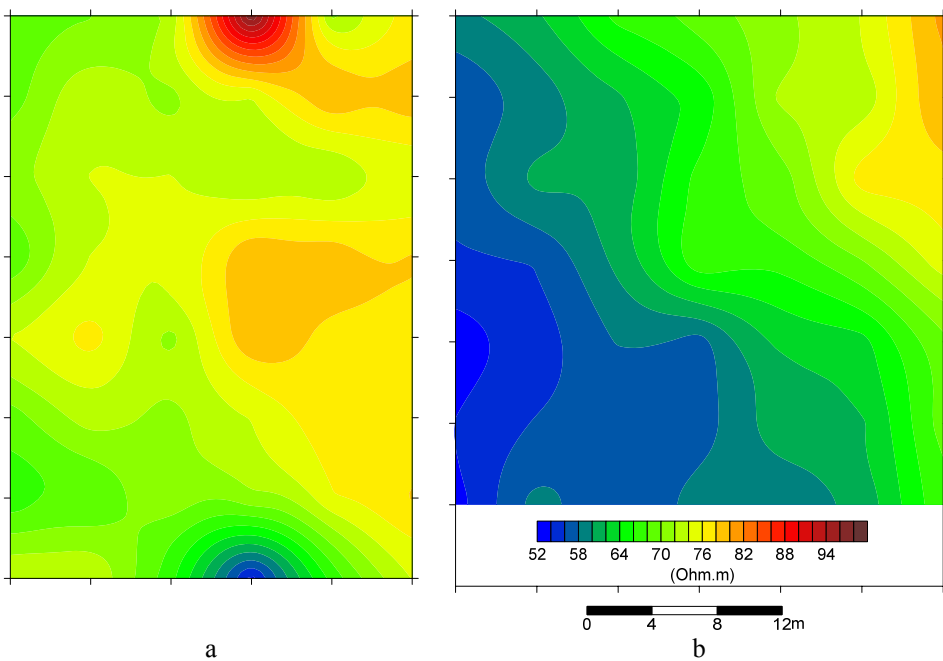
Výsledky geofyzikálnych meraní a diskusia

Metóda DEMP. Získaná mapa rezistivity na lokalite Kráľ. Lúka (obr.2a) ukazuje, že v ľavej polovici meranej plochy prevládajú zeminy typu piesčitých ílov a v pravej polovici piesky s prímесou štrku. Hranica medzi týmito dvomi typmi zemín je pomerne členitá. Podľa výsledkov metódy SP (obr.3 – pórový priestor horninového prostredia je priechodnejší pre kladné ióny, takže v smere prúdenia podzemnej vody narastá intenzita elektrického poľa do kladných hodnôt – podľa toho je možné určiť smer pohybu podzemnej vody), prebieha v oblasti uvedeného rozhrania lokálne prúdenie podzemnej vody to buď smerom k Dunaju alebo opačne (t.j. smerom z.-jz. alebo v.-sv.) v závislosti na výške jeho hladiny.

Rezistivitná mapa na lokalite Bodíky (obr.2b) ukazuje, že na meranej ploche sa z jej dolného ľavého rohu po diagonále smerom k hornému pravému rohu mení materiálové zloženie horninového prostredia od zemín typu piesčitých ílov po piesky s prímесou štrku.

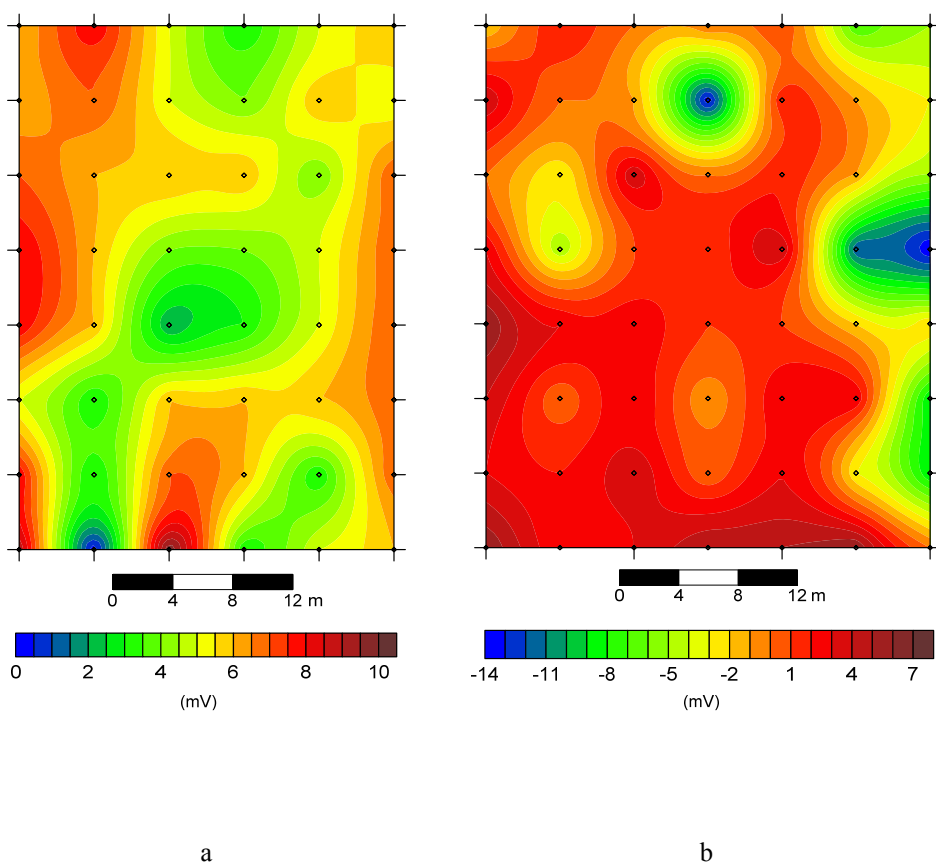


Obr. 1 Sitácia plošných meraní DEMP, SP a profilov ERT na meraných lokalitách Kráľovská Lúka (a) a Bodíky (b).

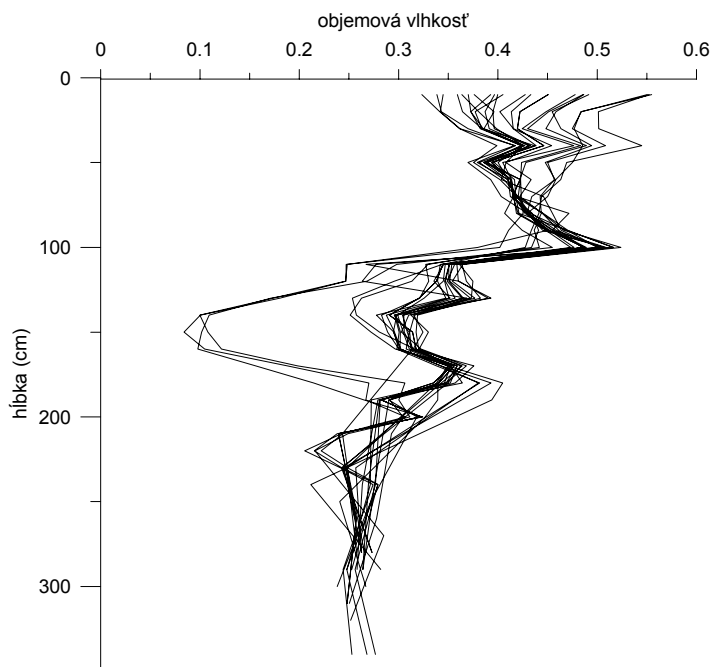


Obr. 2 Mapa izočiar elektrickej rezistivity na lokalitách Kráľovská Lúka (a) a Bodíky (b). Mierka a odporová škála platí pre obe lokality.

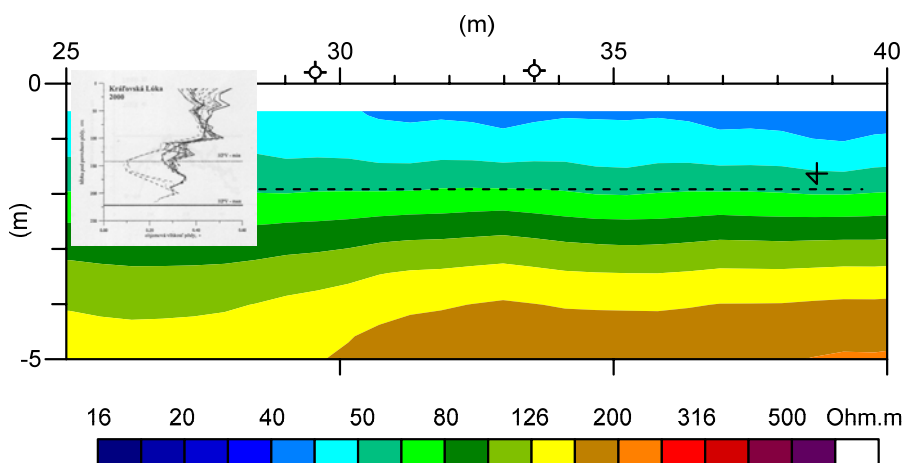
Na obr.4 sú uvedené výsledky opakovaných meraní objemovej vlhkosti pôdy vo vrte na lokalite Kráľovská Lúka a na obr.5 je ich porovnanie s časťou vertikálneho rezistivného rezu na profile vedenom daným vrtom. Z porovnania je zrejmé, že nenasýtenú zónu tvorí asi 1,5 m hrubá vrstva pri povrchu, v ktorej zvýšený obsah ílovej zložky tlmí dôsledok výkyvov zrážkovej aktivity na obsah vlhkosti. Pod ňou je piesčitá vrstva v ktorej sa postupne vytráca ílová zložka a zvyšuje priepustnosť čo zrejme spôsobuje menšiu hrúbku kapilárnej obruby. Hladina podzemnej vody sa nachádza v tejto priepustnej vrstve, ktorá rýchlo prechádza do štrkov. Na obrázku je viditeľná dobrá korelácia medzi rezom rezistivity a priebehom objemovej vlhkosti.



Obr. 3 Mapa izočiar intenzity prírodného stacionárneho elektrického poľa na lokalitách Kráľovská Lúka (a) a Bodíky (b).



Obr. 4 Monitorovanie zmien objemovej vlhkosti pôdy v závislosti od hĺbky pod povrchom pôdy na lokalite Kráľovská Lúka počas r.2000.



Obr.5 Porovnanie obrazu rozloženia rezistivity vo vertikálnom reze cez monitorovacie vrty s výsledkami monitorovania zmien objemovej vlhkosti na lokalite Kráľovská Lúka (obr.4).

Z uvedeného vyplýva, že nenasýtená zóna na lokalite Kráľovská Lúka je smerom do hĺbky materiálovo premenná zo subhorizontálnymi vrstvami, v ktorých sa postupne ílový materiál mení na piesčitý až štrkopieskový (obr.6). Z hľadiska vertikálneho prenosu vody z povrchu k hladine podzemnej vody (ktorá je tu v hĺbke okolo 2 m) je uvedená premenlivosť málo významná a nenasýtená zóna je prítomná v dvoch litologických typoch. Zistenia vyplývajúce z interpretácie výsledkov merania metódami SP a DEMP sa týkajú pohybu podzemnej vody v druhej a tretej vrstve a tieto skutočnosti zrejme majú menší vplyv na procesy zmien objemovej vlhkosti v nenasýtenej zóne.

Na lokalite Kráľovská Lúka ukazuje vertikálny rez zmien skutočnej rezistivity v pripovrchovej vrstve zeme na horizontálne homogénne prostredie (s vrstvou piesčitých hlín a hlinitých pieskov s malým obsahom štrku), pod ktorým sú štrkopiesky v ktorých sa mení obsah piesku v štrkoch – po metráž 20 m a od metráže 30 m silne prevažujú štrky, v úseku metráže 20 – 30 m je v štrkoch vyšší obsah piesku. V hlbšej časti rezu od metráže 22 po metráž 36 m vystupujú piesky s malým obsahom štrku.

Ak porovnáme charakter hladinového režimu PV na oboch lokalitách v r. 1996 (tab.1) vidíme, že sledované lokality boli podľa neho v tom období zaradené do kvalitatívne odlišných skupín vzhľadom na podmienky tvorby vodného režimu nenasýtenej zóny pôdy (Šútor, Štekauerová, 2000). Lokalita Kráľovská Lúka patrila do prvej skupiny charakteristickej tým, že počas celého roka sa ani stredná ani rozkryvná poloha hladiny PV nekontaktovala a ani neprechádzala cez litologické rozhranie do pokryvnej vrstvy. Geofyzikálne merania z r.2007 boli opakované s odstupom 554 dní, pričom zmena vo výške hladiny PV vykázala prírastok 0,41m (tab.2).

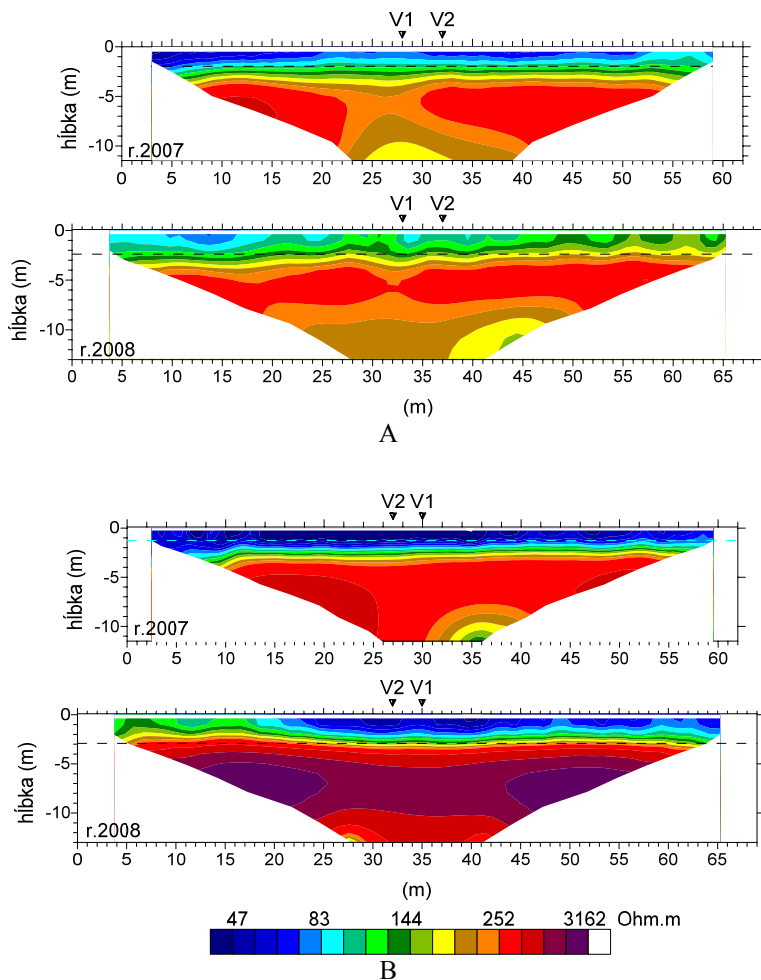
Tab. 1 Charakter hladinového režimu PV na daných lokalitách počas r.1996 (Šútor, Štekauerová, 2000).

<i>Lokalita</i>	<i>Str.hodn. (cm)</i>	<i>Min.(cm)</i>	<i>Max(cm)</i>	<i>Rozdiel(cm)</i>	<i>Štrk.podl.(m)</i>
Kráľovská Lúka	191	150	241	91	2,5
Bodíky	215	190	262	72	2

Lokalita Bodíky patrila naopak do tretej skupiny, v ktorej počas r.1996 zmena hladiny PV prechádzala aj cez litologické rozhranie. Opakované geofyzikálne merania tu boli realizované s odstupom 483 dní, pričom zmena vo výške hladiny PV vykázala prírastok 1,66m.

Tab. 2 Hĺbky hladiny PV pri jednotlivých meraniach na daných lokalitách.

<i>Lokalita</i>	<i>Dátum</i>			<i>Hladiny PV</i>		
	<i>meranie1</i>	<i>meranie2</i>	<i>odstup (dni)</i>	<i>meranie1</i>	<i>meranie2</i>	<i>rozdiel (cm)</i>
Kráľovská Lúka	27.3.2007	1.10.2008	554	198	239	41
Bodíky	6.6.2007	1.10.2008	483	126	292	166



Obr. 6 Vertikálne rezy rezistivity zostavené z výsledkov inverzie opakovaných meraní metódou ERT realizovaných v rokoch 2007 a 2008 na lokalitách Kráľovská Lúka (A) a Bodíky (B). Odporová škála platí pre obe lokality.

Charakter hladinového režimu PV samozrejme podlieha časovým aj priestorovým zmenám a tiež na neho vplyvajú klimatické faktory. Merania hladiny PV z r.2007 a 2008 však naznačujú, že charakter hladinového režimu, bude na týchto lokalitách podobný, ako v r.1996 (Šútor, Štekauerová, 2000).

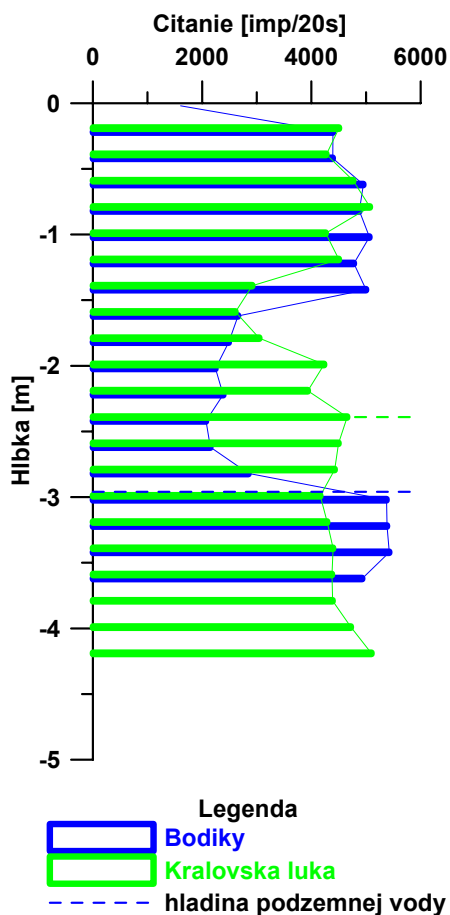
Z hľadiska klimatických podmienok bolo 1. meranie na lokalite Král. Lúka realizované v jarom období po predchádzajúcej niekoľkodňovej zrážkovej činnosti (cca 55 mm), zrážková činnosť v období pred letným 1 meraním na lokalite Bodíky bola málo významná. Druhé merania boli na oboch lokalitách realizované spoločne 1.10.2008.

Pri opakovaných meraniach na lokalite Král. Lúka sa charakter rezov zachoval, došlo však k zvýšeniu hodnôt odporov vo vrchnej časti rezu, najmä v zóne aerácie pôdy.

Zrejme to bolo spôsobené čiastočným zväčšením hĺbky hladiny PV (cca 41cm - tab.2), ale tiež vplyvom zvýšenej zrážkovej činnosti v dňoch pred prvým meraním.

Na lokalite Bodíky je pôdna vrstva homogénnejšia a aj podložné štrky majú menšiu variabilitu. Pri opakovaných meraniach sa charakter rezov zachoval, došlo však k celkovému zvýšeniu hodnôt odporov. Uvedené rozdiely je možné vysvetliť pomerne významným zväčšením hĺbky hladiny PV až o cca 125 cm (tab.2) a určitý vplyv môže mať aj zmena mineralizácie PV (zatiaľ sa nemonitoruje).

Namerané výsledky priebehu vlhkosti pozdĺž vertikálneho profilu v nenasýtenej zóne na lokalitách Bodíky a Kráľovská lúka sú znázornené na obr. 7. Vlhkosť obsiahnutá v horninovom prostredí je vyjadrená v relatívnych jednotkách meranej rádioaktivity [imp/20s], a to priamoúmerne, t.j. čím vyššia hodnota čítania prístroja v imp/20s, tým väčšia vlhkosť na danej hĺbkovej úrovni pod terénom. Merania hĺbky hladiny podzemnej vody pod úrovňou terénu ukázali hodnotu 2,92 m v Bodíkoch a 2,39 m na Kráľovskej lúke, čo je indikované aj na krivkách nástupom vysokých, ale stabilných a málo sa meniacich hodnôt.



Obr. 7 Priebeh čítaní prístroja (vlhkosti) v nenasýtenej zóne z meraní NNK na lokalitách Král. Lúka a Bodíky

Z vizuálneho porovnania kriviek na oboch lokalitách vyplýva, že sú podobné nielen tvarom, ale aj veľkosťou nameraných hodnôt, čo by mohlo svedčiť o podobnosti skladby materiálu sedimentov. Nad hladinou podzemnej vody je možné na oboch krivkách vyčleniť dva rozdielne horizonty:

1. plytšie ležiaci horizont s vyššími hodnotami vlhkosti, resp. pórovitosti, ktorý má zhodnejší tvar a podobnejšie hodnoty na oboch lokalitách (v Bodíkoch v hĺbke cca 0,2 – 1,4 m, s mocnosťou cca 1,2 m a maximom okolo 5000 imp/20s; na Kráľovskej lúke v hĺbke cca 0,2 – 1,2 m, s mocnosťou cca 1 m a maximom okolo 4500 imp/20s). Na základe korelácie s výsledkami ERT (obr. 5) ide o pripovrchovú vrstvu so zvýšeným obsahom ílovitej zložky, kde meraná vysoká vlhkosť je spôsobená zrejme vodou viazanou priamo v štruktúre ílov.
2. hlbšie ležiaci horizont s minimami vlhkosti, resp. pórovitosti, ktorý má väčšie rozdiely, hlavne v tvare, medzi lokalitami (v Bodíkoch je mocnejší ako nadložný horizont, v hĺbke 1,4 – 3 m, s mocnosťou 1,6 m a minimom okolo 2250 imp/20s; na Kráľovskej lúke má výrazne menšiu mocnosť 1,2 m, v hĺbke cca 1,2 – 2,4 m a minimom okolo 2500 imp/20s). Tento horizont podľa ERT (obr. 5) odpovedá dobre priepustnej piesčitej až štrkovitej vrstve, ktorá má v tejto hĺbke deficit vlhkosti, ale v spomínaných hĺbkach v tejto vrstve nasadzuje hladina podzemnej vody, čo je dokumentované vysokými a stabilnými hodnotami NNK u oboch vrto.

Záver

Z predchádzajúceho textu vyplýva, že sledované fyzikálne a materiálové zmeny v nenasýtenej zóne resp. kolísanie hladín PV sa na jednotlivých lokalitách prejavuje aj vo výsledkoch geofyzikálnych meraní. Na základe výsledkov aplikácie metódy SP na lokalite Kráľovská Lúka je možné konštatovať, že dochádza k prúdeniu PV smerom k Dunaju alebo naopak podľa aktuálneho stavu jeho hladiny. Na lokalite Bodíky sa nenasýtená zóna ukazuje ako málo premenlivá a dobre horizontálne stratifikovaná. Bezprostredná zrážková činnosť pred meraniami vykazuje tiež vplyv na zníženie rezistivity v zóne pri povrchu zeme.

Získané informácie potvrdzujú vplyv hĺbky hladiny PV na odporové pomery v nenasýtenej zóne, ako aj potvrdenie známeho poznatku, že pre hodnotenie situácie je potrebné použiť viac metód, ktoré sa svojimi údajmi navzájom dopĺňajú. V tomto prípade je to kombinácia metód SP, DEMP, ERT a meranie objemovej vlhkosti pôdy. Použitie iba jednej z uvedených metód na hodnotenie situácie väčšinou nie je dostatočne objektívne.

Výsledky geofyzikálnych meraní tiež potvrdzujú známy fakt, že horninové prostredie je pomerne premenlivé a v nenasýtenej zóne zvlášť. To znamená, že pri výbere hydrologických stanovišť je potrebné postupovať na základe výsledkov geofyzikálneho prieskumu a u existujúcich stanovišť po dodatočnom geofyzikálnom prieskume jeho výsledky zakomponovať do dokumentácie hydrologických pozorovaní a využiť pri ich vyhodnocovaní.

Príspevok vznikol s podporou grantovej agentúry VEGA prostredníctvom projektov č. 1/307306, 1/4041/07 a 2/0120/08.

Literatúra

- [1] GAJDOŠ, V., NAGY, V., ROZIMANT, K., ŠTEKAUEROVÁ, V. Geofyzikálna dokumentácia hydrologických monitorovacích bodov. In *Eds. J. Ivančo et al. 17. slovensko-česko-poľský seminár Fyzika vody v pôde, poster*. Michalovce, ÚH SAV, 2008, ISBN 978-80-89139-15-6, Vinianske jazero 27. - 29. Máj.
- [2] MAREŠ, S., ZIMA, L., KNĚZ, J., DOHNAL, J., JÁNĚ, Z. Geofyzikální metody umožňující sledovat změny vlhkosti ve vadózní zóne písčitých sedimentů. *Transaction of the Technical University of Ostrava, Civil Engineering Series*. 2004, 4, 2, s.195-203, ISSN 1213-1962.
- [3] MCNEIL, J.D *Electrical conductivity of soils and rocks*. Technical Note TN-5. Geonics Limited, Mississauga, Ontario, Canada, 1980.
- [4] ŠÚTOR, J., ŠTEKAUEROVÁ, V. *Hydrofyzikálne charakteristiky pôd Žitného ostrova*. Bratislava. Výskumná správa, 170s., ÚH SAV, Bratislava, ISBN 80 - 968480 - 1 – 1, 2000.

Oponentský posudek vypracoval:

Doc. RNDr. Jan Vilhelm, CSc., Univerzita Karlova Praha, Přírodovědecká fakulta

Vojtech GAJDOŠ¹, Kamil ROZIMANT²,

ČASOVÉ ZMENY REZISTIVITNÉHO OBRAZU SYPANÉJ HRÁDZE

THE TIME CHANGES IN RESISTIVITY PICTURE OF EARTH-FILL DIKE

Abstrakt

Časové změny rezistivitního obrazu sypané hráze jsou diskutovány v tomto příspěvku. Metoda ERT byla použita pro sestavení rezistivního obrazu. Výsledky opakovaných měření ukazují na dobrou stabilitu projevu objektů přítomných v měřených řezech.

Abstract

In this paper, study of time changes in resistivity pattern of earth-fill dike is presented. The resistivity pattern was collected from ERT methods results. High stability of resistivity patterns using repeated measurements were found.

Úvod

Jednou z aktuálnych otázok interpretácie výsledkov meraní elektrickej rezistivity na sypaných hrádzach je veľkosť a priestorový rozsah časových zmien rezistivity a je významnosť z hľadiska stability takéhoto objektu. V tomto príspevku sa zaoberáme hodnotením opakovaných meraní elektrickej rezistivity na depónii odkaliska flotačných kalov pri Banskej Štiavnici (obr.1).

Metodika merania

Pôvodným impulzom pre tieto merania bola otázka časových zmien stability materiálu uloženého v sypanej hrádzi. Keďže hrádza má tvar kužeľa s trojuholníkovým tvarom, hlavná časť meracej siete bola sústredená na čelo násypu (obr.1).

V prvej etape (v roku 1996) boli na lavičkách v čele hrádze urobené merania metódou spontánnej polarizácie (SP). Na profile vedenom v smere spádnic svahu čela hrádze (obr.1) vykonané merania metódou vertikálneho elektrického sondovania (VES). Pri opakovanom meraní v r.2000 bola znova aplikovaná metóda SP a VES a tiež nová metóda elektrickej rezistivitnej tomografie (ERT). V ďalších opakovaníach (v r.2003 a v r. 2006) bola na pôvodnom profile VES opakovane aplikovaná metóda ERT. Meranie metódou SP boli realizované na profiloch s krokom 5 m, merania VES

¹ Doc. RNDr. Vojtech Gajdoš, CSc., Univerzita Komenského v Bratislave, Prírodovedecká fakulta, Mlynská dolina, Bratislava, Slovensko, gajdos@fns.uniba.sk

² RNDr. Kamil Rozimant, CSc., Univerzita Komenského v Bratislave, Prírodovedecká fakulta, Mlynská dolina, Bratislava, Slovensko, rozimant@fns.uniba.sk

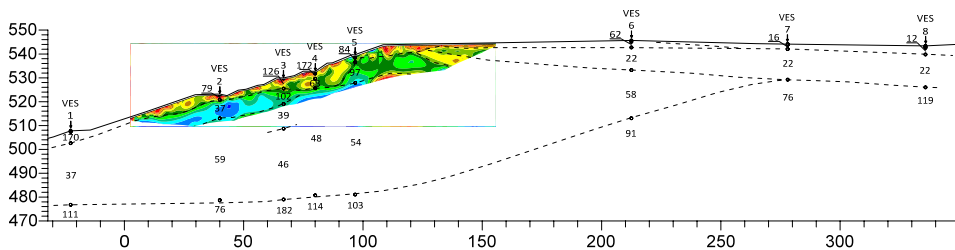
s nepravidelným krokom s $AB_{\max} = 200$ m (pri prvom meraní bolo zmeraných 8 VES, pri druhom meraní boli zmerané 3 VES pod hornou hranou čela násypu). Pri prvom meraní ERT (rozostup Wenner-Schlumberger) boli k dispozícii tri osemelektrodové sekcie (hlbkový dosah bol 5,5 m), pri ďalších opakovaníach bolo k dispozícii 5 takýchto sekcií a hlbkový dosah sa zvýšil na 11,5 m. Krok elektrod bol pri všetkých meraniach ERT 2 m a použitá aparátúra bola typu Resistar RS 100M (Geofyzika Brno). Výsledky meraní metódou SP a VES boli spracované štandardným spôsobom, výsledky merania metódou ERT boli spracované softwérom Res2DInv.

Výsledky meraní metódou ERT

Pre získanie celkovej predstavy o štruktúre horninového prostredia na testovacom profile uvádzame vertikálny rez na obr.2, ktorý zobrazuje výsledok korelácie výsledkov merania metódami VES a ERT.



Obr.1. Situácia vyšetřovaného odkaliska Sedem žien pri Banskej Štiavnici



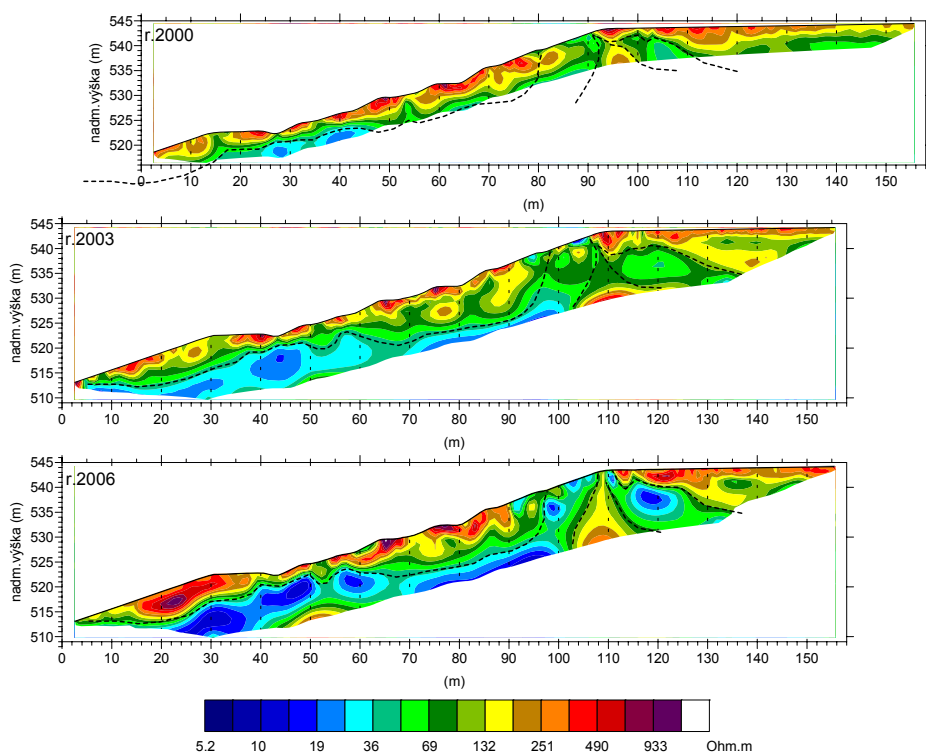
Obr.2. Vertikálny rez na profile zobrazenom na obr.1. Rez je zostavený z výsledkov meraní metódou VES a ERT.

V tomto príspevku sa zaoberáme časovými zmenami rezistivného obrazu sypanej hrádze a teda z vykonaných meraní sú tu dôležité výsledky opakovaných meraní metódou ERT. Na obr.3 sú uvedené výsledky týchto meraní v podobe vertikálnych rezov skutočnej elektrickej rezistivity na meranom profile.

Napriek šumu, ktorý do získaných obrazov elektrickej rezistivity vnáša aplikovaná inverzná metóda, môžeme konštatovať, že vo všetkých rezoch sa dajú vyčleniť objekty, ktorých tvar a poloha je vo všetkých rezoch viac menej rovnaká. V hornej časti rezov je to poloha s prevažne piesčitým až piesčito kamenitým materiálom, ktorá pokrýva ako svahy násypu, tak pláň odkaliska. Jej hrúbka sa mení od 1,5 m (okolo metráže 42 m) po cca 7 m (okolo metráže 80 m) pri použití stupnice metráže v grafoch pre rok 2003 a 2006. Pri hornej hrane násypu je táto horná vrstva čiastočne prerušená a pokračuje na pláni odkaliska, pričom jej hrúbka je spočiatku väčšia (cca 3 m) a potom sa stenčuje (na cca 1 až 2 m). Pod spomínanou vrstvou je poloha ílov až slabo piesčitých ílov (jej hrúbka je asi 7 m), ktorá v okolí hornej hrany odkaliska vystupuje prakticky až k povrchu, kde je prerušená klinom piesčito kamenitého materiálu (zrejme na spevnenie stability násypu) a potom znova pokračuje pod pláňou odkaliska. V podloží tejto vrstvy v okolí metráže 32 m sa ukazuje prejav vystupujúcej vrstvy obsahujúcej väčší podiel kamenitého materiálu.

Pri porovnaní všetkých troch rezov elektrickej rezistivity môžeme konštatovať vysokú mieru stability prejavu objektov prítomných v rezoch. Jemné tvarové a hodnotové variácie (hodnoty skutočnej rezistivity získané procesom inverzie pri spracovaní spomínaným softvérom) sú spôsobené prevažne zmenou obsahu vlhkosti v nenasýtenej zóne vyšetrovaného prostredia. Táto zmena vlhkosti v piesčitej vrstve pri povrchu je pomerne významná a v jednom prípade dosiahla takú mieru, že v roku 2006 bolo meranie nutné posunúť na jesenný termín (do obdobia po dlhšom trvaní zrážok), pretože pri prvom zvolenom termíne bol prechodový odpor na elektródach tak vysoký, že meranie nebolo možné realizovať ani zalievaním elektród. Inou príčinou variácií hodnôt elektrickej rezistivity môžu byť nepresnosti pri rozťahovaní a inštalácii multielektroódového systému a spomínané nekorektnosti pri aplikácii použitého softvéru.

Na základe uvedeného je možné konštatovať, že materiál násypu vykazuje pomerne vysokú mieru hodnotovej a priestorovej stability elektrickej rezistivity z čoho usudzujeme, že rovnako je to možné uvažovať aj o mechanickej stabilite. Pozorované zmeny sú spôsobené hlavne zmenou obsahu vlhkosti v nenasýtenej zóne telesa násypu.



Obr.3. Výsledky interpretácie opakovaných meraní metódou ERT na profile vedenom po spádnicí násypu odkaliska 7 žien pri Banskej Štiavnici. V rezoch sú vyznačené predpokladané hranice jednotlivých materiálových objektov.

Záver

Na základe opakovaných meraní metódou ERT sa zistilo, že hmota vyšetrovanej sypanej hrádze (odkalisko flotačných kalov) vykazuje pomerne vysokú mieru stability rezistivného obrazu. Na základe toho predpokladáme vysoký stupeň mechanickej stability hrádze. K tomu zrejme prispieva aj pomerne veľká materiálová členitosť materiálu v rámci jednotlivých interpretovaných vrstev, ktoré budujú teleso násypu. Ukazuje sa tiež, že zvolený krok opakovaných meraní je z hľadiska sledovania vývoja v hrádzi vyhovujúci a je možné ho aplikovať aj v iných prípadoch sypaných hrádzi.

Príspevok vznikol s podporou grantovej agentúry VEGA prostredníctvom projektov č. 1/4041/07 a tiež projektu č. APVV-0158-06, podporovaného agentúrou APVV.

Literatúra

- [1] GAJDOŠ, V., ROZIMANT, K. & DAO, A. Geoelektrická dokumentácia sypanej hrádze. *Transactions (Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské – Technické univerzity Ostrava)*, 2008, Řada stavební, roč. VIII, č.2/2008, pp. 39-43

Oponentní posudek vypracoval:

Doc. RNDr. Pavel Bláha, DrSc., GEOTest Brno, a.s.

Vojtech GAJDOŠ¹, Kamil ROZIMANT²

MERANIE PEE V UHOLNEJ BANÍ

THE PEE MEASUREMENT IN THE COAL MINE

Abstrakt

V příspěvku je představen výsledek měření pole PEE v uhelném dole. Měření bylo provedeno při měření seizmických reflexí, přičemž zdrojem kmitání byl odstřel trhaviny. Byla nalezena dobrá korelace mezi časy odstřelů a piky detekovanými na záznamech PEE.

Abstract

Result of PEE measurements in coal mine which were performed together with seismic reflection measurement, using explosions as source of vibrations, is presented in this paper. Good correlation between time of explosions and peaks detected in PEE record was found.

Úvod

Prevažná časť meraní metódou PEE sa realizuje v meracej sieti na povrchu zeme a vo vrtoch (Bláha, 2004; Vybíral, Gajdoš, 1997). Výsledky merania takýchto efektov v banskom diele sú však veľmi zriedkavé (Scott et al., 2004; Suchý a kol., 1995). Vďaka projektu „Overenie geologickej stavby uhoľných slojov geofyzikálnymi metódami v podzemí“ financovaného MŽP SR bolo možné odskúšať aj merania PEE v banskom diele. Jednou z úloh merania bola aj realizácia seizmickej tomografie na vybranom uhoľnom pilieri pripravenom k ťažbe. Využili sme odpaly výbušniny pri seizmických prácach na zistenie možného vplyvu explózií na charakter poľa PEE. V príspevku prezentujeme výsledky merania časových zmien EM poľa PEE počas cyklu odpalov výbušnín realizovaných v uhoľnom sloji.

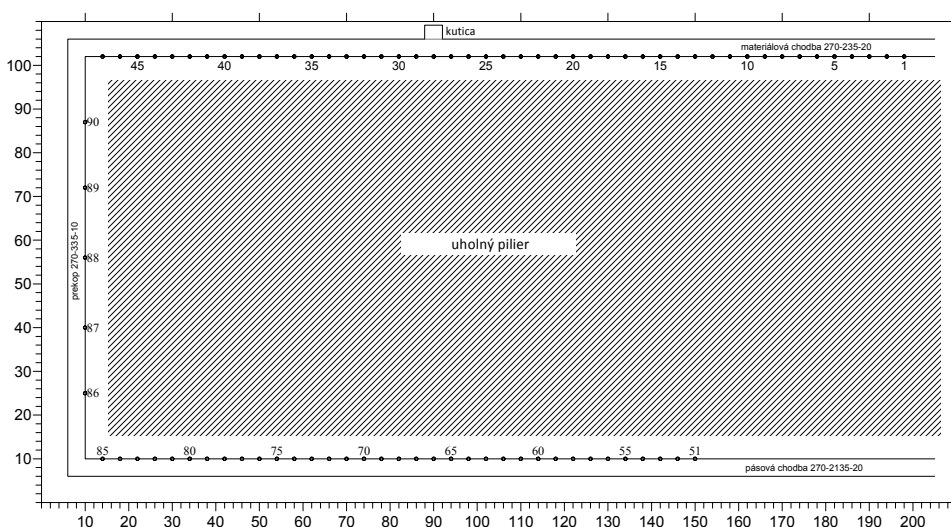
Metodika merania

Meranie poľa PEE počas realizácie odpalov je závislé na podmienkach priestoru, v ktorom sa odpaly realizujú. Realizácia odpalov bola organizovaná na dvoch chodbách a jednom prekope v hĺbke cca 230 m (obr.1). Odpaly boli realizované v horizontálnych

¹ Doc. RNDr. Vojtech Gajdoš, CSc., Univerzita Komenského v Bratislave, Prírodovedecká fakulta, Mlynská dolina, Bratislava, Slovensko, e-mail: gajdos@fns.uniba.sk

² RNDr. Kamil Rozimant, CSc., Univerzita Komenského v Bratislave, Prírodovedecká fakulta, Mlynská dolina, Bratislava, Slovensko, e-mail: rozimant@fns.uniba.sk

vrtoch navŕtaných v strede výšky chodby do uholného piliera (v nadloží a podloží uholného sloja sú neogéne súvrstvia ílov s polohami zvodnených pieskov). Vzdialenosť vrtoŕ bola 4 m a náložky boli 120 gramové. Vzhľadom na stiesnený priestor a komunikačný pohyb na chodbách bolo možné monitorovacie meranie PEE urobiť v kutici na chodbe 270-235-20. To znamená, že polohy bodov odpalu sa voči polohe bodu merania neustále menili a teda bolo možné posúdiť vplyv vzdialenosti medzi bodom odpalu a miestom merania na registrovanú odozvu v meracej PEE aparátúre. Aparatúra registrovala vertikálnu zložku poľa PEE na frekvencii 14 kHz s krokom 1 s. Čas odpalov bol priebežne zaznamenávaný s presnosťou ± 2 s. Celkovo bolo vykonaných 90 odpalov v priebehu cca 4 hodín. Výsledky merania boli zobrazené vo forme grafu závislosti hodnoty meranej vertikálnej magnetickej zložky na bežiacom čase.



Obr. 1 Situácia meracej siete a poloha kutice v ktorej bola umiestnená monitorovacia aparátúra.

Výsledky merania

Na obr.2 sú uvedené grafy zobrazujúce meranú amplitúdu vertikálnej magnetickej zložky EM poľa na frekvencii 14 kHz v závislosti na bežiacom čase. Zároveň sú na osi času vyznačené okamihy explózie použitých náloží. Z porovnania oboch údajov vyplýva, že:

- ☐ časť impulzov sa zhoduje s časom explózie,
- ☐ časť impulzov sa objavila mimo času explózie,
- ☐ pre časť explózií nie sú zaznamenané impulzy v poli PEE.

Väčšina impulzov zhodných s časom explózie je z úseku chodby v okolí kutice s meracou PEE aparátúrou. Ich výskyt môžeme spojiť s realizáciou explózie a sú v dosahu predpokladanej skin-vrstvy (cca 80 m). Je zaujímavé, že väčšina impulzov s vyššou amplitúdou je z explózií v chodbe naľavo od kutice (ak pozeráme von z kutice

– explózie 1 - 28). Veľkosť amplitúdy môže súvisieť aj s mierou prenosu deformačnej energie do prostredia uholného sloja. Tento prenos nebol u všetkých explózií rovnaký.

Viacero impulzov sa objavilo mimo času explózií. Sú to impulzy pochádzajúce z relaxačných procesov v napätostnom poli horninového masívu a bežne sú pozorované mimo času realizácie explózií. Pre časť z nich je možné za zdroj považovať technické zariadenia prevádzky bane. V čase merania bol však na pracovisku technologický pokoj, t.j. v čase explózií neboli v dosahu meracej aparatury žiadne technické prostriedky banskej prevádzky a obsluhy. Preto teda usudzujeme, že ich pôvod je v prírodnej relaxácii poľa mechanických napätí a časť z nich môže byť vyvolaná posunom času odozvy po explózií.

Časť explózií, hlavne v miestach vzdialenejších od miesta merania nemá v zázname odpovedajúce impulzy. Predpokladáme, že vzhľadom na nízku gramáž náložiek deformačné efekty boli obmedzené iba na blízke okolie explózie.

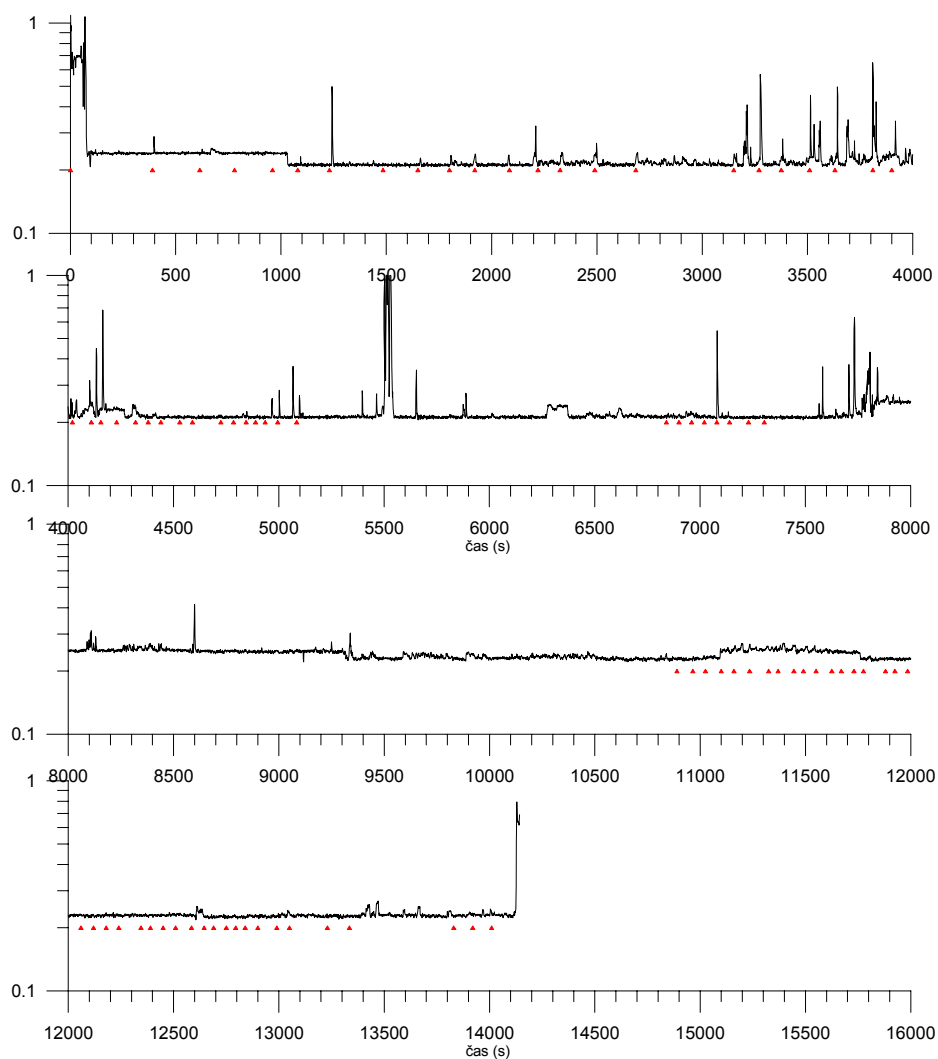
Záver

Z porovnania času explózií a objavenia sa impulzov na zázname EM poľa PEE vyplýva, že mechanické deformácie uholného sloja generujú aj EM pole impulzného charakteru aj na frekvencii 14 kHz. Toto pole sa pričítava k celkovému poľu, ktoré generuje horninový masív v dôsledku deformačných procesov. Veľkosť amplitúdy impulzov závisí na veľkosti náložie, a teda na veľkosti deformačných efektov v kombinácii s možnými indukovanými deformáciami. V budúcnosti by bolo vhodné pri takomto meraní realizovať na rovnakom mieste, kde bola umiestnená PEE aparatura súbežne aj monitorovanie elastických vln.

Príspevok vznikol s podporou grantovej agentúry APVV prostredníctvom projektov č. 1/4041/07 a tiež projektu č. APVV-0158-06, podporovaného agentúrou.

Literatúra

- [1] BLÁHA, P. Disturbing Effect in PVEP Method. *EGRSE Journal*, 2004, Vol. XI / 2004, No. 1–2, pp. 2 – 7.
- [2] SCOTT, D.F., WILLIAMS, T.J., TESARIK, D., DENTON, D.K., KNOLL, S.J. & JORDAN, J. *Geophysical Methods to Detect Stress in Underground Mines*. Spokane Research Laboratory, Spokane, USA: 2004, Report of Investigations 9661, U.S. Department of Health and Human Services, 23 pp.
- [3] SUCHÝ, F. a kol. Monitorovanie zmien horninových tlakov spôsobených banskou činnosťou v Bani Handlová. GEOCOMPLEX a.s., Bratislava. 1995.
- [4] VYBÍRAL, V. & GAJDOŠ, V. Using of PEE for Stress Situation Monitoring on the Landslides. In *Proc. Results from Recent Study in Seismology and Engineering Geophysics*. Ostrava, 1997, pp. 40-46.



Obr. 2 Výsledok monitorovacieho merania vertikálnej magnetickej zložky meranej počas seizmických prác (červené body označujú čas odpalu náložiek).

Oponentní posudek vypracoval:

Prof. Ing. Karel Müller, DrSc., Ústav geoniky AVČR, v.v.i., Ostrava

**Pavel KADLEČÍK¹, Vladimír SCHENK², Urs WEGMÜLLER³,
Zdenka SCHENKOVÁ⁴, Zuzana SEIDLOVÁ⁵**

**VYUŽITÍ RADAROVÉ INTERFEROMETRIE V PODDOLOVANÉM ÚZEMÍ NA
PŘÍKLADU OSTRAVSKA**

**APPLICATION OF INTERFEROMETRY SAR IN THE UNDERMINED
AREA – OSTRAVA REGION**

Abstrakt

Interferometrie SAR je metoda dálkového snímání umožňující studovat deformace povrchu ve velkém rozsah. Výsledky dosažené vna Ostravsku byly získány v rámci projektu GMES/TerraFirma. Minimální vyvolané sedání povrchu s hodnotami několik centimetrů ročně bylo identifikováno technikou PSI, a to především na území Ostravy. Metodou DISAR je možno detekovat pouze vertikální pohyby s velikostí desítek cm za rok, jako bylo ověřeno v oblasti mezi Ostravou a Karvinou.

Abstract

Interferometry SAR (InSAR) is a remote sensing method allowing surface deformation of large area to be investigated. The InSAR results achieved for the Ostrava region were carried out in the GMES/TerraFirma project. The mining induced subsidence was identified by PSI technique up to few centimetres per year, mainly in the Ostrava town. Using DInSAR technique could be even detected the vertical movement in tens of centimetres per year, like it was found in the area between towns of Ostrava and Karviná.

Úvod

Novým způsobem k zjišťování změn zemského povrchu se stává radarová interferometrie. Její rozvoj souvisí s vypuštěním prvních družic s aparaturou Synthetic Aperture Radar (SAR) na začátku 90. let 20. století. Interferometrické zpracování pořízených snímků v různých časových horizontech je hlavním principem radarové

¹ Mgr. Pavel Kadlečík, Ústav struktury a mechaniky hornin AVČR, v.v.i.,
V Holešovičkách 41, 182 09 Praha 8, e-mail: kadlecik@irsm.cas.cz.

² RNDr. Vladimír Schenk, DrSc., Ústav struktury a mechaniky hornin AVČR, v.v.i.,
V Holešovičkách 41, 182 09 Praha 8, e-mail: schenk@irsm.cas.cz.

³ Dr. Urs Wegmüller, GAMMA Remote Sensing Research and Consulting AG,
Worbstrasse 225, CH-3073 Gümlingen, Switzerland, wegmuller@gamma-rs.ch.

⁴ RNDr. Zdenka Schenková, CSc., Ústav struktury a mechaniky hornin AVČR, v.v.i.,
V Holešovičkách 41, 182 09 Praha 8, e-mail: zdschenk@irsm.cas.cz.

⁵ Bc. Zuzana Seidlová, Ústav struktury a mechaniky hornin AVČR, v.v.i.,
V Holešovičkách 41, 182 09 Praha 8.

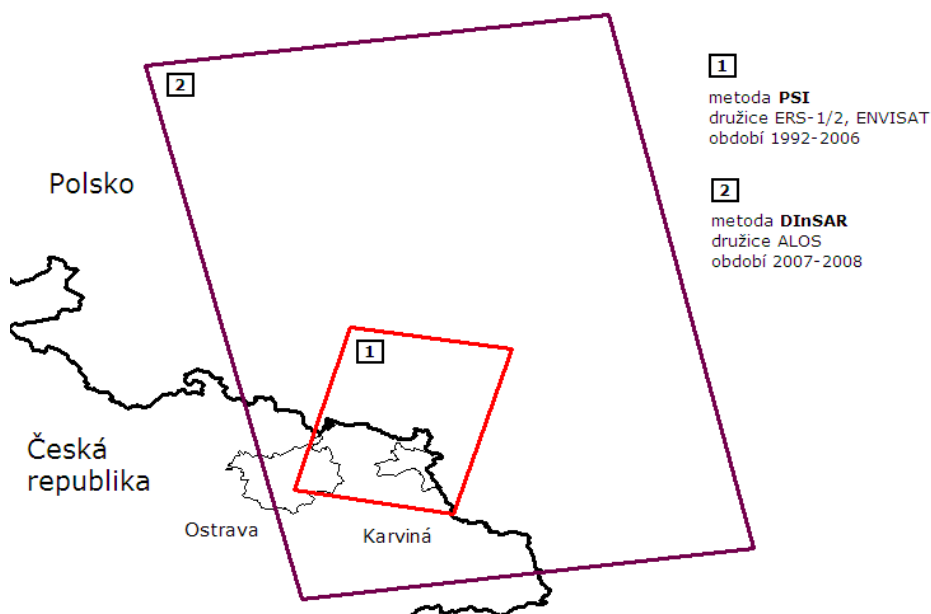
interferometrie (InSAR). Výsledkem jsou informace o deformaci terénu za zvolené časové období.

Klasická diferenciální interferometrie (DInSAR) zjišťuje deformace mezi pořízením dvou konkrétních snímků. Tato doba se pohybuje od několika dnů do několika měsíců, záleží na výběru družice, která se hodí pro zájmové území a studovaný jev. Pro poddolovaná území v různých místech světa (např. [1], [2], [3]) byly zpracovávány snímky převážně z družic ERS-1 a JERS-1, které jsou k dispozici již od roku 1991, respektive 1992. Později se přidaly další družice (ERS-2, ENVISAT). Krátká vlnová délka vysílaného záření byla a je hlavní překážkou ve zjišťování úhrné míry deformace v centimetrech až decimetrech, které se na poddolovaném území vyskytují. Na začátku roku 2006 byla vypuštěna japonská družice ALOS s aparaturou PALSAR, která díky delší vlnové délce a době opakování 46 dní nabízí řešení pro poddolovaná území [4].

Menší míru pohybu, ale zato se značnou přesností (méně než milimetr) lze dosáhnout pomocí metody interferometrie „permanentních odrazečů“ (Persistent Scatterer Interferometry - PSI). Využívá se při ní odrazečů na zemském povrchu, které v delším časovém období nemění vlastnosti vůči přijímanému záření. Vyskytují se zejména v městských oblastech, v přírodě je představují např. skalní výchozy. Udává se, že ke zpracování je potřeba alespoň 10-15 snímků, pomocí kterých je zjišťována průměrná míra deformace za určité období, nejčastěji za rok. Předností metody PSI oproti metodě DInSAR je odstranění vlivu atmosféry při interferometrickém zpracování. Zjištěné vertikální pohyby se však vztahují pouze pro bodové odrazeče, nikoli na celé zpracované území.

ÚSMH AV ČR, v.v.i., je od roku 2006 jedním z řešitelských pracovišť projektu ESA Terrafirma (www.terrafirma.eu.com), jehož cílem je zjišťování změn zemského povrchu pomocí družicových dat. Hlavním nástrojem aplikovaným v projektu je zmiňovaná metoda PSI. V projektu Terrafirma byl formulován česko-polský přeshraniční projekt na interferometrické zpracování území části hornoslezské pánve (obr. 1). Polským partnerem je Państwowy Instytut Geologiczny ve Varšavě. Zpracovatelem dat byla švýcarská firma GAMMA Remote Sensing.

V první fázi přeshraničního projektu byla zpracována oblast Rybník-Ostrava o celkové rozloze zhruba 1200 km². Na české straně zaujímá studované území východní polovinu města Ostravy, město Karviná a prostor mezi těmito dvěma městy, tzn. velkou část ostravsko-karvinského revíru. Metodou PSI bylo zpracováno období 1995-2000, později doplněné o další analýzy z období mezi roky 1992 a 2006. Výsledkem zpracování je průměrný roční vertikální pohyb pro jednotlivé bodové odrazeče, kterých se na české straně nachází přibližně 36 tisíc. Při zpracování bylo využito radarových snímků z družic ESA (ERS-1/2, ENVISAT). Maximální rozsah zjištěných vertikálních pohybů je několik centimetrů za rok, a proto z dat PSI nelze zachytit všechny změny reliéfu v poddolovaných oblastech. Z tohoto důvodu bylo rozhodnuto rozšířit stávající data o výsledky diferenciální radarové interferometrie (DInSAR). Byly zpracovány mapy vertikálních deformací pro rok 2007 a část roku 2008 ze snímků japonské družice ALOS. Vlnová délka její radarové aparatury je 4x delší než u satelitů ESA, což umožňuje zjistit vertikální pohyby až desítky centimetrů za rok. Zvolené území zabírá celkovou plochu zhruba 11 000 km², z čehož jedna osmina se nachází na české straně (obr. 1).



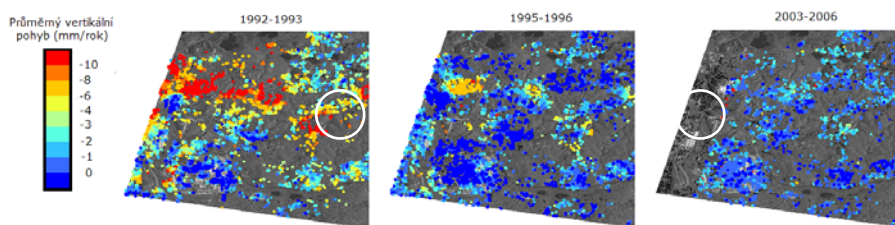
Obr. 1. Studovaná území

Celé sledované území na české straně bylo pro interpretaci výsledků radarové interferometrie rozděleno na 3 části: město Ostrava, město Karviná a území mezi Ostravou a Karvinou, kde v současné době stále probíhá těžba.

Na území města Ostravy se těžilo uhlí ještě počátkem 90. let 20. století. Vládou vyhlášeným útlumem těžby se postupně začaly doly zavírat. Výsledky PSI analýzy jasně ukazují na doznívání poklesů povrchu v poddolovaných lokalitách ve městě Ostravě, i když ta je zachycena na použitých radarových snímcích pouze na východ od řeky Ostravice. U některých dolů (např. důl Heřmanice, důl Ludvík v Radvanicích, obr. 3) nelze z analýzy PSI přesně určit rozsah poklesů pro nedostatek bodových odrazečů nalézajících se na povrchu poddolovaného území.

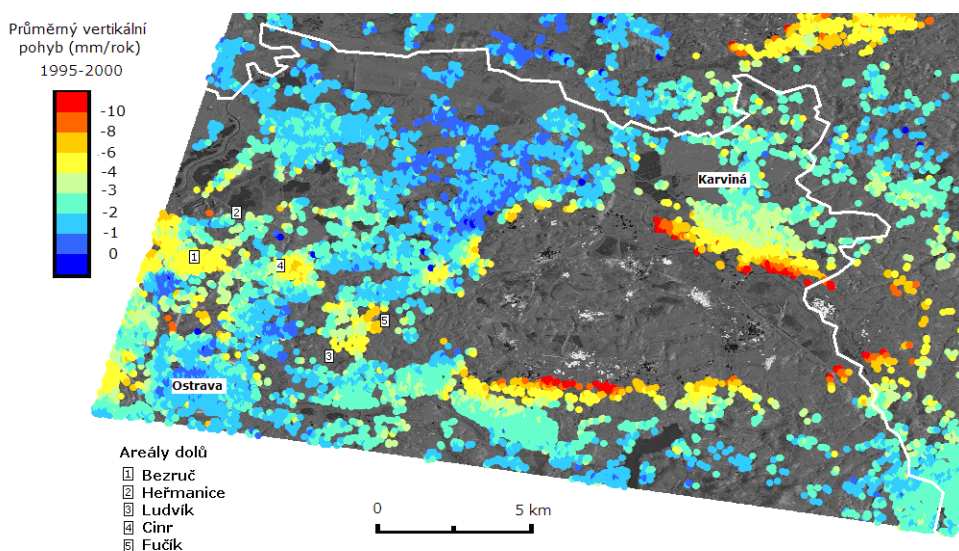
Dvouroční analýza PSI 1992-1993 z období, kdy některé doly stále těžily, zachytila maximální roční vertikální pokles 3,8 cm/rok. U některých dolů (např. důl Cingr, obr. 2) výsledky detekují, že střed poklesové kotliny klesal ještě mnohem rychleji. Pokles přes 3 cm/rok je patrný i u dolu Bezruč a dolu Fučík v Petřvaldě.

Analýza 1995-2000 (obr. 3) a dvouroční analýzy v tomto období dokreslují postupné snižování intenzity poklesů v poddolovaných lokalitách. Poklesy zjištěné při analýze 2003-2006 (obr. 2, vpravo) dosahují maximálních hodnot několika milimetrů za rok a nelze u nich již jednoznačně určit, zda jsou způsobené poddolováním.



Obr. 2. Průměrné vertikální pohyby v Ostravě z období let 1992-2006
(kruhem vyznačen areál dolu Cingr)

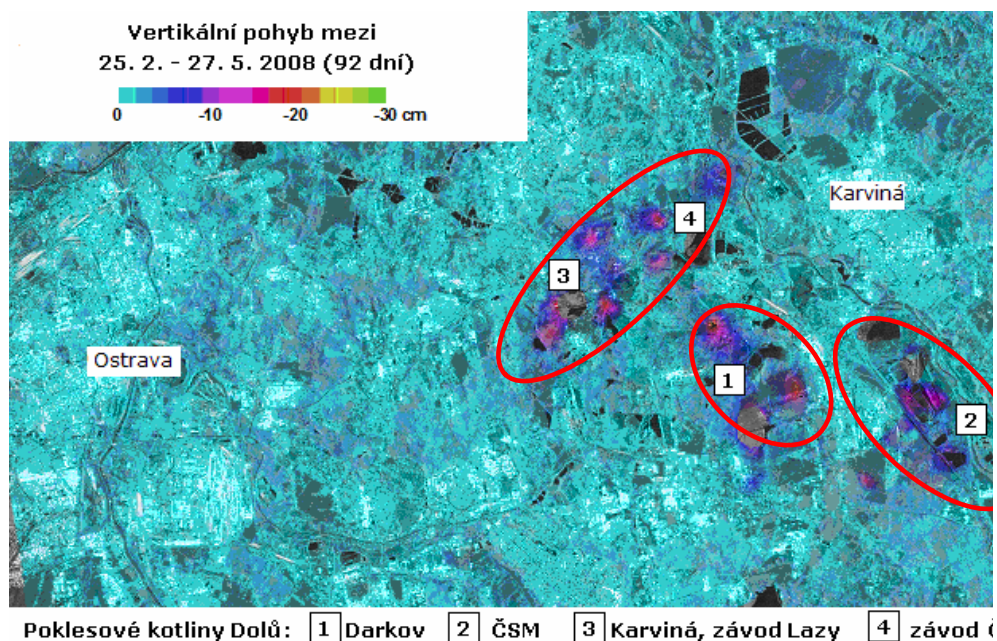
Účinky poddolování se projevují i na zastavěných částech města Karviná. Podle analýzy PSI (1995-2000; obr. 3) se poklesy zvyšují směrem k jihozápadnímu okraji města k maximálním hodnotám 1,5 cm/rok. Z analýzy též plyne, že se zde nalézají objekty s průměrným vertikálním pohybem ještě vyšším (několik centimetrů za rok). V pozdějším období 2003-2006 se zde maximální hodnoty poklesu snížily na úroveň kolem 0,5 cm/rok.



Obr. 3. PSI deformační analýza 1995-2000 (v mapě naznačeny areály dolů v Ostravě zmíněné v textu)

Území s největšími poklesy terénu se rozkládá mezi městy Ostrava a Karviná. Je to oblast těžby černého uhlí po celé sledované období až do současnosti. Několik desítek let poddolování mělo velký vliv na strukturu krajiny i její celkový ráz. V důsledku odlivu obyvatelstva a tudíž úbytku obytných domů je zde výrazně omezeno použití metody PSI pouze na objekty těžařských společností a objekty na okraji celé oblasti či osamocené usedlosti.

DInSAR deformační mapy zpracované ze satelitu ALOS pro českou část území udávají celkový vertikální pohyb za 46, 92 a 138 dní v období let 2007 a 2008 (obr. 4). Všechny zjištěné deformace se nacházejí právě v oblasti mezi Ostravou a Karvinou. Na mapách lze rozeznat zhruba 18-21 poklesových kotlin vzniklých těžbou v areálech Dolů Karviná, Darkov a ČSM (obr. 4). Celkový úhrn vertikálních poklesů v poklesových kotlinách se pohybuje mezi centimetry až desítkami centimetrů za rok.



Obr. 4. Příklad DInSAR deformační mapy pro území mezi Karvinou a Ostravou
(elipsami vyznačena místa největších poklesů)

Závěrem lze říci, že metoda „permanentních“ odražečů (PSI) dokumentuje doznívání poklesů zemského povrchu způsobených těžbou černého uhlí ve městě Ostravě. Maximální měřitelný pokles metodou PSI při analýze dat z let 1995-2000 byl 1,5 cm/rok, na víceletých analýzách z let 1992-2006 3,8 cm/rok. Na místech některých dolů je patrné, že celkový vertikální pokles byl ještě větší. Město Karviná se nachází v blízkosti nedávné těžby, pokles území se pravidelně zvyšoval směrem k JZ, tj. k místům těžby. Metoda PSI je použitelná na Ostravsku v obydlených oblastech, kde je dostatek bodových odražečů a kde nepřesahuje roční vertikální pokles několik centimetrů za rok. Na území mezi Ostravou a Karvinou se naopak uplatnila metoda diferenciální interferometrie (DInSAR), kterou lze detekovat pokles až několika desítek centimetrů za rok na celé ploše sledovaného území.

Dosažené výsledky bude nutno dále porovnat s dalšími typy měření (GPS, nivelace), aby bylo možné lépe určit využitelnost radarové interferometrie pro detekci

změn zemského povrchu. Její přesnost a relativně nízké finanční náklady na zpracování i rozsáhlejších území za několik let jsou velkým příslibem do budoucna.

Toto sdělení je v souladu s výzkumným plánem ÚSMH AV ČR, v.v.i., a VOZ 30460519. Jeho realizace byla podpořena projektem MŠMT č. LN 506, projektem Evropské kosmické agentury GMES/Terrafirma kontrakt č. 19366/05/I-EC a projektem programu cíleného výzkumu AV ČR Č. 1QS300460551.

Literatura

- [1] PERSKI, Z. & JURA, D. ERS SAR Interferometry for the Land Subsidence Detection in Coal Mining Areas. *Earth Observation Quarterly* 63, 1999, pp. 25-29.
- [2] DONG, Y., GE, L. & CHANG, H.C. Mine Subsidence Monitoring by JERS-1 SAR Interferometry. In *The International Symposium on Future Intelligent Earth Observing Satellites*, Beijing, China: 24-26 May 2006.
- [3] LI, C., YUEHUA, Z., JIANGUO, H., GUANG, L., HUANYIN, Y., RUNFENG, W. & LINLIN, G. Coal Mine Land Subsidence Monitoring by Using Spaceborne InSAR Data – A Case Study in Fengfeng, Hebei Province, China. In *Proceedings of ISPRS Congress*. Beijing, China: 3-11 July 2008.
- [4] WEGMÜLLER, U., STROZZI, T., WERNER, C., WIESMANN, A., SPRECKELS, V., BENECKE, N. & WALTER, D. Monitoring of mining induced surface deformation. In *Proceedings of the First Joint PI Symposium of ALOS Data Nodes for ALOS Science Program in Kyoto*. Japan: 19-23 November 2005.

Oponentní posudek vypracoval:

Ing. Václav Mikulenka, Ph.D., VŠB – Technická univerzita Ostrava, HGF

Vlastimil KAJZAR¹, Hana DOLEŽALOVÁ², Kamil SOUČEK³, Lubomír STAŠ⁴

**ANALÝZA VODOROVNÝCH POHYBŮ V PRŮBĚHU VÝVOJE POKLESOVÉ
KOTLINY**

**HORIZONTAL MOVEMENT ANALYSIS DURING DEVELOPMENT OF
SUBSIDENCE DEPRESSION**

Abstrakt

Opakovaná geodetická měření s použitím GPS v pozorovací síti u Karviné bylo prováděno s cílem sledovat pohyby bodů na povrchu, které jsou následkem hlubinného dobývání v oblasti se složitými tektonickými podmínkami. GPS metoda poskytuje prostorové souřadnice sledovaných bodů, proto je možno vypočítat nejen vertikální složku pohybu, ale také horizontální složku. Hodnocení horizontálních pohybů způsobené dolováním u Karviné ukazovalo netypické chování bodů a vliv na širší oblast v dané poklesové kotlině.

Abstract

Repeated geodetic surveying by GPS at the observation network near Karviná was done to observe movements of surface points caused by underground mining in the area of a difficult tectonic situation. GPS method provides spatial coordinates of surveyed points and that is why it enables to compute not only vertical movements – subsidence – but also horizontal movements – shift. The evaluation of horizontal movements caused by undermining near Karviná has shown on non-uniformities and influences of wider area on given subsidence depression.

Úvod

V blízkosti Karviné byla od roku 2006 Ústavem geoniky AV ČR, v.v.i. budována pozorovací stanice pro sledování povrchových projevů poddolování opakovaným geodetickým zaměřováním metodou GPS. Byla vybrána oblast s několika výraznými tektonickými poruchami, neboť primárním účelem bylo sledovat vývoj poklesové kotliny v netriviálních geomechanických podmínkách. Pro zjišťování prostorových

¹ Ing. Vlastimil Kajzar, Ústav geoniky AV ČR, v.v.i., Studentská 1768, 708 00 Ostrava, e-mail: kajzar@ugn.cas.cz

² Ing. Hana Doležalová, Ústav geoniky AV ČR, v.v.i., Studentská 1768, 708 00 Ostrava, dolezalova@ugn.cas.cz

³ Ing. Kamil Souček, Ph.D., Ústav geoniky AV ČR, v.v.i., Studentská 1768, 708 00 Ostrava, soucek@ugn.cas.cz

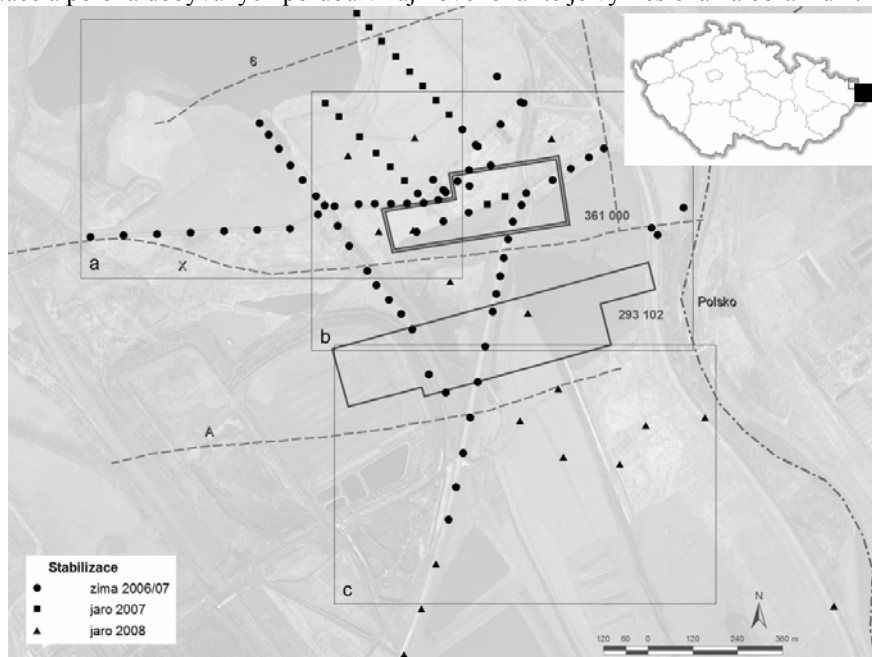
⁴ RNDr. Lubomír Staš, CSc., Ústav geoniky AV ČR, v.v.i., Studentská 1768, 708 00 Ostrava, stas@ugn.cas.cz

souřadnic bodů byla vybrána metoda GPS. Na základě měřených hodnot je možné provádět vyhodnocení nejen poklesů, ale také horizontálních posunů.

Lokalita

Zájmovou oblastí je lokalita v hornoslezské uhelné pánvi v severní části důlního pole Dolu ČSM-sever na demarkaci s Dolem Darkov, na východě ohraničená státní hranicí s Polskem. V této lokalitě byl v hloubce 950 m pod povrchem dobýván porub 361 000 (180 x 500 m, mocnost 1,4 - 2 m), a to od října 2006 do června 2007. Od května 2007 do dubna 2008 pak byl v hloubce 990 m pod povrchem dobýván porub 293 102 (185 x 808 m, mocnost 3,2 m). Počátkem roku 2009 začal být dobýván porub vedený ve druhé lávce 36. sloje. Dobývací metodou je stěnování na řízený zával s postupem porubní fronty od východu na západ. Horninový masív je v dané lokalitě tvořen typickými horninami pro stavbu karbonského pohoří v hornoslezské pánvi s tafrogenní stavbou. Kostru tafrogenní stavby tvoří základní poklesy s amplitudou většinou desítek až stovek metrů, kombinované horizontálními posuny [3].

V zájmové lokalitě se vyskytuje několik výrazných tektonických poruch. Jižně ve vzdálenosti cca do 50 m subparalelně s porubním blokem 361 000 ve směru V-Z prochází tektonická porucha X poklesového charakteru. Jde o poruchu s mocností poruchového pásma cca 25 – 50 m, s amplitudou poklesu 350 m, o úklonu 60°. Směr úklonu této poruchy je orientován tak, že prochází vyšším nadložím půdorysně nad porubem 361 000. Jižněji, subparalelně poruše X, prochází poklesová tektonická porucha A, s amplitudou poklesu cca 350 m a s úklonem 60°, jehož orientace je opačná a porucha se tak odklání od předmětné oblasti. Ze severní strany je méně výrazná porucha 6 a na východě pak nepojmenovaná porucha ve směru S-J [1], [2]. Tektonická situace a poloha dobývaných porubů v zájmové lokalitě je vykreslena na obrázku 1.



Obr. 1 Dobývané poruby, tektonické poruchy a body pozorovací stanice

Pozorovací stanice

Budování pozorovací stanice nejprve vycházelo z map předpokládaných projevů z vydobyti porubu 361 000, s rozšířením dobývacího plánu i na další poruby byla pozorovací stanice postupně rozšiřována a zahušťována. Body byly stabilizovány formou hřebů ve vozovce a dále pomocí metrových ocelových tyčí zatlučených do země. Dále byly do pozorovací stanice zahrnuty triangulační a nivelační body státního polohového a výškového bodového pole a pomocí speciálně zhotoveného držáku byly zaměřovány body na vodovodním potrubí, které prochází téměř ve směru V-Z napříč poklesovou kotlinou nad dobývaným porubem 361 000. Celkem tak bylo opakovaně zaměřováno téměř 100 bodů, které tvoří síť několika profilů a roztroušených bodů. Na obrázku 1 jsou body odlišeny podle období stabilizace.

Jednotlivé body pozorovací stanice jsou zaměřovány statickým měřením s observací alespoň 10 minut na každém na bodě. Referenční stanice je během měření umístěna mimo předpokládané vlivy dobývání, několik kilometrů od pozorovací stanice. Interval opakování měření byl cca 5 týdnů. Výsledkem měření a následného zpracování GPS měření jsou prostorové souřadnice jednotlivých bodů pozorovací stanice v systémech WGS-84 a S-JTSK s přesností v horizontální poloze do 15 mm a ve výšce do 20 mm.

Pohyby bodů na poddolovaném území

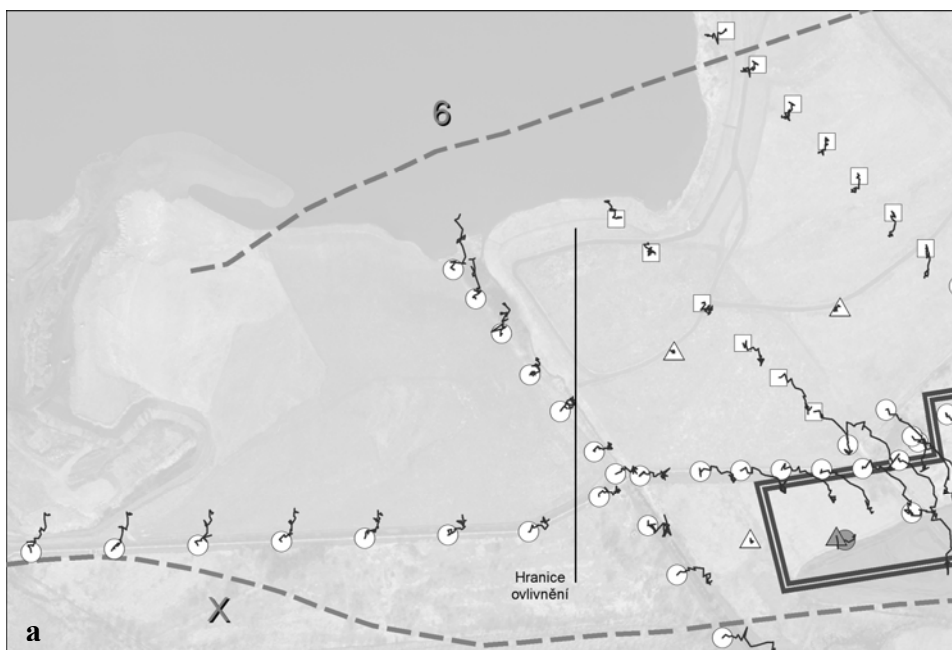
Pohyb bodu na povrchu poddolovaného území je pohybem obecným, směřujícím k těžišti vyrubané plochy. Tento obecný pohyb je tvořen dvěma složkami: pohybem svislým – poklesem – a pohybem vodorovným – posunem. Z těchto pohybů se pak odvozují deformace povrchu (vodorovné poměrné přetvoření, naklonění a zakřivení). Pokud tedy opakovaně zjišťujeme prostorovou polohu bodů pomocí GPS, lze vypočítat nejen poklesy, které jsou nejběžnějším vyjádřením povrchových projevů poddolování, ale i posuny jednotlivých bodů, případně deformace jednotlivých úseků.

Zatímco svislá složka pohybu bodu (pokles) je výraznější a lépe ukazuje na velikost probíhajících povrchových změn, horizontální složka pohybu bodu (posun) může lépe ukázat na směr pohybu bodů. Vyhodnocení poklesů bodů pozorovací stanice u Karviné ukázalo, že se body v některých okrajových částech chovají jinak, než stanovují teoretické předpoklady. Koncové body profilů na západě, severu i jihu sledované oblasti byly stabilizovány v místech mimo předpokládaných projevů dobývání, přesto na nich byl zaznamenán pokles okolo 10 cm. Na bodech stabilizovaných v jižní části oblasti byla navíc zaznamenána výrazná nerovnoměrnost v poklesu, kdy byl jižním směrem od určitého bodu profilu na všech bodech zaznamenán téměř pravidelný pokles, jemuž předcházel úsek výrazné změny ve velikosti poklesu blízkých bodů: rozdíl poklesů těchto bodů byl na vzdálenosti cca 200 m téměř 80 cm. Na základě těchto výsledků tedy vznikla potřeba vyhodnotit také horizontální posuny tak, aby se zjistil směr pohybu těchto bodů.

Analýza horizontálních posunů

Velikost horizontálního posunu bodu se vypočte jako vzdálenost mezi jeho původní a novou polohou (ze souřadnic x a y zjištěných opakovaným měřením). Vedle hodnocení velikosti posunů je však možné vykreslit i směr horizontální složky pohybu bodu. Schematické zobrazení vývoje směrů horizontálních posunů bodů od jejich stabilizace do dubna 2009 v jednotlivých částech zájmové oblasti je uvedeno v obrázcích 2a, 2b a 2c (rozložení vybraných oblastí a, b a c je patrné z obrázku 1). Měřítka posunů

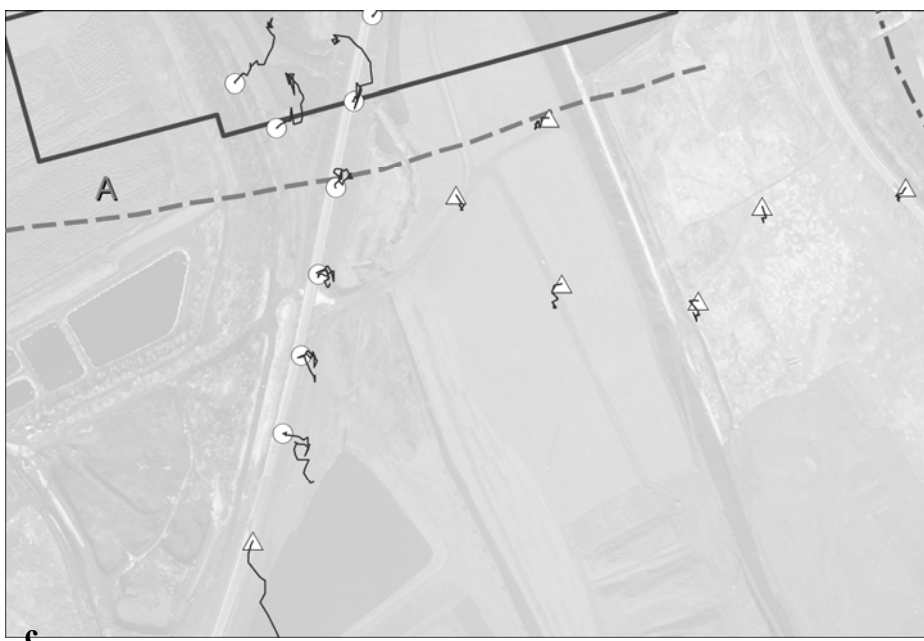
bylo voleno tak, aby byl směr posunů bodů dobře patrný (zjištěné změny v horizontální poloze od počátku měření byly od 3 do 22 cm).



Obr. 2a Horizontální posuny v severozápadní části pozorovací stanice



Obr. 2b Horizontální posuny v severovýchodní části pozorovací stanice



Obr. 2c Horizontální posuny v jižní části pozorovací stanice

Průběh posunů bodů na pozorovací stanici lze popsat takto:

- ❑ Během dobývání porubu vedeného v první lávce 36. sloje (severní porub) byl zaznamenán mírný pohyb stabilizovaných bodů směrem k těžišti vydobytého prostoru.
- ❑ Těsně před ukončením těžby severního porubu započalo v květnu 2007 dobývání porubu v 29. sloji (jižní porub). Projevy vydobyti malé části jižního porubu v časovém překryvu dobývání obou porubů jsou zanedbatelné a neměly v té době významný vliv na změnu polohy bodů ve velké části sledované oblasti. Tyto vlivy jsou zaznamenatelné pouze u bodů v bezprostředním okolí vydobyté plochy. Dobývání obou porubů je proto možné uvažovat jako časově oddělené.
- ❑ V období přibližně od října 2007 dochází k dynamickému vývoji povrchových změn. Hlavní podíl na těchto změnách má dobývání jižního porubu. Křivky posunů bodů na velké části zájmového území se stáčí směrem k postupujícímu těžišti dobývané plochy a probíhající deformace terénu jsou zcela spojeny s tímto dobýváním. Doznívání vlivů dobývání severního porubu není patrné. Pohyb způsobený dobýváním jižního porubu lze vysledovat do značné vzdálenosti.
- ❑ Dobývání jižního porubu skončilo v dubnu 2008. Doznívání vlivů dobývání a s tím spojených posunů probíhalo následně několik měsíců. Naměřené hodnoty jsou však několikanásobně menší než hodnoty pozorované během dobývání.
- ❑ Po relativně dlouhé prodlevě, která umožnila sledovat body během období doznívání povrchových změn, započalo na přelomu let 2008/2009 dobývání porubu vedeného v další lávce 36. sloje půdorysně odpovídajícího předcházejícímu porubu. Do dubna 2009, kdy je dobývání tohoto porubu stále aktivní, došlo k nepatrným posunům, z nichž není zcela patrné, jakým způsobem ovlivňuje dobývání tohoto

porubu pozici jednotlivých bodů. Dá se však předpokládat, že vlivy této exploatace se projeví obdobným způsobem jako při dobývání předchozí lávky.

Výsledné průběhy jednotlivých křivek na první pohled korespondují s očekávanými pohyby. Při detailnějším zkoumání je možné vymezit několik dílčích částí, ve kterých se body chovají rozdílně oproti teoretickým předpokladům.

Z vyhodnocení poklesů bodů vyplynul fakt, že body v některých okrajových částech poklesové kotliny klesají více, než se očekávalo. Až vyhodnocení posunů těchto bodů ukázalo na směr jejich pohybu a tím na příčinu jejich nestability. Na obrázku 2a je možné takovou oblast lokalizovat vlevo od linie s označením Hranice ovlivnění. Na tomto geomechanicky homogenním území jsou body ovlivňovány postupně různými dobývacími procesy. Do léta 2007 má na pohyb stabilizovaných bodů zásadní vliv dobývání severního porubu 361 000. Následně začínají na polohu jednotlivých bodů působit vlivy od severu, mimo sledovanou oblast, kde lze usuzovat na další aktivní dobývání. Hranice ovlivnění vyznačuje přibližné rozhraní dominantního působení těchto vlivů.

Na obrázku 2c je zachycena oblast jižně od dobývaného porubu 293 102, kde vývoj pohybů jednotlivých bodů nesouhlasí s předpokladem. Body nacházející se jižně od tektonické poruchy A se zdají být zcela izolovány od vlivů dobývání tohoto porubu. Pohyb těchto bodů je zde tedy výhradně určován jinými faktory, působícími od jihu, a to aktivní těžbou v blízkém okolí a výskytem významné tektonické struktury.

Závěr

Vyhodnocení směrů horizontálních posunů bodů na pozorovací stanici ukázalo na výrazný vliv aktivního dobývání v širším okolí zájmové lokality a vliv složité tektonické situace. Již vyhodnocení poklesů ukázalo na netypické chování bodů v některých částech poklesové kotliny [2]. Vyhodnocení směrů horizontálních posunů tak umožnilo objasnit jeho příčiny a přispělo k pochopení vývoje pohybů bodů na dané pozorovací stanici.

Tento příspěvek byl podpořen grantovým projektem GAČR č. 105/07/1586.

Literatura

- [1] DOLEŽALOVÁ, H., KAJZAR, V., SOUČEK, K., STAŠ, L., ŠIMKOVIČOVÁ, J. Creating of Observation Station for Monitoring Surface Influences of Underground Mining under Nontrivial Geo-Mechanical Conditions. In *Proceedings of XIII. International Congress of International Society for Mine Surveying*. Budapest, ISM, 2007. ISBN 978-963-9038-18-9.
- [2] DOLEŽALOVÁ, H., KAJZAR, V., SOUČEK, K., STAŠ, L. Vyhodnocení výškových změn v poklesové kotlině u Karviné. In *Transactions - Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské - Technické univerzity Ostrava; Řada stavební.* Roč. 8, č. 2 (2008), s. 21-27. ISSN 1213-1962.
- [3] DOPITA, M., et al. *Geologie české části hornoslezské pánve*. Praha: MŽP ČR, 1997. 278 s. ISBN 80-7212-011-5.

Oponentní posudek vypracoval:

Doc. Ing. Robert Kořínek, CSc., VŠB – Technická univerzita Ostrava, FAST

Zdeněk KALÁB¹, Markéta LEDNICKÁ²

**MOŽNÁ VYSVĚTLENÍ SNÍŽENÍ HLADINY DŮLNÍCH VOD NA ŠTOLOVÉM
PATŘE DOLU JERONÝM**

**POTENTIAL REPRESENTATION OF INCREASING OF MINE WATER LEVEL ON
MIDDLE HORIZON OF THE JERONÝM MINE**

Abstrakt

Příspěvek představuje změny úrovně hladiny důlních vod v Dole Jeroným v Čisté (Karlovarský kraj). V letech 2003 a 2008 se významným způsobem snížila úroveň hladiny stojatých vod na středním patře. V příspěvku jsou shrnuty potenciální zdroje důlních vod a odtokové cesty z podzemních prostor. Možná vysvětlení snížení hladiny důlních vod vychází z těchto předpokladů.

Abstract

This paper deals with presentation of changes of mine water level in the Jeroným Mine in Čistá (Karlovy Vary District). In 2003 and 2008, significant increasing of mine water lever occurred on middle horizon of this mine. Potential sources of mine water and drain ways from underground spaces are summarized. On this base, potential representation of situation discussed above is briefly described.

Úvod

V roce 2008 byl Důl Jeroným převeden mezi Národní kulturní památky České republiky (Nařízení MK ČR č. 170/2008). V tomto dole je patrná na každém kroku práce středověkých horníků, vykonávaná převážně ručními nástroji – želízem a mlátkem a tzv. sázením ohněm. Pokud si Jeroným zachová přízeň státu, ale i místních sponzorů, měla by být tato památka postupně přeměněna ve skanzen přístupný veřejnosti s konečným názvem „Skanzen hornictví 16. století“. V souvislosti se zřízením hornického skanzenu se připravuje i zřízení Informačního a školicího centra Česko-bavorského geoparku (např. www.techtydenik.cz, www.geopark.cz). Tato památka doplňuje fond evropských montánních památek zejména v oblasti těžby a zpracování cínu za období

¹ Doc. RNDr. Zdeněk Kaláb, CSc., Ústav geoniky AV ČR, v.v.i., Studentská 1768, Ostrava, e-mail: kalab@ugn.cas.cz, též VŠB - Technická univerzita Ostrava, fakulta stavební, L. Poděšť 1875, Ostrava

² Ing. Markéta Lednická, VŠB - Technická univerzita Ostrava, fakulta stavební, L. Poděšť 1875, Ostrava, e-mail: lednicka@ugn.cas.cz, též Ústav geoniky AV ČR, v.v.i., Studentská 1768, Ostrava

druhé poloviny 16. století v části SDD a za období téměř přes 400 let průzkumu a těžby v části ODD.

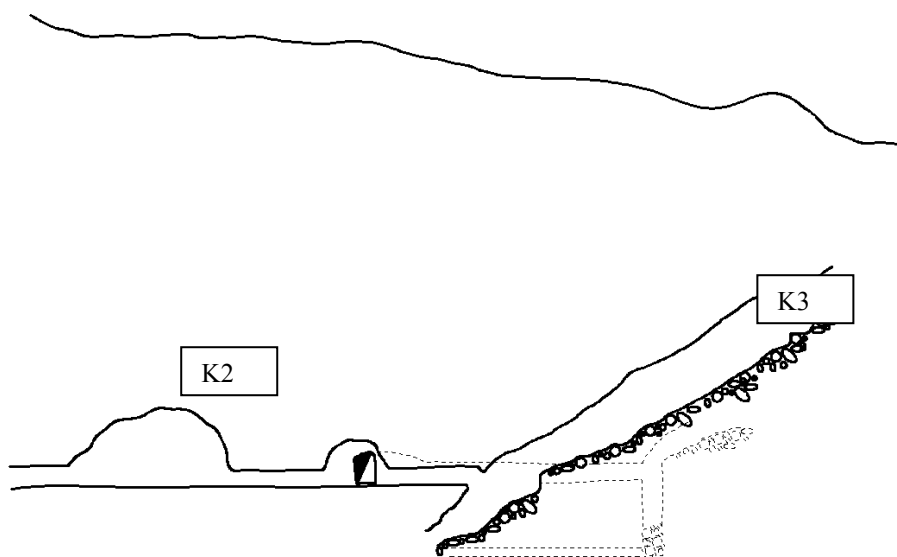
Historie a geologie tohoto ložiska byla publikována např. Beranem et al. (1995), Iványim (2000), Žůrkem a Kořínkem (2003) nebo Žůrkem et al. (2008). Pro zpřístupnění tohoto důlního díla veřejnosti je nutno v první řadě posoudit a zabezpečit stabilitu důlních prostor a zajistit takové vnitřní mikroklimatické podmínky, aby nemohlo dojít k nadměrné degradaci důlního díla a tím k ohrožení bezpečnosti pracovníků provádějících rekonstrukční práce a později k ohrožení návštěvníků. Geotechnický monitoring (např. Žůrek et al., 2005, Kaláb et al., 2008a, Žůrek et al., 2008) poskytuje nezbytné informace pro vypracování hodnocení stabilitních podmínek a přípravu matematického modelu pro napěťo-deformační analýzu vybraných částí důlního díla nebo podzemní konstrukce jako celku (např. Hruběšová et al., 2007, 2008).

Jedním z významných faktorů, které mohou ovlivnit stabilitu důlního díla a bezpečnost návštěvníků, je kolísání hladiny důlních vod. Vyhodnocení tohoto měření, které vychází z dat pořízených distribuovaným měřicím systémem (Knejzlík, 2006, Knejzlík a Rambouský, 2008), je popsáno v tomto příspěvku. Kolísání vodní hladiny na horním patře dolu bylo publikováno v minulosti (např. Kaláb et al., 2007, Kaláb et al., 2008b), zde jsou uvedeny výsledky měření na tzv. štolovém (středním) patře.

Měření změny úrovně hladiny důlních vod

Celkové hydrologické poměry na Dole Jeroným jsou dány především morfologií území, atmosférickými srážkami, propustností půdy a hornin, stupněm nasycení horninového prostředí podzemní vodou a tektonickou situací (existence ploch či zón nespojitosti). V neposlední řadě ovlivňuje chování důlních vod aktuální úroveň hladiny podzemních vod v blízkém okolí, způsob umělého odvodnění a také stavební zásahy do stávajících podzemních prostor přímo v důlním díle, nebo zásahy v blízkém okolí. Vnikání vody z povrchu terénu do horninového prostředí probíhá v infiltrační oblasti, kde je umožněn vstup vod původem ze srážek, povrchových nádrží či toků, případně jde o dotace z jiných, neznámých důlních děl. Důlní prostory Dole Jeroným se nacházejí v hloubce cca 20 - 50 m pod povrchem, proto porovnávání naměřených dat s úhrny dešťových srážek je nezbytné. Jedním z hlavních problémů při interpretaci kolísání úrovně hladiny důlních vod na Dole Jeroným je dnešní neznalost zatopených prostor, tzn. jejich prostorové situování, velikost (objem), hloubka a možné vzájemné propojení systémem chodeb nebo puklin. Z dosavadního sledování je zřejmé, že časový průběh změn úrovně hladin důlních vod je složitý.

Schématické znázornění vertikálního řezu s naznačeným terénem, známými komorami K3 (tzv. horní patro, jehož součástí je i komora K1) a K2 (tzv. štolové-střední patro, včetně ústí dědičné štolky z komory K2) a předpokládanými důlními díly na spodním patře je na obr. 1. Je nutno připomenout, že dolní patro není dokumentováno, ale je pouze předpokládáno z náznaků v důlním díle, např. zasypaná svislá šachtice vedoucí pod úroveň štolového patra.



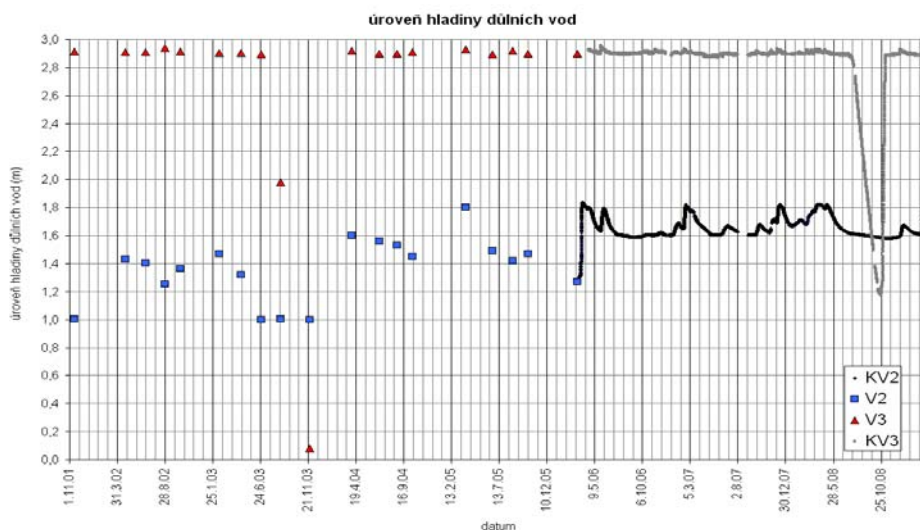
Obr. 1 Schématické znázornění vertikálního řezu pro účely vysvětlení úniku vod ze štolového patra

Na kvartální měření (mechanické odečítání z měřidla) změny úrovně hladiny důlních vod na stanovištích V1 až V4 navázalo od jara 2006 kontinuální sledování pomocí distribuovaného měřicího systému (DMS). Osazena byla místa V2 a V3, dále jsou označována jako KV2 a KV3, od jara 2009 byl nově zřízen bod označovaný KV5. Měřicí tlaková čidla je kryto ve speciální sondě odolné vůči agresivní vodě. Měřená stanoviště V1 a V2 se nachází na horním patře, stanoviště V3 a V4 na středním patře a stanoviště KV5 se nachází poblíž štoly, která spojuje horní a střední patro. Na obr. 2 je dokumentován zaznamenaný průběh změn úrovně hladiny vody V2-KV2 a V3-KV3 pro období do března 2009. V grafech jsou uváděny relativní výšky hladiny důlní vody nad měřicím čidlem v sondě (sonda zavěšena na neprotahujícím se závěsu ukotveném v hornině). Tyto hodnoty jsou pro rychlou orientaci vhodnější než absolutní hodnota výšky hladiny (nadmořské výšky).

Kontinuální měření na stanovišti KV2 ukazuje, že změny úrovně hladiny neprobíhají rovnoměrně, což svědčí o složitém komplexu jak odtokových systémů, tak pravděpodobně i přítokových cest (možná přes akumulaci oblast). Z analýzy daného parametru v závislosti na denních úhrnech srážek (data z Hydrometeorologického ústavu Plzeň, srážkoměrná stanice Krásné Údolí) vyplynuly následující poznatky (např. Kaláb et al., 2007):

- ❑ náhlé a výrazné nárůsty úrovně hladiny důlních vod souvisí (mimo jiné) s významnými změnami množství povrchových vod (mimořádně vysoké úhrny srážek, tání velkého množství sněhové pokrývky),
- ❑ pozvolné a dlouhodobé změny úrovně hladiny důlních vod neprokazují žádnou významnou souvislost s úhrny srážek na povrchu.

Na stanovišti KV3 je setrvalý přetok (přes důlní dílo do dědičné štoly), cílem sledování na tomto stanovišti je podchytit detaily podobného úbytku vody, který nastal v roce 2003 (pokles sledované hladiny téměř o 3 m). Rok 2008 lze srážkově považovat za normální, což se projevilo také např. na stanovišti KV2 (sledování vodní prostoty u Můstku v komoře K1 na horním patře). Rozdíl mezi minimální a maximální úrovní hladiny důlní vody na KV2 byl cca 25 cm. Přesto došlo na stanovišti KV3 k podobnému poklesu jako v roce 2003 (pokles hladiny důlních vod o cca 3 m). Pokles hladiny důlní vody započal v červnu a pokračoval do 25. října 2008. Pokles hladiny dosáhl hodnotu cca 175 cm. Poté začala hladina rychle stoupat a k přetoku, který je pro toto místo typický, došlo listopadu. Charakteristickým rysem pohybu hladiny je, že pokles i vzrůst úrovně hladiny probíhaly rovnoměrně, i když s různou rychlostí (obr. 2).



Obr. 2 Graf relativity úrovně hladiny důlních vod pro stanoviště V2-KV2 a V3-KV3

Vysvětlení úniku důlních vod na štolovém patře

Možná vysvětlení úniku důlních vod na štolovém patře vycházejí především z vizuálních poznatků. Zásadní informací je skutečnost, že v současné době je jediným známou cestou pro odvodnění celého dolu rekonstruovaná dědičná štola. Omezujícím faktorem pro analýzu úniku je dnešní neznalost zatopených prostor – viz výše. Hlavní faktory ovlivňující systém důlních vod lze definovat následovně:

- ☐ fyzikální vlastnosti hornin v důlním díle a v okolním masivu (zvláště propustnost hornin, existence ploch či zón nespojitosti),
- ☐ aktuální úroveň hladiny podzemních vod v blízkém okolí,
- ☐ způsob umělého odvodnění,
- ☐ stavební zásahy do stávajících podzemních prostor přímo v důlním díle, nebo zásahy v blízkém okolí.

Přítoky vod na štolové patro můžeme stanovit následovně:

shora:

trvalý ... **VP1T** – přítok z terénu přes suťový kužel v komoře K3 a z vrtu u KV3,

náhlý ... **VP1N** – přítok z terénu přes suťový kužel a z vrtu při vydatných deštích a tání sněhu,

zdola:

trvalý ... **VP2T** – možná dotace vod z podzemních vod (hlubších zvodní),

náhlý ... **VP2N** – možná dotace z podzemních vod, jejichž hladina náhle vzrostla,

trvalý... **VP3T** – možná dotace vod z neznámých zatopených prostor, které jsou propojené přes dolní patro,

náhlý... **VP3N** – možná dotace vod z neznámých zatopených prostor, které jsou propojené přes dolní patro při náhlém zvednutí hladiny vod v těchto prostorech.

Odtoky:

odtok přes štolové patro při přetoku na V3 a V4 dědičnou štolou:

trvalý... **VO1T** – v dnešní době jediné známé viditelné odvodnění důlního díla Jeroným,

odtok přes důlní dílo na úrovni dolního patra:

trvalý... **VO2T** – možná existence jiného odvodňovacího díla na úrovni dolního patra, které je v současnosti zavalené, ale přesto umožňuje částečný odtok vody,

náhlý... **VO2N** – možná existence jiného odvodňovacího díla na úrovni dolního patra, které je v současnosti zavalené, ale občas dochází k uvolnění odtokových cest a následnému odtoku vody,

odtok přes tektonickou poruchu na úrovni dolního patra:

trvalý... **VO3T** – možná existence tektonické poruchy, která umožňuje částečný odtok vody,

náhlý... **VO3N** – možná existence tektonické poruchy, která je většinou neprůchodná, občas dochází k jejímu zprůchodnění (např. vyplavení materiálu) a následnému odtoku vody,

snížení úrovně hladiny podzemních vod:

náhlý... **VO4N** – snížení hladiny podzemních vod umožní snížení hladiny v zatopených důlních dílech dolního patra,

existence neznámých důlních prostor na úrovni dolního patra:

náhlý... **VO5N** – změny úrovně hladiny vod v možných důlních prostorech na dolním patře, které jsou propojeny se známými prostory na dolním patře

systemem sifonů, by mohly způsobit odtok vod ze sledovaných zatopených prostor.

Z uvedeného přehledu možných přítoků a odtokových cest je zřejmé, že lze uvažovat o velkém počtu vzájemných kombinací obou parametrů. Vynecháme-li kombinace nemožné a kombinace málo pravděpodobné, lze na základě dosavadních poznatků uvažovat o 4 základních možných příčinách úniku vod (obr. 3).

1. Náhlé uvolnění možných cest na dolním patře pro odtok vody, která jinak přes dolní patro vůbec neodtéká nebo jen nepatrně (horní řádek obr. 3):

přítoky – $VP1 + (VP2 + VP3)$

odtoky – $VO2N$ nebo $VO3N$

$$VP1 + (VP2 + VP3) < VO2N$$

$$VP1 + (VP2 + VP3) < VO3N$$

2. Snížení úrovně vod na dolním patře v důsledku změn úrovně hladiny podzemních vod (druhý řádek shora na obr. 3):

přítoky – $VP1 + (VP3)$

odtoky – $VO4N + (VO2T + VO3T)$

$$VP1 + (VP3) < VO4N + (VO2T$$

$$+ VO3T)$$

3. Existence trvalého odtoku přes dolní patro a snížení množství vod při přítoku (třetí řádek na obr. 3):

stav při přetoku: $VP1 + (VP2 + VP3) > VO2T$ *nebo*

$$VP1 + (VP2 + VP3) > VO3T$$

pokles hladiny vod: $VP1T + (VP2 + VP3) < VO2T$ *nebo*

$$VP1T + (VP2 + VP3) < VO3T$$

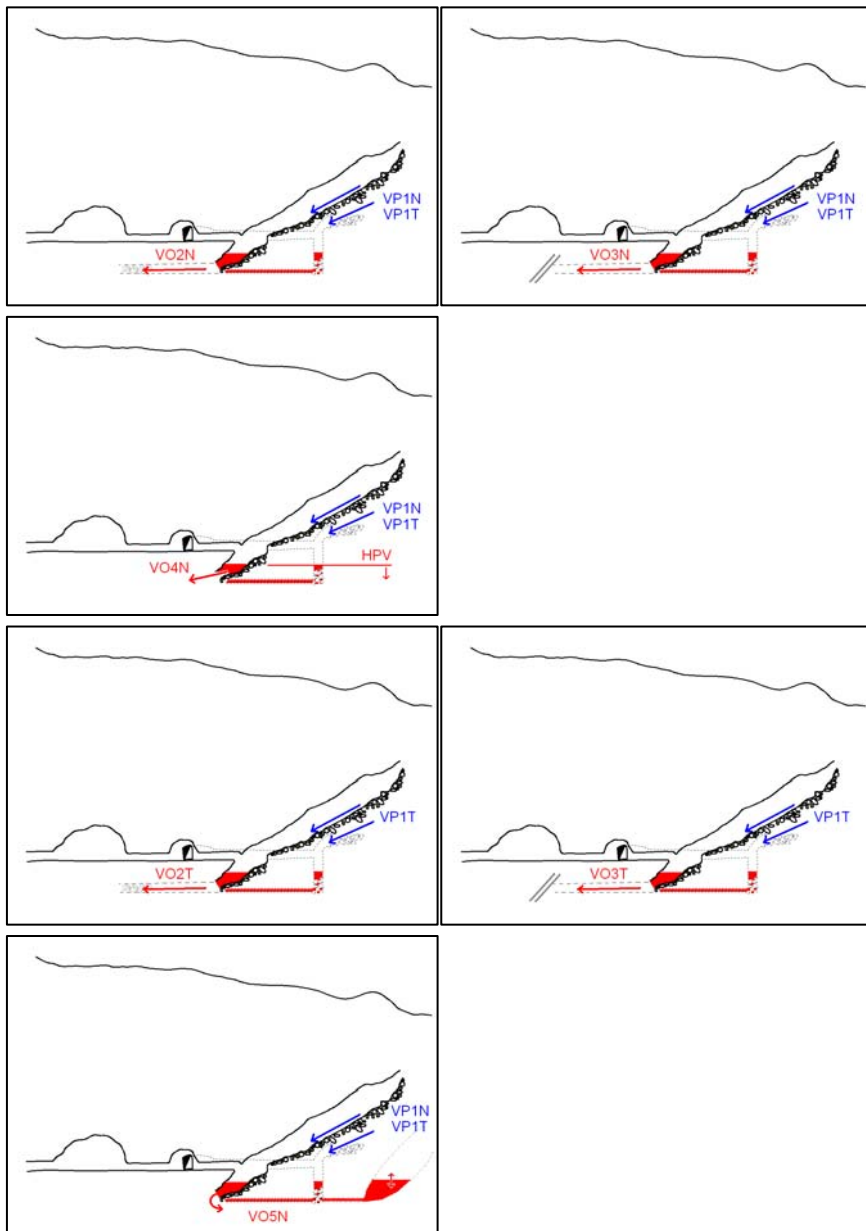
4. Snížení hladiny důlních vod ve sledovaných zatopených prostorách na dolním patře v důsledku změn úrovní hladin v neznámých zatopených prostorách na dolním patře (spodní řádek na obr. 3):

přítoky – $VP1 + (VP2)$

odtoky – $VO5N + (VO2T + VO3T)$

$$VP1 + (VP2) < VO5N + (VO2T$$

+VO3T)



Obr. 3 Možná vysvětlení úniku důlních vod na štolovém patře (podrobněji viz text)

Závěr

Důl Jeroným představuje mj. složitý systém přítoků vod, kumulačních prostor a odtokových cest. Vzhledem k neznalosti dolního patra a pouze hypotetickým úvahám o možných přítocích vod do důlního díla a hypotetických odtokových cestách lze nalézt velké množství pravděpodobných i nepravděpodobných kombinací pro vysvětlení dynamiky důlních vod. Cílem tohoto příspěvku bylo nalézt možné teorie vysvětlující náhlý pokles hladiny důlních vod na středním (štolovém) patře (obr. 4). Jako nejpravděpodobnější, což by odpovídalo i charakteru poklesu a následně vystoupání vodní hladiny, se jeví varianta 2, případně 3. Následný výzkum předpokládá, že dojde:

- ☐ ke zvýšení počtu míst kontinuálně monitorovaných důlních vod,
- ☐ k detailnějšímu studiu komunikačních cest mezi dnes oddělenými částmi Opuštěných důlních děl a Starých důlních děl (toto propojení není v předchozích vysvětleních vzato do úvahy),
- ☐ k podrobné rekognoskaci terénu v okolí ústí dědičné štoly a navazujícím údolím s cílem nalézt případně další místo výtoku důlních vod,
- ☐ k hledání materiálů dokladujících existenci dolního patra.

Príspevek byl zpracován za finanční podpory GAČR, projekt č. 105/09/0089 „Prognóza časoprostorových změn stability důlních prostor technické památky Důl Jeroným v Čisté“.

Literatura

- [1] BERAN, P., JANGL, L., MAJER, J., SUČEK, P. A OTFRIED, W. *1000 let hornictví cínu ve Slavkovském lese*. Okresní muzeum Sokolov, 1995.
- [2] HRUBEŠOVÁ, E., KALÁB, Z., KOŘÍNEK, R. AND ŽŮREK, P. Geotechnical Monitoring and Mathematical Modelling in Medieval Mine Jeroným (Czech Republic). *Górnictwo i Geoinżynieria*. 2007, Vol. 31, Zeszyt 3, pp. 183-190.
- [3] HRUBEŠOVÁ, E., KOŘÍNEK, R. A LEDNICKÁ, M. Hodnocení stabilitních a napěťo-deformačních poměrů komory K2 Dolu Jeroným. In *Sborník Hornická Příbram ve vědě a technice 2008*. 2008, CD, příspěvek T4.
- [4] IVÁNYI, K. Důl Jeroným – historie a možnost současného využívání. *Uhlí – Rudy – Geologický průzkum*. 2000, 11/2000, 42-45.
- [5] KALÁB, Z., LEDNICKÁ, M. A KUKUTSCH, R. Důlní vody na lokalitě Čistá, Důl Jeroným. *Uhlí-Rudy-Geologický průzkum* 2007, 5/2007, 31-35.
- [6] KALÁB, Z., KNEJZLÍK, J., KOŘÍNEK, R., KUKUTSCH, R., LEDNICKÁ, M. AND ŽŮREK, P. Contribution to Experimental Geomechanical and Seismological Measurements in the Jeroným Mine. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*. 2008a, Vol. 5, No. 2(150), pp. 213-223.
- [7] KALÁB, Z., HRUBEŠOVÁ, E., KNEJZLÍK, J., KOŘÍNEK, R., KUKUTSCH, R., LEDNICKÁ, M. AND ŽŮREK, P. Mine Water Movement in Shallow Medieval Mine Jeroným (Czech Republic). In: Rapantová, N. and Hrkal, Z. (Eds): *Mine Water and the Environment. Proceedings of 10th International Mine*

- Water Association Congress*. Karlovy Vary: VŠB-Technical University of Ostrava, 2008b, pp. 19-22; full paper at CD, No. 37, 11 pages.
- [8] KNEJZLÍK, J. Distribuovaný systém pro monitorování v Dole Jeroným v Čistě. *Transactions (Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské – Technické univerzity Ostrava)*. 2006, Řada stavební, roč. VI, č.2/2006, 181-187.
 - [9] KNEJZLÍK, J. AND RAMBOUSKÝ, Z. Recent Solution of the Distributed Control and Measurement System in the Jeroným Mine – Modular System. *Acta Geodyn. Geomater.* 2008, Vol. 5, No. 2(150), pp. 205-212.
 - [10] ŽŮREK, P. A KOŘÍNEK, R. Zpřístupnění středověkého Dolu Jeroným v České republice. *Acta Montanistica Slovaca*, 2003, roč. 8, č.2-3, 96-100.
 - [11] Žůrek, P., Kořínek, R., Michalčík, P., Štěpánková, H., Daněk, T., Kukutsch, R., Kaláb, Z., Knejzlík, J. a Lednická, M. Komplexní sledování geotechnických problémů lokality Čistá – Důl Jeroným, období 2004-2005. *Uhlí, Rudy, Geologický průzkum*. 2005, 9/2005, 31-34.
 - [12] Žůrek, P., Kořínek, R., Kaláb, Z., Hruběšová, E., Knejzlík, J., Daněk, T., Kukutsch, R., Michalík, P., Lednická, M. a Rambouský, Z. *Historický Důl Jeroným v Čistě. Monografie*. 2008, VŠB – TU Ostrava a Ústav geoniky AVČR, v.v.i. Ostrava, 82 stran.

Oponentní posudek vypracoval:

Doc. Ing. Arnošt Grmela, CSc., VŠB – Technická univerzita Ostrava, HGF



Obr. 4 Měřicí stanoviště V4, nahoře „normální stav“ hladiny důlních vod, dole snížení hladiny o cca 1,7 m na podzim 2008

Zdeněk KALÁB¹, Jaromír KNEJZLÍK²

**POSOUZENÍ SEIZMICKÉHO ZATÍŽENÍ STONAVY SLABÝMI DŮLNĚ
INDUKOVANÝMI SEIZMICKÝMI JEVY - VÝSLEDKY EXPERIMENTÁLNÍHO
MĚŘENÍ**

**EVALUATION OF SEISMIC LOADING OF STONAVA VILLAGE
CAUSED BY WEAK MINING INDUCED SEISMIC EVENTS – RESULTS OF
EXPERIMENTAL MEASUREMENT**

Abstrakt

Pro zhodnocení platnosti naměřených dat pro okolí seizmické stanice bylo provedeno experimentální měření. Měření bylo realizováno v oblasti obce Stonava, která je dotčena důlně indukovanou seizmicitou. V příspěvku jsou popsány výsledky z měření provedeného v roce 2008. Po dobu měření vznikly pouze slabé jevy, proto získané výsledky nepovažujeme za významné.

Abstract

Seismological experimental measurement was performed to evaluate validity of data for surroundings of seismic station. Area of Stonava village was selected because it is undermined region with mining induced seismicity. Results from measurement realized in October 2008 for seismic loading evaluation are presented in this paper. Only weak mining induced seismic events occurred during experiment, therefore, obtained results are not significant.

Úvod

Seizmické účinky na povrchové objekty v karvinské oblasti, která je mj. známa poddolováním a důlně indukovanou seizmicitou, jsou monitorovány také solitérními stanicemi provozovanými Ústavem geoniky AV ČR, v.v.i., Ostrava (např. Kaláb a Knejzlík, 2001, 2002, 2005, 2006, Doležalová et al., 2008). Trvalé stanice jsou většinou umístěny ve velkých budovách, v nichž není budován seizmický pilíř. Není však známo, jak jsou měřené hodnoty rychlostí kmitání ovlivněny lokálními geologickými podmínkami (site effect) a tudíž, jak jsou reprezentativní pro stanovení seizmického zatížení dalších objektů v okolí.

¹ Doc. RNDr. Zdeněk Kaláb, CSc., Ústav geoniky AV ČR, v.v.i., Studentská 1768, Ostrava, e-mail: kalab@ugn.cas.cz, též VŠB - Technická univerzita Ostrava, fakulta stavební, L. Poděštné 1875, Ostrava

² Ing. Jaromír Knejzlík, CSc., Ústav geoniky AV ČR, v.v.i., Studentská 1768, Ostrava, e-mail: knejzlik@ugn.cas.cz

Teoretické řešení problému vychází z poznatků publikovaných různými autory o vlivu lokální geologické stavby a geometrie oblasti na velikost seizmického efektu (např. Ansal, 2004, Ptilakis, 2007). Pro náš experiment byla vybrána oblast Stonavy, která leží na jihovýchodě karvinské oblasti. Pro tuto oblast byla zpracována detailní studie, která zahrnuje informace o lokálně-geologické a hydrogeologické situaci. Ve studii jsou uvedeny také poznatky o minulé i budoucí hornické aktivitě, s čímž úzce souvisí vývoj deformací na povrchu a vývoj hydrogeologické situace. Základní poznatky byly shrnuty v článku Müllerové et al. (2008). Mapa „Seizmická charakteristika základových poměrů“ (Lednická a Kaláb, 2008) dokládá, že Stonavsko je oblast jak s příznivými základovými poměry, tak s nepříznivými, případně velmi nepříznivými základovými poměry. Posledně jmenovaná místa zahrnují především oblasti s aktivními sesuvy, s aktivními deformacemi terénu a oblasti násypů, hald a odkališť. Z tohoto pohledu se jeví testovací oblast jako velmi vhodná pro posuzování platnosti měřených dat pro okolí měřeného stanoviště.

Níže popsáný experiment proběhl v říjnu 2008. Po dobu jeho trvání nevznikl důlně indukovaný seizmický jev s významnějším seizmickým projevem na povrchu. K tomu došlo až v závěru roku, kdy vznikly dva velmi intenzivní seizmické jevy s významnými vibračními projevy na povrchu, jejichž složková amplituda rychlosti kmitání dosáhla hodnoty 20 mm.s⁻¹.

Experimentální měření

V zájmové oblasti jsou ÚGN provozovány ve spouštěném režimu dvě trvalá stanoviště: první je ve sklepech obecního úřadu (STO1) a druhé ve sklepech polské školy (STO 2). V období od 7. do 24. října 2008 bylo provedeno měření na čtyřech dočasných stanicích v oblasti Stonavy (označeny KAR A, B, C, D, obr. 1). Vzdálenost mezi stanicemi KAR A a KAR C byla necelý 1 km, ostatní vzájemné vzdálenosti byly menší. Všechny stanice byly provozovány v kontinuálním režimu (stanice KAR D pro technickou poruchu registrovala pouze tři dny). Použity byly registrační aparatury GAIA II se senzory ViGeo nebo Le3D (2 – 80 Hz), senzory byly instalovány ve sklepních prostorách rodinných domů. Vzorkovací frekvence digitálních záznamů byla 250 Hz. Z kontinuálních záznamů bylo odečteno přes 100 projevů důlně indukovaných seizmických jevů. Příklad záznamu vlnového obrazu pro nejintenzivnější seizmický projev je na obr. 2.

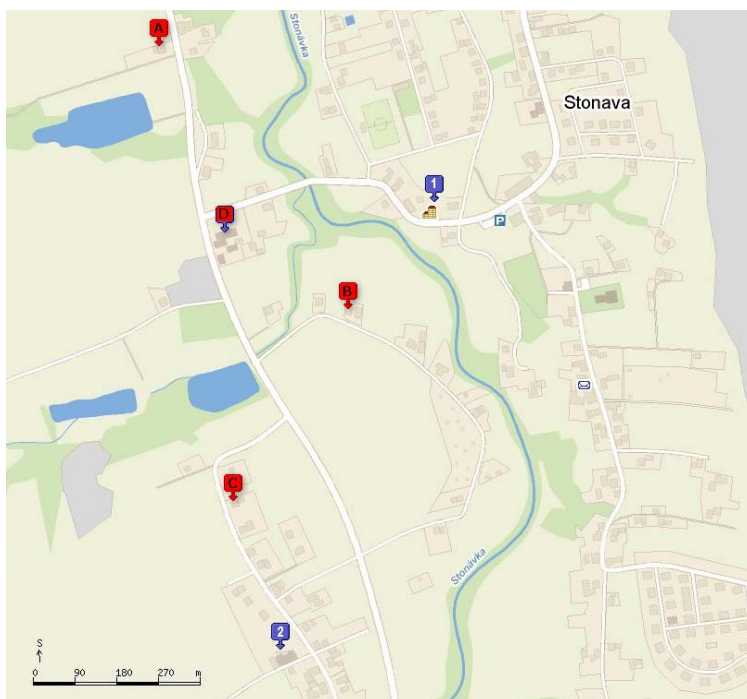
Všechny stanice se nacházely v lokalitách, na nichž byly stanoveny velmi nepříznivé základové podmínky, bylo tedy možno očekávat zvýšené projevy vyvolaných vibrací. Jak již bylo zmíněno, po dobu registrace nevznikl intenzivní důlně indukovaný jev; maximální zaregistrovaná hodnota byla 0,62 mm.s⁻¹ (KAR A) pro seizmický jev, který vznikl 9. října 2008 v 00:28 (obr. 3).

Porovnání naměřených hodnot

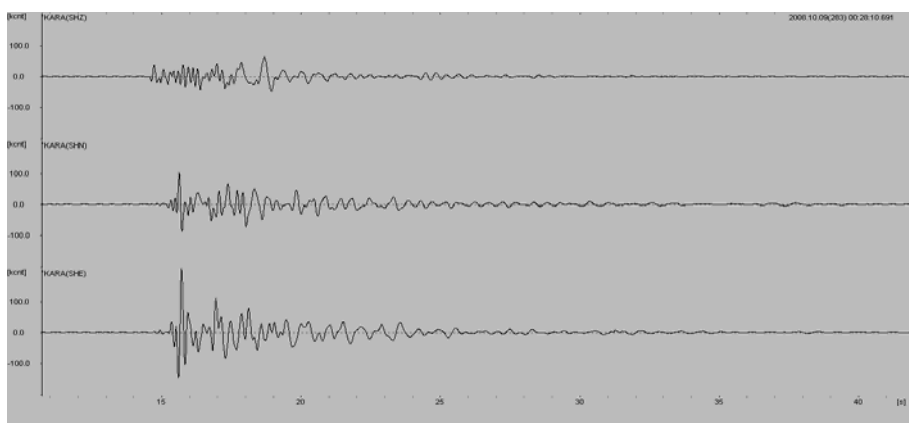
Přestože maximální seizmický projev naměřený během experimentu byl pouze 0,6 mm.s⁻¹, bylo provedeno porovnání naměřených hodnot na jednotlivých stanicích. Porovnávání však mohly být pouze absolutní hodnoty rozdílů mezi naměřenými daty, neboť relativní odchylky jsou pro malé naměřené hodnoty nepoužitelné (rozdíly několika stovek procent).

Na obr. 4 jsou vyneseny absolutní hodnoty rozdílů ze záznamů z jednotlivých složek stanic KAR B a KAR C od hodnot naměřených na stanici KAR A. Maximální absolutní hodnota rozdílů je v tomto uspořádání 0,35 mm.s⁻¹. Maximální hodnota rozdílů je stejná, pokud použijeme jako opěrnou (srovnávací) hodnotu naměřená data z ostatních

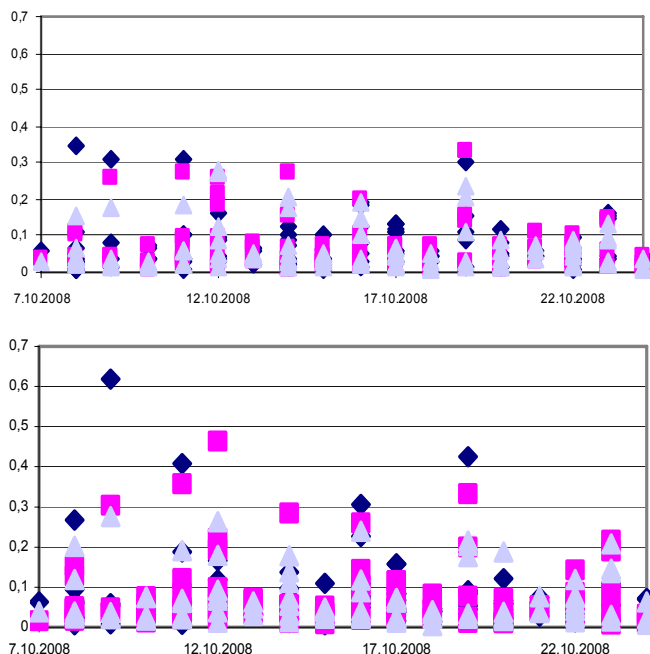
dvou stanic. Součet odchylek je roven nule, pokud je jako opěrná stanice použita stanice KAR B. Pro ostatní dva soubory je součet odchylek cca 2,5 (v součtu je více než 600 hodnot).



Obr. 1 Mapa Stonavska s vyznačením dočasných seizmických stanic (podklad: www.mapy.cz)



Obr. 2 Vlnový obraz důlně indukovaného seizmického jevu zaznamenaného na stanici KAR A, shora dolů složka svislá, horizontální N-S a horizontální E-W, na ose y vynesena počet kvantovacích úrovní analogově-číslicového převodu ($1\text{Mcnt} = 2,975\text{ mm.s}^{-1}$)



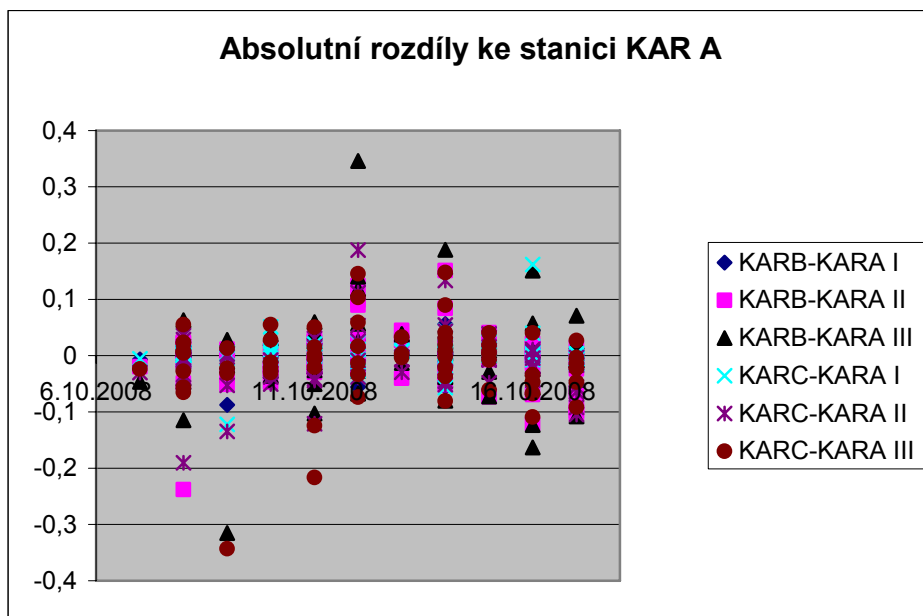
Obr. 3 Grafy maximálních rychlostí kmitání (v mm.s^{-1}) naměřených na stanicích KAR A, KAR B a KAR C; nahoře vertikální složky, vlevo dole horizontální N-S složky, vpravo dole horizontální E-W složky

Podle dostupných informací, geologická a hydrogeologická situace byla na všech třech monitorovaných místech velmi podobná. Pro tuto slabou seizmicitu lze konstatovat, že seizmické zatížení ve sledované oblasti je srovnatelné. Tento závěr ovšem nebylo možno posoudit pro silnější důlně indukovaný seizmický jev. Tento druh seizmického projevu se vyznačuje vytvořením složitého vlnového pole na povrchu s největšími hodnotami v epicentru. Pole maximálních rychlostí na povrchu je významně ovlivněno jak mechanismem vzniku daného jevu, tak i lokálními geologicko-hydrogeologickými podmínkami (např. Doležalová et al., 2004, Holečko et al., 2006). Změnu velikostí seizmických projevů potvrzují také matematické modely, které se zabývaly změnou velikosti seizmického zatížení v různých geologických podmínkách (např. Hruběšová a Kaláb, 2005, Hruběšová et al., 2006, 2008, Kaláb et al., 2008).

Závěr

Intenzita důlně indukované seizmicity je dána především stavem masivu, který vyplývá ze současných i předchozích těžebních aktivit. Na povrchu nad poddolovaným územím vzniká po vzniku důlně indukovaného seizmického jevu seizmický projev. Ten je výsledkem kombinace zdrojových parametrů seizmického jevu a fyzikálních parametrů hornin v místě měření. V tomto příspěvku jsou představeny výsledky experimentálního měření, jehož cílem bylo přispět ke stanovení platnosti naměřených hodnot pro okolí monitorovaného místa. Je známo, že vlnové pole na povrchu je proměnlivé (site effect, interference, ...). Protože nebyl zaznamenán důlně indukovaný

seismický jev s větším seismickým projevem na povrchu, není možno provést detailnější zhodnocení platnosti naměřených dat pro okolí.



Obr. 4 Graf absolutních rozdílů (v mm.s^{-1}) pro jednotlivé složky stanic KAR B a KAR C ke stanici KAR A

Poděkování:

Tento příspěvek vznikl v rámci řešení projektu Grantové agentury České republiky č. 105/07/0878 Studium seismických účinků v okolí seismické stanice v závislosti na místních geologických podmínkách.

Literatura:

- [1] ANSAL, A. Recent Advances in Earthquake Geotechnical Engineering and Microzonation. Kluwer Academic Publisher, Dortrecht, 2004, 353 pp.
- [2] DOLEŽALOVÁ, H., HOLEČKO J., KALÁB, Z. & KNEJZLÍK, J. Analýza vlivu důlně indukované seismicity na povrch na Karvinsku. *Transactions (Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské – Technické univerzity Ostrava, řada stavební)*. 2004, roč. IV, č.2/2004, 85-93.
- [3] DOLEŽALOVÁ, H., HOLUB, K. & KALÁB, Z. Underground Coal Mining in the Karviná Region and Its Impact on the Human Environment (Czech Republic). *Moravian Geographical Report*. 2008, Vol. 16, No. 2, pp. 14-24.
- [4] HOLEČKO J., KALÁB, Z., KNEJZLÍK J. & PTÁČEK, J. Rychlost kmitání povrchu v karvinské části hornoslezské pánve. *Uhlí – Rudy – Geologický průzkum*. 2006, č.2/2006, 34-39.
- [5] HRUBEŠOVÁ, E. & KALÁB, Z. Example of Modeling of the Mining Induced Seismicity Impact on the Building Using Numerical System Plaxis. In: *Konečný,*

- Pa. (ed): *EUROCK 2005 – Impact of Human Activity on the Geological Environment*. A.A.Balkema Publisher, Leiden, 2005, pp. 213-218.
- [6] HRUBEŠOVÁ, E., KALÁB, Z. & VOJTASÍK, K. Modelování vlivu podzemní vody na velikost seizmických projevů na povrchu. *Transactions (Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské – Technické univerzity Ostrava)*. 2006, Řada stavební, roč. VI, č.1/2006, 103-108.
- [7] HRUBEŠOVÁ, E., MAREK, R., KALÁB, Z. & KOŘÍNEK, R. Modelová analýza vlivu hydrogeologických podmínek na velikost seizmických projevů na povrchu. In *Zborník Geotechnika 2008 – Konštrukcie, technologie a monitoring*. ORGWARE, Vysoké Tatry – Podbanské, Slovensko, 2008, 87-92.
- [8] KALÁB, Z. & KNEJZLÍK, J. Systematické měření a předběžné vyhodnocení seizmického kmitání vyvolaného důlní seismicitou v karvinské oblasti. In *Kaláb, Z. (ed.): Seismologie a inženýrská geofyzika – minulost, přítomnost a budoucnost*. Sborník referátů regionální konference, Ústav geoniky AV ČR, Ostrava, 2001, 230-239.
- [9] KALÁB, Z. & KNEJZLÍK, J. Systematic Measurement and Preliminary Evaluation of Seismic Vibrations Provoked by Mining Induced Seismicity in Karviná Area. *Publs. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc.* 2002, M-24(340), Warszawa, pp. 95-103 .
- [10] KALÁB, Z. & KNEJZLÍK, J. Seizmologický experiment z Karvinska v roce 2004. *Transactions (Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské – Technické univerzity Ostrava, řada stavební)*. 2005, roč. V, č.2/2005, 69-76.
- [11] KALÁB, Z. & KNEJZLÍK, J. Field Measurement of Surface Seismic Vibrations Provoked by Mining in Karvina Region. *Publs. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc.* 2006, M-29(395), Warszawa, pp. 185-194.
- [12] KALÁB, Z., KNEJZLÍK, J. & HRUBEŠOVÁ, E. Vliv lokální geologie na rychlost kmitání na povrchu v karvinské oblasti. *Uhlí-Rudy-Geologický průzkum*. 2008, č.1/2008, 26-31.
- [13] LEDNICKÁ, M. & KALÁB, Z. Signální mapa tématické vrstvy „seizmická charakteristika základových poměrů“ pro vybranou oblast karvinského regionu. In *70 rokov SvF STU - Zborník príspevkov z medzinárodnej vedeckej konferencie*. 2008, CD, Slovenská technická univerzita v Bratislave, stavební fakulta, 9 stran.
- [14] MÜLLEROVÁ, J., MÜLLER, K. & GRMELA, A. Geologické a hydrogeologické poměry vybraných lokalit Karvinska. *Transactions (Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské – Technické univerzity Ostrava)*. 2008, Řada stavební, roč. VIII, č.2/2008, 151-164.
- [15] PITILAKIS, K.D.-ed. (2007): *Earthquake Geotechnical Engineering*. Proceedings of 4th Int. Conf., Springer, 487 pages.

Oponentní posudek vypracoval:

RNDr. Bohuslav Růžek, CSc., Geofyzikální ústav AVČR, v.v.i., Praha

Julián KONDELA¹, Blažej PANDULA², Katarína KAMENSKÁ³

**VPLYV PORUŠENOSTI HORNINOVÉHO PROSTREDIA NA ŠÍRENIE
SEIZMICKÝCH VĽN PRI TRHACÍCH PRÁČACH**

**EFFECT OF ROCK ENVIRONMENT DEFORMATION ON PROGRADATION OF
SEISMIC WAVES DURING BLASTING OPERATIONS**

Abstrakt

Vliv odstřelů trhavin je doprovázen pozitivními, ale i negativními jevy. Vibrace vyvolané odstřelem trhavin pomáhají rozrušovat horniny, což představuje pozitivní účinek, z druhé strany, jsou ohroženy budovy v okolí a další vlastnosti, což je efekt negativní. Rychlost šíření seismických vln a jejich útlum závisí nejen na zdroji vibrací, ale též na horninovém prostředí, ve kterém se vlny šíří. Deformace pevného horninového masivu nebo změny v litologii mohou významně ovlivňovat projevy ve sledovaném místě (při stejných zdrojových podmínkách). Příspěvek popisuje výsledky vlivu deformace horninového masivu na šíření seismických vln po odstřelu trhavin.

Abstract

The impact of blasting operations is accompanied by positive and also negative after-effects. Vibrations, activated by explosion, help to disturb the rocks what represents a positive effect on one hand and endanger surrounding buildings and other properties on the other hand as a negative effect. Velocity of propagation of seismic waves and their attenuation is dependent not only on source of vibration but also on rock environment where the waves propagate. Deformation of solid rock mass or lithological changes of the rock environment through which the waves pass can significantly change the effect on a receptor under identical conditions of vibration source. The article represents results of effect of rock environment deformation on seismic waves propagation during blasting operations.

¹ Mgr. Julián Kondela, PhD., Katedra geológie a mineralógie, F BERG Technická univerzita Košice, Park Komenského 19, Košice, Slovensko, e-mail: julian.kondela@tuke.sk

² Doc. RNDr. Blažej Pandula, PhD., Katedra geológie a mineralógie, F BERG Technická univerzita Košice, Park Komenského 19, Košice, Slovensko, e-mail: blazej.pandula@tuke.sk

³ Ing. Katarína Kamenská, Katedra geológie a mineralógie, F BERG Technická univerzita Košice, Park Komenského 19, Košice, Slovensko

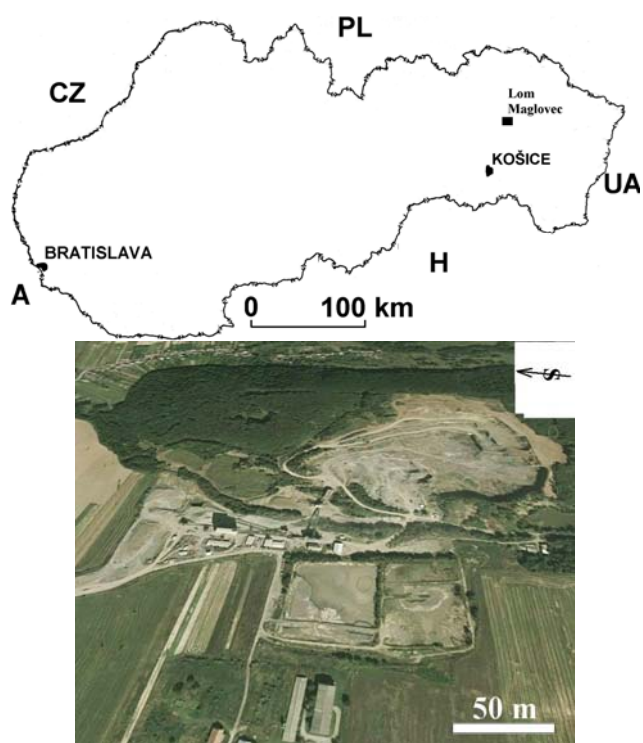
Úvod

Horninový masív je zložený z horninového materiálu a je prirodzeným agregátom blokov a úlomkov tohoto materiálu. Horninovým masívom možno označiť pevnú časť zemskej kôry v pôvodnom uložení, vytvorenú horotvornou činnosťou, vrátane diskontinuit a ich výplne, ktoré vznikli pri geologickom vývoji zemskej kôry. Horninový masív spoločne s diskontinuitami vytvára prostredie, v ktorom sa šíria seizmické vlny vyvolané otasmi. Útlm seizmických vln závisí od stupňa porušenia horninového prostredia, v ktorom sa uskutočňujú trhacie práce (Dojčár, et al., 1996, Münchner, 2000). Vplyv porušenia horninového prostredia na šírenie seizmických vln pri trhacích prácach sme skúmali v lome Maglovec (Pandula, et al., 2008, Bartoš, 1991, Podel, 1980). Lom dioritového porfyritu Maglovec sa nachádza severnej časti Slanských vrchov, asi 35 km na severovýchod od Košíc (obr.1). V blízkosti lomu asi (800 m na JZ) sa nachádza obec Vyšná Šebastová a smerom na SZ obec Severná.

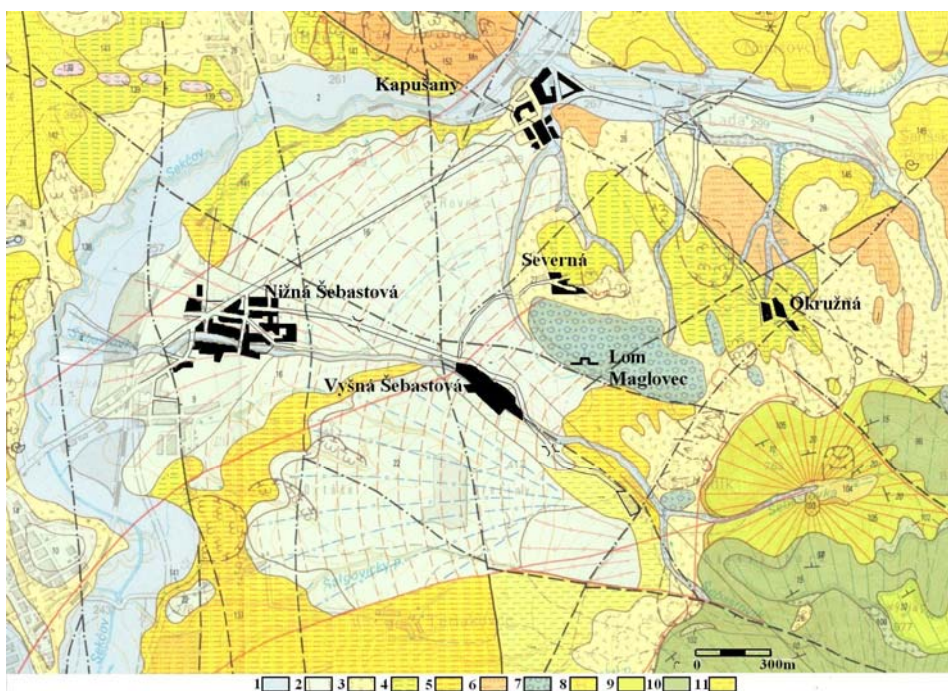
Geologická stavba lomu Maglovec a jeho okolia

Semiintrúzívne teleso dioritového porfyritu Maglovec je neogénneho veku (stredný sarmat $12 \pm 0,3$ Ma) a vniklo do prostredia neogénnych sedimentov spodného miocénu. Práve v horninovom prostredí dioritového porfyritu je situovaný lom Maglovec. Intrúzie dioritových porfyritov (lakolity, sily) prenikali v období stredného sarmatu na rozhraní sedimentov spodného miocénu a spodnosarmatského vulkanického komplexu. Horniny sú tmavo až svetlosivé, s výraznými výrastlicami tmavých minerálov (obr. 2). Najčastejšie výrastlice tvorí plagioklas (An₃₄₋₃₆), hyperstén, augit a amfibol. Štruktúra je porfyrická s holokryštalickou, mikroalotriomorfne až hypidiomorfne zrnitou základnou hmotou. Ide o amfibolicko-pyroxenický až pyroxenicko-amfibolický dioritový porfyrit (Kaličiak, et al., 1991).

Hrúbka zvetralného plášťa kolíše od 5 do 40 m. Postupujúca ťažba v lome odkryla vnútornú stavbu telesa dioritového porfyritu. Tá je podstatne zložitejšia ako predpokladal prieskum na základe hodnotenia vrtného prieskumu. V súčasnosti ťažená časť ložiska (resp. dobývacieho priestoru) Vyšná Šebastová odkryla tektonickú líniu s generálnym priebehom SSV–JJZ. Geneticky je vznik tektonickej línie spájaný s konsolidáciou podložných ílovitých sedimentov po ich priťažaní utuhnutým telesom. Ide o poruchovú zónu, ktorá deštruuje časť ložiska a rozdeľuje ložisko na dve časti (obr. 3).



Obr. 1 Pozícia lomu Maglovec a letecký pohľad na lom (Pandula et al., 2008)

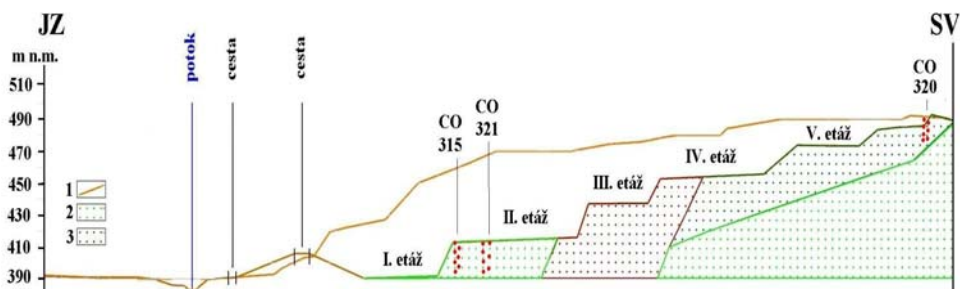


Obr. 2 Geologická mapa okolia lomu Maglovec s vyznačenými najbližšími obcami (Kaličiak, et al., 1991)-upravené.

- 1-fluviálne sedimenty: hliny, piesky, íly,
- 2-proluviálne sedimenty: piesčité štrky s pokryvom sprašových hĺn,
- 3-deluviálne sedimenty: nečlenené-hlinito-kamenité,
- 4-mirkovské súvrstvie: monotónne, sivé vápnité ílovce,
- 5-kladzianske súvrstvie: zelenosivé prachovité ílovce s spoločnými jemnozrnných pieskovcov,
- 6-zuberecké súvrstvie: striedanie pieskovcov, prachovcov s vložkami intraformačných zlepcov, Mn-oxidicko-karbonátových rúd a pestrých ílovcov,
- 7-intrúzie amfibolicko-pyroxénického dioritového porfyritu,
- 8-Čelovské súvrstvie: svetlosivé prachovce až jemnozrnné peskovce,
- 9-formácia Šebastovka: lávové prúdy amfibolicko-pyroxénického andezitu,
- 10-formácia Šťavica: lávové prúdy augiticko-hyperstenického andezitu, hyperstenicko-augitického andezitu, pyroxénického andezitu s rôznym podielom augitu a hyperstenu,
- 11-Čelovské súvrstvie: svetlosivé, zelenosivé sľudnaté ílovce.

Použitá aparatúra a metodika merania

Pre účely merania seizmických účinkov pri 315 clonovom odstrele (ďalej len 315 CO) boli na 5-tich stanoviskách (Tab 1) použité registračné seizmické aparatury ZEB/SM-3C so seizmosnímačmi 3E, firmy Orica Mining Services, SRN (obr. 4). Seizmosnímače boli umiestnené na podložke s oceľovými ostrými hrotmi, ktoré zabezpečovali nepretržitý kontakt s podkladom. Na meranie seizmických účinkov na stanovisku 6 (Tab 1) bol použitý digitálny štvorkanálový seizmograf UVS 1504 a seizmosnímače švédskej firmy Nitro Consult (obr. 4). Seizmograf poskytuje digitálny a grafický záznam všetkých troch zložiek rýchlosti kmitania častíc prostredia, horizontálna pozdĺžna – vx, horizontálna priečna – vy, vertikálna – vz. Seizmograf UVS 1504 pracuje autonómne, automaticky testuje kanály bez zásahu a vplyvu operátora do nameraných a zaregistrovaných charakteristík kmitania. Seizmograf UVS 1504 má AD prevodník s automatickým 14 bitovým dynamickým rozsahom, ktorý zodpovedá $0,05 \div 250 \text{ mm.s}^{-1}$. Pre tieto merania boli použité elektrodynamické UVS geofóny s frekvenčným rozsahom $1 \div 1000 \text{ Hz}$ a citlivosťou 20 mV/mm.s^{-1} . Geofóny boli umiestnené na špeciálnej podložke s oceľovými ostrými hrotmi, ktoré zabezpečovali nepretržitý kontakt s podkladom.



Obr. 3 Schématický geologický rez lomu Maglovec s pôvodnou morfológiou povrchu, zvýraznenou tektonickou zónou a miestami odstrelov. 1- pôvodná morfológia lomu, 2 – slabo porušený dioritový porfýrit, 3 – tektonická zóna intenzívne porušeného dioritového porfýritu (Kotuľák, 2008)



Obr. 4 Stanovisko č. 6 (senník JRD) - seizmograf UVS 1504 a seizmosnímače švédskej firmy Nitro Consult a stanovisko č. 2 (obytný dom č. 243 Vyšná Šebastová) s registračnou seizmickou aparaturou ZEB/SM-3C a seizmosnímačom firmy Orica Mining Services, SRN

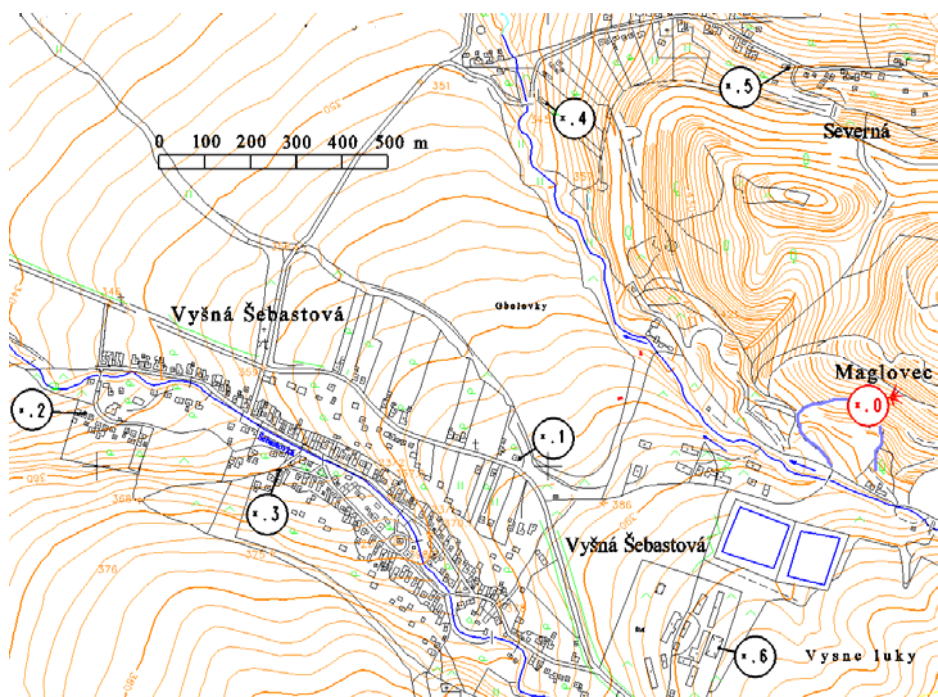
Tab 1 Geodetické údaje o polohe geofónov pri jednotlivých odpaloch a charakteristika stanovísk

vysvetlivky: VŠ- Vyšná Šebastová, S-Severná

Číslo stanoviska	Charakteristika stanoviska	Súradnice geofónov			Vzdialenosť od odpalu ku stanovisku		poznámka
		x	y	z	šikmá	horizontálna	
0	etáž 390-415	1206848,46	255243,2	391,15	0	0	odpal 315
1	dom č. 167 VŠ	1206938,33	256064,22	379,54	832,11	832,02	
2	dom č. 243 VŠ	1206883,07	257025,57	347,94	1783,25	1782,71	
3	dom č. 205 VŠ	1207008,66	256593,69	360,20	1360,31	1359,96	
4	dom č. 178 S	1206203,42	256003,44	344,82	998,08	997,02	
5	dom č. 197 S	1206124,86	255467,73	370,15	757,92	757,63	
6	seník JRD	1207398,85	255621,32	403,32	667,87	667,76	

0	etáž 453- 473	1206842,10	255008,70	453	0	0	odpal 320
1	dom č. 255 VŠ	1207346,18	256026,65	381,51	1138,16	1135,92	69,8
2	dom č. 207 VŠ	1207132,80	256034,18	383,20	1068,17	1065,89	71,49

0	etáž 390-415	1206848,46	255243,2	391,15	0	0	odpal 321
1	dom č. 255 VŠ	1207346,18	256026,65	381,51	-	962	69,8



Obr. 5 Mapa rozmiestnenia šiestich meracích stanovísk pri CO 315 (čierné krúžky) a bod clonového odstrelu (červený krúžok) (Pandula, et al., 2008)

Parametre zdroja otrasov



Obr. 6 Miesto odpalu pri CO 315 etáž 390-415 m n. m

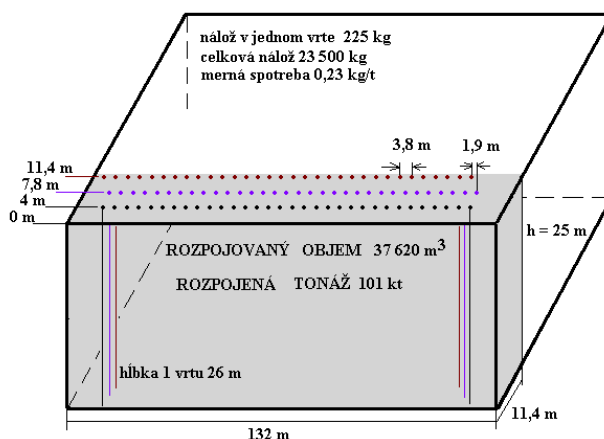


Obr. 7 Miesto odpalu pri CO 320 na etáži 453-473 m n. m.



Obr. 8 Miesto odpalu pri CO 321 na etáž 390 - 415 m n. m.

Zdrojom seizmických otrasov bol trojradový clonový odstrel 315 (obr. 6, lokace odstrelou 320 a 321 na obr. 7 a 8). Navŕtaných bolo 100 vrtov. Hĺbka jedného vrtu bola 26 m .Nálož v jednom vrte bola 225 kg trhaviny titan 7000. Celková nálož trhaviny vo vrtach 22 500 kg. Na roznet bolo použité 367,5 kg trhaviny austrogel, 100 kusov rozbušiek Ms 475/27M, 100 kusov rozbušiek Ms 500/78M, 66 kusov Ms 42/4,8M, 30 kusov rozbušiek Ms 17/4,8M, 2 kusy Ms 25/4,8M, 2 kusy Ms 0/4,8M. Schéma rozmiestnenia vrtov a časovania odstrelu sú na obrázku 9.



Obr. 9 Schéma rozmiestnenia vrto v nálože pri 315 clonovom odstrelé na etáži 390 - 415 m n. m.

Namerané hodnoty

Prístroje uložené na jednotlivých stanoviskách boli pred meraním kalibrované a prekontrolovaná bola ich citlivosť. Namerané hodnoty počas odstrelu na jednotlivých stanoviskách sú v tabuľke 2, 3 a 4 a na obrázku 10. Na stanovisku č. 6 bol zaznamenaný aj grafický priebeh jednotlivých zložiek seizmického vlnenia (obr. 10). Kanál č. 1 je zložka z, kanál č. 2 je zložka y, kanál č. 3 je zložka x a kanál č. 4 zaznamenal zvukové vlnenie vyvolané odstrelom.

Tab 2 Namerané hodnoty rýchlostí a frekvencií pri CO 315

stanovisko	x Hz	y Hz	z Hz	stanovisko	x mm/s	y mm/s	z mm/s
1 (č.d. 167)	11	7	18	č.d. 167	0,56	0,70	0,98
2 (č.d. 243)	-	-	-	č.d. 243	-	-	-
3 (č.d. 205)	4	5	42	č.d. 205	0,31	0,21	0,38
4 (č.d. 178)	2	3	3	č.d. 178	0,40	0,29	0,58
5 (č.d. 197)	5	7	8	č.d. 197	0,90	1,20	0,90
6 (seník JRD)	11	10	13	seník JRD	1,95	2,15	1,30

Tab 3 Namerané hodnoty rýchlostí a frekvencií pri CO 320

stanovisko	x mm. s ⁻¹	y mm. s ⁻¹	z mm. s ⁻¹
č. 1- obytný dom číslo 255	0,40	0,55	0,40

Tab 4 Namerané hodnoty rýchlostí CO 321

stanovisko	x Hz	y Hz	z Hz	x mm. s ⁻¹	y mm. s ⁻¹	z mm. s ⁻¹
č. 1- obytný dom číslo 255	1,3	0,3	1,5	0,75	0,65	0,70

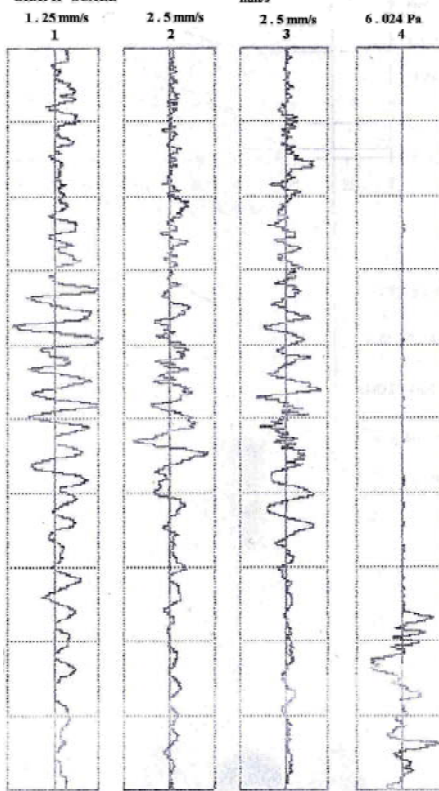
DATE and TIME 24 APR 2008 13:54:47

UNIT	1	2	3	4
TRIG LEVEL	mm/s 0.7	mm/s 0.7	mm/s 0.7	Pa 1.5662
REG LENGTH	2s			
PEAK	1.3	2.15	1.95	4.93
DIF	0.2	0.3	0.3	0.6
INTEG	16.1	36.8	24.3	122
FRQ Hz	13	10	11	15

VECTROR MAX 2.4 at 0.896s

TIME SCALE 0.2 s/div

GRAPH SCALE



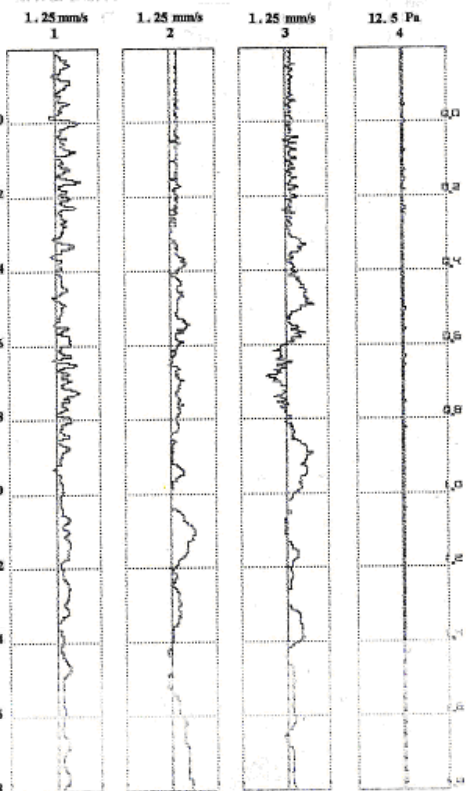
DATE and TIME 03 OCT 2008 13:58:14

UNIT	1	2	3	4
TRIG LEVEL	mm/s 0.6	mm/s 0.6	mm/s 0.6	Pa 4.0
REG LENGTH	2s			
PEAK	0.7	0.65	0.75	1.0
DIF	0.1	0.1	0.1	0
INTEG	11.9	43.9	29.9	10.7
FRQ Hz	1.5	0.3	1.3	0.9

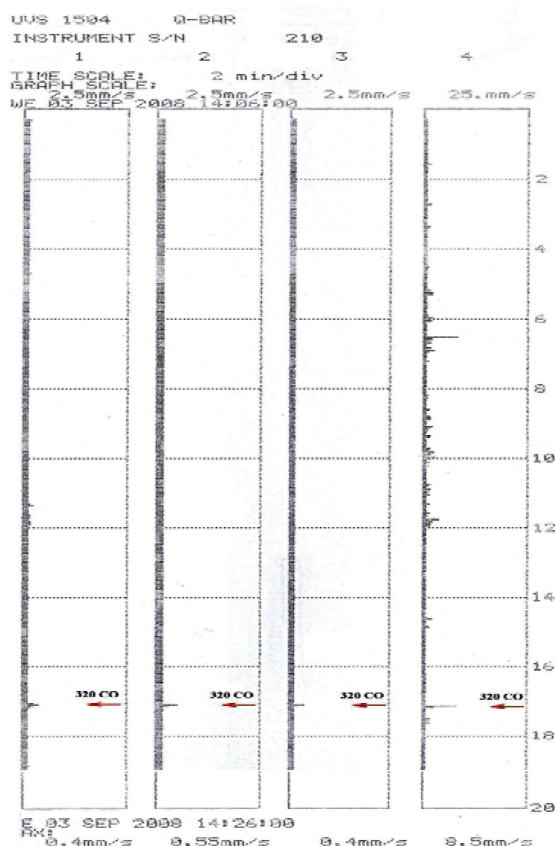
VECTROR MAX 0.8 at 0.492s

TIME SCALE 0.2 s/div

GRAPH SCALE



Obr. 10 Grafické záznamy z merania pri CO 315, CO 321, CO 320



Obr. 10 - pokr. Grafické záznamy z merania pri CO 315, CO 321, CO 320

Vyhodnotenie a diskusia

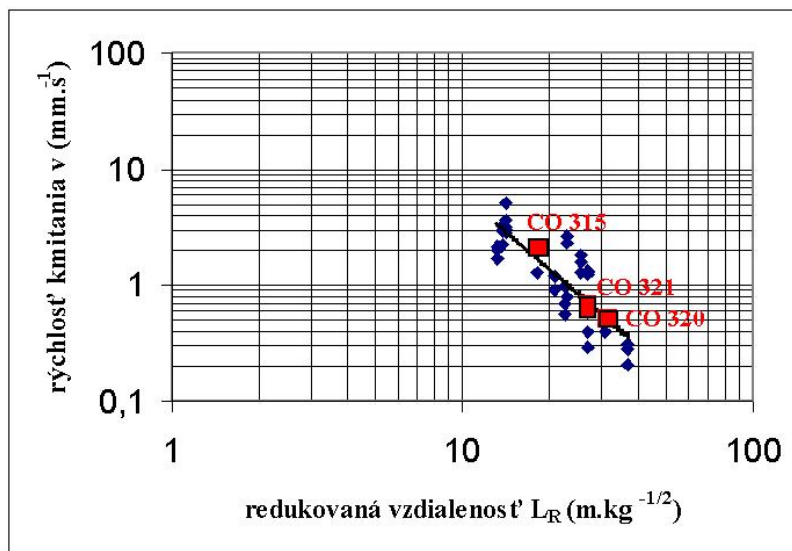
Obr. 11 a 12 dokumentujú grafický útlm seizmických vln medzi zdrojom a receptorom. Zostrojená grafická závislosť maximálnych zložiek kmitania predstavuje zákon útlmu seizmických vln podľa vzťahu:

$$v = \left(\frac{L}{Q^{0,5}} \right) = K \left[\frac{L}{Q^{0,5}} \right]^n,$$

kde „v“ je maximálna rýchlosť kmitania (maximálna zložka rýchlosti kmitania) generovaná odstreľom, [mm/s],

- ☐ $L/Q^{0,5}$ je tzv. redukovaná vzdialenosť, [m/kg^{0,5}],
- ☐ L je najkratšia vzdialenosť zdroja otrasov od ich receptora, [m],
- ☐ Q je hmotnosť nálože časového stupňa, [kg],
- ☐ K je súčiniteľ závislý od podmienok odstreľu, vlastnosti prenosového prostredia, druhu trhaviny a pod.,
- ☐ n je ukazovateľ útlmu seizmických vln.

Zdrojom seizmických vln boli odstrelý v identickom horninovom prostredí dioritového porfyritu, s rôznym stavom porušenia. Parametre zdroja a receptora boli vo všetkých prípadoch identické (trojradové clonové odstrelý). Prenosové prostredie a vzdialenosti medzi zdrojom a receptorom boli menené. V prvom prípade CO 315 (obr. 6) bol zdroj (odstrel) situovaný v nezvetranom a v slabo porušenom prostredí dioritového porfyritu (I. etáž). V druhom prípade CO 321 (obr. 8) bol zdroj (odstrel) situovaný v identickom horninovom prostredí. Zmenila sa len vzdialenosť medzi zdrojom a receptorom. Obidva odstrelý CO 315 a CO 321 boli umiestnené tak, že seizmické vlny prichádzajúce k receptoru neboli tlmené tektonickou poruchou (tab. 2, 4).



Obr. 11 Grafická závislosť maximálnych zložiek rýchlosti kmitania na redukovanej vzdialenosti CO 315, CO 320 a CO 321 v lome Maglovec

V treťom prípade bol zdroj situovaný v silne zvetranom a porušenom dioritovom porfyrite a za výraznou tektonickou líniou, ktorá rozdeľuje ložisko. V tomto prípade CO 320 (obr. 7) seizmické vlny boli silne zvetraným prostredím a výraznou tektonickou líniou utlmené (tab. 3). Merací prístroj nevyhodnotil grafický záznam vlnenia, lebo intenzita seizmických vln bola pod hranicou citlivosti prístroja. Pretože frekvencia seizmického vlnenia pri CO 320 nebola prístrojom zaznamenaná predpokladáme, že útlm seizmického vlnenia bol oveľa výraznejší, ako v predchádzajúcich prípadoch. Na základe uskutočnených meraní predpokladáme významný vplyv fyzikálne odlišného litologického prostredia (zóna zvetrávania) a vplyv tektonickej zóny na rýchlosť kmitania a útlm seizmického vlnenia generovaného pri trhacích prácach v lome.

Po vyhodnotení CO 315 (obr. 11) sme stanovili v súlade s STN 730036 dovolenú rýchlosť kmitania $v_d < 6$ mm/s a bezpečnú vzdialenosť zdroja od receptora 750 m.

Po vyhodnotení merania CO 320 sme zistili, že v lome Maglovec sa nachádza aj litologické prostredie, v ktorom útlm seizmických vln je úplne odlišný ako sme stanovili

pri CO 315. Preto bolo potrebné uskutočniť ďalšie meranie aby sme spresnili predikciu škodlivých účinkov seizmických vln pri clonových odstreloch v lome Maglovec na okolitú zástavbu obce Vyšná Šebastová.

Výsledky merania seizmických účinkov CO 321, ktoré boli uskutočnené v lome Maglovec potvrdili, že zákon útlmu seizmických vln bol pre lom Maglovec z predchádzajúcich meraní stanovený správne. Namerané hodnoty frekvencií boli 10 – násobne nižšie ako pri odstrele CO 315 a podľa platnej slovenskej technickej normy STN 730036 Seizmické zaťaženie stavieb pre frekvencie menšie ako 10 Hz a pre základovú pôdu typu a je dovolená rýchlosť kmitania $v_d < 3$ mm/s. Pri odstrele CO 321 výška hladiny podzemnej vody bola 1,8 m pod úrovňou povrchu, preto bol zvolený typ základovej pôdy a (STN 730036). Znížené hodnoty frekvencií seizmických vln pri odstrele CO 321 boli spôsobené prechodom vln cez poruchovú zónu.

Záver

Merania pri jednotlivých odstreloch CO 315, CO 320, CO 321 preukázali významný vplyv stupňa porušenia a zvetrania horninového masívu na útlm seizmických vln generovaných pri trhacích prácach. Zistili sme, že zákon útlmu seizmických vln stanovený na základe jediného merania, nezahŕňa vplyvy spôsobujúce rôznorodosť horninového prostredia.

V horninovom prostredí s rôznou litológiou, aj pri zachovaní rovnakých parametrov zdroja a receptora, je potrebné na predikciu negatívnych účinkov seizmických vln uskutočniť viac meraní tak, aby sme túto rôznorodosť horninového prostredia, pomocou zákona útlmu seizmických vln, zaznamenali.

Literatúra

- [1] BARTOŠ, L. Zpráva o provedení seizmického merení pri 191. CO v lome Maglovec, Brno, 1991, 9 s.
- [2] DOJČÁR, O., HORKÝ, J. & KOŘÍNEK, R. (1996): *Trhacia technika*. Montanex, a.s., Ostrava, 421 s.
- [3] Kaličiak, M., Baňacký, V., Jacko, S., Janočko, J., Karoli, S., Molnár, J., Petro, Ľ., Priehodská, Z., Syčev, V., Škvarka, L., Vozár J., Zlinská, A. & Žec, B. *Vysvetlivky ku geologickej mape severnej časti Slanských vrchov a Košickej kotliny*. GÚDŠ, Bratislava, 1991, 231 s.
- [4] KOTULÁK, P. *Projekt seizmických meraní pri CO 315*. GSP Spišská Nová Ves s.r.o., 2008, 4s.
- [5] MÜNCNER, E. Príručka pre strelmajstrov a technických vedúcich odstrelov. SSTVP Banská Bystrica, 2000, 201 s.
- [6] PANDULA, B., KONDELA, J. & KOTULÁK, P. *Meranie vplyvu technickej seizmicity v lome Maglovec na okolitú zástavbu obce Vyšná Šebastová*. Výskumná správa ÚGV F BERG TU v Košiciach, Košice, 20008, 9 s.
- [7] PODEL, R. Zpráva o provedení seizmického merení pri 60. CO v lome Maglovec, Brno, 1980, 5 s.
- [8] [STN 730036 Seizmické zaťaženie stavebných konštrukcií, Bratislava 1997

Príspevok vznikol za podpory grantového výskumu č. 1/0361/09

Oponentský posudek vypracoval:

Doc. Ing. Robert Kořínek, CSc., VŠB – Technická univerzita Ostrava, FAST

Marta KONDRACKA¹

**POMIARY ELEKTROOPOROWE GLEB Z OBSZARÓW SKŁADOWANIA
ODPADÓW POGÓRNICZYCH RUD ZN – PB, OLKUSZ**

**GEOELECTRICAL MEASUREMENTS OF SOILS NEAR POST-MINING WASTE
DISPOSAL OF ZN-PB ORES IN OLKUSZ, SOUTHERN POLAND**

Abstrakt

Ke zhodnocení elektrického odporu hlín v okolí skládky průmyslových odpadů byly realizovány prvotní testy. Terénním geoelektrickým měřením byly stanoveny odpory hlín i skládkového materiálu. Odpor hlín závisel na vzdálenosti od skládky a pohyboval se v rozmezí od 2300 Ωm u skládky po 10 k Ωm pro nekontaminovanou zeminu. Odpor skládkového materiálu byl naměřen v rozmezí 10 Ωm až 900 Ωm . Naazující studie se bude zabývat zeminami kontaminovanými odpadem z těžby nerostných surovin.

Abstract

Preliminary tests were performed to evaluate the electrical resistivity of soils occurred near industrial waste stockpile. The electrical resistivity of waste and soils was examined with field geoelectrical measurements. Electrical resistivity of soil varied depending on distance from the landfill. The values varied from 2300 Ωm for soil close to waste stockpile to 10000 Ωm for uncontaminated soil. The electrical resistivity of waste varied from 10 Ωm to 900 Ωm . Further studies and measurements will be continued on soils contaminated with post-mining waste.

Streszczenie

Badania przeprowadzono na rekultywowanym składowisku odpadów popłuczkowych i poflotacyjnych w Olkuszu Starym. Przeprowadzone zabiegi rekultywacyjne w postaci niwelacji terenu spowodowały rozprzestrzenienie się odpadów poza obszar jego głównego składowania. Wykonano sondowania elektrooporowe na powstałym jeziorze zanieczyszczeń. Badania wykazały zmienność oporności elektrycznej w zależności od odległości od składowiska odpadów. Wartość oporności zmieniła się od 2300 Ωm gleby znajdującej się w pobliżu składowiska do 12000 Ωm gleby która znajdowała się poza wpływem zanieczyszczeń ługowanych ze składowiska. Może to być spowodowane dostarczeniem do gleby składników przewodzących, które obniżyły

¹ Marta Kondracka, Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec, Polska, e-mail: martakondracka@o2.pl

oporność elektryczną gleby. Określono także oporność elektryczną składowanych odpadów. Ich oporność elektryczna wynosiła od 100 do 900 Ω m.

Wstęp

W składzie mineralnym gleb industrialnych, rozwiniętych na obszarach wydobywania i przeróbki rud metali nieżelaznych, występują znaczne ilości pierwotnych i wtórnych minerałów kruszcowych cynku, żelaza oraz ołowiu. W glebach rejonu olkuskiego zostały rozpoznane grupy minerałów: glinokrzemiany K i Na, glinokrzemiany Fe, węglany Zn, siarczany Ba, krzemiany Zn, tlenki Mn, siarczki Pb, Zn, Fe, minerały akcesoryczne (cyrkon, tlenki Ti). Typowymi minerałami wskazującymi na wpływ odpadów pogórnictwa na rozwój gleb, są węglany Pb i Zn, rzadko relikty siarczków Zn-Pb-Fe. [Cabała i Sutkowska, 2006] Możliwość ich ługowania i kumulowania się w glebach powoduje zmianę odczynu gleby, zmiany pojemności sorpcyjnej oraz kumulację pierwiastków śladowych, a zwłaszcza metali ciężkich w wierzchnich warstwach gleby utrudniając tym samym wzrost roślin. [Ostrowski, 2001] Ponadto, w odpadach stwierdzono występowanie gipsów, co wskazuje na aktywny charakter procesów ługowania jonów siarczanowych z minerałów pierwotnych.

Podwyższona zawartość metali ciężkich w tym obszarze została także stwierdzona badaniami wykonanymi przez ZGH Bolesław. [Adamczyk i Haładus, 1996] Z danych tych wynika zależność, iż wraz ze wzrostem głębokości zawartość metali ciężkich w glebach wokół składowiska maleje. Przy czym najpłycej (do głębokości 30 cm) zawartość poszczególnych metali jest najwyższa. Wynika to zapewne ze skłonności do silnego wiązania się metali ciężkich z materią organiczną, przy czym cynk i kadm akumulują się w roślinach uprawnych [O'Neill 1997].

Obszar badań

Badane zwalowisko odpadów znajduje się w Olkuszu Starym i powstało ono w XIX wieku w wyniku grawitacyjnego wzbogacania rud Zn-Pb oraz działalności zakładu flotacji w Pomorzanach. [Adamczyk i Haładus, 1996] Składowisko zajmuje obszar ok. 6 ha i otoczone jest młodym lasem sosnowym.

W latach 90. przeprowadzone tam zostały prace rekultywacyjne obejmujące tylko południowo-wschodnią część składowiska. Prace objęły pokrycie odpadów warstwą ziemi urodzajnej, zatrawienie oraz częściowe zakrzewienie. Reszta terenu nie została zrehabilitowana ze względu na trudną sytuację ZGH Bolesław. W 2008 roku rozpoczęto prace rekultywacyjne, które objęły niwelację pozostałej części składowiska o powierzchni 4,3 ha. Jednak w wyniku zimowych roztopów nastąpiło wylugowanie odpadów w kierunku północno-zachodnim zanieczyszczającym tym samym obszar leśny graniczący ze składowiskiem. W projekcie rekultywacji zaplanowane jest także wykonanie warstwy izolacyjnej z glin permskich o miąższości 0,1 m, pokrycie odpadów warstwą glebową o miąższości ok. 0,25 m oraz wykonanie zabiegów fitoremedacyjnych. [Włodarz, 2007]

Celem badań było określenie oporności elektrycznej gleb z rejonu składowania odpadów popłuczkowych i poflotacyjnych w Olkuszu Starym w trakcie projektu rekultywacyjnego obszaru.

Metodyka badań

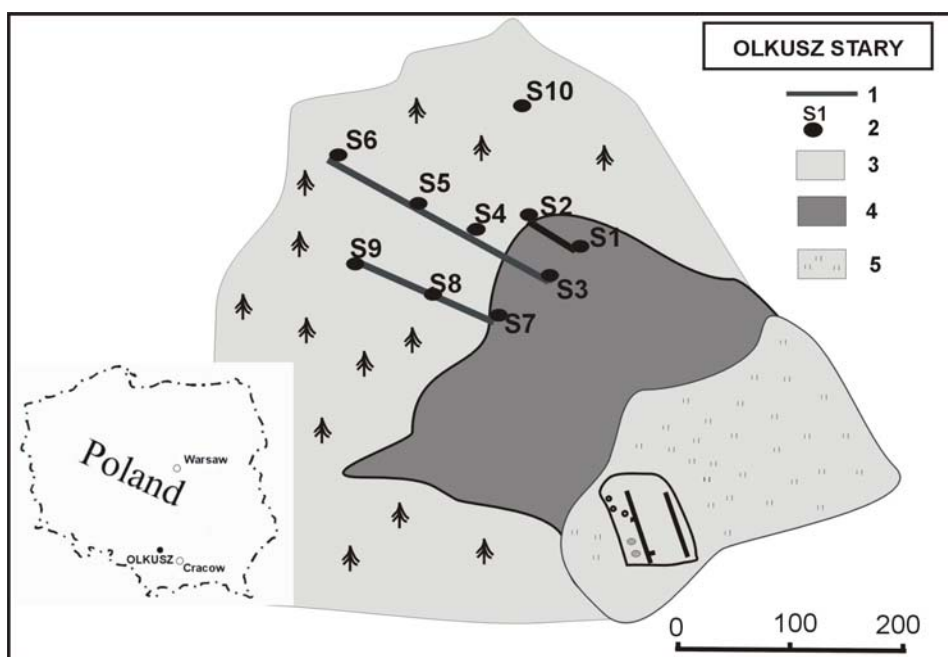
Sondowania wykonano aparaturą Terrameter SAS 300C. [ABEM, 2006] Zestaw pomiarowy składa się z dwóch przewodów prądowych nawiniętych na bębnie, dwóch przewodów potencjałowych, oraz 24 elektrod prądowych (o maksymalnym rozstawie 13 m od środka układu) i 2 elektrod pomiarowych (o rozstawie 0,1 m od środka rozstawu).

Pomiary wykonano rozstawem Schlumbergera. Na obszarze składowiska wykonano 4 sondowania elektrooporowe oraz 6 sondowań poza obszarem składowiska odpadów (rys. 1).

Analiza i dyskusja wyników

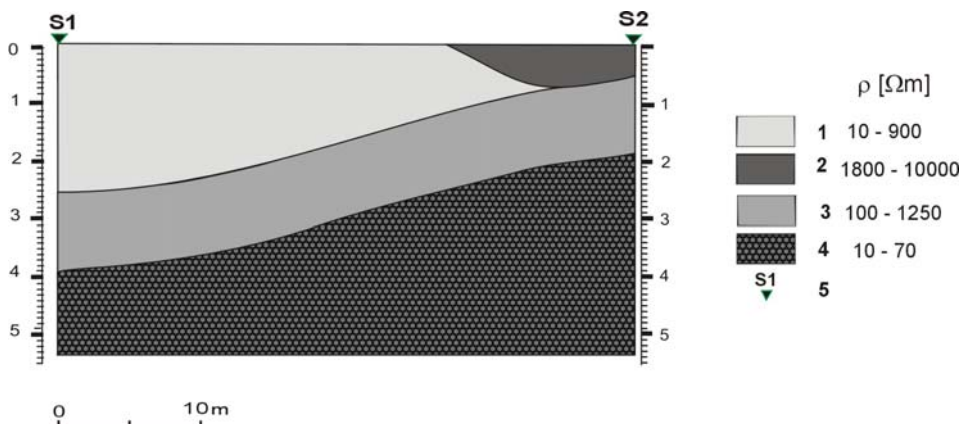
Na rys. 2 przedstawiono przekrój geoelektryczny A powstały w wyniku interpretacji sondowania S1 i S2. Przedstawia on zmienność oporności elektrycznej odpadów oraz budowę geologiczną pod składowiskiem. Zmienność oporności elektrycznej waha się w przedziale od 30 – 60 Ωm . Charakteryzują się one wysoką przewodnością elektryczną, która może być skutkiem wysokiej zawartości minerałów nietrwałych, które pod wpływem wody łatwo ulegają przekształceniu uwalniając część jonów do roztworu. Zdolność dużej ługowalności odpadów szarych powoduje przy stosunkowo niskiej wilgotności powstanie bardzo silnego elektrolitu, który ułatwia przepływ prądu przez próbkę. Odpady zalegają na warstwie utworów czwartorzędowych o miąższości ok. 1,5 m. Utwory te reprezentowane są przez piaski, gliny i żwiry o oporności elektrycznej od 500 – 950 Ωm . Warstwa ta podścielona jest utworami piaszczysto-ilastymi kajpru o oporności elektrycznej od 10 – 30 Ωm .

Ze składowiskiem graniczy gleba, której oporność elektryczna zawiera się w przedziale od 1800 – 2000 Ωm .



Rys. 1 Lokalizacja obszaru badań oraz sondowań elektrooporowych, 1 – przekrój geoelektryczny, 2 – numer sondowania elektrooporowego, 3 – teren leśny, 4 – składowisko odpadów – część rekultywowana, 5 – część składowiska zreaktywowana

Fig. 1 Area of investigation and geoelectrical sounding, 1 - Geoelectrical cross-sections, 2 - number of electrical sounding, 3- woodland, 4- waste dump, 5 - part of waste dump reclaimed in 90s

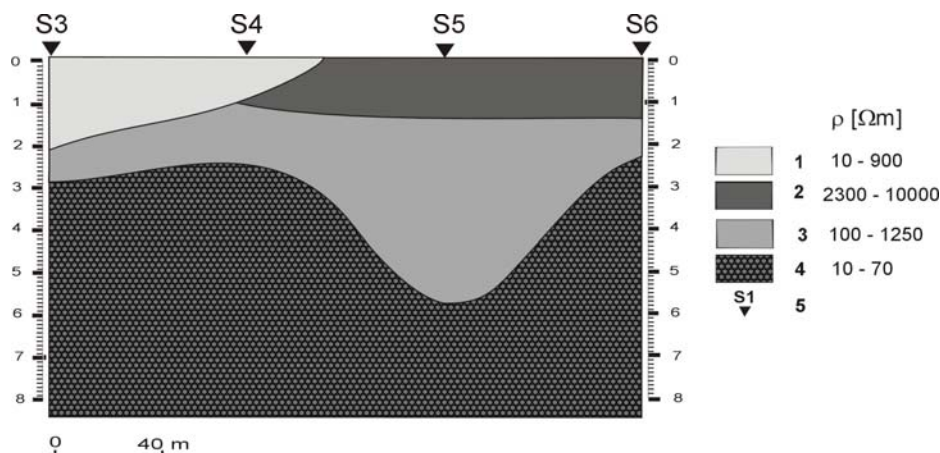


Rys. 2 Przekrój geoelektryczny A z sondowania S1 i S2, 1 – odpady pogórnice, 2 – gleba, 3 – utwory czwartorzędowe, 3 – utwory Triasu (kajper), 4 – utwory Triasu (wapień muszlowy), 5 – numer sondowania

Fig. 2 Geoelectrical cross-section A (for sounding: S1-S2), 1 – postmining wastes, 2 – soil, 3 – Quaternary formation, 4 – Triassic formation, 5 – sounding number

Przekrój geoelektryczny B (rys. 3) sporządzono na podstawie ilościowej interpretacji krzywych sondowań S3 – S6 przedstawia model czterowarstwowy. Sondowanie S3 znajduje się na terenie składowiska odpadów. Sondowanie S4 – S5 zlokalizowane są na terenie leśnym gdzie zredeponowane zostały odpady w wyniku procesów rekultywacyjnych podjętych przez ZGH Bolesław. Roztopy zimowe spowodowały wymycie odpadów na tereny sąsiadujące ze składowiskiem. Oporność elektryczna odpadów waha się od 10 – 900 Ωm . Miąższość warstwy odpadów na składowisku wynosi ok. 2,8 m. Na podstawie interpretacji sondowania S4 wydzielono warstwę odpadów mającą miąższość ok. 1 m. Odpady zalegają bezpośrednio na utworach czwartorzędowych o miąższości ok. 2 m.

Wraz z oddaleniem się od składowiska wartość oporności elektrycznej gleby wzrasta, od wartości 2300 Ωm przy składowisku do 10000 Ωm w odległości 200 m od składowiska. Może to być spowodowane tym, iż na glebie tej zalega wyługowany odpad ze składowiska, który podwyższył jego przewodność elektryczną.

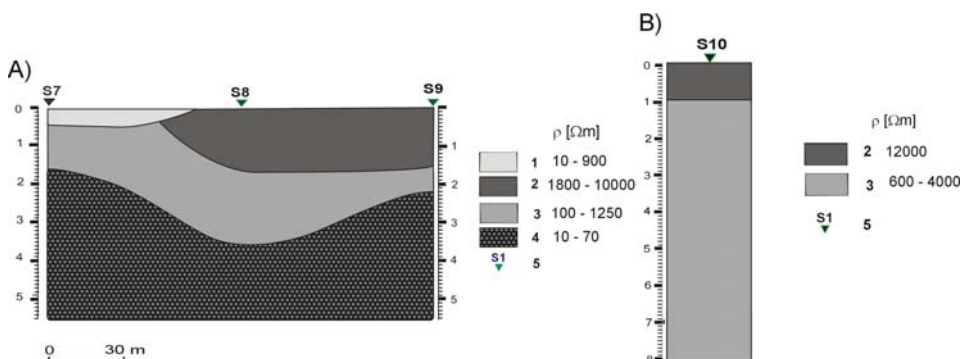


Rys. 3 Przekrój geoelektryczny B z sondowania S3-S6, 1 – odpady pogórnice, 2 – gleba, 3 – utwory czwartorzędowe, 4 – utwory Triasu (kajper), 5 – numer sondowania

Fig. 3 Geoelectrical cross-section B (for sounding: S3-S6), 1 – postmining wastes, 2 – soil, 3 – Quaternary formation, 4 – Triassic formation, 5 – sounding number

Przekrój geoelektryczny przedstawia zmienność własności elektrycznych w północno-zachodniej części składowiska. Nie uwidacznia się tu tak bezpośrednio wpływ odpadów na otaczające składowisko gleb, gdyż nie zachodzi tu proces ługowania na tak daleki obszar. Podobnie jak na sondowaniu S1 i S3, odpady zalegają na utworach czwartorzędowych, które podścielają utwory kajpru.

Budowa geologiczna obszaru poza obszarem wpływu składowiska odpadów określona została w wyniku interpretacji sondowania elektrooporowego S10 (rys. 4). Oporność elektryczna gleby nieskażonej wynosi 12000 Ωm o miąższości 1 m. Pod warstwą gleby zalegają utwory czwartorzędowe o oporności elektrycznej 3000 Ωm reprezentowane na tym obszarze przez piaski, gliny i żwiry. Warstwy te podścielają praktycznie nieprzepuszczalne utwory piaszczysto-ilaste kajpru (Kondracka i Kleczka, 2008) o niskich wartościach oporności elektrycznej w przedziale od 20 do 450 Ωm . Stropu kajpru nie udało się wyznaczyć za pomocą sondowania S10, ponieważ znajdowała się ona poza zasięgiem głębokościowym sondowań geoelektrycznych.



Rys. 4 Przekrój geoelektryczny C z sondowania S7-S9 (A) oraz S10 (B), 1 – odpady pogórnice, 2 – gleba, 3 – utwory czwartorzędowe, 3 – utwory Triasu (kajper), 4 – utwory Triasu (wapień muszlowy), 5 – numer sondowania

Fig. 4 Geoelectrical cross-section C (for sounding: S7-S9) (A) and geoelectrical sounding (B), 1 – postmining wastes, 2 – soil, 3 – Quaternary formation, 4 – Triassic formation, 5 – sounding number

Wnioski

Przeprowadzone badania wykazały, iż pomiary elektrooporowe są w stanie ukazać zmiany w oporności elektrycznej gleb. Badania potwierdziły także możliwości wykorzystania ich do zastosowania w kontroli czynności rekultywacyjnych. Planowane jest kontynuowanie badań zmienności oporności elektrycznej na obszarze składowania odpadów popłuczковых i poflotacyjnych w rejonie śląsko-krakowskim oraz poszerzenie ich o badania geochemiczne.

Bibliografia

- [1] ABEM, (2006): Instruments AB. Instruction Manual.
- [2] ADAMCZYK, A. & HAŁADUS, A. Opinia hydrologiczna dotycząca wpływu odpadów popłuczковых (płuczka „Józef”) na jakość wód podziemnych. Kraków. 1996
- [3] CABAŁ, A. J. & SUTKOWSKA, K. Wpływ dawnej eksploatacji i przeróbki rud Zn-Pb na skład mineralny gleb industrialnych, rejon Olkusz i Jaworzna. 1996
- [4] KONDRACKA, M. & KLECZKA, M. Pomiary geoelektryczne w rejonie składowania odpadów pogórnich Zn-Pb. In *Materiały Konferencyjne Geo-Symposium Młodych Badaczy Silesia 2008*, Złoty Potok..
- [5] O'NEILL, P. *Chemia środowiska*. PWN Warszawa-Wrocław, 1997.
- [6] OSTROWSKI, J. (2001): Ochrona środowiska na terenach górniczych, Wydawnictwo Instytutu Gospodarki Surowcami Mineralnymi PAN, Kraków.
- [7] WŁODARZ, B. Zwał odpadów popłuczковых i poflotacyjnych w Pomorzanach – dzielnicy miasta Olkusz. Materiały niepublikowane, Olkusz, 2007.

Oponentní posudek vypracoval:

Prof. Ing. Karel Müller, DrSc., Ústav geoniky AVČR, v.v.i., Ostrava

Svatopluk KOŘALKA¹, Michal PITRÁK²

VLNOVÁ AKUSTICKÁ KAROTÁŽ

FULL WAVE ACOUSTIC LOG

Abstrakt

Naše společnost zakoupila v červenci 2008 karotážní akustickou sondu s registrací úplného vlnového obrazu. Systém vyrábí Advanced Logic Technology (ALT) Company – Redange (Luxembourg). Povrchová registrační jednotka Matrix je kompatibilní s karotážními sondami vyráběnými Mount Sopris USA a ALT Luxembourg. Software (WellCad) umožňuje výpočet geomechanických vlastností hornin. Zdrojová data jsou z karotážních měření (vlnová akustická karotáž, kavernometri, hustotní karotáž). V příspěvku jsou první měření vlnové akustické karotáže v různých typech hornin.

Abstract

In the middle of the last year (July 2008), well logging acoustic probe FWS50 with registration of full wave image was acquired by our company. This system is product of Advanced Logic Technology (ALT) Company – Redange (Luxembourg). The surface registration unit named „Matrix“ is compatible with well logging probes produced by Mount Sopris USA and ALT Luxembourg companies. The software (programme WellCad) enables calculation of geomechanical properties of rocks. Source data are acquired by means of well logging measurements (full wave acoustic log, calliper log density log). The first results of well logging measurements with probe FWS50 in the different types of rocks are demonstrated in following paper.

Úvod

V polovině roku 2008 naše firma zakoupila karotážní akustickou sondu s registrací úplného vlnového obrazu všech přijímačů typu FWS50 od firmy Advanced Logic Technology (ALT), která sídlí v obci Redange v Luxembourg. Tato firma je úzce provázána s americkou firmou Mount Sopris a karotážní sondy a povrchové jednotky jsou vzájemně kompatibilní. Akustická vlnová sonda FWS50 pracuje s povrchovou univerzální jednotkou Matrix, která zpracovává digitální měření ze všech vyráběných sond firmou ALT a komunikuje i s dalšími staršími analogovými impulsními systémy od jiných výrobců (GOI, MLS – USA, ELGI – Maďarsko a RG – Anglie). Měřicí systém Matrix umožňuje přímou registraci vybraných parametrů u jednotlivých typů sond a u akustické karotáže zápis celého vlnového obrazu všech třech přijímačů do výkonného notebooku. Měřicí jednotka Matrix byla zabudována do karotážní aparatury GOI

¹ RNDr. Svatopluk Kořalka, AQUATEST a.s., Geologická 4, Praha 5, koralka@aquatest.cz

² RNDr. Michal Pitrák, Ph.D., AQUATEST a.s., Geologická 4, Praha 5, pittrak@aquatest.cz

s hydraulickým vrátkem s cca 1600 m čtyřžilového kabelu namontované v dodávkovém automobilu IVECO DAILY (obr. 1-3).

Základní parametry sondy FWS50 a měřicí jednotky Matrix

- ❑ průměr sondy 50 mm bez centrátorů, délka 2.6 m, max.teplota 70°C, max.tlak 200 bar, tj. max. hloubkový dosah cca 2000 m, pracující na jednožilovém nebo 4-žilovém kabelu, možnost režimu vlnové akustické karotáže a cementlogu CBL,
- ❑ máme k dispozici centrátory od průměru vrtů 76 mm do cca 250 mm
- ❑ jeden keramický piezoelektrický vysílač pracující s frekvencí 20 kHz, tři přijímače v geometrii – vysílač 0.6 m první přijímač 0.2 m druhý přijímač 0.2 m třetí přijímač, min.vzorkovací frekvence 2.0 μ sec,
- ❑ povrchová jednotka Matrix včetně měřicího software je napájena síťovým napětím 220V, vstup: 4 žíly kabelu, startovací impulsy od fotostartéru (min. krok měření 2 cm), výstup USB rozhraním do notebooku,
- ❑ přímo registrované parametry sondou FWS50:
 - o úplné vlnové obrazy všech třech přijímačů
 - o časy prvního nasazení na všech třech přijímačích
 - o zpomalení 1 (delta T1) mezi prvním a druhým přijímačem (základna 0.2 m)
 - o zpomalení 2 (delta T2) mezi druhým a třetím přijímačem
 - o v režimu cementlogu CBL amplituda a čas prvního nasazení na prvním přijímači



Obr. 1 Aparatura IVECO DAILY



Obr. 2 Sonda vlnové akustické karotáže FWS50



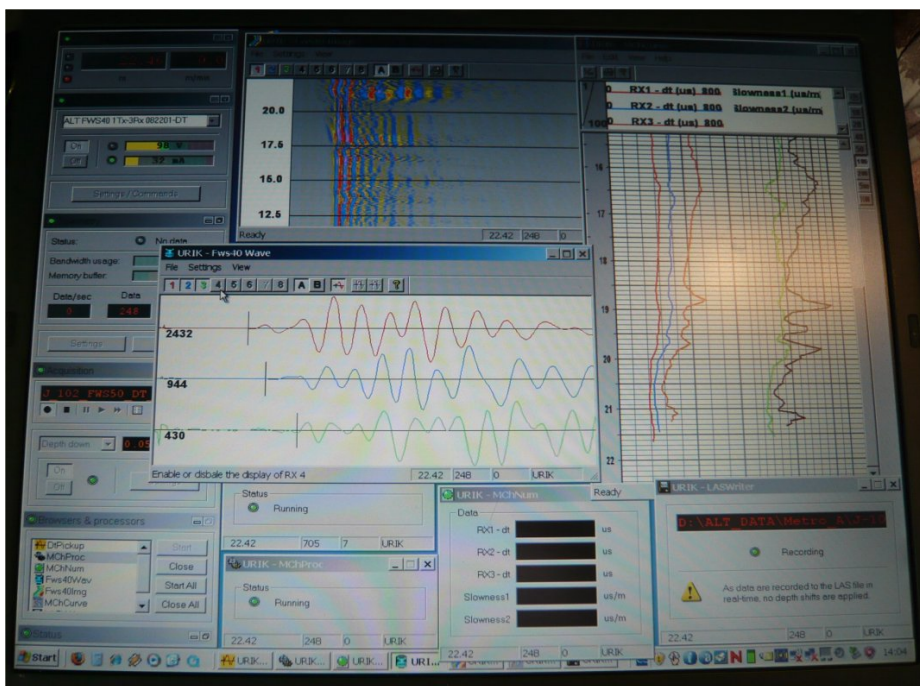
Obr. 3 Povrchová jednotka Matrix

Zpracovatelský software WellCad

Univerzální software WellCad je tvořen modulově a zpracovává karotážní měření prováděná různými karotážními sondami (např. hustotní měření, neutronová měření, vlnovou akustickou karotáž, akustický a optický televizor, cementlog, inklinometrii, profilometrii a další). Umožňuje mj. provést litologickou a stratigrafickou interpretaci, tvorbu crossplotů. Komunikace s jinými zpracovatelskými systémy je umožněna vstupem a výstupem karotážních dat v univerzálním formátu LAS, který je respektován rovněž námi používaným software pro zpracování karotážních dat GDSsoftware (verze 4 nebo 5) RNDr. Jiřího Křesťana CSc.

Verze, kterou vlastníme, vedle obecných interpretačních postupů, umožňuje zpracování vlnových akustických měření a cementlogu. Z registrovaných úplných vlnových obrazů vlnové akustické karotáže lze stanovit tyto parametry (obr. 4):

- ❑ znovu určit časy prvních nasazení u všech přijímačů (jsou již jednou registrovány při vlastním měření softwarem Matrix), kdy lze vybrat optimální podmínky pro odečet těchto časů,
- ❑ metodou podobnosti (Semblance) analyzovat úplný vlnový obraz všech třech přijímačů, vydělit jednotlivé typy vln a stanovit rychlosti (zpomalení) podélných a příčných vln příp. dalších vln,
- ❑ geomechanické vlastnosti hornin (Poissonovo číslo, modul pružnosti ve smyku, Youngův modul pružnosti, modul objemové pružnosti a modul stlačitelnosti), kde vedle naměřených hodnot rychlosti podélných a příčných vln vstupuje do výpočtu ještě objemová hustota. Hlavní předností vlnové akustické karotáže je, že umožňuje přímý výpočet rychlosti podélných a příčných vln a Poissonova čísla na rozdíl od klasické akustické karotáže, která měří rychlost pouze podélných vln a hodnotu Poissonova čísla je nutno odhadnout podle druhu horniny pomocí empirických regresních závislostí,
- ❑ v režimu cementlogu lze z vlnových obrazů znova stanovit čas prvního nasazení a jeho amplitudu a vybrat pro zpracování optimální pozici a šíři měřicího intervalu, ze kterého je amplituda prvního nasazení odečítána.



Obr. 4 Obrazovka metody vlnové akustické karotáže

Vztahy pro výpočet geomechanických vlastností hornin užívaných systémem WellCad

Pro výpočet jednotlivých geomechanických parametrů z měření vlnové akustické karotáže používá systém programů WellCad tyto vztahy:

Poissonovo číslo n:

$$n = \frac{0.5(dts/dtc)^2 - 1}{(dts/dtc)^2 - 1}$$

, kde dts.....zpomalení příčných vln (μsec/m)
 dtc.....zpomalení podélných vln (μsec/m)
 n.....Poissonovo číslo

Modul pružnosti ve smyku G (MPa E-9):

$$G = \frac{DENA}{dts^2}$$

, kde G.....modul pružnosti ve smyku (MPa)
 DENA....objemová hmotnost (Bulk Density) (gccm)
 dts.....zpomalení příčné vlny (μsec/m)

Youngův modul pružnosti ED (MPa E-9):

$$ED = 2 * G * (1 + n)$$

, kde ED..... Youngův modul pružnosti (MPa)
 G..... modul pružnosti ve smyku (MPa)
 n..... Poissonovo číslo

Modul objemové pružnosti P (MPa E-9):

$$P = DENA * \left(\frac{1}{dts^2} - \frac{4}{3dts^2} \right)$$

, kde DENA....objemová hmotnost (Bulk Density) (gccm)

dts.....zpomalení příčných vln (μsec/m)
 dtc.....zpomalení podélných vln (μsec/m)
 n.....Poissonovo číslo

Modul stlačitelnosti S (MPa E-9):

$$S = \frac{1}{P}$$

, kde P.....modul objemové pružnosti P (MPa).

Příklady měření s vlnovou akustickou karotáží (sonda FWS50 – ALT)

Provozně byla sonda používána cca od srpna 2008. Vykázala velmi dobrou provozní spolehlivost. Během cca 7 měsíců bylo změřeno cca 100 vrtů za různých provozních podmínek bez jakékoliv závady. Vlnovou akustickou karotáž jsme využívali převážně na úkolech, kde bylo třeba ověřit tektonickou porušenost horninového masivu, puklinové kolektory a stanovit geomechanické vlastnosti hornin (inženýrsko – geologický průzkum pro dopravní stavby –zejména pro tunely a metro). Vlnová akustická karotáž našla uplatnění i při karotáži hydrogeologických pozorovacích vrtů jak při hydrogeologickém průzkumu a při likvidaci starých ekologických zátěží. V silně porušených prostředích, kde útlum signálu klasické akustické karotáže již neumožňoval spolehlivou registraci příchodu akustického signálu k přijímači, vlnová akustická karotáž poskytla spolehlivé výsledky.

Následuje několik příkladů měření v různých horninových prostředích. Je vždy uveden výsledek měření vlnové akustické karotáže a souborné výsledky ostatních karotážních metod:

Ukázka č.1 (prachovité břidlice Barrandienu – šárecké souvrství) Praha-Veleslavín (prodloužení trasy A pražského metra) – obr. 5-6

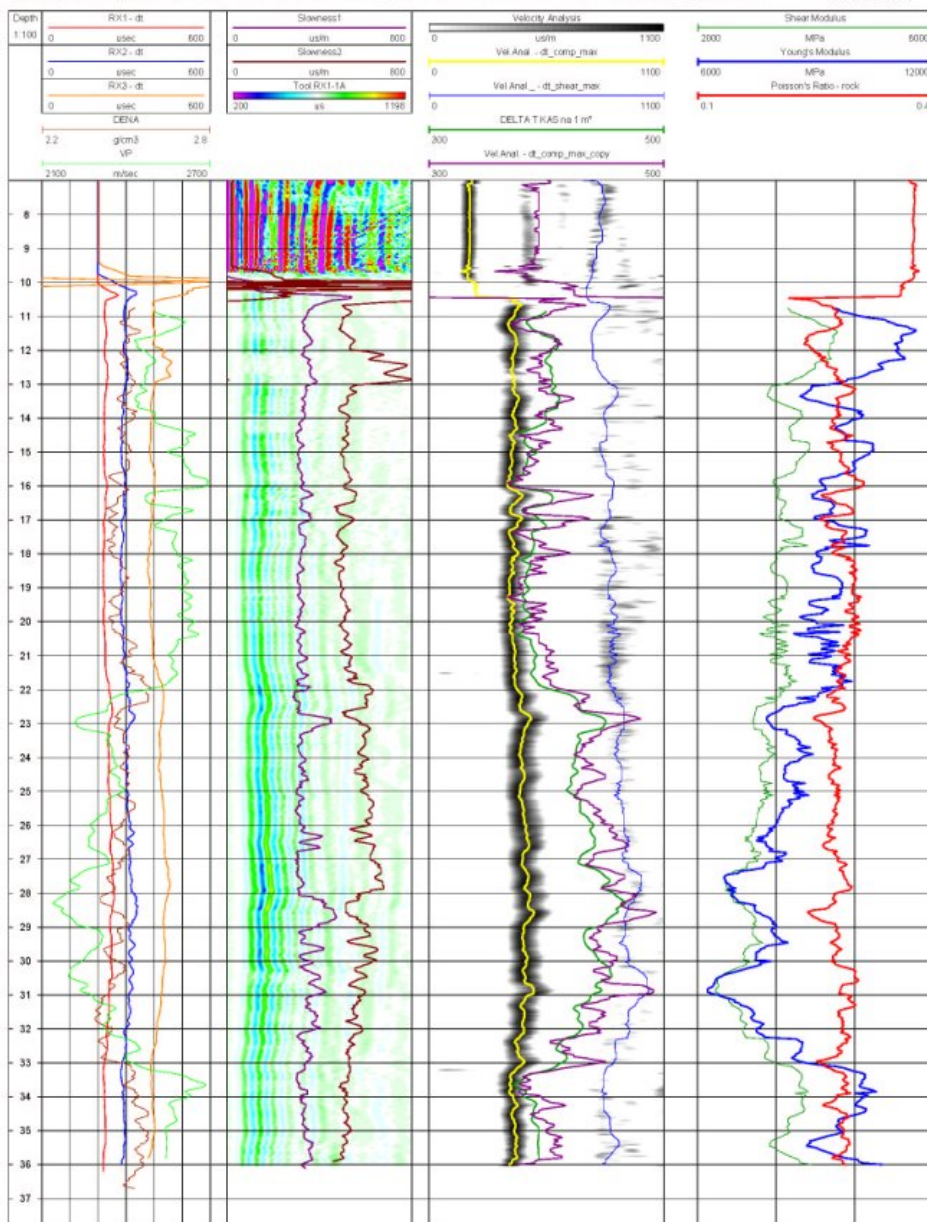
- ☐ jedná se o ordovické prachovité břidlice místy písčité, středně tektonicky porušené,
- ☐ podle geologického popisu pevnostní zatřídění R5,
- ☐ vrt o hloubce 37.5 m průchodný do 36.5 m, vrtný průměr wire-line N (76 mm),
- ☐ ustálená hladina vody: 5.7 m, interval měření: 10.5 – 35.5 m
- ☐ dobré podmínky pro měření vlnové akustické karotáže, kvalita registrovaných vlnových obrazů byla velmi dobrá a bylo možno jednoznačně zpracování a výpočet všech parametrů

V posledním sloupci na obr. 5 jsou některé vypočtené geomechanické parametry (Youngův modul pružnosti a Poissonovo číslo), v předposledním sloupci je srovnání rychlosti podélných vln z měření vlnové akustické karotáže a klasické maďarské akustické karotáže sondou KAS-2-43 (ELGI – Maďarsko). Záměrně je na obrázku

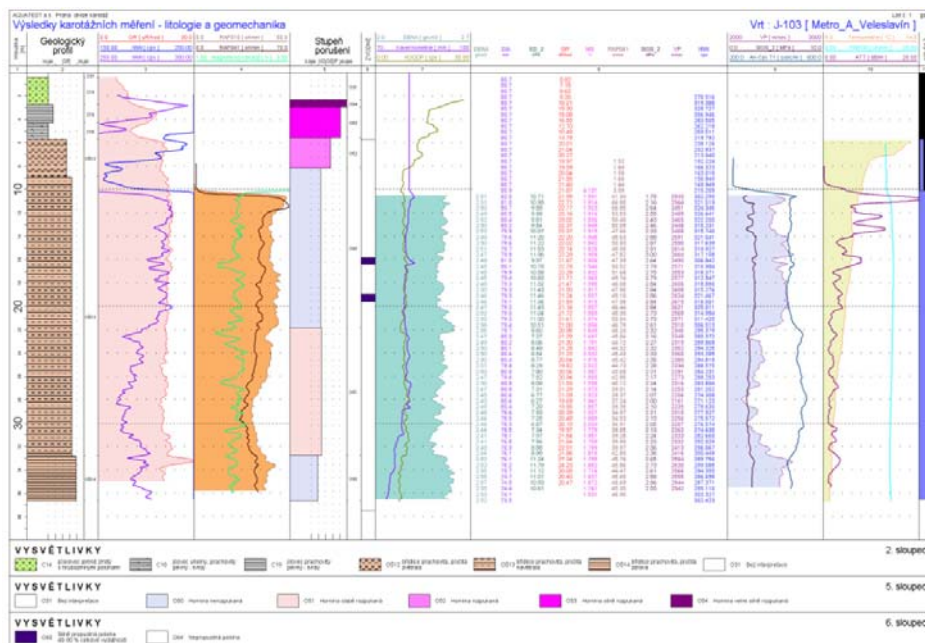
ponechán přechod do pažnice v hloubce cca 10 m. Na následujícím obrázku jsou prezentovány výsledky dalších metod na stejném vrtu.

Výsledky akustických karot, měření sondou ALT FWS50 s registrací vlnového obrazu ve vrtu J-103 Metro_A_Veoslavín

Příloha č. 47



Obr. 5 Vlnová akustická karotáž ve vrtu pro Metro-Veoslavín

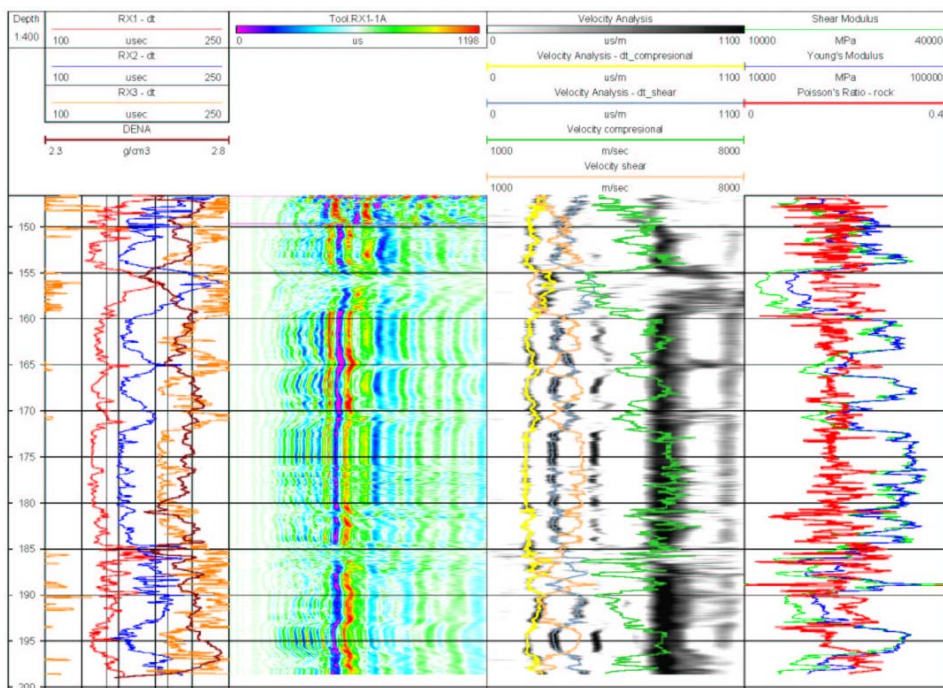


Obr. 6 Výsledky ostatních karotážních metod ve vrtu pro Metro – Veleslavin

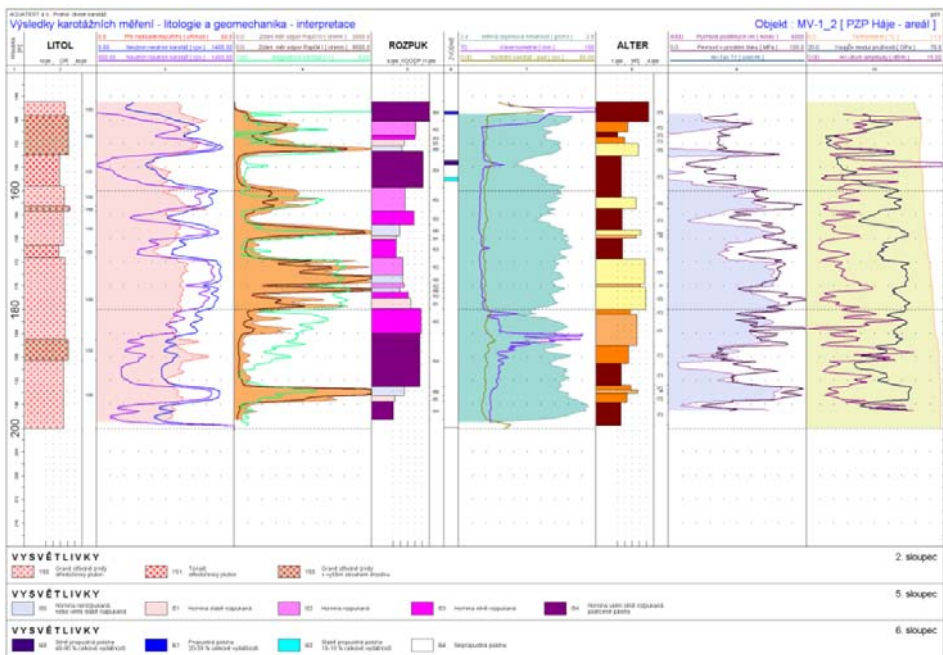
Na obou příkladech je jednoznačně detekována geomechanicky oslabená partie v úseku cca 22.0 – 33.0 m.

Ukázka č.2 (granity a tonality středočeského plutonu) - Háje (Milín) – monitorovací hydrogeologický vrt – obr. 7-

- ☐ jedná se o granity a tonality silně rozpukané s pevnostním zatříděním R1 až R2,
- ☐ vrt o hloubce 200.6 m průchodný do 200.6 m, vrtný průměr wire-line N (76 mm), pažnice Fe do hl. 148.5 m
- ☐ ustálená hladina vody: 13.9 m, interval měření: 148.5 – 199.0 m
- ☐ vzhledem k silnému tektonickému rozpukání hornin byly zhoršené podmínky pro měření akustické karotáže (přeskoky fází, zeslabený signál zejména u třetího nejvzdálenějšího přijímače),
- ☐ přes nepříznivé podmínky měření umožnil systém WellCad jednoznačné zpracování a výpočet rychlosti podélné a příčné vlny a geomechanických vlastností hornin.



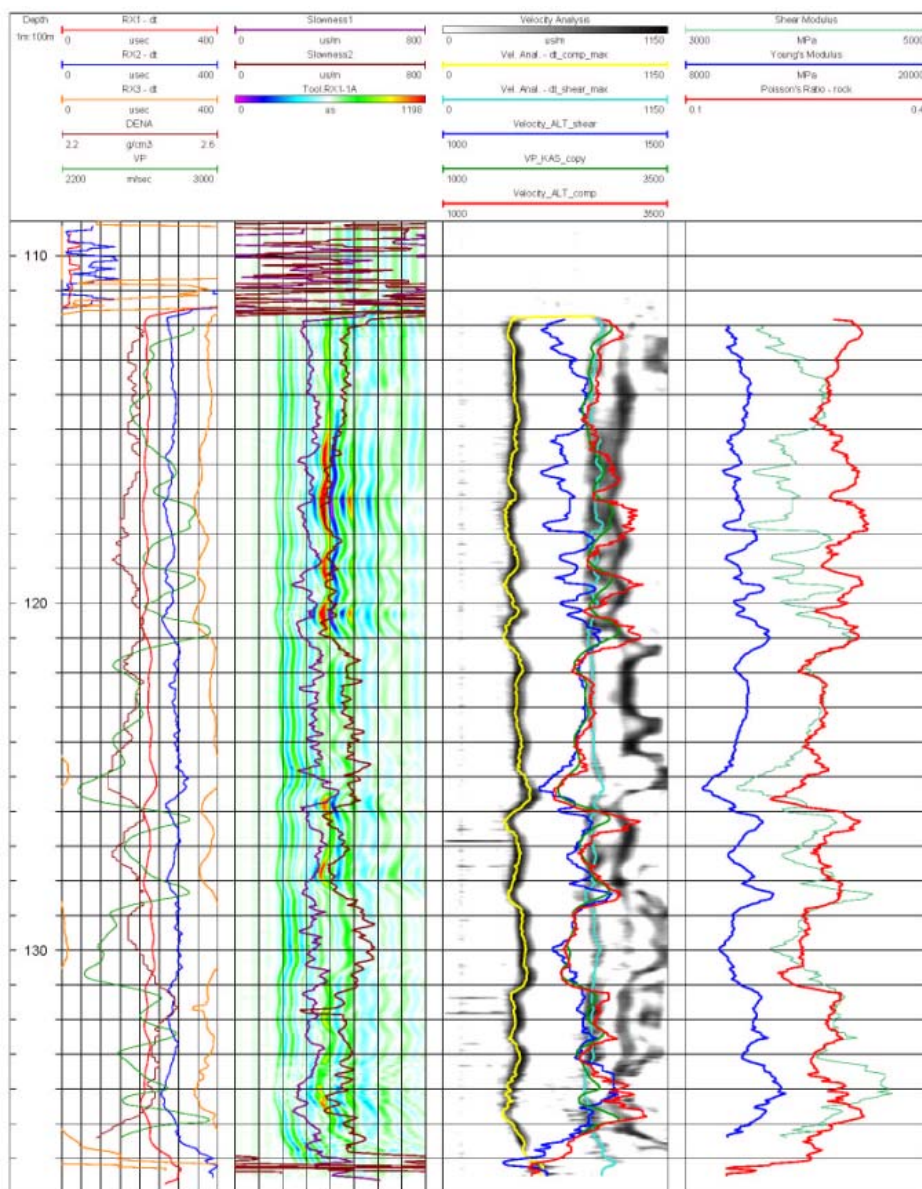
Obr. 7 Výsledky vlnové akustické karotáže ve vrtu Háje



Obr. 8 Výsledky ostatních karotážních metod ve vrtu Háje

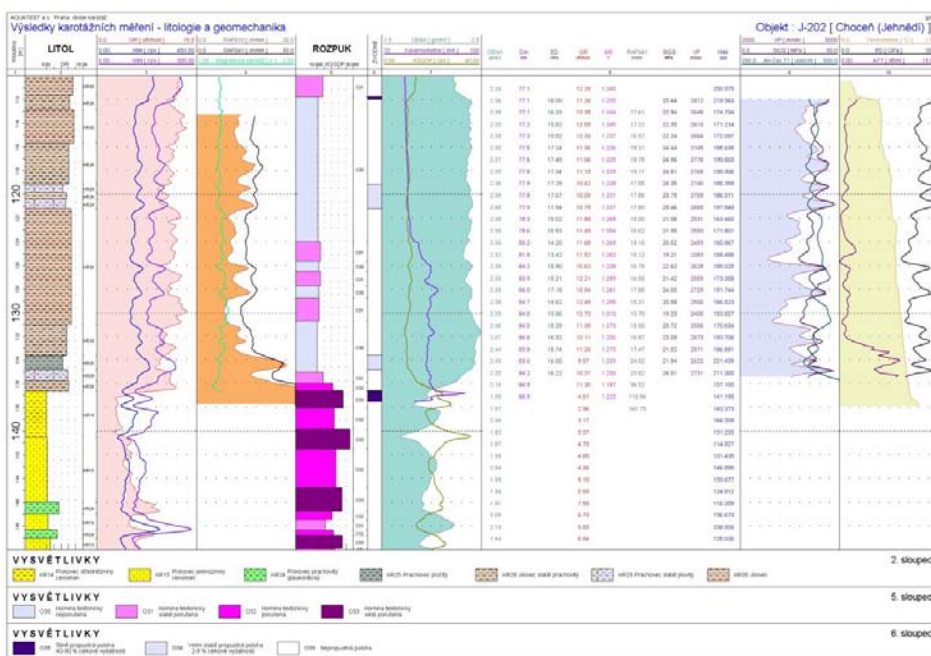
V relativně silně rozpukaném prostředí vlnová karotáž vydělila poruchová pásma v souladu s výsledky ostatních karotážních metod (elektrokarotáž, hustota, neutronová pórovitost) – dominantní porušené pásmo je v hloubce 155.0 – 159.0 m.

Ukázka č.3 (turonské prachovce místy jílovité – česká křída) v oblasti Brandýsa nad Orlicí – inženýrsko-geologický vrt při průzkumu pro železniční tunel – obr. 9-10



Obr. 9 Výsledky vlnové akustické karotáže ve vrtu Chocen

- ❑ jedná se o tuřonské prachovce místy jílovité až jílovce s pevnostním zařazením R3 až R4,
- ❑ vrt o hloubce 154.0m průchodný do 137.0 m, vrtný průměr wire-line N (76 mm), pažnice Fe do hl. 10.4 m
- ❑ ustálená hladina vody: 111.8 m, interval měření: 109.0 – 137.0 m
- ❑ horniny ve vrtu byly do hloubky 137 m málo tektonicky porušené (v silně porušené části vrtu došlo v hl. 137 m k zavalení vrtu), dobré podmínky pro měření akustické karotáže (bez přeskoků fází) a kvalita registrovaných vlnových obrazů byla velmi dobrá,
- ❑ systém WellCad umožnil jednoznačné zpracování a výpočet rychlosti podélné a příčné vlny a geomechanických vlastností hornin.



Obr. 10 Výsledky ostatních karotážních metod ve vrtu Choceň

Horniny v měřeném úseku jsou geomechanicky stabilní. Opět se prokázala dobrá shoda mezi vlnovou a klasickou akustickou karotáží. Zjištěné geomechanické moduly a Poissonovo číslo odpovídá zařazení zastižených hornin.

Závěr

Prezentované příklady měření dokladují, že metoda vlnové akustické karotáže poskytuje dobré výsledky v různých horninových prostředích. Je třeba ještě ověřit její použitelnost v nekompaktních horninách s geomechanicky horšími parametry (např. terciér). Metoda umožňuje rozčlenit zastižené horniny do geomechanicky homogenních celků, zejména jednoznačně ohraničí tektonicky porušené nestabilní horniny. Detekce všech úplných vlnových obrazů umožňuje vedle rychlosti podélných vln, stanovit i rychlost příčné vlny a tím i přímé zjištění Poissonova čísla. Je schopna kvantitativně

ocenit jednotlivé geomechanické moduly měřeného horninového prostředí. Zejména pro inženýrsko-geologické účely poskytuje souvislou informaci o geomechanice hornin v celém profilu vrt na rozdíl od bodových nereprezentativních laboratorních vzorků hornin.

Lze konstatovat, že je plně zvládnuta metodika měření a základního vyhodnocení vlnových obrazů. V současné době pokračuje studium interpretačních postupů, protože každé prostředí vyžaduje nastavení interpretačních podmínek podle rychlostí vln, jejich útlumu a případných přeskoků fází, interpretace probíhá interaktivně a geofyzik musí zadat optimální podmínky pro používaný software.

Literatura

- [1] KOŘALKA, S. Zavedení akustické aparatury Robertson Geologging Ltd. UK Slim Sonic Tool (WSSS) do provozu. MS 2006, zpráva interního TR
AQUATEST a.s. Praha
- [2] PITRÁK, M. Návod na měření a základní interpretaci sondy vlnové akustické karotáže FWS50 firmy ALT Luxemburg. MS 2009, zpráva interního TR
AQUATEST a.s. Praha

Oponentní posudek vypracoval:

Ing. Jaromír Knejzlík, CSc., Ústav geoniky AVČR, v.v.i., Ostrava

Petr KŘEŠŤAN¹, Josef PEROUTKA², Vladimír STOJE³

**SANACE TURONSKÉ ZVODNĚ V OBLASTI STRÁŽE POD RALSKEM
V LETECH 1998 – 2008**

**REMEDIATION OF TURONIAN AQUIFER IN STRÁŽ POD RALSKE AREA
IN 1998-2008**

Abstrakt

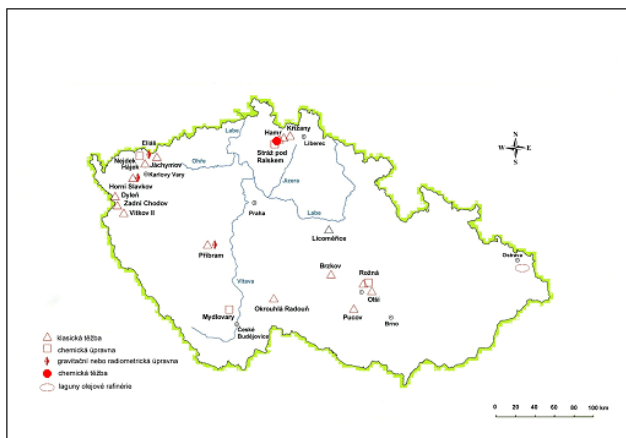
Príspevek se zabývá výsledky sanací provedených v dřívější loužicí oblasti ve Stráži pod Ralskem. Výsledky monitorování podzemních vod v období 1998-2008 jsou dokladovány.

Abstract

The article presents results of remediation in the former in situ leaching area in Stráž pod Ralskem. The results of underground water monitoring in the period 1998-2008 are described.

Úvod

Uranové ložisko Stráž pod Ralskem leží v severočeské křídové pánvi. Je dlouhodobou environmentální zátěží s. p. DIAMO (obr. 1).



Obr. 1 Mapa sanovaných lokalit ve správě s. p. DIAMO

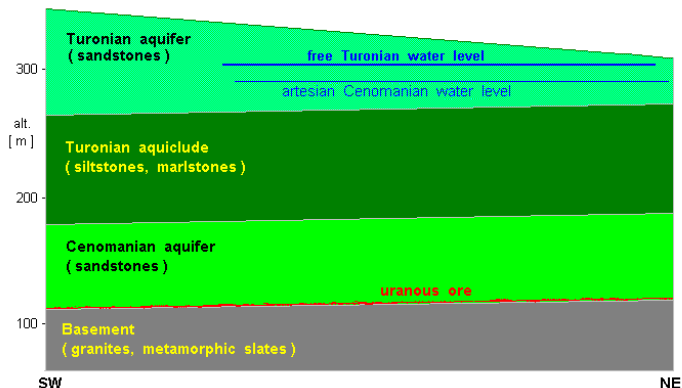
¹ Ing. Petr Křest'an, DiAMO s. p., TÚU o.z. Stráž pod Ralskem, e-mail: krestan@diamo.cz

² RNDr. Josef Peroutka, DiAMO s. p., TÚU o.z. Stráž pod Ralskem, e-mail: peroutka@diamo.cz

³ Mgr. Vladimír Stojé, DiAMO s. p., TÚU o.z. Stráž pod Ralskem, e-mail: stojec@diamo.cz

Ložisko ve Stráži pod Ralskem je tvořené svrchnokřídovými sedimenty s hojnými průniky vulkanických hornin. V oblasti jsou vyvinuty dva zvodněné horizonty, spodní cenomanský a svrchní turonský. Oddělené jsou hydrogeologickým izolátorem souvrství spodního turonu (obr. 2).

Pro vysoký obsah radioaktivních látek nejsou cenomanské vody vodohospodářsky využívány. Vody svrchního turonského kolektoru jsou však významným zdrojem pitné vody.



Obr. 2 Schematický hydrogeologický řez ložiskem Stráž

Uranové zrudnění je na bázi cenomanského souvrství. Chemická těžba uranu v oblasti probíhala od roku 1974. Do cenomanské zvodně bylo v jejím průběhu vtlačeno téměř 5 milionů tun kyseliny sírové a dalších chemikálií, čímž bylo v této zvodni ovlivněno cca 190 milionů m³ vody.

Monitorování sanačního procesu

V roce 1996 chemická těžba přešla z těžebního do sanačního režimu. Vzhledem ke znalostem o rozložení kontaminace, byla sanace zaměřena na cenomanskou zvodně. Od zahájení sanace připadla významná úloha karotáži, která společně s odběry vzorků vody z vrtů sledovala a upřesňovala rozsah a intenzitu znečištění horninového prostředí. Právě karotážní měření cenomanského souvrství metodou indukční karotáže začalo nacházet polohy s anomálně vysokou vodivostí u báze turonské zvodně. Šlo o překvapující zjištění, které nekorelovalo s analýzami vzorků vody. Turonské pozorovací a čerpací vrty, budované od začátku těžby v řídké základní síti, měly několikametrový interval perforací obvykle situovaný uprostřed mezi hladinou a dnem zvodně a vzorky tedy byly odebírány pouze z vertikálního středu zvodně a nemohly obsáhnout její rozvrstvení. Teprve otevření perforací proti intervalům s anomální měrnou elektrickou vodivostí definitivně potvrdilo, že se skutečně jedná o silnou minerální kontaminaci, pocházející z chemické těžby. Karotážní měření tedy podnítilo sanaci turonské zvodně, do které se vlivem přírodních poměrů i vlivem technologických nedostatků dostalo cca 5% kontaminantů zatlačených do cenomanské zvodně.

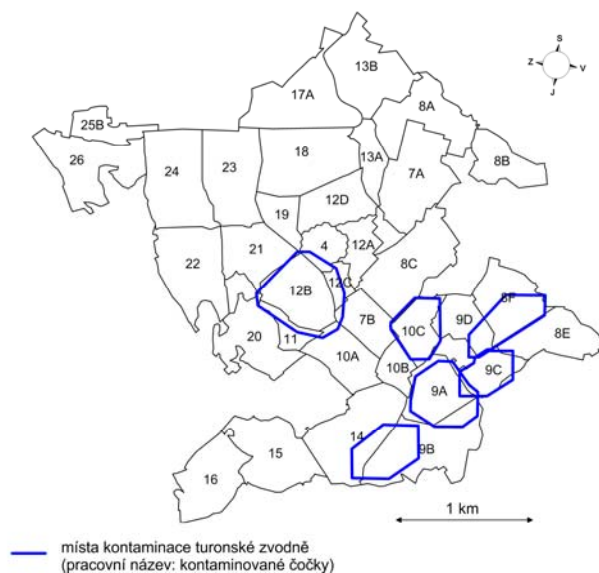
Metodika sanačního procesu

Sanační práce v turonské zvodni byly zahájeny v roce 1998. Základem sanace je odčerpání kontaminace. V začátcích sanačního čerpání byly použity rekonstruované vrty, které původně sloužily ke vtlačení loužicích roztoků do cenomanu. Rekonstrukce

spočívala v zatamponování spodní části vrtu, tj. celého cenomanského intervalu a části nepropustného souvrství spodního turonu. Tím bylo zajištěno oddělení cenomanské zvodně od turonské. Následovalo nastřelení nových perforací v intervalu kontaminace turonu. Poloha perforací byla stanovena podle výsledků měření metodou indukční karotáže. Středisko karotáže zajišťovalo nejen mapování polohy s kontaminací, ale provádělo také trhací práce při perforaci vrtů. Interval perforací byl obvykle 5 metrů, ve kterém bylo použito cca 40 – 80 ks směrových náloží na 1 m perforovaného intervalu. Rozdílný počet směrových náloží byl dán konstrukcí vrtu.

Plošný rozsah kontaminace turonu metodou indukční karotáže byl mapován měření v provozních cenomanských vrtech. V devadesátých letech byla zahuštěna síť turonských vrtů novými vrty, které byly využity k mapování rozsahu kontaminace indukční karotáží i k sanačnímu čerpání. Od roku 1990 je stálá karotážní monitorovací síť turonu.

Území s kontaminací turonu má plochu přibližně čtyř kilometrů čtverečních a z technických a organizačních důvodů bylo rozděleno na šest dílčích ploch, pracovně nazvaných "čočky", viz obr. 3.



Obr. 3 Schéma organizačního rozčlenění území s kontaminací turonu na "čočky"

V roce 1998 byla zahájena sanace čočky na polích 8F-9D, postupně se začínaly sanovat další čočky, jako poslední, v roce 2003, čočka na poli 12B, viz harmonogram měření v tab. 1. (Roční perioda detailního karotážního monitorování čoček byla v případech pomalých změn prodloužena na dvouletou.)

čočka	počet vrtů	začátek sanace	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009
8F 9D	59	12.8.1998	x	x	x	x	x	x	x	x		x		X
9A 9B	54	8.11.2000			x	x	x	x	x	x	x	x	x	X
9Bz	70	1.4.2003					x	x	x	x	x		x	
9C	56	2.3.2000		x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	X
10C	63	8.11.2002				x	x	x	x	x	x	x	x	X
12B	23	22.10.2003						x	x	x	x		x	

Tab. 1 Harmonogram monitorování tuonských čoček

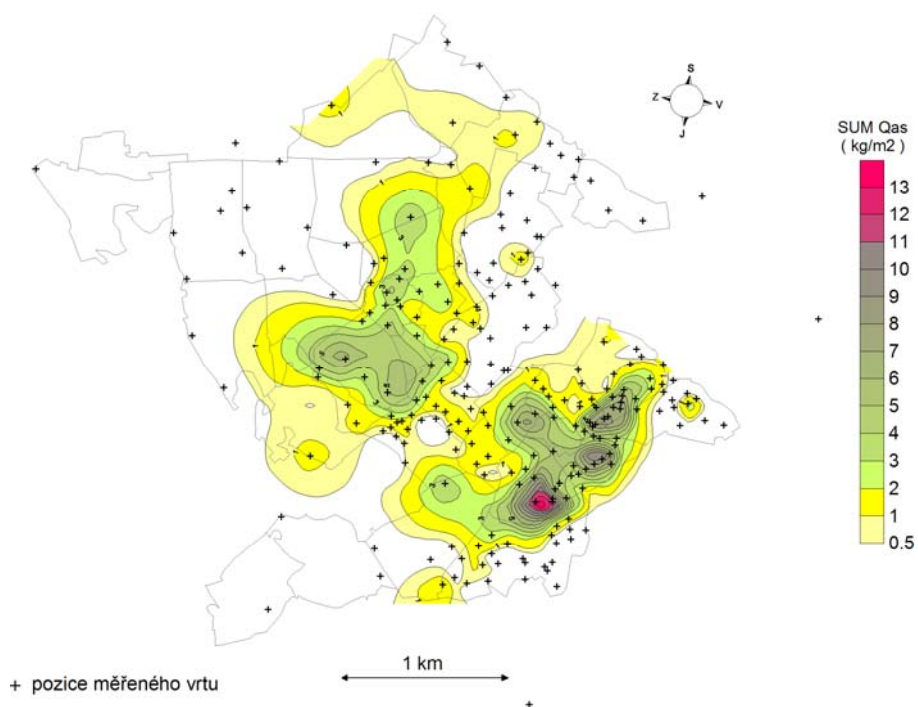
Tak, jak se místně lišily zdroje a příčiny kontaminace, liší se do určité míry i charakter složení a způsob vertikálního rozložení kontaminantu v podzemí. K únikům loužícího roztoku z prasklin pažnic v provozních vrtech přibývaly i havarijní úniky kapalin z povrchových technologií a rozvodů. V několika případech se podařilo indukční karotáží dokonce vysledovat i elektricky vodivý podzemní "oblak" postupně klesající od povrchu terénu přes suché pískovce dolů k hladině tuonu a jeho rozvlečení pomalu proudící tuonskou hladinou k dalším vrtům. Zjednodušený karotážní parametr mineralizace, počítaný jednoduše z měrné elektrické vodivosti pískovců pro pevně daný případ chemismu a porozity, se skutečnými koncentracemi rozpuštěných látek souvisí jen relativně, avšak má nenahraditelný význam pro posuzování objemů kontaminovaných vod.

Výsledky monitorování sanačního procesu

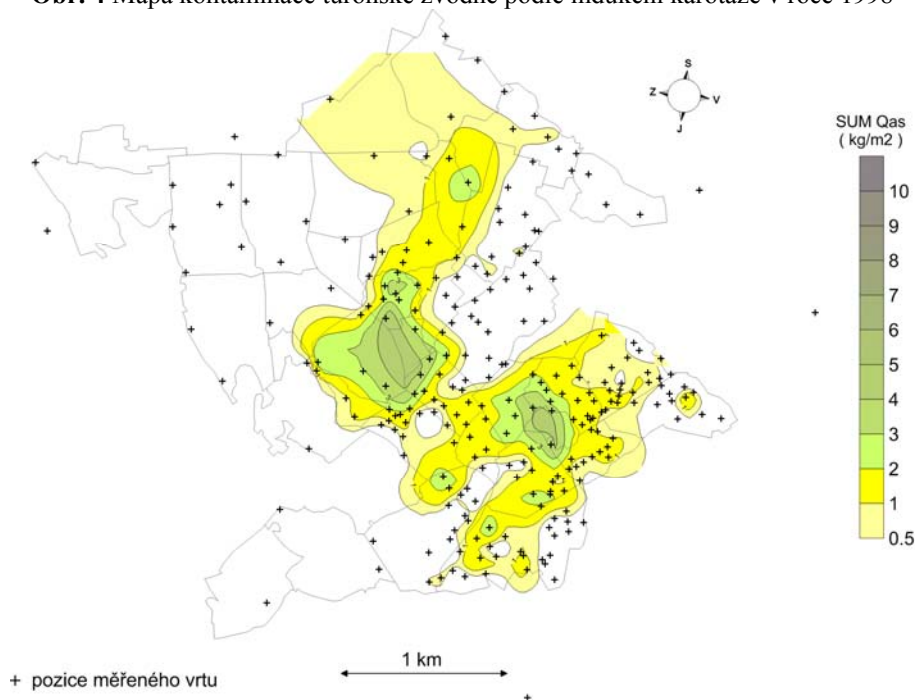
Ze zjištěných objemů a chemismů vyplývá, že v roce 2008 již bylo z podzemí vyvedeno cca 75 % hmotnosti tuonské kontaminace. Centra čoček s koncentracemi rozpuštěných látek v desítkách gramů na litr byla již v prvním roce po zahájení sanace na daném místě vyčištěna na hodnoty zhruba 1 - 2 g/l, avšak dočišťování na limity pro pitnou vodu potrvá déle, protože aureoly s menšími koncentracemi představují výrazně větší objemy vod. Plošné hustoty podle indukční karotáže v letech 1998 a 2008 jsou ilustrovány na obr. 4 a 5.

Výsledky karotážních měření, chemických analýz odebíraných vzorků vod, měření pohybu hladin jakož i celá řada dalších informací, jako například intervaly, ve kterých byly ve vrtech vyrobeny střelnými pracemi pomocí perforátorů nové perforace, se scházejí v informačním systému, používaném zainteresovanými pracovníky na celém závodě TÚU. Tento geologicko-technologický informační systém (GTIS) umožňuje znázorňovat různé kombinace údajů a provádět výpočty, potřebné při řízení sanace. Zjednodušené schéma je na obr. 6.

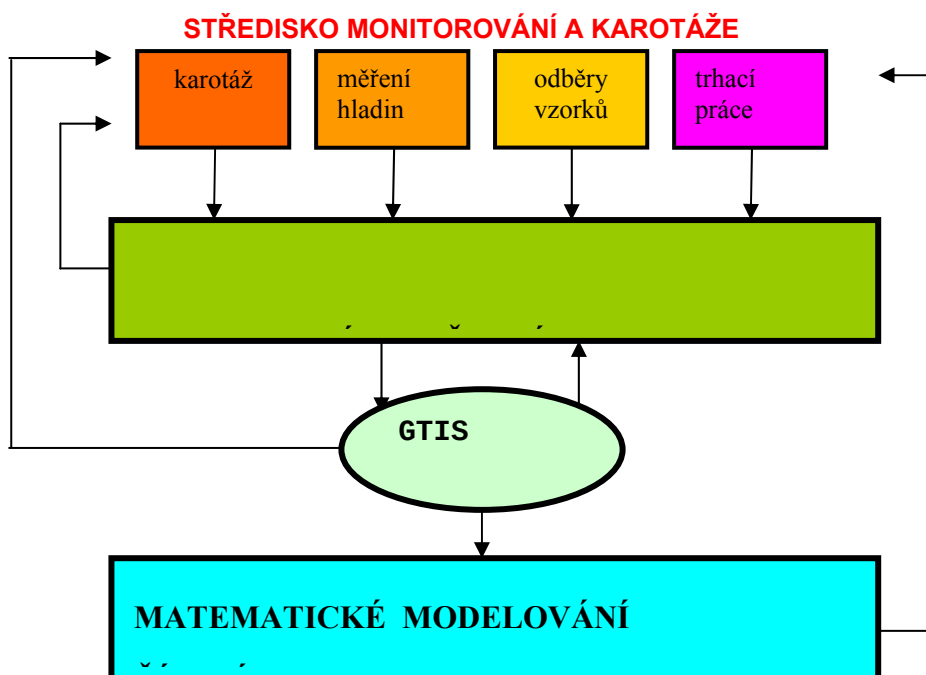
Příkladem zobrazení různých informací v GTIS může být porovnání opakovaných karotážních měření v jednom vrtu s analýzami vody čerpané ze sousedního čerpacího vrtu na obr. 7, nebo znázornění opakovaných karotážních měření na profilu vrtů v centrální části kontaminované čočky na obr. 8.



Obr. 4 Mapa kontaminace turonske zvodně podle indukční karotáže v roce 1998



Obr. 5 Mapa kontaminace turonske zvodně podle indukční karotáže v roce 2008

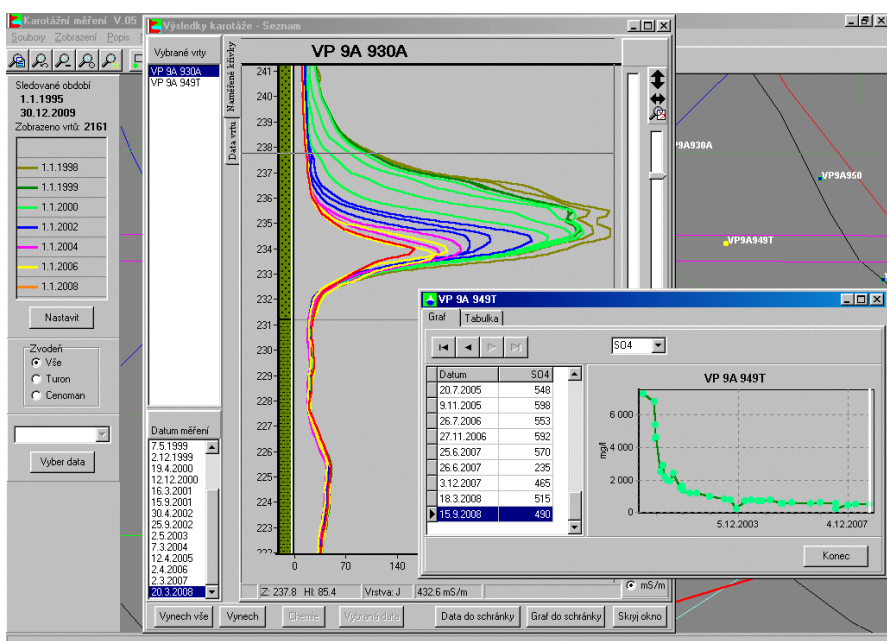


Obr. 6 Schematické znázornění toku dat při řízení sanace

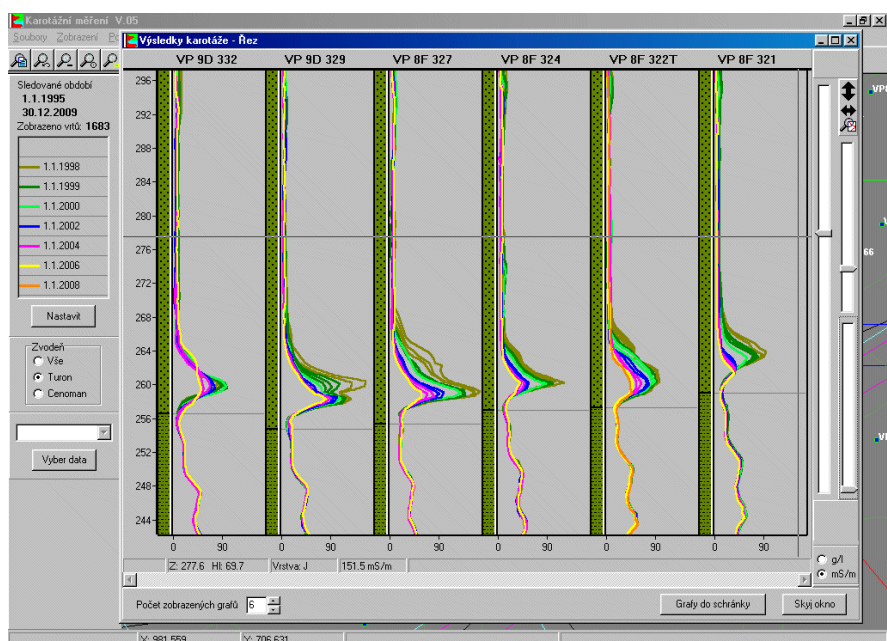
Odběry hydrochemických vzorků.

Pro vyhodnocení sanačního procesu je důležité srovnání čerpaných hydrochemických vzorků s výsledky indukční karotáže. Pro čerpání vzorků z vrtů jsou využívána následující zařízení:

Typ zařízení:	maximální hloubka zapuštění (m)
čerpadlo Grunfos MP 1	55
čerpání air-liftem (tlakový vzduch z kompresoru)	170
pulsní čerpadlo s pakrem (poháněné dusíkem)	190



Obr. 7 Časový vývoj měrné elektrické vodivosti turonských pískovců podle indukční karotáže ve vrtu VP 9A 930A a koncentrace iontu SO_4^{2-} ve vodě čerpané v sousedním vrtu VP 9A 949T (obrazovka s informačním systémem GTIS)



Obr. 8 Časový vývoj měrné elektrické vodivosti turonských pískovců podle indukční karotáže na vybraném profilu vrtů čocky 8F-9D (obrazovka s informačním systémem GTIS)

Závěr

Při sanaci turonu na lokalitě ve Stráži pod Ralskem se daří výrazně snižovat množství kontaminantu pod zemí. Podstatou je zcela odstranit poškození zásob pitné vody v turonské zvodni v širším okolí ložiska. Získávají se při tom zkušenosti, které mají obecnější platnost a mohly by nám být užitečné i při řešení dalších úkolů podobného druhu.

Na sanaci ložiska v období 1998 až 2008 se pod vedením geologického oddělení závodu TÚU ve Stráži pod Ralskem podílí několik provozních úseků. Nové sanační vrty odvrstal a vystrojil vrtný úsek, čerpání kontaminovaných vod provádějí úseky vyluhovacích polí, zpracování vod provádí stanice likvidace kyselých roztoků. Tento příspěvek se věnoval podílu střediska monitorování a karotáže.

Literatura

- [1] KAROUS, M. et al. Resistivity Methods for Monitoring Spatial and Temporal Variations in Groundwater Contamination. In *Proc. of GQM 93*. Tallinn, 6-9 September 1993, pp. 21-28.
- [2] NOVAK, J. & SMETANA, R. Modeling of Remediation after the ISL in the Straz Deposit. In *IAEA 94*. Vienna, 15-18 November 1994.
- [3] PRALAT, A. & VROCHINSKY, R. *Technical Description of Induction Log AK 2*. User's manual, Institute of Communication Technology and Acoustics, Wroclaw, 1980.
- [4] STOJE, V. Induction Log - A Good Watchdog. In *IAEA 94*. Vienna, 5-8 December 1994.
- [5] STOJE, V. *Periodické karotážní monitorování kontaminace křídových pískovců metodou IL*. Interní Zpráva o karotážním měření 94/2008 TÚU o.z. DIAMO s.p., Stráž pod Ralskem, 2008.

Oponentní posudek vypracoval:

RNDr. Miroslav Kobr, CSc., Univerzita Karlova Praha, Přírodovědecká fakulta

Radovan KUKUTSCH¹

**UPLATNĚNÍ METOD VIZUÁLNÍHO POZOROVÁNÍ V HISTORICKÉM DŮLNÍM
DÍLE JERONÝM**

**USE OF METHODS OF VISUAL OBSERVATION IN HISTORICAL MINING
WORK JERONÝM**

Abstrakt

Analogové technologie, k nimž patří záznam zvuku, filmu nebo videa, mají dlouhou historii v různých oblastech výzkumu. Výhody nových digitálních technologií a dynamický vývoj počítačové techniky se odráží tak v možnosti využívání vizuálních metod. Důvodem pro aplikaci metod vizuálního pozorování v historickém důlním díle Jeroným je nemožnost instalovat v některých místech senzory distribuovaného měřicího systému pro posouzení stability těchto míst. Vhodnou aplikací je pasportizace kamenných sutí a propadů.

Abstract

Analogue technologies, such as sound, film and video recording, have a long history in many areas of research. The advantage of new digital technologies and the dynamic development of computer technologies are reflected in the possibility of the use of visual methods. The reason for the application of methods of visual observation in the historical mining work Jeroným is the inability to install all elements of a distributed measurement system (DMS) in selected locations in mining works with regard to the stability of the reduced space. Passportization of litterfalls and cavings is also suitable application.

Úvod

Důl Jeroným jako středověké důlní dílo je dolem, ve kterém nacházíme místa s různým stupněm porušení horského masivu. Vedle míst, která jsou dlouhodobě stabilní, u kterých můžeme vyloučit destrukci důlního díla, existují místa narušená, u kterých není zcela možné predikovat časoprostorové změny tohoto díla. Podnětem pro zavedení metod vizuálního pozorování je stav horského masivu a snížená stabilita některých částí Dolu Jeroným, zejména komor K3 a K4 [1,2], ve kterých registrujeme značné opady stropů [3]. Samotné snímkování důlního díla tak vhodně doplňuje distribuovaný měřicí systém (DMS) Dolu Jeroným [4,5], který mj. zaznamenává i zatížení horského masivu.

¹ Ing. Radovan Kukutsch, Ph.D., Ústav geoniky AVČR, v.v.i., Studentská 1768, 708 00 Ostrava, e-mail: kukutsch@ugn.cas.cz

Dalším důvodem použití vizuálních metod je samotná pasportizace a evidence opadů a přilehlých závalů. Zde se tato metoda jeví jako použitelná a velmi praktická, neboť umožňuje dlouhodobé sledování stavu opadů a závalů. Kritériem pro nalezení vhodné metody bylo i prostorové uspořádání a plošná rozlehlost opadů, resp. závalů.

Časosběrné snímkování

Jednou z metod vizuálního pozorování, nacházející své uplatnění při pozorování časoprostorových změn horského masivu Dolu Jeroným, je metoda časosběrného snímkování. Samotná metoda časového snímkování spočívá v opakovaném snímkování zájmového objektu v čase se zachováním konstantních parametrů fotografie. Tato metoda klade vysoké nároky na přesnost snímkování, neboť je žádoucí vytvářet identické snímky.

Základem této metody je instalace pevného stání spojeného se zemí tak, aby vlivem upínání fotozařízení a jiné manipulace nedocházelo ke změně polohy. Zařízení bude vybaveno třicestnou hlavou pro přesné uchopení fotoaparátu, umožňující nastavení hlavy (přední a boční sklon) po malých krocích s možností odečtu nastavení polohy. Vlastní fotoaparát bude vybaven sáňkami pro možnost připojení externího blesku. Předpokladem je taktéž zabezpečení neměnného osvětlení daného prostoru. Umístění osvětlení bude s ohledem na výkon světelného zdroje předmětem prvotních zkušebních měření, aby i zde bylo dosaženo neměnného osvětlení a nedocházelo k degradaci snímků z důvodu odlišného nasvícení (efekt plasticity). Rovněž z důvodu zamezení reflexe na objektivu je pro další snímání žádoucí přesné definování vzdálenosti světelného zdroje od fotoaparátu.

Předpokladem pro tuto metodu je nezbytné technické a softwarové vybavení.

Technické vybavení

- ☐ Pevné stání pevně spojené se zemí s možností upevnění stativové hlavy
- ☐ Dvoucestná, př. třicestná hlava pro uchopení fotoaparátu (obr. 1)
- ☐ Fotoaparát s vysokým rozlišením umožňující vytvářet výřezy při zachování kvality, s možností manuálního režimu a připojení externího blesku
- ☐ Dálková spoušť
- ☐ Osvětlení 1000 W př. 2000 W s možností regulace světelného výkonu, např. halogenový reflektor 500 W DUO Telestativ
- ☐ Stereo nástavec pro metodu stereofotografie
- ☐ 3D brýle
- ☐ Nástroje a vybavení pro zhotovení pevného stání (tyče, úhlová bruska, prodlužovací kabely, vodováha apod.)

Softwarové vybavení

- ☐ Fotoeditační software s možností editace a konverze formátu RAW (např. Digital Photo Professional fy Canon)
- ☐ software pro porovnávání snímků podle obrazové informace, nikoliv podle parametrů Exif (Exchangeable image file format – metadata vkládaná do fotografie dig. fotoaparátem) obsažených v každém snímku,

např. Image Comparer či software založen na technologiích MUFIN (Multi-Feature Indexing Network), CBIR (Content Based Image Retrieval), SIMPLicity (Semantics-Sensitive Integrated Matching for Picture Libraries) aj.

- ☐ software pro vytváření prostorových snímků (anaglyphů), např. Anaglyph Maker



Obr. 1 Stativová hlava s možností odečtu hodnot ve vertikálním i horizontálním směru

Princip metody porovnávání snímků

Vlastní snímkování z fotografického hlediska spočívá v zachování níže uvedených parametrů:

- ☐ ohnisková vzdálenost
- ☐ clona
- ☐ expoziční čas
- ☐ citlivost (ISO)
- ☐ expoziční režim
- ☐ úhel vůči fotografovanému objektu (strop, puklina apod.)

Po vytvoření snímků či jejich sérií přistoupíme ke kontrole snímků na počítači podle Exif informace (citlivost, clona, expoziční čas, ohnisková vzdálenost, informace o použití blesku či vzdálenost zaostření), abychom se ujistili, že byly zachovány veškeré parametry jako v předchozím snímkování. V případě odlišných parametrů upravíme snímek v RAW editoru (digitální kompenzace expozice (ztmavení nebo zesvětlení snímku): +/-2 EV po 0.1 EV, vyvážení bílé, kontrast, saturace barev, odstín barev, ostrost, barevný prostor), ovšem za předpokladu, že ohnisková vzdálenost a úhel vůči fotografickému objektu je zachován. V opačném případě je snímek vyřazen z porovnávání.

Po kontrole parametrů snímků přichází na řadu kontrola snímků pomocí softwarových nástrojů [6] metodou porovnávání sledováním změn obrazové informace, jejich následné vyhodnocení a velkoformátový tisk bez ohledu na to, zda se snímky z předchozích fotografických měření shodují či nikoliv. V případě, že se nám snímky neshodují, přistoupíme ke zpětné kontrole pomocí velkoformátových fotografií. Pokud nám analýza těchto snímků potvrdí, že se snímané objekty (závaly, opady) liší ve svém prostorovém uspořádání, stanou se dotčená místa předmětem metrických, konvergenčních a dalších doprovodných měření.

Stereofotografie

Při pozorování časoprostorových změn míst se sníženou stabilitou (pilíře) nachází své uplatnění rovněž metoda stereofotografie - fotografická technika umožňující zachytit prostorový vjem [7]. V rámci této metody budou vytvářeny anaglyphy - stereoskopická technika, umožňující prostorově vnímat obrazy. Tato metoda využívá rozložení obrazů pro levé a pravé oko na barevné složky a složení přes sebe do jedné fotografie.

Princip metody je totožný s metodou výše uvedenou. Rozdíl spočívá v použití stereonástavce a dvojnásobném počtu snímků, neboť tato metoda vyžaduje, aby byl druhý snímek v horizontální rovině posunut vůči fotografovanému objektu o cca 6 cm.

Popis zájmových míst v Dole Jeroným

V důlním díle Jeroným se nachází několik míst, která budou předmětem vizuálního pozorování a následného studia. Jedná se zejména o místa, ve kterých se nachází výrazné opady stropů [8] nebo závaly, u kterých je předpoklad, že se mohou vlivem nadržené vody rozplavovat.

1. Zával v chodbě CH2

Mohutný zával v pravém boku chodby CH2 (obr. 2). Jedná se zřejmě o zavalenou komoru. Za stanovištěm v pokračování chodby CH2 se nachází zával a nadržená voda (obr 3). Od závalu až po m. b. č. 215 nacházíme drobné opady ze stropu chodby. Zával v chodbě CH2 bude dokumentován, neboť nelze vyloučit rozplavování závalu vlivem nadržené vody. Dotčená oblast se nachází v místech s výrazným rozrušením horského masivu, projevující se na povrchu četnými poklesovými jevy [9]. Mezi nejvýznamnější patří pinka nad chodbou CH25, kdy její provalení může významně ovlivnit i zával v chodbě CH2.



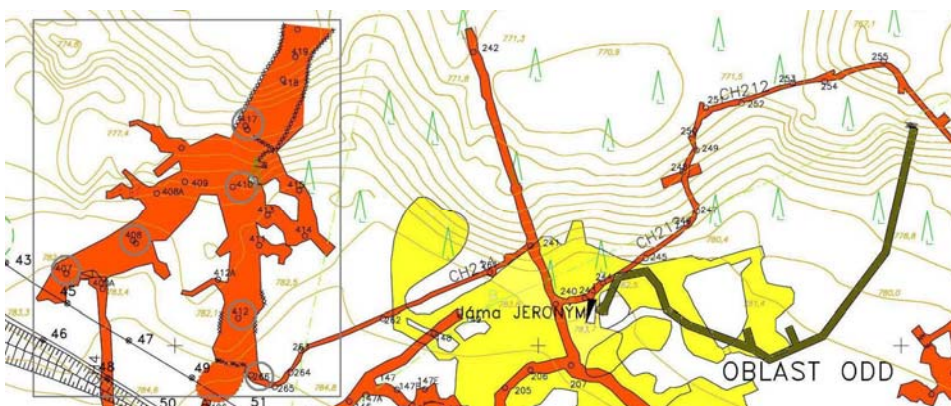
Obr. 2 Závál v oblasti chodby CH2



Obr. 3 Neprůchozí zával u m.b. 215 (chodba CH2)

2. Komora K3

Komora K3 (obr. 4) na Dole Jeroným společně s komorou K4 patří ke komorám s četným výskytem opadávek a závalových jevů. Komora K3 je dovrchně vedené důlní dílo, u kterého nelze vyloučit komunikaci s povrchem [10]. V úseku mezi body m. b. č. 266 – 412 nacházíme lokální opady stropu a částečně boků. V K3 směrem k m. b. č. 417 se již vyskytují opady velkého rozsahu (obr. 5). Největší opady podél tektoniky registrujeme v úseku m. b. č. 408 – 410. V úseku m. b. č. 407 – 408 jsou již pouze odpady sporadické.



Obr. 4 Komora K3



Obr. 5 Opady u m.b. 417 (komora K3)

3. Komora K1

Strop severozápadní části komory K1 (obr. 6) je lavicovitě zatrhnán podél subhorizontální tektoniky. Mocnost lavic cca 50 cm, trhliny od 1 – max. 5 cm. V jihozápadní části komory K1 jsou značné opadávky zejména stropů a části boků většinou podél subhorizontální tektoniky. Stropní části komory K1 jsou z hlediska opadů značně nestabilní.

4. Komora K4

Do prostoru komory K4 (obr. 7) ústí dva závaly (obr. 8) obsahující rulový materiál. Je to neklamný signál prolomení stropů u výše položených důlních děl, které souvisí s komorou K1. Lze předpokládat, že se jedná o závaly, které mohou dosáhnout až pod povrch.

Vzhledem k bezprostřední blízkosti silnice č. II/210 bylo by vhodné se pokusit např. vrtným průzkumem z povrchu o ověření rozsahu předpokládaných závalů nebo možné existence nezaložených nebo nezavalených velkoprostorových důlních děl.



Obr. 8 Zával v komoře K4

Závěr

Cílem metody časosběrného snímkování je vytvoření jednotné metodiky sběru časových dat a dlouhodobé pozorování míst se sníženou stabilitou (komora K3, K4). S tím souvisí spojená pravidelná dokumentace opadů a pravidelná dokumentace vybraných závalů a ostatních specifických jevů (např. dokumentace kolísání hladiny důlních vod). V případě zjištění komunikace závalů v SZ části K1 a K4 bude nutné detailněji zdokumentovat předmětnou oblast důlních děl a hledat možné souvislosti, neboť problematiku poměrně rozsáhlých závalů nad i pod přístupnými důlními díly nelze podceňovat.

Výsledky snímkování a provedených měření budou zahrnuty do vznikajícího modelu Dolu Jeroným.

Příspěvek byl zpracován za finanční podpory GAČR, projekt číslo 105/09/0089 „Prognóza časoprostorových změn stability důlních prostor technické kulturní památky Důl Jeroným v Čisté“

Literatura

- [1] KALÁB, Z., KNEJZLÍK, J., KUKUTSCH, R., LEDNICKÁ, M., RAMBOUSKÝ, Z., DOMBKOVÁ, A. & MAKOVSKÝ, J. *Seizmické zatížení historického díla Dolu Jeroným v Čisté v roce 2008 a distribuovaný měřicí systém*. Výzkumná zpráva, ÚGN Ostrava, 2008, 27 stran.
- [2] ŽŮREK, P., KOŘÍNEK, R., KALÁB, Z., HRUBEŠOVÁ, E., KNEJZLÍK, J., DANĚK, T., KUKUTSCH, R., MICHALČÍK, P., LEDNICKÁ, M. & RAMBOUSKÝ, Z. *Historický Důl Jeroným v Čisté. Monografie*. VŠB – Technická univerzita Ostrava a Ústav geoniky AVČR, v.v.i. Ostrava, 2008, ISBN 978-80-248-1757-6, 82 stran.

- [3] ŽŮREK P., KOŘÍNEK R., MICHALČÍK P., ŠTĚPÁNKOVÁ H., DANĚK T., KUKUTSCH R., KALÁB Z., KNEJZLÍK J. & LEDNICKÁ M. Komplexní sledování geotechnických problémů lokality Čistá – Důl Jeroným, období 2004-2005. *Uhlí, Rudy, Geologický průzkum*. č. 9/2005.
- [4] KNEJZLÍK, J. Distribuovaný systém pro monitorování v Dole Jeroným v Čisté. *Transactions (Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské – Technické univerzity Ostrava)*, Řada stavební, 2006, roč. VI, č.2/2006, ISSN 1213-1962, ISBN 80-248-1187-1, 181-187.
- [5] KALÁB, Z. & KNEJZLÍK, J. Nové prvky distribuovaného měřicího systému ve středověkém Dole Jeroným v Čisté. In *Sborník Hornická Příbram ve vědě a technice 2008*. Příbram, 2008, CD, příspěvek T3.
- [6] Image Comparison With VNCRobot 1.3.
<http://www.vncrobot.com/docs/v1.3/gui/comparison.html>
- [7] BOHÁČ, M. *Způsoby snímání stereofotografií*.
<http://klub.stereofotograf.eu/foceni.php>
- [8] ŽŮREK, P. a kol. (2001): *Geomechanická stabilita kulturní památky Důl Jeroným-Čistá, okr. Sokolov*. Závěrečná zpráva HS č. 510795, Ostrava, listopad 2001
- [9] KUKUTSCH, R. & STOLÁRIK, M. Povrchové útvary na lokalitě Čistá. In *Sborník Hornická Příbram ve vědě a technice 2008*. Příbram, CD, příspěvek T7.
- [10] KUKUTSCH, R. Critical places at locality Čistá, Mine Jeronym and their possible development. In *Górnictwo zrównoważonego rozwoju 2008*, Wydział górnictwa i geologii politechniki śląskiej, Gliwice, Poland. 441-450, ISSN 0372-9508
- [11] ŽŮREK, P., KOŘÍNEK, R., SLIVKA, V., MICHALČÍK, P., DANĚK, T., ŠTĚPÁNKOVÁ, H., DOLEŽAL, M., KALÁB, Z., KNEJZLÍK, J., KUKUTSCH, R. & LEDNICKÁ, M. *Sledování geomechanické stability kulturní památky Důl Jeroným v Čisté okr. Sokolov*. Závěrečná zpráva HS 5005006, VŠB TUO a ÚGN AVČR, 2008, 39 str.

Oponentní posudek vypracoval:

Doc. RNDr. Pavel Bláha, DrSc., GEOTest Brno, a.s.

Markéta LEDNICKÁ¹, Zdeněk KALÁB²

„SEIZMICKÁ CHARAKTERISTIKA ZÁKLADOVÝCH POMĚRŮ“ PRO STONAVU

„SEISMIC CHARACTERISTIC OF FOUNDATION CONDITIONS“ FOR AREA OF STONAVA

Abstrakt

V příspěvku je představena nová tématická vrstva seizmická charakteristika základových poměrů“ pro vybranou oblast Karvinska. Karvinská oblast je typická složitými geologickými podmínkami a hlubinnou těžbou doprovázenou důlně indukovanou seizmicitou. Oblast je hustě obydlená, v oblasti je též řada významných budov a objektů, včetně historických budov a kulturních památek. Proto bylo Karvinsko zvoleno jako studijní oblast pro vytvoření map střetů zájmů. Diskutovaná mapová vrstva představuje reálnou situaci pro Stonavsko pro rok 2008.

Abstract

Map of new thematic layer called “seismic characteristic of foundation conditions” for selected area of Karviná region is presented in this contribution. Complicated conditions due to local geology and mining activities are typical of the region of Karviná (especially mining induced seismic loading). This area is also densely populated and many significant buildings and structures, including historical buildings and cultural monuments, can be found in the region under discussion. Hence, Karviná region was selected as studied area for creation of maps of conflict of interests. Presented map of thematic layer “seismic characteristic of foundation conditions” presents situation in the year 2008 for area of Stonava.

Úvod

Hodnocení seizmického zatížení stavebních objektů na základě tzv. “map střetů zájmů” poskytuje rychlou informaci pro první zhodnocení tohoto zatížení ve vybrané oblasti. Princip tvorby těchto map spočívá v konfrontaci třech vstupních témat – “zájmová oblast”, “stavební objekty” a “seizmické zatížení” (Lednická et al., 2006). Vybrané parametry zájmové oblasti jsou zhodnoceny v nové tématické mapové vrstvě „seizmická charakteristika základových poměrů“. Metodika tvorby této tématické vrstvy a výsledná pilotní mapa vybrané oblasti již byla publikována (např. Kaláb a Lednická,

¹ Ing. Markéta Lednická, VŠB - Technická univerzita Ostrava, fakulta stavební, L. Poděšť 1875, Ostrava, e-mail: lednicka@ugn.cas.cz, též Ústav geoniky AV ČR, v.v.i., Studentská 1768, Ostrava

² Doc. RNDr. Zdeněk Kaláb, CSc., Ústav geoniky AV ČR, v.v.i., Studentská 1768, Ostrava, e-mail: kalab@ugn.cas.cz, též VŠB - Technická univerzita Ostrava, fakulta stavební, L. Poděšť 1875, Ostrava

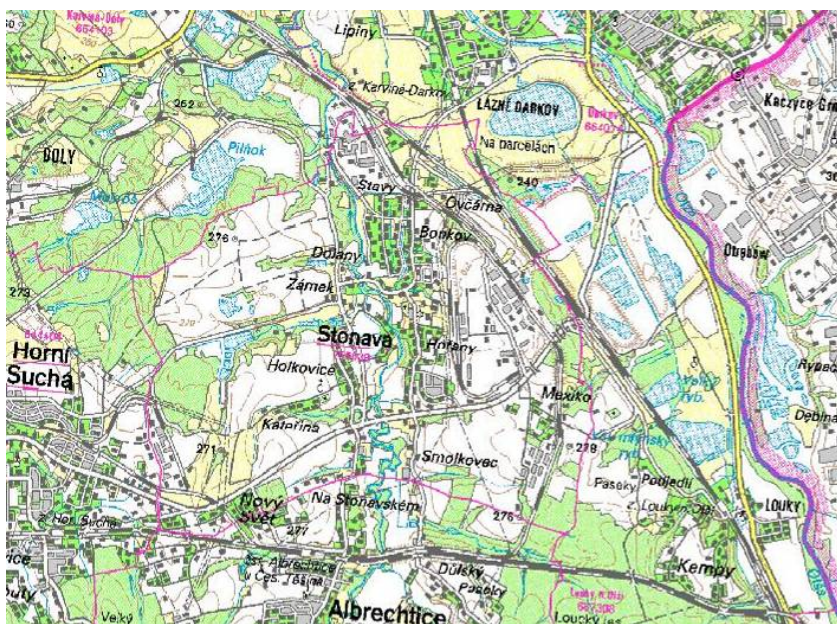
2008; Lednická a Kaláb, 2008). Na základě dalších podkladů a zpřesnění vstupních dat byla pro rok 2008 sestavena mapa hodnotící situaci v oblasti Stonavy na Karvinsku.

Vstupní data

Mapa tématické vrstvy „seizmická charakteristika základových poměrů“ byla vytvořena pro vybranou oblast Stonavy (obr. 1). Mapa byla sestavena na základě čtyř vrstev – přípovrchová geologie, úroveň hladiny podzemní vody, deformace terénu způsobené hlubinnou těžbou a dynamické jevy – sesuvy. V následujících kapitolách tohoto příspěvku je popsána tvorba těchto vrstev na základě dostupných vstupních dat a na závěr je z těchto dat sestavena vrstva „seizmická charakteristika základových poměrů“.

Přípovrchová geologie

Hodnoceným parametrem tématické vrstvy „přípovrchová geologie“ je třída zeminy nebo horniny (třídy zemin a hornin značeny dle ČSN 73 1001). Pro stanovení třídy zemin a hornin byla využita „mapa inženýrskogeologického rajónování“ (Kašpárek, 1998), pro oblast Stonavy se jedná o „list 15 – 44 Karviná“. V legendě mapy najdeme stratigrafické zařazení hornin a zemin a litologické popisy rajónů, včetně jejich inženýrskogeologických charakteristik a zatřídění podle ČSN 73 1001 a ČSN 73 3050. Na mapě (list 15 – 44 Karviná) je vyčleněno 6 rajónů předkvartérních hornin a zemin a 10 rajónů zemin kvartérního pokryvu, které byly dále rozčleněny na 101 podrajónů, jejichž schematické řezy jsou zobrazeny v legendě.



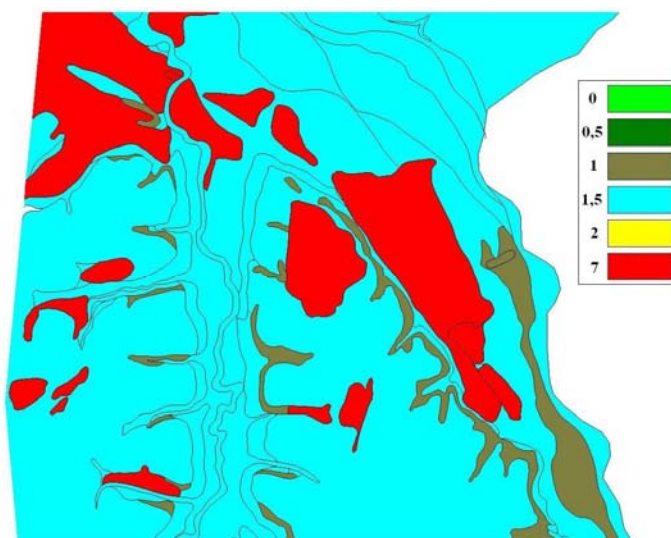
Obr. 1 Oblast Stonavy (dle www.cuzk.cz)

Schematické řezy zahrnují kromě informace o mocnosti vrstev a jejich složení také údaje o předpokládané průměrné ustálené hladině podzemní vody (tato informace byla použita pro vytvoření další tématické vrstvy „úroveň hladiny podzemní vody“).

Jednotlivým třídám zemin a skalních hornin, které byly pro danou oblast zjištěny na základě „mapy inženýrskogeologického rajonování“, je přiřazeno bodové ohodnocení dle příslušné bodové skupiny, tak jak je uvedeno v popisu metodiky tvorby „seizmické charakteristiky základových poměrů“ (Kaláb a Lednická, 2008). Protože na základě informací o zařazení zemin a skalních hornin dle „mapy inženýrskogeologického rajonování“ nebylo možno u vybraných jemnozrnných zemin přesně stanovit konzistenci (různým hodnotám konzistence odpovídá bodové ohodnocení 1 nebo 2), bylo těmto zeminám přiřazeno hodnocení 1,5.

Velkou část analyzovaného území zaujímá rajon násypů, hald a odkališť. Dle ČSN 73 1001 je řadíme do skupiny Y, tzn. mezi materiály, které nejsou využitelné jako základová půda. Z toho důvodu bylo těmto materiálům přiřazeno bodové ohodnocení 7, to proto, aby při součtu všech hodnot bodového ohodnocení daného místa bylo dosaženo velmi nepříznivých základových poměrů (musí platit, že součet bodového ohodnocení je větší než 6).

Na obr. 2 je výsledná tématická vrstva „přípovrchová geologie“ spolu s bodovým ohodnocením.



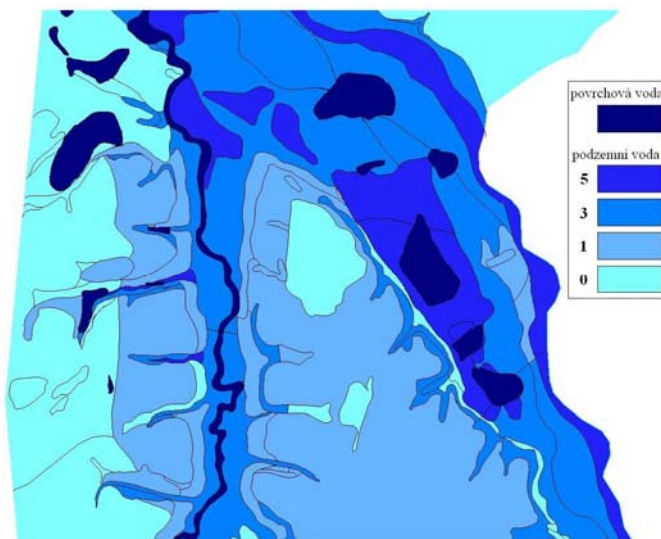
Obr. 2 Bodové ohodnocení vrstvy „přípovrchová geologie“

Úroveň hladiny podzemní vody

Informace o průměrné hloubce hladiny podzemní vody pod úrovní terénu byla převzata z jednotlivých řezů podrajónů inženýrskogeologického mapování. V každém řezu je naznačena úroveň hladiny podzemní vody, mocnost vrstev kvartérního pokryvu a typ zemin či hornin. Ne vždy lze z těchto řezů zcela jednoznačně určit hloubku hladiny podzemní vody pod povrchem, většinou jde o rozsah úrovní hladin podzemní vody. Při přiřazení bodového ohodnocení nastal u některých oblastí problém z důvodu velkého rozsahu úrovní hladin zjištěných na základě řezů podrajónů, kdy rozsah úrovní odpovídal bodovému ohodnocení hloubky hladiny podzemní vody 0 a 3 zároveň. U těchto oblastí proto bylo upraveno bodové hodnocení na hodnotu 1.

Výsledná tématická vrstva hloubky hladiny podzemní vody spolu s bodovým ohodnocením je na obr. 3.

Kromě informace o hloubce hladiny podzemní vody jsou v této tématické vrstvě zobrazeny také oblasti výskytu povrchových vod, které byly dohledány podle aktuální situace (např. podle leteckých snímků). Hydrogeologická situace analyzované oblasti je silně ovlivněna stále trvající těžbou černého uhlí, což má za následek např. poklesy původního terénu a následnou změnu úrovně hladiny podzemní vody, případně i vznik nových vodních ploch na povrchu, dále zakládání odkališť pro odkládání uhelných kalů, odčerpávání podzemních vod při odvodňování, apod.



Obr. 3 Bodové ohodnocení vrstvy „úroveň hladiny podzemní vody“

Deformace terénu způsobené hlubinnou těžbou – poklesy

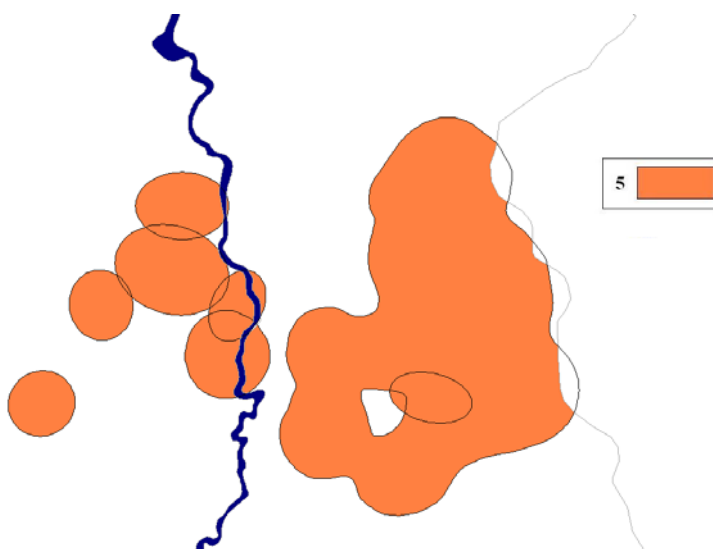
Hodnoceným parametrem této tématické vrstvy je informace o aktivitě poklesů povrchu vzniklých podpovrchovým dobýváním. Při tvorbě této vrstvy byly použity dva typy vstupních dat. Jedním typem jsou izolinie poklesů na povrchu z plánovaných ploch Dolu ČSM pro období 2007-2008 (data poskytl ing. Konesz, OKD a.s., Důl ČSM). Druhým typem vstupních dat byla informace o předpokládaném ovlivnění konkrétních objektů příslušné oblasti deformacemi terénu. Tato informace je součástí „rozhodnutí obvodního báňského úřadu“ (vyvěšeno na úřední desce úřadu ve Stonavě). Pro tématickou vrstvu „seismická charakteristika základových poměrů“ byly vybrány deformace povrchu od těžby porubů povolených v kalendářním roce 2008.

Výsledná tématická vrstva „deformace terénu“ spolu s bodovým ohodnocením je na obr. 4. Z důvodu neznalosti všech potřebných dat (převážně se jedná o časové hledisko vzniku uvedených poklesů) jsou všechny uvedené deformace považovány za aktivní ve zvoleném časovém období – v roce 2008.

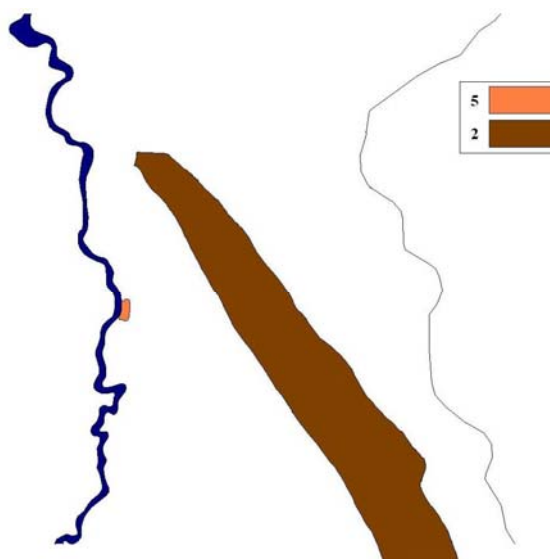
Dynamické jevy - sesuvy

Informace o výskytu a aktivitě svahových sesuvů jsou převzaty z mapy „Svahové deformace Ostravska“ (Müllerová a Ides, 2004).

Na obr. 5 je znázorněna vrstva s vyznačením sesuvů a jejich bodové ohodnocení.



Obr. 4 Bodové ohodnocení vrstvy „deformace terénu způsobené hlubinnou těžbou - poklesy“



Obr. 5 Bodové ohodnocení vrstvy „dynamické jevy - sesuvy“

„Seizmická charakteristika základových poměrů“

Jak již bylo uvedeno výše, a v souladu s vytvořenou metodikou (Kaláb a Lednická, 2008), byla z uvedených čtyř vrstev sestavena tématická vrstva „seizmická charakteristika základových poměrů“ (obr. 6). Zatřídění do třídy základových poměrů je provedeno na základě součtu vah bodového ohodnocení jednotlivých parametrů konfrontovaných tématických vrstev zájmové oblasti. Součet vah bodového ohodnocení pro jednotlivé třídy základových poměrů podle původní metodiky (platí pouze pro zpracovávanou oblast Karvinska) je uveden v tab. 1. Pokud součet bodového hodnocení jednotlivých parametrů není celé číslo, pak je příslušná oblast zahrnuta do příznivějšího hodnocení základových poměrů.

Tab.1 Součet vah bodového ohodnocení pro jednotlivé třídy základových poměrů (platí pouze pro zpracovávanou oblast Karvinska)

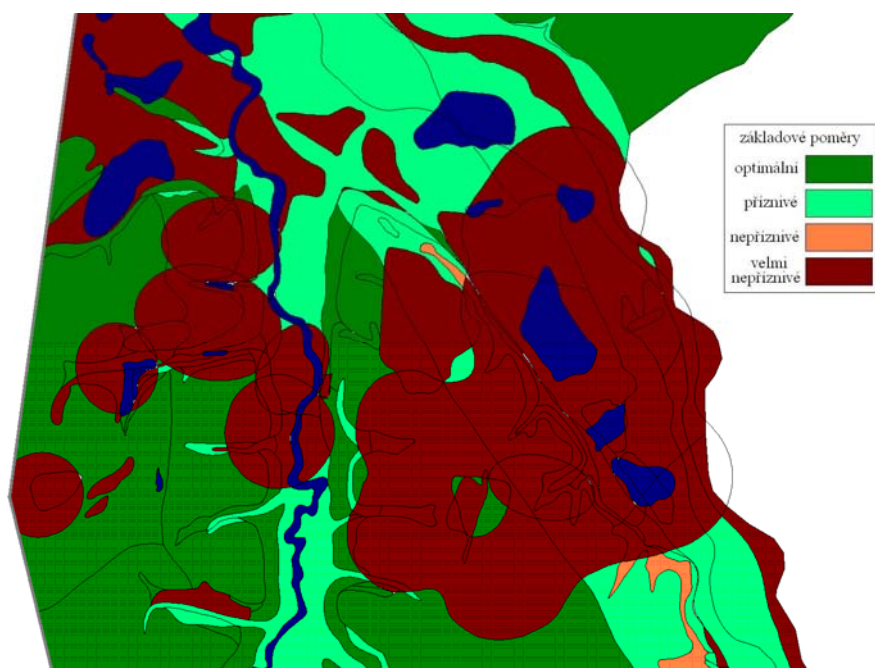
základové poměry	součet vah bodového ohodnocení
optimální	0-2
příznivé	3-4
nepříznivé	5-6
velmi nepříznivé	nad 6

Na základě výsledné mapy můžeme říci, že v oblasti se nachází z daného pohledu jak místa s příznivými základovými poměry, tak místa s nepříznivými, případně velmi nepříznivými základovými poměry. Posledně jmenovaná místa zahrnují především oblasti s aktivními sesuvy, s aktivními deformacemi terénu a oblasti násypů, hald a odkališť. K hodnocení těchto oblastí je nutno přistoupit individuálně s uvážením konkrétní situace.

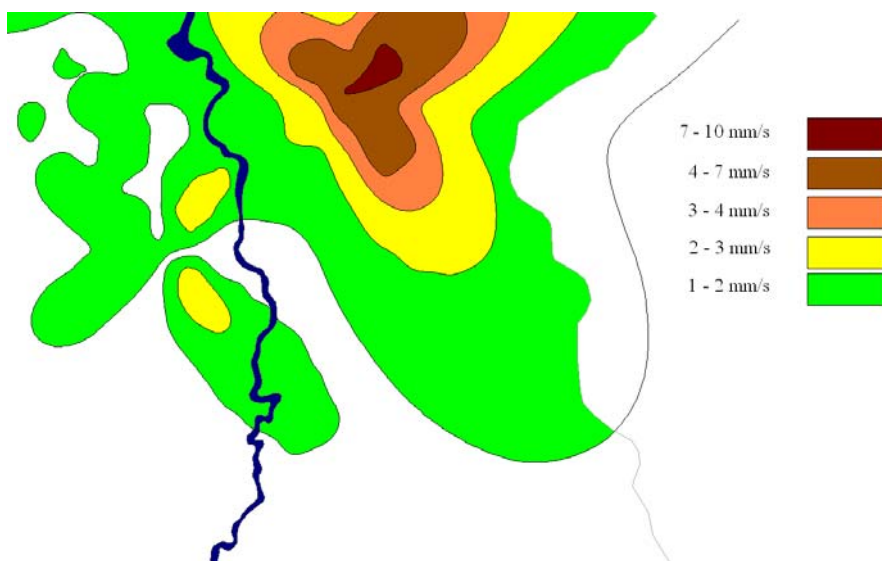
Pro orientační zhodnocení seizmického zatížení důlně indukovanou seizmicitou v dané oblasti je možné využít mapu izolinií maximálních rychlostí kmitání na povrchu pro daný rok (obr. 7, data OKD, DPB, a.s. Paskov). Ve zkoumané oblasti dosáhly rychlosti kmitání na povrchu v roce 2008 podle této informace hodnot až 10 mm/s. Pokud nás bude zajímat převážně seizmické zatížení objektů v nepříznivých až velmi nepříznivých základových podmínkách, potom se hodnoty rychlostí kmitání pohybovaly maximálně do 4 mm/s, čemuž odpovídá stupeň poškození 0 (stav bez poškození).

Závěr

V příspěvku je popsáno podrobnější hodnocení vstupního tématu map střetů zájmů - zájmové oblasti a sestavení mapy dle této metodiky na základě reálných vstupních dat vybrané oblasti (zvolena oblast Stonavy). Velký počet různých vstupních parametrů vrstev zájmové oblasti je možno celkově zhodnotit pomocí stanovení tzv. „seizmické charakteristiky základových poměrů“. Jde o novou tématickou vrstvu a jejím výsledným parametrem jsou čtyři třídy základových poměrů. Pojem „seizmická charakteristika základových poměrů“ slouží pouze pro účely map střetů zájmů. Vyhodnocené oblasti se základovými poměry „nepříznivými“ a „velmi nepříznivými“ bude třeba posoudit individuálně podle platných norem.



Obr. 6 Tématická vrstva “seizmická charakteristika základových poměrů”



Obr. 7 Mapa izolinií maximálních rychlostí kmitání na povrchu pro rok 2008 (zdroj: OKD, DPB, a.s. Paskov).

Bodové ohodnocení parametrů vybraných vrstev zájmové oblasti a určení třídy základových poměrů na základě součtu vah bodového hodnocení jsou zpracovány pro oblast Karvinska. Pro další oblasti bude nutno bodové ohodnocení přepracovat podle lokálních podmínek.

Poděkování

Tento výsledek byl získán za finančního přispění MŠMT ČR, projekt IM0579, v rámci činnosti výzkumného centra CIDEAS.

Literatura

- [1] ČSN 73 1001 *Zakládání staveb. Základová půda pod plošnými základy.*
- [2] ČSN 73 3050 *Zemné práce. Všeobecné ustanovenia.*
- [3] KALÁB, Z. & LEDNICKÁ, M. Introduction of Thematic Layer Called “Seismic Characteristic of Foundation Conditions” in Maps of Clash of Opinions. In *Proceedings of International Conference 70 Years of FCE STU* [CD-ROM], STU Bratislava, 2008, ISBN 978-80-227-2979-6.
- [4] KAŠPÁREK, M. *Mapa inženýrskogeologického rajonování.* Soubor geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1:50 000 – list 15-44 Karviná, Český geologický ústav, Praha, 1998.
- [5] LEDNICKÁ, M. & KALÁB, Z. Signální mapa tématické vrstvy seizmická charakteristika základových poměrů pro vybranou oblast karvinského regionu. In *Zborník príspevkov z medzinárodnej vedeckej konferencie 70 rokov SvF STU* [CD-ROM], STU Bratislava, 2008, ISBN 978-80-227-2979-6.
- [6] LEDNICKÁ, M., LUŇÁČKOVÁ, B., KALÁB, Z., HRUBEŠOVÁ, E. & KORÍNEK, R. Contribution to Evaluation of Technical Seismicity Effect on Buildings - Case Study, *Earth Sci. Res. J.* 2006, Vol. 10, No. 1, Colombia, 7-14 .
- [7] MÜLLEROVÁ, J. & IDEŠ, D. Svahové deformace Ostravska. *Documenta geonica 2004 – Soubor map vlivu útlumu hlubinné těžby černého uhlí na krajinu a životní prostředí Ostravska.* Ústav geoniky AVČR - pobočka Brno, 2004.
- [8] Rozhodnutí obvodního báňského úřadu v Ostravě o povolení hornické činnosti ze dne: 14.2.2008; 21.2.2008; 23.5.2008; 13.6.2008; 21.7.2008; 22.7.2008; 25.7.2008 (vyvěšeno na úřední desce úřadu ve Stonavě).

Oponentní posudek vypracoval:

Prof. Ing. Jiří Šejnoha, DrSc., České vysoké učení technické Praha, fakulta stavební

Igor LEŠŠO¹, Patrik FLEGNER², František KREPELKA³, Milan ŠUJANSKÝ⁴, Erik ŠPAK⁵

**ŠPECIFIKÁCIA PRÍZNAKOV PROCESU ROZPOJOVANIA HORNÍN
ROTAČNÝM VRTANÍM PRE ÚČELY RIADENIA PROCESU**

**SPECIFICATION OF THE CHARACTERISTICS OF ROCK DISINTEGRATION BY
ROTARY DRILLING FOR THE PURPOSE OF PROCESS CONTROL**

Abstrakt

Předmětem článku je výzkum vlastností koherentního vibro-akustického signálu, který je vyvolán během separace horninového masívu metodou rotačního vrtání. Cílem je výzkum možností využití tohoto signálu jako součást informačního zdroje pro identifikaci procesu vrtání z pohledu účinnosti daných parametrů (tlak, otáčky, přítlak) za daných geotechnických podmínek. Zkoumány jsou možnosti procesu rozpoznávání metodou vektorové kvantifikace.

Abstract

The subject of the paper is investigation of the properties of concurrent vibro-acoustic signal in the process of rock massif separation with the method of rotary drilling. The aim is to investigate the possibilities of using this signal as an integrating information source for the purposes of identification of the process of separation from the viewpoint of efficiency of the set mode (pressure, revolutions, indentor) under current geotechnical conditions. It is investigated the possibility of the process status recognition by method of vector quantisation.

Úvod

Rozpojovanie hornín rotačným vrtaním patrí medzi kľúčové procesy nie len pri banskej činnosti, ale aj v širších oblastiach geotechnológií. Teoretický výskum rozpojovania hornín rotačným vrtaním a následné experimenty na vrtnom stande Ústavu

¹ prof. Ing. Igor Leššo, CSc., TU v Košiciach, FBERG, Ústav riadenia a informatizáci výrobných procesov, ul. B. Němcovej 3, 040 01 Košice, Slovenská republika, e-mail: igor.lesso@tuke.sk

² Ing. Patrik Flegner, PhD., TU v Košiciach, FBERG, Ústav riadenia a informatizácie výrobných procesov, ul. B. Němcovej 3, 040 01 Košice, Slovenská republika, e-mail: patrik.flegner@tuke.sk

³ host. doc. Ing. František Křepelka, CSc., ÚGT SAV, ul. Watsonova 45, 043 45 Košice, Slovenská republika, e-mail: krepelka@saske.sk

⁴ Ing. Milan Šujanský, Procesná automatizácia, a. s. Košice, e-mail: milan.sujansky@zoznam.sk

⁵ Ing. Erik Špak, ABB Group, Košice

geotechniky Slovenskej akadémie vied ukázali, že existuje optimálny - efektívny režim vrtania z hľadiska mernej spotreby energie w (J/m^3), z hľadiska opotrebovania rozpojovacieho nástroja, ale aj z hľadiska rýchlosti vrtania v (m/s) [1, 2]. Uvedené tri kritéria optimálneho režimu sú splnené približne v jednom (efektívnom) pracovnom režime (optimálne otáčky $-n_{opt}$, optimálny prítlak $-F_{opt}$). Ďalší výskum ukázal, že v blízkosti efektívneho režimu procesu vrtania má sprievodný vibro-akustický signál špecifické identifikovateľné vlastnosti [3, 4]. Z uvedených dôvodov je už niekoľko rokov vyvíjaná snaha o vedecký výskum možnosti využitia sprievodného vibro – akustického signálu pri efektívnom riadení procesu rotačného vrtania horninového masívu.

Autori príspevku sa zaoberajú myšlienkou efektívneho riadenia procesu vrtania hornín, založeného na tomto princípe:

Systém priebežne sníma sprievodný vibro – akustický signál z vrtania horninového masívu a extrahuje z neho vektor príznakov, na základe ktorého metódou vektorového kvantovania rozpoznáva a klasifikuje práve rozpojovanú horninu do jednej z predom definovaných geomechanických tried. Následne nastaví režim vrtania, ktorý bol expertne of-line určený pre danú triedu hornín ako efektívny režim vrtania.

Tento prístup k riešeniu úlohy riadenia procesu vrtania hornín umožňuje vyhnúť sa hľadaniu klasického modelu riadenia, čo by z dôvodu komplikovanosti a stochastičnosti samotného procesu vrtania v horninovom masíve bolo zrejme nereálne.

V prácach [5, 6] autori podrobnejšie popísali uvažovaný systém riadenia procesu vrtania a s využitím príslušného matematického formalizmu popísali princíp klasifikátora hornín na báze vektorového kvantovania. Tiež ilustrovali prvé výsledky výskumu pri hľadaní závislostí medzi vlastnosťami sprievodných vibro – akustických emisií a druhom rozpojovanej horniny a samotným režimom vrtania.

V tomto príspevku autori uvádzajú niektoré nové poznatky z vlastného výskumu vzťahov signál – hornina – režim, kde cieľom je zostaviť vektor príznakov, ktorý by navzájom dostatočne diferencoval jednotlivé triedy hornín. Na takomto vektore príznakov by prebiehala on – line klasifikácia rozpojovaných hornín vo vyššie uvedenom princípe riadenia procesu vrtania.

Definovanie problému

Východiskom pre hľadanie príznakov procesu vrtania je sprievodný akustický a vibračný signál. Vzhľadom na doterajšie skúsenosti v tejto oblasti je možné konštatovať, že pokiaľ sa podmienky procesu vrtania nemenia (režim, geomechanické vlastnosti práve rozpojovanej horniny), signál je stacionárny. Prakticky to znamená, že základnou jednotkou informačného signálu z hľadiska jeho spracovania je jeho jediná realizácia (t. j. postupnosť) o dĺžke n vzoriek. Túto realizáciu informačného signálu označme ako postupnosť vzoriek $\{x_i\}_{i=1}^n$. V práci boli spracovávané realizácie signálov [12] o dĺžke $n=1024$ vzoriek. Snahou bolo skúmať také jednočíselné príznaky charakteru procesu vrtania, ktoré dostatočne citlivo diferencujú tento proces z hľadiska režimu, ale hlavne z hľadiska typu rozpojovanej horniny. Pritom šlo o príznaky, ktoré sa dajú vypočítať z jednej realizácie alebo z postupnosti viacerých za sebou nasledujúcich realizácií informačného signálu. Proces extrakcie j - teho jednočíselného príznaku $p_j \in R$ z realizácie signálu, pre ktorého vzorky platí $x_i \in X$ pre $i=1,2,...,n$, sa môže chápať ako n - rozmerná reálna, resp. komplexná funkcia:

$$p_j = f_j(x_1, x_2, \dots, x_n) \quad (1a)$$

Pre popis stavu procesu je potrebných spravidla viacero príznakov. Potom m jednočíselných príznakov $p_j, j = 1, 2, \dots, m$ predstavuje m -zložkový príznakový vektor $\mathbf{p} = (p_1, p_2, \dots, p_m)$, ktorý charakterizuje stav procesu. Vzťah (1a), popisujúci extrakciu príznakov z informačného signálu, má zmysel vyjadriť vektorovou funkciou:

$$\mathbf{p} = \mathbf{f}(\mathbf{x}) \quad (1b)$$

kedy sme realizáciu signálu $\{x_i\}_{i=1}^n$ usporiadali do vektorovej štruktúry $\mathbf{x} = (x_1, x_2, \dots, x_n)$.

Pri použití matematickej abstrakcie je potom možné si predstaviť, že sa proces ako systém pohybuje v m - rozmernom lineárnom vektorovom priestore $V_m(R)$. Tu sa predpokladalo, že $p_j \in R$ pre každé $j=1, 2, \dots, m$. Vtedy ide o nekonečný a spojitý m – rozmerný vektorový priestor, pre ktorý platí $V_m(R) = R^m$. V reálnych podmienkach, kde je informačný signál snímaný snímačmi a digitalizovaný AD prevodníkom s obmedzeným rozlíšením, je tento vektorový priestor príznakov procesu konečný. Jednotlivé príznaky ako zložky príznakového vektora nadobúdajú hodnoty z konečných množín hodnôt.

Je zrejmé, že vo všeobecnosti, a to platí viac menej aj v tomto prípade, že jednotlivé príznaky, majú rozdielne fyzikálne rozmery a rozdielne obory hodnôt. Niektorý príznak môže nadobúdať veľmi veľké hodnoty, iný veľmi malé. Aby pri analýze týchto viacrozmerných dát nedošlo ku skresľovaniu výsledkov z dôvodu rôznych škál parametrov meraní, je potrebné tieto dáta štandardizovať použitím štatistiky odvodené z dát. Na to slúži nižšie uvedený vzorec:

$$p_{jk}^{\text{norm}} = \frac{p_{jk} - \min\{p_{ik}\}_{i=1}^N}{\max\{p_{jk}\}_{k=1}^N - \min\{p_{jk}\}_{k=1}^N} \quad (2)$$

kde p_{jk} je nenormovaný j –tý príznak, vypočítaný z k –tej realizácie signálu, N je počet vyhodnocovaných realizácií signálu, p_{jk}^{norm} je normovaný j –tý príznak, vypočítaný z k –tej realizácie signálu.

Aby bolo možné exaktným spôsobom navzájom odlišovať jednotlivé stavy procesu víťania horniny na základe hodnôt príznakov, bolo nutné zaviesť pre príznakový priestor $V_m(R)$ vhodnú metriku $\rho(\mathbf{p}_x, \mathbf{p}_y)$, ktorá určuje vzdialenosť medzi dvojicou príznakových vektorov $\mathbf{p}_x, \mathbf{p}_y \in V_m(R)$. Funkcia ρ musí vystačiť s aritmetickými operáciami, ktoré sú v lineárnom vektorovom priestore definované, a to je súčin vektora so skalárom, skalárny súčin dvoch vektorov a rovnosť dvoch vektorov. V práci bola použitá klasická euklidovská metrika, pre ktorú platí:

$$\rho_e(\mathbf{p}_x \mathbf{p}_y) = \sqrt{\sum_{j=1}^m (p_{xj} - p_{yj})^2} \quad (3)$$

Tým dostávame metrický príznakový priestor $(V_m(R), \rho_e)$ procesu vŕtania, ktorý sa bude v ďalšom chápať ako príznakový priestor procesu rozpojovania horniny rotačným vŕtaním.

Ako informačný signál, z ktorého boli extrahované jednotlivé jednočíselné príznaky stavu procesu vŕtania, bol použitý signál akustických emisií. Určité experimenty boli prevádzané aj na signáli vibrácií v troch osiach.

Popis experimentov a dosiahnuté výsledky

Jednou z hlavných úloh predmetného experimentálneho výskumu je určenie príznakového vektora p procesu rozpojovania hornín rotačným vŕtaním. Experimenty boli zatiaľ zamerané na konkrétne štyri príznaky ako možné zložky príznakového vektora procesu vŕtania. Bola prevedená analýza hodnôt týchto príznakov v závislosti na hornine a režime jej vŕtania na experimentálnom vŕtnom stande. Súčasne bolo potrebné s využitím metriky analyzovať diferencovanosť príznakov vo vzťahu k horninám.

Ako príznaky stavu procesu vŕtania boli na základe štúdia literatúry [8, 9] a vlastných experimentov určené tieto parametre sprievodných vibro - akustických emisií ako informačného signálu: p_1 - miera variability – rozptyl časového priebehu signálu, p_2 - L_2 norma časového priebehu signálu, p_3 - L_2 norma spektra signálu a p_4 - energia signálu. Každý z uvedených príznakov bol počítaný vždy z jednej realizácie $\{x_i\}_{i=1}^n$ signálu o dĺžke realizácie $n=1024$ vzoriek. Vzorky signálu boli zosnímané s frekvenciou vzorkovania $f_{vz} = 44\text{kHz}$, Pritom sa výpočet opakoval pre $N=30$ zavesbou nasledujúcich realizácií signálu. Následne takto vypočítané hodnoty príznakov boli u každej horniny samostatne znormované podľa vzťahu (2). Týmto spôsobom boli analyzované a navzájom porovnávané sprievodné akustické signály z vŕtania šamotu, tehly, kremeňa, mramoru, vápenca, analyzovaný bol aj hluk vŕtneho standu naprázdno. V nasledujúcom sú uvedené výpočtové vzťahy ore jednotlivé príznaky a dosiahnuté výsledky.

Príznak p_1 - rozptyl realizácie signálu

Rozptyl je najčastejšie používanou mierou variability. Je definovaný ako priemer druhých mocnín odchýliek jednotlivých hodnôt štatistického súboru od aritmetického priemeru:

$$p_1 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \quad (4)$$

Na obr. 1 je znázornený príznak p_1 vypočítaný z $N=30$ realizácii akustického signálu z rozpojovania všetkých analyzovaných hornín. Z obrázku je možné usúdiť, že najnižší rozptyl má hornina mramor a najvyšší ho má hornina šamot.

Z obr. 1 je možné posúdiť diferencovanosť rozptylu časového priebehu signálu ako príznaku. Najväčšie rozdiely sú medzi šamotom, kremeňom a mramorom.

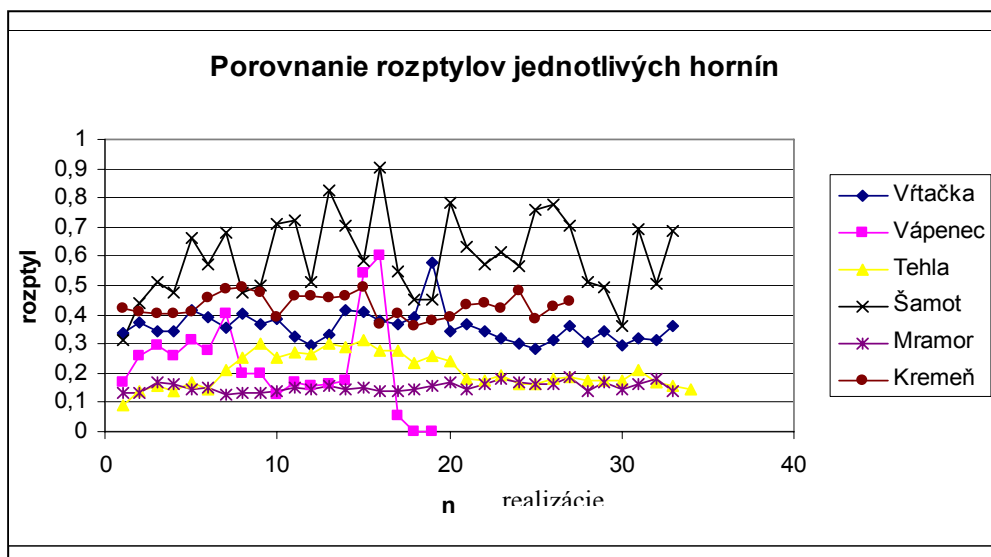
Príznak p_2 - L_2 norma z časového priebehu signálu (L_2x)

Pri návrhu druhého analyzovaného príznaku p_2 sa vychádza z predstavy vektora, ktorého zložkami sú jednotlivé vzorky realizácie signálu $\{x_i\}_{i=1}^n$. Pre aritmetický vektor je definovaná tzv. L_p norma vektora x :

$$L_p(\mathbf{x}) = \left(\sum_{i=1}^n |x_i|^p \right)^{\frac{1}{p}} = \underbrace{(\mathbf{x}, \mathbf{x}, \dots, \mathbf{x})^{1/p}}_{p\text{-krát}}, \quad p \in (0, \infty). \quad (5)$$

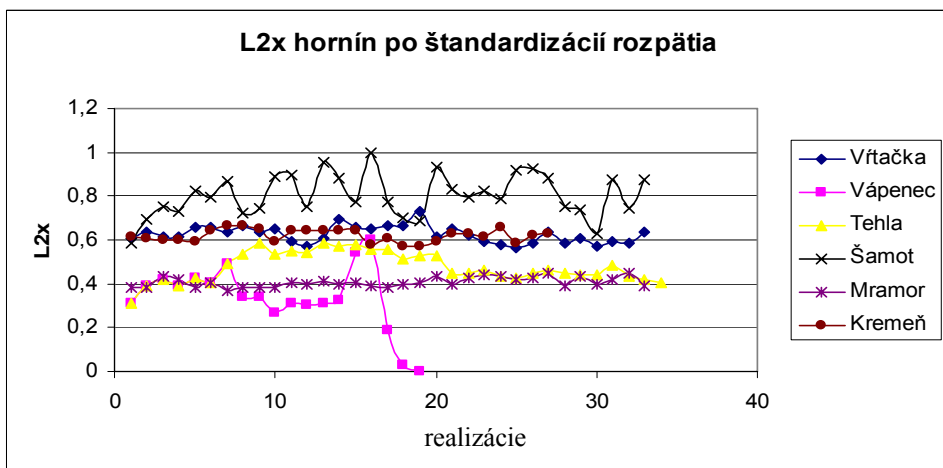
Konkrétne ako príznak p_2 bola definovaná L_2 norma vektora x ($p=2$), ktorého zložkami boli vzorky realizácie signálu:

$$p_2 \equiv L_2x = |\mathbf{x}| = \left(\sum_{i=1}^n x_i^2 \right)^{\frac{1}{2}} = (\mathbf{x}, \mathbf{x})^{\frac{1}{2}}. \quad (6)$$



Obr. 1 Hodnoty príznaku p_1 - rozptyl, vypočítané z $N=30$ realizácií všetkých hornín

Na obr. 2 je znázornený príznak p_2 vypočítaný z cca 30 realizácií akustického signálu z rozpojovania všetkých analyzovaných hornín. Z obrázku je možné usúdiť, že najnižšiu hodnotu L_2 normy má opäť hornina mramor a najvyšší ho má hornina šamot. Vřtačka a kremeň majú hodnoty tejto miery vzájomne blízke, avšak dostatočne diferencovateľné od ostatných hornín.



Obr. 2 Hodnoty príznaku p_2 - L_2 norma N realizácií všetkých hornín

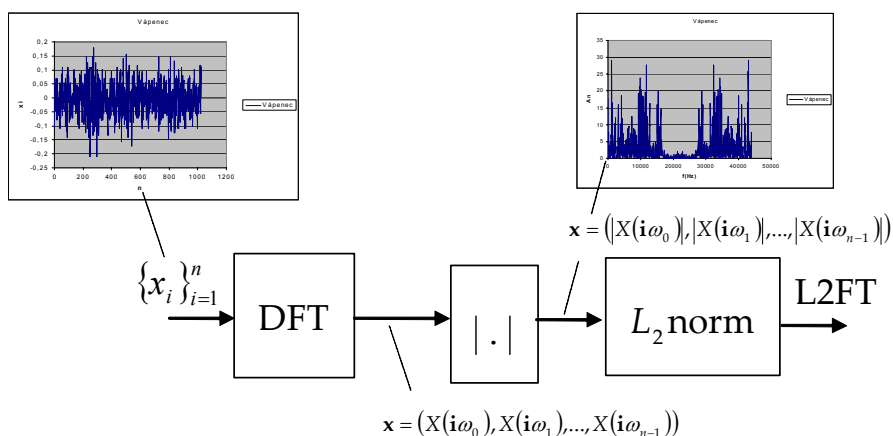
Príznak p_3 - L_2 norma zo spektra signálu (L2FT)

V tomto prípade počítame L_2 normu z amplitúdového frekvenčného spektra jednej realizácie signálu. Teda príznak p_3 sa počíta ako L_2 norma z vektora $\mathbf{x} = (|X(\mathbf{i}\omega_0)|, |X(\mathbf{i}\omega_1)|, \dots, |X(\mathbf{i}\omega_{n-1})|)$, kde $|X(\mathbf{i}\omega_k)|$, $k=0,1,2,\dots,n-1$ je amplitúda frekvenčného spektra realizácie signálu odpovedajúca uhlovej frekvencii $\omega_k = 2\pi k f_{vz} / n$ (rad/s). Frekvenčné spektrum bolo počítané z realizácie signálu. Frekvencia vzorkovania sprievodného akustického signálu bola $f_{vz} = 44$ kHz. Vypočet príznaku p_3 sa teda prevádza podľa vzťahu

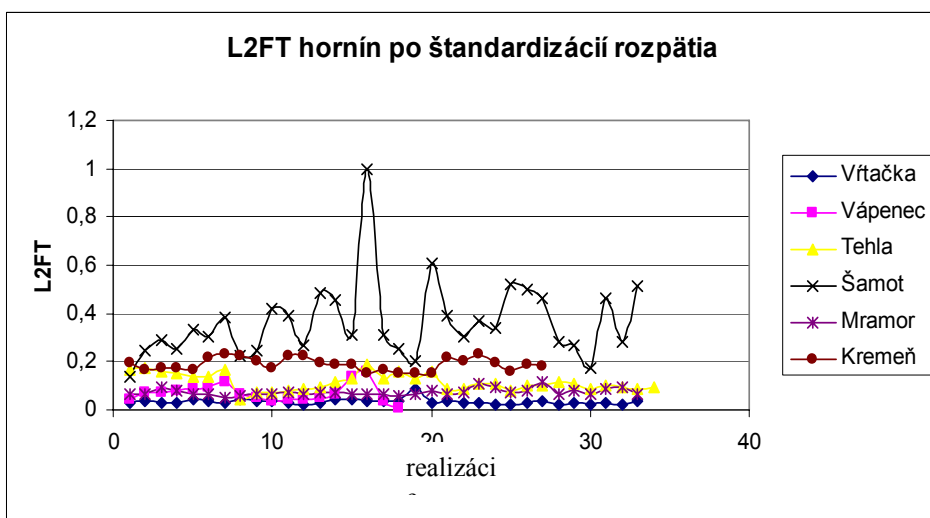
$$p_3 \equiv \text{L2FT} = \sqrt{\sum_{k=0}^{n-1} |X(\mathbf{i}\omega_k)|^2}. \quad (7)$$

Pre názornosť je na obr. 3 zobrazený postup pri výpočte hodnoty príznaku p_3 z jednej realizácie signálu.

Na Obr. 4 je znázornený príznak p_3 vypočítaný z 30 realizácií akustického signálu z rozpojovania všetkých analyzovaných hornín. Z obrázku je možné usúdiť, že najnižšiu hodnotu L_2FT má vřtačka, z hornín je to opäť mramor a najvyššiu hodnotu L_2FT má hornina šamot.



Obr. 3 Postup pri výpočte hodnoty príznaku p_3 - L2 norma z amplitúdového spektra realizácie signálu



Obr. 4 Hodnoty L2FT N realizácií všetkých hornín

Príznak p_4 - energia signálu

Štvrtým príznakom p_4 je energia sprievodného akustického signálu. Energia signálu je daná súčtom kvadrátov vzoriek signálu $\{x_i\}_{i=1}^n$:

$$p_4 \equiv E = \sum_{i=1}^n x_i^2 \quad (8)$$

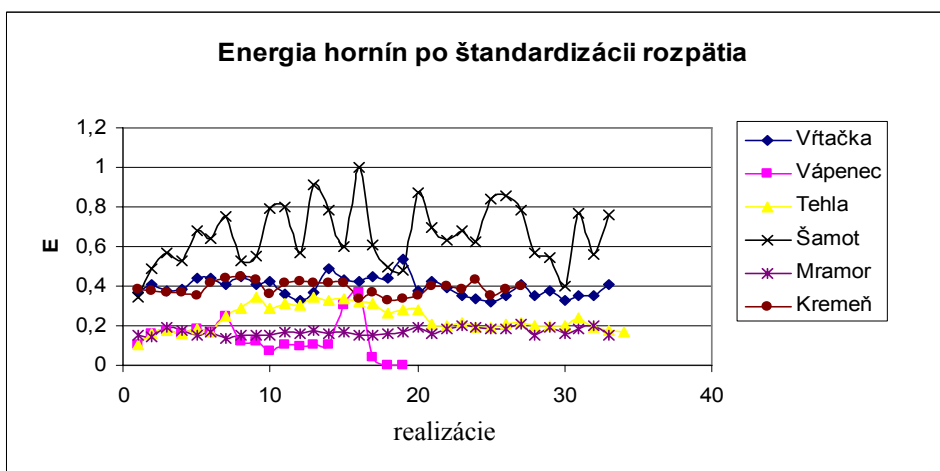
Na obr. 5 je znázornený príznak vypočítaný z 30 realizácií akustického signálu z rozpojovania všetkých analyzovaných hornín. Z obrázkov je možné usúdiť, podobne ako v predchádzajúcom prípade, že najnižšiu hodnotu energie má opäť hornina mramor a najvyšší ho má hornina šamot. Vŕtačka a kremeň majú hodnoty tejto miery vzájomne blízke, avšak dostatočne diferencovateľné od ostatných hornín.

V ďalšej časti výskumu bola overovaná vzájomná nezávislosť uvedených štyroch príznakov procesu vŕtania. Dvojrzmerná analýza dvojíc príznakov však nakoniec neočakavane preukázala silnú koreláciu medzi príznakom p_2 -L2x a príznakom p_2 -E. Ako dôvod tejto silnej závislosti bola stanovená skutočnosť, že obidva výpočtové vzorce (6) a (8) majú zhodný základ.

Na nasledujúcom obr.6 sú znázornené polohy príznakových vektorov v príznakovej rovine (L2x, L2FT), a to vypočítané z cca 30 realizácií z akustického signálu všetkých šiestich hornín. Vidíme, že jednotlivé horniny majú svoj vymedzenú časť príznakového priestoru, avšak hranica medzi nimi nie je ostrá. Obrázok súčasne poukazuje aj na určitú mieru závislosti medzi príznakom L2X a L2FT, čo tiež môžeme považovať za určitý výsledok práce. V tomto smere zrejme zohráva úlohu skutočnosť, že časový priebeh signálu a jeho spektrum sú rovnocenné a navzájom transformovateľné charakteristiky toho istého procesu. Aj keď ich číselná podoba v štruktúre vektor, z ktorého sa počíta L2norma, je rozdielna.

Pre lepšie posúdenie diferencovateľnosti hornín pri použití definovaného príznakového vektora, boli vypočítané ťažiská (centroidy) zhlukov realizácií pre každú horninu:

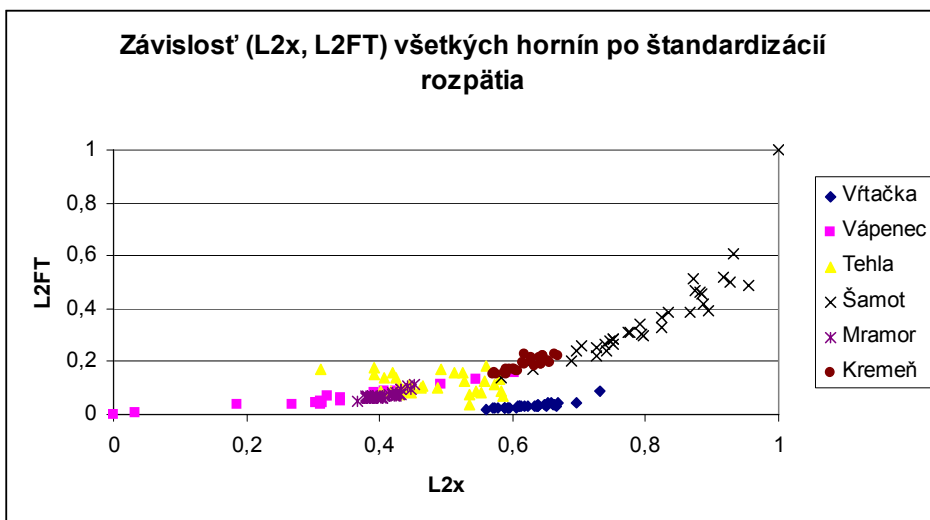
$$x_{1T} = \frac{\sum_{i=1}^N E_i}{N} \quad x_{2T} = \frac{\sum_{i=1}^N L2x_i}{N} \quad (9)$$



Obr. 5 Hodnoty príznaku p_4 - energia realizácie signálu (30 realizácií) všetkých hornín

Výsledok je na obr.7. Z obrázka je vidieť, že diferencovateľnosť je dostatočná, a to zvlášť, ak by sa definovali tri triedy hornín. Hranice medzi triedami hornín sú zrejme neostre.

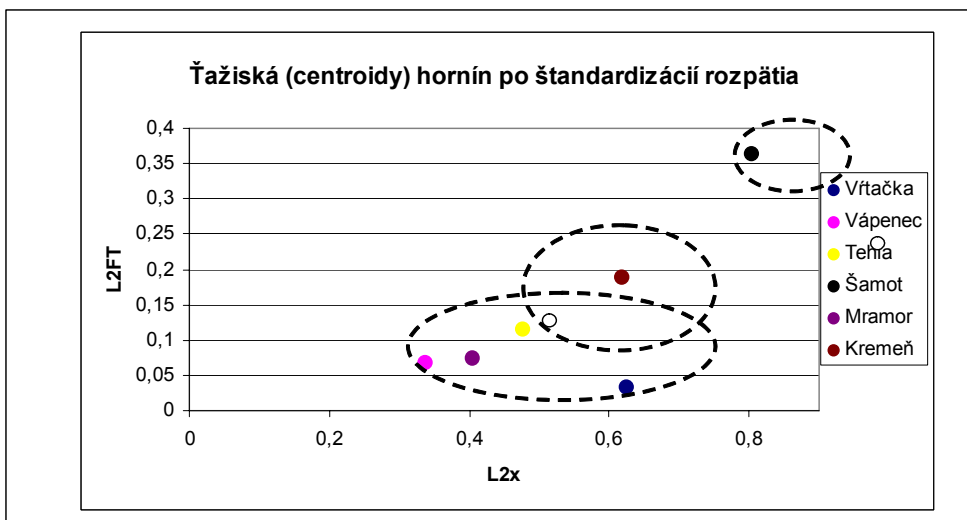
Na záver sú na obr. 8 uvedené zhľuky príznakových vektorov procesu vrtania analyzovaných hornín v trojrozmernom príznakovom priestore (L2FT, L2x, E). Je badateľná dostatočná diferencovateľnosť hornín, avšak tiež značná vzájomná závislosť, ktorej bude potrebné v ďalšom výskume venovať pozornosť.



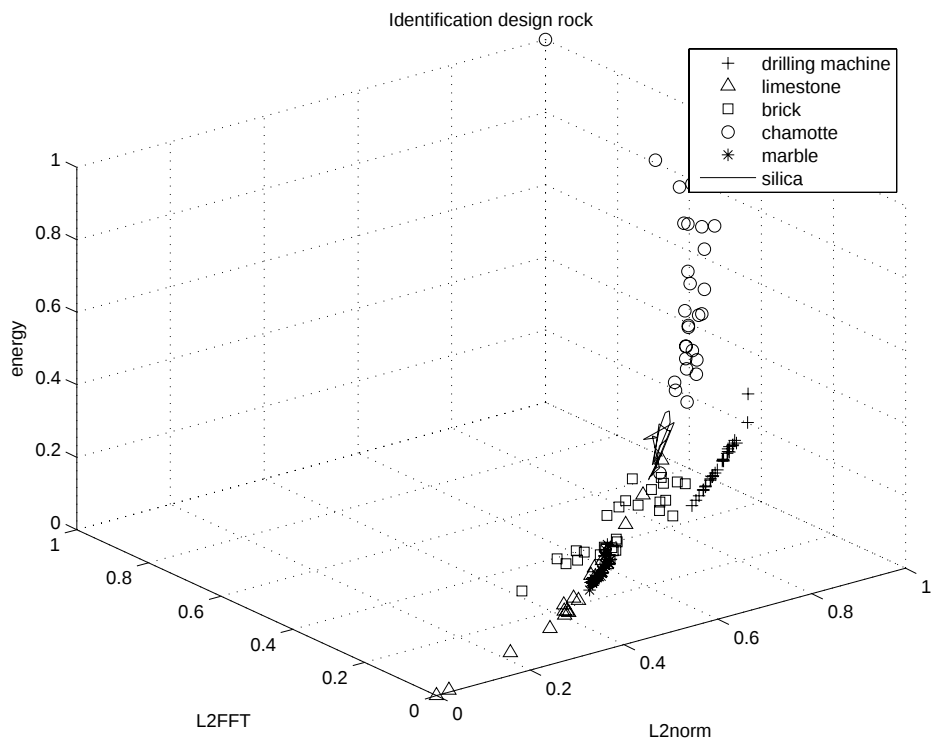
Obr. 6 Dvojrozmerná analýza všetkých hornín v dvojrozmernom príznakovom priestore (L2FT, L2x)

Záver

Príspevok naväzuje na prácu [7] a rozoberá otázku identifikácie príznakov procesu [8, 9, 10] rozpojovania horninového masívu metódou rotačného vrtania. Konečným cieľom výskumu je algoritmus riadenia procesu vrtania tak, aby bol režim vrtania horniny efektívny z hľadiska spotreby mernej energie. Východiskom výskumu je analýza sprievodného vibro – akustického signálu. Výsledky experimentov na piatich horninách a na chode vřtneho standu naprázdno svedčia o dostatočnej diferencovateľnosti navrhnutých príznakov vo vzťahu ku vhodne zvoleným triedam hornín z hľadiska geomechaniky. Zvýšenú pozornosť je potrebné venovať vzájomnej nezávislosti jednotlivých navrhovaných príznakov. Najlepšie výsledky boli preukázané pri príznakoch procesu vrtania, definovaných ako L2 norma vektora vzoriek signálu a L2 norma vektora Fourierových koeficientov amplitúdového frekvenčného spektra signálu. Ďalší výskum je momentálne smerovaný k hľadaniu ďalších príznakov, aby rozmer príznakového priestoru procesu vrtania hornín bol dostatočný a umožnil vytvoriť v procese učenia [11] dostatočný počet tried hornín z hľadiska im odpovedajúceho efektívneho režimu vrtania.



Obr. 7 Zobrazenie možných tried hornín podľa ťažísk zhlukov príznakových vektorov, počítaných z jednotlivých realizácií sprievodného akustického signálu pri vŕtaní analyzovaných hornín



Obr. 8 Polohy (zhluky) príznakových vektorov procesu vŕtania šiestich hornín v trojrozmernom príznakovom priestore (L2FFT, L2x, E).

Literatúra

- [1] SEKULA, F. *Súbor prác z oblasti výsledkov výskumu rozpojovania hornín*. Habilitačná práca, FBERG TU v Košiciach, Košice 1992.
- [2] SEKULA, F. & GREXOVÁ, S. Monitorovanie rozpojovania pri plnoprofilovom razení liniových podzemných diel. *Acta Montanistica Slovaca*, no. 6 (2001).
- [3] LEŠŠO, I. Teória signálov pre priemyselnú informatiku ES/AMS. Košice, 2004, ISBN: 80-8073-186-1.
- [4] LEŠŠO, I., KREPELKA, F., FLEGNER, P. & PANDULA, B. Research of Methods for Quality Evaluation of Rocks Desintegration by Rotary Drilling. *Transactions of the VSB – Technical university of Ostrava*, Civil engineering series, ISSN 1213-1962, vol. VII, 2/2007, pp. 165 – 174.
- [5] LEŠŠO, I., FLEGNER, P., PANDULA, B. & HOROVČÁK, P. New Principles of Process ontrl in Geotechnics by Acoustic Methods. *Metallurgy*. Vol. 46, no. 3, 2007, pp. 165-168. ISSN 0543-5846.
- [6] LEŠŠO, I. et al. Výskum metód zabezpečenia kvality procesu rozpojovania hornín rotačným vrtaním. *Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské - Technické univerzity Ostrava*, Řada stavební. Vol. 7, no. 2/2007, pp. 165-174. ISSN 1213-1962.
- [7] LEŠŠO, I. et al. Výskum možnosti aplikácie metódy vektorového kvantovania pri efektívnom riadení procesu rozpojovania hornín rotačným vrtaním. *Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské - Technické univerzity Ostrava*, Řada stavební. Vol. 8, no. 2/2008, pp. 115-128. ISSN 1213-1962.
- [8] PSUTKA, J. et al. *Mluvíme s počítačem česky*. ACADEMIA, Praha, 2006. ISBN 80-200-1309-1.
- [9] KALÁB, Z., ČASTOVÁ, N. & LYUBUSHIN, A. A. Contribution to Application of the Automatic Classification of Seismological Signals. In *Documenta Geonica*. ÚGN AVČR, Ostrava, pp. 48 – 58.
- [10] PANDA, A. & PANDOVÁ, I. Statistical Process Control. Principles of Statistics. *Transactions of the Universities of Košice*. No. 2/2000, TU Košice, 2000, pp.20-23, ISSN 1335-2334.
- [11] GERSHO, A. & GRAY, R. M. *Vector Quantisation and Signal Compression*. Springer, 1992, ISBN 978-7923-9181-4.
- [12] VISKUP, J. & PANDULA, B. Apreciation of Seismic Effect of Liquidation of Ammunition and Exposives by Detonation. *Transactions of the VSB – Technical university of Ostrava*, Civil engineering series. Vol. 2/2008, pp. 325 – 333.

Oponentní posudek vypracoval:

Doc. Ing. Karel Vojtasík, CSc., VŠB – Technická univerzita Ostrava, FAST

Jiří LUKEŠ¹

**HYDROKAROTÁŽNÍ MĚŘENÍ VE VÝZKUMNÝCH VRTECH NA LOKALITĚ
POTŮČKY**

**HYDROGEOLOGICAL WELL LOGGING MEASUREMENT IN RESEARCH
BOREHOLES ON LOCALITY POTŮČKY**

Abstrakt

Kontrolní hydrogeologické karotážní měření bylo provedeno po 4 letech ve výzkumných vrtech PTP3 a PTP4 na lokalitě Potůčky v západní části ČR. Přítoky vody do obou vrtů byly testovány do hloubky 100 m během čerpání a při ustáleném stavu, vydatnost přítoků byla stejná. Dále byla zkoumána komunikace mezi oběma vrtů, jejichž vzdálenost je 10 m, a to odčerpáváním vody v jednom vrtu a současném rezistivním měření ve vrtu druhém. Výsledky těchto měření prokázaly komunikace přes puklinový systém. Karotážní křivky a výsledky všech měření jsou představeny na obrázcích.

Abstract

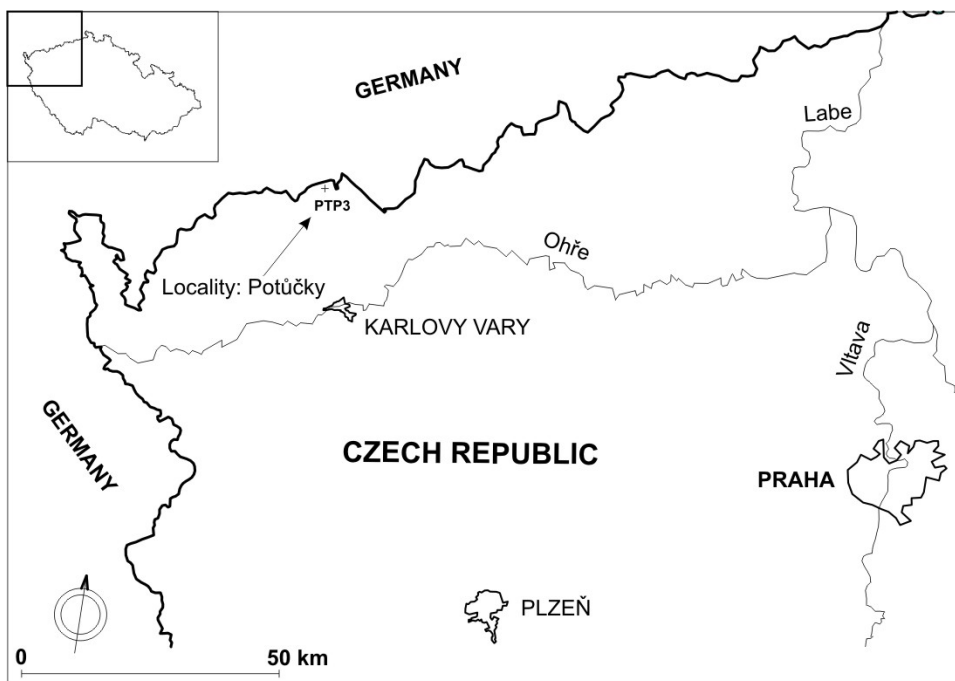
Test hydrogeological well logging measurement was applied after 4 years in research boreholes PTP3 and PTP4A on locality Potůčky in the western part of Czech Republic. Water inflows in the both boreholes were examined down to 100 m during pumping, stable situation of water inflows and their yield was confirmed. Furthermore hydrogeological communication between the boreholes PTP3 and PTP4A distanced 10 m was investigated by pumping from one borehole and by simultaneous measurement of fluid resistivity in the second borehole. Results of these measurements convincingly proved the communication through the system of fractures. Logging curves and results of all measurements are given in further 4 figures.

Úvod

Ve výzkumných vrtech PTP3 a PTP4A na lokalitě Potůčky (situace viz obr.1), které byly vyvrtány v letech 2000 až 2001 do hloubek 300 m resp. 350 m, byly po čtyřech letech kontrolovány hydrogeologické poměry do hloubky 100 m. Naším kontrolním měřením byla potvrzena prakticky totožná místa přítoků vody při čerpání o zhruba stejné vydatnosti. Dále byla v tomto svrchním úseku obou vrtů ověřována vzájemná komunikace přes puklinový systém při čerpání vody z jednoho vrtu a při současném měření rezistivimetrie v druhém vrtu. Vzájemná vzdálenost vrtů PTP3 a PTP4A je 10 m. Výsledky měření prokázaly komunikaci přes puklinový systém v obou

¹ RND. Jiří Lukeš, CSc., AQUATEST a.s., Geologická 4, Praha 5, e-mail:
lukes@aquatest.cz

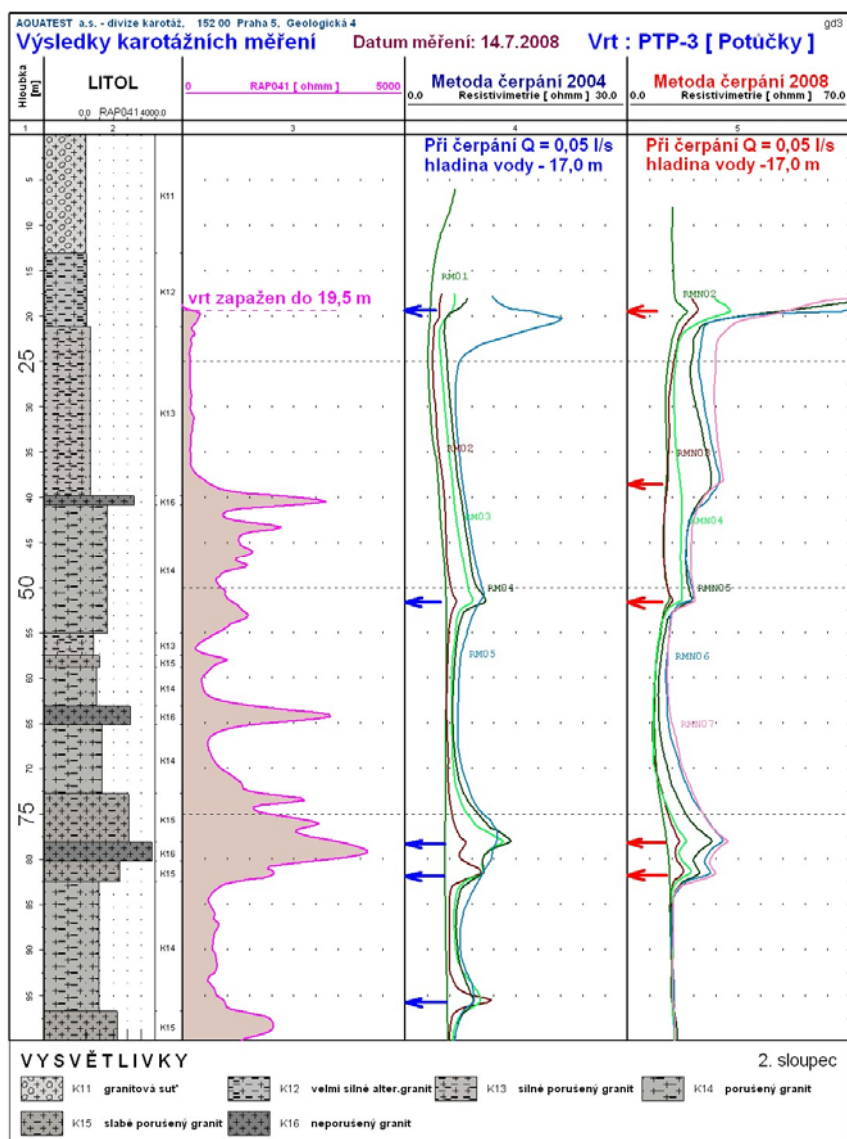
vrtech velmi přesvědčivě. Naměřené křivky a výsledky zpracování všech měření jsou uvedeny na dalších 4 obrázcích.



Obr. 1 Situace vrtu PTP3 na lokalitě Potůčky severně od Karlových Varů poblíž hranice se SRN

Výsledky měření metody odčerpání ve vrtu PTP3 (obr. 2):

Vrt byl zapažen úvodní ocelovou pažnicí o průměru 100 mm do hloubky 19,5 m. Dále byl průměr vru 76 mm. Hladina vody ve vrtu byla zakleslá v hloubce 7,5 m. Pro zjišťování míst přítoků metodou odčerpání jsme nejprve vodu ve vrtu prosolili. Čerpadlo Grundfos o průměru 80 mm jsme zapustili v pažnicích do hloubky 17 m a poté jsme opakovaně odčerpávali vodu do této hloubky. Přitom jsme registrovali záznamy RMN02 – 07 v časových intervalech cca 30 minut. Z rychlosti stoupání hladiny jsme vypočítali vydatnost vrtu na $Q = 0,05$ l/s. Hlavní přítoky vody v průběhu čerpání se ukázaly výraznými anomáliemi zvýšených odporů prakticky ve stejných hloubkách, jako při předcházejícím měření v roce 2004. Rovněž vydatnost čerpání byla stejná, jako při měření v r. 2004. Je zřejmé, že ve vrtu jsou ustálené hydrogeologické poměry. Na obr. 2 je uveden litologický profil vrtu, který je tvořen převážně alterovanými a porušenými granity, dále je uvedena křivka elektrokarotáže Rap 0,41 m, podle které byly porušené polohy interpretovány.



Obr. 2 Výsledky měření metody odčerpání ve vrtu PTP3 v letech 2004 a 2008

Výsledky měření metody odčerpání ve vrtu PTP4A (obr. 3):

Vrt byl zapažen úvodní ocelovou pažnicí o průměru 100 mm do hloubky 30,0 m. Dále byl průměr vru 76 mm. Hladina vody ve vrtu byla zakleslá v hloubce 11,0 m. Pro zjišťování míst přítoků metodou odčerpání jsme nejprve vodu ve vrtu prosolili. Čerpadlo jsme zapustili v pažnicích do hloubky 27 m a poté jsme opakovaně odčerpávali vodu do této hloubky. Přitom jsme registrovali záznamy RMN02 – 07 v časových intervalech cca

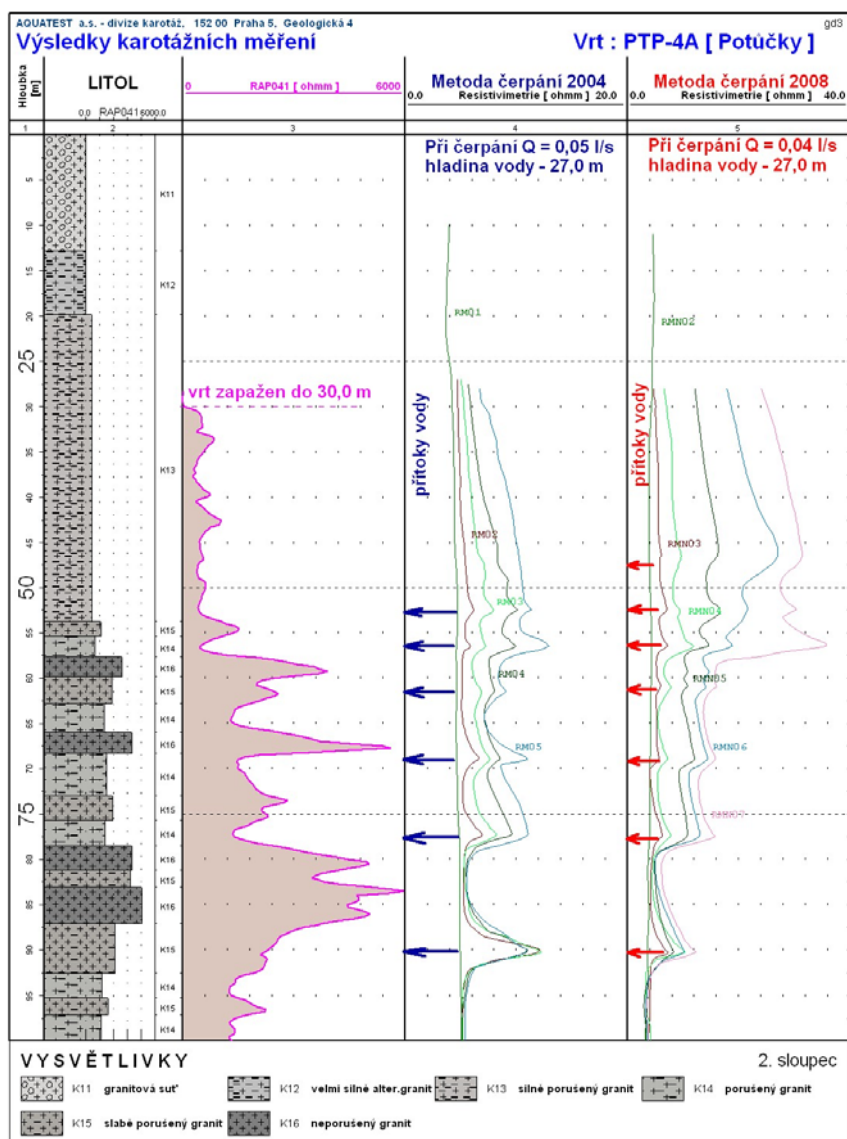
30 - 60 minut. Z rychlosti stoupání hladiny jsme vypočítali vydatnost vrtu na $Q = 0,04$ l/s. Hlavní přítoky vody v průběhu čerpání se ukázaly výraznými anomáliemi zvýšených odporů prakticky ve stejných hloubkách, jako při předcházejícím měření v roce 2004. Vydatnost čerpání byla o 20% nižší než při měření v r. 2004. Je zřejmé, že ve vrtu jsou ustálené hydrogeologické poměry. Na obr. 3 je uveden litologický profil vrtu, který je tvořen opět převážně alterovanými a porušenými granity, dále je uvedena křivka elektrokarotáže Rap 0,41 m, podle které byly porušené polohy interpretovány.

Výsledky měření hydrodynamického propojení vrtů PTP3 a PTP4A

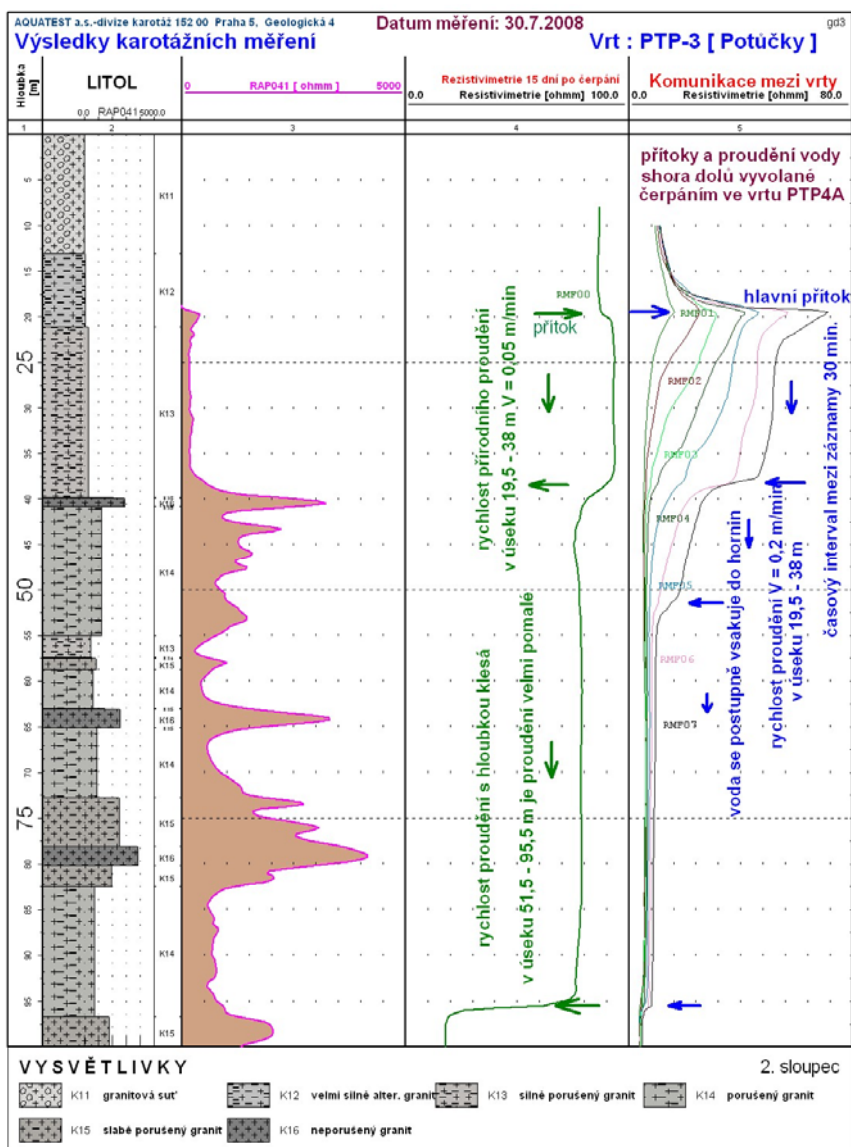
Měření rezistivimetrie ve vrtu PTP3 při čerpání z vrtu PTP4A (obr. 4):

Tato měření jsme prováděli 15 dní po čerpání, proto jsme nejprve zaregistrovali záznamy rezistivimetrie před dalším solením vody ve vrtech. Díky těmto záznamům jsme mohli vyhodnotit základní údaje, týkající se přírodního proudění vody ve vrtech. Ve vrtu PTP3 docházelo za přírodních podmínek k pomalému proudění vody z hloubky 19,5 m do 38 m, rychlost proudění byla vypočítána na $V = 0,05$ m/min. Voda dále velmi pomalu proudila až do hloubky 95,5 m, kde je zřetelná anomálie sníženého odporu vody. Je zajímavé, že při čerpání se tato propustná poloha neobjevila (obr. 2).

Dále jsme ve vrtech kombinovali měření rezistivimetrie ve vrtu PTP3 se současným čerpáním z vrtu PTP4A, abychom zjistili, kterými puklinovými systémy vrty komunikují. Z vrtu PTP4A jsme přerušovaně čerpali tak, že jsme po dobu 3 hodin udržovali hladinu vody v hloubce cca 27 m. Ve vrtu PTP-3 v důsledku tohoto čerpání došlo k poklesu hladiny o 3,4 m. Výsledek je překvapivý, hlavní přítok vody se projevil výraznou anomálií pod pažnicemi v hloubce 19,5 m. Dále docházelo ve vrtu v úseku 19,5 – 38 m k poměrně rychlému vertikálnímu proudění vody dolů. Rychlost proudění vypočtená z časového posunu odporových anomálií byla $V = 0,20$ m/min, t.j. čtyřikrát vyšší, než byla v tomto úseku za přírodních podmínek. V hloubkách 38 m a 51,5 m, kde byly již při čerpání zjištěny významné propustné pukliny, docházelo k vsakování proudící vody do puklin. Malá část vody proudila dolů až do hloubky 95,5 m, kde se vsakovala do méně propustné pukliny. Je tudíž zřejmé, že komunikace puklinovými systémy mezi oběma vrty se ve vrtu PTP3 projevuje výrazně v hloubkách 19,5 m a 38 m, méně výrazně se projevuje v hloubkách 51,5 m a 95,5 m. Při ověřování komunikace jednotlivých puklin mezi vrty PTP-3 a PTP-4A kombinací karotážního měření a vodních tlakových zkoušek v r. 2001 bylo zjištěno, že vrty komunikují nejen prostřednictvím horizontálních puklinových systémů, ale rovněž i vertikálními puklinami, které jsou někdy propustnější.



Obr. 3 Výsledky měření metody odčerpání ve vrtu PTP4A v letech 2004 a 2008



Obr. 4 Měření komunikace mezi vrtů PTP3 (rezistivimetrie) a PTP4A (čerpání).

Měření rezistivimetrie ve vrtu PTP4A při čerpání z vrtu PTP3 (obr. 5):

Ve vrtu PTP4A za přírodních podmínek rovněž dochází k pomalému vertikálnímu proudění vody shora dolů, je však výrazně pomalejší než ve vrtu PTP3. Při dvouletém monitoringu pomalého vertikálního proudění vody ve vrtech v úseku 100 – 300 m bylo zjištěno, že vertikální proudění ve vrtu PTP4A je zhruba čtyřikrát pomalejší než ve vrtu PTP3, totéž může platit pro svrchní část vrtu. Při našem měření byla zjištěna rychlost vertikálního proudění vody ve vrtu PTP4A v úseku 55 – 70 m $V = 0,01$ m/min, což je rovněž čtyřikrát nižší hodnota rychlosti proudění než ve vrtu PTP4A.

Dále jsme z vrtu PTP3 přerušovaně čerpali tak, že jsme po dobu 3 hodin udržovali hladinu vody v hloubce cca 17 m. Ve vrtu PTP-4A v důsledku tohoto čerpání došlo k poklesu hladiny až o 7,4 m. Z anomálií na záznamech rezistivimetrie, pořizovaných s časovými intervaly 30 – 60 minut, jsou zřejmá výrazná místa přítoků v hloubkách 30 m, 38 m, 56,5 m. Menší přítoky byly ještě z hloubek 62 m, 69 m, 77,5 m a 90,2 m. Hydrodynamická komunikace vrtu PTP-4A s vrtem PTP-3 probíhá přes všechny již známé propustné polohy, celkem logicky je nejvýraznější ve svrchní části vrtu do hloubky 56,5 m.

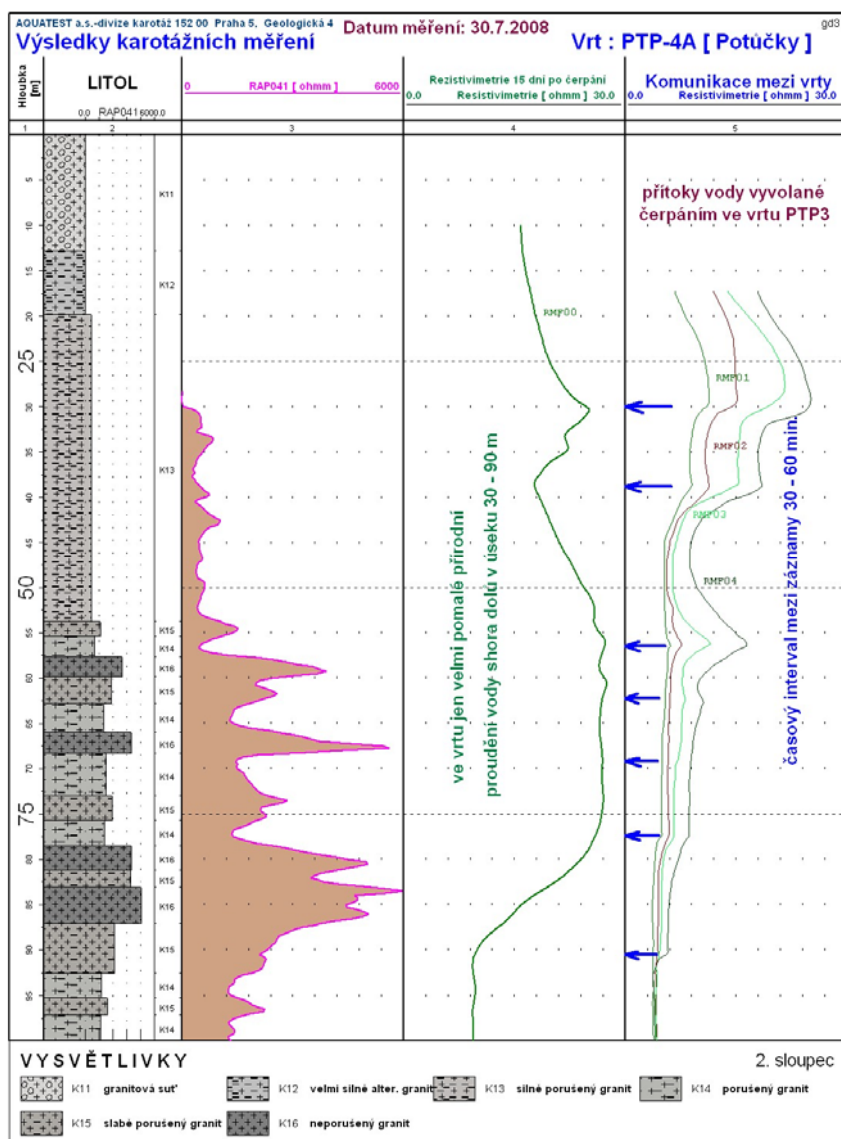
Závěr

Karotážním měřením byly ověřeny hydrogeologické poměry ve vrtech PTP3 a PTP4A na lokalitě Potůčky v úseku do 100 m po 4 letech od posledního podobného měření. Měření bylo prokázáno vysoká míra shody co se týče míst přítoků vody a jejich vydatností. Opakovaným měřením metody odčerpání byla rovněž prokázána její spolehlivost pro určování hydrogeologických poměrů ve vrtech obecně.

Dále byla ověřována hydrogeologická komunikace mezi oběma vrty kombinací karotážního měření v jednom vrtu při současném čerpání vody z druhého vrtu. Touto poměrně jednoduchou metodou bylo dosaženo velmi prokazatelného důkazu o propojení puklinových systému obou vrtů. Podle velikosti anomálií na křivkách rezistivimetrie lze rozlišit významné puklinové propojení od méně významných.

Literatura

- [1] LUKEŠ J. *Kontrolní karotážní měření hydrogeologických poměrů na lokalitách Melechov a Potůčky*. Výzkum procesů pole vzdálených interakcí HÚ vyhořelého jaderného paliva a vysoce aktivních odpadů. Dílčí závěrečná zpráva (DZZ 2.2). ČGS a SÚRAO, Praha, 2008.



Obr. 5 Měření komunikace mezi vrty PTP4A (rezistivimetrie) a PTP3 (čerpání)

Oponentní posudek vypracoval:

RNDr. Miroslav Kobr, CSc., Univerzita Karlova Praha, Přírodovědecká fakulta

Remigiusz MYDLIKOWSKI¹, Adam SZYNKIEWICZ²

**BEZINWAZYJNE BADANIE BUDOWLI HYDROTECHNICZNYCH PRZY
UŻYCIU RADARU GPR**

**NON-INVASION DETECTION INHOMOGENEITIES IN STRUCTURE OF LEVEES
BY RADAR GPR**

Abstrakt

Protipovodňové valy ochraňují nejbližší okolí řek proti vysoké hladině vod. Jaro – blátivé cesty a deště jsou často příčinou zvednuté hladiny vod v řece, což může vést k povodni. Povodně bývají často následek špatného technického stavu hrází. Tedy, skutečný stav hrází má strategický význam pro ochranu osob a majetku.

Článek představuje výsledky průzkumu stavu protipovodňových valů vycházející z klasických geologických metod i z použití GPR radaru. Měření byla provedena na valech řeky Odry ve Wrocławu. Výsledky ukazují použitelnost radarové metody k předběžnému průzkumu technického stavu protipovodňových valů.

Abstract

Floodbanks are to protect nearest region of those rivers from high water level. Spring - sloppy roads or torrential rains cause very often that a level of water in those rivers increase and lead to flood. The flood most often is a result of bad technical conditions of floodbanks. It means that proper conditions of floodbanks have strategic meaning for protection of people lives and their properties.

This article presents results of research of the flood bank structure carried out with classic geological method and with the GPR radar. Measurements were carried out on the flood bank of the Odra river in Wrocław. The results show the appropriateness for applying the radar method to the preliminary assessment of the technical condition of embankment.

Wstęp

Wały przeciwpowodziowe jako jedne z najważniejszych budowli hydrotechnicznych, narażone są na niszczący wpływ wielu czynników zewnętrznych. Wysokie stany wód, małe zwierzęta ryjące nory w wałach, wrastające korzenie drzew, niewłaściwe użytkowanie wałów przez ludzi, często powodują osłabianie jednolitej

¹ Dr. Remigiusz Mydlikowski, Institute of Telecommunications, Teleinformatics and Acoustic, Wrocław University of Technology, Wyspiańskiego 27, Wrocław, Poland, e-mail: remigiusz.mydlikowski@pwr.wroc.pl

² Dr. Adam Szynekiewicz, Institute of Geological Sciences, Wrocław University, pl. M.Borna 9, Wrocław, Poland, e-mail: aszyn@ing.uni.wroc.pl

struktury wałów. Miejscowe osłabienie struktury wału niesie za sobą zagrożenie przerwania wału w takim miejscu. Przerwanie wału przy wysokim stanie wód w konsekwencji doprowadza do powstania powodzi najbliższej okolicy chronionej przez wał.

Aby minimalizować zagrożenie powodziowe koniecznym jest przeprowadzanie okresowych ocen stanu technicznego wałów. Według polskiego prawa wodnego (Ustawa o Prawie Wodnym), każdy odcinek wału przeciwpowodziowego powinien być poddany ocenie raz na dwa lata. Ocena taka sprowadza się do wzrokowego przeglądu wału na całej jego długości i wykonaniu ewentualnych odwiertów geologicznych i ich analizę laboratoryjną. Norma przewiduje wykonanie co najmniej trzech odwiertów na kilometr wału, a wybór miejsca ich wykonania odbywa się na podstawie oceny wzrokowej wału. Na podstawie analizy uzyskanych próbek dokonuje się aproksymacji struktury wewnętrznej wału na całej jego długości. Jest to metoda mało precyzyjna, ponieważ wał może zmienić swoje właściwości na krótkim odcinku i bardzo łatwo pominąć miejsce osłabienia wału. Dodatkowo, wykonywanie odwiertów zawsze stanowi zagrożenie osłabienia struktury wału w miejscu odwiertu. Wydaje się zatem konieczne rozszerzenie klasycznej metody oceny stanu technicznego wału przeciwpowodziowego o dodatkowe badania wykonane jedną lub kilkoma metodami geofizycznymi.

Jedną z przydatnych metod do wspomagania klasycznej oceny stanu wału może okazać się metoda georadarowa (Forest and Utsi, 2004, Watters, 2004, Chen et al., 2004, Szykiewicz 2000). Metoda taka umożliwia przypowierzchniowe, liniowe i bezinwazyjne śledzenie struktury wału przeciwpowodziowego na całej jego długości. Dodatkową zaletą tej metody jest stosunkowo krótki czas potrzebny na wykonanie pomiarów. Wykonanie pomiarów metodą radarową praktycznie w czasie rzeczywistym pozwala na wskazanie zagrożonych miejsc w strukturze wału na całej jego długości i głębokości.

W artykule omówiono sposób wykonywania pomiarów metodą georadarową oraz sposób interpretacji uzyskiwanych wyników. Przedstawiono również porównanie wyników radarowych z wynikami sondowania geologicznego. Porównanie to przeprowadzono na podstawie wyników otrzymanych z badań odcinka wału przeciwpowodziowego na rzece Odrze we Wrocławiu (Mydlikowski et al., 2007).

Radar do penetracji gruntu (GPR)

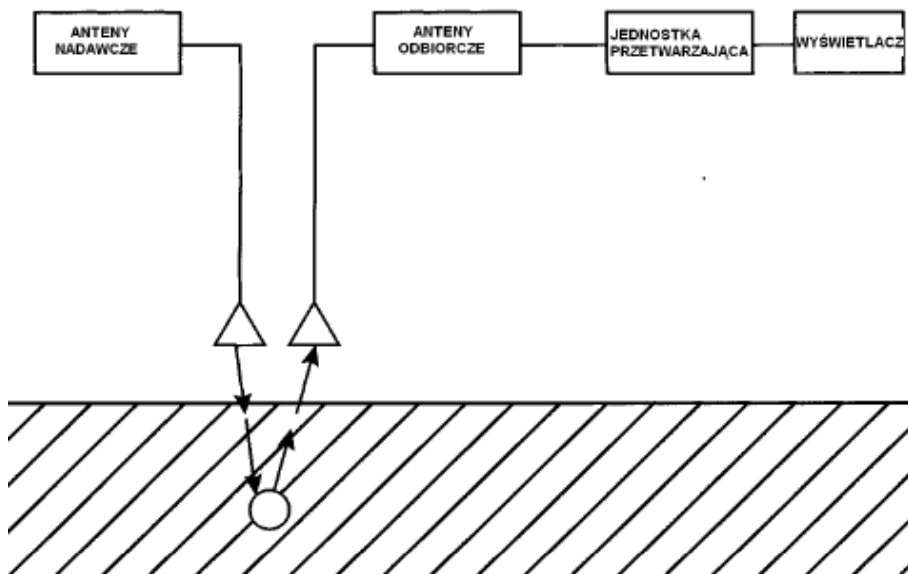
Metoda georadarowa jest metodą opartą na emitowaniu przez antenę nadawczą fal elektromagnetycznych o częstotliwości z zakresu krótkich do ultrakrótkich fal radiowych. Emitowana fala w głąb ośrodka półprzewodzącego ulega odbiciu, rozpraszaniu i załamaniu na granicy warstw gruntu charakteryzujących się zmianą właściwości dielektrycznych. Fala taka ulega odbiciu również przy napotkaniu elementów zalegających w gruncie. Amplituda odbitego impulsu elektromagnetycznego jest proporcjonalna do wielkości współczynnika odbicia na granicy dwóch różnych środowisk, jest tym większa, im większy jest kontrast wartości zastępczej konduktancji σ po obu stronach granicy odbijającej (Jol 2006). W tabeli 1 podano wartości σ oraz współczynniki tłumienia fali dla niektórych ośrodków geologicznych.

Tab 1. Wartość przewodności i współczynnika tłumienia dla niektórych ośrodków geologicznych

Ośrodek	σ [mS/m]	α [dB/m]
Powietrze	0,0	0,0
Słodka woda	0,5	0,1
Słona woda	3000	1000
Suchy piasek	0,01	0,01
Nasycony piasek	0,1÷1,0	0,03÷0,3
Piaskowiec	0,5÷2,0	0,4÷1,0
Glina	2,0÷1000	300
Muł	1,0÷100	1,0÷100
granit	0,01÷1,0	0,01÷1,0

Odbita fala elektromagnetyczna, odbierana przez antenę odbiorczą, rejestrowana jest w czasie i przedstawiana w formie profilu georadarowego. W praktyce pomiar metodą georadarową polega na przemieszczaniu anten: nadawczej i odbiorczej, z ustaloną prędkością wzdłuż linii profilu, wyznaczonej na powierzchni terenu. Uzyskiwany w ten sposób obraz struktury badanego ośrodka gruntowego odzwierciedla nie tylko jego budowę geologiczną, lecz także obecność elementów pochodzenia antropogenicznego. Na rys.1 przedstawiono schemat blokowy radaru do penetracji gruntu GPR.

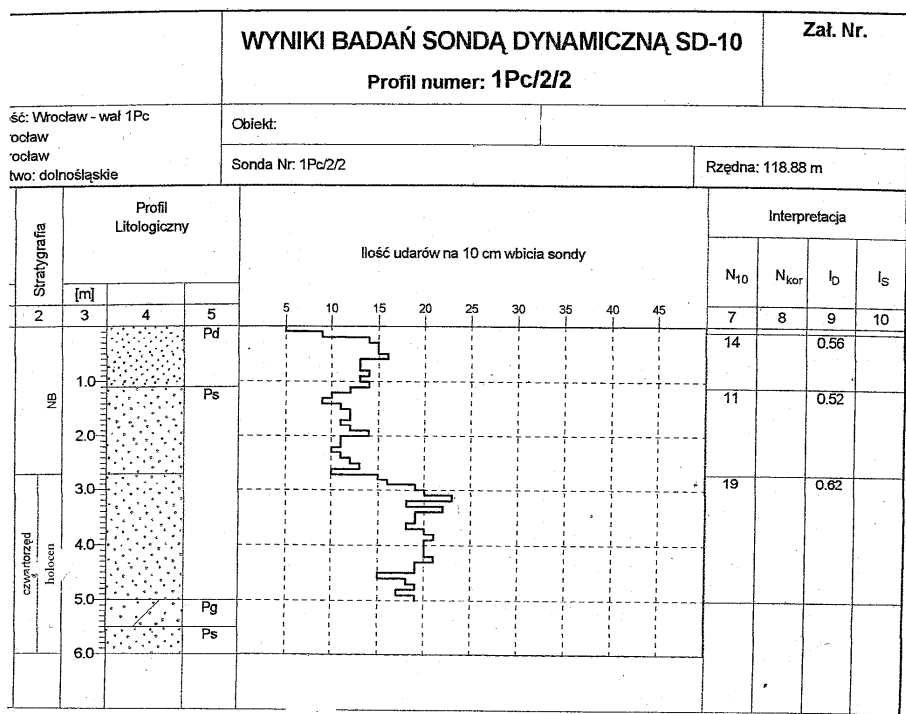
Istotną zaletą metody georadarowej jest jej rozdzielczość pozioma i pionowa. Prowadzenie pomiarów wzdłuż linii profilu, umożliwia określenie struktury badanego obszaru z orientacyjnym wskazaniem wszelkich jej zaburzeń na odpowiedniej głębokości i odległości. Natomiast wadą tej metody jest zmienna i silnie zależna od warunków geologicznych głębokość penetracji. Wiąże się to z koniecznością każdorazowego doboru ustawień radaru przed przystąpieniem do pomiarów do odpowiednich warunków pomiarowych.



Rys.1 Schemat blokowy radaru GPR

Wyniki badań

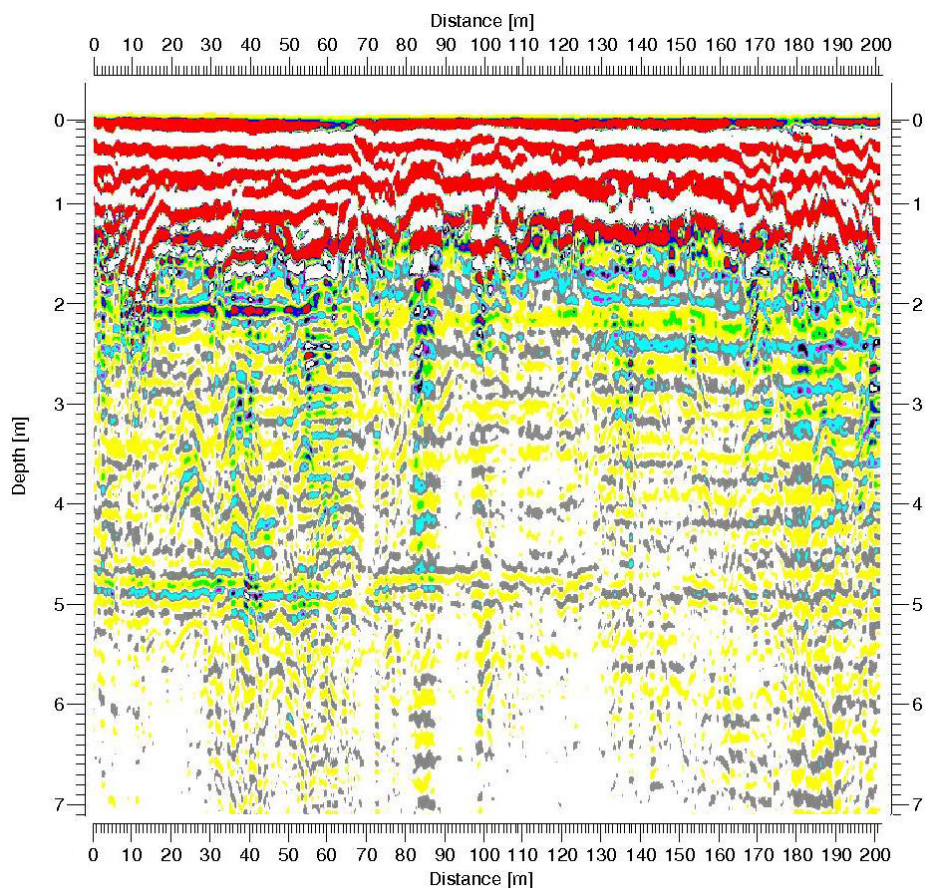
Na rys.2 przedstawiono wynik badania geologicznego (sondowania dynamicznego oraz analizy profilu geologicznego) przeprowadzonego na wale przeciwpowodziowym na rzece Odrze we Wrocławiu. Badanie to miało na celu określenie parametrów wału na podstawie wskaźnika oporu stawianego przez grunt przy wbijaniu metalowej sondy w jego strukturę. Parametrem sondowania dynamicznego jest liczba uderzeń młota sondy potrzebna na wprowadzenie końcówki stożkowej w grunt na głębokość 0,10 m. Badanie takie pozwala określić stopień zagęszczenia przypowierzchniowej warstwy wału ID .



Rys.2 Wynika badania geologicznego

Z analizy przeprowadzonego badania wynika iż do głębokości ok. 2 – 2,5 m potrzeba jest od 11 do 14 uderzeń na zagłębienie sondy na 10cm w wał. Odpowiada to współczynnikowi ID z przedziału 0,34 – 0,67, który oznacza średnie zagęszczenie gruntu. Na głębokości większej od 3m można zaobserwować większe zagęszczenie (19 uderzeń na 10cm) ale interpretując ID nadal należy uważać wał za średnio zagęszczony.

Na rys.3 przedstawiono wynik z profilowania 200 metrowego odcinka wału. Profilowanie wykonano radarem szwedzkiej firmy Måla Geoscience z anteną osłonową o częstotliwości roboczej 250 MHz (Mydlikowski et al., 2007). Sondowanie, wykonane klasyczną metodą geologiczną umiejscowione jest na 118m długości wału.



Rys.3 Profilowanie georadarowe 200m odcinka wału przeciwpowodziowego

Analizując wynik profilowania georadarowego w okolicach 118m długości wału można porównać go z wynikami sondowania. Na tej długości wału widoczne są wyraźnie wierzchnie warstwy wału (czerwony kolor) o innej strukturze niż głębiej zalegające (niebieski, żółty, szary). Grubość tych warstw sięga do ok. 2m głębokości wału. Wyniki sondowania podają, że grubość tych warstw jest do ok. 2,8m głębokości. Ta niewielka różnica w otrzymanym profilu georadarowym wynika z przyjętej wartości zastępczej konduktancji określającej badany grunt. Ponieważ wartość tej konduktancji jest zależna od zawilgocenia gruntu, trudno dokonywać właściwego doboru jego wartości dla każdego warunków pomiarowych. Zakłada się pewne uśrednienie przy doborze wartości tego współczynnika co pozwala na uzyskiwanie wyników na zadowalającym poziomie.

Według badań sondowania poniżej 3m głębokości wału natrafiamy na stały grunt o większym stopniu zagęszczenia. Na profilu georadarowym wyraźnie też są widoczne głębsze warstwy wału, które można interpretować jako struktura wału o zwiększonym stopniu zagęszczenia. Struktura ta pozostaje praktycznie bez większych zmian aż do

maksymalnego zasięgu radaru w tych warunkach (ok. 7m). Interpretować należy to jako podstawę wału i grunt właściwy pod wałem.

Kolejnym porównaniem otrzymanych wyników jest interpretacja wyników na głębokości ok. 5m. Z analizy profilu litologicznego wynika, iż na tej głębokości pojawia się warstwa gliny. Na profilu georadarowym wyróżnić można na tej głębokości wyraźnie inną warstwę gruntu (na całej długości badanego odcinka wyraźna warstwa na głębokości ok. 5m). Znając wyniki sondowania możemy ją interpretować właśnie jako warstwę gliny na głębokości ok. 5m.

Przy odpowiedniej interpretacji wyników profilowania georadarowego można określić dosyć dokładnie strukturę wewnętrzną wału przeciwpowodziowego. Bezsprzeczną zaletą metody georadarowej jest jej bezinwazyjność oraz możliwość śledzenia struktury w sposób ciągły na całej długości wału. Takie śledzenie struktury pozwala na wskazanie miejsc szczególnie zagrożonych w wale. Miejsc, które niejednokrotnie mogą zostać przeoczone przy ocenie wzrokowej stanu wału. Znając wyniki sondowania można określić również na profilu georadarowym stopień zagęszczenia odpowiednich warstw wału. Stopień ten jest jednym z najistotniejszych parametrów opisujących stan wału przeciwpowodziowego.

W dalszych badaniach należałoby podjąć próby „wyskalowania” radaru by dokładniej można określać stopień zagęszczenia wału przeciwpowodziowego

Wnioski

1. Badania klasycznymi metodami geologicznymi stanu wału przeciwpowodziowego jest dosyć pracochłonnym procesem. Uzyskuje się z tych metod jednak dość dokładny obraz struktury wału przeciwpowodziowego. Wykonanie odpowiedniej ilości odwiertów i ich laboratoryjna analiza, pozwala na interpolację wyników na całej długości wału.
2. Stosowanie oceny wzorkowej jako jedyne go wskaźnika do wyboru miejsc sondowania może być zawodne. Wykonywanie odwiertów w znacznej odległości od siebie i niekoniecznie w miejscach szczególnie zagrożonych może zaciemniać uzyskiwany z nich obraz.
3. Wykonywanie miejscowych odwiertów oraz badań sonda dynamiczną może miejscowo osłabiać strukturę wału przeciwpowodziowego. Badania takie nie powinny być wykonywane zbyt często i zbyt gęsto rozłożone na długości wału.
4. Stosowanie radaru GPR pozwala na liniowe i bezinwazyjne śledzenie struktury wału na całej jego długości.
5. Interpretacja profilowania georadarowego może wprowadzać niewielkie błędy związane z doбором wartości konduktancji badanego gruntu. Konduktancja ta silnie zależy od wilgotności badanego ośrodka i zawsze przed przystąpieniem do pomiarów, należy wykonać próbne profilowania radarem.
6. Przy odpowiedniej interpretacji wyników profilowania georadarowego można określić dosyć dokładnie strukturę wewnętrzną wału przeciwpowodziowego.
7. Celowym jest stosowanie radaru GPR do wstępnej oceny struktury wewnętrznej wału przeciwpowodziowego. Profilowanie takie pozwala w stosunkowo krótkim czasie na pełne zobrazowanie struktury wewnętrznej

wału. Na jej podstawie możliwe jest wytypowanie szczególnie zagrożonych miejsc. A także określenie stopnia zagęszczenia wału.

Literatura

- [1] SZYNKIEWICZ, A. GPR Monitoring of Earthen Flood Banks/Levees. In *8 Int. Conference on Ground Penetrating Radar*. 2000, Vol. 4084, pp. 85-90.
- [2] FOREST, R. & UTSI, V. Non-Destructive Crack Depth Measurements with Ground Penetrating radar. In *10 International Conference on Ground Penetrating Radar*. 2004, Vol. II, pp. 799-802.
- [3] WATTERS, M.S. GPR: A Tool for Archaeological Management. In *10 International Conference on Ground Penetrating Radar*. 2004, Vol. II, pp. 811-816.
- [4] CHEN, B., HU, Z. & LI, W. Using Ground Penetrating Radar to Determine Water of Rehabilitated Coalmine Soils Treated by Different Methods. In *10 International Conference on Ground Penetrating Radar*. 2004, Vol. II, pp. 513-516.
- [5] *Ustawa o prawie wodnym z dnia 18 lipca 2001r.* (Dz.U.2001.115.1229).
- [6] MYDLIKOWSKI, R., BEZIUK, G. & SZYNKIEWICZ, A. Detection of Inhomogeneities in Structure of Flood Embankments by Means of D.C. Resistivity, GPR and Frequency Electromagnetic Method Measurements - Short Note. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, Prague, 2007, Vol.4, no 4, pp. 83-88.
- [7] JOL, H. *Ground Penetrating Radar Theory and Applications*. University of Wisconsin, Eau Claire, USA, 2006.

Oponentní posudek vypracoval:

Ing. Jaromír Knejzlík, CSc., Ústav geoniky AVČR, v.v.i., Ostrava

Vladimír NEHYBKA¹

MĚŘENÍ SÍTĚ KRASNET 1991 – 2008 – ZÁVĚREČNÉ SHRNUTÍ

KRASNET NETWORK MEASUREMENTS 1991 – 2008 – SUMMARY

Abstrakt

Príspevok popisuje mčrení síť Krasnet v letech 1991 – 2008 v oblasti západní Čechy - Vogtland-Oberpfalz. Príspevok shrnuje všechny aktivity spojené s mčrením a interpretací Krasnetu s obsáhlým seznamem publikovaných prací.

Abstract

This contribution describes the measurements of the Krasnet network in years 1991 – 2008 in area West Bohemia-Vogtland-Oberpfalz. The content is the summary of all activities with Krasnet measurements and result with the numerous citations to earlier publications.

Úvod

Mčrení síť Krasnet probíhalo od dubna 1991 do září 2008. Popudem k instalaci síť byl požadavek Ústředního ústavu geologického v Praze na mčrení seismické aktivity v oblasti západní Čechy - Vogtland - Oberpfalz. Projekt ÚUG Praha „Geologický model západních Čech ve vztahu k vrtu KTB v Německu“, jehož bylo mčrení síť v letech 1991 – 1994 součástí, byl napojen na aktivity geofyziků a geologů v SRN v souvislosti s hloubením hlubokého vrtu KTB – 1. Projekt skončil v roce 1994 a výsledky mčrení síť Krasnet v rámci tohoto projektu byly opublikovány v závěrečné zprávě Nehybka,Skácelová,1993 a dále v Nehybka,Skácelová,1995,1997 a Vrána et al.,1997. V dalších letech probíhalo mčrení v režii Ústavu fyziky Země. V letech 1999-2001 a 2002-2004 se mčřilo společně s GFÚ AV ČR Praha v rámci grantových úkolů GA ČR č. 205/99/0907 „Recentní geodynamika západních Čech ve vztahu ke stavbě zemské kůry (unikátní přírodní laboratoř) (Horálek et al.,2000,Geissler et al.,2000) a č. 205/02/0381 „Komplexní geofyzikální výzkum seismogenní západní části ČM“ (Horálek et al.,2003, Chlupáčová et al., 2003 a Geissler et al.,2005). K 30.9.2008 bylo mčrení síť Krasnet ukončeno pro nedostatek finančních prostředků.

V průběhu osmnácti let bylo zaregistrováno více než 15000 lokálních zemětřesení, z toho bylo lokalizováno 7021 silnějších s magnitudem v rozmezí hodnot -0,8 až +3,2. Seismická aktivita se vyskytovala ve čtyřech oblastech na českém území a pěti oblastech na německém území. Časové rozdělení aktivity je nerovnoměrné, projevuje se rojový charakter oblastí. Jednalo se o dva silné a řadu menších rojů.

¹ RNDr. Vladimír Nehybka, Brno, Bakalovo nábřeží 5, e-mail: nehybka@ipe.muni.cz

Tento článek má charakter informativního shrnutí za celých osmnáct let měření a zpracování sítě Krasnet. Jednotlivá témata nejsou detailně rozváděna, spíše je kladen důraz na citaci všech prací, které byly v souvislosti s Krasnetem opublikovány.

Měřicí síť Krasnet

Oblast západní Čechy je známa seismickou aktivitou již z historických dob. Shrnutí seismické aktivity oblasti lze najít např. v Procházková et al., 1987, Bormann, 1989, Grünthal et al., 1990. Síť byla umístěna na základě polohy epicentra posledního zemětřeseného roje z let 1985/86. Na lokalitě v roce 1991 měřily čtyři analogové stanice v Sasku (BDE,BBD,SBG,WRG) a jedna analogová (SKC) a jedna digitální (NKC) stanice GFÚ ČSAV z Prahy. Stanice sítě Krasnet byly rozmístěny tak, aby obklopovaly epicentrum zemětřesení z roku 1985/86 s tím, že pátá stanice byla umístěna poblíž epicentra. Síť se skládala z pěti stanic vybavených digitálním seismologickým systémem pro sběr dat Lennartz 5800 pracujícím v triggrovaném režimu s koincidencí seismických dat na subcentru. Každá z pěti stanic byla vybavena tříslůžkovým snímačem WDS ($f_0=2\text{Hz}$), umístěným v šestimetrovém zapaženém vrtu. Signál byl zesílen a digitalizován v encoderu LE 5800. Zároveň bylo provedeno zjištění, zda se jedná o signál seismické události nebo šum. Pro určení výskytu seismické události byl prováděn výpočet algoritmem STA/LTA. V případě seismické události byl digitální signál obohacen o jeden jednotkový bit, signalizující výskyt seismické události. Výsledný signál byl kontinuálně radiovou cestou přenášen na subcentrum Zelená Hora, kde bylo prováděno další zpracování seismického signálu. Mixer LE5800 v subcentru sbíral signál všech patnácti seismických kanálů a porovnával výskyt seismické události na jednotlivých stanovištích. Při výskytu seismické události na třech z pěti stanic byla spouštěna registrace seismického signálu. Zpoždovací digitální paměť přitom zajišťovala nahrání kompletního vlnového obrazu. V letech 1991 – 2000 byl zápis prováděn na digitální magnetofon Nagra, od roku 2000 na harddisk počítače. Od roku 2002 byl zprovozněn přenos seismických dat do Brna přes Internet.

Metodika zpracování

Seismická data byla převedena do formátu css3.0 zobrazitelného a zpracovatelného na počítačích ÚFZ. K zobrazení a zpracování dat byl používán program Geotool (Coyne,1995) k lokalizaci program HYPO3D (Firbas,1988). Pro lokalizaci jsme používali vlastní rychlostní model, sestavený jednak na základě známých geologických a geofyzikálních údajů, jednak na základě profilových seismických měření provedených na lokalitě v letech 1990 – 1991 (Dvořák, Sýkorová,1993). Výsledkem je třírozměrný blokový model (Nehybka, Skácelová,1993, Vrána et al. 1997) používaný po celou dobu měření k lokalizaci lokálních zemětřesení. Pro výpočet lokální magnitudy jsme používali vzorec:

$$ML = \log(u \cdot 2800 / 0,6325) + 0,1 + 1,4 \cdot \log(s)$$

kde u je maximální výchylka půdy v mm a s je hypocentrální vzdálenost v km (Scherbaum, Stoll, 1983).

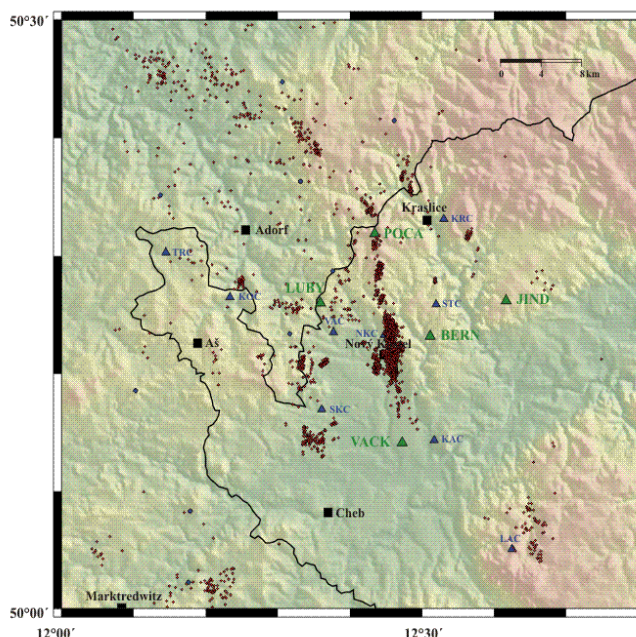
Výstupy

Výsledky měření byly ročně sestavovány ve formě seznamů a bulletinů zemětřesení. Seznamy obsahují základní informaci o lokalizovaném zemětřesení (čas

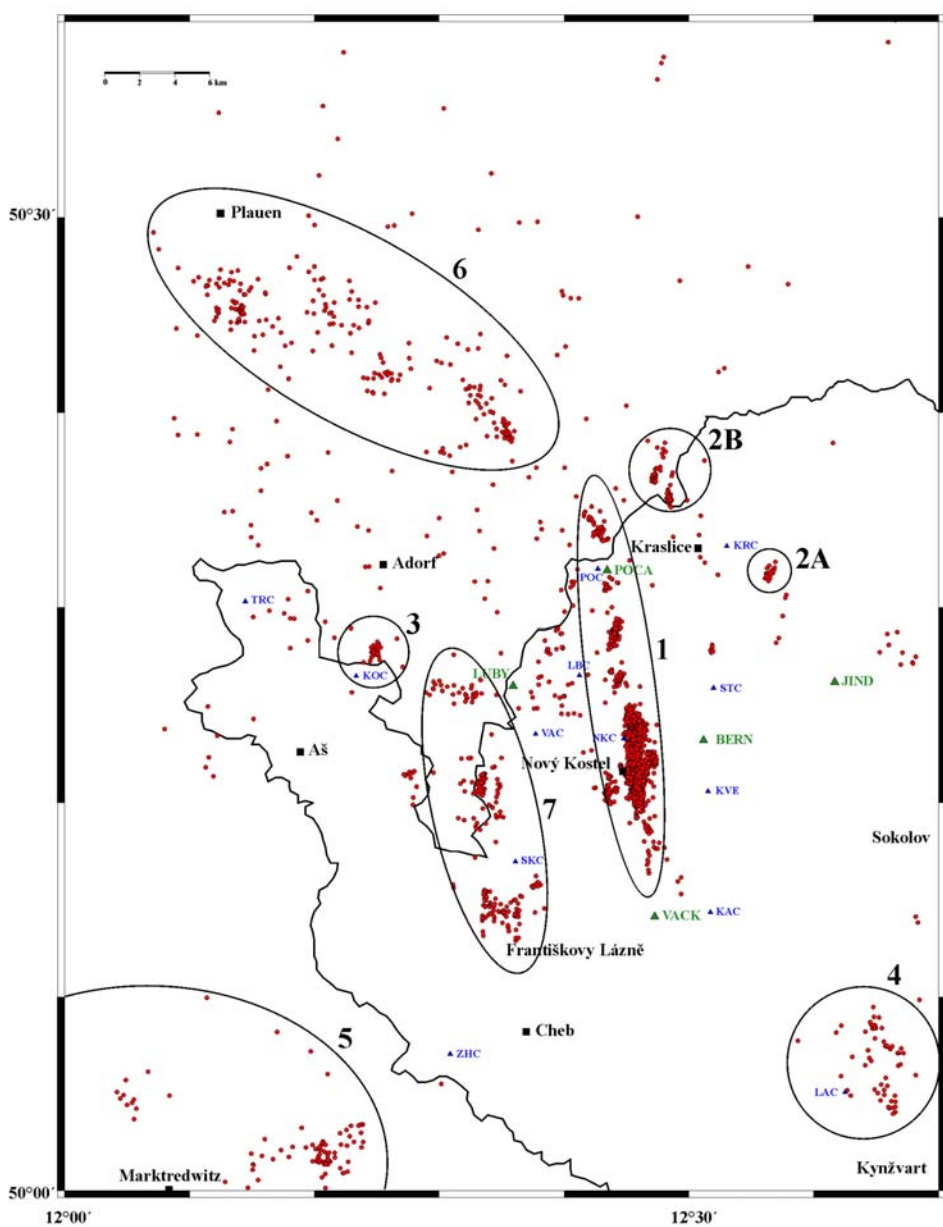
vzniku, souřadnice a hloubku a lokální magnitudo včetně nepřesnosti určení) nebo základní informaci o registraci, pokud zemětřesení bylo příliš slabé pro lokalizaci. Bulletinů obsahují kromě těchto základních informací navíc údaje o časech příchodu, amplitudě a velikosti reziduí na jednotlivých stanicích při lokalizačním výpočtu. Seznamy zemětřesení jsou zveřejněny na webových stránkách ÚFZ Brno (www.ipe.muni.cz; odkaz Síť & stanice; síť Krasnet); bulletinů a data druhé úrovně jsou archivovány na ÚFZ Brno. Protože konfigurace sítě byla po celou dobu měření neměnná stejně jako lokalizační program a vzorec pro magnitudo, tvoří osmnáct let měření síť Krasnet homogenní soubor dat s jednotnou metodikou měření i zpracování.

Seismická aktivita

Na obr. č. 1 je vyznačena seismická oblast západní Čechy v letech 1991 – 2008. Mapa na obrázku je v zeměpisných souřadnicích a poskytuje základní orientaci na lokalitě západní Čechy včetně reliéfu. Vyznačena jsou hlavní sídla (černé čtverečky), seismologické stanice (trojúhelníčky: zeleně ÚFZ Brno, modře GFÚ Praha) a červeně jsou vyznačena epicentra zemětřesení. Na přiloženém CD jsou obrázky v barevné variantě. Delší průběh měření potvrzuje fakt, že epicentra zemětřesení v západních Čechách mají tendenci shlukovat se v prostoru a čase. Je zřejmé, že hlavní aktivita je soustředěna v oblasti Nový Kostel - Počátky. V této oblasti se odehrávalo nejméně 90% seismické aktivity, jak co do počtu seismických jevů, tak co do množství uvolněné energie. Na obrázku č. 2 je znovu schéma oblasti, zde jsou navíc vyznačeny hlavní oblasti shlukování epicenter zemětřesení. Na území ČR se jedná o oblasti Nový Kostel-Počátky (1), Kraslice-Rotava (2A), Lazy (4) a oblast Františkovy Lázně-Skalná spolu s oblastí Markneukirchen (7). Na území Spolkové republiky Německo jsou to oblasti Adorf - Bad Elster (3), Klingenthal (2B), Marktredwitz (5), Plauen (6) a Markneukirchen (7).



Obr. 1 Seismická aktivita Západní Čechy 1991 - 2008, měření Krasnet, ÚFZ Brno



Obr. 2 Oblasti seismické aktivity – Západní Čechy, měření Krasnet, ÚFZ Brno

Seismické roje

Protože oblast je již z historických dob známa seismicitou rojového charakteru, byl výskyt zemětřesení v čase značně nerovnoměrný. Období klidu se střídala s obdobími zvýšené seismické aktivity. Během měření sítě Krasnet se v oblasti Nového Kostela vyskytly větší seismické roje v letech 1997 a 2000, menší potom v letech 1991, 1993, 1994, 2004 a 2007 (Neunhöfer, Meier, 2004, Neunhöfer, Hemmann, 2005 a Tilšarová, Nehybka, 2006).

Nejsilnější a nejpočetnější byl roj z roku 2000. Trval od srpna do prosince 2000, nejsilnější jev měl lokální magnitudo 3,2. Celkem bylo během roje 2000 sítě Krasnet zaregistrováno více než 5000 jevů, z toho lokalizovaných je 3229 v rozmezí magnitud -0,8 až 3,2. V průběhu roje bylo rozeznatelných osm postupných fází. Blíže se vyhodnocení tohoto roje věnujeme v Nehybka, 2001, 2002 a Nehybka et al., 2003. Podrobnou analýzu geometrie zdrojové oblasti lze nalézt v Fischer, Horálek, 2003.

Druhý nejsilnější roj proběhl v lednu 1997. Doba trvání byla dva týdny, nejsilnější zemětřesení mělo lokální magnitudo 2,6. Celkový počet jevů zaregistrovaných sítě, které byly lokalizovány, byl 483. Jednalo se o první významnější seismický roj po roce 1986. Výsledky našeho zpracování byly opublikovány v Nehybka, 1998, Nehybka, Skácelová, Havíř, 1998, Nehybka, Skácelová, 2000 a Fischer, Horálek, 2000.

Třetí nejvýznamnější roj, co do velikosti hlavního otřesu, proběhl v prosinci 1994, ve dnech 4.-5.12.1994. Z cca 200 zaregistrovaných jevů se podařilo lokalizovat 77. Největší lokální magnitudo bylo 2,2. Společně se silnějšími zemětřeseními z let 1991 – 1993 a po získání dat spolupracujících organizací (AV ČR Praha a Univerzita Jena) se podařilo spočítat na lokalitě první ohniskové mechanismy. Byly opublikovány v Skácelová, Nehybka, 1995 a v Nehybka et al., 1998.

Další významný roj proběhl ve dvou dnech 9. – 10.2. 2007. Jednalo se o několik set lokálních zemětřesení, z nichž 405 bylo lokalizováno. Nejsilnější jev měl lokální magnitudo 1,8. Podrobněji jsme o výsledcích referovali na 8. česko-polském semináři o recentní geodynamice v Kladsku v březnu 2007 a na 17. regionální konferenci v Ostravě v dubnu 2008.

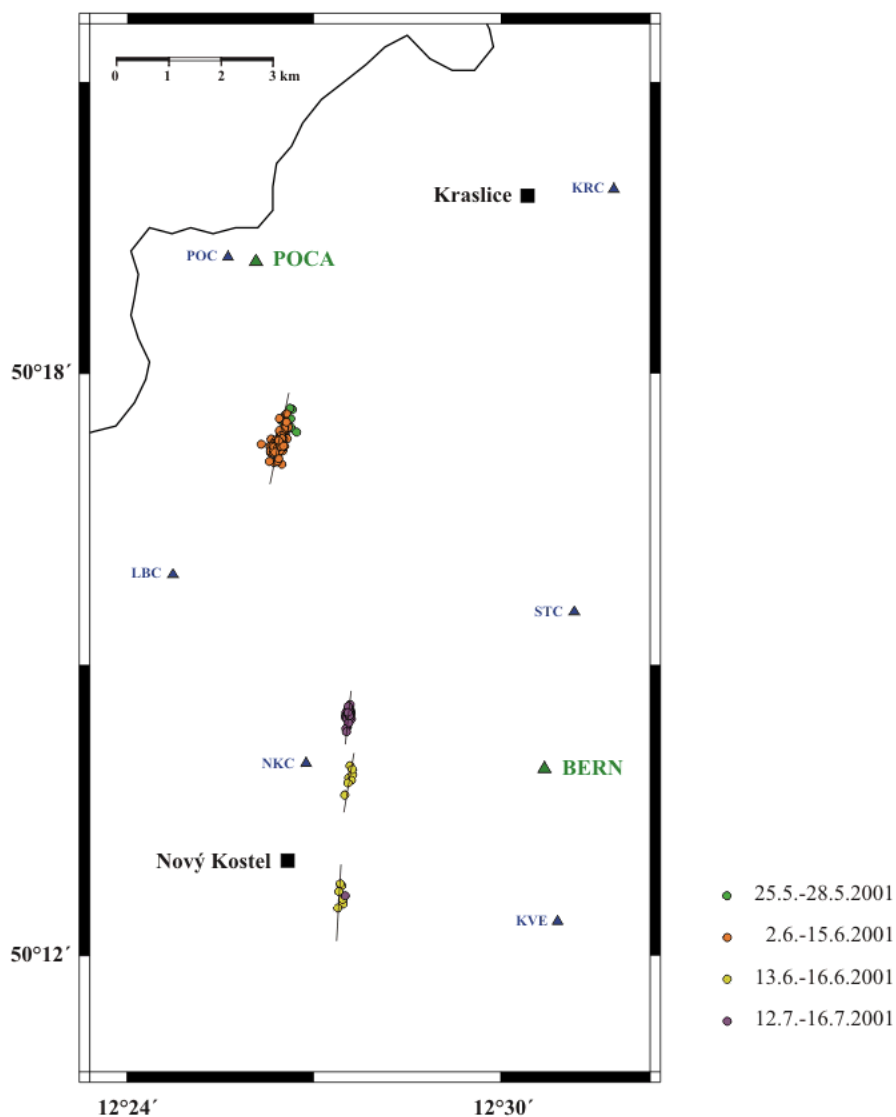
Mezi 22. a 23.2.2004 proběhl na Novém Kostele další významnější roj s celkovým počtem 35 lokalizovaných jevů a maximálním magnitudem 1,2. Vyhodnocení tohoto roje bylo opublikováno v Nehybka, Tilšarová, 2004 a 2007.

V letech 1991 a 1993 se bylo na Novém Kostele několik menších seismických rojů, jejichž označení „seismický roj“ je možná diskutabilní. Ve dnech 1. – 10.1991 to bylo 56 zemětřesení lokalizovaných do okolí Nového Kostela. Největší magnitudo za těchto osm dní bylo 1,2. Ve dnech 17. – 24.9.1993 se jednalo o 46 jevů lokalizovaných do blízkosti Nového Kostela s maximálním magnitudem 1,1. (Nehybka, Skácelová 1993, 1994, 1995, Skácelová 1995).

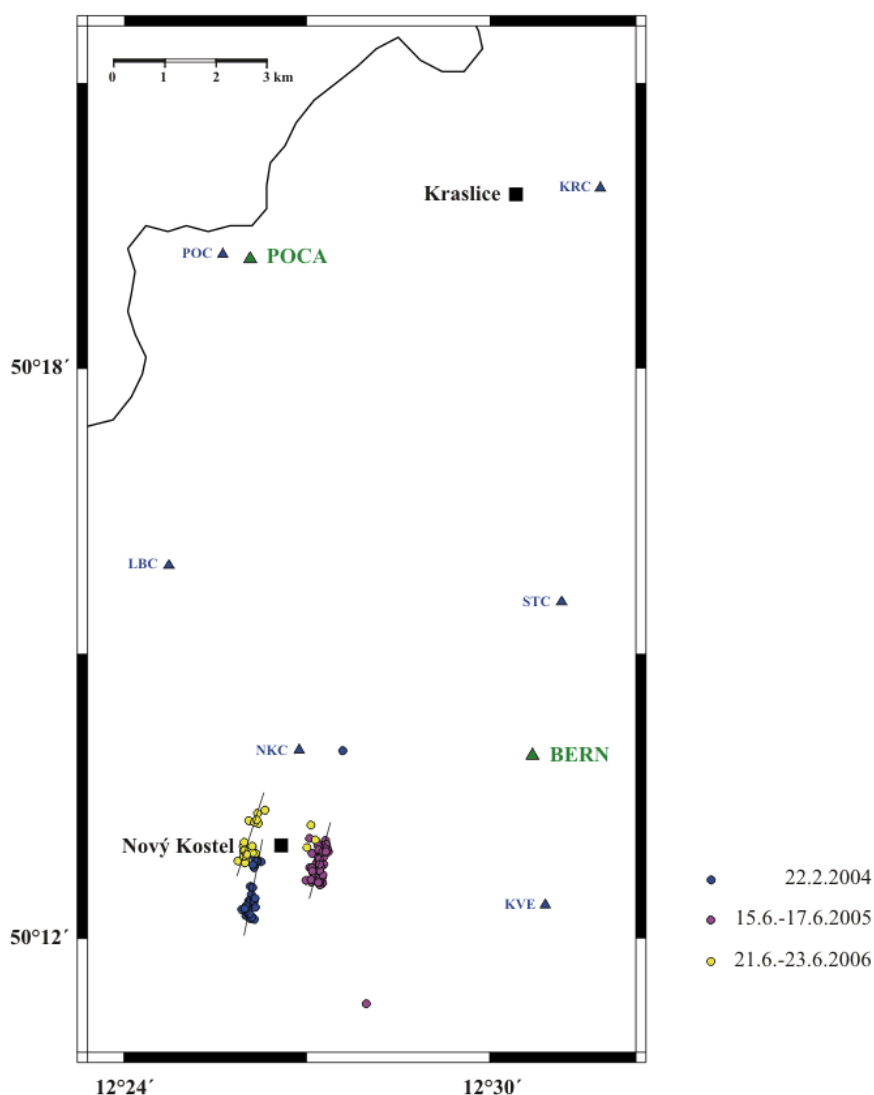
Řazení epicenter u slabších jevů

Většina epicenter v oblasti Nový Kostel – Počátky měla tendenci shlukovat se podél linie s azimutem cca 350° a sledovat tak směr paralelní k mariánsko-lázeňskému zlomu. Analýzou zemětřesení vyskytujících se v oblasti Nový Kostel-Počátky mimo roje vyjmenované v předchozí kapitole jsme zjistili, že část jevů má tendenci řadit se k linii kosé k tomuto směru s odchylkou 20° – 30° k východu, takže výsledný azimut je cca 20°. Příslušné analýzy byly zveřejněny v Nehybka, Skácelová 1993, 1994, 1995 pro

roky 1991 – 1993 a v Nehybka, Tilšarová, 2007 pro roky 2001 – 2006. Na následujících obrázcích č. 3 a 4 je příslušná situace v letech 2001 – 2006 vyznačena včetně příslušných předpokládaných směrů řazení.



Obr. 3 Řazení epicenter v roce 2001, měření Krasnet, ÚFZ Brno



Obr. 4 Řazení epicenter v letech 2004 – 2006, měření Krasnet, ÚFZ Brno

Poděkování

V průběhu osmnácti let registrace sítě Krasnet vystřídal řada pracovníků. Všem jim patří dík za jejich díl práce, kterým přispěli k bezproblémovému chodu a zpracování měření sítě v západních Čechách. Z řad technických pracovníků je to skupina ing. Brady z dřívější Geofyziky Brno, dále M.Krmíček, J.Otruba, J.Šrajt, V.Jeřábek, T.Kratochvíl a V.Mudra. V oblasti zpracování a interpretace seismologických dat to jsou P.Firbas, V.Dvořák, Z.Sýkorová, Z.Nakládalová, J.Haviř, Z.Skácelová, L.Bulíčková, I.Matušová, P.Špaček, K.Zachovalová a R. Tilšarová.

Závěr

Měření sítě Krasnet přispělo k poznání zemětřesných rojů v západních Čechách. V prvních letech 1991 – 1994 byla síť Krasnet hlavním seismologickým měřením v oblasti, od roku 1995 potom vhodně doplňovala aktivity sítě Webnet a aktivity seismologů z německých univerzit. Celkem byly za roky 1991 – 2008 sestaveny a úspěšně oponovány tři zprávy o měření a výsledcích sítě Krasnet, v časopisech a sbornících bylo opublikováno dvacet článků.

Literatura

- [1] BORMANN, P. (Ed.) Monitoring and Analysis of the Earthquake Swarm 1985/86 in the Region Vogtland/West Bohemia. *Veroeffentlichung des Zentralinstituts fuer Physik der Erde*. 1989, Nr.110. Als Manuskript gedruckt. Potsdam 1989.
- [2] COYNE, J.M. & HENSON, L. *Geotool Sourcebook*. Technical Report C95-1. Teledyne Brown. Huntsville, 1995.
- [3] DVOŘÁK, V. & SÝKOROVÁ, Z. Refrakční profily a širokoúhlé reflexně-seismické měření v západních Čechách. MS Geofyzika Brno, 1993.
- [4] CHLUPÁČOVÁ, M., SKÁCELOVÁ, Z. & NEHYBKA, V. P-wave Anisotropy of Rocks from the Seismic Area in Western Bohemia. *Journal of Geodynamics*. 2003, 35, pp. 45-57.
- [5] FIRBAS, P. & WERL, M. Program HYPO3D pro lokalizaci v třírozměrném prostředí. MS Geofyzika Brno, 1988.
- [6] FISCHER, T. & HORÁLEK, J. Refined Localisations of the Swarm Earthquakes in the Nový Kostel Focal Zone and Spatial Distribution of the January 1997 Swarm in Western Bohemia, Czech Republic. *Studia geoph. et geod.*, 2000, 44, pp. 210 – 226.
- [7] FISCHER, T. & HORÁLEK, J. Space-Time Distribution of Earthquake Swarms in the Principal Focal Zone of the NW Bohemia/Vogtland Seismoactive Region: Period 1985/2001. *Journal of Geodynamics*. 2003, 35, pp. 125 – 144
- [8] GEISSLER, W., PLENEFISCH, T., KIND, R., KLINGE, K., KÄMPF, H., BOUŠKOVÁ, A., NEHYBKA, V., SKÁCELOVÁ, Z. & JACOB, B. The MOHO Structure in the Western Eger Rift: A Receiver Function Experiment. *Studia geoph. et geod.* 2000, 44, pp. 188-194.
- [9] GEISSLER, W.H., KÄMPF, H., KIND, R., BRAEUER, K., KLINGE, K., PLENEFISCH, T., HORÁLEK, J., ZEDNÍK, J. & NEHYBKA, V. Seismic Structure and Location of a CO₂ Source in the Upper Mantle of the Western Eger (Ohře) Rift, Central Europe. *TECTONICS*. 2005, vol. 24, 23.
- [10] GRÜNTAL, G., SCHENK, V., ZEMAN, A. & SCHENKOVÁ, Z. Seismotectonic Model for the Earthquake Swarm of 1985 – 1986 in the Vogtland/West Bohemia Focal Area. *Tectonophysics*. 1990, 174, pp. 369 – 383.
- [11] HORÁLEK, J., FISCHER, T., BOUŠKOVÁ, A. & JEDLIČKA, P. The Western Bohemia-Vogtland Region in the Light of the WEBNET Network. *Studia geoph. et geod.* 2000, 44, 107.
- [12] HORÁLEK J., BROŽ M., NEHYBKA V., NOVOTNÝ, O., ULRYCH, J. & KORKOVÁ, J. Recent Geodynamics of West Bohemia in Relation on the Crustal Structure (Unique Natural Laboratory). *Acta Montana*, IRSM AV ČR, 2003, Series AB No.11 (128), pp. 55 - 74

- [13] NEHYBKA, V. & SKÁCELOVÁ, Z. Microseismic Array in the Epicentral Area of Kraslice. In: Vrána (editor). *Geological Model of Western Bohemia in Relation to the Deep Borehole KTB-1 in the FRG*. ČGÚ, Praha, 2003.
- [14] NEHYBKA, V. & SKÁCELOVÁ, Z. Microearthquakes in the Western Bohemia. In *Proceedings of XXIV General Assembly of the ESC*, Athens, 1994.
- [15] NEHYBKA, V. & SKÁCELOVÁ, Z. Seismotectonic Analysis of the Seismological Measurements in the Kraslice Network. *Bull. of Czech. Geolog. Survey*. Prague, 1995, 70, 2.
- [16] NEHYBKA, V. & SKÁCELOVÁ, Z. Lokální seismická v oblasti Kraslice. In *Výsledky nových studií v seismologii a inženýrské geofyzice*. Regionální konference s mezinárodní účastí, Ostrava 8.-9. dubna 1997, sborník referátů, 2. díl, editor: Zdeněk Kaláb, ÚGN AVČR.
- [17] NEHYBKA, V. & SKÁCELOVÁ, Z. Seismological Study of the Kraslice – Vogtland - Oberpfalz Region. In Vrána ed. *Geological Model of Western Bohemia in Relation to the Deep Borehole KTB-1 in Germany*. Český geologický ústav, Praha, 1997, pp. 186-190.
- [18] NEHYBKA, V. & SKÁCELOVÁ, Z. Seismická západních Čech v roce 1997. In *Současné směry v seismologii a inženýrské geofyzice*. Regionální konference s mezinárodní účastí, Ostrava 21.-22. dubna 1998, sborník referátů, 1. díl, editor Zdeněk Kaláb, ÚGN AVČR.
- [19] NEHYBKA, V., SKÁCELOVÁ, Z. & HAVÍŘ, J. Seismicity in the Area of the Western Bohemia. *Exploration Geophysics, Remote Sensing and Environment*, 1998, V. 2, pp. 7-15.
- [20] NEHYBKA, V. & SKÁCELOVÁ, Z. Results of Seismological Measurements by the Kraslice Network in the Period 1991-1998. *Exploration Geophysics, Remote Sensing and Environment*. 2000, VII. 1-2, pp. 18-28.
- [21] NEHYBKA, V. Seismická v západních Čechách. In *Seismologie a inženýrská geofyzika – minulost, přítomnost a budoucnost*. Regionální konference s mezinárodní účastí, Ostrava, 3.-4. dubna 2001, sborník referátů, editor: Zdeněk Kaláb. ÚGN AVČR.
- [22] NEHYBKA, V. Seismický roj Nový Kostel 2000. In *Laboratorní a terénní bádání v seismologii a inženýrské geofyzice*. Regionální konference s mezinárodní účastí, Ostrava, 16.-17. dubna 2002, sborník referátů, editor: Zdeněk Kaláb, ÚGN AVČR.
- [23] NEHYBKA, V., TILŠAROVÁ, R. & ŠPAČEK, P. The Nový Kostel Earthquake Swarm 2000 – Krasnet Measurements. *Acta Montana IRSM*. 2003, 22, pp. 21-30.
- [24] NEHYBKA, V. & TILŠAROVÁ, R. Seismické roje v oblasti západní Čechy-Vogtland 1991-2004. In *Sborník 13. regionální konference "Rozvoj seismologie, inženýrské geofyziky a geotechniky"*. Sborník věd. prací VŠB–TU Ostrava, řada stavební, 2004, vol. 4, no. 2, pp. 211-218.
- [25] NEHYBKA, V. & TILŠAROVÁ, R. Seismic Activity in West Bohemia from 2001-2006. *Acta Geodynam. Geomater*. 2007, Vol. 4, No. 4 (148), pp. 51-57.
- [26] NEUNHÖFER, H. & MEIER, T. Seismicity in the Vogtland/Western Bohemia Earthquake Region Between 1962 and 1998. *Stud. Geophys. Geod.* 2004, 48, pp. 539-562
- [27] NEUNHÖFER, H. & HEMMANN, A. Earthquakes Swarms in the Vogtland/Western Bohemia Region: Spatial Distribution and Magnitude-Frequency Distribution as an Indication of the Genesis of Swarms? *Jour. of Geodyn.* 2005, 39 (2005), pp. 361–385.

- [28] PROCHÁZKOVÁ, D. (Ed.) *Earthquake Swarm 1985/86 in Western Bohemia*. 1987.
- [29] Proceedings of Workshop in Mariánské Lázně, Dec. 1 – 5, 1986
- [30] SCHERBAUM, F. & STOLL, D. Source Parameters and Scaling Laws of the 1978 Swabian Jura (Southwest Germany) Aftershocks. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1983, 73, pp. 1321-1343.
- [31] SKÁČELOVÁ, Z. & NEHYBKA, V. Seismic Activity of the Mariánské Lázně Deep Fault in Western Bohemia. In *Abstract 11th International Conference on "Basement Tectonics '94"*. July 25-29, 1994, Potsdam.
- [32] SKÁČELOVÁ, Z. & NEHYBKA, V. Earthquake Swarm Nový Kostel 4.-5.12.1994. *Exploration Geophysics, Remote Sensing and Environment*. 1995, II. 1. (1995). ČAAG.
- [33] TILŠAROVÁ, R. & NEHYBKA, V. Západní Čechy 1991-2005 – přehled seismické aktivity podle oblastí. In *Sborník 15. regionální konference "Nové poznatky a měření v seizmologii, inženýrské geofyzice a geotechnice"*. Sborník vědeckých prací VŠB–TU Ostrava, řada stavební, 2006, vol. 6, no. 2, 301-307.
- [34] VRÁNA, S. (Ed.) *Geological Model of Western Bohemia in Relation to the Deep Borehole KTB-1 in the FRG*. Czech Geological Survey, Prague 1997

Oponentní posudek vypracoval:

RNDr. Karel Holub, DrSc., Ústav geoniky AVČR, v.v.i., Ostrava

Aleš NEVAŘIL¹

ODEZVA VÝŠKOVÉ KONSTRUKCE NA DYNAMICKÁ ZATÍŽENÍ

RESPONSE OF HIGH-RISE STRUCTURE TO DYNAMIC LOADS

Abstrakt

Příspěvek popisuje odezvu kotveného stožáru na dynamické zatížení. Diskutuje otázku směru zatížení z pohledu konstrukce a též testuje vliv rychlosti šíření povrchových vln v základové půdě. Numerický příklad dokládá hodnocení odezvy pro tři směry zatížení a dvě rychlosti šíření. V závěru článku jsou uvedeny zajímavé napočítané odchylky, vnitřní síly a tlaky.

Abstract

The paper deals with the response of a guyed mast to the seismic action. It discusses the question of load direction with respect to the structure and the influence of the LR-wave velocity of propagation in the subsoil is examined. A numeric example is presented to illustrate the evaluation of response for three characteristic load directions and two velocities of propagation. There are presented some interesting calculated deflections, internal forces and stresses in the end of the paper.

Úvod

V inženýrské praxi se uplatňuje celá řada výškových konstrukcí. Jedná se např. o výškové administrativní budovy, rozhledny, vysílače, vodojemy, zavěšené a visuté mosty, u nichž pylony dosahují značných výšek [5] a další inženýrská díla. Výše jmenované konstrukce mohou být namáhány dynamickými silami, vzniklými zejména účinkem větru [2], pohybu dopravního proudu v případě mostů, ale také účinkem přírodní seismicity [1].

Zemětřesení, případně jiné zdroje seismicity, produkují několik základních typů vln, které se šíří zemním tělesem. Rozlišujeme tyto typy vln: podélné vlny (P-vlny), příčné (smykové) vlny (S-vlny) a povrchové vlny (RL-vlny). Rychlosti šíření i amplitudy přemístění se u jednotlivých typů vln liší. Pro stavební objekty se zpravidla jako nejnebezpečnější jeví povrchové vlny, a to zejména Loveovy vlny [3].

Metody analýzy

V současné době je při numerické analýze stavebních konstrukcí nejčastěji využíváno metody konečných prvků (MKP) [6]. Úloha odezvy diskretizovaného modelu konstrukce na její dynamické zatížení je popsána pohybovou rovnicí (1),

$$\mathbf{M}\ddot{\mathbf{u}} + \mathbf{C}\dot{\mathbf{u}} + \mathbf{K}\mathbf{u} = \mathbf{F}(t) \quad (1)$$

¹ Ing. Aleš Nevařil, Ústav stavební mechaniky, fakulta stavební, Vysoké učení technické v Brně, Veveří 95, 602 00 Brno, Česká republika, e-mail: nevaril.a@fce.vutbr.cz

kde zatížení $F(t)$ je specifikováno v závislosti na povaze daného jevu (vítr, zemětřesení, dopravní proud, atd.) Pro určení odezvy dle (1) lze využít dvou základních postupů, a to: výpočtu odezvy s využitím rozvoje podle vlastních tvarů kmitání a určení odezvy integrací pohybové rovnice (1) v časové oblasti.

Určení odezvy s využitím rozvoje podle vlastních tvarů kmitání

Tento postup předpokládá určení vlastních frekvencí a tvarů kmitání. Následně je možné soustavu (1) převést na systém vzájemně nezávislých rovnic a získat její řešení využitím řešení soustavy o jednom stupni volnosti. Výsledná odezva je potom superpozicí odezev řešených jednostupňových soustav. Tento postup je možné použít pouze pro lineární chování konstrukce. V případě konstrukcí s geometrickou nebo materiálovou nelinearitou neplatí superpozice vlastních tvarů kmitání, a tedy metodu nelze použít. Otázkou také je, jak získat vlastní frekvence a tvary kmitů v případě nelineárního chování konstrukce.

Určení odezvy integrací pohybových rovnic v časové oblasti

Pro určení odezvy nelineární úlohy (např. lanové prvky v konstrukci, tj. geometrická nelinearita) je možné při jejím výpočtu v časové oblasti využít např. přímé integrace pohybových rovnic (lze řešit např. Newmarkovou metodou). Tlumící charakteristiky konstrukce je možné zadat do výpočtového modelu např. prostřednictvím Rayleighova útlumu popsaného vztahem (2), kde matice tlumení $\mathbf{C}$ je určena na základě matice hmotnostních konstant konstrukce $\mathbf{M}$, matice tuhostních konstant $\mathbf{K}$ a součinitelů tlumení α, β .

$$\mathbf{C} = \alpha \mathbf{M} + \beta \mathbf{K} \quad (2)$$

Vzhledem k faktu, že matice tuhosti je měněna během geometricky nelineárního výpočtu (jedná se o tečnou matici tuhosti) použití „ β -tlumení“ se nezdá být výhodné [4]. Dalším z faktů znevýhodňujícím tento typ tlumení je situace, kdy lanové části konstrukce nejsou namáhány tahem, tj. jejich tuhost je velmi nízká, a tedy je snížen i tlumící účinek. Tato situace může vést ke konvergenčním problémům při numerickém řešení odezev některých konstrukcí. Tlumení je tedy výhodné modelovat pomocí koeficientu tlumení matice hmotnosti α . Úlohu odezvy konstrukce na seismické zatížení je možné řešit včetně vlivu dalších zatížení, např. zatížení větrem, i když zpravidla je toto řešeno samostatně (seismická událost je chápána jako mimořádná návrhová situace).

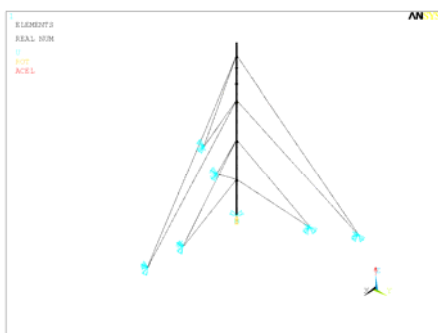
Model kotveného stožáru

Analyzovanou konstrukci je 294 m vysoký anténní stožár kotvený lany ve čtyřech výškových úrovních +61,25 m, +128,75 m, +196,25 m a +271,25 m, obr. 1. Těleso stožáru je kotveno do tří směrů, kdy dvě nižší a dvě vyšší úrovně kotvení mají vždy v daném směru jeden společný kotevní blok umístěný ve vzdálenosti 105 m, resp. 175 m. Kotevní lana jsou ocelová, předběžně vytažená, s jednou vrstvou Z-drátů. Dřík je tvořen ocelovou troubou o průměru 2,1 m a má po výšce proměnnou tloušťku stěny 7 – 12 mm. V patě je kloubově uložen. Od úrovně +273,3 m navazuje na dřík sklolaminátový anténní nosič o průměru 1,9 m. Stožár je vybaven anténním systémem a revizními lávkami, viz obr. 2, detailní informace jsou uvedeny ve výzkumné zprávě [4]. Úloha byla modelována s použitím programového systému ANSYS, a to aplikací jeho prutových prvků BEAM44 pro dřík stožáru a prvků LINK10 pro kotevní lana. Výpočtový model se skládá z 1048 prvků lokalizovaných 1971 uzly.

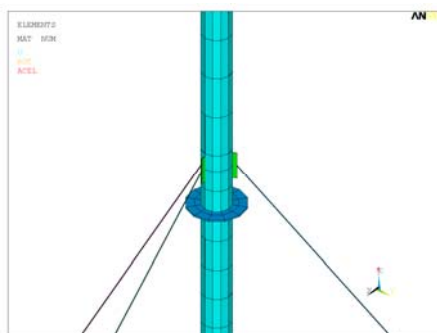
Odezva v časové oblasti

Dynamická odezva stožáru byla získána přímou integrací pohybových rovnic Newmarkovou metodou. Odezva dříku stožáru je uvedena v 9 charakteristických místech (v místech lanových podpor, ve středu polí a v patě stožáru). Jednotlivá místa jsou označena číslicemi 2 až 10 a zobrazena na obr. 3.

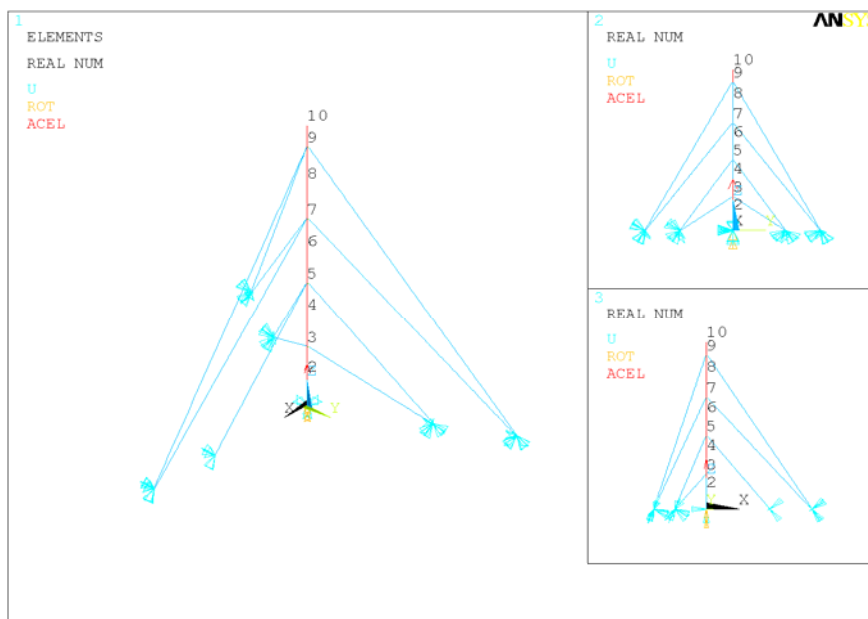
Velikost poměrného útlumu byla uvažována hodnotou $\xi = 0,5 \%$. Vzhledem k faktu, že je třeba nahradit poměrný útlum ξ tlumením Rayleighovým, viz odst. 2.2, byla velikost součinitele α určena tak, aby výsledný poměrný útlum odpovídal přibližně první vlastní ohybové frekvenci dříku stožáru o hodnotě přibližně 0,5 Hz.



Obr. 1



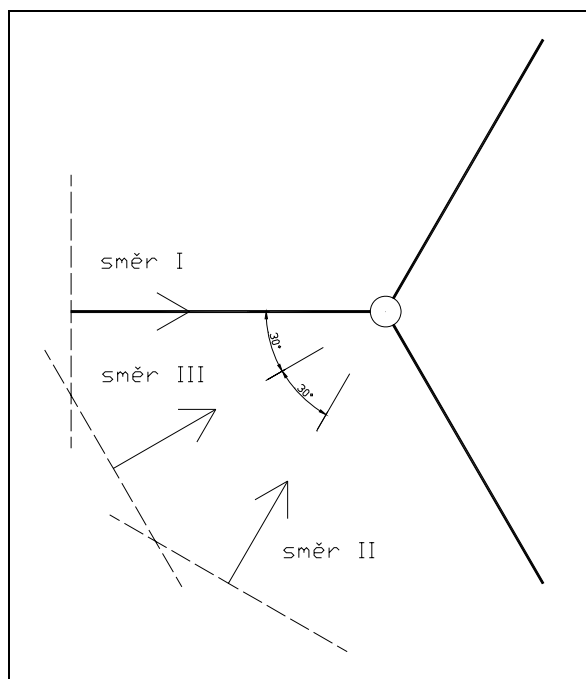
Obr. 2



Obr. 3

Byl zkoumán vliv rychlosti šíření vlnění podloží stožáru a vliv směru zatížení seismickou událostí na výsledný deformační a napjatostní stav konstrukce. Bylo využito záznamu zemětřesení z Imperial Valley v Kalifornii (El Centro) z 19.5.1940. Na základě známých hodnot zrychlení byly určeny hodnoty pole přemístění. Byly provedeny výpočty pro případ rychlosti šíření vlnění $v_1 = 1 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ (odpovídá povrchovým vlnám v jílech), $v_2 = 3 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ (odpovídá povrchovým vlnám v pevných horninách), kdy dochází k jistému časovému rozdílu mezi účinkem vln na jednotlivé podpory stožáru, také byla analyzována srovnávací varianta, kdy byl tento časový rozdíl zanedbán (varianta byla dále označena v_0).

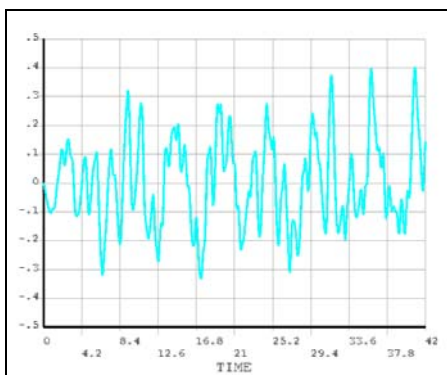
Byl zkoumán směr zatížení stožáru zemětřesením. Byly vybrány tři charakteristické směry na konstrukci, označené I, II a III. Tyto směry korespondují s návětrným a závětrným působením větru na lanovou osnovu a s účinkem větru kolmo k lanové osnově. Jednotlivé směry jsou spolu s časovou rovinou $t = 0 \text{ s}$ zobrazeny na následujícím obrázku. Seismické zatížení vždy působilo maximální hodnotou vodorovného přemístění ve vybraných směrech. Čárkovane znázorněná rovina na obr. 4 představuje polohu vlny v čase $t = 0 \text{ s}$ pro jednotlivé směry působení. Podloží nebylo modelováno. Jednotlivé podpory stožáru včetně jeho paty byly tedy zatíženy stanovenými přemístěními ve vzájemně odlišných časových okamžicích. Jedná se o výrazné zjednodušení šíření vlnění podloží, nicméně pro ověření významu vlivu rychlosti šíření vlnění podloží a vliv směru zatížení se dané zjednodušení jeví jako dostatečná.



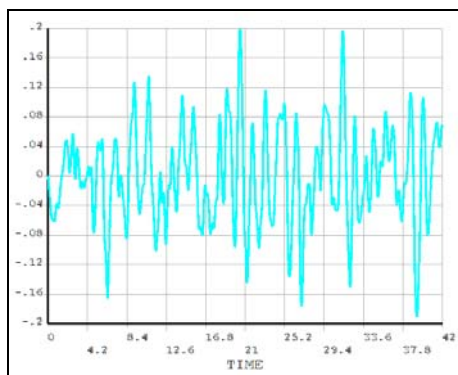
Obr. 4

Výsledná přemístění a napětí

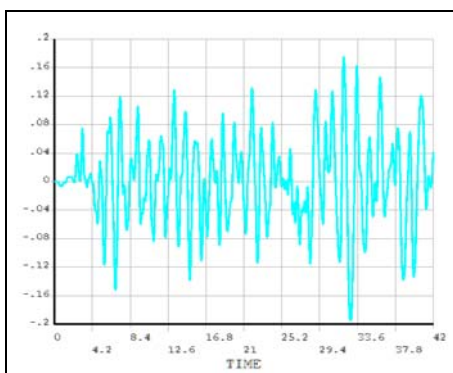
V grafech 1 a 2 je zobrazeno přemístění ve vrcholu stožáru pro účinek seismického zatížení ve směru I. V grafu 1 v případě rychlosti v_1 a v grafu 2 v případě rychlosti v_2 . Obdobně v grafech 3 a 4 je zobrazeno přemístění ve vrcholu stožáru pro účinek seismického zatížení ve směru II a rychlostí v_1 a v_2 .



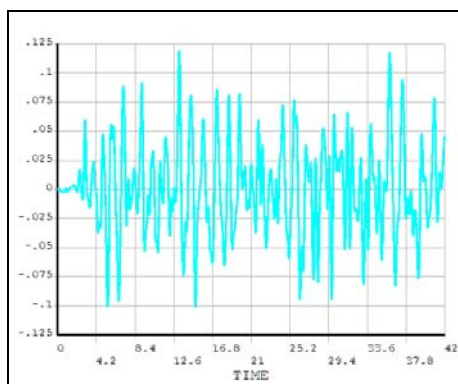
Graf 1 (čas v s, přemístění v m)



Graf 2 (čas v s, přemístění v m)

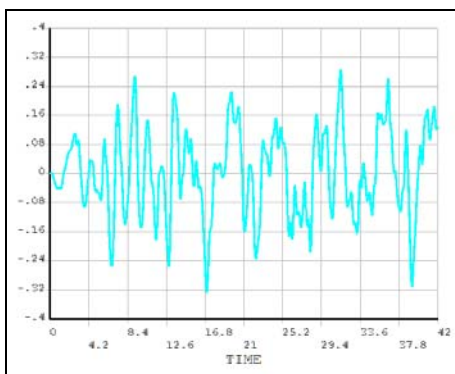


Graf 3 (čas v s, přemístění v m)

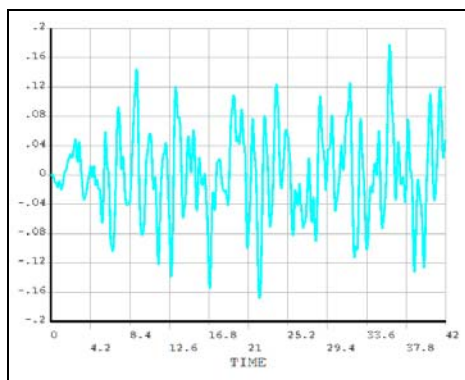


Graf 4 (čas v s, přemístění v m)

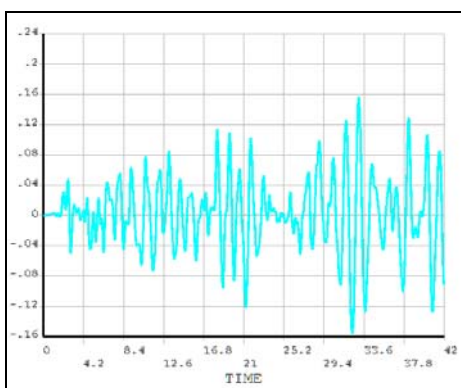
Odezva na seismické zatížení ve směru III je zobrazena v grafech 5 a 6. Obdobně je uvedena odezva pro varianty, kdy byl časový rozdíl účinku zemětřesení na jednotlivé podpory stožáru zanedbán v grafech 7 (směr I), 8 (směr II) a 9 (směr III).



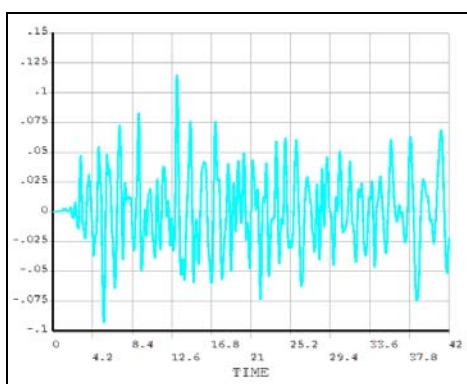
Graf 5 (čas v s, přemístění v m)



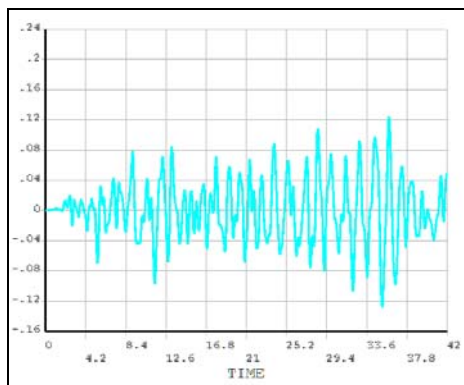
Graf 6 (čas v s, přemístění v m)



Graf 7 (čas v s, přemístění v m)

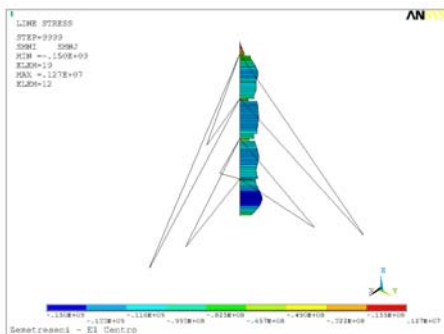


Graf 8 (čas v s, přemístění v m)

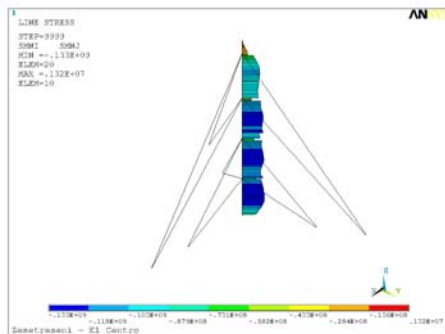


Graf 9 (čas v s, přemístění v m)

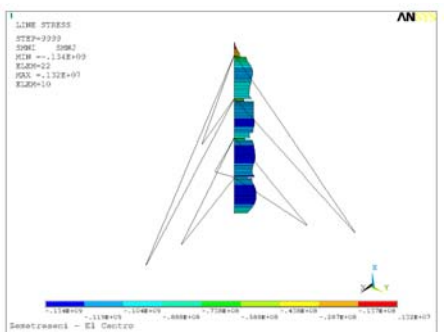
Byly určeny extrémní hodnoty normálových napětí dříku stožáru. Získaná pole napětí jsou zobrazena pro směr zatížení I, II a III a rychlost šíření vlnění v_1 na obr. 5 až obr. 7. Na obr. 8 jsou zobrazena maximální normálová napětí kotevních lan pro zatížení ve směru I a rychlost šíření vlnění v_1 .



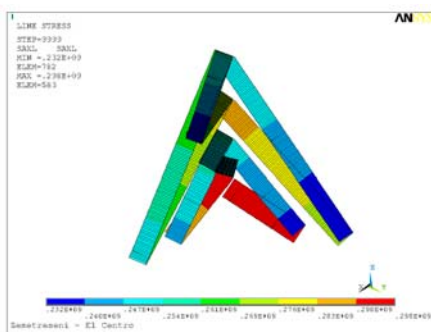
Obr. 5



Obr. 6



Obr. 7



Obr. 8

Závěry

Na základě provedených numerických simulací odezvy kotveného stožáru na seismické zatížení byly získány následující dílčí závěry.

Byl prokázán výrazný vliv rychlosti šíření vlnění v podloží na výsledná přemístění dříku stožáru. Srovnáním přemístění vrcholu konstrukce při různých předpokládaných rychlostech bylo zjištěno, že dochází až ke dvojnásobnému nárůstu maximální výchylky oproti variantě, kdy nebyl časový rozdíl při šíření vlny uvažován (varianta v_0).

Maximální hodnoty normálových napětí dříku stožáru dosahovaly při směru zatížení I a rychlosti šíření vlny 1 km s^{-1} hodnoty až 150 MPa. Ve variantě v_0 bylo maximální normálové napětí stanoveno hodnotou 129 MPa. V ostatních variantách výpočtu se tyto extrémy pohybovaly mezi 121 až 134 MPa. Pro zajímavost lze uvést, že maximální napětí kotevních lan dosahovala v jednotlivých variantách hodnot od 294 do 318 MPa. Obdobně posouvající síla působící na patu dříku stožáru se pohybovala v rozsahu od 80 kN do asi 280 kN.

Uvedená studie ukazuje možnosti numerického řešení odezvy výškových konstrukcí na seismické zatížení. Bylo prokázáno, že při analýze daného kotveného stožáru je třeba zohlednit jak vliv směru zatížení, tak vliv časového rozdílu účinku

seizmického zatížení vzniklého vlivem jeho šíření podloží. Pro kvantifikaci významnosti citovaných vlivů by bylo třeba studovat odezvu různých konstrukcí na větší množství seismických událostí.

Poděkování

Tento výsledek byl získán za finančního přispění MŠMT ČR, projekt 1M0579, v rámci činnosti výzkumného centra CIDEAS a s přispěním grantu GAČR, GA103/08/0275 Citlivostní analýza faktorů ovlivňujících mezní stavy tenkostěnných konstrukcí.

Literatura

- [1] AMIRI, G. G. Seismic Sensitivity Indicators for Tall Guyed Telecommunication Towers. *Computers & Struct.*, 80, 2002, pp. 349 – 364.
- [2] GHAFARI OSKOEI, S. A., MCCLURE, G. Dynamic Analysis of Cable Roofs Under Transient Wind: A Comparison Between Time Domain and Frequency Domain Approaches. *Tsinghua Science and Technology*, Vol. 13, No. S1, 2008, pp. 53 – 57, ISSN 1007-0214.
- [3] HENSLEY, G. M., PLAUT, R. H. Three-Dimensional Analysis of the Seismic Response of Guyed Masts. *Engineering Struct.*, 29, 2007, pp. 2254 – 2261.
- [4] KANICKÝ, V., WASGESTIÁN, I. *Výzkumná zpráva č. 494/71, TV Střední Slovensko (Suchá hora), TV Východní Slovensko (Dubník)*. ÚTAM Brno, 1971.
- [5] RASSEM, M., GHOBARAH, A., HEIDEBRECHT, A. C. Site Effects on the Seismic Response of a Suspension Bridge. *Engineering Struct.*, Vol. 18, No. 5, 1996, pp. 363 – 370.
- [6] *ANSYS User's Manual*, Revision 10.0, SAS IP, Inc., 2005.

Oponentní posudek vypracoval:

Doc. Ing. Karel Vojtasík, CSc., VŠB – Technická univerzita Ostrava, FAST

Andrzej NOWAKOWSKI¹, Mariusz MŁYNARCZUK², Libor SITEK³, Josef FOLDYNA⁴

**WYTRZYMAŁOŚĆ SKAŁY NA ROZCIĄGANIE – PORÓWNANIE WYNIKÓW
TESTU BEZPOŚREDNIEGO ROZCIĄGANIA I TESTU BRAZYLIJSKIEGO**

**TENSILE STRENGTH OF ROCK – COMPARISON OF RESULTS OF DIRECT
TENSION TEST AND BRAZILIAN TEST**

Streszczenie

Artykuł zawiera porównanie wyników badań laboratoryjnych wytrzymałości skały na rozciąganie przeprowadzonych dwiema metodami: testem prostego jednoosiowego rozciągania i testem brazylijskim. Analizowano wartość granicy wytrzymałości na rozciąganie R_R oraz kształt powierzchni przełamów. Pokazano, że wartość R_R uzyskana w teście brazylijskim jest średnio dwukrotnie wyższa niż wartość uzyskana w teście prostego rozciągania i przedyskutowano przyczyny tego zjawiska.

Badania ukształtowania powierzchni przełamów wykazały, że morfologia przełamu próbki uzyskanego w wyniku testu prostego rozciągania nie różni się istotnie od morfologii będącej wynikiem testu brazylijskiego. Na tej podstawie przyjęto, że stan naprężenia w przekroju, w którym powstaje przełam, można uznać dla obu tych testów za identyczny. Uznano zatem, że różnice ilościowe w uzyskanych wartościach R_R są konsekwencją większej wrażliwości testu prostego jednoosiowego rozciągania na ewentualne błędy metodyczne. Z tego względu sugeruje się, że właściwszym testem do oznaczania wartości R_R jest jednak test brazylijski.

Abstract

Paper compares the results of laboratory tests on tensile strength of rocks carried out using two methods: a simple uniaxial tensile test and Brazilian test. Value of the tensile strength R_R and shape of the fracture surface are analyzed. It is shown that the

¹ dr. inż. Andrzej Nowakowski, Instytut Mechaniki Górotworu Polskiej Akademii Nauk, Zakład Mechaniki Skał, Pracownia Odształceń Skał, ul. Reymonta 27, 30-059

Kraków, Polska, tel. (+48)(12) 637-62-00, e-mail: nowakow@img-pan.krakow.pl

² dr inż. Mariusz Młynarczuk, Instytut Mechaniki Górotworu Polskiej Akademii Nauk, Zakład Mechaniki Skał, Pracownia Mikromerytyki, ul. Reymonta 27, 30-059 Kraków,

Polska, tel. (+48)(12) 637-62-00, e-mail: mlynar@img-pan.krakow.pl

³ Ing. Libor Sitek, Ph.D., Ústav geoniky AVČR, v. v. i., Oddělení desintegrace materiálů, Studentská 1768, 708 00 Ostrava-Poruba, tel. +420 596 979 111, e-mail:

libor.sitek@ugn.cas.cz

⁴ Ing. Josef Foldyna, CSc., Ústav geoniky AVČR, v. v. i., Oddělení desintegrace materiálů, Studentská 1768, 708 00 Ostrava-Poruba, tel. +420 596 979 111, e-mail:

josef.foldyna@ugn.cas.cz

value of R_R obtained in the Brazilian test is twice the value obtained in a simple tensile test in average. Reasons for this phenomenon are discussed.

Research of fracture surface topography has shown that the samples fracture morphology obtained by a simple tensile test does not differ significantly from the morphology resulting from the Brazilian test. This suggests that the stress state in cross section, in which the fracture originates, is the same for both of these tests. Therefore the quantitative differences in R_R values obtained are due to greater sensitivity of simple uniaxial tensile test to methodological errors. Therefore, the Brazilian test is suggested as a more appropriate test for determining the value of R_R .

Wstęp

Jedną z ważniejszych właściwości skały jest jej wytrzymałość na rozciąganie (por. Franklin, 1989). Znajomość tej właściwości jest niezbędna w wielu zagadnieniach geotechnicznych, związanych na przykład z wierceniem skał, ich rozsadzaniem czy też oceną stateczności wyrobisk podziemnych. Generalnie jest ona istotna wszędzie tam, gdzie mamy do czynienia z rozrywaniem, rozłupywaniem czy nawet zginaniem skały.

Wielkością, której używamy ilościowego opisu wytrzymałości skały na rozciąganie jest tzw. granica wytrzymałości skały na rozciąganie R_R , przez którą rozumie się maksymalne naprężenie rozciągające, jakie przeniesie może próbka skalna podczas odpowiedniego testu laboratoryjnego. Eksperymenty, na podstawie których oznaczyć można wartość wielkości R_R , podzielić można na dwie grupy (Vutukuri i in., 1974, str. 87-140):

- ❑ metody bezpośrednie, podobne do stosowanych w testach rozciągania metali czy też polimerów,
- ❑ metody pośrednie, bazujące najczęściej na testach zginania lub ściskania próbek o różnym kształcie.

Przedmiotem niniejszej pracy jest porównanie wyników testów próbek skał przebadanych metodą bezpośrednią tzw. testem bezpośredniego jednoosiowego rozciągania oraz metodą pośrednią, tzw. testem brazylijskim. Porównywano nie tylko wartości granicy wytrzymałości na rozciąganie uzyskanych dla próbek tych samych skał w różnych testach, ale także wartości pewnych parametrów geometrycznych charakteryzujących powierzchnie przełamów badanych próbek.

Test bezpośredniego jednoosiowego rozciągania

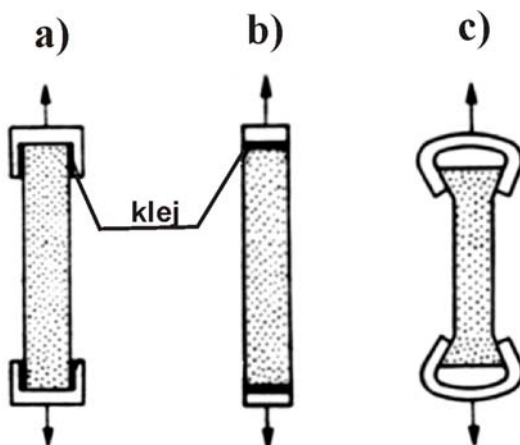
Test bezpośredniego jednoosiowego rozciągania wykonywany jest dla skał zasadniczo według tej samej metodyki, co dla metali z tym, że – z uwagi na problemy z wycinaniem próbek o kształcie takim jak dla próbek metalowych – stosuje się próbki walcowe lub prostopadłościennie. Jeśli chodzi o zalecaną smukłość próbek (λ) – rozumianą jako stosunek wysokości próbki (h) do jej średnicy (d) – to Jaeger (1972, str. 42) zaleca 8:1, co chyba należy uznać za przesadne, Kidybiński (1982, str. 21) ok. 4:1, a zalecenia ISRM - *International Society for Rock Mechanics* (Bieniawski i Hawkes, 2007) proponują $2,5:1 \leq \lambda \leq 3,0:1$. Probki takie mocowane są w odpowiednich kowadłach i następnie rozciągane w maszynie wytrzymałościowej.

Wszyscy autorzy piszący o eksperymencie bezpośredniego rozciągania zwracają uwagę, iż dla jego poprawnego wykonania szczególnie istotnym jest zapewnienie bezmomentowego przekazania siły obciążającej na próbkę. Aby to osiągnąć Obert i in. (1946) używali kowadeł połączonych ze szczękami prasy za pośrednictwem przegubów kulowych, podczas gdy Hawkes i Mellor (1970) stosowali w miejsce przegubów

połączenie wiotkimi cięgnami. Podczas eksperymentów bezpośredniego rozciągania opisanych w niniejszej pracy stosowano będące modyfikacją rozwiązania Oberta i in. (1946) (por. rys. 6).

Pisząc o teście bezpośredniego rozciągania wielu autorów zwraca uwagę na fakt, że sposób przymocowania próbki do kowadeł nie pozostaje bez wpływu na wynik eksperymentu. Na rys. 1 pokazano przykłady trzech różnych sposobów mocowania próbki do kowadeł, przy czym sposoby oznaczone a) i b) wymagają użycia kleju natomiast sposób c) użycia kleju nie wymaga. W konsekwencji w próbce skalnej mocowanej do szczęk prasy na sposób a) lub b) pojawia się strefa materiału nasączona klejem, która swoimi właściwościami mechanicznymi znacząco różni się od materiału nie nasączonego. W swoim przeglądzie metod wykonywania i wyników eksperymentów jednoosiowego rozciągania Vutukuri i in. (1974) zwracają uwagę, że w przypadku zamocowań typu a) i b) zawsze zachodzi ryzyko rozerwania próbki na granicy stref nasączonej i nienasączonej.

Aby uniknąć problemów związanych z wpływem warunków zamocowania na wynik eksperymentu proponuje się stosowanie próbek o kształcie zbliżonym do stosowanego w badaniach metali i polimerów i mocowanych w prasie w podobny sposób, co schematycznie pokazuje rys. 1c (por. także Hoek, 1964). Zastosowanie takiego rozwiązania uzależnione jest jednak od możliwości wycięcia próbek o pożądanym kształcie. Uzyskanie takich próbek drogą obróbki mechanicznej (z zastosowaniem narzędzia skrawającego) jest bardzo trudne, a dla niektórych skał praktycznie niemożliwe. Satysfakcjonującego rozwiązania tego problemu dostarcza natomiast technologia cięcia wysokociśnieniowym strumieniem wodnym (ang. abrasive water jet – AWJ).



Rys. 1 Przykłady kształtu i zamocowania próbek w teście bezpośredniego, jednoosiowego rozciągania; a), b) – połączenia na kleju, c) – połączenie bezklejowe (Kidybiński, 1982, str. 21).

Przygotowanie próbek techniką AWJ

Technologia cięcia materiałów kruchych wysokociśnieniowym strumieniem wodnym bazuje na użyciu w charakterze urządzenia skrawającego wąskiego i bardzo

szybkiego strumienia mieszaniny cieczy (w naszym przypadku wody) i proszku ściernego. Procesy fizyczne zachodzące w trakcie takiego cięcia są bardzo złożone – w grę wchodzi m.in. szybka erozja, ścinanie, szybkie zmiany pola naprężeń i efekty związane z mikroszczelinowaniem – nie do końca rozpoznane i w dużym stopniu zależą od właściwości ciętego materiału. Przykładowe rozważania na ten temat znaleźć można u Kima i Labusa (1995) oraz Hashisha (1995). W omawianym przypadku procedura cięcia próbki przypomina metodę obróbki skrawaniem przy pomocy tokarki. Fragment skały, z którego wycinana jest próbka, umocowany jest w głowicy wirującej, która ma możliwość przesuwu poziomego wzdłuż osi wirowania. Natomiast rolę noża tokarskiego pełni dysza AWJ, która ma możliwość przesuwu w przestrzeni w trzech wymiarach. Metoda ta, której przykład stosowania pokazano na rys. 2, opracowana została w Instytucie Geoniki Akademii Nauk Republiki Czeskiej (ÚGN AV ČR, v. v. i.), przy czym pierwsze doświadczenia na temat jej wykorzystania do cięcia próbek skalnych opublikowali Konečný i Sitek (1998), a pierwsze wyniki testów rozciągania wykonanych na przygotowanych tą metodą próbkach próbkach pokazali Sitek i in. (2005). Z punktu widzenia przygotowywania próbek skalnych technika AWJ ma trzy podstawowe zalety:

- ❑ pozwala na wycinanie ze skał próbek o złożonej geometrii w sposób zapobiegający powstawaniu karbów czy mikrokawern będących koncentratorami naprężeń,
- ❑ minimalizuje zasięg powierzchniowej strefy próbki ulegającej zniszczeniu w skutek kontaktu z urządzeniem skrawającym; strefy takie w przypadku obróbki mechanicznej potrafią sięgać bardzo głęboko,
- ❑ eliminuje wpływ efektów cieplnych, nieuniknionych przy zastosowaniu narzędzia skrawającego pozostającego w bezpośrednim kontakcie z materiałem próbki.

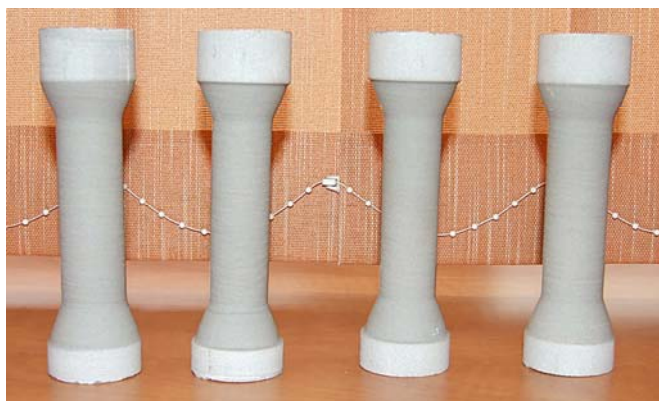


Rys. 2 Wycinanie próbki skalnej metodą AWJ (Sitek i in., 2006).

Podczas wycinania próbek do eksperymentów, których wyniki zostaną przedstawione poniżej stosowana następujące parametry procedury cięcia:

- ☐ średnica dyszy AWJ – 0,30 mm,
- ☐ średnica przewodu dostarczającego ścierniwo – 0,80 mm,
- ☐ dystans między głowicą AWJ a ciętym materiałem – 2,0 mm,
- ☐ ciśnienie wody na wylocie z dyszy – 350 MPa,
- ☐ zużycie ścierniwa – $250 \text{ g} \times \text{min}^{-1}$,
- ☐ prędkość wirowania głowicy – $300 \text{ obr.} \times \text{min}^{-1}$,
- ☐ prędkość przesuwu dyszy AWJ – $0,83 \text{ mm} \times \text{s}^{-1}$,

przy czym do wycięcia próbki potrzeba było dwóch lub trzech cykli przesuwu dyszy wzdłuż ciętego materiału. Aby uzyskać większą precyzję cięcia podczas ostatniego cyklu prędkość przesuwu dyszy zmniejszano do $0,42 \text{ mm} \times \text{s}^{-1}$. Przedmiotem badań były próbki wycięte z trzech następujących skał: wapienia z Czatkowic k. Krakowa (dalej zwanego wapieniem „Czatkowice”), piaskowca z Tumlina z rejonu Gór Świętokrzyskich (piaskowiec „Tumlin”) i kwarcytu z Wiśniówki k. Kielc (kwarcyt „Wiśniówka”). Przykładowy zestaw wyciętych do badań próbek pokazano na rys. 3.



Rys. 3 Próbki do badań wycięte metodą AWJ; kwarcyt „Wiśniówka”.

Próbki po wycięciu wklejano między kowadła, a na ich powierzchni naklejano tensometry elektrooporowe służące do pomiaru odkształceń podłużnych. Widok przygotowanej do badań próbki przedstawia rys. 4.



Rys. 4 Próbką przygotowana do testu bezpośredniego, jednoosiowego rozciągania

Aparatura badawcza i metodyka badań.

Test bezpośredniego jednoosiowego rozciągania wykonywano na znajdującej się w Instytucie Mechaniki Górotworu PAN sztywnej maszynie wytrzymałościowej INSTRON 8500 Rock Testing System (rys. 5) wyposażonej w wykonany w IMG PAN zestaw przegubów i kowadeł do bezpośredniego jednoosiowego rozciągania. Zestaw ten umożliwiał wykonywanie tego eksperymentu z zapewnieniem osiowego i bezmomentowego działania siły rozciągającej zgodnie z koncepcją zaproponowaną przez Oberta i in. (1964). Schemat systemu zamocowania próbki w prasie oraz jej widok podczas testu pokazano na rys. 6.

Eksperymenty prowadzone były ze stałą prędkością przesuwu tłoka równą $0,001 \text{ mm} \times \text{s}^{-1}$. Podczas testów rejestrowana była siła rozciągająca próbkę, pozycja tłoka oraz odkształcenia podłużne wskazywane przez tensometry. Przyjmując, że maksymalna wartość siły rozrywającej wynosiła $F_{\max}$ a średnica przekroju w miejscu rozerwania próbki wynosiła d , wytrzymałość próbki na rozciąganie w próbie bezpośredniej $R_R = \sigma_{pt}$ wyliczano ze wzoru:

$$\sigma_{pt} = \frac{4F_{\max}}{\pi d^2} \quad (1)$$

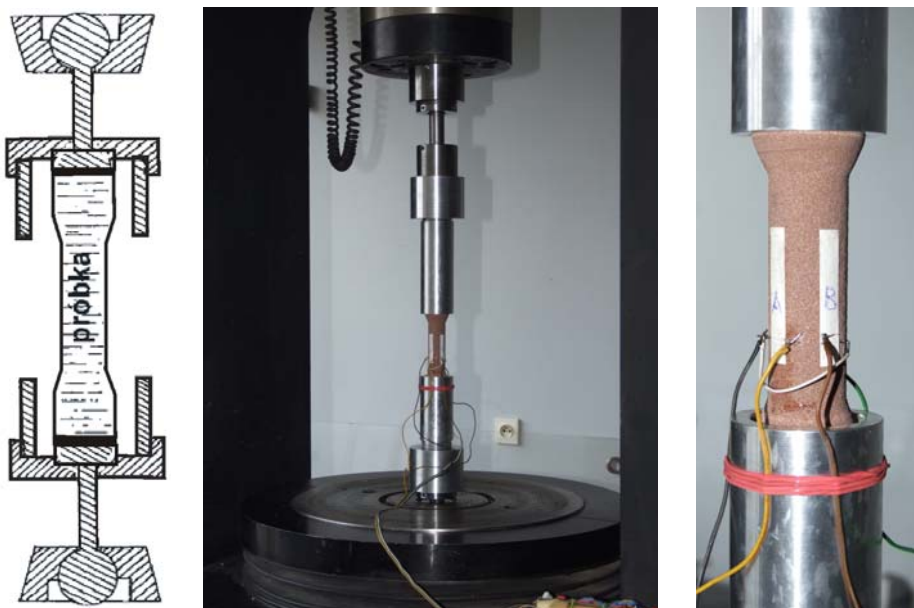


Rys. 5 Maszyna wytrzymałościowa INSTRON 8500 Rock Testing System

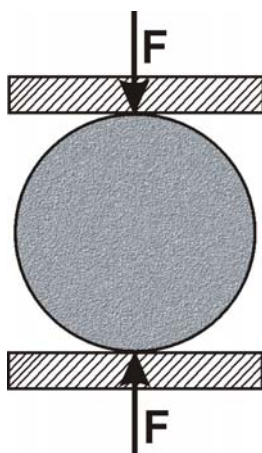
Test brazylijski

Test brazylijski został opracowany w 1943 r. przez brazylijskiego inżyniera Fernando Carneiro dla wyznaczania wytrzymałości na rozciąganie betonu. Z uwagi na łatwość przygotowania próbek oraz wykonania samego eksperymentu cieszy się dużą popularnością i jest często wykorzystywany podczas badań wytrzymałościowych skał, betonów, i innych materiałów kruchych. Wykonywany jest przy założeniu, że badany

material jest jednorodny, izotropowy oraz liniowo-sprężysty (tj. podlegający prawu Hooke'a). Próbka będąca przedmiotem eksperymentu ma postać cienkiego walca o średnicy d i wysokości h , który jest obciążony na pobocznicy siłą F . Schemat takiego testu pokazuje rys. 7



Rys. 6 Próbką podczas testu prostego jednoosiowego rozciągania; z lewej – schemat zamocowania próbki, w środku – widok próbki w prasie podczas eksperymentu, z prawej – widok próbki w prasie podczas eksperymentu (zbliżenie)



Rys. 7 Test brazylijski; schemat wykonywania.

Przyjmując, że wartość siły w chwili pęknięcia próbki wynosiła $F_{\max}$, wytrzymałość próbki na rozciąganie w teście brazylijskim $R_R = \sigma_{Ptp}$ wyznaczano na podstawie wzoru:

$$\sigma_{Ptp} = \frac{2F_{\max}}{\pi dh} \quad (2)$$

Test brazylijski wykonywano na maszynie INSTRON 8500 Rock Testing System ze stałą prędkością przesuwu tłoka równą $0,00022 \text{ mm} \times \text{s}^{-1}$. Podczas eksperymentu nie stosowano żadnych przekładek między próbką a płytami prasy. Obszerniejsze rozważania matematyczne dotyczące rozkładu naprężeń w próbce podczas testu brazylijskiego znaleźć można u Jaegera i in. (2007, str. 159, 225-227). Natomiast Lama i Vutukuri (1978, str. 51-54) podają, jak wykorzystać test brazylijski do wyznaczania stałych sprężystości: modułu Younga i współczynnika Poissona.

Wyniki badań wytrzymałościowych

Uzyskane w wyniku testów prostego jednoosiowego rozciągania oraz testu brazylijskiego wyniki wartości granicy wytrzymałości na rozciąganie zestawiono w tab. 1. W tabeli tej pokazano także, oprócz wartości granicy wytrzymałości uzyskanych w wyniku poszczególnych eksperymentów, wyliczone dla każdej ze skał wielkości wartości średnich (średnia) i odchyłeń standardowych (odch. std.). Autorzy zdają sobie sprawę, że – z uwagi na niewielką liczbę wykonanych testów bezpośredniego jednoosiowego rozciągania – prowadzenie tego rodzaju analiz statystycznych budzi wątpliwości, ale uznali je za przydatne dla celów porównawczych.

Zestawione w tab. 1 wyniki badań wskazują na dwie, interesujące prawidłowości: po pierwsze – średnie wartości granicy wytrzymałości na rozciąganie uzyskane w wyniku testu brazylijskiego są przeciętnie dwukrotnie większe od wartości tej stałej materiałowej uzyskanej w teście bezpośredniego jednoosiowego rozciągania oraz, po drugie – odchylenie standardowe wartości R_R jest znacznie wyższe dla testu bezpośredniego rozciągania niż dla testu brazylijskiego. W oczywisty sposób rodzi się w tym momencie pytanie: dlaczego tak się dzieje? Poszukiwanie odpowiedzi należy rozpocząć od zestawienia czynników, które wpływają znacząco na wynik każdego z eksperymentów.

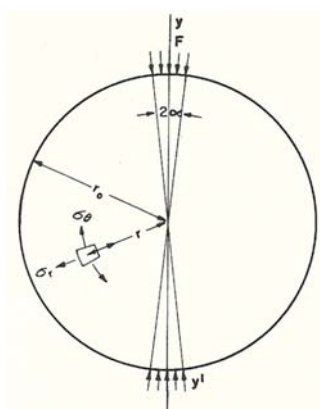
W przypadku testu brazylijskiego kluczowym dla oceny prawidłowości jego wykonania jest sposób przyłożenia obciążenia do pobocznic próbki. Jeżeli w każdym przekroju poprzecznym próbki i na całej długości jej pobocznic uda się zapewnić punktowy styk między próbką a płytami prasy (co odpowiada sytuacji na rys. 8 gdy $\alpha = 0$), to warunki poprawności wykonania testu można uznać za spełnione. W praktyce oznacza to, że:

- i) do badań należy stosować próbki dla których smukłość $\lambda \leq 1$ (polska norma PN-G-04302 narzuca nawet $\lambda = 0,5$),
- ii) pobocznic próbki powinny być idealnie równe i równoległe,
- iii) ugięcie próbki podczas obciążania powinno być na tyle małe, by nie zwiększyć znacząco powierzchni jej styku z płytami prasy (test nie nadaje się do stosowania dla próbek „miękkich”).

Tab. 1 Zestawienie wyników testów prostego jednoosiowego rozciągania i testu brazylijskiego

nazwa skały	proste rozciąganie		test brazylijski	
	nr próbki	σ_{pt} [MPa]	nr próbki	σ_{Ptp} [MPa]
wapień "Czałkowice"	R-WCz1	3,93	103	9,20
	R-WCz2	1,26	107	13,00
	R-WCz3	10,70	108	11,10
	R-WCz4	10,74	110	12,90
			111	13,4,
			117	10,30
			101	13,30
			113	8,50
			114	9,10
	średnia:	6,66	10,93	
	odch. std.:	4,82	1,94	
piaskowiec "Tumlin"	R-PT1	1,95	122	5,20
	R-PT2	2,39	128	6,80
	R-PT3	2,61	130	5,50
			135	5,80
			138	6,50
	średnia:	2,32	5,96	
	odch. std.:	0,34	0,67	
kwarcyt "Wiśniówka"	R-KW1	11,55	144	16,90
	R-KW2	15,18	148	25,90
	R-KW3	12,08	152	9,50
			155	27,60
			159	31,20
			147	29,70
			150	23,40
			154	23,90
			158	25,10
	średnia:	12,94	23,69	
	odch. std.:	1,96	6,73	

W przypadku skał, których wyniki badań są omawiane w niniejszej pracy spełnienie warunków ii) i iii) nie nastręczyło żadnych trudności. Natomiast, ponieważ z uwagi na planowane badania ukształtowania powierzchni przełamów autorom badań zależało na uzyskaniu przełamów o dużych powierzchniach, zdecydowano się odstąpić od spełnienia warunku i) i badane próbki miały $\lambda \approx 2$, co zapewne nie pozostało bez wpływu na otrzymane wyniki.



Rys. 8 Test brazylijski; schemat obciążeń (Vutukuri i in. 1974)

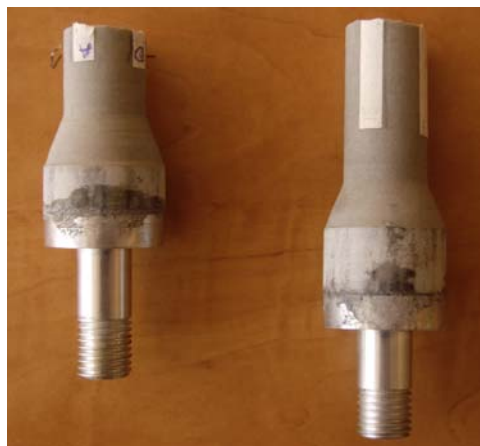
Przy ocenie prawidłowości wykonania testu bezpośredniego jednoosiowego rozciągania należy brać pod uwagę trzy podstawowe czynniki:

- i*) test ten jest bardzo wrażliwy na wszelkie niejednorodności zarówno struktury próbki jak i jej tekstury i to zarówno wewnątrz próbki jak i na jej powierzchni,
- ii*) najmniejsze niedokładności obróbki powierzchni próbki wywołują tzw. efekt karbu i skutkują drastycznym spadkiem uzyskanej wartości granicy wytrzymałości,
- iii*) test jest wrażliwy na brak osiowości siły rozciągającej (pojawienie się momentu zginającego) przy czym nieosiowość ta może być efektem zarówno sposobu zamocowania próbki w prasie jak i np. błędów popełnionych przy klejeniu próbki do kowadeł.

Skutkiem czynników wymienionych w pkt. iv) i v) było pękanie próbek rozciąganych w taki sposób, że powierzchnia przełamu przebiegała skośnie do osi podłużnej próbki, zgodnie z kierunkiem ułożenia lokalnej niejednorodności lub nieciągłości. Przełam taki pojawiał się w różnych miejscach próbki, często nawet w pobliżu kowadeł, w obszarze zwiększonej średnicy próbki. Ostatecznie za prawidłowo wykonane uznano tylko te eksperymenty bezpośredniego rozciągania, w których płaszczyzna przełamu próbki była prostopadła do jej osi podłużnej i pęknięcie nastąpiło wewnątrz obszaru o zmniejszonej średnicy próbki. Odpowiedni przykład pokazuje rys. 9.

Warunek iv) nakazujący uzyskanie podczas eksperymentu bezmomentowego zamocowania próbki w prasie, wydaje się mieć – wbrew oczekiwaniom – nieco mniejsze znaczenie. Dowodzi tego przykład próbki wapienia „Czatkowice” oznaczonej R-WCz4. W tab. 1 próbce tej przyporządkowana jest wartość $\sigma_{pr} = 10,74\text{MPa}$, która jest praktycznie równa średniej wartości $\sigma_{pp} = 10,93\text{MPa}$. Wydawać by się zatem mogło, że dla próbki tej wszystko przebiegło w sposób optymalny: była pozbawiona defektów strukturalnych i teksturalnych oraz dobrze wykonana, a podczas całego testu powiodło się utrzymanie współosiowości próbki i siły rozciągającej. Tymczasem hipotezie o optymalnym przebiegu tego eksperymentu zaprzecza rys. 10. Pokazano na nim zależność między siłą rozciągającą próbkę F a jej odkształceniami podłużnymi pomierzonymi przez cztery tensometry elektrooporowe naklejone na obwodzie zwężonej

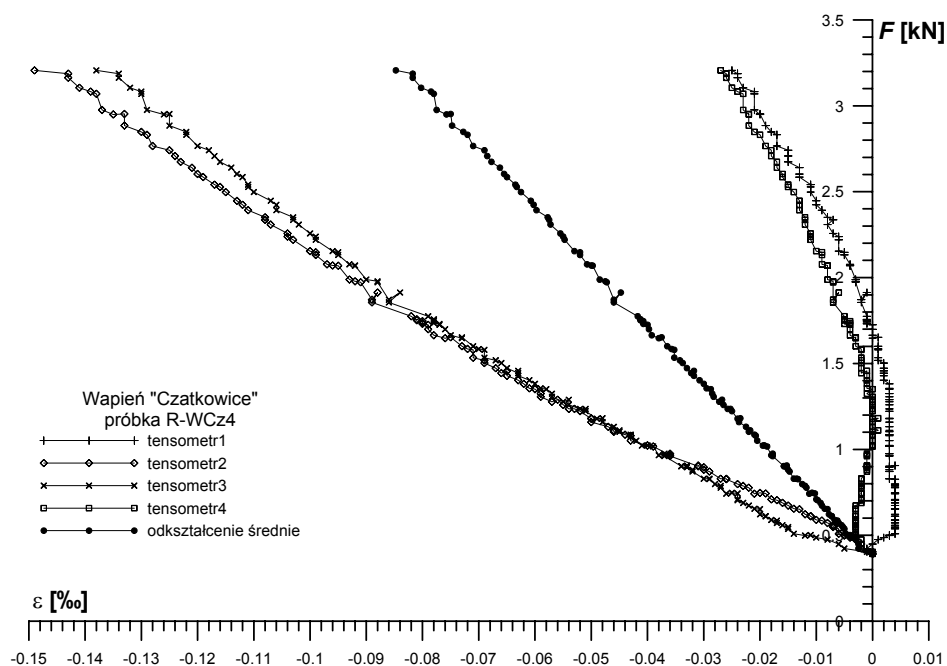
części próbki co 90° , w sposób pokazany na rys. 4; odkształcenie średnie jest średnią arytmetyczną odkształceń zmierzonych przez tensometry, znak ‘-’ oznacza w tym przypadku rozciąganie.



Rys. 9 Test prostego jednoosiowego rozciągania; próbka zniszczona prawidłowo.

Widoczne na rys.10 zależności między siłą obciążającą a pomierzonymi odkształceniami próbki pokazują, że w początkowej fazie testu (mniej więcej do wartości siły równej 1,7kN) tensometr1 pokazał ściskania, a choć odkształcenia pokazane przez tensometr4 „nie przeszły” na stronę odkształceń ściskających, to kształt zależności $\varepsilon \sim F$ jest dla tego tensometru praktycznie identyczny jak dla tensometru1. Podobnie bliźniaczy charakter mają zależności $\varepsilon \sim F$ pomierzone przez tensometr2 i tensometr3. Taki kształt uzyskanych podczas eksperymentu zależności $\varepsilon \sim F$ świadczy o tym, że praktycznie podczas całego testu próbka poddana była działaniu momentu zginającego, który nie był likwidowany przez obecne w układzie przeguby kulowe. Pomimo tego otrzymana podczas eksperymentu wartość $R_R = \sigma_{pt}$ nie odbiegała znacząco od wartości uzyskiwanych w testach brazylijskich.

Pokazany na rys. 10 wynik dostarcza dwóch istotnych wskazówek metodycznych. Pierwsza z nich mówi, że układ przekazywania siły rozciągającej za pośrednictwem przegubów kulowych wg schematu pokazanego na rys. 6 jest mało skuteczny i należałoby go zastąpić układem ciągnowym np. wg propozycji Hawkesa i Mellora (1970). Przyczyną jest tu najprawdopodobniej tarcie na powierzchni przegubów, którego nie da się wyeliminować żadnym smarowaniem. Druga, to ostrzeżenie przed ograniczeniem się do rejestracji podczas eksperymentu tylko odkształcenia średniego, co często robi się poprzez odpowiednie (szeregowe) łączenie tensometrów i rejestrację sygnału będącego sumą sygnałów z poszczególnych czujników. W pokazanym na rys. 10 przykładzie odkształcenie średnie jest praktycznie idealnie liniową funkcją siły rozciągającej i gdyby nie rejestracja odczytów poszczególnych tensometrów, fakt wystąpienia momentów zginających pozostałby niezauważony. Wydaje się, że bezpieczniej jest rejestrować odczyty z każdego z tensometrów (czy jakichkolwiek innych przetworników deformacji) oddzielnie i dopiero na etapie analizy wyników wyznaczać odkształcenie średnie.

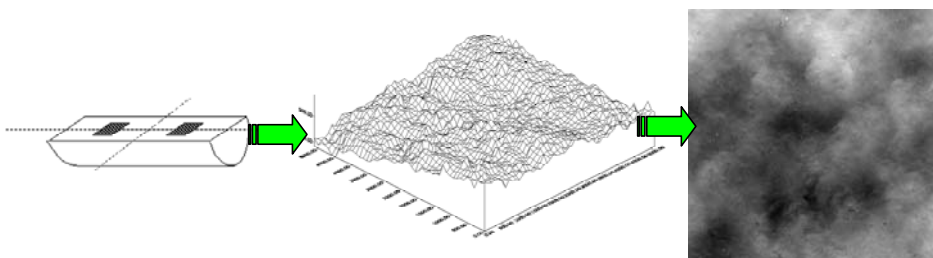


Rys. 10 Pomierzone tensometrami odkształcenia próbki ε jako funkcje siły rozciągającej F (znak '-' oznacza rozciąganie).

Pomiary ukształtowania powierzchni przełamów

W wyniku pomiaru profilomierzem (np. laserowym) otrzymujemy tabelę współrzędnych XYZ punktów zmierzonych na analizowanej powierzchni obiektu (np. przełamu skalnego). Dane z tej tabeli możemy wizualizować na wiele różnych sposobów. Jednym z nich jest przedstawienie otrzymanych danych w formie obrazu. W komputerowej analizie obrazu, obraz rozpatrywany jest jako zbiór pikseli. Każdemu z nich przypisuje się położenie oraz, w przypadku analizy obrazów szarych, pewną wartość zwaną poziomem szarości. Jest on podawany najczęściej przy pomocy liczby całkowitej z przedziału $[Gmin, Gmax]$. Jeżeli odwzorowanie powierzchni przełamu prowadzone jest na obszarze prostokąta o wymiarach X na Y i odbywa się przy użyciu stałych (niezmiennych w czasie pomiaru) kroków pomiarowych dx i dy , to otrzymane rezultaty możemy zapisać w postaci obrazu szarego w taki sposób, że każda dana pomiarowa reprezentowana będzie na obrazie przy użyciu jednego piksela. Jego położenie wynosić będzie x_c/dx w kierunku X oraz y_c/dy w kierunku Y , gdzie: x_c i y_c są zmierzonymi współrzędnymi punktu c na przełame ($0 \leq x \leq X$; $0 \leq y \leq Y$). Stopień szarości tego piksela będzie zaś równy wartości z_c zmierzonej dla punktu c .

Rysunek 11 przedstawia przykładowy przełam wraz z zaznaczonymi na nim polami pomiarowymi, graficzną wizualizację wyników (w postaci wykresu 3D) uzyskanych dla jednego z nich, oraz obraz uzyskany w rezultacie opisywanego postępowania.



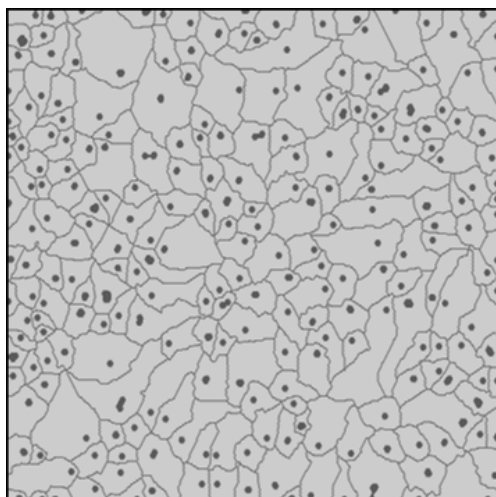
Rys. 11 Analizowany fragment przełamu zapisywane jest w pamięci komputera w formie tabeli wartości XYZ, którą można interpretować graficznie jako wykres 3D ale również jako obraz.

Posiadając tak utworzony obraz jesteśmy w stanie wykorzystać do analizy ukształtowania powierzchni badanego obiektu aparat matematyczny stosowany w metodach analizy obrazu i morfologii matematycznej (Serra, 1982). Wyniki otrzymane przy zastosowaniu tej metody pomiarowej można znaleźć w pracach Młynarczuka (2004, 2008). Na potrzeby prezentowanych w niniejszej pracy rozważań wyznaczone zostały parametry, których otrzymanie wymagało zaprogramowania zaawansowanych i złożonych algorytmów morfologicznych. W rezultacie otrzymano jednak informacje, których wyznaczenie byłoby skomplikowane lub wręcz niemożliwe przy standardowej analizie ukształtowania powierzchni przełamu.

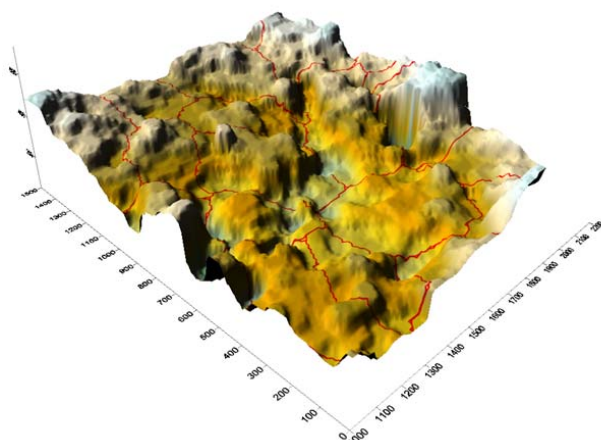
Na rys. 12 zaznaczono maksima lokalne analizowanej powierzchni wyznaczone na bazie przekształceń geodezyjnych oraz ich „strefy wpływu” (ang. zones of influence), które w skrócie oznaczać będziemy SW. Wyznaczono je przy użyciu przekształcenia linii działów wodnych (LDW) (Beucher, 1990). Stosując analogię z ukształtowaniem terenu, można przyjąć, że maksima są szczytami gór a granice SW są czymś w rodzaju przełęczy pomiędzy tymi górami (rys. 13). W każdej SW istnieje przynajmniej jedno minimum lokalne. Mając informację o maksimach i minimach leżących w granicach SW możemy obliczyć ich względną wysokość (HSW), odległość pomiędzy nimi w płaszczyźnie XY (DSW), oraz nachylenie łączącego je odcinka (KSW). Nachylenie to możemy z pewnym przybliżeniem traktować jako lokalne nachylenie zbocza w analizowanej SW. Te cztery parametry zazwyczaj podawane będą jako wielkości uśrednione w ramach jednego pola pomiarowego. Będziemy je wtedy oznaczać jako: **OSW**, **HSW**, **DSW** oraz **KSW**.

Wyniki uzyskane z analizy ukształtowania powierzchni przełamów

Na wszystkich przełamach rozdzielczych otrzymanych w wyniku omawianych wcześniej testów (patrz tab. 1) wybrano po dwa pola pomiarowe, których ukształtowanie zostało odwzorowane przy użyciu profilomierza laserowego. Pomiary odbywały się w siatce kwadratowej 512×512 punktów o odległościach oczek wynoszących 10 μm (czyli zmierzono wysokości 262 144 punktów). Dane otrzymane w wyniku wykorzystania proponowanego algorytmu analizy lokalnego ukształtowania powierzchni przełamu zaprezentowano na rys. 14. Otrzymane zbiory danych oznaczone zostały, jako: (R) dla wyników uzyskanych z przełamu wymuszonego poprzez proste rozciąganie oraz (TB) dla wyników uzyskanych z testu brazylijskiego. Na rys. 14 widać wyraźnie, że wartości parametrów **OSW**, **HSW**, **DSW** i **KSW** wyznaczone dla przełamów tej samej skały otrzymanych różnymi metodami, nie różnią się ilościowo.



Rys. 12 Wyznaczone na obrazie otrzymanym z pomiaru morfologii przełamu maksima lokalne i ich SW



Rys.13 Linie działów wodnych rozdzielające poszczególne wzniesienia (fragment).

Prezentowane rezultaty świadczą o tym, że główny wpływ na ukształtowanie powierzchni przełamu ma rodzaj skały. Natomiast – biorąc pod uwagę fakt, że różnice ilościowe w wartościach parametrów opisujących uzyskane różnymi metodami przełamy są praktycznie niemierzalne – sposób wymuszenia przełamu wydaje się mieć znaczenie drugorzędne. Sugeruje to, że stan naprężenia w próbce w miejscu, w którym powstaje przełam nie różni się w analizowanych testach na tyle, aby sprowokować różne sposoby pęknięcia rozdzielczego badanych skał. Wynika z tego, że na opisywane parametry przełamu w zdecydowanie większym stopniu wpływają strukturalne i/lub wytrzymałościowe cechy skały niż sposób wymuszenia przełamu.

Podsumowanie

Przedstawione powyżej wyniki badań nad dwoma sposobami oznaczania wytrzymałości skały na rozciąganie pozwalają na sformułowanie pewnych sugestii dotyczących poprawności stosowanej metodyki badań. Przede wszystkim należy zwrócić tutaj uwagę na zawarte rozdz. 6 wyniki badań nad ukształtowaniem przełamów próbek. Sugerują one, że podczas obu testów stan naprężenia w przekroju, w którym powstał przełam był identyczny. Oznacza to, że w przypadku obu analizowanych eksperymentów uzyskana wartość R_R może być wiarygodnie uznana za wartość wytrzymałości na rozciąganie, oczywiście pod warunkiem, że podczas ich wykonywania spełniono odpowiednio warunki i) – iii) (rozdz. 4) dla testu prostego jednoosiowego rozciągania, lub też warunki iv) – vi) (rozdz. 4) dla testu brazylijskiego.

W tym miejscu należy jednak zwrócić uwagę na pewną istotną różnicę, która zachodzi między próbką rozciąganą bezpośrednio, a próbką badaną testem brazylijskim. Otóż podczas testu brazylijskiego płaszczyzna pęknięcia próbki jest narzucona warunkami eksperymentu, a wyznaczają ją proste styku między pobocznicami próbki a płytami prasy. Płaszczyzna ta wcale nie musi się pokrywać z płaszczyzną, w której wytrzymałość próbki jest najmniejsza! W konsekwencji uzyskana podczas testu brazylijskiego wartość $R_R = \sigma_{p/p}$ wcale nie musi być najniższą możliwą wartością tej wytrzymałości. Jest to raczej pewna umowna „wartość średnia”. Tymczasem podczas testu bezpośredniego rozciągania o płaszczyźnie pęknięcia próbki decydują wyłącznie lokalne właściwości materiału, ergo można uznać, iż w teście tym uzyskuje się dla danej próbki najniższą możliwą wartość („wartość minimalną”) granicy wytrzymałości na rozciąganie. O różnicy tej trzeba pamiętać szczególnie wówczas, gdy otrzymane w wyniku badań laboratoryjnych wartości R_R mają być następnie podstawą obliczeń statycznych dla projektowanych konstrukcji i to zarówno podziemnych jak i naziemnych.

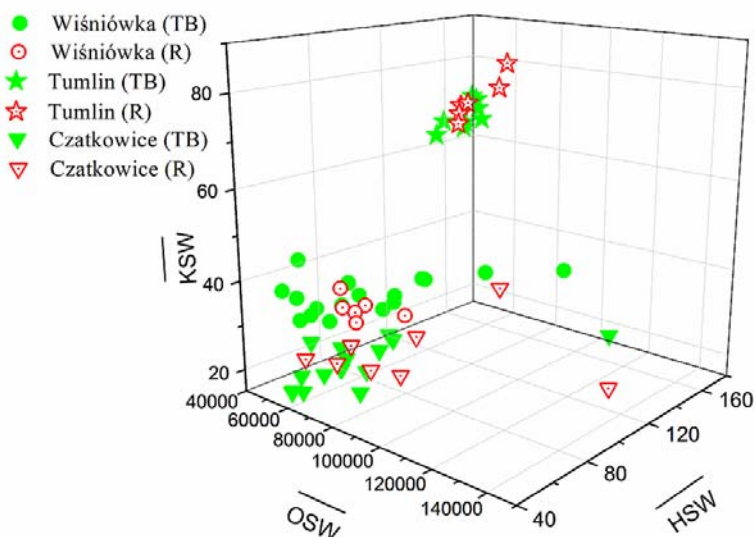
Jeżeli natomiast przyjąć, że wyborze testu laboratoryjnego dla wyznaczania wartości R_R powinno obowiązywać kryterium prostoty testu i jego odporności na ewentualne błędy metodyki, to niewątpliwie prostszym do wykonania i stwarzającym mniejsze możliwości popełnienia błędu metodycznego jest test brazylijski. Pokazane w rozdz. 4 wyniki badań, gdzie wartości granicy wytrzymałości na rozciąganie uzyskane na podstawie testu brazylijskiego są średnio dwukrotnie wyższe od wartości tejże granicy uzyskanych na podstawie testu bezpośredniego rozciągania nakazują jednak dużą ostrożność przy interpretacji wyników testu brazylijskiego i ich wykorzystywaniu do obliczeń statycznych.

Podziękowanie

Niniejsza publikacja powstała na podstawie wyników uzyskanych podczas badań prowadzonych w ramach następujących projektów badawczych:

- wspólnego projektu badawczego Polskiej Akademii Nauk i Akademii Nauk Republiki Czeskiej realizowanego przez Instytut Mechaniki Górotworu PAN i Instytut Geoniki AN RCz,
- projektu badawczego Akademii Nauk Republiki Czeskiej nr AV0Z30860518 realizowanego przez Instytut Geoniki AN RCz.

Autorzy dziękują za pomoc w sfinansowaniu i realizacji badań.



Rys.14 Położenie w przestrzeni cech (**OSW**, **HSW** oraz **KSW**) parametrów otrzymanych dla przełamów uzyskanych w wyniku testu brazylijskiego (TB) oraz testu prostego rozciągania (R) dla wapienia z Czatkowic, kwarcytu z Wiśniówki i piaskowca z Tumlina.

Literatura

- [1] BEUCHER, S. *Segmentation d'Images et Morphologie Mathématique*, PhD Thesis, Ecole des Mines de Paris, 1990.
- [2] BIENIAWSKI, Z. T. & HAWKES, I. Suggested Methods for Determining Tensile Strength of Rock Materials. In: „*The Complete ISRM Suggested Methods for Rock Characterization, Testing and Monitoring: 1974-2006*”. R. ULUSAY & J.A. HUDSON (eds.), Ankara, Turkey, 2007, pp. 181-183.
- [3] FRANKLIN, J.A. *Rock Engineering*. McGraw-Hill, Inc., 1989.
- [4] HASHISH, M. Abrasive Jets. In *Fluid Jet Technology: Fundamentals and Applications*. T.J. LABUS (ed.), St. Louis, WJTA, 1995, pp. 4.1-4.52.
- [5] HAWKES, I. & MELLOR, M. Uniaxial Testing in Rock Mechanics Laboratories. *Eng. Geol.*, 1970, Vol. 4, pp. 177-285.
- [6] HOEK, E. Fracture of Anisotropic Rock. *J. S. African Inst. Min. Metal.*, 1964, Vol. 64, No. 3, pp. 385-396.
- [7] JAEGER, C. *Rock Mechanics and Engineering*. Cambridge University Press, London – New York, 1972, 417 pages.
- [8] JAEGER, J. C., COOK, N. G. W. & ZIMMERMAN, R. W. *Fundamentals of Rock Mechanics*. Blackwell Publishing, Malden-Oxford-Carltojn, USA-UK-Australia, 2007, 475 pages.

- [9] KIDYBIŃSKI, A. *Podstawy geotechniki kopalnianej*. Wyd. „Śląsk”, Katowice, 1082, 516 str.
- [10] KIM, T.J. & LABUS, T.J. Influence of Basic Jet Parameters and Physics of Abrasive Water Jet Cutting. In *Fluid Jet Technology: Fundamentals and Applications*. T.J. LABUS (ed.), St. Louis, WJTA, 1995, pp. 3.1-3.45.
- [11] KONEČNÝ, P. & SITEK, L. Two Technologies of Rock Samples Cutting: Their Effect on Samples Strength Properties. In *Mechanics of Jointed and Faulted Rock MJFR-3*. Proc. 3rd intern. conf., P. ROSSMANITH (ed.), Vienna, 6-9 April 1998. Rotterdam, Balkema.
- [12] LAMA, R. D. & VUTUKURI, V. S. *Handbook on Mechanical Properties of Rocks. Testing Techniques and Results – Vol. II*. TRANS TECH Publications, Clausthal, Germany, 1978, 481 pages.
- [13] MŁYNARCZUK, M. Możliwości wykorzystania analizy obrazu i morfologii matematycznej do analizy stereologicznej struktur skalnych. *Archives of Mining Sciences*, 2004, vol 49.
- [14] MŁYNARCZUK, M. Zastosowanie metod analizy obrazu i morfologii matematycznej do ilościowego opisu ukształtowania powierzchni przełamów skalnych. *Archiwum Górnictwa*. Monografie nr 3, 2008.
- [15] OBERT, L., WINDES, S. L. & DUVALL, W. I. *Standardized tests for determining the physical properties of mine rock*. U.S.B.M.R.I. 3891, 1946, 67 pages.
- [16] PN-G-04302: *Skąły zwięzłe. Oznaczanie wytrzymałości na rozciąganie metodą poprzecznego ściskania*. Polski Komitet Normalizacyjny, Warszawa, wrzesień 1997.
- [17] SERRA J. *Image Analysis And Mathematical Morphology*. Academic Press, 1982.
- [18] SITEK, L., FOLDYNA, J. & SOUČEK, K. Shaping of Rock Specimens for Testing of Uniaxial Tensile Strength by High Speed Abrasive Water Jet: First Experience. In *Eurock 2005 - Impact of Human Activity on the Geological Environment.*, P. KONEČNÝ (ed.), London, Balkema, 2005, pp. 545-549.
- [19] SITEK, L., SOUČEK, K., FOLDYNA, J. & STAŠ, L. Preparation of Rock and Geo-composite Specimens for Tensile Tests by Abrasive Water Jet. In *Proceedings of the 1st Euro-Mediterranean Symposium on Advances in Geomaterials and Structures - AGS'06*. DARVE, DOGHRI, EL FATMI, HASSIS, ZENZRI (eds.), LGC-ENIT, Tunisia, 2006, pp. 103-109.
- [20] VUTUKURI, V. S., LAMA, R. D. & SALUJA, S. S. *Handbook on Mechanical Properties of Rocks. Testing Techniques and Results – Vol. I*. TRANS TECH Publications, Clausthal, Germany, 1974, 281 pages.

Oponentní posudek vypracoval:

Doc. Ing. Petr Konečný, CSc., Ústav geoniky AVČR, v.v.i., Ostrava

Martin PROCHÁZKA¹

**PŘÍSPĚVEK KAROTÁŽE A TV PROHLÍDEK PRO REVITALIZACI STARŠÍCH
VRTŮ**

**BENEFIT OF WELL LOGGING AND TV INSPECTIONS FOR RECONSTRUCTION
OF OLDER WELLS**

Abstrakt

Využívání vrtů jako zdroje pitné vody je omezené. Mnohé vrty překročily svoji životnost, kvalita a množství vody se krok za krokem zhoršuje v důsledku stárnutí výstroje vrtu.

K efektivní opravě vrtu je nezbytná přesná diagnostika příčin problémů. K tomu slouží prohlídka vrtu TV kamerou nebo je toto doplněno karotážním měřením

Abstract

Exploitation of wells as a source of drinking water is limited. The age of some wells exceeded their life - quality and amount of water step by step worsen due to old outfit.

For effective repair of the well exact diagnosis of the causes of problems is necessary. It can be done on the base of TV inspection or TV inspection in combination with well logging methods.

Úvod

Zdroje pitné vody dodávané přes úpravny do vodovodní sítě bývají odebírány z jímacích vrtů, jejichž technický stav v důsledku stárnutí výstroje začíná být nevyhovující. Navenek se zhoršování technického stavu takových vrtů projevuje snižováním vydatnosti, změnou hladiny nebo změnou kvality jímané vody, případně se projeví všechny tyto efekty najednou.

Firmě, která takové vrty obhospodařuje, častou nejsou známy konkrétní příčiny zhoršování jejich funkčnosti.

Metodika průzkumu

Pro stanovení diagnózy jímacího vrtu a pro doporučení efektivního způsobu opravy je v posledních letech využívána vrtná televizní kamera, někdy v kombinaci s karotáží.

¹ RNDr. Martin Procházka, AQUATEST a.s., Geologická 4, Praha 5, e-mail:
prochazka@aquatest.cz

Příčiny nevyhovujícího stavu vrtu mohou být různé. Televizní prohlídka vrtu slouží ke zjišťování následujících parametrů výstroje:

- ☐ zjištění aktuálního stavu výstroje, míry koroze pažnic, stavu pažnicových spojek
- ☐ zjištění skutečného umístění a optická kontrola aktuálního stavu perforace
- ☐ orientační zjištění, zda nedochází vrtem k výraznému vertikálnímu přetékání vody mezi úseky, které jsou zapaženy perforovanými pažnicemi (hydraulický zkrat)
- ☐ ověření přítomnosti obsypu v úseku perforovaných pažnic
- ☐ zjištění skutečné hloubky vrtu, případně výšky napadávký na dně
- ☐ identifikace případných cizorodých předmětů ve vrtu
- ☐ posouzení perspektivnosti dalšího využívání vrtu.

Podmínkou úspěšného měření je přítomnost čisté vody ve vrtu.

V komplikovanějších případech bývá aplikována karotáž, na jejímž základě lze nalézt odpovědi na další problémy týkající se technického stavu vrtu:

- ☐ kvalita zaplášťové cementace nebo jílocementového těsnění
- ☐ zjištění přítoků vody do vrtu
- ☐ zjištění proudění vody ve vrtu, zjištění jeho velikosti a směru
- ☐ zjištění aktuální vydatnosti jednotlivých přítoků
- ☐ ověření přítomnosti obsypu v úsecích perforované i plně pažnice
- ☐ zjištění průsaků povrchové vody do vnitřního prostoru vrtu přes nekvalitní těsnění
- ☐ kontrola kvality utěsnění přítoků, které měly být původně odizolovány
- ☐ ověření úseků perforovaných pažnic (pouze tam, kde ve voda ve vrtu zakalená, takže neumožňuje sledování TV kamerou)
- ☐ ověření velikosti odklonu vrtu od vertikály - prostorový průběh vrtu
- ☐ ověření skutečného průměru výstroje
- ☐ zjištění paty vnějších pažnic
- ☐ zjištění ocelových předmětů za pažnicí
- ☐ posouzení perspektivnosti dalšího využívání vrtu.

Karotážní měření je využíváno také v případech, když voda ve vrtu je zakalena natolik, že neumožňuje pozorování TV kamerou

Na základě zjištění karotáže je stanovena diagnóza vrtu a je navrženo optimální řešení pro nápravu stávajícího stavu. Výsledkem může být v některých závažných případech také doporučení vrt dále nevyužívat, případně, pokud byl prokázán závažný vliv na kvalitu podzemních vod v okolí (hydraulický zkrat, masivní zasakování kontaminovaných vod skrz nefunkční těsnění apod.), je navržena odborná likvidace vrtu.

Vlastní revitalizace vrtu může spočívat v pouhém jeho vyčištění, v oživení perforačních otvorů nebo v doplnění obsypu. Někdy je nutno vrt zprůchodnit vytěžením cizorodého předmětu. Ve složitějších případech bývá navrženo navíc převystrojení vrtu, případně dodatečná izolace.

Poměrně častým případem starých vrtů je zhroucená výstroj spojená se zavalením vrtu. V takových případech je nutné převrtání vhodnou technologií a převystrojení.

Na závěr je provedena kontrola po revitalizaci. Ta je založena opět na televizní prohlídce resp. karotážním měření. Mimo to bývá prováděna na závěr čerpací zkouška, nejčastěji dvoudenní.

Příklad revitalizace vrtu

Jako příklad úspěšné revitalizace vrtu pro Severočeské vodovody a kanalizace lze uvést v srpnu 2009 ukončenou akci v Konojedech u Úštěku.

V létě roku 2008 byla provedena televizní prohlídka tohoto vodárenského vrtu. K vrtu chyběla dokumentace.

Byl zjištěn velmi pokročilý stupeň koroze výstroje, kolmatace velké části perforačních otvorů a na několika místech v důsledku koroze poškozená pažnice (Obr. 1).



Obr. 1 Poškozená pažnice v důsledku velmi pokročilé koroze

Stav výstroje neopravňoval k přílišnému optimismu, že zásahem dojde k výraznému zlepšení. Avšak vzhledem k tomu, že vrt je umístěn na dně betonového bunkru, napojen na opodál stojící úpravnu vody, znamenalo by vyhloubení nového vrtu a vybudování nového bunkru značné finanční prostředky a administrativní problémy.

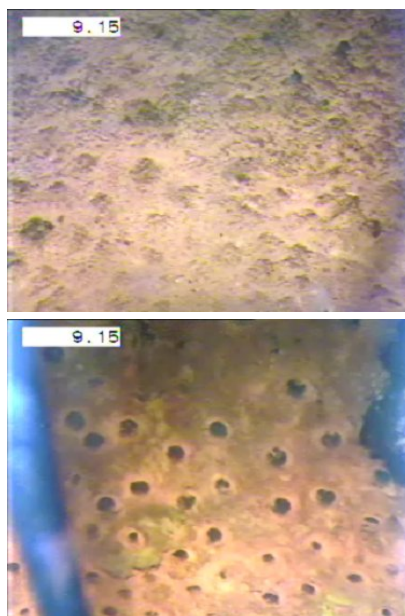
Proto bylo doporučeno opatrně vrt vyčistit ve dvou fázích a převystrojit ho. Technické práce trvaly týden. Během nich několikrát hrozila destrukce starých pažnic. Vrt se však díky opatrnosti a vhodnému střídání technologií vyčistit podařilo stejně jako odstranit napáďavku ze dna vrtu.

Jak ukazuje následující dvojice obrázků (Obr. 2), podařilo se vyčistit i většinu zakolmatovaných perforačních štěrbin.

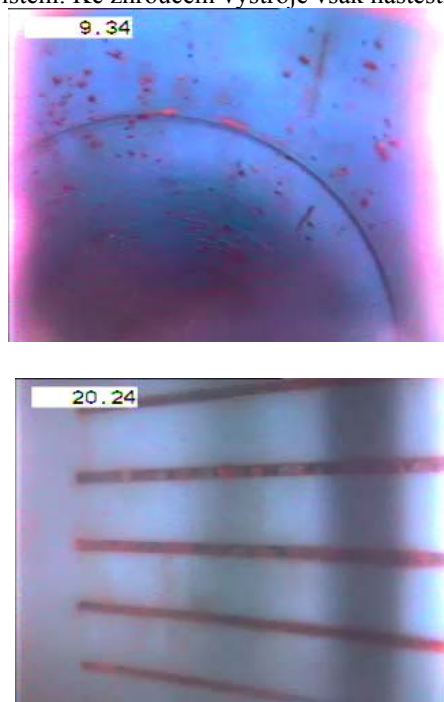
Mohlo se tedy přistoupit k zapažení vrtu vložením kolony PVC pažnic a k obsypání mezikruží mezi novou a starou pažnicovou kolonou.

Po dokončení technických prací byla provedena kontrolní televizní prohlídka. Bylo kontrolováno umístění perforace, kvalita pažnicových spojů a přítomnost obsypu (Obr. 3).

Na závěr prací byla provedena dvoudenní čerpací zkouška, na jejímž základě bylo ověřeno výrazné zvýšení vydatnosti vrtu oproti stavu před revitalizací.



Obr. 2 Stejné místo na pažnici před čištěním a po něm. V pravém horním rohu je patrný jeden z nově vzniklých otvorů v pažnici následkem odlomení kousku pažnice během čištění. Ke zhroucení výstroje však naštěstí nedošlo.



Obr. 3 Pažnicový spoj a viditelný obsyp kačírkem 2/4 mm skrz perforační otvory o šířce 0,7 mm

Příklad karotážního měření

Jako příklad vrtu, v němž bylo provedeno karotážní měření pro objasnění příčin změny hladiny a kvality vody, je uveden vrt z oblasti Mimoneň.

Problémem v tomto vrtu bylo výrazné zvýšení hladiny a změna kvality vody.

Vrt zastihl dvě zvodně o různých výtlačných úrovních. Svrchní zvoď s vodou o poněkud horší kvalitě byla odizolována zaplášťovou cementací. Svrchní zvoď od spodní je v horninovém prostředí oddělena dostatečně mocnou polohou jílovců (55-77 m). Vrt však zastihl obě zvodně o různých piezometrických úrovních, a proto bylo nutno včas jednu zvoď odizolovat, aby nedocházelo k jejich propojení vrtem (hydraulický zkrat).

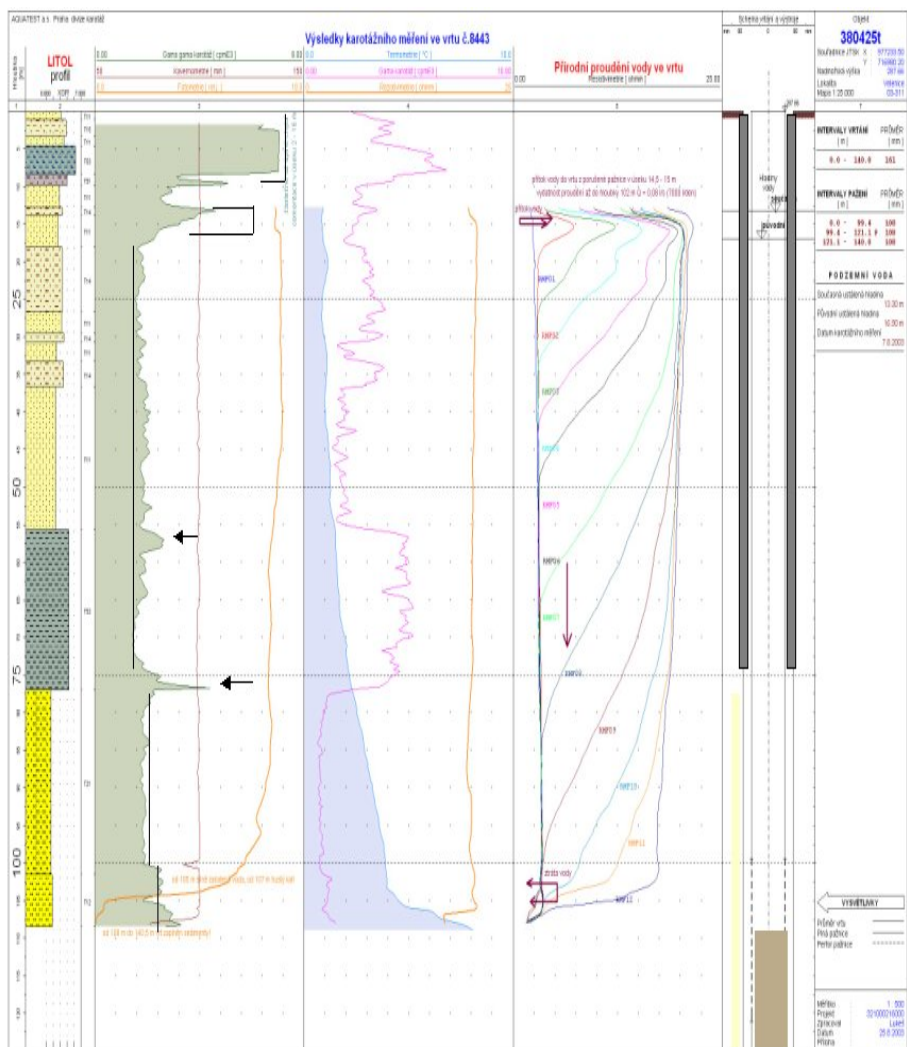
Tato izolace po nějakou dobu skutečně fungovala. Jak však bylo jednoznačně prokázáno na základě karotáže, došlo časem k poškození pažnicového spoje v místech, kde zaplášťová cementace chyběla -viz zelená šrafa gama gama karotáž (v hl.15 m). Došlo tak k propojení obou zvodní, což dokazuje série rezistivimetrických křivek po úpravě vody ve vrtu (metoda ředění). Proto se změnila hladina ve vrtu a i kvalita vody. Vzhledem k závažnosti poškození bylo naléhavě doporučeno celý vrt odborně zatamponovat a zlikvidovat. Výsledky karotážního měření jsou na obr. 4.

Tento příklad je uveden i z toho důvodu, že je příznačný a bohužel nikoliv výjimečný. Pouhá změna hladiny vody ve vrtu nebo náhlá změna kvality vody mívá mnohdy vážnější příčiny, než by se mohlo zdát. V případě uvedeného vrtu byla naštěstí přizvána karotáž, pomocí níž na existující přetékání vody vrtem do zvodně s vysoce kvalitní vodou bylo prokázáno, a vrt byl, ač po delší době po zjištění havárie, odborně zlikvidován. V tomto případě byly rozdíly hladin před a po havárii i v kvalitě vody natolik významné, že neunikly pozornosti majitele vrtu, a proto byla karotáž přizvána. Ne vždy je tomu ale tak. A přitom propojení dvou zvodní i o velice málo rozdílných výtlačných úrovních, třeba i pouhý centimetr, mohou mít za následek masivní proudění vrtem z jedné zvodně do druhé. Případů by se našlo mnoho. Dochází tak k postupnému znehodnocování našich přirozených zásobáren podzemních vod.

Proto je naší snahou uplatňovat častěji karotážní a televizní prohlídky starších vrtů při rozhodování o způsobu jejich revitalizace nebo pro doporučení jejich odborné likvidace.

Literatura

- [1] PROCHÁZKA, M. Kontroly technického stavu pozorovacích vrtů ČHMÚ. Interní materiál, nepublikováno, 2004.
- [2] PROCHÁZKA, M. Vodárenský areál Píšťany- regenerace vrtů. Interní materiál, nepublikováno, 2004.
- [3] PROCHÁZKA, M. Konojedy - televizní prohlídka. Interní materiál, nepublikováno, 2004.



Obr. 4 Příklad vrtu, v němž byl na základě karotážního měření zjištěn hydraulický zkrat mezi dvěma zvodněmi

Oponentní posudek vypracoval:

Ing. Aleš Poláček, CSc., VŠB – Technická univerzita Ostrava, HGF

František RYŠAVÝ¹

THE POTASSIUM-CALCIUM METHOD ON BASIS OF GAMMA-SPECTROMETRY WELL-LOGGING DATA LIKE THE METHOD OF DETERMINATION OF THE ROCK AGE

KALIUM-ARGONOVÁ METODA VYCHÁZEJÍCÍ Z GAMA-SPEKTROMETRICKÝCH KAROTÁŽNÍCH DAT JAKO METODA STANOVENÍ STÁŘÍ HORNIN

Abstract

This paper presents way how to determine the rock age from the continuous curve of the real bygone time expressed like function of depth. Inputs of well-logging data are two continuous curves registered for two elements: $^{40}_{19}\text{K}$ and $^{40}_{20}\text{Ca}$. Both you get with the help of gamma-spectrometry for the natural gamma-ray and for the spectrometric neutron-gamma method. Both curves are computed to create the only curve of ratio reporting about quantities of the mentioned elements.

The ratio curve is transformed into time domain to be formed the only curve remarked as the curve of the apparent time. Relations for transformation can be various; here are two, after author and after Hamilton.

This curve of the apparent time has two components; global and local ones. The global is presented with the curve of trend for rocks being not carbonates. The above trend has various shapes: exponential, linear, polynomial up to sixth degree or all other. We expect that this curve presents the one of the real bygone time which is used for determination of the rock age.

Abstrakt

Příspěvek představuje cestu ke stanovení stáří hornin z kontinuální křivky reálného minulého času vyjádřené jako funkce hloubky. Vstupní karotážní data jsou dvě kontinuální křivky zaznamenané pro dva prvky: $^{40}_{19}\text{K}$ a $^{40}_{20}\text{Ca}$. Obě lze získat z gama-spektrometrie přirozeného gama záření a spektrometrie neutron-gama metody. Přepočtem z obou křivek je získán poměr poskytující informaci o množstvích zmíněných prvků.

Poměrová křivka je přepočtena do časové oblasti k získání jediné křivky označované jako zdánlivý čas. K transformaci jsou dispozici dva vztahy, autorův a Hamiltona.

¹ RNDr. František Ryšavý, Hodonín, Lesní 3, e-mail: František.rysavy@seznam.cz

Křivka zdánlivého času má dvě složky: globální a lokální. Globální představuje trendovou křivku pro bezkarbonátové horniny. Tento trend má různé tvary: exponenciální, lineární, polynomičtý šestého řádu a další. Očekává se, že tato křivka představuje reálný uplynulý čas, který je možno použít pro stanovení stáří hornin.

Introduction

Determination of the absolute time of archeological artefacts and rocks knows several well-verified methods of geochronology. They all use decay of radioactive chemical elements; an isotope of element decays on the other one which remains stable. The potassium-calcium method is characterized by that $^{40}_{19}\text{K}$ decays on $^{40}_{20}\text{Ca}$. The above process is active for millions of years yet; quantity of calcium on planet Earth is its final product.

The problem is that calcium is such element being easy dissolved in water and just this is why that calcium well migrates. This element is present in remains of animals, is secreted by sea-weeds and through these organic processes creates the gigantic massifs of carbonates there. Beside of that there are formed, too, travertine from water being rich of calcium like result of chemical processes.

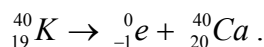
Both mentioned processes very often combine one other and they end by various sorts of limestones and dolomites.

For the closed system when the created calcium remains it is easy to count the rock age, however, for the open system it is big problem, because part of calcium migrates out and in and there remains only tiny part of $^{40}_{20}\text{Ca}$ at that original domain. We cannot know how to separate that local component presented result of chemical and organic processes and the global component which reflects that original process of radioactive decay of $^{40}_{19}\text{K}$ on $^{40}_{20}\text{Ca}$.

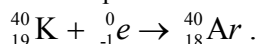
The aim of this paper is an attempt to offer interpretation of the open system for the rock age; it is about how to get from well-logging data the continuous curve with the borehole depth which is presented like the curve of the bygone time for rocks and how to separate that mentioned curve on global and local components.

Principles of method after author

It is known that isotope $^{40}_{19}\text{K}$ decays on two stable isotopes: $^{40}_{20}\text{Ca}$ and $^{40}_{18}\text{Ar}$. This double transmutation is passing simultaneously. It is known, too, that 89% of $^{40}_{19}\text{K}$ is decayed like β -decay. The following equation is equation of this decay:



The remaining 11% of $^{40}_{19}\text{K}$ is transmuted by K-capture of electron. Here is equation of this process:



Dual transmutation has different the decay constants – it holds that $\lambda_{\beta} = 4.962 \times 10^{-10} [\text{yrs}^{-1}]$ and $\lambda_K = 0.581 \times 10^{-10} [\text{yrs}^{-1}]$; after Dubanský A., Zamarský V. (1982).

Quantity of $^{40}_{19}\text{K}$ which is registered is directed by equation:

$$m^{(K)} = m_0^{(K)} \times \left[0.89 \times \exp(-\lambda_{\beta} \times t) + 0.11 \times \exp(-\lambda_K \times t) \right], \quad (1)$$

where $m_0^{(K)}$ = the original quantity of ${}^{40}_{19}\text{K}$ [g/g],
 $m^{(K)}$ = the recent quantity of ${}^{40}_{19}\text{K}$ [g/g], and
 t = the bygone time [yrs]; it is the apparent time.

Quantity of ${}^{40}_{20}\text{Ca}$ is presented by equation as follows:

$$m^{(Ca)} = 0,89 \times m_0^{(K)} \times \left[1 - \exp(-\lambda_\beta \times t) \right]. \quad (2)$$

What is important is that this isotope is final product of decay; the next decay is not executed.

Now, you have to define the time function like it is made in the following formula:

$$f(t) = \frac{m^{(Ca)}}{m^{(K)}} = 0.89 \times \left[\frac{1 - \exp(-\lambda_\beta \times t)}{0.89 \times \exp(-\lambda_\beta \times t) + 0.11 \times \exp(-\lambda_K \times t)} \right]. \quad (3)$$

This relation is depicted in fig.1 being remarked as the real relation. However, it is very difficult, rather impossible, to express directly attribute of time from formula (3).

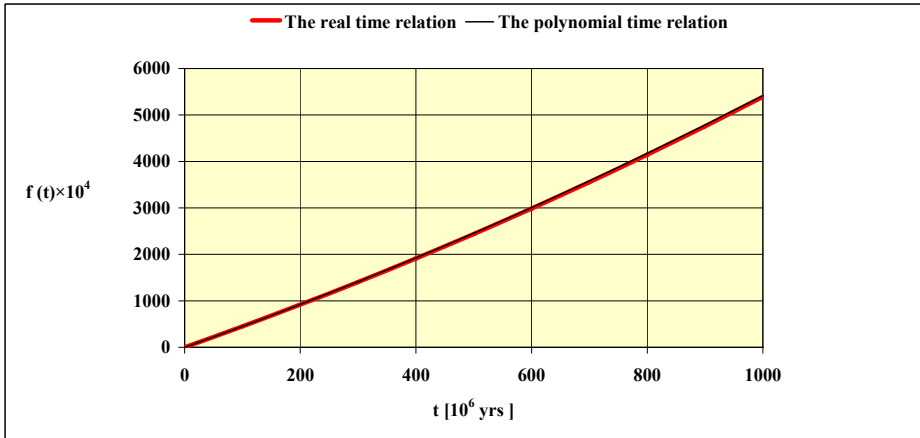


Fig. 1 Depiction of real and polynomial time relations

Nevertheless, the real relationship could be replaced by the following one:

$$f^*(t) = 0.001 \times t^2 + 4.4162 \times t. \quad (4)$$

Such equation can be adjusted into form:

$$f^*(t) = 0.001 \times (t + 2208.1)^2 - 0.001 \times (2208.1)^2. \quad (5)$$

It needs to say that the decay constants λ_{β} and λ_K must be adjusted too for formula (3); if $\lambda_{\beta} = 4.962 \times 10^{-4}$ and $\lambda_K = 0.581 \times 10^{-4}$, then factor of time has relation to one million of years – it holds that $t \equiv [10^{-6} \text{ yrs}]$. However, formula (4) can be expressed like this:

$$f^*(t) = 0.001 \times t^2 + 0,89 \times \lambda_{\beta} \times 10^4 \times t \dots \text{ for } t \geq 0. \quad (6)$$

You can make sure that equation (6) and (4) are identical. It is possible to write down for formula (5) that it holds:

$$f^*(t) = 0.001 \times (t + A)^2 - \frac{A^2}{1000}, \quad (7)$$

$$A = 2208.1 [10^{-6} \text{ yrs}]. \quad (8)$$

Formula (7) presents relation being parabolic where coordinates of vertex of parabola are these: $(-A)$ and $(-A^2/1000)$. Now, we replace formula (3) by formula (7):

$$f^*(t) = \frac{m^{(Ca)}}{m^{(K)}} = 0.001 \times (t + A)^2 - 0,001 \times A^2. \quad (9)$$

This is formula being very convenient for expression of the time factor.

$$t = A \times \left[\sqrt{1 + k \times 10^{-4} \times \left(\frac{m^{(Ca)}}{m^{(K)}} \times 10^4 \right)} - 1 \right], \quad (10)$$

$A = 2208.1$, and

$$k = 2.0509851 \times 10^{-4}. \quad (11)$$

The unit of time is related to one million of years; $t \equiv [10^{-6} \text{ yrs}]$. The input values of ratio calcium/potassium are in the following form: $[m^{(Ca)} / m^{(K)}] \times 10^4$. Formula (10) can be adjusted, too, in the form as follows:

$$t = A \times \sqrt{1 + k \times 10^{-4} \times \left(\frac{m^{(Ca)}}{m^{(K)}} \times 10^4 \right)} \times \exp \left\{ -\text{Argsinh} \left[\sqrt{1 + k \times 10^{-4} \times \left(\frac{m^{(Ca)}}{m^{(K)}} \times 10^4 \right)} \right]^{-1} \right\}. \quad (12)$$

Both amounts of $m^{(K)}$ and $m^{(Ca)}$ you are able to register with the help of spectral observations of energy for gamma-photons. You can use for that the method of neutron-gamma and the method of natural gamma-radiation. The trouble is that besides

of $^{40}_{20}\text{Ca}$ created by radioactive decay there exists big amount of calcium being dependent on chemical and organic processes.

Formula (10) is presented in fig.1 like the polynomial relation of second degree. It is relation being much closer to the real relation according to formula (3). The ratio $f^*(t)/f(t)$ in tab.1 allows us to estimate systematic error formed by replacement of formula (3) by formula (9).

$$\frac{\Delta f(t)}{f(t)} = \frac{f^*(t)}{f(t)} - 1 < +0.010. \quad (13)$$

This inequality presents lower value than 1%.

t [10 ⁶ yrs]	f (t)	f*(t)	f*(t)/f (t)	t [10 ⁶ yrs]	f (t)	f*(t)	f*(t)/f (t)
0	0	0		60	268.169	268.572	1.002
1	4.417	4.417	1.000	70	313.490	314.034	1.002
2	8.836	8.836	1.000	80	358.992	359.696	1.002
3	13.256	13.258	1.000	90	404.674	405.558	1.002
4	17.679	17.681	1.000	100	450.539	451.620	1.002
5	22.103	22.106	1.000	200	919.289	923.240	1.004
6	26.529	26.533	1.000	300	1406.808	1414.860	1.006
7	30.957	30.962	1.000	400	1913.656	1926.480	1.007
8	35.386	35.394	1.000	500	2440.394	2458.100	1.007
9	39.817	39.827	1.000	600	2987.581	3009.720	1.007
10	44.250	44.262	1.000	700	3555.775	3581.340	1.007
20	88.677	88.724	1.001	800	4145.529	4172.960	1.007
30	133.282	133.386	1.001	900	4757.391	4784.580	1.006
40	178.066	178.248	1.001	1000	5391.898	5416.200	1.005
50	223.028	223.310	1.001				

Tab.1 Comparison of the real and polynomial functions

Thus, equation (9) or (7) can be well-used for replacement and the derived formula (10) presents that basic one for calculation of the apparent time which makes transformation into time domain.

You can also analyze the above formula (10). If it holds that $m^{(\text{Ca})} \gg m^{(\text{K})}$ you will attain simpler formula:

$$t = A \times \sqrt{1 + k \times 10^{-4} \times \left(\frac{m^{(Ca)}}{m^{(K)}} \times 10^4 \right)}, \dots \text{ for } m^{(Ca)} \gg m^{(K)}. \quad (14)$$

This relation is characteristic for carbonates, at all. It expresses an extraordinary import of calcium. Derivation of formula (14) is easier from formula (12), because for condition that $m^{(Ca)} \gg m^{(K)}$ it holds that the exponential term is equal to one.

If there is condition that $m^{(Ca)} \ll m^{(K)}$ it means that the term $0.001 \times t^2 \rightarrow 0$. Then you will get this formula:

$$t = \left[0.89 \times \lambda_\beta \times 10^4 \right]^{-1} \times \left(\frac{m^{(Ca)}}{m^{(K)}} \times 10^4 \right), \text{ for } \dots m^{(Ca)} \ll m^{(K)}. \quad (15)$$

This is linear relation valid for weakly calcareous formations.

Thanks to relation (6) it is possible to express coefficients A and k like function of constant λ_β :

$$A = 445 \times \lambda_\beta \times 10^4, \text{ and} \quad (16)$$

$$k = \frac{1000}{A^2} = 0.005049867 \times \lambda_\beta^{-2} \times 10^{-8}. \quad (17)$$

Formula (10) presents basic equation for transformation of the ratio curve in time domain. By that you get the curve of the apparent time with depth. Formula (17) can be expressed in other way, as well.

$$k = (\eta)^{-1}, \text{ and} \quad (18)$$

$$\eta = \frac{A^2}{1000}, \quad (19)$$

where η = constant related to one milliard of years.

Dimension of η follows from this adjustment:

$$\frac{[10^{-12} \times \text{yrs}^2]}{[10^3 \times 10^{-6} \times \text{yrs}]} = [10^{-9} \times \text{yrs}].$$

It holds that $\eta = 4.8757 \times 10^{-9}$ yrs. This can be adjusted like $\eta \times 10^9 = 4.8757$ milliards of years or better like $\eta \times 10^9 = 4875.7 \times 10^6$ yrs.

This constant is expressed in milliards of years. For $\eta = 4.8757 [10^{-9} \text{ yrs}]$ it is possible to suppose that it is somewhere very close to the age of the Earth. This is supported by fact that for $t = 0$, i.e., the moment when a fictive stopwatch was pushed,

you receive according to formula (7) difference $(\eta - \eta) = 0$ which means that $f^*(t) = 0$, too; only then it holds that ratio $m^{(K)} = m_0^{(K)}$ and $m^{(Ca)} = 0$.

It ought to be remembered that the input calcium/potassium is directed by inequality:

$$0 \leq \left(\frac{m^{(Ca)}}{m^{(K)}} \times 10^4 \right) < \infty. \quad (20)$$

Implement of correction like consequence of replacement the real time function

Systematic error was said to be lower than 1%. That means you can neglect it within calculation. However, for very accurate calculations you should implement correction making you completely remove the systematic error. Fig.2 shows how to do that.

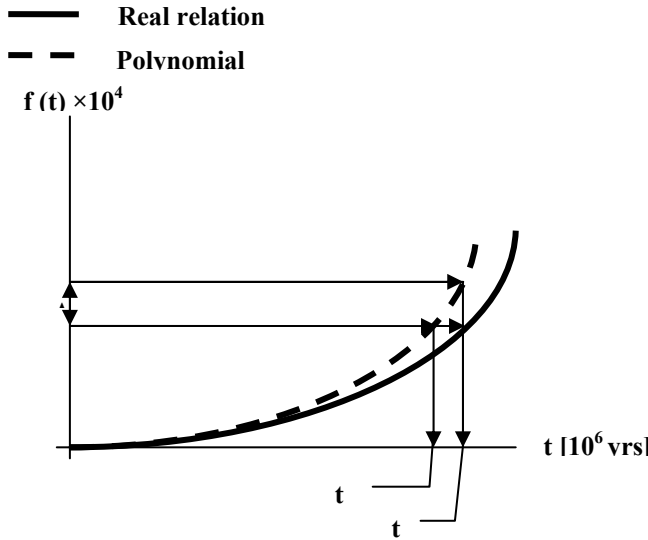


Fig. 2 Principle of correction between real and polynomial relation

As $f^*(t) > f(t)$ it holds that ratio $f^*(t) / f(t) > 1$. Because we use for interpretation the polynomial function remarked as $f^*(t)$ the interpreted time remarked as t^* will be lower than the real time after the real function being remarked like $f(t)$. It holds that $t^* < t$. The starting value for interpretation is ratio $[m^{(Ca)} / m^{(K)}]$.

As we want to reach the time remarked as t , we need to have higher starting value $[m^{(Ca)} / m^{(K)}]$. Therefore this ratio is adjusted after formula:

$$\left[\frac{m^{(Ca)}}{m^{(K)}} \times 10^4 \right]^* = \frac{f^*(t^*)}{f(t^*)} \times \left[\frac{m^{(Ca)}}{m^{(K)}} \times 10^4 \right], \quad (21)$$

where $[m^{(Ca)} / m^{(K)}]$ = the ratio calcium/potassium registered,

$[m^{(Ca)} / m^{(K)}]^*$ = the ratio calcium/potassium corrected,

$f(t^*)$ = the real time function for uncorrected time t^* and

$f^*(t^*)$ = the polynomial time function uncorrected time t^* .

You suppose you have $t^* = 1000 \times 10^6$ years. The ratio $f^*(t^*) / f(t^*) = 1.005$. The registered ratio $[m^{(Ca)} / m^{(K)}] \times 10^4 = f(t^*) \times 10^4 = 5391.898$. Then the corrected ratio is following: $[m^{(Ca)} / m^{(K)}]^* \times 10^4 = 5418.857$.

If you use the formula for polynomial relation remarked as (10) or (12) you will attain this result: $t = 1000.414 \times 10^6$ years. This is that accurate value without any systematic error.

Spectrometry of the natural gamma-radiation

I think, in this domain there are no problems. It is one of standard well-logging methods. You make registration of three continuous curves with the borehole depth for these elements: $^{40}_{19}\text{K}$, $^{238}_{92}\text{U}$ and $^{232}_{90}\text{Th}$. Those elements have their characteristic energies; for $^{40}_{19}\text{K}$ it is $E = 1.46$ MeV. Calibration of curves is made in [g/g].

Interpretation of gamma-spectrometry is well-verified; with the curve of $^{40}_{19}\text{K}$ there should to be no problems. We register two levels of energy; the first is for $E > 1.3$ MeV when you register potassium, thorium and uranium together, the second is for $E > 1.6$ MeV when there are registered only thorium and uranium together.

What is remarkable is the quantity of $^{40}_{19}\text{K}$ in carbonates. It is extraordinary low, lowest of all sediments, whereas, the amount of calcium is very high there, almost dominating.

Spectrometry of the prompt gamma-radiation of the neutron-gamma method

For registration of $^{40}_{20}\text{Ca}$ you need to have a power source of neutrons around 666 GBq. It is recommended to use higher length of tool, because the distance between source and detector ought to be higher. I suppose that the distance being 400-600 mm is enough. It is because of influence of gamma-photons belonging to inelastic dispersion of fast neutrons to come to detector with certain delay. You register spectrum of prompt gamma-radiation and the influence of spectrum evoked by inelastic dispersion presents

interference being not desirable. For energy $E > 3$ MeV there are two significant elements $^{16}_8\text{O}$ with $E_\gamma = 6.1$ MeV and $^{12}_6\text{C}$ with $E_\gamma = 4.42$ MeV; both are not convenient, because both are the product of inelastic dispersion of fast neutrons.

It is also possible to construct special tools having two neutron sources; Am/Be with average energy $E = 4.99$ MeV and Po/Be with energy $E = 3.07$ MeV. The source presented like Am/Be is affected by inelastic dispersion, whereas, Po/Be is not. Both spectrums are compared and there are counted corrections, namely for specification quantity of gamma photons produced by thermal neutrons belonging to the source with higher average energy. Nevertheless, using of longer distance between source and detector seems me simpler.

The spectrum of the prompt gamma-radiation is well-registered like the line spectrum for domain of energy $E > 3$ MeV. For $E < 3$ MeV there is possible to register only the continuous spectrum of energy; there exists interference of primary spectrum and the spectrum of dispersed radiation.

$^{40}_{20}\text{Ca}$ have the following lines of energy: $E_\gamma = 6.41$ MeV for 22 gamma-photons, $E_\gamma = 4.42$ MeV for 12 gamma-photons and $E_\gamma = 1.94$ MeV for 39 gamma-photons. The above photons are those emitted as a consequence of the capture of one hundred thermal neutrons by nuclei of atoms. These data carry information about intensity of gamma-radiation.

It is clear that for registrations of $^{40}_{20}\text{Ca}$ there are the lines of energy for 6.41 MeV and 4.42 MeV. Unfortunately, here is just present $^{12}_6\text{C}$ having energy 4.42 MeV, too. You see that both mentioned elements have common line of energy. That is also why we try to limit effect of inelastic dispersion by selection of the distance between source and detector.

Nevertheless, in spite of all troubles with registration $^{40}_{20}\text{Ca}$ we are able to record continuous curve with the borehole depth. Registration of potassium and calcium can be made simultaneously within the only run in the borehole. Both curves are calibrated in [g/g].

What is important too is the spectrum of energy is almost independent on density and wetness of rocks; the spectrum does not depend on the borehole effect. As the detectors there are expected sensitive Ge (Li)-detectors.

The error of the apparent time

The error is deduced with the help of first derivatives after $\mathbf{m}^{(Ca)}$ and $\mathbf{m}^{(K)}$. It holds that:

$$\frac{dt}{dm^{(Ca)}} = + A \times \frac{k}{2} \times \left[\frac{m^{(Ca)}}{m^{(K)}} \right] \times \left[1 + k \times \frac{m^{(Ca)}}{m^{(K)}} \right]^{-\frac{1}{2}} \times \frac{1}{m^{(Ca)}}, \text{ and} \quad (22)$$

$$\frac{dt}{dm^{(K)}} = -A \times \frac{k}{2} \times \left[\frac{m^{(Ca)}}{m^{(K)}} \right] \times \left[1 + k \times \frac{m^{(Ca)}}{m^{(K)}} \right]^{-\frac{1}{2}} \times \frac{1}{m^{(K)}}. \quad (23)$$

The error is defined as follows:

$$\Delta t = \pm A \times \frac{k}{2} \times 10^4 \times \left(\frac{m^{(Ca)}}{m^{(K)}} \times 10^4 \right) \times \left[1 + k \times 10^4 \times \left(\frac{m^{(Ca)}}{m^{(K)}} \times 10^4 \right) \right]^{-\frac{1}{2}} \times \sqrt{\left[\frac{\Delta m^{(Ca)}}{m^{(Ca)}} \right]^2 + \left[\frac{\Delta m^{(K)}}{m^{(K)}} \right]^2}. \quad (24)$$

If you use values that $A = 2208.1$ and $k = 2.0509851 \times 10^{-4}$ and substitute them into formula (24) you will get numeric form of this relation:

$$\Delta t = \pm 2264.39 \times 10^{-4} \times \left(\frac{m^{(Ca)}}{m^{(K)}} \times 10^4 \right) \times \left[1 + 2.0509851 \times 10^{-8} \times \left(\frac{m^{(Ca)}}{m^{(K)}} \times 10^4 \right) \right]^{-\frac{1}{2}} \times \sqrt{\left[\frac{\Delta m^{(Ca)}}{m^{(Ca)}} \right]^2 + \left[\frac{\Delta m^{(K)}}{m^{(K)}} \right]^2}. \quad (25)$$

where $\Delta m^{(K)}$ = the error of determination of potassium-quantity [g/g],

$\Delta m^{(Ca)}$ = the error of determination of calcium-quantity [g/g], and

Δt = the error of the apparent time [10-6yrs].

For condition that $m^{(Ca)} \gg m^{(K)}$ it is clear you can use this identity:

$$1 + k \times 10^{-4} \times \left(\frac{m^{(Ca)}}{m^{(K)}} \times 10^4 \right) = k \times 10^{-4} \times \left(\frac{m^{(Ca)}}{m^{(K)}} \times 10^4 \right).$$

The formula for error will get simpler:

$$\Delta t = \pm \frac{A}{2} \times \sqrt{1 + k \times 10^{-4} \times \left(\frac{m^{(Ca)}}{m^{(K)}} \times 10^4 \right)} \times \sqrt{\left[\frac{\Delta m^{(Ca)}}{m^{(Ca)}} \right]^2 + \left[\frac{\Delta m^{(K)}}{m^{(K)}} \right]^2}. \quad (26)$$

This case is very frequent, because in rocks there exist rather more calcium than potassium. The next case is less frequent; for $m^{(Ca)} \ll m^{(K)}$ the error tends to zero. It results clearly from equation (24).

If you return to formula (14) you can deduce formula for the relative error of the apparent time:

$$\frac{\Delta t}{t} = \pm 0,5 \times \sqrt{\left[\frac{\Delta m^{(Ca)}}{m^{(Ca)}} \right]^2 + \left[\frac{\Delta m^{(K)}}{m^{(K)}} \right]^2} \dots \text{for } m^{(Ca)} \gg m^{(K)} . \quad (27)$$

Due to this formula it is also possible to determine the highest error of the apparent time. Such error arise when it is valid that $\Delta m^{(Ca)} \rightarrow m^{(Ca)}$ and, simultaneously, $\Delta m^{(K)} \rightarrow m^{(K)}$.

$$\frac{\Delta t}{t} = \pm \frac{\sqrt{2}}{2} \dots \text{for } m^{(Ca)} \gg m^{(K)} . \quad (28)$$

It is all evident that it holds that $(\Delta t/t) < \pm 70.7\%$. This is highly significant result of analysis.

Other record of the time relation

Hamilton (1965) used other way of statement for the time relation. He wrote that:

$$f(t) = \frac{m^{(Ca)}}{m^{(K)}} = \frac{\lambda_\beta}{(\lambda_K + \lambda_\beta)} \times \exp \{ (\lambda_K + \lambda_\beta) \times t - 1 \} . \quad (29)$$

In such case the attribute of time is following:

$$t = (\lambda_K + \lambda_\beta)^{-1} \times \ln \left\{ 1 + \left(\frac{\lambda_K + \lambda_\beta}{\lambda_\beta} \right) \times 10^{-4} \times \left(\frac{m^{(Ca)}}{m^{(K)}} \times 10^4 \right) \right\} . \quad (30)$$

It needs to mention Hamilton both expressions used for argon, not for calcium. However, both are useable for calcium in the form having been presented for argon.

For $\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-4}$ and $\lambda_K = 0.581 \times 10^{-4}$ you attain formula (30) in the adjusted numeric form:

$$t = 1804.077 \times \ln \left\{ 1 + 1.117089883 \times 10^{-4} \times \left(\frac{m^{(Ca)}}{m^{(K)}} \times 10^4 \right) \right\} . \quad (31)$$

I should like to note again that the input ratio is in the form remarked like relation (20). The apparent time is resulted in millions of years. Tab.2 carries data needed for

depiction of relation (29) and for its comparison to relation (3). Both are in fig.3 there. Hamilton's relation provides time data being lower than it is for Ryšavý's relation. Both relations are possible and I let it for future which of them will be the right. Data needed for fig.3 are in tab.2 there.

$t [10^6 \text{ yrs}]$	$f_1(t) \times 10^4$	$f_2(t) \times 10^4$	$t [10^6 \text{ yrs}]$	$f_1(t) \times 10^4$	$f_2(t) \times 10^4$
0	0	0	60	268.169	302.726
1	4.417	4.963	70	313.490	354.167
2	8.836	9.930	80	358.992	405.893
3	13.256	14.898	90	404.674	457.907
4	17.679	19.870	100	450.539	510.210
5	22.103	24.844	200	919.289	1049.499
6	26.529	29.822	300	1406.808	1619.525
7	30.957	34.801	400	1913.656	2222.040
8	35.386	39.784	500	2440.394	2858.895
9	39.817	44.770	600	2987.581	3532.048
10	44.250	49.758	700	3555.775	4243.567
20	88.677	99.792	800	4145.529	4995.639
30	133.282	150.105	900	4757.391	5790.575
40	178.066	200.697	1000	5391.898	6630.819
50	223.028	251.570			

Tab.2 Comparison of relations after Ryšavý and Hamilton

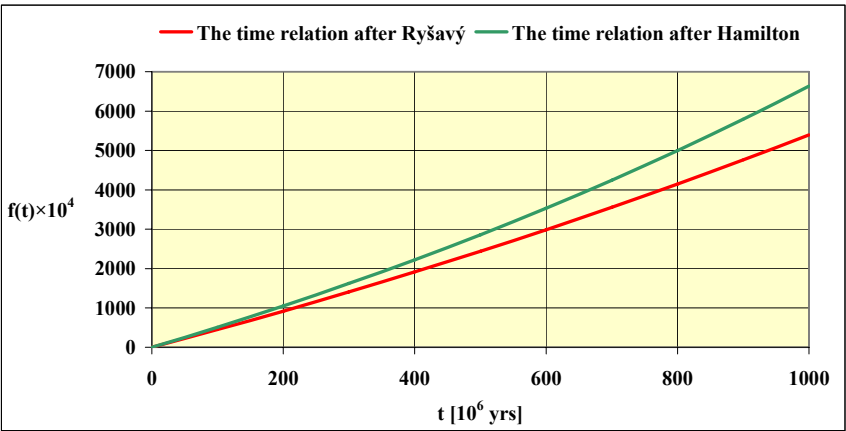


Fig. 3 Depiction of time relations after Ryšavý and Hamilton

Nevertheless, let's try to implement condition that for $\mathbf{m}^{(Ca)} \ll \mathbf{m}^{(K)}$, it holds that:

$$\ln \left\{ 1 + \left(\frac{\lambda_K + \lambda_\beta}{\lambda_\beta} \right) \times 10^{-4} \times \left(\frac{m^{(Ca)}}{m^{(K)}} \times 10^4 \right) \right\} = \left(\frac{\lambda_K + \lambda_\beta}{\lambda_\beta} \right) \times 10^{-4} \times \left(\frac{m^{(Ca)}}{m^{(K)}} \times 10^4 \right).$$

In such case you receive linear relation in the following form:

$$t = \frac{1}{\lambda_\beta \times 10^4} \times \left(\frac{m^{(Ca)}}{m^{(K)}} \times 10^4 \right) \dots \text{for } m^{(Ca)} \ll m^{(K)}. \quad (32)$$

This formula is valid only for tiny calcareous rocks.

Derivation of error after Hamilton's formula

First derivatives after $\mathbf{m}^{(Ca)}$ and $\mathbf{m}^{(K)}$ are these:

$$\frac{dt}{dm^{(Ca)}} = + \frac{1}{\lambda_\beta} \times \left[\frac{m^{(Ca)}}{m^{(K)}} \right] \times \left[1 + \left(\frac{\lambda_K + \lambda_\beta}{\lambda_\beta} \right) \times \frac{m^{(Ca)}}{m^{(K)}} \right]^{-1} \times \frac{1}{m^{(Ca)}}, \text{ and} \quad (33)$$

$$\frac{dt}{dm^{(K)}} = - \frac{1}{\lambda_\beta} \times \left[\frac{m^{(Ca)}}{m^{(K)}} \right] \times \left[1 + \left(\frac{\lambda_K + \lambda_\beta}{\lambda_\beta} \right) \times \frac{m^{(Ca)}}{m^{(K)}} \right]^{-1} \times \frac{1}{m^{(K)}}. \quad (34)$$

Thanks to both above equations it results that:

$$\Delta t = \pm \frac{1}{\lambda_\beta \times 10^4} \times \left(\frac{m^{(Ca)}}{m^{(K)}} \times 10^4 \right) \times \left[1 + \left(\frac{\lambda_K + \lambda_\beta}{\lambda_\beta} \right) \times 10^{-4} \times \left(\frac{m^{(Ca)}}{m^{(K)}} \times 10^4 \right) \right]^{-1} \times \sqrt{\left[\frac{\Delta m^{(Ca)}}{m^{(Ca)}} \right]^2 + \left[\frac{\Delta m^{(K)}}{m^{(K)}} \right]^2}. \quad (35)$$

If you return to formula (32) you will be able to write formula for the relative error of the apparent time.

$$\frac{\Delta t}{t} = \pm \left[1 + \left(\frac{\lambda_K + \lambda_\beta}{\lambda_\beta} \right) \times 10^{-4} \times \left(\frac{m^{(Ca)}}{m^{(K)}} \times 10^4 \right) \right]^{-1} \times \sqrt{\left[\frac{\Delta m^{(Ca)}}{m^{(Ca)}} \right]^2 + \left[\frac{\Delta m^{(K)}}{m^{(K)}} \right]^2}. \quad (36)$$

This formula can be analyzed for partial cases. If sedimentary rocks are weakly calcareous there holds condition that $\mathbf{m}^{(Ca)} \ll \mathbf{m}^{(K)}$.

$$\frac{\Delta t}{t} = \pm \sqrt{\left[\frac{\Delta m^{(Ca)}}{m^{(Ca)}} \right]^2 + \left[\frac{\Delta m^{(K)}}{m^{(K)}} \right]^2} \rightarrow \sqrt{2} \dots \text{for } m^{(Ca)} \ll m^{(K)} . \quad (37)$$

The sediments like carbonates are have condition that $m^{(Ca)} \gg m^{(K)}$. For them there holds this sub-condition:

$$\left[1 + \left(\frac{\lambda_K + \lambda_\beta}{\lambda_\beta} \right) \times \frac{m^{(Ca)}}{m^{(K)}} \right]^{-1} = \left(\frac{\lambda_\beta}{\lambda_K + \lambda_\beta} \right) \times \left[\frac{m^{(Ca)}}{m^{(K)}} \right]^{-1} \rightarrow 0 .$$

You will get formula like this:

$$\frac{\Delta t}{t} = 0 \dots \text{for } m^{(Ca)} \gg m^{(K)} . \quad (38)$$

Let's try to compare the relative errors after author and after Hamilton.

$$0 \leq \frac{\Delta t}{t} < \frac{\sqrt{2}}{2} , \text{ and} \\ \sqrt{2} \geq \frac{\Delta t}{t} > 0 .$$

The left boundary of intervals is presented by values 0 and $\sqrt{2}$; it is for condition that $m^{(Ca)} \ll m^{(K)}$. The right boundary is given by values $\sqrt{2}/2$ and 0 – it presents condition $m^{(Ca)} \gg m^{(K)}$. This fact results in consequence that the relative errors are reciprocally inverse.

Separation of the time function on the local and global components

By transformation of the ratio curve remarked as $m^{(Ca)} / m^{(K)}$ into the time domain you receive the curve of the apparent time; it is the continuous curve with the borehole depth. It was said that we distinguish two basic categories of rocks for this method: the weakly calcareous sediments with $m^{(Ca)} \ll m^{(K)}$ and carbonates having $m^{(Ca)} \gg m^{(K)}$.

If you have continuous curve of the apparent time, you will have to admit, too, an existence of two components of this curve. They are global and local ones; their sum presents then the curve of the apparent time.

The global component of time reflects original amount of a $^{40}_{20}\text{Ca}$ created by radioactive decay. Unfortunately, the reality is that this element migrates out and in. In

one bed can be deficit of calcium, whereas, the other bed has redundancy of the same element. As far as $^{40}_{19}\text{K}$ – it is known that this element migrates too, but, its migration is not so fast and easy.

Therefore it is possible to come out of premise that it is the curve of trend inverted through values of the apparent time for category of the weakly calcareous sediments which presents the curve of the true time. This is model admitting only calcification. According to that we can determine the rock age. The shape of this can be various; it can be linear, exponential, polynomial or all other. What is important is that it depends on the borehole depth. It is function of depth for registered interval.

The linear trend can be observed in case that the drilled rocks are in position in situ, i.e, the oldest rocks are deep down, whereas, the youngest are near to the surface of earth. This could be presented by relations remarked as (15) after author or (32) after Hamilton. Both are linear and almost identical.

$$t = \frac{1}{\lambda_{\beta} \times 10^4} \times \left(\frac{m^{(Ca)}}{m^{(K)}} \times 10^4 \right) \dots \text{for } m^{(Ca)} \ll m^{(K)}, \text{ and}$$

$$t = \frac{1}{0.89 \times \lambda_{\beta} \times 10^4} \times \left(\frac{m^{(Ca)}}{m^{(K)}} \times 10^4 \right) \dots \text{for } m^{(Ca)} \ll m^{(K)}.$$

As most of rocks are folded it is possible rather to expect that linear trend will be exception; nearly to reality there will be polynomial trend of various degrees.

The local component presents effect of subsequent processes acting after radioactive decay. This component can be negative and positive values. Local component you get like difference between values of the apparent time and the real time. This component can be also regarded as a systematic error of the global component.

If I return to both categories of rocks; the important are the weakly calcareous rocks. Just these determine the global component. Limestones and dolomites present big exception; they are colossal anomaly, they are the only gigantic local component. Carbonates falsify the curve of the apparent time. Consequence of that is where the carbonates are only it is impossible to insert the curve of the global component. And just this is the limiting condition using the potassium-calcium method. Therefore I think that the borehole should start and end in the weakly calcareous rocks. Only under these conditions we are able to have the curve of the real time over all drilled interval.

On other hand I have to say that better solution can be using of the gliding trend. Namely, if the time values fast oscillate. This is next model admitting both calcification and decalcification. We have also to admit that the original rocks can be extremely decalcified too. In such case it could be false to select weakly calcareous rocks. Maybe, the curve of gliding trend could be better than the curve of polynomial trend; for very oscillating values of time I am sure.

Conclusions

Owing to the analysis made before here are the following conclusions:

- 1) Thanks to the gamma-spectrometry we can register two continuous curves like function of depth. The first is for $^{40}_{19}\text{K}$, the second for $^{40}_{20}\text{Ca}$. By computation we create the new curve being also dependent on the depth; it is the ratio curve of quantities $m^{(\text{Ca})} / m^{(\text{K})}$.
- 2) This ratio curve is transformed into time domain. There are used two different time relations. The first made after author of this paper and the second after Hamilton (1965). The expected result is in both cases the only continuous curve of the apparent time. The values, read after Hamilton, are lower than those after author. Nevertheless, both relations are right and possible.
- 3) The curve of the apparent time has global and local components. The global one is presented with the curve of trend for values of the apparent time belonging to the weakly calcareous rocks. This also continuous curve being dependent on the depth and having linear, exponential and polynomial shape can be referred to as the curve of the real time for determination of the rock age. This is model admitting only calcification.
- 4) Next model admits both calcification and decalcification. It uses gliding trend like the curve of the global component. This is perhaps closer to real geologic situation.

References

- [1] BORSUK, A.M. *Kriterii nadezhnosti metodov radiologitcheckogo datirovaniya*. Nauka, Moscow 1979.
- [2] DUBANSKÝ, A. & ZAMARSKÝ, V. *Metody jaderné geochronologie, part 1*. VŠB, Ostrava, 1982.
- [3] HAMILTON, E. I. *Applied Geochronology*. Academic Press, London and New York, 1965.

Oponentní posudek vypracoval:

RNDr. Lubomír Staš, CSc., Ústav geoniky AVČR, v.v.i., Ostrava

František RYŠAVÝ¹

AN OPTIMAL ELECTRODE ARRAY OF MICROLOG

OPTIMÁLNÍ ROZLOŽENÍ ELEKTROD PRO MIKROLOG

Abstract

It is about projection of an optimal electrode array. In spite of that the disc electrodes are very convenient for Microlog they are not ideal. The functional relationships are tiny curved due to influence of electrode dimensions. Absolutely ideal functional relationship is for the diamond electrodes having magnification factor $(A/a) = 0.861$. That relationship is presented by half-line completely lying in asymptote representing ideal relation like relation for the point electrodes. Its beginning is in the point of intersection between the above asymptote and the envelope curve.

Abstrakt

Příspěvek popisuje návrh optimálního rozložení elektrod pro mikrolog. Diskové elektrody jsou velmi výhodné, avšak nejsou ideální. Funkční závislosti jsou křivkové, což je následek vlivu rozměru elektrod. Nejideálnější funkční závislost je pro kosočtvercové elektrody, které mají faktor zesílení $(A/a) = 0.861$. Tato závislost je reprezentována polopřímku ležící v asymptotě, která představuje ideální vztah odpovídající bodovým elektrodám. Začátek polopřímky leží ve průsečíku mezi asymptotou a obálkovou křivkou.

Introduction

In my before works about Microlog it was said the disc electrode array to be best of all ones. Only the electrode array of the diamond electrodes having magnification factor $(A/a) = 1$ tends to the disc ones. This all is true, but not so quite. The all depicted curves are more or less curved due to dimensions of electrodes in the domain of near distance. However, there exists the only array being linear all immediately from its beginning point.

The disc electrodes and the square electrodes have their envelope curve and the line being the asymptote for the point electrodes parallel one another. Both can never themselves intersect. But the diamond electrodes are those where you find out the point of intersection of both above curves. This point is referred to certain magnification factor having its correctly defined value for a half-line located all in the asymptote of the point electrodes.

This is that all linear relationship not being curved. All curves above it including also the one for $(A/a) = 1$ are curved upwards, whereas, those under are curved

¹ RNDr. František Ryšavý, Hodonín, Lesní 3, e-mail: František.rysavy@seznam.cz

downwards. So the diamond electrodes offer us an optimal electrode array that is very simple, well-projected and easy manufactured.

Projection of optimal array

Fig.1 is that presenting the field of curves for the diamond electrodes. Among the curves you can observe that linear remarked as a bold half-line. The beginning is the point of intersection between the envelope curve and the asymptote. Coordinates of the above point are following: $(2m/a) = 2.632$ and $(k/a) = 16.54$. Value of magnification factor presents $(A/a) = 0.861$. As it was said before, this was lower value than $(A/a) = 1$. It follows that the dimensions of the current electrode will be lower than those for the potential one. Further, because it is linear relation, it holds that $\underline{AM} = 2 \times \underline{AN}$

Now, you can begin to project the electrode array. What is important is to determine a distance between both electrodes. You can use for that this inequality:

$$m > \frac{\sqrt{2}}{2} \times (a + A). \quad (1)$$

If the side of diamond of the potential electrode is a , the side of diamond for the current electrode remarked like A will be managed with relation:

$$A = \left(\frac{A}{a} \right) \times a. \quad (2)$$

If you select that $a = 10\text{mm}$ and $(A/a) = 0.861$, you will have $A = 8.6\text{mm}$. When you imply values for both symbols in formula (1), the inequality will be this: $m > 13.2\text{mm}$.

In such case you can have two variances. The first is for longer distance, the second for shorter distance. What is very convenient is formula:

$$m_M = 2 \times m_N. \quad (3)$$

This formula is competent thanks to that curve is a half-line identical with asymptote. The next important formula is for counting of Microlog constants. It holds that:

$$k_g = k_p = k_M. \quad (4)$$

Value of constant k we specify after linear asymptotic relation:

$$\left(\frac{k}{a} \right) = 2\pi \times \left(\frac{2m}{a} \right). \quad (5)$$

The longer distance.

Basic input factors are these: $a = 10\text{mm}$, $A = 8.5\text{mm}$, $m_N = 25\text{mm}$ and $m_M = 50\text{mm}$. Then we get following factors: $(2m/a)_N = 5$ and $(2m/a)_M = 10$. Ratios (k/a) are these: $(k/a)_N = 31.416$ and $(k/a)_M = 62.832$. The last ratio provides value important for counting of both constants of Microlog; $k_g = k_p = 0.628m$.

The shorter distance.

Here are these input factors: $a = 10\text{mm}$, $A = 8.5\text{mm}$, $m_N = 20\text{mm}$ and $m_M = 40\text{mm}$. From that it results that: $(2m/a)_N = 4$ and $(2m/a)_M = 8$. For ratios (k/a) it holds that

$(k/a)_N = 25.133$ and $(k/a)_M = 50.265$. You will have that $k_M = 0.503m$. Then it is possible to write: $k_g = k_p = 0.503m$.

The schematic depiction of such array is in fig.2.

Conclusion

Owing to proposed projection it is possible easy to manufacture an optimal electrode array for Microlog in two variances. The one having longer distance supposes mud cake is less than 50mm, so that electrode M registers flushed zone yet. Very often it is observed the mud cake is thinner than is expected. And just in such case you can use the variance with shorter distance.

I can see, as well, the tool having three spring arms; the first of them has the pad with longer array, the second the pad having shorter array and the remaining registers calliper. And body of the tool can record, moreover, resistivity of mud. All six curves of such tool are recorded simultaneously like the only run. I think such conception could be interested for manufacturers.

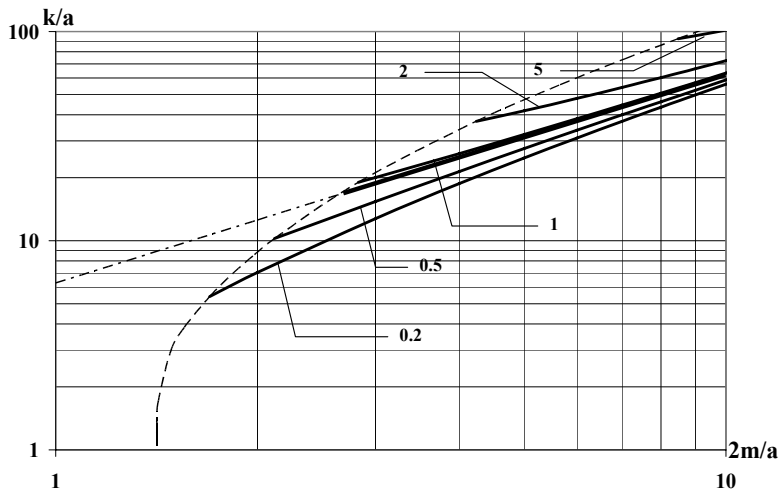


Fig. 1 Relation $k/a = f(2m/a, A/a)$

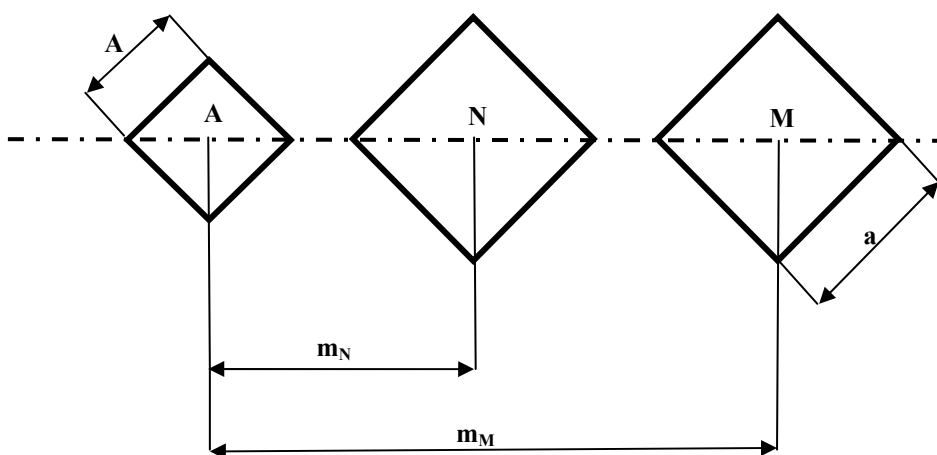


Fig.2 Optimal electrode array of Microlog

References

- [1] RYŠAVÝ, F. Influence of Shape, Dimensions and Distance of Electrodes for Calculation of the Micro-normal Constant of Microlog, International. *Journal EGRSE*, 2007, Brno, XIV., 1 – 2, pp. 31 – 42.

Oponentní posudek vypracoval:

Prof. Ing. Karel Müller, DrSc., Ústav geoniky AVČR, v.v.i., Ostrava

Peter SASVÁRI¹, Tibor SASVÁRI², Blažej PANDULA³

**VYUŽITIE AKUSTICKEJ EMISIE PRI SKÚMANÍ ŠTRUKTÚRNO-
TEKTONICKÝCH PODMIENOK MAGNEZITOVÉHO LOŽISKA V JELŠAVE**

**UTILIZATION OF ACOUSTIC EMISSION BY EXAMINATION OF STRUCTURAL
TECTONIC CONDITIONS OF MAGNESITE DEPOSIT OF JELSAVA MINE**

Abstrakt

Výsledky a analýzy geofyzikálního hodnocení strukturních a tektonických poměrů v části ložiska magnezitu v Jelšavě jsou představeny v tomto příspěvku. Hodnocení vychází z dlouhodobého měření napěťo-pevnostních poměrů pomocí měření akustických emisí.

Abstract

In this article, they are mentioned the results and analysis of geophysical evaluation of structural and tectonic conditions in a parts of magnesite deposit of Jelšava mine based on long time measurement of stress-strain state by acoustic emission method.

Úvod

Magnezitové ložisko, vystupujúce v Dúbravskom masíve pri Jelšave, je vyvinuté v spodnej časti dobšinskej skupiny gemerika (Grecula, 1995). Spodná časť súvrstvia, tvorená metapieskovcami, obsahuje vložky kremitých bridlíc s flórou turnén-visén (Planderová et al., 1985). Najvrchnejšia časť ochtinského súvrstvia tvorí magnezitový obzor. V jeho bazálnej časti sú vyvinuté sericiticko-grafitické bridlice s polohami lavicovitých dolomitov a dolomitických slietov. Vlastný magnezitový obzor je tvorený masívnymi dolomitmi s nepravidelným vystupovaním metasomatických kryštalickej magnezitov. Ich priemerná hrúbka je 100 - 200 m, ale v oblasti dúbravského a mikovského bloku dosahuje až 500 m (Vozárová a Vozár, 1988). Vek magnezitového obzoru, zisteného pomocou konodontov je vrchný visén-namúr A (Kozur et al., 1976).

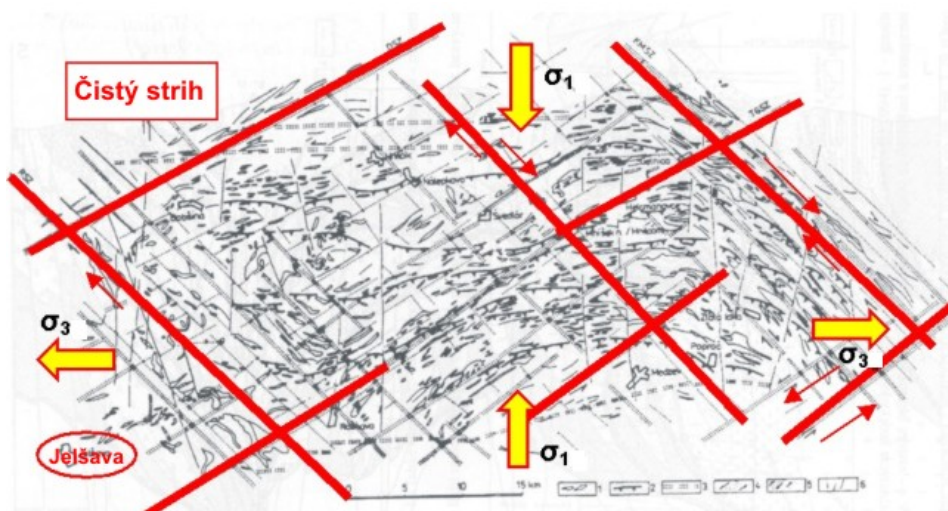
Predalpínska tektonika gemerika je Greculom (1995), charakterizovaná vznikom variských príkrovov, v dobe od predkarbónskej sedimentácie po vrchný perm. Ich tektonické prepracovanie nastalo v dôsledku skrátenia kôry (Mahel', 1986) počas paleoalpínskych udalostí v Západných Karpatoch, zapríčinené globálnou transpresiou

¹ Ing. Peter Sasvári, TEHO s.r.o., Komenského 7, 040 01 Košice, e-mail: sasvari@sasvari.net

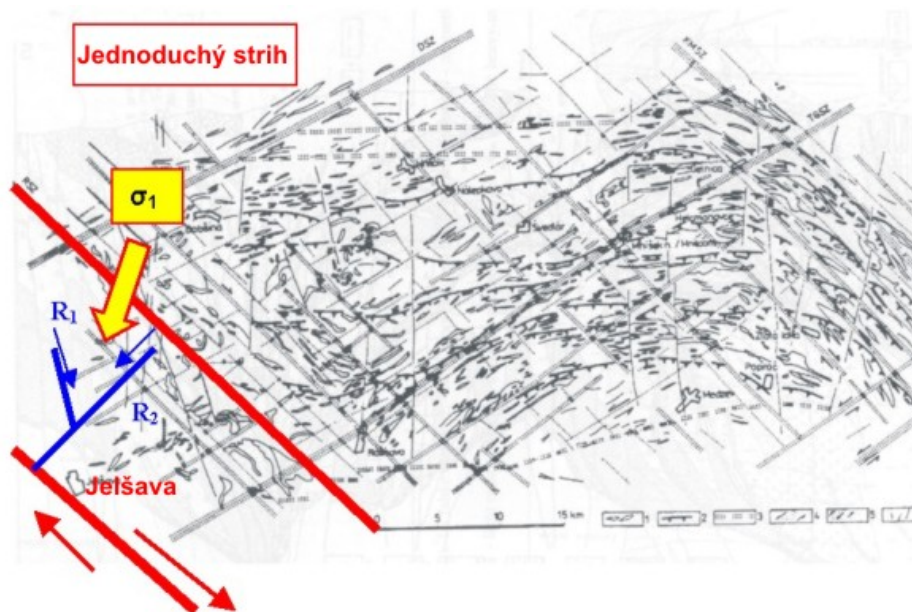
² prof. Ing. Tibor Sasvári, CSc., F BERG TU Košice, Ústav geovied, Park Komenského 19, 042 00Košice, e-mail: tibor.sasvari@tuke.sk

³ doc. RNDr. Blažej Pandula, PhD., F BERG TU Košice, Ústav geovied, Park Komenského 19, 042 00Košice, e-mail: blazej.pandula@tuke.sk

(Grecula, 1995), vzniknutou v období vrchnej jury až strednej kriedy. Formovali sa kôrové jednotky Západných Karpát a pripovrchové príkrovy. Severojužná polarita kolízie vyvolala deformácie (AD1) typu čistého strihu (obr.1), vo forme SZ-JV a SV-JZ diagonálnych štruktúr (Sasvári a Kondela, 2006). Po pokračujúcej mezoalpínskej šikmej kolízii karpatského bloku s európskou platformou koncom mezozoika a začiatkom paleogénu sa vytvorili podmienky pre horizontálne posuny pozdĺž aktivizovaných diagonálnych strižných štruktúr (AD2). Formovali sa zóny sinistrálnych posunov, sprevádzaných deformáciami jednoduchého strihu v sprievode vývoja riedlových štruktúr R1,2, ktoré ohraničujú megablokovú stavbu ložiskového telesa magnezitu v Dúbravskom masíve pri Jelšave. Vývoj strižných zón horizontálnych posunov pokračoval aj počas neoalpínskeho štruktúrno-tektonického vývoja od konca paleogénu, v ktorom došlo k viacnásobnej reaktivizácii tektonických štruktúr v dôsledku transprených a transtenných pohybov.



Obr.1 Regionálne strižné štruktúry v Spišsko-gemerskom Rudohorí podľa Greculu (1995) – upravené. Strižné štruktúry čistého strihu (AD1) s vyznačenými subhorizontálnymi maximálnymi σ_1 a minimálnymi σ_3 napätiami (Sasvári a Kondela, 2006).



Obr.2 Dextrálne posuny vznikajúce v dôsledku primárneho čistého strihu (AD2) pri s.-j. skrátaní fundamentu v oblasti Spišsko-gemerského Rudohoria, v Dúbravskom masíve pri Jelšave (pôvodná mapa Greculu (1995) je upravená).

Tektonický vývoj oblasti Dúbravského masívu

Štruktúrne-tektonický vývoj magnezitového ložiska v Dúbravskom masíve je charakterizovaný tektonickými deformačnými etapami AD1-3 (Sasvári a Kondela, 2006). Deformačná etapa AD1 je kompresného charakteru, vzniknutá S-J skrátaním fundamentu Západných Karpát v paleoalpínskom období. Vytvorili sa strižné štruktúry v podmienkach čistého strihu v sprievode vzniku strižných zón smeru SZ-JV a SV-JZ. V deformačnej etape AD2 subhorizontálne posuny po strižných zónach AD1 generovali sekundárne štruktúry S-J až SSV-JJZ a V-Z smerov v podmienkach jednoduchého strihu v subštádiách AD21, AD22, AD23 a AD24. Charakterizované sú rôznym poľom paleonapätia, čo zapríčinilo reaktivizovanie starších primárnych a sekundárnych štruktúr. Mladšia deformačná etapa AD3 so subštádiami AD31 R1, AD31 R2 a AD32 nadobudla regionálne, ale aj lokálne extenzný, poklesový charakter. Vznikli blokové a rotačné pohyby, ktoré umožnili poklesávanie blokov a otváranie porúch v extenznom režime.

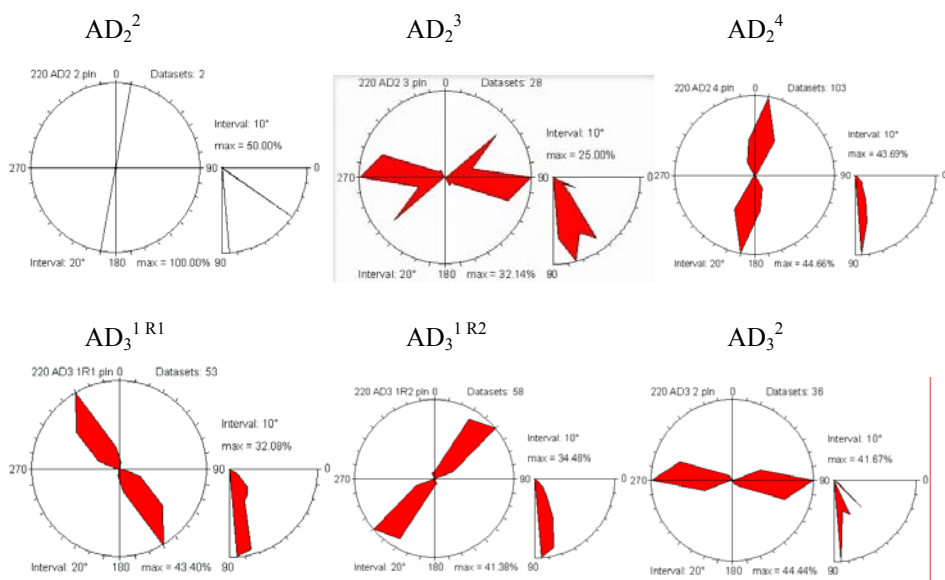
Blokové posuny a poklesy sú viazané na štruktúry niekoľkých typov deformačných fáz. Na viacerých odkryvoch sú stopy výrazného ryhovania alebo odtrhov, pričom sú štruktúry príslušných subfáz prerušené štruktúrami mladších subfáz. Znamená to, že posuny fungovali v rámci medziblokových posunov deformačných fáz. Reaktivizácia štruktúr v dôsledku zmeny poľa napätia sa odohrávala pri vyrovnávaní napäťových síl. Výskumy ukázali, že poklesy sú vždy relatívne mladšie ako posuny.

Štruktúry typu čistého strihu deformačnej etapy AD1 a jednoduchého strihu deformačnej etapy AD2 sa z pohľadu ich priestorovej pozície pravdepodobne často prekrývali, čím sa vytvorila pomerne stabilná pozičná charakteristika prvotných

a druhotných štruktúr. Smerový nesúlad vzniknutých štruktúr deformačnej etapy AD1 a AD2 sa vyrovnával pomocou anizotropného horninového prostredia s odlišnými geomechanickými vlastnosťami, ktoré vznikli v dôsledku jeho pestrého látkového zloženia. Tektonické štruktúry deformačnej etapy AD3 sa reaktivizovali na základe už existujúcich starších smerov.

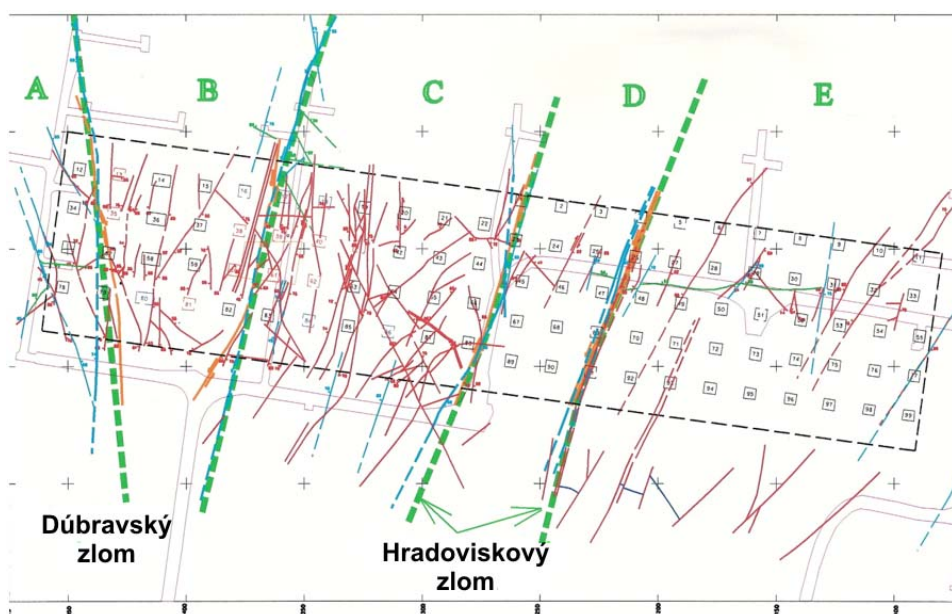
Priestorový vývoj tektonických štruktúr je v zásade viazaný svojou postupnosťou na vynútené priestorové štruktúrne smery modelu čistého strihu deformačnej etapy AD1 a jednoduchého strihu deformačnej etapy AD2, pričom relaxácia v deformačnej etape AD3 len reaktivizovala už existujúce smery a úklony skôr vyvinutých tektonických štruktúr. Istá reaktivizácia štruktúr prebehla zrejme aj v období vývoja tektonických štruktúr v deformačnej etape AD2.

Prevažnú časť tektonických štruktúr postihol veľmi podobný infraštruktúrny vývoj v jednotlivých následných subštádiách. Ide o subhorizontálne, šikmé alebo subvertikálne premiestňovanie ložiskových blokov, pričom dochádzalo k tvorbe tektonických brekcií, často scementovaných mineralizáciou žilného dolomitu, prípadne kremeňa alebo kalcitu. Prítomnosť zvetraného magnezitu formami krasových dutín podporuje predstavu o existencii aj extenzných napätí v rámci jednej subfázy. Obr. 3 prezentuje smerové zastúpenie tektonických štruktúr jednotlivých deformačných fáz.



Obr.3 Ružicové tektonogramy smerov a úklonov tektonických štruktúr jednotlivých deformačných fáz na obzore 220 m n. m.

Štruktúrna prepojenosť mikovského bloku „B“ na obzoroch 323 - 500 m n. m. s východnou časťou obzoru 220 m n. m. ukazuje, že tektonické štruktúry bloku „B“ sú v západnej časti ohraničené dúbavským zlomom a na východnej strane zlomom hrádoviskovým. V tomto priestore sú rozložené subvertikálne štruktúry s vejárovitým rozložením horninových blokov A, B, C, D, E (obr. 4).



Obr.4 Generálna štruktúrna mapa premietnutých obzorov 482, 450, 400, 390, 323 m n. m. s vyznačenými tektonickými blokmi A-E.

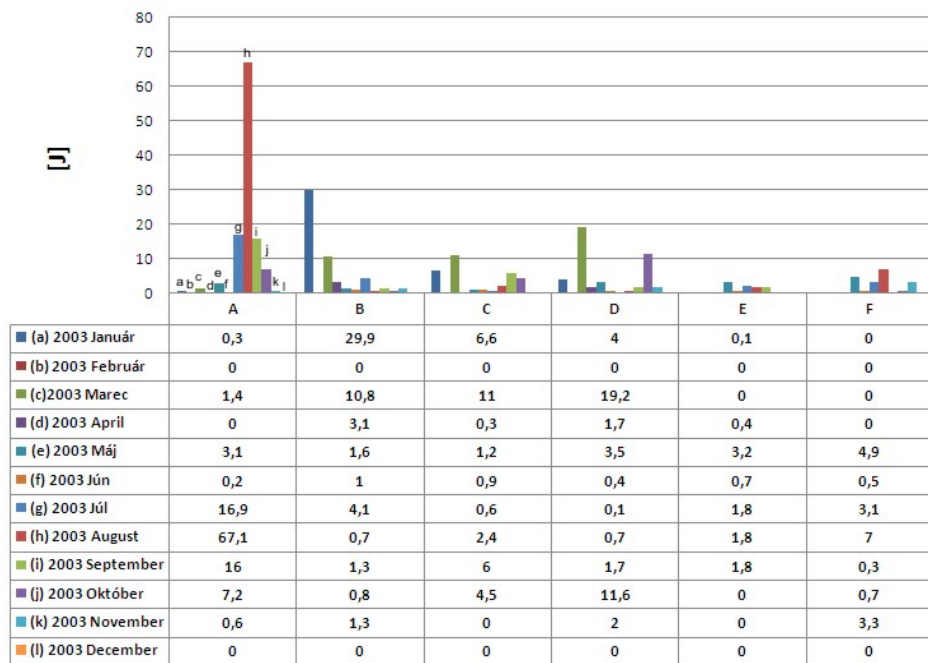
Vyhodnotenie geofyzikálnych seizmicko-akustických meraní

Metodika geofyzikálneho hodnotenia je založená na zbere a vyhodnotení dát zo 16 statických seizmo-akustických snímačov umiestnených v priestoroch banskej prevádzky. Analýza a následné vyhodnotenie je uskutočnená pomocou programu MAGMONI. Aplikačným programom GRASS GIS (Markus, N., 2002; Hofierka et al., 1993) boli dáta následne prepočítané a vizualizované spolu so štruktúrne-tektonickými dátami.

Na základe štruktúrne-tektonickej analýzy sa zistilo, že tektonické oslabenie magnezitového ložiska je významné, pričom najkritickejšie oslabené zóny sa nachádzajú v oblasti styku dúbravského a mikovského bloku. Po zhodnotení vplyvu pôsobenia tektonických zón a napäťovo-deformačného stavu vzniknutého v priebehu dobývacieho procesu vychádza ako najkritickejšia oblasť z pohľadu stabilitných podmienok styková zóna dúbravského a mikovského bloku (rozhranie A-B obr. 4).

Sledovanie premenlivosti stavu priestorovej napätosti v oblasti bloku „B“ je riešené seizmicko-akustickými snímačmi a vyhodnotením ich dát. V mikovskom bloku sú rozložené snímače medzi obzormi 400 - 482 m n. m., ktoré sledujú zmeny napätia horninového masívu nepretržite od roku 1994 doteraz. Priestorovým vyhodnotením (3D) týchto signálov pomocou softvéru je možné identifikovať miesto maximálnej koncentrácie energie (J), t.j. oblasti zvýšeného napätia v sledovanom priestore. Možno je preto porovnať miesto vypočítanej koncentrácie (Vizi a Hlásny, 2007) maximálnej energie (J) s miestami prirodzených zón tektonických štruktúr. Tieto spoločné identifikovateľné miesta sú zrejme ovplyvnené typom a kvalitou tektonických štruktúr, závislých od ich otvorenosti, výplne a zvonenia.

Pri analýze napätového stavu v priebehu celého roka 2003 sa zistilo (obr. 5), že na obzore 400 m n. m. sa v priebehu roka vyskytli súhrnné energie o veľkosti 285,7 J. Najväčšia koncentrácia energií sa objavila v štruktúrnom sektore „A“, na východnom okraji dúbavského bloku, 112,8 J. Západný okraj (sektor „B“) mikovského bloku dosiahol sumárnu koncentráciu energie v roku 2003, 64,4 J. Východnejšie bloky dosiahli energiu 33,5 J (sektor „C“), 45,4 J (sektor „D“), 9,8 J (sektor „E“) a 19,8 J (sektor „F“). V zásade badať znižovanie koncentrácie energií smerom na východ, od stykovej zóny dúbavského a mikovského bloku (obr. 5). Podobne to vychádza pri spracovaní týchto údajov na obzore 450 m n. m. (obr. 6).

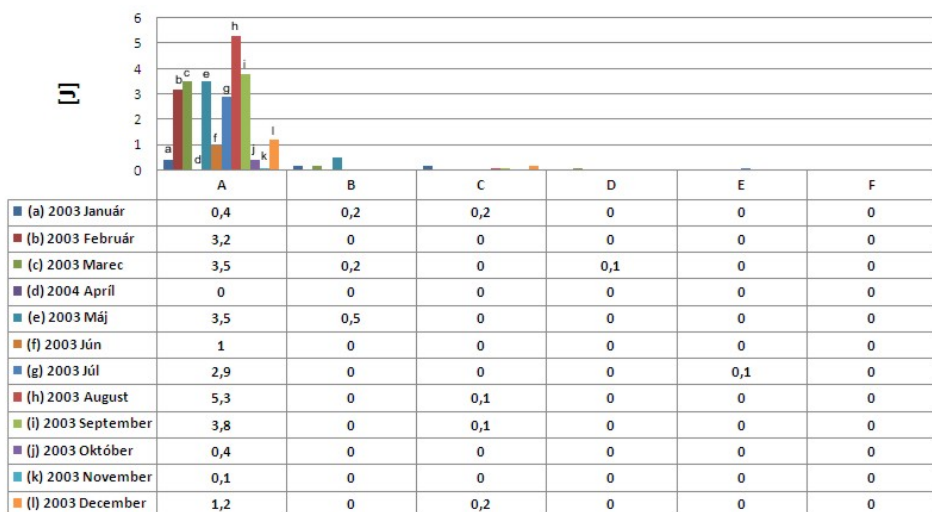


Obr.5 Analýza koncentrácie energií na obzore 400 m n. m. za rok 2003. Hodnoty v jednotlivých sektorech v rámci jednotlivých mesiacov reprezentujú celkový súčet nameraných energií [J].

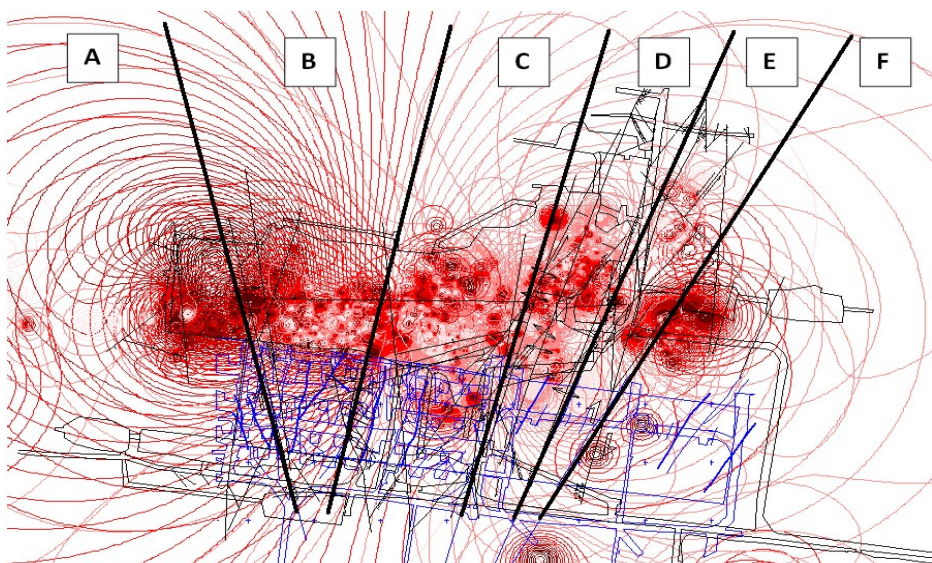
Porovnávaním nárastu koncentrácie energií v priebehu mesiaca v jednotlivých tektonických sektorech (A-F) je vidieť, že v každom tektonickom sektore sa dosahujú v jednotlivých mesiacoch odlišné energetické maximá (obr.5). Analýza koncentrácie energie na obzore 450 m n. m. ukazuje len 9,4 % voči celkovým maximálnym energiám nameraným na obzore 400 m n. m.

Priestorové rozloženie energií z vyššie analyzovaných obzorov dokladuje:

- ☐ rozdielnosť koncentrácie maximálnych energií (J) v tektonických sektorech (A-F) dúbavského a mikovského bloku,
- ☐ rozdielnosť maximálnych energií (J) v priebehu mesačných dobývacích prác. Súvisí to so sekundárnym napäťovo-deformačným stavom priestorových zmien aktívnych dobývok.



Obr.6 Analýza koncentrácie energií na obzore 450 m n. m. za rok 2003. Hodnoty v jednotlivých sektoroch v rámci jednotlivých mesiacov reprezentujú celkový súčet nameraných energií [J].



Obr.7 Kruhové krivky izolínie koncentrácií všetkých nameraných energií (J), sumárne pre roky 1994-2003 na obzore 400 m n. m. Na farebne reprodukovanom obrázku je modrou farbou vyznačený obzor 400 m n. m. a čiernou farbou obzor 482 m n. m.

Izolínie koncentrácie energií (obr. 7) naznačujú oblasti zvýšeného napätia sumárne pre roky 1994 – 2003 na obzore 400 m n. m. Vyššia koncentrácia energií (J) sa ukazuje najmä v západnej časti bloku Miková. Umožňuje to pravdepodobne výskyt zvýšenej hustoty tektonických štruktúr v týchto častiach ložiska (obr. 4). Indikujú prítomnosť štruktúrne a stabilítne oslabenej zóny v oblasti styku dúbavského a mikovského bloku (A-B). Podporuje to aj azimutálna rotácia (cca. 23°), medzi týmito

blokmi. Východná časť bloku Miková je charakteristická o niečo nižšou koncentráciou seizmo-akustických javov na rozhraniach štruktúrnych sektorov C-F (obr. 7). Vejárovitá azimutálna orientácia rozhrania štruktúrnych sektorov je v súlade so vznikom sekundárnych štruktúr R1 a R2, vzniknutých pri anizotropnej deformácii v dôsledku jednoduchého strihu na hlavnej zóne zlomov, smeru SZ-JV (obr. 2).

Záver

Porovnanie výsledkov štruktúrno-tektonickej analýzy a geofyzikálnej seizmicko-akustickej metódy umožnilo spoľahlivo predpovedať stabilitne oslabené zóny v oblasti banského dobývania magnezitovej suroviny. Na zhodnotenie meraných dát bola aplikovaná aj geoštatistická metóda (IDW), použitá pre generovanie izolínií koncentrácie energií. Výsledné hodnotenie nám otvára možnosť využiť tieto výsledky v samotnej banskej prevádzke. Pokračovanie zberu dát s následnou analýzou nám umožní predvídať napätostný stav horninového masívu a vyhnúť sa ťažbe v oblasti tektonicky porušenej a napätostne výrazne namáhanej oblasti.

Literatúra

- [1] GRECULA, P. et al. Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria. Zv. 1., Monogr. *Min. Slov.*, 1995, Bratislava, 829 s.
- [2] HOFIERKA, J., SINCAK, P. & MITASOVA, H. *GRASS in Central Europe*. GRASSCLIPPINGS, 1993.
- [3] KOZUR, H., MOCK, R. & MOSTLER, H. Stratigraphische Neueinstufung der Karbonat-gesteine der unteren Schichtenfolge von Ochtiná (Slovakei) in das oberste Vise Serpukhovian (Namur A). *Geol. Paläont. Mitt.*, (Innsbruck), 6, 1, 1976, pp. 1-29.
- [4] MAHEL, M. *Geologická stavba československých Karpát. Časť 1: Paleoalpínske jednotky*. 1986, Bratislava, Veda, 503 s.
- [5] MARKUS & NETELER *Praktická rukovieť' ke geografickému informačnému systému GRASS*. 2002
- [6] PLANDEROVÁ, E. & BAJANÍK, Š. Stratigrafická pozícia spodnej časti ochtinského súvrstvia gemerika medzi Magnezitovcami a Magurou. *Geol. Práce, Spr.*, 1985, 82, pp. 67-76.
- [7] SASVÁRI, T. & KONDELA, J. *Štruktúrno-tektonická analýza východnej časti obzoru 220 m n.m., na ložisku Jelšava-Dúbravský masív*. Záverečná správa – manuskript, 2006, Košice F BERG, SMZ Jelšava, 69 s.
- [8] VIZI, L. & HLÁSNY, T. Priestorové interpolácie. In Hlásny, T. *Geografické informačné systémy - Priestorové analýzy*. 2007, Zephyros a Národné lesnícke centrum - Lesnícky výskumný ústav, Zvolen, s. 106-129 (Kapitola 9).
- [9] VOZÁROVÁ, A. & VOZÁR, J. *Late Paleozoic in West Carpathians*. Geol. Ústav D. Štrúra, 1988, Bratislava, 314 s.

Oponentní posudek vypracoval:

RNDr. Vladimír Rudajev, DrSc., Geologický ústav AVČR, v.v.i., Praha

Martin STOLÁRIK¹

**EXPERIMENTÁLNÍ SEIZMICKÉ MĚŘENÍ – VLIV UCHYCENÍ SENZORU NA
KVALITU ZÁZNAMU**

**EXPERIMENTAL SEISMIC MEASUREMENT - INFLUENCE OF SENSOR
ANCHORING ON QUALITY OF RECORD**

Abstrakt

Článek popisuje experimentální měření, jehož cílem bylo ověření rozdílů v registraci mezi volně stojícího a upevněného senzoru pomocí kalibrovaného úderu. Měření bylo realizováno jak v terénu, tak i v laboratorních podmínkách. Získané záznamy byly hodnoceny v časové i frekvenční oblasti.

Abstract

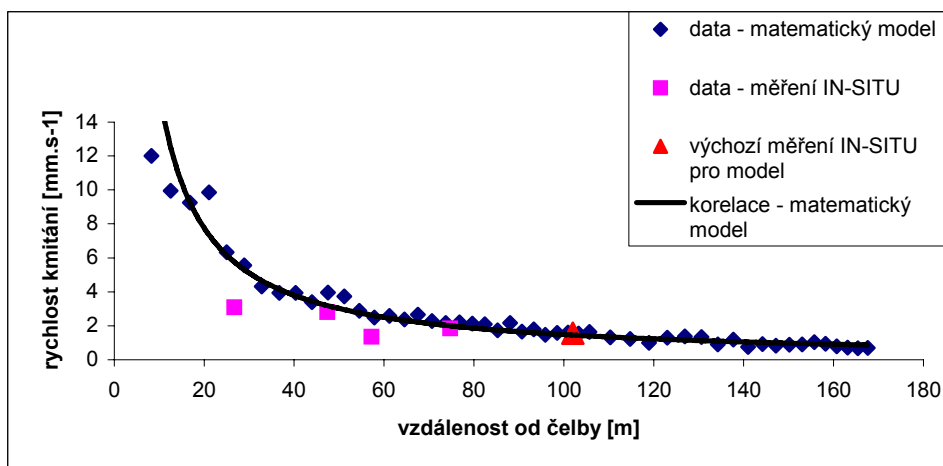
The paper describes the experimental seismic measurements to verify the difference between free-standing and firmly attached to the substrate sensor in seismic alarm by calibrated stroke. Experimental measurements were carried out in-situ and in laboratory. The results of the measurements were compared in time and frequency domain.

Úvod

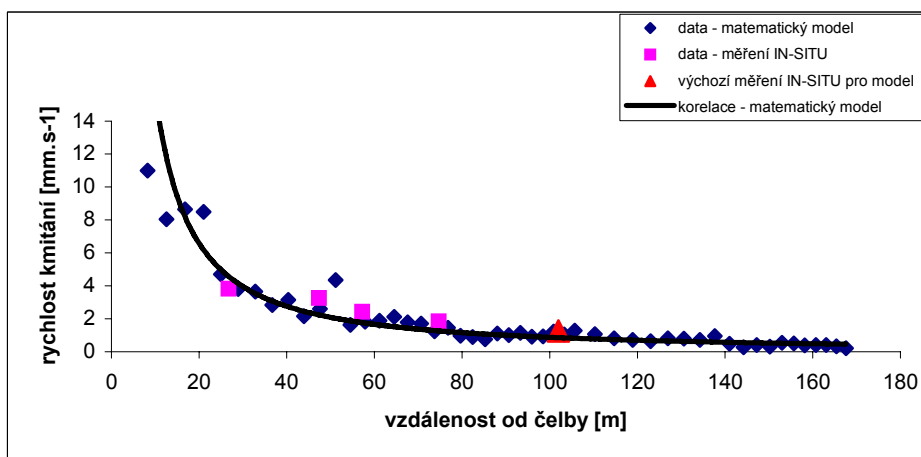
V roce 2008 bylo provedeno na tunelu Lahovice - Slivenec seizmické měření odezvy trhačí práce prováděné jako součást Nové Rakouské tunelovací metody [1]. Výsledky těchto seizmických měření vyvolaly diskusi k vysvětlení rozdílu měřených hodnot a výsledků matematického modelu v blízkosti čelby, kde je prováděna trhačí práce. Jedno z možných vysvětlení rozdílných hodnot z měření a matematického modelu je nedostatečně upevněný senzor k podkladu [2]. Příspěvek se bude zabývat experimentálním měřením, při kterém byla srovnávána data pořízená senzorem pevně uchyceným k podkladu a senzorem volně stojícím. Posouzen byl též vliv tohoto uchycení na rozdílnou kvalitu amplitudového a frekvenčního obrazu.

Výsledky výše uvedeného měření v Praze jsou publikovány např. v [3] a výsledky matematického modelu např. v [4]. Zásadní výsledek, zohledňující výsledky matematického modelu i experimentálního měření v tunelu lze prezentovat pomocí obrázků 1 a 2.

¹ Ing. Martin Stolarík, Ústav geoniky AVČR, v.v.i., Ostrava, Studentská 1768, Ostrava,
e-mail: stolarik@ugn.cas.cz



Obr. 1 Závislost maximální amplitudy rychlosti kmitání na vzdálenosti od zdroje dynamického zatížení - svislá složka



Obr. 2 Závislost maximální amplitudy rychlosti kmitání na vzdálenosti od zdroje dynamického zatížení - vodorovná složka směrem k čelbě

Jak ukazuje obr. 1 pro svislý směr, resp. obr. 2 pro směr vodorovný ve směru ke zdroji dynamického zatížení, hodnoty naměřené v blízké zóně nekorelují s hodnotami získanými z matematického modelu. Chyba pro svislou složku dosahuje až 86% a pro vodorovnou 59%.

I. Experimentální měření – vliv uchycení senzoru – útlum in-situ

Cílem tohoto měření bylo co nejjednodušším způsobem ověřit rozdíl mezi volně ustaveným (Obr. 3) a pevně k podkladu uchyceným senzorem. Za tímto účelem byl vytvořen k senzoru ViGeo 2 upínací třmen, kterým je tento rychlostní senzor za pomoci

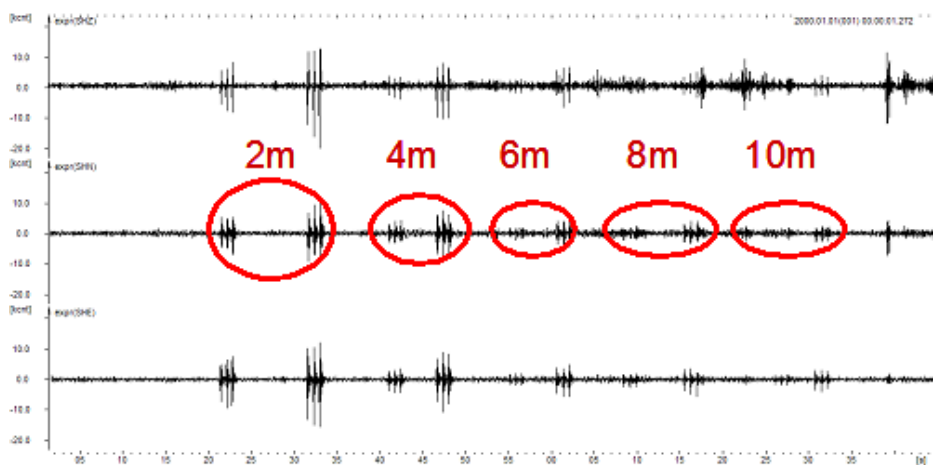
dvou vrutů do hmoždinek přitažen k podkladu (Obr. 4). Všechna měření byla prováděna seizmickou aparaturou Gaia 2 osazenou současně dvěma senzory ViGeo 2 při vzorkovací frekvenci digitálního záznamu 250 Hz. Vzájemná vzdálenost obou senzorů byla 0,5 m. Experimentální měření bylo realizováno na asfaltové cestě (mocnost asfaltu a podkladu nebyla známa), jako zdroj seizmického buzení byl použit úder kladiva (hmotnost 1200 g) a byl sledován útlum rychlosti kmitání ve vzdálenosti 2 m až 10 m s krokem 2 m.



Obr. 3 Volně ustavený senzor



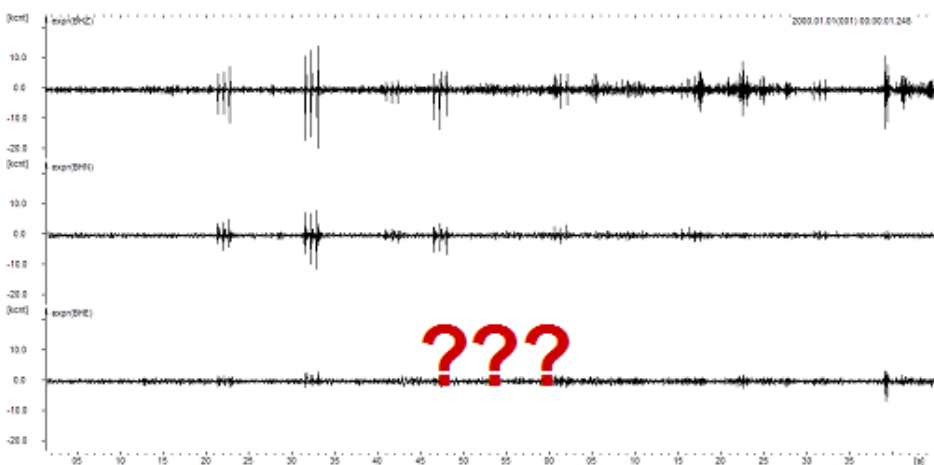
Obr. 4 uchycený senzor



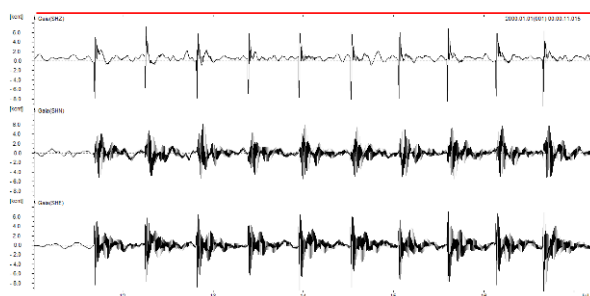
Obr. 5 Vlnový záznam – volně ustavený senzor

Na vlnovém záznamu volně ustaveného senzoru (Obr. 5) je zřetelně na všech třech složkách (stejně amplitudové měřítko všech složek) vidět odezva jednotlivých úderů s postupným útlumem odezvy se vzrůstající vzdáleností. Na vlnovém obrazu uchyceného senzoru je záznam na svislé složce obdobný jako u senzoru volně ustaveného (Obr. 6). Vodorovná složka ve směru sever-jih je méně zřetelná než u volně ustaveného senzoru, obzvláště se zvětšující se vzdáleností od senzoru a na vodorovné složce ve směru východ-západ není vidět téměř žádná odezva. Experimentální měření

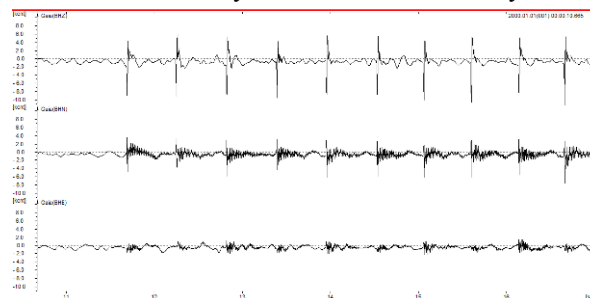
bylo tedy zopakováno ve vzdálenosti dvou metrů od senzorů pro vyloučení možné chyby způsobené při realizaci měření a kromě amplitudového rozboru byla provedena také frekvenční analýza.



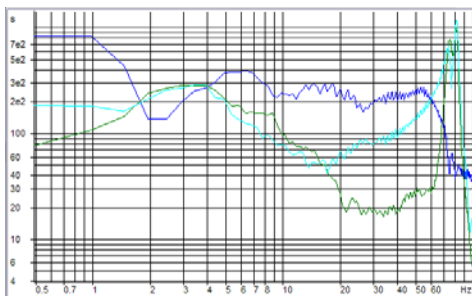
Obr. 6 Vlnový záznam – uchycený senzor (téměř žádná odezva na vodorovné složce východ-západ)



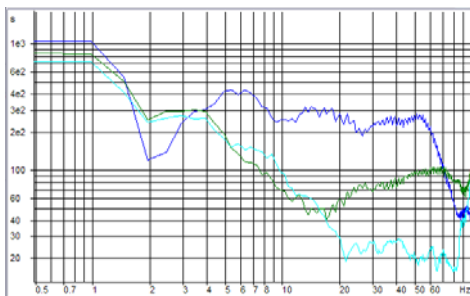
Obr. 7 Vlnový záznam – volně ustavený senzor



Obr. 8 Vlnový záznam – uchycený senzor



Obr. 9 Frekvenční obraz – volně ustavený senzor



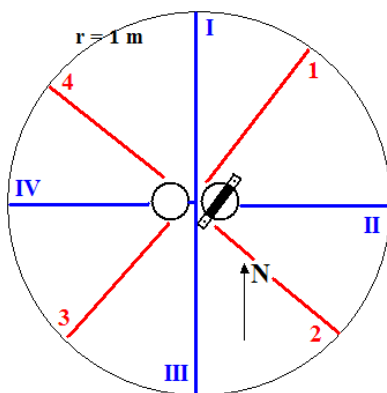
Obr. 10 Frekvenční obraz – uchycený senzor

Na obrázku 7 pro volně ustavený senzor, resp. 8 pro uchycený senzor je detailnější výřez z celého záznamu druhého měření (stejně amplitudové měřítko všech složek). Tak jako u prvního měření je u uchyceného senzoru opět méně zřetelná odezva na vodorovné složce sever-jih a vodorovná složka ve směru východ-západ je oproti volně ustavenému senzoru téměř nečitelná. Odezva na svislé složce je u obou záznamů obdobná.

Ve frekvenční oblasti (Obr. 9, 10) se u volně uloženého senzoru vyskytuje na obou vodorovných složkách výrazný pik kolem 80 Hz, což by mohla být parazitní rezonance senzoru. U přitaženého senzoru tento pik na vodorovných složkách zcela chybí. Pro svislou složku je u obou analýz spektrum obdobné.

II. Exp. měření – vliv uchycení senzoru – kruhové měření v laboratoři

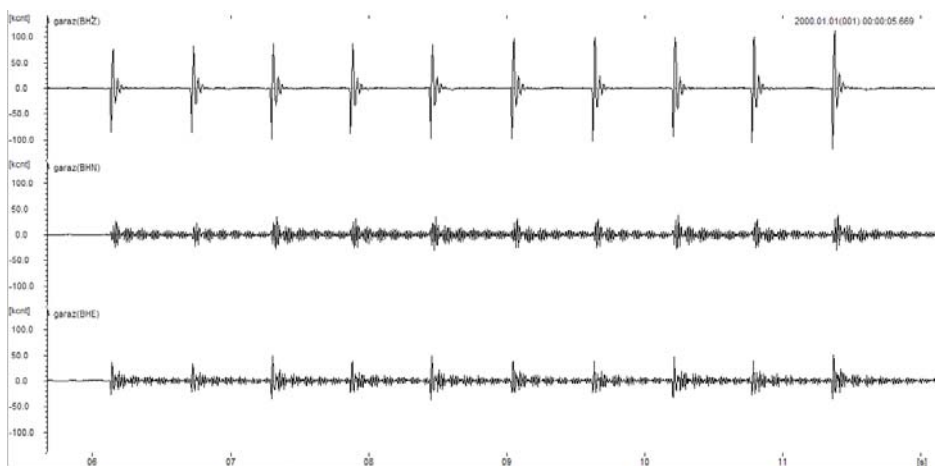
Pro vyloučení nepříznivého vlivu upevňovacího třmenu bylo provedeno druhé experimentální měření. Toto měření bylo realizováno na lité betonové podlaze v laboratoři. Seismický impuls byl iniciován po obvodu kruhu ve vzdálenosti 1 m od senzorů. Opět byly použity dva senzory ViGeo 2 v malé vzdálenosti od sebe, jeden volně ustavený a druhý pevně uchycený k podkladu upínacím třmenem (Obr. 11).



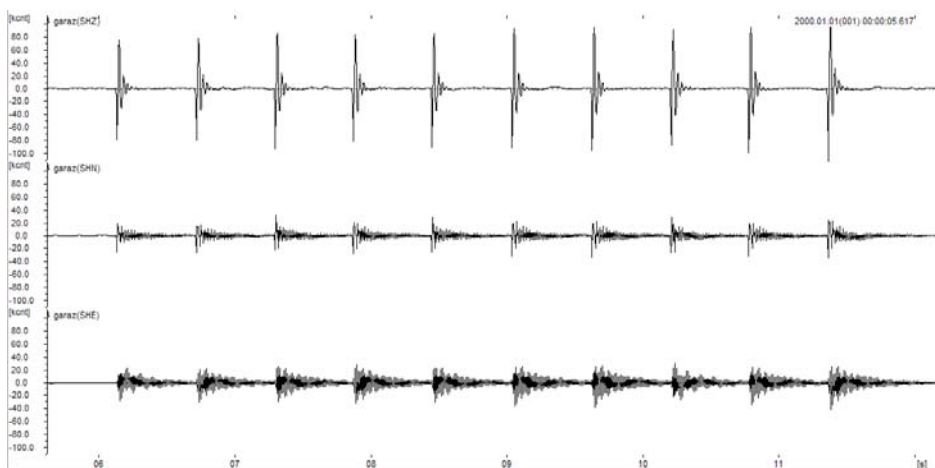
Obr. 11 Schéma experimentálního měření v laboratoři

Postupně seizmický impuls přicházel ze směru sever, východ, jih, západ (viz. Obr. 11 – římské číslice I - IV) a poté podle orientace třmenu (viz. Obr. 11 – arabské číslice 1 – 4). Cílem takto provedeného měření bylo potvrdit či vyvrátit možný vliv upínacího třmenu.

Pro názornost je na obrázcích 12 a 13 představen celý záznam se stejnými amplitudovými měřítky pořízený při buzení ze směru III. Na obou vodorovných složkách je možné vysledovat u uchyceného senzoru snížení rezonance senzoru a rychlejší utlumení jednotlivých rázů. Amplitudový průběh na svislé složce je pro volně ustavený a uchycený senzor obdobný. Uchycený senzor vykazuje nepatrně vyšší maximální amplitudu.

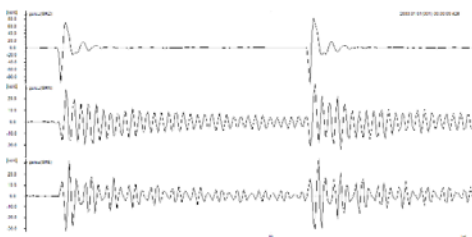


Obr. 12 Volně ustavený senzor - směr III

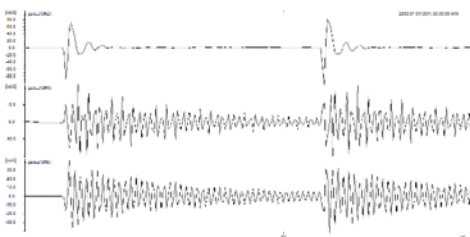


Obr. 13 Uchycený senzor - směr III

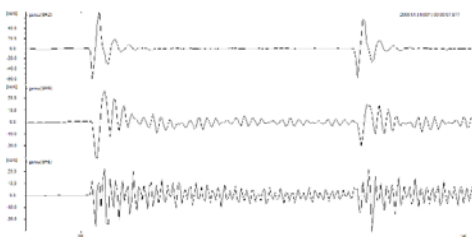
Na následujících obrázcích (Obr. 14 – 21) jsou ve výřezech prezentovány výsledky z měření podle orientace upínacího třmenu (směr 1 až 4 – viz. Obr. 11), neboť u tohoto měření je vliv uchycení senzoru k podkladu markantnější. Amplitudová měřítká již nejsou stejná, aby byl lépe čitelný průběh na vodorovných složkách, kde je výrazně menší maximální amplituda rychlosti kmitání oproti složce svislé.



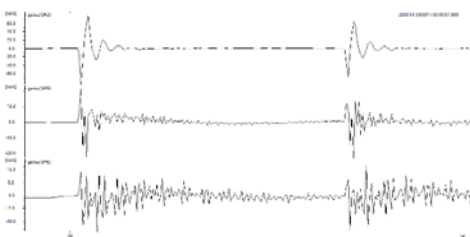
Obr. 14 Volně ustavený senzor - směr 1



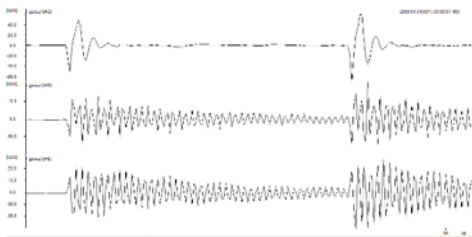
Obr. 15 Uchycený senzor - směr 1



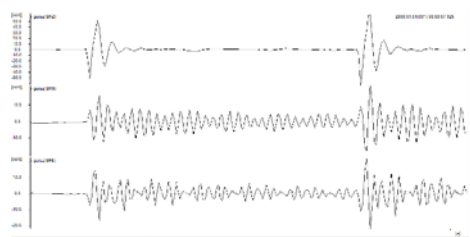
Obr. 16 Volně ustavený senzor - směr 2



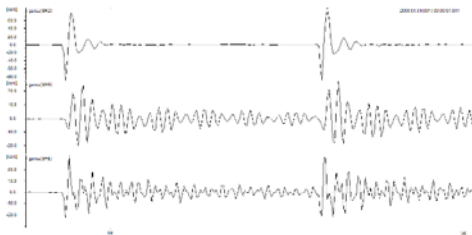
Obr. 17 Uchycený senzor - směr 2



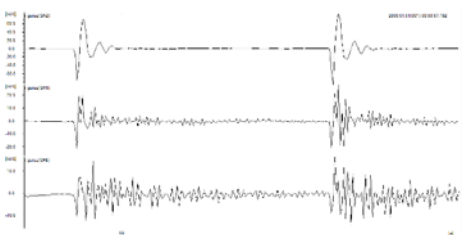
Obr. 18 Volně ustavený senzor - směr 3



Obr. 19 Uchycený senzor - směr 3



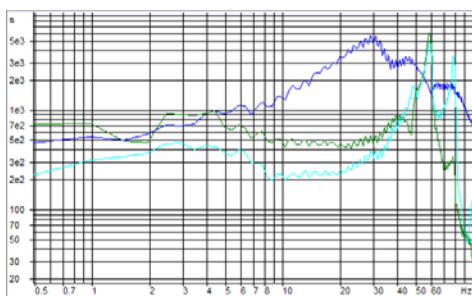
Obr. 20 Volně ustavený senzor - směr 4



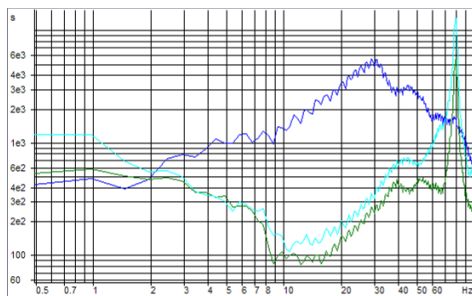
Obr. 21 Uchycený senzor - směr 4

Jak je patrné z obrázků, anomálie z předchozího měření in-situ se na vodorovných složkách neobjevila. Na obrázku 17 resp. 21 je možné vidět u přitaženého senzoru na vodorovné složce sever-jih výrazný ostrý nástup s následným rychlým utlumením oproti senzoru volně stojícímu. Podobný, ale ne již tak markantní jev je pozorovatelný také na

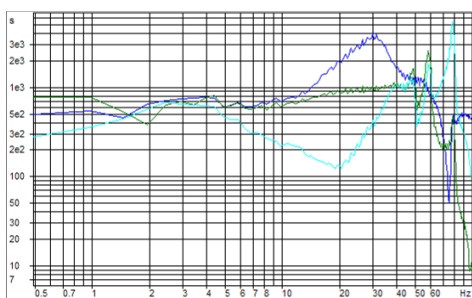
obrázku 15 resp. 19 na vodorovné složce východ-západ. Následně byla pro srovnání provedena frekvenční analýza všech osmi záznamů (Obr. 22 - 29).



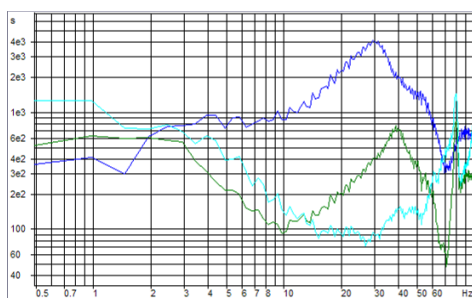
Obr. 22 Volně ustavený senzor - směr 1



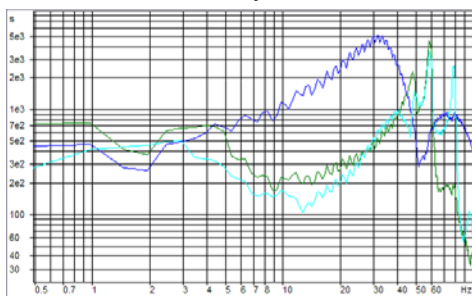
Obr. 23 Uchycený senzor - směr 1



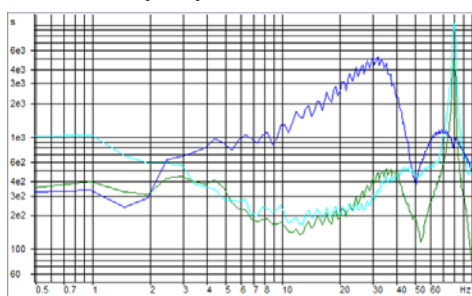
Obr. 24 Volně ustavený senzor - směr 2



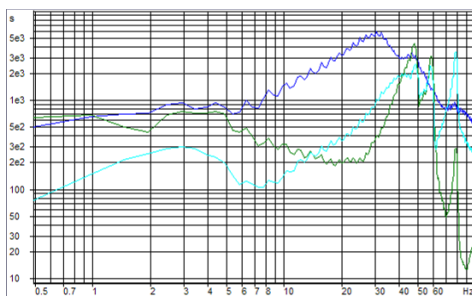
Obr. 25 Uchycený senzor - směr 2



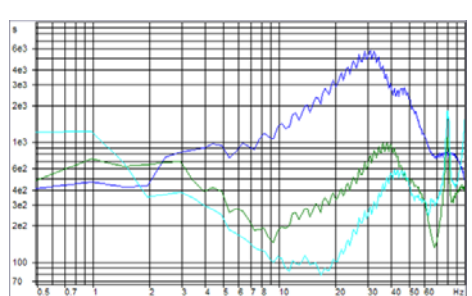
Obr. 26 Volně ustavený senzor - směr 3



Obr. 27 Uchycený senzor - směr 3



Obr. 28 Volně ustavený senzor - směr 4

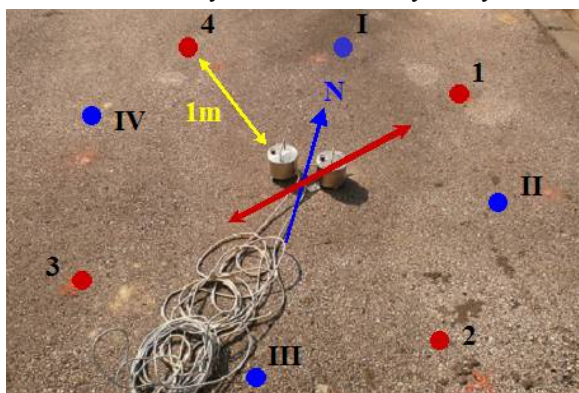


Obr. 29 Uchycený senzor - směr 4

Ve všech spektrech u volně ustaveného senzoru se na obou vodorovných složkách vyskytuje vždy několik píků v rozmezí od 45 Hz do 80 Hz. U uchyceného senzoru na obou vodorovných složkách je vždy jen jeden pík na frekvenci 80 Hz. Opět by se mohlo jednat o parazitní rezonanci senzoru. Svislá složka je ve všech osmi spektrech obdobná a bez výraznějšího píku.

III. Exp. měření – vliv uchycení senzoru – kruhové měření in-situ

Třetí experimentální měření bylo realizováno in-situ opět na asfaltové cestě. Oproti prvnímu měření však byla zvolena jiná lokalita. Princip měření byl zcela stejný jako v laboratoři (Obr. 30). Toto měření mělo po prvním neúspěšném měření in-situ potvrdit či vyvrátit použitelnost upínacího třmenu i mimo laboratorní podmínky. Pro názornost zde bude na obrázcích uvedeno již jen srovnání spekter volně stojícího a přitaženého senzoru při seizmickém buzení v bodě I resp. v bodě 1 (Obr 31, 32). Výsledky měření in-situ se shodovaly s laboratorními výsledky.



Obr. 30 Schéma experimentálního měření in-situ

Závěr

V příspěvku bylo prezentováno experimentální měření in-situ a v laboratoři, při němž se srovnávalo měření senzorem pevně uchyceným upínacím páskovým třmenem se senzorem volně ustaveným a vliv tohoto uchycení na záznam vlnového obrazu a následnou frekvenční analýzu.

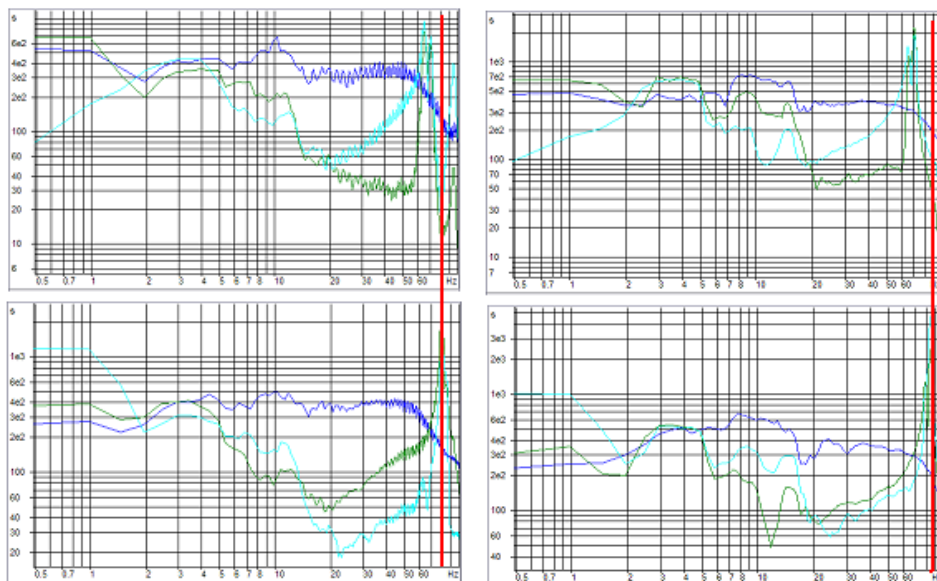
U prvního experimentálního měření, prováděného in-situ byla u uchyceného senzoru zaznamenána anomálie na vodorovných složkách jak v amplitudové tak frekvenční oblasti. Na záznamu byla nečitelná odezva a frekvenční obraz byl na rozdíl od volně ustaveného senzoru bez výrazného píku. Anomálie byla zaznamenána i při opakovaném měření. Možnou příčinou jsou výrazné změny v podloží měřeného místa, neboť v jiné lokalitě anomálie na záznamu nevznikla.

Druhé, kruhové měření v laboratoři mělo vysvětlit anomálii z prvního měření. Toto se nepotvrdilo. V amplitudové oblasti u uchyceného senzoru došlo k výraznému omezení parazitní rezonance senzoru. Záznam na vodorovné složce má ostřejší nástupy s následným rychlejším utlumením amplitudy. Toto omezení rezonance senzoru je však významné pouze při buzení ve směru páskového třmenu. Ve frekvenční oblasti u uchyceného senzoru došlo k posunutí píků do vyšších frekvencí (cca o 20 Hz), tedy o zpřesnění frekvenčního obsahu záznamu.

Třetí experimentální měření, prováděné in-situ potvrdilo výsledky kruhového měření v laboratoři.

Při experimentálních měřeních nebyla sledována hodnota maximální amplitudy rychlosti kmitání, neboť nebyl použit přesný cejchovaný úder. Sledován byl pouze průběh rychlosti kmitání.

Z předešlého vyplývá, že při tomto experimentálním měření jak v laboratoři na betonové podlaze tak in-situ na rovné asfaltové cestě byla potvrzena účelnost použití upínacího páskového třmenu k uchycení senzoru k podkladu. Lepší kvalita se projevuje hlavně v záznamu vyvolaného jevu, je však limitována orientací páskového třmenu. Předmětem dalšího zkoumání bude aplikace upínacího třmenu (případně jiné varianty uchycení směřující k celkovému omezení rezonance senzoru) na rostlé hornině při seizmickém buzení cejchovaným úderem a následně měření odezvy trhačí práce.



Obr. 31 Volně ustavený senzor versus uchycený senzor – bod I

Obr. 32 Volně ustavený senzor versus uchycený senzor – bod 1

Poděkování: Tento příspěvek byl zpracován při řešení projektu GAČR 105/09/1415.

Literatura

- [1] ALDORF, J. a kol. *Zásady a principy NRTM jako převažující metody konvenčního tunelování v ČR*. Český tunelářský komitét ITA/AITES, 2006.
- [2] SMETANA, C. a kol. *Hluk a vibrace – Měření a hodnocení*. Sdělovací technika, Praha, 1998.
- [3] STOLÁRIK, M. & KALÁB, Z. Spectral Analysis of Blasting Performed in Shallow Tunnel. In *Sborník referátů konference Geo-Symposium Mlodych Badaczy Silesia 2008 - Nowe trendy w Naukach o Ziemi*, Sosnowiec pp. 82-87.
- [4] STOLÁRIK, M. Matematické modelování dynamických účinků trhačích prací programovým systémem Plaxis 2D, In *Ph.D. Workshop 2008 Proceedings*, (R.Blaheta, A.Kolcun eds.), 2008, Ústav geoniky AVČR, v.v.i., Ostrava, pp. 60-64.

Oponentní posudek vypracoval:

Doc. RNDr. Blažej Pandula, Ph.D., Technická univerzita v Košiciach, F BERG

Piotr STRZAŁKOWSKI¹, Roman ŚCIGAŁA²

**DISCONTINUOUS DEFORMATIONS IN MINING AREAS - THE ANALYSIS OF
OCCURRENCE CONDITIONS**

**NESPOJITÉ DEFORMACE V PODDOLOVANÝCH OBLASTECH - ANALÝZA
PODMÍNEK VZNIKU**

Abstract

The classification of discontinuous deformations and conditions of their arising due to underground mining in the Upper Silesian Basin has been presented in this paper. The exemplary deformations in the shape of ground steps and sink holes have been shown in this paper too. On the basis of analyses of local mining-geological conditions that influenced the behaviour of rock mass, conclusions have been drawn concerning conditions of these deformations arising.

Abstrakt

V příspěvku je představena klasifikace nespojitých deformací a podmínky pro jejich vznik v důsledku poddolování v Hornoslezské pánvi. Uvedeny jsou také příklady deformací ve tvaru stupňů a poklesových kotlin. Na základě analýz lokálních důlně-geologických podmínek, které ovlivňují vlastnosti horninového masivu, jsou stanoveny odpovídající podmínky pro vznik těchto deformací.

Introduction

Underground mining leads to many adverse changes to the natural environment as well as constructions in urbanised areas. The most obvious form of land surface transformations due to underground mining there are continuous deformations in the shape of subsidence troughs. Rarely one can find another form of deformations – discontinuous ones. They arise mainly in the form of sinks or ground steps and cracks. Sinks form generally as the effect of shallow extraction, but there are examples of their occurrence due to activation of old shallow abandoned workings by present extraction led at the greater depth. This type of deformations was often found in last 30 years of XX century. Nowadays in the Upper Silesian Basin one can observe the qualitative changes in deformations type – there are much more ground steps and cracks than sinks. This type of deformations is caused mainly by : occurrence of faults zone covered by

¹ Dr hab. inż. Piotr Strzałkowski, Prof. Pol. Śl., Silesian University of Technology Gliwice, Poland, email: piotrs@polsl.pl

² Dr inż. Roman Ściagała, Silesian University of Technology Gliwice, Poland, e-mail: sciagala@polsl.pl

thin overburden layers and leading of multiple extraction in several seams toward common border (for example border of protective pillar).

It is necessary to mention here that this type of discontinuous deformations is to be very dangerous one to buildings and objects of underground infrastructures. Another important thing to keep in mind is the fact that there are no methods of forecasting the probability of their occurrence.

Some examples of discontinuous deformations occurrence in Upper Silesian Basin have been presented below together with the analysis of causes of their formation.

The examples of ground steps occurrence

Ground steps formed due to fault activation

The characteristics of deformation

Ground steps with height from 0.2m to 1.0m formed on the length of 200m across the street R. The characteristic feature of this deformation was that there were steps leading in two directions forming some kind of horst (fig.1). Deformation arose in the 2001 and was active to the 2006. The horizontal plan of its location on the background of one of extracted coal seam map is presented in fig.2.

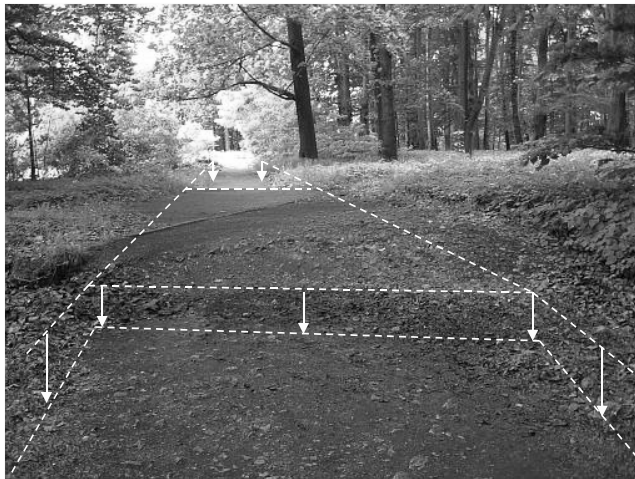


Fig.1 Ground steps caused by extraction close to “R” street

The characteristic of rock mass

In the area of ground steps, rock mass consists of overburden and Carboniferous layers. Overburden layers are: Quaternary and Triassic. Quaternary layers have thickness of 5-60m and they are built up of gravel, sand, clay and mud. Triassic layers are built of limestone as sandstone with thickness up to 100m Carboniferous is built of “rudzkie”, “siodłowe” and “porębskie” layers.

Tectonics

There is “Wschodni” fault outcrop formed directly under deformation zone. It has main direction from NW to SE with throw from 5 to 30m and angle of dip in the range of 65°-85°.

Underground extraction

Basic information concerning extraction led in the past close to the fault zone is presented in table 1. Locations of extraction edges with illustration of total height of extracted deposit are shown in fog.2. Analysing this map one can find that along both sides of fault zone, extraction was led in several coal seams to the same border. Maximum total extraction height was about 26m.

Table 1 Basic data concerning underground extraction led close to the fault zone

Coal seam	Height of extracted layer	Depth of extraction	Extraction period	Roof controlling
501	1.6m-3.2m	650m	1984-86 and 50's	caving and stowing
503	2.5m-3.0m	680m	50's	stowing
504	2.5m-3.2m	700m	50's i 60's	caving
506	1.6m	770m	1989-90	caving
507 w.g.	2.0m-3.5m	780m	1974-78 i 1986-88	caving
507 w.d.	2.1m-4.0m		1974-78	caving
509 w. g.	2.1m-2.7m	820m	1985-86 i 1992-93	caving
509 w. d.	2.7m-2.9m		1985-89 i 2000-02	caving
510 w. g.	1.7m-2.4m	840m	1969-77 i 2003-05	caving
510 w. d.	1.8m-2.0m		1969-77	caving

Analysing presented data one can state that the main cause of deformation occurrence in this case there was fault activation due to intensive extraction in several coal seams led close to the fault zone.

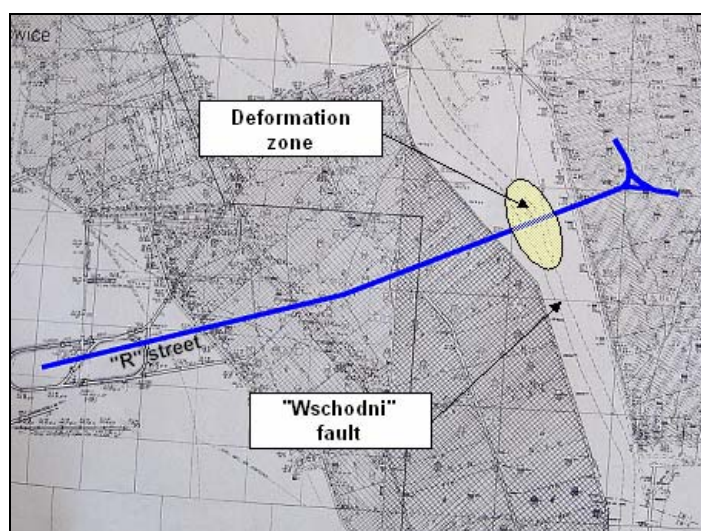


Fig. 2 The sketch of deformation zone on the background of mining map of coal seam 507

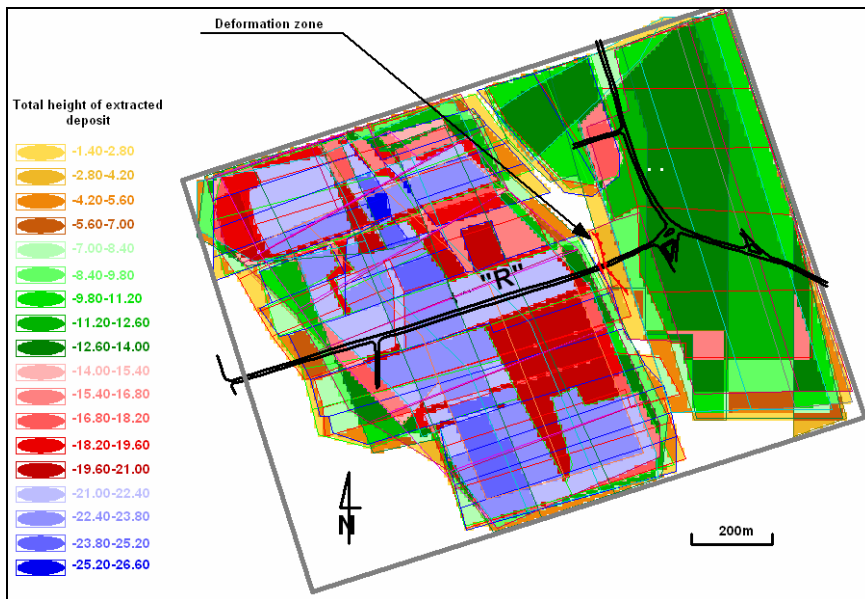


Fig. 3 The sketch of exploitation edges with total height of extracted deposit

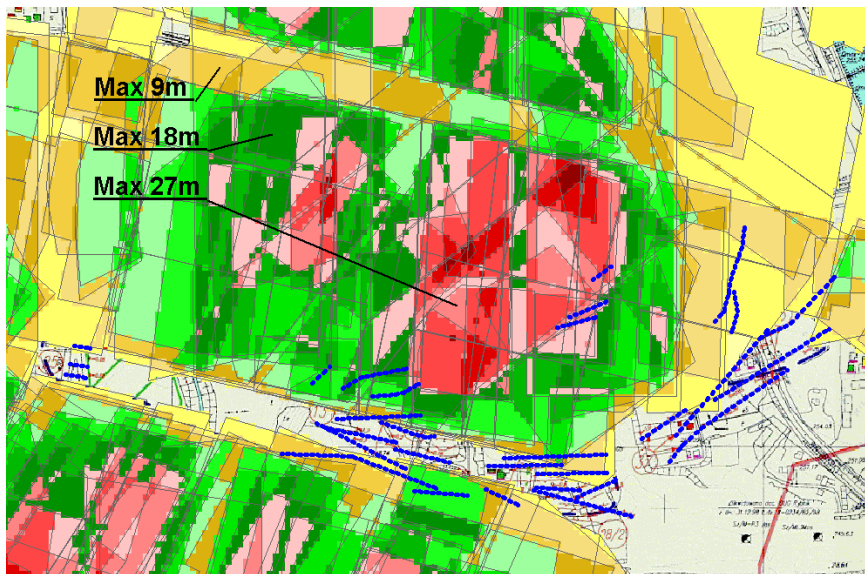


Fig. 4 The map of total height of extracted deposit in the area of ground steps

Ground steps formed due to multiple extraction led to the same border

Deformation characteristic

In the area of interest, ground steps occur from the year 1968. Steps height changes from 0.1m to 1.0m. They formed in large numbers around the edges of multiple extraction edges – fig.4.

The characteristic of rock mass

Rock mass consists of overburden and Carboniferous layers. Overburden layers are : Quaternary and Tertiary. Quaternary layers have thickness of 0-70m and they are built up of gravel, sand, clay and sandy clays with some dusty sediment. Tertiary layers are built of gray-green clays and mudstones, as well as dusty sediments. The total thickness of tertiary layers is variable – from 45 up to 575m. Carboniferous is built of “rudzkie” (thickness 350-500m), “siodłowe”(thickness 250m) and “porębskie” layers (thickness 700-830m).

Tectonics

In this area no important fault zones have been found.

Underground extraction

In the considered area extraction has been led from the 1965 in 17 coal seams. Because of large number of data no additional information will be presented here. In the fig.4 extraction edges are sketched together with the map of total height of extracted deposit.

Analysing presented data one can state that there is a significant correlation between location of ground steps and the multiple edges of extracted fields especially in the zone of narrow pillar left for underground workings protection.

The example of sing holes

Deformation characteristic

The sinks occurred in the area of dispersed development, between two railway lines, south-east of Czarna Przemsza river. There were identified 9 sinks – their location is shown in fig.5:

- ❑ two sinks no 1 i 2 with diameter 2.5 i 1.4m and depth 1.5m i 3.5m, occurred in the cultivable area in the reciprocal distance 15m.
- ❑ sink no 3 with diameter 1.5m and depth 0.3m occurred close to the railway embankment base.
- ❑ sink no 4 of elliptical shape with diameters : 3.5m x 2.0m and depth 1.5m occurred in the vicinity of local road.
- ❑ sink no 5 with diameter 3.0m and depth 2.0m occurred in apartment house corner . It was liquidated by sand filling. Several years later, in the year 2000, it occurred again (sink no 7 – fig.7) and was liquidated by injection of multicomponent mixture composed with use fly ashes, directly to underground cavern. Due to the deformation, building construction was partially damaged.
- ❑ sink no 6. with diameter 1.2m and depth 2.5m occurred close to the railway line. It was liquidated by filling with waste rock hardened with cement wash. Additionally, underground cavern was filled by injection of 1407 tons of fly ashes through 8 boreholes.
- ❑ sinks no 8 and 9 with diameters 2.0 m and 3.0 m and depth : 0.5m and 1.0m. They occurred in the year 2000 in the area of waste land.

The characteristic of rock mass

Rock mass consists of overburden Quaternary and Carboniferous layers. Quaternary layers have thickness of 0-10m and they are built up of sands, sandy clays

with some sandstones. Carboniferous is built of “orzeskie” layers, where one can find coal seams from group “300”, sandstones and mudstones.

Tectonics

In this area no important fault zones have been found.

Underground extraction

In the considered area, in XIX century Luiza Coal Mine led mining extraction. Deposit opening was done by rise galleries from the land surface in the vicinity of Czarna Przemsza river, close to the coal seam outcrop. Another opening was done by driving small shafts. Mine model one can define as coal model with large number of preparatory headings. Extraction was led with system of shortwalls with caving, from the outcrop of coal seam (fig.5). Basic mining data is presented in the table 1.

Table 2 Basic mining data from “Luiza” Mine

Extraction period	Mining height [m]	Mining depth [m]	Overburden height [m]
1810 – 1820	2.5	5	5
1854 – 1855	2.5	17	10
1848 – 1865	2.5	35	10

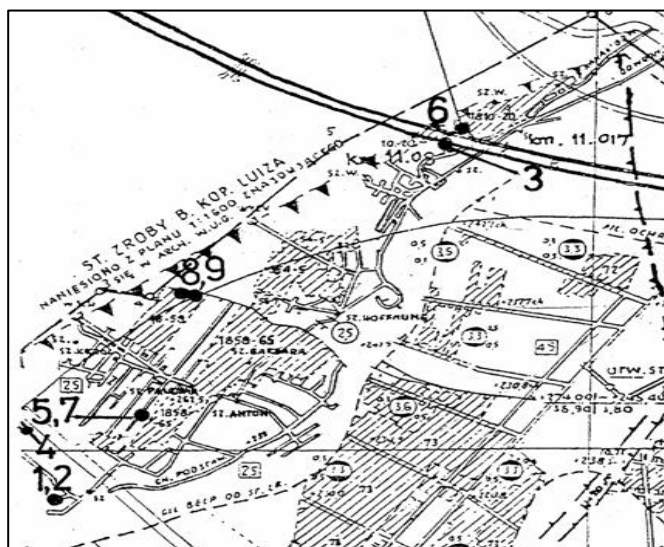


Fig. 5 The fragment of coal seam 304/2 map. Not to scale.

Analysing map presented in fig.5, one can find that majority of sink holes (except sinks 8, 9) occurred directly above old dog headings from XIX century. It can be assumed that after coal extraction from shortwalls, fall of roof was triggered, so majority of voids were filled by caving. On the other hand it is possible that timber lining installed in dog heading was not recovered after extraction and caused occurrence of not filled voids. Slow destruction of this timber lining through over 100 years might be the cause of its stability problems, so as a result of voids self-filling, sink holes occurred at the land surface.



Fig. 6 Sink holes 8 and 9, occurred in the Głowackiego street.



Fig.7 Filling in the underground cavern in the area of sinks 7

Concluding remarks

Summing up presented material one can draw following remarks:

1. Linear discontinuous deformations are very important aspect of negative influence of underground exploitation on the land surface, especially in urbanised areas - they often lead to serious damage to constructions. They arise mainly as the effect of :
 - ☐ fault activation,
 - ☐ multiple extraction led to the same border.

In the light of presented examples one should remember about effective ways of decreasing the danger of their occurrence. It means that the underground workings should not be conducted in a way that allows vertically overlapping of the extraction edges in a few beds, especially in the vicinity of faults.

2. Formation of sink holes is connected with other factors. Nowadays in the Upper Silesian Basin they mainly occur as the effect of old shallow workings activation due to influences of present extraction led at higher depth. It is necessary to point that problem arises due to activation of old excavation workings as well as dog headings and shallow shafts, that were not filled after their closing.

References

- [1] CHUDEK, M. & OLASZOWSKI, W. Określenie rodzaju i wielkości deformacji nieciągłych. *Ochrona Terenów Górniczych*, 1976, nr. 38.
- [2] CHUDEK, M. *Geomechanika z podstawami ochrony środowiska górniczego i powierzchni terenu*. Wydawnictwo Politechniki Śląskiej. Gliwice 2002.
- [3] CHUDEK, M., JANUSZ, W. & ZYCH, J. Studium dotyczące stanu rozpoznania tworzenia się i prognozowania deformacji nieciągłych pod wpływem podziemnej eksploatacji złóż. *Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej*. Seria Górnictwo z. 141. Gliwice, 1988.
- [4] KNOTHE, S. *Prognozowanie wpływów eksploatacji górniczej*. Wydawnictwo „Śląsk”. Katowice 1984.
- [5] Praca zbiorowa pod red. J. KWIATKA *Ochrona obiektów budowlanych na terenach górniczych*. Wydawnictwo Głównego Instytutu Górnictwa. Katowice 1997.
- [6] STRZAŁKOWSKI, P. Wpływ płytkiej eksploatacji górniczej na zagrożenie powierzchni terenu deformacjami nieciągłymi. *Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej*. Seria Górnictwo, z. 246. Gliwice, 2000.
- [7] ŚCIGAŁA, R., Oprogramowanie dla celów tworzenia graficznego obrazu deformacji powierzchni terenu. In Konferencja Naukowa (2003): Górnictwo zrównoważonego rozwoju 2003. *Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej*. Seria Górnictwo, z.258.Gliwice, 2003.
- [8] SEDLAK, V. Deformation Vector Theory Development in the Specific Conditions of Mining Subsidence. *Transactions of the VSB. Civil Engineering Series*, 2/2004 (13. Regionalni conference : Rozvoj seismologie, inženýrské geofyziky a geotechniky).

Oponentní posudek vypracoval:

Ing. Karel Hortvík, Ph.D., Ústav geoniky AVČR, v.v.i., Ostrava

Pavol VAVREK¹

**VPLYV TECHNOLOGICKÝCH FAKTOROV NA STABILITU
VNÚTROBLOKOVÝCH PILIEROV NA MAGNEZITOVÝCH LOŽISKÁCH**

**TECHNOLOGICAL FACTORS INFLUENCE OF INTER-BLOCK PILLARS
STABILITY ON THE MAGNESITE DEPOSITS**

Abstrakt

Článek se zaměřuje na geomechanickou analýzu podzemního dobývání ložisek magnezitových minerálů na Slovensku. Slovenská magnezitová ložiska patří k největším v Evropě. Ložisko s největším ekonomickým významem vzniklo postupně v centrální a východní části Slovenského rudohoří. Nachází se zde velká ložiska Jelšava-Dúbravský masív, Košice-Bankov, Bubeník a další menší. Hlavní dobývací technikou od 80 let minulého století je metoda tzv. otevřené komory. Od 90 let je pro výběrovou těžbu používána nová metoda dobývání: mechanizované výstupkové dobývání s vnitřními pilíři 5x5 m. Článek se zaměřuje na řešení geomechanických problémů – zpětné ovlivňování stability vnitroblokových pilířů.

Abstract

The paper focus on the geomechanical analysis of underground mining by extraction of the deposit of magnesite minerals in Slovakia. Magnesite deposits in Slovakia belong to the largest ones in Europe. Deposits of the major economic importance occur in a long strep in the central and eastern part of the Slovenské Rudohorie Mst. Large deposits Jelšava-Dúbravský masív, Košice-Bankov, Lubeník and other smaller deposits are situated there. The main extraction technique up the eighties of the last century was the method of open stope with mining railles mechanization. For selective mining since the nineties was used new method of extraction: mechanized overhead stopping method, with the inter-block pillars of 5x5 m. The paper is oriented on the solution geotechnical problems-backfill influence related with inter-block pillar stability.

Úvod

Ťažba magnezitu má na Slovensku bohatú históriu. V súčasnosti sa ťaží magnezit na ložiskách Jelšava, Lubeník a Mútnik-Hnúšťa s celkovou ročnou ťažbou na úrovni cca 1,5 mil. t. Pri ťažbe magnezitu sa v súčasnosti používajú hlavne dve dobývacie metódy a to:

¹ Ing. Pavol Vavrek, ÚMV a OŽP, F BERG TU v Košiciach Park Komenského 19, 042 00, Košice, Slovenská Republika, e-mail: pavol.vavrek@tuke.sk

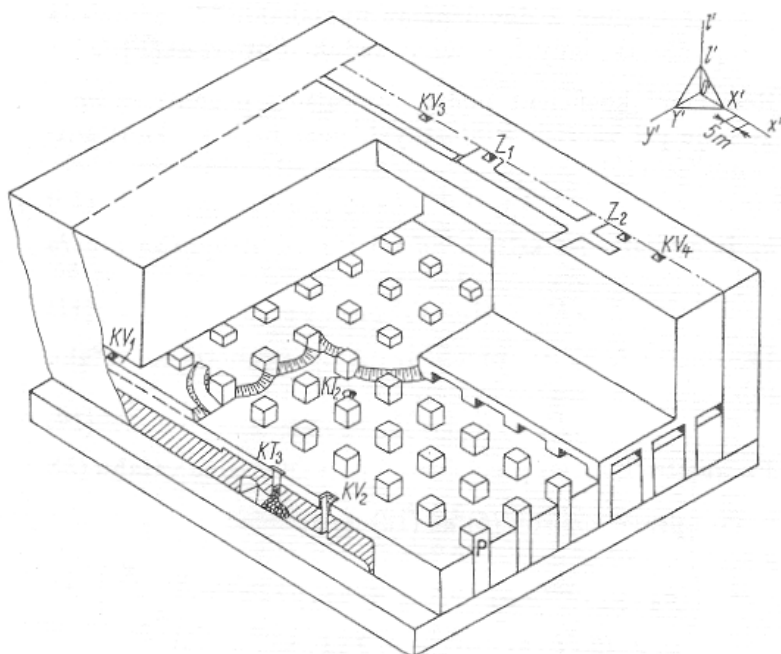
- ❑ dobývanie otvorenou komorou z medziobzorových chodieb,
- ❑ mechanizované výstupkové dobývanie so zakladaním vyrábaných priestorov.

Nosnou dobývacou metódou z hľadiska veľkosti ťažby je výstupkové dobývanie (VD), ktoré je charakterizované postupom dobývania od základného obzoru smerom nahor v pravidelných veľkoplošných vrstvách po tzv. lávkach (obr. 1). Umožňuje selektívne dobývanie iba v tých častiach bloku, ktoré kvalitatívne vyhovujú.

Súčasťou ťažby je ponechávanie ochranných pilierov, ktoré plnia pri výstupkovom dobývaní tieto funkcie:

- ❑ chráni mimoblokové banské diela pred nepriaznivými prejavmi horninových tlakov vznikajúcich ako dôsledok dobývania v bloku, najmä na dovrchnú chodbu, vetracie komíny a susedné dobývacie bloky a banské diela,
- ❑ chráni vlastný priestor dobývky tým, že podopierajú strop. Tieto vnútroblokové piliere majú bežne pôdorysné rozmery 5x5 m a premenlivú výšku v rozmedzí cca 6 – 70 m a sú spravidla rozmiestňované v 12 m rozostupoch. Priestor medzi piliermi sa zakladá a zároveň tvorí dobývacie pásy.

Pri ťažbe na výstupkoch dochádza niekedy k porušovaniu až úplnej deštrukcii vnútroblokových pilierov (VBP), čo sa negatívne prejavuje na bezpečnosti a efektívnosti ťažby v banských podnikoch.



Obr. 1 Zobrazenie výstupkového dobývania so základkou (P – pilier, Z – základkový komín, KV – komín vetrací, KT – komín ťažobný)

Faktory ovplyvňujúce stabilitu VBP

Faktory, ktoré ovplyvňujú nosnú schopnosť vnútroblokových pilierov môžeme rozdeliť do dvoch hlavných kategórií:

- ☐ prírodné faktory,
- ☐ technologické faktory.

Prírodné faktory

Pri dobývaní ťžitkových surovín v podzemí musíme brať do úvahy prejav horninového masívu, ktorý je výsledkom pôsobenia veľkého počtu prírodných faktorov. Vo všeobecnosti môžeme za najdôležitejšie faktory považovať:

- ☐ horninový materiál, ktorý je charakterizovaný jeho fyzikálno-mechanickými vlastnosťami,
- ☐ systém plôch nespojitosti, ktorý má často podstatný vplyv na prejav horninového masívu. Diskontuity hodnotíme hlavne z hľadiska ich orientácie, priebežnosti, výplne, drsnosti, počtu, zvodnenosti a pod.,
- ☐ voda v póroch a trhlinách, ktorá napr. spôsobuje zníženie pevnosti horninového materiálu, plastifikuje výplňový materiál, čo spôsobuje zníženie trenia na plochách trhlín a tým znižuje pevnosť masívu,
- ☐ primárny stav napätia daný hlavne hĺbkou uloženia dobývok pod povrchom, reziduálnymi napätiami od horotvorných pochodov, konfiguráciou terénu, anizotropiou a heterogenitou hornín,
- ☐ časové zhodnotenie prejavu horninového masívu, ktoré je nutné pri dlhodobejšej životnosti banských diel a ochranných pilierov.

Všetkých týchto päť prírodných faktorov môžeme považovať za všeobecné. K týmto faktorom prístupujú ďalšie špecifické faktory, z ktorých sú najdôležitejšie:

- ☐ úložné pomery ložiska,
- ☐ povaha a orientácia stykových plôch ložiska s nadloží a podloží,
- ☐ prítomnosť preplástkov v pilieroch, ktorých pevnosť, výšková pozícia preplástku a stav trenia na stykových plochách ovplyvňuje priebeh napätí v pilieroch,
- ☐ geometrické parametre vyrúbaného priestoru,
- ☐ geometrické parametre vnútroblokových pilierov.

Technologické faktory

Charakteristickým znakom prevažnej väčšiny v súčasnej dobe používaných technológií dobývania je rozpojovanie hornín pomocou vŕtno-trhacích prác, čo vystavuje ochranné piliere periodickým účinkom seizmickej rázovej vlny pri odpaľovaní pomerne veľkých náloží v jednom časovom stupni s prejavom na ich stabilitu.

Za technologické faktory ďalej môžeme považovať vyosenie a nerovnosť povrchu VBP ako dôsledok technologickej nedisciplinovanosti pri vŕtacích prácach, ale aj ako dôsledok technicko-prevádzkových parametrov použitých mechanizmov.

Pri výstupkovom dobývaní so základkou treba brať do úvahy aj ďalší technologický faktor a to pojazd mechanizmov po základke. Pri pojazde mechanizmov po jednej strane piliera môže dôjsť k namáhaniu na vzper, čo sa môže negatívne prejaviť na stabilite VBP.

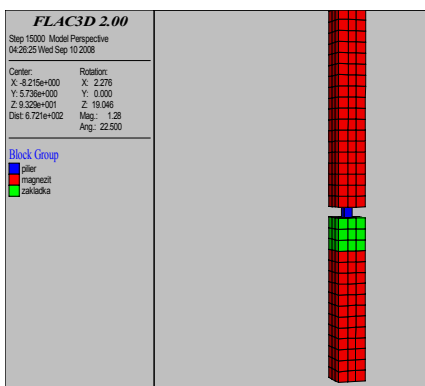
Ak sa prevádza likvidácia vyrúbaných priestorov zakladaním, základka tiež môže ovplyvňovať nosnú schopnosť VBP.

Z vyššie uvedeného vyplýva, že únosnosť VBP ovplyvňuje široká škála faktorov. Zohľadnenie vplyvu týchto faktorov v analytickom vyjadrení je problematické až nemožné. Pri riešení takýchto problémov sa v súčasnosti s výhodou používa hlavne matematické modelovanie, ktoré bolo použité pri riešení vplyvu základky a vyosenia na stabilitu VBP o čom pojednáva ďalšia časť príspevku.

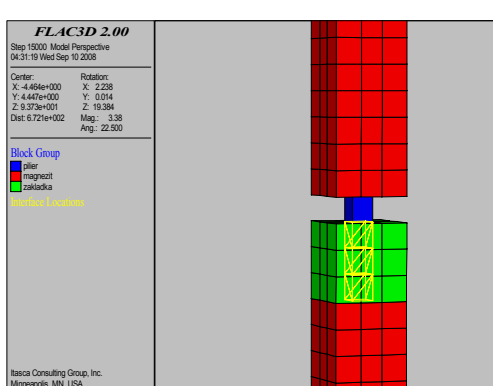
Vplyv základky na stabilitu VBP

Pri výstupkovom dobývaní dochádza k selektívnej ťažbe so zakladaním vydobytých priestorov. Ako základkový materiál sa používa odpad z úpravárenských technológií a úžitková surovina, ktorá nevyhovuje kvalitatívnym požiadavkám. Základka sa dopravuje cez základkový komín na príslušnú lávku kde sa pomocou prepravníkových nakladačov rozmiestňuje po výstupku. Pri modelovaní vplyvu základky na stabilitu VBP bol použitý materiálový model pre základku s takými vlastnosťami, ktoré sa čo najviac približujú reálnym vlastnostiam základky (obr. 2).

Modelovala sa 24 m výška výstupku s 18 m výškou základky, vnútroblokový pilier mal pôdorysné rozmery 5x5 m. Pri stanovení fyzikálno–mechanických vlastností základky sa vychádzalo z meraní, ktoré boli realizované na výstupku V- 601 na košickom ložisku Bankov. V rámci meraní in-situ sa na výstupku realizovali statické zaťažovacie skúšky doskou, dynamické penetračné skúšky, stanovovala sa zrnitosť, zhutniteľnosť a objemová hmotnosť základky.



Obr. 2 Materiálový model základky



Obr. 3 Deliaci vrstva - interfaces

Základka bola modelovaná materiálom, ktorého vlastnosti (viď nižšie) sa odlišovali od vlastností materiálov tvoriacich horninový masív (magnezit a piliér). Pre základkový materiál bola stanovená krivka zrnitosti, podľa ktorej je materiál charakterizovaný ako štrk hlinito-piesčitý. Kontakt medzi piliérom a základkou bol tvorený deliacou vrstvou – pomocou funkcie interfaces, ktorú ma k dispozícii použitý program (obr. 3). Pre deliacu vrstvu boli použité tieto vlastnosti:

- ☐ normálová tuhosť $k_n = 2009 \text{ MPa/m}$,
- ☐ šmyková tuhosť $k_s = 707 \text{ MPa/m}$,
- ☐ uhol vnútorného trenia kontaktu magnezit – základka $\phi_k = 30^\circ$.

Pri výpočtoch boli použité tieto vlastnosti základky:

E (modul pružnosti) = 200 MPa

ϕ (uhol vnútorného trenia) = 33°

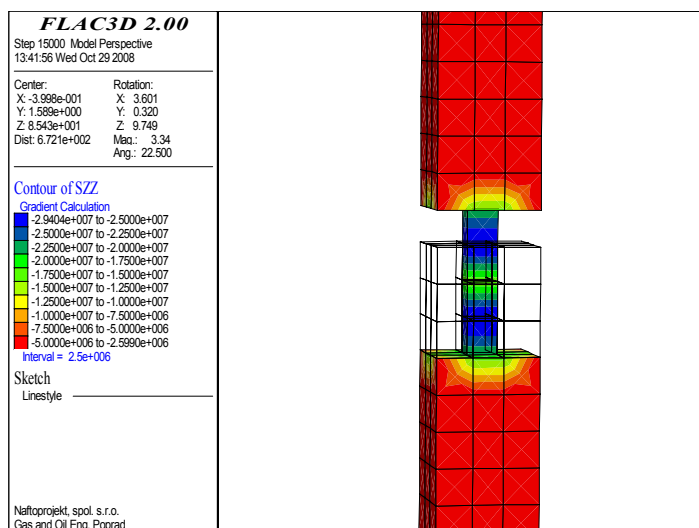
ρ_0 (objemová hmotnosť) = 2200 kg.m^{-3}

Vlastnosti magnezitu, piliera a inicializačné napätia boli prevzaté z predchádzajúcich úloh, ktoré boli riešené v minulosti v období rokov 2002-2006 [1],[4].

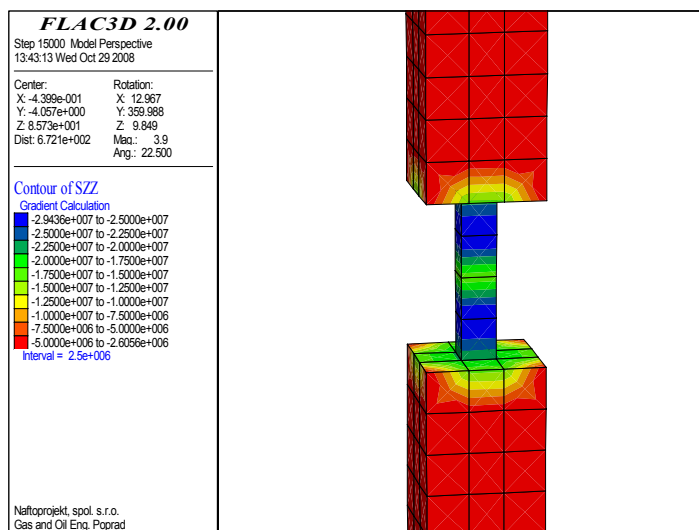
Pre posúdenie vplyvu základky na stabilitu vnútroblokových pilierov boli použité maximálne hodnoty normálových napätí v príslušných smeroch (S_{xx} , S_{yy} , S_{zz}), maximálne hodnoty stredných hlavných napätí (S_{mid}) a hodnoty priemerných deformácií ($DispM$) v spodnej časti piliera. Porovnávali sa výstupné parametre (tab. 1) medzi modelom bez základky a so základkou. Na obr. 4 a 5 je zachytená zmena normálových napätí S_{zz} pre model bez základky a so základkou. Výstupné hodnoty napätí sú uvádzané v [Pa], záporné hodnoty predstavujú tlakové napätia, deformácie sú uvádzané v [m] .

Tab. 1 Hodnoty porovnávaných parametrov

Model	S_{xx} [Mpa]	S_{yy} [Mpa]	S_{zz} [Mpa]	S_{mid} [Mpa]	$DispM$ [m]
bez základky	2,8472	2,8466	29,436	2,5268	$2,29 \cdot 10^{-3}$
so základkou	2,8258	2,8321	29,404	2,5149	$1,77 \cdot 10^{-3}$



Obr. 4 Priebeh S_{zz} – model bez základky



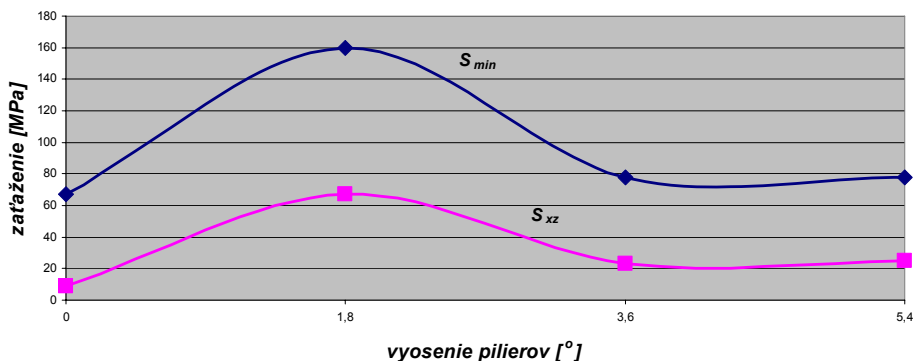
Obr. 5 Priebeh Szz – model so základkou

Vyššie uvedené hodnoty (tab. 1) normálových napätí v príslušných smeroch, priemerné hodnoty deformácií ako aj hodnoty stredných hlavných napätí poukazujú na nepatrný vplyv základky na napäťovo-deformačný stav vnútroblockových pilierov pri daných okrajových podmienkach. Pri modeloch bez a so základkou nedochádza taktiež k zmenám priebehu sledovaných veličín.

Vplyv vyosenia pilierov na ich stabilitu

Ďalší z technologických faktorov, ktorý môže ovplyvniť negatívnym spôsobom stabilitu VBP je ich vyosenie. Matematickým modelovaním bolo posudzované vyosenie 1,8°, 3,6° a 5,4° oproti východzie mu stavu (pilier bez vyosenia). Pre jednotlivé varianty bola vyhodnocovaná maximálna hodnota maximálneho hlavného napätia S_{min} , maximum šmykového napätia S_{xz} a maximálne posunutie v oblasti stropnej časti vnútroblockového piliera (obr. 6, 7).

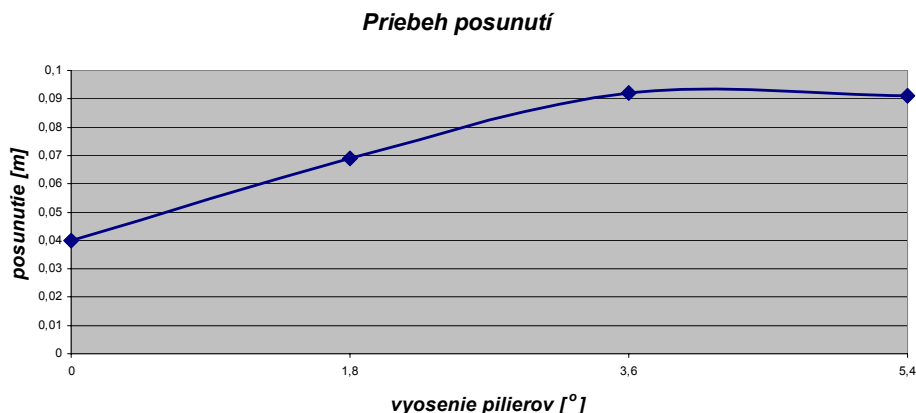
Priebeh maxim S_{min} a S_{xz}



Obr. 6 Zmena S_{min} a S_{xz} v závislosti od vyosenia pilierov

Priebeh zmeny S_{min} a S_{xz} v závislosti od zmeny vyosenia piliera je podobný. Z východzej polohy (pilier bez vyosenia) po vyosenie na úrovni $1,8^\circ$ dochádza k výraznému cca 2,5 násobnému nárastu S_{min} a S_{xz} . Pri vyosení $3,6^\circ$ a $5,4^\circ$ dochádza oproti východziemu stavu k miernemu cca 25 % nárastu sledovaných napätí.

Zmena veľkosti deformácie na vnútroblokovom pilieri pri zmene vyosenia piliera (obr. 7) má iný priebeh ako pri sledovaných napätiach (obr. 6). Z východzej polohy po úroveň vyosenia $3,6^\circ$ dochádza k lineárnemu cca 2 násobnému nárastu deformácií. Od tejto úrovne po vyosenie $5,4^\circ$ sa sledované posunutia prakticky nemenia.



Obr. 7 Zmena deformácie vnútroblokového piliera v závislosti od vyosenia pilierov

Záver

Stabilita vnútroblokových pilierov mechanizovaného výstupku pri ťažbe magnezitu je stále nedoriešeným geotechnickým problémom. Ovplyvňuje ju kombinácia prírodných a technologických faktorov, ktorých váha závisí od konkrétnej geotechnickej situácie. Vzhľadom na vysoké pevnosti (tlak, ťah, ohyb) magnezitu a dolomitu, ktorý je najčastejším sprievodným horninovým typom na magnezitových ložiskách ako aj slabý vplyv vody (vysoká hodnota koeficienta zmäknutia) na ich mechanické vlastnosti je menej dôležitým aspektom nestability VBP samotný horninový materiál, ktorý je schopný prenášať aj vysoké hodnoty zaťaženia. Väčšiu úlohu pri stabilite VBP zohráva ich tektonická porušenosť resp. prítomnosť preplástkov, čo v kombinácii so zvýšeným zaťažením spôsobuje porušovanie až totálnu deštrukciu pilierov. Zvýšené zaťaženie pilierov môže byť spôsobené napr. polohou piliera v porubnom poli (pri prehýbajúcom sa priamom nadloží sú viac zaťažované stredové piliere), klenbovým účinkom z vyššie nezlikvidovaných obzorov ale aj nedodrzaním technologickej disciplíny kde vplyvom predimenzovaných ťhacích prác môže dôjsť k zmenšeniu účinného prierezu, na ktorý nebol pilier dimenzovaný.

Vplyv základky je technologický faktor, ktorý pri daných okrajových podmienkach ovplyvňuje únosnosť ochranných pilierov vo veľmi malej miere, čo dokumentujú výsledky matematického modelovania. Podstatne väčší vplyv na napäťovo-deformačný stav vnútroblokových pilierov má ich vyosenia. Nedodrzaním závislosti pilierov dochádza k viac ako dvojnásobnému zvýšeniu zaťaženia pilierov, čo sa v kombinácii s inými faktormi môže prejaviť v znížení ich stability. Dodržiavanie

technologickej disciplíny, priebežná kontrola zvislosti VBP môžu výrazným spôsobom pozitívne ovplyvniť stabilitu vnútroblokových pilierov.

Príspevok vznikol v rámci riešenia grantového projektu VEGA č. 1/0447/08.

Literatúra

- [1] ĎUROVE, J. & VAVREK, P. *Analýza napäťovo-deformačných stavov a prepočet stability dobývacieho sektoru B so zohľadnením štruktúrnych podmienok a aktuálnych stavov vnútroblokových pilierov*. Výsk.správa k bodu č.2 z I. etapy riešenia ZoD zo dňa 26. 3. 2004 (zodp.riešiteľ prof. Sasvari). F BERG TU v Košiciach, november 2004.
- [2] HOEK, E. *A Brief History of the Hoek – Brown Criterion*, Program: „Roc Lab“, 2002.
- [3] MUŽÍK, L. a kol. *Určení napěťo-deformačních stavu na magnezitovém ložisku Miková*. Výskumná správa, Ústav geologie a geotechniky ČSAV, Praha, 1979.
- [4] VAVREK, P. *Komplexný prepočet stabilitných podmienok a návrh stabilného riešenia na sektore B a v oblasti bariérneho piliera*. Časť: *Matematické modelovanie*. Košice, október 2005.

Oponentní posudek vypracoval:

Doc. Ing. Petr Konečný, CSc., Ústav geoniky AVČR, v.v.i., Ostrava

Jozef VISKUP¹

POSÚDENIE SEIZMICKÉHO OHROZENIA VODNEJ NÁDRŽE JABLONICA

EVALUATION OF SEISMIC HAZARD OF WATER DAM JABLONICA

Abstrakt

Vodní nádrž Jablonica se nachází v blízkosti zemětřesné oblasti u Dobré Vody. Účelem těchto výpočtů je přehodnocení seizmické bezpečnosti této vodní nádrže podle nyní platné slovenské normy STN 73 0036 a srovnání výsledků se seizmickými návrhovými parametry použitými při stavbě.

Abstract

Water dam Jablonica is situated near the earthquake foci in Dobrá Voda. The purpose of this computations is to re-evaluate the seismic safety of this water dam according to at present valid Slovak standard STN 73 0036 and to compare it with the seismic design parameters during construction.

Úvod

V rámci výskumnej úlohy 4/4041/07 bolo treba posúdiť seizmické ohrozenie Vodnej nádrže Jablonica.

Vodní nádrž Jablonica (Obr.1) sa nachádza v Malých Karpátach v blízkosti obce Jablonica, ktorá sa nachádza pri Senici nad Myjavou a Brezovej pod Bradlom. Postavená bola v r.1976 a slúži na poľnohospodárske účely (na zavlažovanie) a chov rýb. Koruna hrádze má geografické súradnice 48.597841°N, 17.445388°E, kóta koruny hrádze sa nachádza v nadmorskej výške 241.5 m n. m., kóta maximálneho vzdutia je 239,9 m n. m., maximálna výška hrádze je 11m, dĺžka hrádze je 165.00 m, maximálna šírka nádrže je 180 m, maximálna dĺžka nádrže je 520 m, kóta terénu je 230 m. n. m. jej výška je hrádza má rozlohu 8 ha.

Seizmicita záujmovej oblasti

Geologické pomery

Z geomorfologického hľadiska je súčasťou masívu Malých Karpát. Z geomorfologického hľadiska záujmové územie patrí do oblasti Záhorskej nížiny, celku Chvojnickej pahorkatiny a podcelku Senickej pahorkatiny. Zo severnej, SZ a SV strany je ohraničené Unínskou pahorkatinou, z východnej strany myjavskou pahorkatinou,

¹ RNDr. Jozef Viskup, CSc., Univerzita Komenského, Prírodovedecká fakulta, Mlynská dolina, Bratislava, Slovensko, e.mai: viskup@nic.fns.uniba.sk

z južnej strany je ohraničené podmalokarpatskou zníženinou a z juhovýchodnej strany Myjavskou nivou.

Záujmové územie je súčasťou vnútroalpskej Viedenskej panvy – budované neogénnymi sedimentmi, prekryté kvartérom.

Senická pahorkatina tvorí rovinný, mierne až stredne zvlnený reliéf s amplitúdou medzi 0 – 150 m a stredným uhlom sklonu pod 6°, nadmorská výška sa mení medzi 250 – 300 m. Pahorkatinu charakterizujú široké chrbty a rozvetvené úvalinové doliny.



Obr. 1 Vodná nádrž Jablonica

Seizmotektonické pomery

Senická pahorkatina je súčasťou Chvojnickej pahorkatiny (Baňacký, 1996; Salaj, 1987) a táto je súčasťou Viedenskej panvy. Sedimenty vyplňajúce Viedenskú panvu sú porušené zlomami, ktoré vznikali resp. boli aktívne aj počas neogénu. Analýza krehkých deformácií umožnila rozlíšiť zlomy, ktoré vznikli alebo sa reaktivovali v troch paleostresových poliach.

Najstaršie sú spodnomiocénne zlomy, ktoré vznikali, alebo sa reaktivovali v paleostresovom poli s kompresiou v smere sz.- jv. (podľa dnešných koordinát). V takomto stresovom poli boli aktívne poklesové zlomy sz. - jv. smeru, strižné pravé zjz. - vsv. smeru a strižné ľavé zlomy s.- j. smeru.

Lokalitou Senica cez plánovanú trasu cesty prechádza mikulášsko-brezovský zlom SV - JZ smeru. V blízkosti prechádza seizmoaktívny Záhorsko-Humenský zlomový systém (Procházková, 1988) sz. –jv. smeru. Marko a Kováč (1995, 1996) vyčleňujú seizmoaktívny zlomový systém sz. – jv. smeru, ktorý sa ťahne v blízkosti Senice a odčleňuje bradlové pásmo a vonkajšie flyšové pásmo. V blízkosti Senice ďalej prechádza dubnický zlom taktiež sv. – jz. smeru. V blízkosti Senice cez Myjavu sa nachádza farský zlom, v neskorších prácach ho Kováč M., Marko F., Kováč P. (1996) nazývajú myjavský zlom.

Kolmo na tieto zlomy prechádza týmto územím ľudinsky (dobrovodský) zlomový systém., ktorý sa ťahne z Moravy až po Štúrovo.

Naprieč Malými Karpatmi prechádza malokarpatský zlom SV - JZ smeru, ktorý sa v severnej časti nazýva smolenický zlom. Uvedené zlomy sú na Obr. 2.

Výskyt zemetrasenia možno očakávať v ktorejkoľvek časti zlomu, teda aj priamo v Jablonici. Lokalita Jablonica môže byť postihnutá priamo účinkami zemetrasenia vzniknutého na plavecko-dobrovodskom zlome, mikulášsko-brezovskom, smolenickom zlome, skalickom, mikulášsko-brezovskom a dubnickom zlome, záhorskó-humenskom zlomovom systéme. alebo zo zlomov zo širšieho okolia a i.



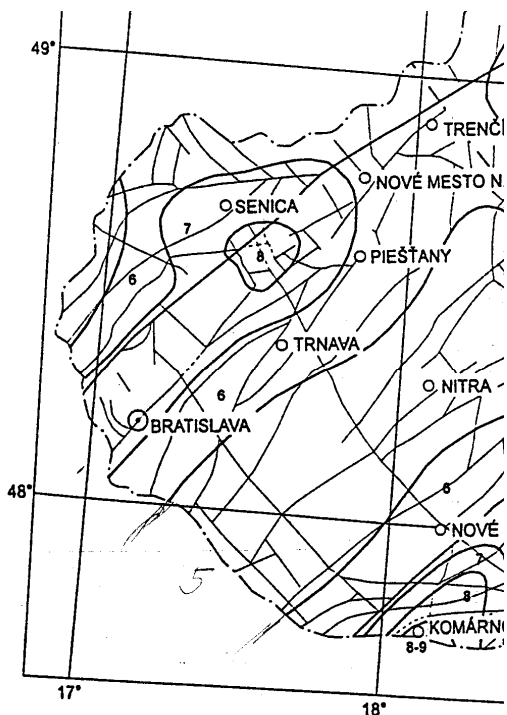
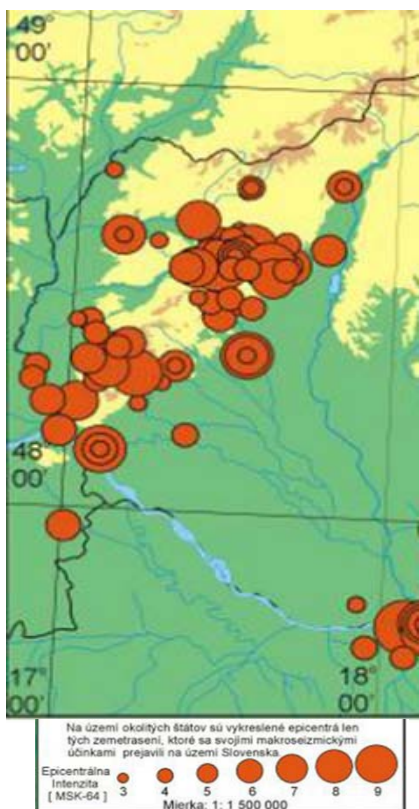
Maximálne pozorované a očakávané makroseizmické intenzity

Procházková, Brouček (1983) uvádzajú na mape maximálnych očakávaných intenzít v ČSSR zostrojenej na základe rozloženia najväčších pozorovaných intenzít,

máp izoseist a typických izoseist pre oblasť Senica 7°MSK-64 stupnice, pre oblasť Jablonica 8°MSK-64, túto hodnotu uvádzajú aj na mape zobecnených maximálnych intenzít v ČSR.

Schenk, Mantlík (1985) uvádzajú maximálnu očakávanú makroseizmickú intenzitu pre oblasť Jablonica 8°MSK-64, Procházková, Brouček (1986) uvádzajú na oboch mapách najväčších očakávaných makroseizmických intenzít v Československu (2 varianty) pre oblasť pre oblasť Jablonica 8°MSK-64, Procházková, Schenk (1986) uvádzajú na 2 mapách očakávaných a najväčších makroseizmických intenzít na území ČSSR pre oblasť Jablonica 8°MSK-64, Brouček, Kárník, Procházková, Schenk, Schenková (1987) na základe výsledkov seizmického rajónovania uvádzajú očakávanú v oblasti Jablonice uvádzajú 8°MSK-64. Tento údaj bol aj uvedený v návrhu ČSN 73 0036 z r.1987 a jej neskorších upravovaných návrhoch.

Ohniská zemetrasení



Obr. 3 Ohniská zemetrasení v širšom okolí Vodnej nádrže Jablonica

Obr. 4 Seizmotektonická mapa Slovenska v oblasti Malých Karpát (upravené podľa STN 73 0036)

Tab. 1 Ohniská zemetrasení v okolí VN Jablonica v r.1967-2006

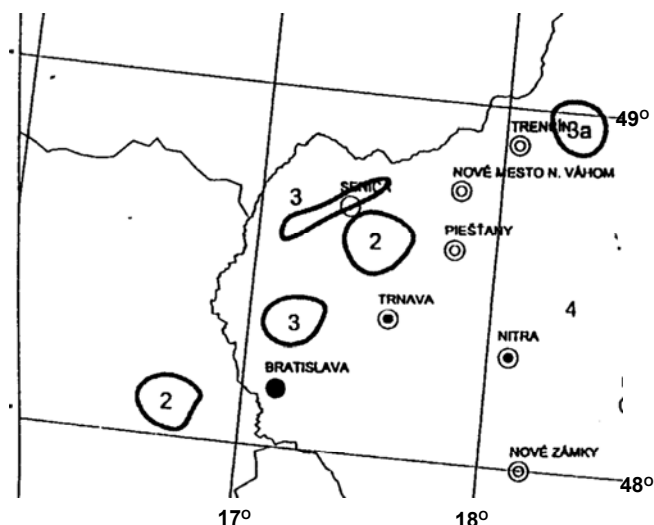
Rok	Mesiac	Deň	λ	Φ	h	M	Δ
1805			48.60	17.65		3.5, $I_0 = 5$	15
1815			48.60	17.65		2.9, $I_0 = 4$	15
1815	06	15	48.60	17.67			16.5
1842	01	01	48.62	17.72		2.9, $I_0 = 4$	16.8
1852	11	15	48.66	17.17		3.9, $I_0 = 5.5$	21.4
1865	11	15	48.66	17.17			21.4
1894	03	04	48.60	17.54		$I_0 = 3$	7
1904	04	19	48.60	17.54		2.0, $I_0 = 3$	7
1904	04	20	48.61	17.42		4.2, $I_0 = 7$	2.3
1906	01	09	48.59	17.46		5.6, $I_0 = 8$	1.4
1906	01	10	48.62	17.44		3.5, $I_0 = 5$	2.5
1906	01	10	48.62	17.72		2.2, $I_0 = 3$	20.34
1906	01	10	48.62	17.44		2.9, $I_0 = 4$	2.5
1906	01	15	48.60	17.54		2.9, $I_0 = 4$	7
1906	01	16	48.60	17.54	8	5.3, $I_0 = 7.5$	7
1906	02	04	48.60	17.54		2.5, $I_0 = 3.5$	7
1906	02	12	48.60	17.54		2.9, $I_0 = 4$	7
1906	03	09	48.60	17.54		3.5, $I_0 = 5$	7
1906	03	24	48.62	17.44		2.9, $I_0 = 4$	2.5
1906	03	31	48.60	17.54		2.9, $I_0 = 4$	7
1930	03	05	48.59	17.64		4.7, $I_0 = 7$	14.3
1930	05	23	48.59	17.64		4.7, $I_0 = 7$	14.3
1967	06	17	48.59	17.28		3.5, $I_0 = 5$	12.2
1967	12	03	48.57	17.39		4.2, $I_0 = 6$	5.1
1973	10	28	48.42	17.08	2	neurčené	33.4
1974	12	09	48.17	16.86	10	neurčené	62
1975	09	11	48.58	17.46		neurčené	2.3
1976	08	24	48.59	17.34	33	3.5, $I_0 = 5$	7.8
1977	04	11	48.53	17.53		3.2, $I_0 = 4.5$	9.8
1980	03	21	48.54	17.32		2.5, $I_0 = 3.5$	11.2
2000	05	28	48.54	17.44	5	2.80	6.4
2003	09	19	48.55	17.55	10	3.0	9.4

V uvedenej tabuľke je λ zemepisná šírka a ϕ zemepisná dĺžka, M – magnitúdo, h – hĺbka ohniska, Δ – vzdialenosť od VN Jablonice (48.597841°N, 17.445388°E)

Spektrá Seizmickej odozvy

Zdrojové oblasti seizmického rizika

V zmysle STN 73 0036 „Seizmické zaťaženie stavieb“, majú na Vodnú nádrž Jablonica vplyv nasledujúce 3 zdrojové oblasti seizmického rizika (obr.5)



Obr. 5 Zdrojové oblasti seizmického rizika pre Vodnú nádrž Jablonica

- 1 - Dobrá Voda – seizmická oblasť 2, $a_r = 0.1g$
- 2 - Šaštín – seizmická oblasť 3, $a_r = 0.06g$
- 3 - Pernek – seizmická oblasť 3, $a_r = 0.06g$
- 4 - Wien - Wiener Neustadt – seizmická oblasť 2, $a_r = 0.1g$

Konštatujeme, že zdrojová oblasť seizmického rizika Dobrá Voda je dominantná so svojimi účinkami na prejavy seizmicity v Vodnej nádrži Jablonica.

Kategorizácia podložia

Najpodstatnejší parameter pri posudzovaní seizmicity je kategorizácia podložia. V STN 73 0036, str.18 sa uvádza, že kategóriu podložia B tvoria vrstvy uľahých pieskov, štrkov alebo stredne tuhých ílov charakterizované rýchlosťou šmykových vln vs od 250 m.s^{-1} do 400 m.s^{-1} v hĺbke 10 m a rastúcou na 350 m.s^{-1} až 800 m.s^{-1} v hĺbke 50 m. Kategóriu C tvoria vrstvy zemín charakterizované rýchlosťou priečných vln vs od $180\text{-}250 \text{ m.s}^{-1}$ do 250 m.s^{-1} v horných 20 m. Vrstvu kategórie D tvoria zeminy s rýchlosťou nižšou ako 180 m.s^{-1} .

V archíve Geofondu sme preštudovali celý komplex vrtných prác s cieľom zistiť geologickú stavbu skúmanej oblasti.

Pre názornosť uvádzame údaje zo správy Kertésza (1988) o vyhodnotení hydrogeologického prieskumu vykonaného v lokalite Jablonica medzi železnicou a cestou do Senice. Jadrový vrt č.1: íly: 1.5 – 2.3 m, 4.60-5.5 m, 5.75 – 5.80 m, 9.00 – 10.30, 13.0 – 15.0.

Jadrový vrt č.2: íly: 3.70 – 15 m

Jadrový vrt č.3: íly: 1.10 -3.75, 5.5 – 16.0

Jadrový vrt HGBP1: íly: 1.30 – 10.0 m

Jadrový vrt HGBP2: íly: 2.30 – 10.0 m

Jadrový vrt HGBP3: íly: 1.30 – 10.0 m

Jadrový vrt HGBP4: íly: 1.70 – 10.0 m

Ďalej uvádzame údaj zo správy Jendraššáka (1979), v ktorej vyhodnocuje hydrogeologický prieskumný vrtu J - 2 v tejto oblasti, vykonaný pre elektrifikáciu železnice v Jablonici. Autor konštatuje výskyt ílov v hĺbke 11.00 – 25 m. Podobné konštatovania sú i v prácach Šikulu (1991), Kováča (1984) a ďalších.

V rámci výskumných úloh sme v minulosti vykonali celý rad meraní s cieľom zistiť rýchlosti šírenia priečných vĺn na území Bratislavy i Slovenska. V íloch sme nezískali hodnoty rýchlosti, ktoré by umožnili zaradiť íly do kategórie podložja B, získané hodnoty rýchlosti šírenia priečného vlnenia umožňujú íly zaradiť do kategórie podložja D, výnimočne C. Potvrdzujú to i údaje získané porovnávaním hodnôt rýchlosti šírenia priečných vĺn v publikovanej domácej i zahraničnej literatúre. V prípade výskytu seizmickej udalosti sú z hľadiska zraniteľnosti súdržné zeminy - íly najzraniteľnejšie. Zraniteľné sú tiež piesky, nakoľko pri ich určitej mocnosti a hodnote zrýchlenia, dochádza k ich stekuteniu.

Na základe horeuvedeného a údajov uvedených v rôznych publikovaných citovaných správach, z prác citovaných v literatúre k tomuto posudku, ako i vlastnej databázy údajov o rýchlostiach priečných vĺn (citovaných v literatúre). možno v zmysle STN 73 0036 podložie v lokalite Vodná nádrž Jablonica zaradiť do kategórie D.

Základné seizmické zrýchlenie

Na základe kategorizácie pôd pre epicentrálnu oblasť prislúchajú teda nasledujúce hodnoty základného seizmického zrýchlenia:

Dobrá Voda – seizmická oblasť 2, $a_r = 0.1g$

Šaštín – seizmická oblasť 3, $a_r = 0.06g$

Pernek – seizmická oblasť 3, $a_r = 0.06g$

Wien - Wiener Neustadt – seizmická oblasť 2, $a_r = 0.1g$

Ako už bolo konštatované v 3.1, zdrojová oblasť seizmického rizika Dobrá Voda je dominantná so svojimi účinkami na prejavy seizmicity v lokalite Vodnej nádrže Jablonica.

Návrhové seizmické zrýchlenie

Záujmová lokalita Vodnej nádrže Jablonica sa nachádza priamo v epicentrálnej oblasti v zdrojovej oblasti seizmického rizika 2, preto treba pre stanovenie návrhového seizmického zrýchlenia postupovať v zmysle normy STN 73 0036, čl.4.1.2.4, pre kategóriu podložja D. Vypočítané hodnoty návrhového seizmického zrýchlenia pre Vodnú nádrž Jablonica od jednotlivých zdrojových oblastí seizmického rizika (seizmogénnych zón) sú nasledujúce: Dobrá Voda – seizmická oblasť 2, $a_g = 0.15g$

Šaštín – seizmická oblasť 3, $a_g = 0.045g$

Pernek – seizmická oblasť 3, $a_g = 0.0414g$

Wien - Wiener Neustadt – seizmická oblasť 2, $a_g = 0.01875g$

Z uvedeného vyplýva, že najväčší význam pre danú lokalitu má seizmická oblasť zdrojového rizika Dobrá Voda.

Návrhové seizmické zrýchlenie pre Vodnú nádrž Jablonica je

$$a_g = 0.15g = 1.5 \text{ m.s}^{-2}.$$

Vo výpočtoch návrhového seizmického zrýchlenia a_g bola uvažovaná najnepriaznivejšia kategória podložia – D.

Normové spektrá seizmickej odozvy

Návrhové seizmické zrýchlenie je $a_g = 0.15 g = 1.5 \text{ m.s}^{-2}$.

Normová hodnota spektrálneho zrýchlenia pri nulovej perióde je

Zrýchlenie pri nulovej perióde (zero period acceleration) je

$$\text{ZPA} = 0.135 g = 1.35 \text{ m.s}^{-2}.$$

Normová hodnota maximálneho spektra seizmickej odozvy je

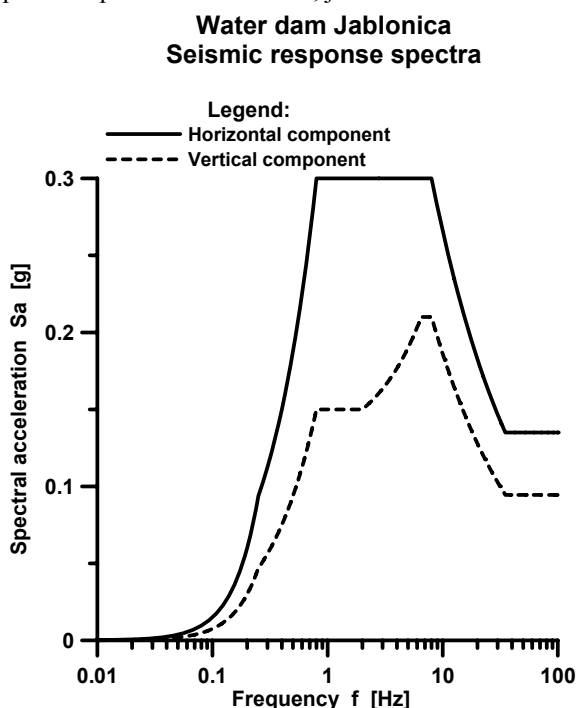
$$S_a(\text{max}) = 0.3g = 3.0 \text{ m.s}^{-2}.$$

Kontrolné periódy $T_A = 0.029 \text{ sec}$, $T_B = 0.125 \text{ sec}$, $T_C = 1.25 \text{ sec}$, $T_D = 4.0 \text{ sec}$.

Špičková hodnota seizmického pohybu na povrchu terénu voľného poľa je

$$d_g = 0.3375 \text{ m} = 33.75 \text{ cm}.$$

Graficky znázornené normové spektrum seizmickej hodnoty pre lokalitu Vodná nádrž Jablonica, vypočítané podľa STN 73 0036, je na obr. č. 6.



Obr. 6 Normové spektrum pre lokalitu Vodná nádrž Jablonica

Záver

Ako vyplýva z geologických správ k uvedenej lokalite, ktoré sa podarilo získať v Geofonde, Vodná nádrž Jablonica bola projektovaná pre oblasť 6°MCS (Banič, 1971, str.4), nakoľko autori správy uvádzajú tento stupeň seizmicity. Hodnote 6°MCS v zmysle vtedy platnej normy ČSN 73 0036 zodpovedá základný seizmický súčiniteľ $K = 0.025$. Súčiniteľu K zodpovedá základné seizmické zrýchlenie a_r , pre Vodnú nádrž Jablonica je avšak hodnota a_r 4x vyššia, než hodnota K . Z uvedeného vyplýva, že Vodná nádrž Jablonica v súčasnosti nespĺňa požiadavky kladené na seizmickú bezpečnosť. Navyiac, táto je postavená priamo v zdrojovej oblasti seizmického rizika Dobrá Voda a ako vyplýva z Tab.1, najbližšie zemetrasenia mali epicentrá vo vzdialenosti 1.4 km a 2.5 km od vodnej nádrže. Nevýhoda je tá, že po zániku Poľnohospodárskeho projektového ústavu v Bratislave, ktorý projektoval túto nádrž, nie je k dispozícii dokumentácia o statických výpočtoch týkajúcich sa tejto nádrže a to isté platí aj o nádržiach projektovaných Hydrokonzultom Bratislava, ktorý viac menej taktiež zanikol.

Úloha vznikla a bola riešená v rámci grantovej úlohy I/4041/07.

Literatúra

- [1] STN 73 0036 *Seizmické zaťaženie stavebných konštrukcií*. Úrad pre normalizáciu, metrológiu a skúšobníctvo SR, Bratislava, 1997, 68s.
- [2] BAŇACKÝ, V. *Vysvetlivky ku geologickej mape chvojnickej pahorkatiny a severnej časti borskej nížiny*. Vydavateľstvo D. Štúra, Bratislava, 1996, 145 s.
- [3] BANIČ, J. *Doplňujúci inžiniersko-geologický prieskum pre nádrž na Zrúbanskom potoku – Jablonica*. Pôdohospodársky projektový ústav, Bratislava, 1971.
- [4] HRAŠNA, M. The New Map of Seismic Zonation of Slovak Republic. *Acta Geologica Universitatis Comenianae*. 1997, Nr.52, pp.55-57.
- [5] JENDRAŠŠÁK, E. *Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumného vrtu J-2 pre elektrifikáciu železnice v Jablonici*. 1979, 7 s.
- [6] KÁRNÍK, V., MICHAL, E. & MOLNÁR, A. Katalog zemětřesení na území ČSR. *Geofyzikální sborník*, 1957, No 61 – 71, Nakladatelství Československé akademie věd, Praha, 411 – 598 s.
- [7] KÁRNÍK, V., PROCHÁZKOVÁ, D., SCHENK, V. & SCHENKOVÁ, Z. Seismicity of Czechoslovakia and Europe. In: *Geophysical Synthesis in Czechoslovakia*, Bratislava, 1981, pp. 221-242.
- [8] KERTÉSZ, A. *Breziny – hydrogeologický prieskum, vyhodnotenie vrtov*. Stredisko geologického prieskumu, Š.M. n.p. Lieskov, 1988, 10 s.
- [9] KOVÁČ, M. *Stratigrafia a vzťah neogénnej výplne jablonickej kotliny k ďalším priestorom severnej časti Malých Karpát*. Geologický ústav SAV, Bratislava, 1984, 121 s.
- [10] MARKO, F. & KOVÁČ, P., 1995. Mapa hlavných zlomových línií širšieho regiónu Západných Karpát. In: HRUŠECKÝ, I. et al. *Western Carpathians -*

Favourable Structural-tectonic Features from View Point of the Hydrocarbon Exploration. Study for Slov.Min. of Envir. Geofond, Bratislava, 1996, 90 s.

- [11] MARKO, F. & KOVÁČ, P. Map of Important Faults Affecting the Western Carpathians and Surrounding Area. In *Západné Karpaty - priaznivé prvky štruktúrno-tektonickej stavby z hľadiska vyhľadávania uhl'ovodíkov*. Zodp. rieš. HRUŠECKÝ, I., VVNP SPP Bratislava, 1996, Manuscript, 90 s.
- [12] PROCHÁZKOVÁ, D. Zemětřesení v ČSSR. s. 49-65. In *Předpoěd' účinků zemětřesení na významných lokalitách v Československu*. Katedra geofyziky a meteorologie UK, Praha, 1985, 395 s.
- [13] PROCHÁZKOVÁ, D. & BROUČEK, I., 1983. *Mapa maximálnych intenzít v ČSSR a Zobecnená mapa maximálnych intenzít v ČSR*. In: Procházková (1985).
- [14] PROCHÁZKOVÁ, D. & BROUČEK, I. *Map of the Largest Earthquake Intensities on the Territory of Czechoslovakia*. Geoph. Inst. of the Slovak Academy of Sciences, Bratislava, 186, Vol.16, pp.25-32
- [15] PROCHÁZKOVÁ, D. & SCHENK, V. Makroseismické pole a hlavní strukturní směry. s. 205-213. In *Geofyzikální model litosféry*. Geof. ústav ČSAV Praha., 1986, 406 s.
- [16] SALAJ, J. *Vysvetlivky ku geologickej mape Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát*. GÚDŠ, Bratislava, 1987, 183 s.
- [17] SCHENK, V. & MANTLÍK, F. *Map of Maximum Expected Macro seismic Intensity in Czechoslovakia*. Czechoslovak Academy of Sciences, Prague, 1985, pp.440 - 445
- [18] ŠIKULA, G. *Jablonica – ČOV a kanalizácia*. Geologická správa. GEOHYCO , Bratislava, 1991, 26 s.
- [19] VISKUP, J. Očakávané magnitúda a intenzity zemetrasení vypočítané na podklade seizmotektonickej mapy Slovenska a STN 73 0036. In *Geológia a životné prostredie*. Geologická služba SR, Bratislava, 1998, 112 – 114 s.
- [20] VISKUP, J. Očakávané makroseismické intenzity zemetrasenia stanovené na základe seizmotektonickej mapy Slovenska a STN 73 0036. In *Současné směry v seizmologii a inženýrske geofyzice*. Ústav geoniky, AV ČR, Ostrava, 1998, 20 – 29 s.
- [21] VISKUP, J. Magnitudes and Intensity of Potential Earthquakes Established on the Base of the New Seismotectonic Map of Slovakia. *Contribution to Geophysics & Geodesy*, Geophysical Institute, Slovak Academy of Science, Vol.29, No.2, 1999, 134 s.
- [22] VISKUP, J. Expected Magnitudes and Intensities of the Earthquakes Established on the Basis of the New Seismotectonic Map of Slovakia. In *Seismotectonic seminar*. Geocenter Vienna. 1999, Institute of Geophysics, University of Vienna, Abstract.

Oponentní posudek vypracoval:

Doc. Ing. Vlastimil Salajka, CSc., Vysoké učení technické v Brně, FAST

Jozef VISKUP¹

**POROVNANIE SPEKTIER SEIZMICKEJ ODOZVY Z JEDNEJ A Z TROCH
ZLOŽIEK AKCELEROGRAMU**

**COMPARISON OF SEISMIC RESPONSE SPECTRA FOR ONE AND THREE
COMPONENTS OF ACCELEROGRAMS**

Abstrakt

Vstupní akceleroqram je jedním ze vstupních dat pro výpočet spektra odezvy. Obvykle se používá pouze jedna ze tří složek, a to horizontální složka s větší maximální hodnotou zrychlení. Do seizmického software lze vkládat různé akceleroqramy, pouze však jen jedna složka. Při použití všech tří složek získáváme různá spektra odezvy.

Abstract

Input accelerogram is one of the input data for seismic response spectra computations. Usually only one component from all three components is applied, usually the horizontal component with higher value of peak ground acceleration. As part of seismic software are attached different accelerograms but only one component. Applying all three components the different seismic response spectra are obtained.

Úvod

Vo výpočtoch seizmického zaťaženia je jeden zo vstupných údajov pre výpočet seizmickej sily seizmické zrýchlenie, ktoré sa v súčasnosti stanovuje zo spektra seizmickej odezvy. Spektrum seizmickej odezvy sa stanovuje z akceleroqramu zemetrasenia.

Z publikovanej literatúry [1], [2], [3] je zřejmé, že autori použili vo výpočtoch iba jeden akceleroqram zemetrasenia, avšak môžeme sa iba domnievať, že použili tú s vyššou hodnotou špičkového zrýchlenia z reálne zaznamenaných troch zložiek akceleroqramu. Tak isto ku komerčným programom (D-MOD_2, DEEPSOIL, FLUSH, OPENSEES, SHAKE 98, SUMDESS, TESS, TELDYN) sa dodávajú akceleroqramy, zvyčajne však iba jedna zložka a tiež možno iba predpokladať, že je to tá s vyššou hodnotou špičkového zrýchlenia. V STN 73 0036 v čl. 4.3.3.2.5 [4] sa uvádza, že minimálne dva trojzložkové akceleroqramy sa použijú na riešenie seizmickej odezvy konštrukcie. Použitie viacerých zložiek vo výpočtoch vyžaduje viac času na získanie a prípravu vstupných údajov, na výpočty i na vyhodnotenie údajov. Cieľom štúdie bolo zistiť, či je podstatný rozdiel v hodnotách spektier seizmickej odezvy pre jednu zložku a pre všetky tri zložky akceleroqramu.

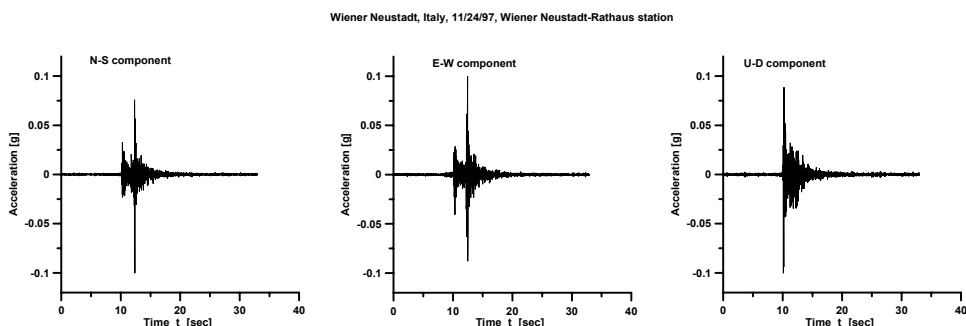
¹ RNDr. Jozef Viskup, CSc., Univerzita Komenského, Prírodovedecká fakulta, Mlynská dolina, Bratislava, Slovensko, viskup@nic.fns.uniba.sk

Vstupné akcelerogramy zemetrasení

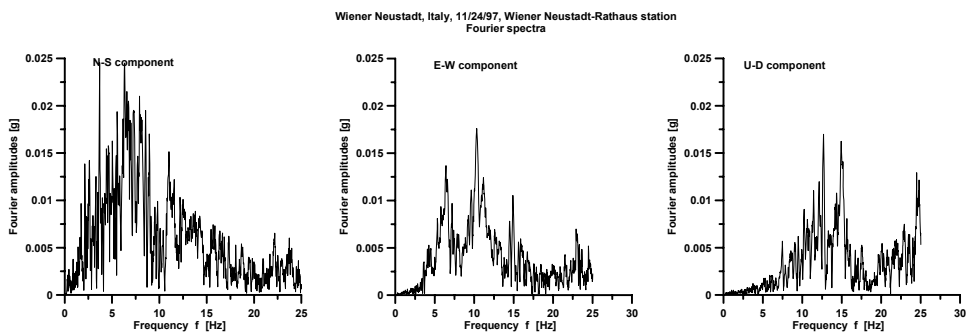
Vstupný akcelerogram má dôležitý význam pre výpočet spektier seizmickej odozvy, nakoľko spektrum seizmickej odozvy na voľnom povrchu terénu závisí nielen od lokálnych geologických pomerov, ale i od vstupného akcelerogramu a to nielen od jeho špičkovej hodnoty zrýchlenia, ale aj od jeho spektrálneho zloženia [5].

Za účelom porovnania spektier seizmickej porovnali sme spektrá seizmickej odozvy 3 rôznych trojzložkových akcelerogramov, obsahujúcich zložky sever-juh (N-S North-South), východ-západ (E-W East-West) a vertikálnu zložku (U-D up-down). Udávaná magnitúda zemetrasenia, ktorá bola uvedená ku akcelerogramom, nie je vždy tá istá, raz bola uvedená magnitúda objemových vĺn Mb, inokedy magnitúda momentová Mw alebo magnitúda lokálna Ml či magnitúda povrchových vĺn Ms.

Prvý akcelerogram bol zo zemetrasenia s ohniskom vo Viedenskom Novom Meste (Wiener Neustadt, Mb = 3.7), ktoré bolo 24.11.1997 a zaznamenané bolo na seizmickej stanici na radnici vo Viedenskom Novom Meste (Wiener Neustadt-Rathaus), zložky akcelerogramu tohto zemetrasenia sú uvedené na obr.1, ich Fourierove spektrá sú na obr.2.



Obr. 1 Akcelerogramy zemetrasenia s ohniskom vo Viedenskom Novom Meste

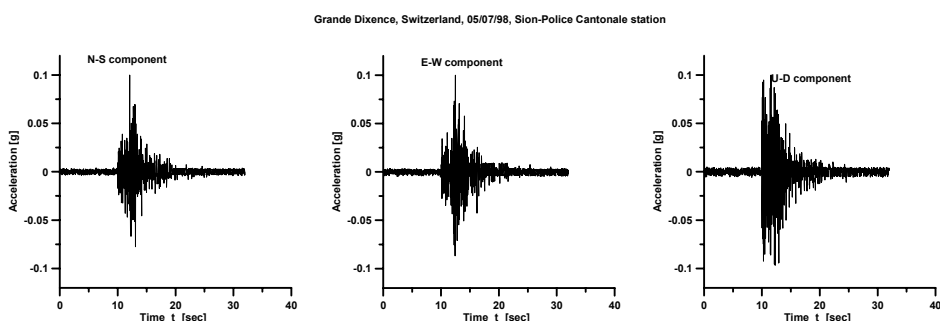


Obr. 2 Fourierove spektrá akcelerogramov zemetrasenia s ohniskom vo Viedenskom Novom Meste

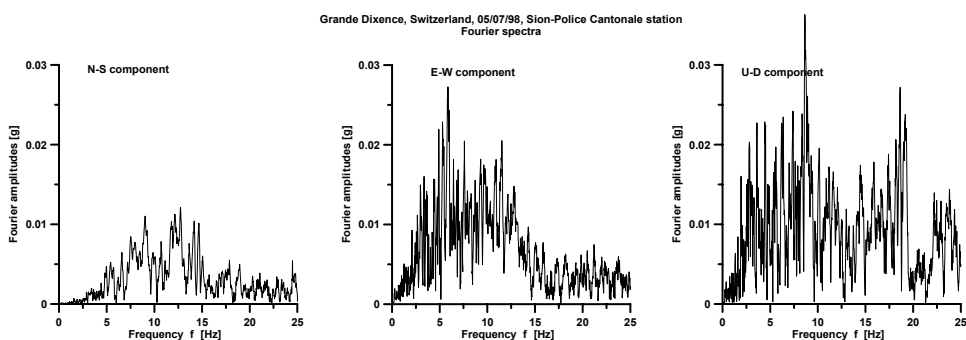
Porovnaním Fourierových spektier akceleroqramov zemetrasenia s ohniskom vo Viedenskom Novom meste vidno, že zložka N-S má prevažne frekvencie 5-12 Hz, zložka E-W má prevažne frekvencie v oblasti 10-16 Hz, vertikálna zložka má prevažne frekvencie 10-19 a okolo 25 Hz.

Ďalší akceleroqram použitý vo výpočtoch bol akceleroqram zemetrasenia s ohniskom vo Švajčiarsku v Grande Dixence 7. 5.1998 ($M_w = 3.1$), ktoré bolo zaznamenané na seizmickej stanici Sion-Police Cantonale, zložky akceleroqramu tohto zemetrasenia sú uvedené na obr. 3, ich Fourierove spektrá sú na obr. 4.

Porovnaním Fourierových spektier akceleroqramov zemetrasenia s ohniskom vo Švajčiarsku v Grande Dixence vidno, že zložka N-S má prevažne frekvencie 7.5-15 Hz, zložka E-W má prevažne frekvencie v oblasti 2.5-12.5 Hz, vertikálna zložka má prevažne frekvencie 2.5-19 Hz.



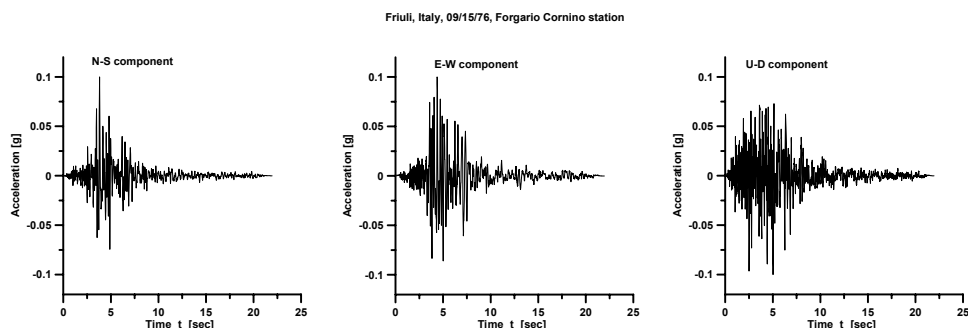
Obr. 3 Akceleroqramy zemetrasenia s ohniskom vo Švajčiarsku v Grande Dixence



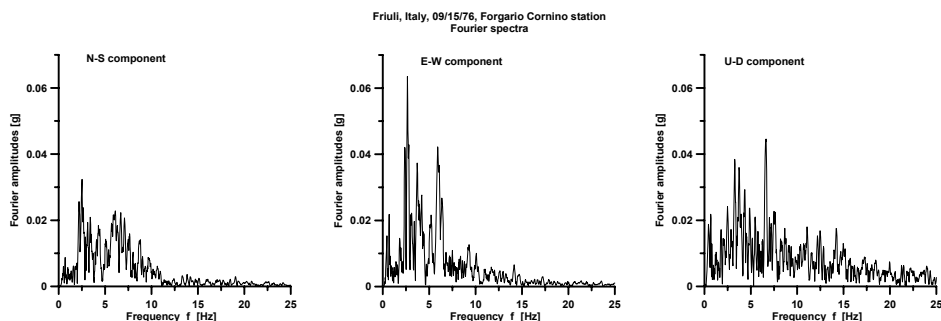
Obr. 4 Fourierove spektrá akceleroqramov zemetrasenia s ohniskom vo Švajčiarsku v Grande Dixence

Tretí akceleroqram použitý vo výpočtoch bol akceleroqram zemetrasenia s ohniskom v Taliansku vo Friuli 15.9.1973 ($M_l = 6.1$, $M_s = 5.7$), ktoré bolo

zaznamenané na seizmickej stanici Forgaria Cornino, zložky tohto akcelrogramu zemetrasenia sú uvedené na obr. 5, ich Fourierove spektrá sú na obr. 6.



Obr.5 Akcelrogramy zemetrasenia s ohniskom v Taliansku vo Friuli



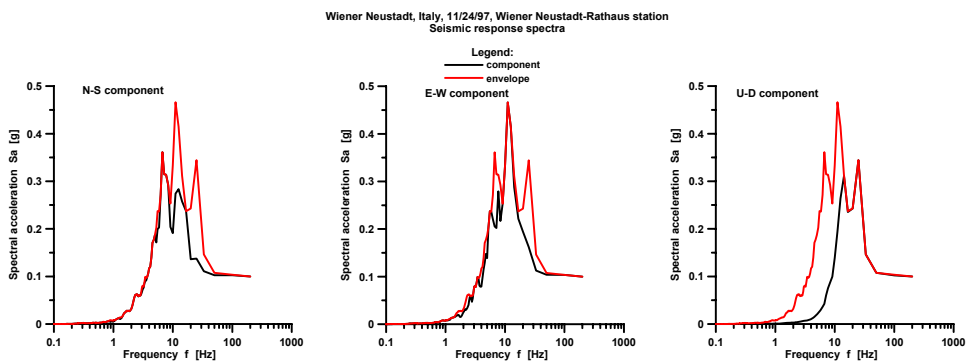
Obr. 6 Fourierove spektrá akcelrogramov zemetrasenia s ohniskom v Taliansku vo Friuli

Porovnaním Fourierových spektier akcelrogramov zemetrasenia s ohniskom v Taliansku vo Friuli vidno, že zložka N-S má prevažne frekvencie 2.5-7 Hz, zložka E-W má prevažne frekvencie v oblasti 2.5-7 Hz, vertikálna zložka má prevažne frekvencie 2.5-7.5 Hz.

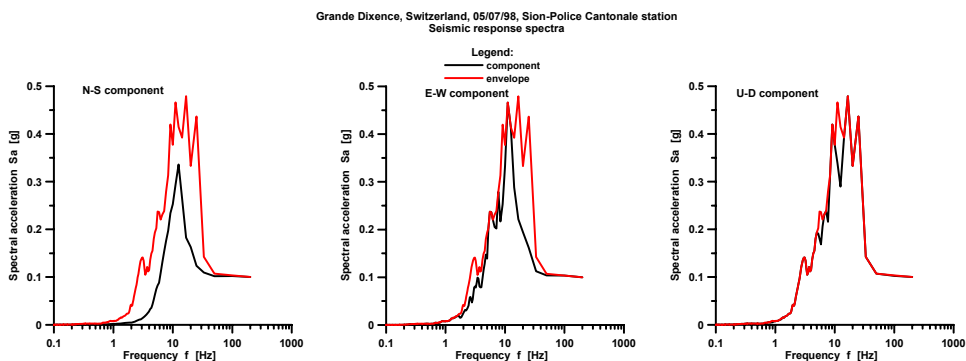
Spektrá seizmickej odozvy

Spektrum seizmickej odozvy sa odvádza z akcelrogramu zemetrasenia. Nevýhodou spektra seizmickej odozvy je, že nevystihuje, koľkokrát sa uvedená hodnota na seizmickom zázname objaví, či je to iba jedenkrát „akási“ vyskočená hodnota, alebo či je to viackrát sa vyskytujúca hodnota. Rozhodne by bolo vhodnejšie na výpočet seizmického zaťaženia využiť akcelrogramy zemetrasení, avšak pre určitý typ konštrukcií a určitú úroveň výpočtov je postačujúce použiť spektrá seizmickej odozvy, výpočet akcelrogramu v jednotlivých bodoch konštrukcie by bolo vhodné iba pre konštrukcie kategórie významnosti I a II, pre konštrukcie významnosti III a IV je postačujúce použiť spektrá seizmickej odozvy. Spektrá seizmickej odozvy sa používajú

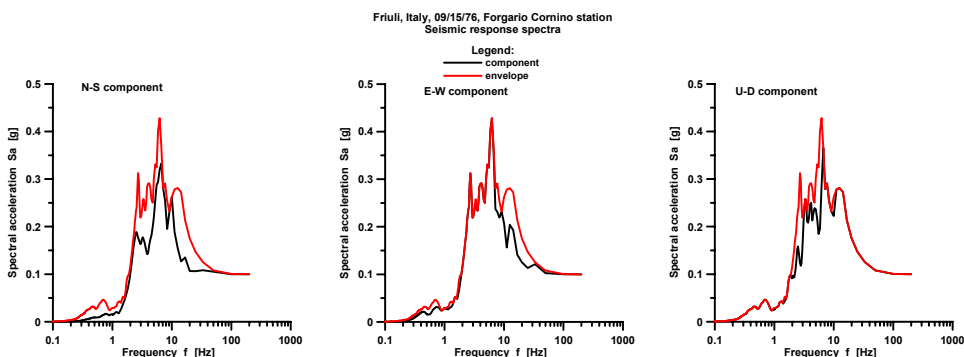
nielen v STN 73 0036 [4], ale i v Eurocode 8 [6], [7], nemeckej DIN 4149 [8], [9], švajčiarskej SIA 160 [10], rakúskej Önorm 4015 [11], [12] a ďalších doporučeníach [13].



Obr.7 Spektrá seizmickej odozvy zemetrasenia s ohniskom vo Viedenskom Novom Meste



Obr.8 Spektrá seizmickej odozvy zemetrasenia s ohniskom vo Švajčiarsku v Grande Dixence



Obr. 9 Spektrá seizmickej odozvy zemetrasenia s ohniskom v Taliansku vo Friuli

Spektrum seizmickej odozvy a ďalšie parametre seizmického pohybu sa počítajú z akceleroqramu zemetrasenia [14].

Na obr.7 sú uvedené spektrá seizmickej odozvy zemetrasenia s ohniskom vo Viedenskom Novom Meste, na obr.8. s ohniskom vo Švajčiarsku v Grande Dixence a na obr.9 s ohniskom v Taliansku vo Friuli pre jednotlivé zložky. Červenou farbou sú uvedené obálky všetkých troch zložiek toho istého akceleroqramu.

Záver

Porovnaním obr.7, obr.8 a obr.9 vidno, že použitie iba jednej zložky akceleroqramu nepostihuje celý frekvenčný rozsah vlnenia kmitania. Frekvenčné spektrum jednotlivých zložiek akceleroqramu je odlišné a následne aj vypočítané spektrá seizmickej odozvy sa navzájom medzi sebou líšia. Pre správne posúdenie seizmického ohrozenia lokality je potrebné použiť vo výpočtoch všetky tri zložky vstupného akceleroqramu, stanoviť obálku týchto akceleroqramov a vo výpočtoch seizmického zaťaženia použiť hodnotu spektrálneho zrýchlenia stanoveného z tejto obálky. Použitie iba jednej zložky akceleroqramu, ktorý býva súčasťou programov na výpočet seizmickej odozvy geologických štruktúr, napr. SHAKE98 [15], SHAKE2000 [16], TELYN [17], atď. nie je postačujúce, vedie to k nesprávnemu stanoveniu spektra seizmickej odozvy, k zníženiu hodnôt spektrálneho zrýchlenia a následne k zníženiu seizmickej odolnosti konštrukcie. Preto sme vo výpočtoch lokálnych spektier seizmickej odozvy pre vysoké budovy v Bratislave používali všetky tri zložky akceleroqramov [18], [19], [20], podobne pre dôležité konštrukcie, napr. mosty [21].

Úloha vznikla a bola riešená v rámci grantovej úlohy 1/4041/07.

Literatúra

- [1] ZECCOS DIMITRIOS PAVLOS *Evaluation of Static and Dynamic Properties of Municipal Solid-Waste*. 2005, University of California, Berkeley, PhD Thesis, 752 p.
- [2] YAGCI, B. Selection of Real Records for Scaling in Site Response Analyses. In *2007 NZSEE Conference*. The New Zealand Society for Earthquake Engineering, New Zeland, 7 p.
- [3] ZEKI ÖZCAN & HASAN ARMAN Ground Condition Effects on Dynamic Response of the 1995 Dinar Earthquake in Western Turkey. *The Arabian Journal for Science and Engineering*, Volume 33, Number 2A, July 2008, pp. 213-227.
- [4] STN 73 0036 *Seizmické zaťaženie stavebných konštrukcií*. 1997, Úrad pre normalizáciu, metrológiu a skúšobníctvo SR, Bratislava, 68 s.
- [5] VISKUP, J., JANOTKA, V. & BUKOV, D. Vstupné údaje pri výpočte seizmického zaťaženia v zmysle STN 73 0036 – Účinky zemetrasení na budovy. In *Interakcia stavieb a horninového prostredia*. Slovenská technická univerzita, Bratislava, 1999, 45-50.
- [6] EUROCODE 8 - *Design provisions for earthquake resistance of structures* - Part 1-1: General rules - Seismic actions and general requirements for structures. Europäische Vornorm ENV 1998-1-1, Brüssel, 1994.
- [7] EUROCODE 8 - *Design provisions for earthquake resistance of structures* - Part 1-2: General rules - General rules for buildings. Europäische Vornorm ENV 1998-1-2, Brüssel, 1994.
- [8] DIN 4149 *Bauten in Deutschen Erdbebengebieten Erkundung und Untersuchung des Baugrunds*. Beuth; Köln.
- [9] EUROCODE 8/DIN 4149. *Neue Regeln bei der Auslegung von Bauwerken gegen Erdbeben*. DIN Deutsches Institut für Normung e.V., 1998.
- [10] Norm SIA 160: *Einwirkungen auf Tragwerke*. Schweizerischer Ingenieur- und Architekten-Verein, Zürich, 1989.
- [11] ÖNORM B 4015 Teil 1. - *Erdbebenkräfte im Bauwesen*. Österreichisches Normungsinstitut. AustrianStandardsInstitute, Postfach 130, A-1021 Wien, Österreich, 1997.
- [12] ÖNORM B 4015, Teil 2. AustrianStandardsInstitute, Postfach 130, A-1021 Wien, Österreich, 1999.
- [13] LEDNICKÁ, M., LUŇÁČKOVÁ, B. , KALÁB, Z., HRUBEŠOVÁ, E. & KOŘÍNEK, R. Contribution to Evaluation of Technical Seismicity Effect on Buildings - Case Study. *Earth Sciences Research Journal*. 2006, Vol. 10, No. 1, pp. 7-14.
- [14] WIEGEL, R.L. & BOLT, B. *Earthquake Engineering*. Pearson Education, Limited, 1970, 518 p.
- [15] BARDET, J.P., LINN, C.H. & IDRIS, I.M. *SHAKE98. A Computer Program for Equivalent Linear Seismic Response Analyses of Horizontally Layered Soil Deposits*. University of Southern California, Report to US Geological Survey, October 1998, 41 p.

- [16] ORDONEZ, G., A. *SHAKE2000, A Computer Program for the 1-D Analysis of Geotechnical Earthquake Engineering Problems*. SHAKE2000, User's Manual, December 2006, 356 p.
- [17] Taga, Software, Inc. *TELDYN User's Manual*; 1982
- [18] VISKUP, J. *Bratislava – PANORAMA CITY. SEIZMICKÝ PRIESKUM. Seizmický posudok. Lokálne parametre seizmického pohybu*. SEISCOMP Bratislava, 2007, 27 s.
- [19] VISKUP, J. *Polyfunkčný areál CENTRÁL. Normové a lokálne parametre seizmického pohybu. Lokálne a normové spektrá seizmickej odozvy. Seizmický prieskum. Seizmický posudok*. SEISCOMP Bratislava, 2008, 38 s.
- [20] VISKUP, J. *Bratislava - polyfunkčný objekt Olympia. Normové a lokálne spektrá seizmickej odozvy. Seizmický prieskum. Seizmický posudok*. SEISCOMP Bratislava, 2008, 24 s.
- [21] VISKUP, J. *KOMÁRNO – KOMÁROM. Nový cestný most cez Dunaj. Seizmický prieskum. Seizmický posudok*. SEISCOMP Bratislava, 2006, 39 s.

Oponentní posudek vypracoval:

Doc. RNDr. Blažej Pandula, Ph.D., Technická univerzita v Košiciach, F BERG

Jozef VISKUP¹, Ján VLČKO², Roman KOŇUCH³

SEIZMICKÉ MIKORAJÓNOVANIE HISTORICKÉHO JADRA BANSKEJ ŠTIAVNICE

SEISMIC MICROZONING OF THE HISTORIC CENTRE OF BANSKÁ ŠTIAVNICA TOWN

Abstrakt

Autor popisuje možné seizmické riziko budov v historickém centru Banské Štiavnice, přičemž jsou aplikovány dva přístupy: první vychází z EMS-98 a druhá z výpočtu maximálních hodnot zrychlení. Druhý výpočet vychází z inženýrsko-geologické mapy v měřítku 1 : 1000.

Abstract

The authors describe potential seismic risk of buildings of historic centre of Banská Štiavnica town for those two approaches were applied: the first one, based upon EMS-98 standards and the second one, based upon the calculation of maximal expected seismic acceleration. The latter one was based on the map of engineering geological zoning prepared at a scale 1 : 1000.

Úvod

Súčast'ou histórie Banskej Štiavnice, ktorej sláva je nerozlučne spätá s baníctvom, sú i historické zemetrasenia. K najznámejším patrí silné zemetrasenie o intenzite 8°-9° MCS z 5. 6. 1443, ktoré podľa najnovšieho prehodnotenia historických údajov (Labák a Brouček 1996, in Hrašna, 2002) malo epicentrum v blízkosti Banskej Štiavnice. Spôsobilo vážne škody v Prievidzi, Kremnici, Bojniciach, Slovenskej Ľupči, Ľubietovej a údajne zničilo starú Banskú Štiavnicu. Ďalšie zemetrasenie, ktoré postihlo Banskú Štiavnicu sa odohralo v roku 1444 a bolo také silné, že veľa murovaných domov sa rozpadlo. Ďalšie významné zemetrasenie, ktoré sa odohralo priamo v Banskej Štiavnici bolo v roku 1639. Územie Banskej Štiavnice je po malokarpatskej oblasti ďalšou seizmicky aktívnou oblasťou na Slovensku (Hrašna, 2002) a podľa seizmotektonickej mapy Slovenskej republiky (STN 73 0036) patrí do oblasti s maximálnou pozorovanou intenzitou 8°MSK-64 a je súčasťou zdrojovej oblasti seizmického rizika 3. Priraduje sa

¹ RNDr. Jozef Viskup, CSc., Univerzita Komenského, Prírodovedecká fakulta, Mlynská dolina, Bratislava, Slovensko, e-mail: viskup@fns.uniba.sk

² Doc. RNDr. Ján Vlčko, CSc., Univerzita Komenského, Prírodovedecká fakulta, Mlynská dolina, Bratislava, Slovensko, vlcko@fns.uniba.sk

³ Mgr. Roman Koňuch, Univerzita Komenského, Prírodovedecká fakulta, Mlynská dolina, Bratislava, Slovensko, konuch@fns.uniba.sk

jej základné seizmické zrýchlenie $a_r = 0.6 \text{ m.s}^{-2}$. Podobne Schenk et al. (2001) a Schenk a Mantlík (1985) uvádzajú pre Banskú Štiavnicu makroseizmickú intenzitu 7°MSK-64.

Autori pri hodnotení seizmického rizika pre objekty historického centra Banskej Štiavnice zvolili dva prístupy. Prvý aplikáciou Európskej makroseizmickej stupnice EMS-98 a druhý aplikáciou hodnôt maximálnych očakávaných seizmických zrýchlení, stanovených výpočtom, podľa slovenskej normy STN 73 0036.

Hodnotenie seizmickej odolnosti objektov historického jadra Banskej Štiavnice podľa EMS-98

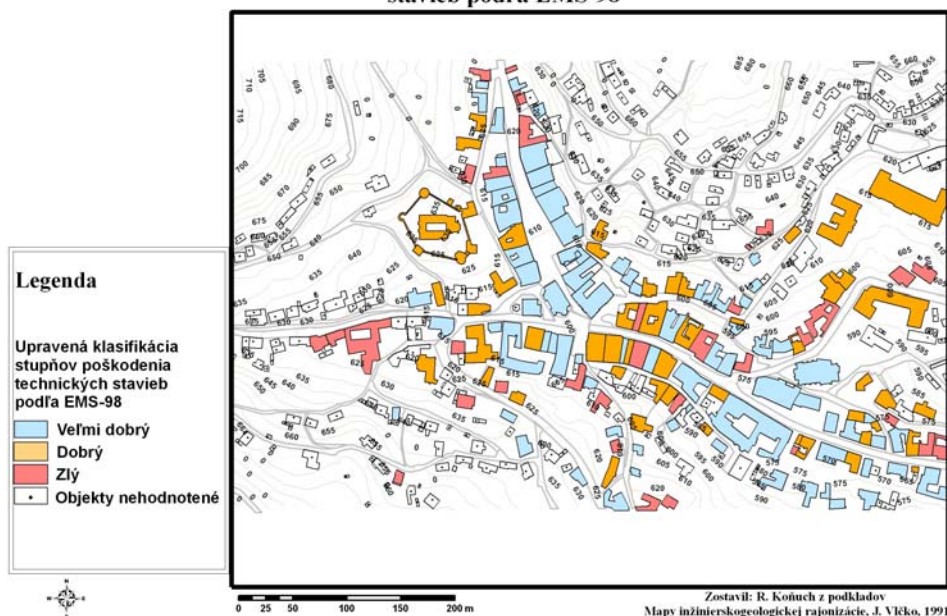
Pre potreby hodnotenia seizmických otrasov sa vo všeobecnosti používajú makroseizmické a magnitúdové stupnice. V súčasnosti sa u nás používa Európska makroseizmická stupnica, ktorá bola doporučená v roku 1998 Európskou seizmologickou komisiou, aby znížila mieru subjektivity v určovaní intenzity zemetrasenia. Stupnica EMS-98 zahŕňa definície stupňa intenzity klasifikáciu budov podľa zraniteľnosti, škôd a kvantít. Stupnica rozdeľuje technické stavby do 6 tried zraniteľnosti od A až po F pričom v triede A sú najzraniteľnejšie a v triede F najodolnejšie. Väčšina technických stavieb v historických jadrách miest SR patrí do triedy zraniteľnosti A alebo B, moderné budovy spravidla do tried C alebo D. Zaradenie budovy do triedy zraniteľnosti závisí od kvality vyhotovenia budovy, stavu údržby, ductility a polohy. Škody, opísané osobitne pre murované a železobetónové budovy sú rozdelené do piatich stupňov. Prvý stupeň zodpovedá najmenším škodám, piaty stupeň zodpovedá úplnému zničeniu budovy.

Pre zaradenie objektov historického centra do jednotlivých kategórií poškodenia podľa EMS-98 sme vypracovali podrobnú pasportizáciu všetkých objektov a na jej základe sme historické objekty zaradili do troch kategórií potenciálneho poškodenia. Prvé dve kategórie sme zlúčili do jednej (veľmi dobrý stav - bez alebo len s minimálnym poškodením), ďalšie dve kategórie reprezentujú stav dobrý (vznik trhlín, kolaps komínov), resp. zlý stav (kolaps stien, striech a pod.) objektov. Objekty poslednej kategórie (totálny kolaps objektu - zničenie objektu) sa v historickom centre nenachádzajú. Priestorový rozsah objektov podľa kategorizácie ich poškodenia na základe EMS-98 je uvedený na mape na obr. 1.

Hodnotenie seizmickej odolnosti objektov historického jadra Banskej Štiavnice podľa STN 73 0036

V Československu sa výpočet seizmického zaťaženia do r. 1987 vykonával podľa ČSN 73 0036 Seismické zatížení staveb z r. 1973. Statici ku koncu deväťdesiatych rokov počítali nedostatky tejto normy a preto v období rokov 1986 až 1992 bola snaha o jej revíziu; na pripomienkovanie boli zverejnené 3 znenia, ale do rozpadu Československa definitívne znenie normy prijaté nebolo. V návrhoch normy sa uvádzalo, že na základe výsledkov seizmického mikrorajónovania možno upraviť odhad makroseizmickej intenzity v mieste záujmovej lokality. Z hodnoty makroseizmickej intenzity sa následne odvodzala hodnota efektívneho zrýchlenia použitá vo výpočtoch seizmického zaťaženia.

Mapa upravenej klasifikácie stupňov poškodenia technických stavieb podľa EMS-98



Obr.1 Mapa stavebných objektov a kategorizácie ich poškodenia na základe EMS-98

Po vzniku samostatného Slovenska sa začalo s prepracovaním normy, bolo publikovaných niekoľko jej verzií, definitívne bola prijatá verzia v r. 1997 pod názvom Seizmické zaťaženie stavebných konštrukcií (STN 73 0036) a je vypracovaná v súlade s Eurokódom 8. Na základe normy sa seizmická sila neposudzuje ako statická sila, ale ako sila dynamická, ktorej účinky závisia od hodnoty frekvencie a výpočet sa vykonáva pomocou spektier odozvy. Norma hodnotí územie podľa seizmického rizika a priradzuje mu základné seizmické zrýchlenie. Taktiež vyčleňuje seizmické oblasti podľa maximálnej pozorovanej intenzity na základe makroseizmickej stupnice MSK-64. V čl. 4.1.1 tejto normy sa uvádza, že pri návrhu, posudzovaní a výbere staveniska sa odporúča využiť aj údaje o seizmickom mikrorajonovaní.

Zvláštnou kategóriou pozemných konštrukcií sú historické budovy. Základnou podmienkou spoľahlivosti pozemného objektu je jeho dlhodobá stabilita a prípustné pretvorenie neohrozujúce jeho funkčnosť.

Stabilita pozemnej konštrukcie závisí na mnohých faktoroch, jedným z nich je aj seizmické zaťaženie, t. j. vplyv vibrácií na konštrukciu. Z hľadiska zatriedenia stavebných objektov podľa významu patria v zmysle STN 73 0036 historické objekty do kategórie významnosti II (školy, zhromažďovacie sály), do kategórie III (obyčajné budovy), výnimočne do kategórie I (nemocnice, požiarne stanice, elektrárne, vodné nádrže). Trieda odolnosti objektov v historickom jadre v Banskej Štiavnici je A (historické budovy, kamenné a murované, pomníky, budovy s rozsiahlou výzdobou a budovy vo zvláštnej pamiatkovej starostlivosti), prípadne B (bežné tehlové stavby).

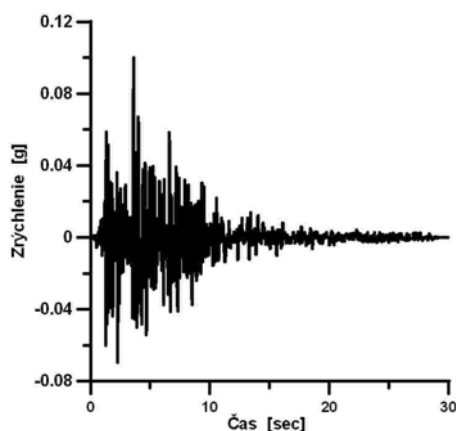
Seizmické mikrorajónovanie Banskej Štiavnice

Pri simulovaní očakávanej seizmickej udalosti je potrebné stanoviť výpočtom seizmické zaťaženie, ktoré vypočítame z hodnôt spektrálneho zrýchlenia pre danú lokalitu.

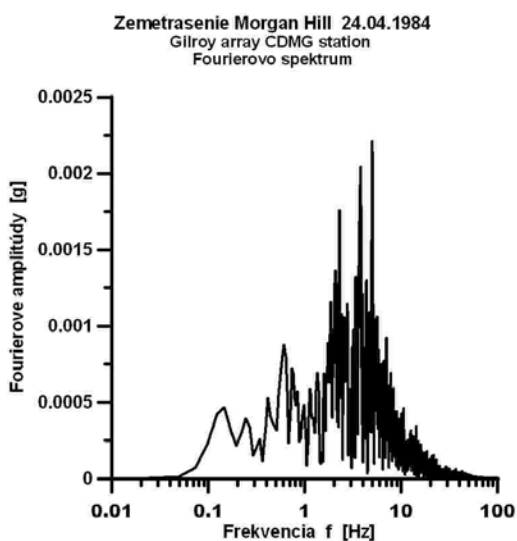
Na zistenie (výpočet) tejto hodnoty môžeme v zmysle čl. 4. 2. 3. 2. 3 STN 73 0036 využiť i mapy seizmickej mikrorajonizácie. Pri mapách seizmickej mikrorajonizácie ide o spresnenie stupňa seizmicity a kvantitatívnych parametrov vlnenia v území, ku ktorým dochádza v dôsledku zmien inžinierskogeologických pomerov (vrátane zmien reliéfu územia (Viskup, 1989). Pre potreby zostavenia mapy seizmickej mikrorajonizácie sme vychádzali z mapy typologickej inžinierskogeologickej rajonizácie zostavenej z historického jadra Banskej Štiavnice v mierke 1 : 1 000 (Vlčko, 1992). Na tejto mape, na rozdiel od bežne zostavovaných máp, boli v podrobnejšom rozsahu vymedzené podrajóny a to podľa hrúbky vrstiev v piatich intervaloch (0.5m - 1m, 1m - 2m, 2m - 4m, 4m - 7m, viac ako 7m) a podľa hrúbky pokryvu nad skalným podkladom v štyroch intervaloch (0.5m – 4m, 4m – 7 m, 7m – 10m, viac ako 10m). Celkový počet inžinierskogeologických podrajónov bol 73 (Vlčko, 1992).

Pri seizmickom mikrorajónovaní Banskej Štiavnice sme vychádzali z hodnôt spektrálneho zrýchlenia vypočítaných pre voľný povrch terénu v jednotlivých inžinierskogeologických podrajónoch. Pri výbere vstupných parametrov potrebných pre výpočet spektrálneho zrýchlenia v jednotlivých inžinierskogeologických modeloch - podrajónoch, ako napr. rýchlosti šírenia seizmických vln, objemová tiaž, index plasticity súdržných zemín, stupeň nasýtenia nesúdržných zemín boli použité normové hodnoty a vlastná databáza (Viskup, 1984), úroveň hladiny podzemnej vody a hrúbky jednotlivých vrstiev boli odvodené z Mapy inžinierskogeologickej rajonizácie. Hrúbku vrstvy sme volili tak, aby sme z hľadiska seizmicity vybrali najnepriaznivejší prípad, to znamená, že do výpočtov sme vybrali hrúbku reprezentujúcu horné rozpätie príslušného intervalu. Napríklad u rajónu u4, ktorý je tvorený vrstvou úlomkovitých zemín na skalnom podklade, pričom hrúbka vrstvy je v intervale 4 až 7 m, sme vo výpočtoch uvažovali hrúbku vrstvy 7m.

Na výpočet spektrálneho zrýchlenia na voľnom povrchu terénu v jednotlivých inžinierskogeologických podrajónoch bol použitý vstupný akcelerogram zemetrasenia Morgan Hill 1984/04/24 zaznamenaný na seizmickej stanici Morgan Hill na skalnom podloží (obr. 2). Výber vstupného akcelerogramu bol zvolený v zmysle čl. 4.3.3.3 STN 73 0036 tak, aby zodpovedal seizmogénnym vlastnostiam potenciálneho zdroja zemetrasenia a jeho prevládajúca frekvencia (vyjadrená Fourierovým spektrom, obr. 3) zodpovedala vlastnej frekvencii historických budov v Banskej Štiavnici, ktoré sú v oblasti 5 Hz. Keďže lokálna magnitúda zemetrasenia Morgan Hill bola $M_l = 6.2$ (makroseizmická intenzita 70MM, fokálna hĺbka - hĺbka ohniska $h = 8$ km), čo nezodpovedá očakávanej magnitúde zemetrasenia v Banskej Štiavnici, bolo potrebné príslušný akcelerogram normovať na hodnotu základného seizmického zrýchlenia $a_r = 0.06g$ (obr.4 vpravo dole) vypočítanú pre kategóriu podložia A (skalné podložie) v Banskej Štiavnici.



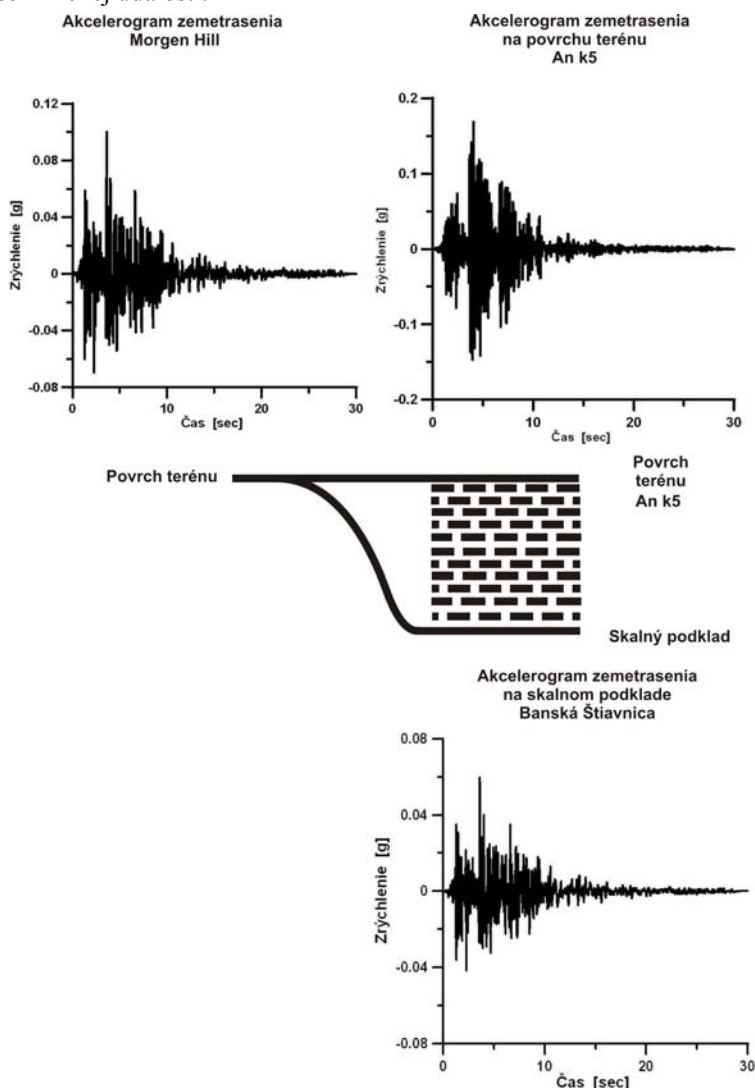
Obr. 2 Akcelerogram zemetrasenia Morgan Hill



Obr. 3 Fourierovo spektrum akcelerogramu Morgan Hill

Schéma zostaveného modelu pre rajón “An” podrajón “k” (rajón An, podrajón je k tvorený vrstvou navážky typu hlin až ílov triedy F1, index 5 znamená, že hrúbka tejto vrstvy je viac ako 7m) je na obr. 4, pre všetky podrajóny bola schéma podobná, menila sa iba hrúbka a zloženie vrstiev. Výpočet bol vykonaný programom SHAKE98 (Bardet J.P., Lin C.H., Idriss I.M.), ktorý pracuje vo frekvenčnej oblasti a používa iteratívnu metódu, berúcu do úvahy nelineárne chovanie hornín. Vypočítané hodnoty zrýchlenia na voľnom povrchu terénu sú uvedené v tab. 1.

Rozptyl vypočítaných hodnôt maximálnych očakávaných seizmických zrýchlení v rozsahu celého historického jadra Banskej Štiavnice sa mení od 0.06 g (v rajóne VI tvoreným amfibolicko-biotitickým andezitom a pyroxenickým-andezitovým porfýrom vychádzajúcemu na voľný povrch terénu, teda bez pokrývky sedimentov) až po 0.17 g (podrajón An k5), g predstavuje základné gravitačné zrýchlenie 9.81 m.s^{-2} . Tento pomerne široký rozptyl hodnôt seizmického zrýchlenia je následne rozdelený do 5 kategórii (intervalov) a je vykreslená mapu (Obr. 6). Na mape popri priestorovom zohľadnení územia s rovnakými hodnotami seizmického zrýchlenia sú vymedzené i stavebné objekty, resp. ich fyzický stav po zemetrasení s intenzitou 5°EMS 98. Logicky, zemetrasenie väčšie ako 5°EMS-98 môže spôsobiť vážnejšie škody na objektoch a je potrebné prehodnotiť potenciálnu možnosť poškodenia objektov v prípade výskytu seizmickej udalosti.

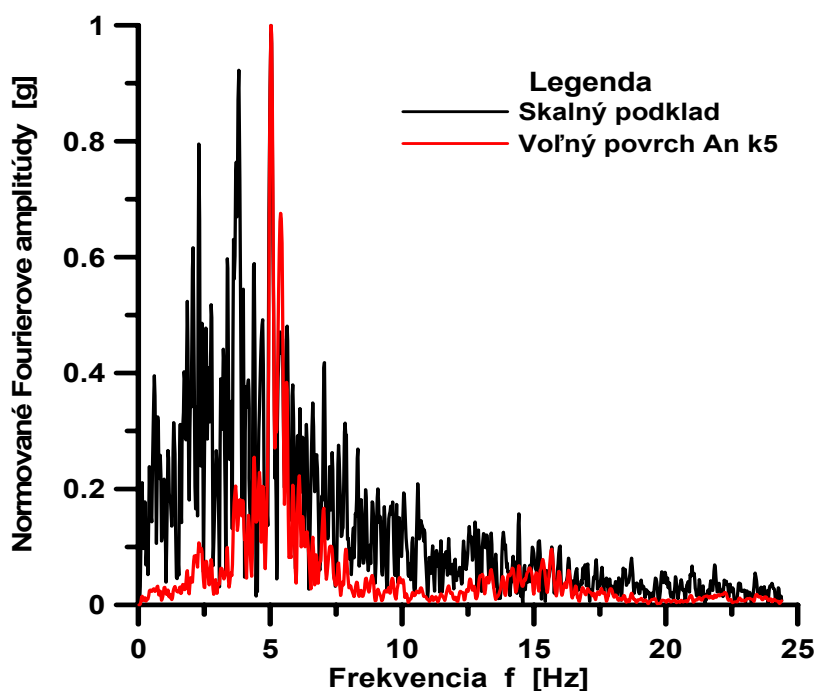


Obr. 4 Schéma výpočtu seizmickej odozvy pre podrajón k5 rajónu An

Tab. 1 Kategórie seizmického zrýchlenia

Farba v mape	Rozpätia seizmického zrýchlenia	Kategória
	0,06 - 0,08	I
	0,081 - 0,1	II
	0,11 - 0,12	III
	0,121 - 0,14	IV
	0,141 - 0,17	V

Fourierove spektrá akcelorogramov



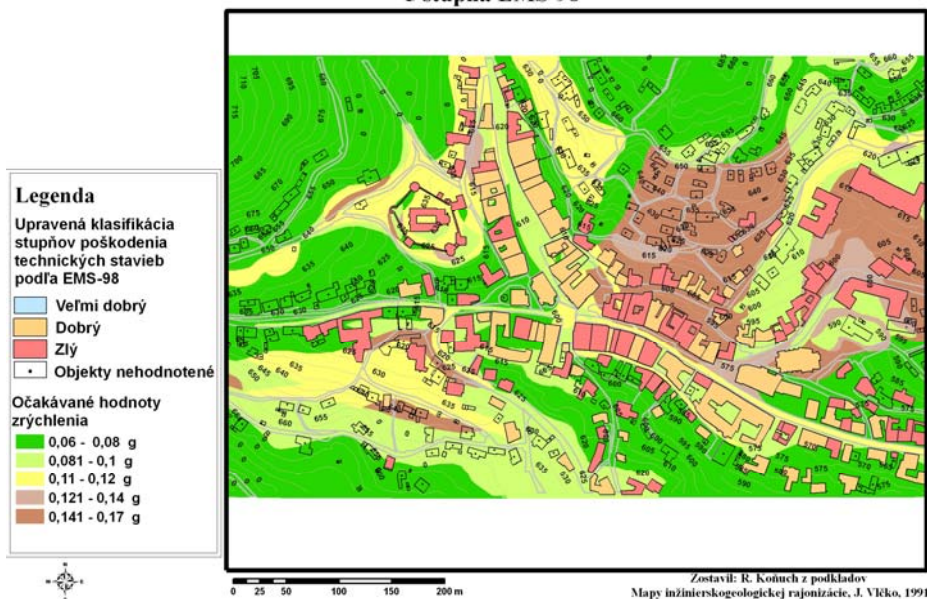
Obr.5 Fourierovo spektrum vstupného akcelorogramu na skalnom podklade a akcelorogramu po prechode podrajinom An k5

Na obr.5 je uvedené Fourierovo spektrum vstupného na skalnom podklade a výstupného akcelorogramu po prechode podrajinom k5, tvoreného súdržnými zeminami (schéma je na obr.4). Vidno, že po prechode seizmického vlnenia takýmto súvrstvím, dochádza k posunutiu do nižších oblastí frekvenčného spektra, nakoľko vysokofrekvenčné zložky seizmického vlnenia sú v takomto súvrství zemin viac pohlcované.

Záver

Rozsah vypočítaných hodnôt maximálnych očakávaných seizmických zrýchlení PGA pre jednotlivé rajóny toto sa mení od 0,06 g až po 0,17 g. Hodnote PGA = 0,06g je pre rajón VI – jedná sa o rajón tvorený amfibolicko-biotitickým andezitom a pyroxenicko-andezitovým porfýrom (čo je hodnota pre skalný podklad – trieda R1).

**Mapa poškodenia technických stavieb po zemetrasení
5 stupňa EMS-98**



Obr.6 Mapa poškodenia technických stavieb po zemetrasení 5°EMS–98

Hodnota PGA = 0,17 g je pre podrajón An k5 - jedná sa o rajón s antropogénnym materiálom tvorený hlinami až ílom triedy F1 o hrúbke viac ako 5 m.

Nízke hodnoty seizmického zrýchlenia možno tiež očakávať v podrajónoch, kde je skalný podklad v malej hĺbke pod povrchom (index hrúbky vrstiev 1, 0,5m – 1.m) a vrstva je tvorená nesúdržnými zeminami, napríklad štrkami, alebo kde sú skalné horniny priamo na voľnom povrchu terénu.

Za najnevhodnejšie rajóny a podrajóny z hľadiska seizmického ohrozenia môžeme považovať deluviálne sedimenty hrúbky okolo 10 m a tiež antropogénne sedimenty charakteru hliny a íly (tried F1 a F2), kde je hrúbka okolo 10 m a viac.

Na základe výsledkov seizmického miktrorajónovania vykonaného na území Banskej Štiavnice (Koňuch, 2008; Vlčko, Viskup, Koňuch, 2008) a na základe hodnotenia seizmickej odolnosti objektov môžeme konštatovať, že v prípade výskytu zemetrasenia, ktorého efektívne zrýchlenie na skalnom podklade by bolo 0,06g (čo zodpovedá zemetraseniu o makroseizmickej intenzite 6°MSK-64), môže toto v závislosti od charakteru a hrúbky kvartérneho pokryvu spôsobiť vážnejšie škody na objektoch a je potrebné prehodnotiť potenciálnu možnosť poškodenia objektov v prípade výskytu seizmickej udalosti.

Podakovanie

Tento príspevok bol vypracovaný v rámci grantového projektu VEGA č. 1/4041/07, č. 1/14045/07, č. 1/0499/08 a v rámci projektu APVV 0158-06.

Literatúra

- [1] BARDET, J.P., LIN, C.H. & IDRIS, I.M. *SHAKE98. A Computer Program for Linear Seismic Response Analyses of Horizontally Layered Soil Deposits*. Department of Civil Engineering, University of Southern California, 1998, 41 p.
- [2] ČSN 73 0036 *Seismická zatížení staveb*. Úřad pro normalizaci a měření, 1973, Praha, 48 s.
- [3] EMS-98 *European Macroseismic Scale*. European Seismological Commission (ESC), Centre Europeen de Géodynamique et de Séismologie, Musée National d'Histoire Naturelle, Section Astrophysique et Géophysique, Luxembourg, Imprimerie Joseph Beffort, Helfent-Bertrange, 1998, 99 p.
- [4] HRAŠNA, M. Monitorovanie tektonickej a seizmickej aktivity územia Slovenska. *Geologické práce*, Správy 106, 2002, ŠGÚ DŠ, Bratislava, 103 – 114.
- [5] KOŇUCH, R. *Zhodnotenie seizmického ohrozenia historického jadra Banskej Štiavnice*. Diplomová práca. Katedra inžinierskej geológie PFUK, Bratislava, 2008, 47 s.
- [6] LABÁK, P. & BROUČEK, I. Reinterpretácia zemetrasenia 5.6. 1443 na strednom Slovensku. In *Zb. Analýza dat v seismologii a inženýrské geofyzice*, (Kaláb, Z. ed.). Ústav geoniky AVČR, 1996, Ostrava-Poruba, 83 - 93.
- [7] SCHENK, V. & MANTLÍK, F. *Map of Maximum Expected Macroseismic Intensity in Czechoslovakia*. Czechoslovak Academy of Sciences, Prague, 1985, pp. 440 – 445
- [8] SCHENK, V., SCHENKOVÁ, Z., KOTTNAUER, P., GUTERCH, B. & LABÁK, P. Earthquake Hazard for the Czech Republic, Poland and Slovakia. *Acta Geophysica, Polonica*, 2001, 49, pp. 287–302.
- [9] STN 73 0036 *Seismické zaťaženie stavebných konštrukcií*. Úrad pre normalizáciu, metrológiu a skúšobníctvo SR, 1997, Bratislava, 68 s.
- [10] VISKUP, J. Stanovenie rýchlosti šírenia priečných vĺn v horninách v ich prirodzenom uložení z hodochrón čelných transformovaných vĺn a niektoré dynamické charakteristiky týchto vĺn. In *Fyzikální vlastnosti hornin a jejich využití v geofyzice a v geologii*. Praha: [s.n.], 1984, 78 - 82.
- [11] VISKUP, J. Inžinierskoseizmické mikrorajónovanie v inžinierskogeologických rajónoch. In *Seismologie v inženýrské hornické praxi*. Sborník referátů. Ostrava, HGF VSB, 1989, 13 - 16.
- [12] VLČKO, J. et al. *Inžinierskogeologická mapa Banská Štiavnica*. Závěrečná správa, Slovenský geologický úrad Bratislava, INGEO, Žilina, Katedra inžinierskej geológie PRIFUK v Bratislave, 1992, 96 s.

- [13] VLČKO, J., VISKUP, J. & KOŇUCH, R. *Seizmické ohrozenie objektov historického jadra Banskej Štiavnice*. Geológia a životné prostredie, KIG PFUK, Bratislava, 2008, 152-157.

Oponentní posudek vypracoval:

RNDr. Vladimír Schenk, DrSc., Ústav struktury a mechaniky hornin, v.v.i., Praha

Ewa WÓJCIK¹

**WARUNKI DEPOZYCJI PALEOGENU STREFY RACZAŃSKIEJ NA POŁUDNIE
OD ŻYWCA (PŁASZCZOWINA MAGURSKA, POLSKIE KARPATY
ZEWNĘTRZNE)**

**CONDITIONS OF THE DEPOSITIONS OF THE PALEOGENE FORMATION IN
THE RACZA ZONE TO THE SOUTH OF ŻYWIEC (MAGURA NAPPE, POLISH
OUTER CARPATHIANS)**

Abstrakt

V článku je představena nová metoda popisu a klasifikace gravitačních proudů podmořských sedimentů. Klasifikační schéma používá dohodnuté kódy z písmen a rozděluje ložiska (jednotlivé vrstvy) do popisovaných kategorií (dvě hierarchické úrovně): facie a subfacie.

Abstract

A new method for the description and classification of subaqueous sediment gravity flow deposits is proposed. The classification scheme employs a convenient letter code and divides deposits (individual beds) into descriptive categories of two hierarchical levels: facies and subfacies. Facies, as the higher rank categories, are distinguished chiefly on the basis of sediment type (bed grain size/texture). A total of 4 facies have been distinguished: TM=silt mud couplet, SM = sand mud couplet, MS = mud sand couplet and S=sand. Subfacies, as the lower rank categories, are distinguished within the individual facies on the basis of the bed's internal structures: m = massive and l = parallel laminated. Facies TM is bipartite beds, silty lower division and a muddy upper division. Facies SM and related facies MS are bipartite beds that comprise a lower sandy division and an upper muddy division. The two facies are distinguished by the difference in their sand/mud thickness ratios. Facies S comprise coarse sand beds that usually lack mud caps. The most common subfacies recognized in facies TM are laminated (lTM). The most common subfacies recognized in facies MS are: laminated (lMS), massive (mMS) beds. The most common subfacies recognized in facies SM are: laminated (lSM), massive (mSM) beds. The most common subfacies recognized in facies S are massive (mSM) beds.

Wstęp

Płaszczowina magurska to największa jednostka tektoniczna Karpat zewnętrznych, w obrębie której wyróżniono kilka stref tektoniczno-facjalnych: krynicka, bystrzycka, raczańska i Siar (Żytko i inni, 1988). W latach 1953-55 prowadzone zostały z ramienia Instytutu Geologicznego badania płaszczowiny magurskiej na południe od

¹ Ewa Wójcik, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec, wojcik_ewa@op.pl

Żywca przez Sikorę i Żytko. W 1956 roku zostaje opublikowany arkusz Miłówka Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (Burtan i inni). W latach późniejszych opisano stratygrafię i regionalną zmienność serii magurskiej (Sikora & Żytko, 1959). W 1978 roku ukazała się kolorowa mapa geologiczna badanego obszaru w skali 1:50 000 wykonana przez Golonka & Wójcika oraz Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski, arkusz Jeleśnia. Pracę nad wyżej wymienioną mapą były prowadzone w latach 1974-76. W ramach tych prac wykonano zdjęcie geologiczne okolic: Jeleśni, Krzyżowej, Przyborowa, Krzyżówek, Korbiewa i wschodnich zboczy Pilska oraz zdjęcie geologiczne czwartorzędu. Obszar badań położony jest na południe od Żywca (ryc.1) w Beskidzie Żywieckim, a zarazem w obrębie brzegowej strefy płaszczowiny magurskiej, zwanej strefą raczańską.

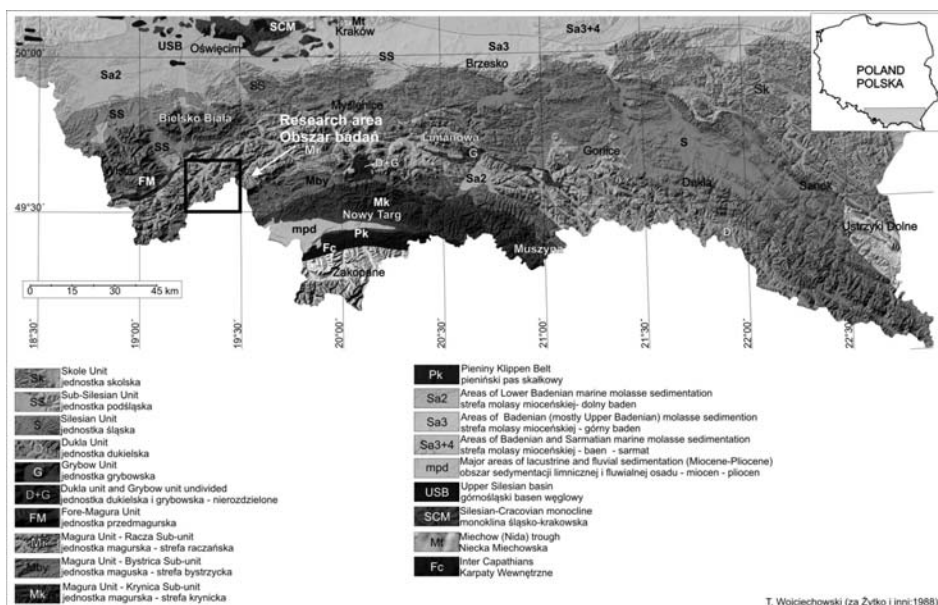


Fig.1 Location of the studied area
Ryc.1 Lokalizacja obszaru badań

Metodyka

Dotychczas zachodnia część serii magurskiej nie posiada szczegółowo rozpoznanych jednostek litostratygraficznych, kiedy dla innych części tej jednostki podjęto takie próby. Występuje tu wiele wydzieleni stosowanych w sposób dowolny, które nie posiadają szczegółowego rozpoznania litologicznego, nie wspominając o badaniach sedimentologicznych.

Prace terenowe koncentrowały się na szczegółowym opisie sedimentologicznym profili (rejestracja: rodzaj skały, grubość warstwy, tekstury i struktury sedimentacyjne, barwa, charakter stropu i spągu warstw) oraz wykonaniu pomiarów w wybranych odsłonięciach (bieg i upad warstw oraz kierunki paleotransportu). W analizie paleotransportu wykorzystano przede wszystkim dwie grupy cech osadów – cechy kierunkowe dostarczające bezpośrednio informacji o kierunku prądu i skalarnie

charakteryzujące wielkość. Analiza ta miała na celu odtworzenie kierunków prądów, z którymi związana była sedimentacja badanych osadów.

Kierunek badań sedimentologicznych jest nastawiony na analizę środowiska od strony skał osadowych powstałych z osadów nagromadzonych w dawnych basenach. Własności materiału osadowego wykorzystane są do rekonstrukcji procesów sedimentacyjnych. Podstawą wyróżnienia litofacji były kryteria litologiczno-sedimentologiczne (frakcja, uławicenie), subfacji zespół struktur wewnątrzławicowych.

Wyróżniono 4 litofacje (S – piaskowce, SM – piaskowce z mułowcami, MS-mułowce z piaskowcami i TM – iłowce z mułowcami) oraz 6 subfacji (mS – masywne piaskowce, mSM - masywne piaskowce przechodzące w mułowce, LSM - laminowane piaskowce przechodzące w mułowce, mMS - masywne piaskowce przechodzące w mułowce z przewagą członu mułowego, IMS – laminowane piaskowce przechodzące w mułowce z przewagą członu mułowego oraz ITM – laminowane iłowce i mułowce).

Zarys litostratygrafii

W budowie powierzchniowej płaszczowiny magurskiej główną rolę odgrywają utwory paleogenu, natomiast osady starsze mają mniejsze znaczenie (ryc.2). Najstarsze utwory występujące na badanym obszarze to utwory kredy górnej, rozwinięte w facji warstw inoceramowych (Sikora & Żyto, 1959; Golnok & Wójcik, 1978; Ryłko, 2004). W strefie raczańskiej zewnętrznej w obrębie warstw inoceramowych występują wkładki piaskowców zlepieńcowatych z Krzyżowej oraz wkładki piaskowców biotytowych z Jaworzynki. W górnej części profilu zaznacza się przewaga piaskowców z Mutnego (Sikora & Żyto, 1959). Natomiast w strefie raczańskiej wewnętrznej najniższą częścią warstw inoceramowych są pstry łupki z Cebuli (Golotka & Wójcik, 1978). Ogniwo to przechodzi w piaskowce ze Szczawiny (Żyto i inni, 1988).

Ponad warstwami inoceramowymi w strefie raczańskiej zewnętrznej i wewnętrznej występują warstwy pstry – formacja łupków z Łabowej (Ryłko, 2004). Lokalnie w obrębie warstw pstrych (strefa raczańska zewnętrzna) występują soczewy piaskowców ciężkowickich – ogniwo piaskowców ze Skawiec. W strefie raczańskiej zewnętrznej warstwy pstry przykrywają łupki z Zembrzyc, które zaliczane są do warstw podmagurskich. Natomiast w strefie raczańskiej wewnętrznej pstry łupki przechodzą w warstwy hieroglifowe z Grzechyni. W spągu warstw hieroglifowych miejscami pojawiają się wkładki piaskowców pasierbieckich przechodzące lokalnie w piaskowce osieleckie. Rzadko w stropowej części warstw hieroglifowych mogą pojawiać się wkładki margli łąckich. Eocen górny wykształcony jest w postaci piaskowców magurskich (warstwy magurskie). Ogniwo to zajmuje największy obszar. W literaturze wydziela się dwie facje: glaukonitową i mikową. Utwory oligocenu wykształcone są w postaci warstw nadmagurskich - warstw z Buzdowa (Chodyń, 2002).

Wyniki badań

Pierwszy schemat klasyfikacyjny dla sedimentologicznej analizy facji w badaniach głębokowodnych osadów klastycznych zaproponował Mutti i Ricci Lucchi (1972). W latach późniejszych pojawiły się kolejne klasyfikacje: Walker, Mutti, 1973; Mutti, Ricci Lucchi, 1975; Walker, 1978; Ślaczka, Thompson III, 1981; Stow, Piper, 1984. Klasyfikacje te stanowią bardzo użyteczne narzędzie badawcze w analizie facjalnej (Słomka za: Mutti i Ricci, Lucchi (1972); Walker, Mutti (1973); Mutti, Ricci Lucchi (1975); Walker (1978); Ślaczka, Thompson III (1981); Stow, Piper (1984)).

W artykule do sedimentologicznej analizy facjalnej zastosowano klasyfikację Ghibaudy (1992), gdzie symbole facji nawiązują do pierwszych liter nazw angielskich (ryc. 3).

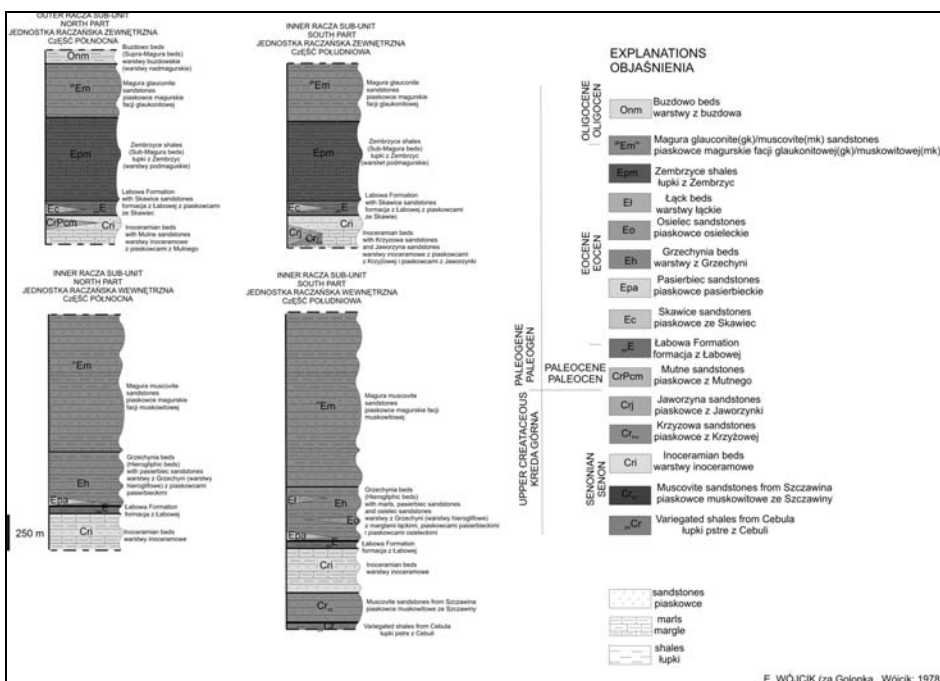


Fig.2 Simplified lithostratigraphic scheme studied area
Ryc.2 Uproszczona litostratygrafia obszaru badań

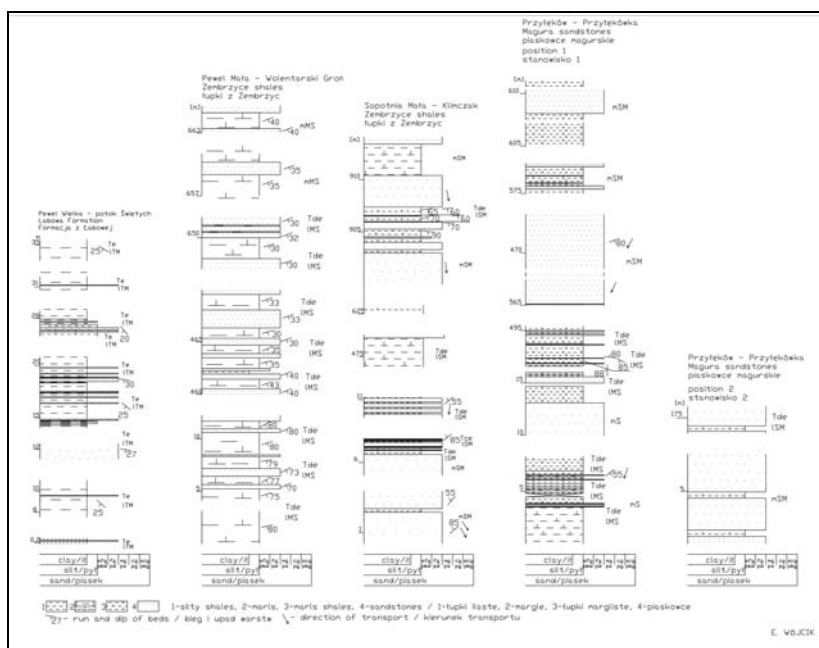


Fig.3 Sedimentology of the paleogene formation in the racza zone to the south of Żywiec

Ryc.3 Sedymentacja utworów paleogenu jednostki raczańskiej na południe od Żywca

FACJA S: piaskowce

Utwory tej facji to piaskowce od średnio- do bardzo drobnoziarnistych o miąższości do 200-300 cm. Powierzchnie spągowe i stropowe piaskowców są płaskie. Piaskowce zwykle są masywne, barwy jasnoszarej, szarej i oliwkowej. Grube ławice masywnych piaskowców występują głównie w obrębie łupków z Zembrzyc i piaskowców magurskich.

Utwory tej facji odpowiadają najlepiej piaskowcom masywnym Walkera (1978), osadom facji B Walkera i Muttiego (1973), Muttiego i Ricci Lucchiego (1975), Pickeringa et al. (1986). Facja ta to gwałtowna depozycja z wysokogęstościowych, piaszczystych prądów zawieszinowych.

W obrębie facji S wyróżniono subfację masywne piaskowce (mS). Subfacja mS to masywne ławice piaskowców od średnio- do bardzo drobnoziarnistych pozbawionych gładkości uziarnienia oraz struktur wewnątrzławicowych. Utwory tej subfacji wykształceniem odpowiadają utworom facji B1 i B2 Muttiego i Ricci Lucchiego (1975), facji B2 Walkera i Muttiego (1973), piaskowcom masywnym Walkera (1978), osadom facji B1.1 Pickeringa et al. (1986).

FACJA SM: piaskowce z mułowcami

Osady tej facji to ławice piaskowcowo-mułowcowe z przewagą piaskowców powstałe w jednym akcie depozycji. Piaskowce mają charakter turbidytowy, wyrażony obecnością niepełnych członów sekwencji Boumy Tde i Tce. Piaskowce są od grubo do średnioławicowych barwy szarej, a w ich budowie dominuje frakcja drobno i bardzodrobnoziarnista. Miejscami występują pojedyncze ławice piaskowców szaro-oliwkowych. Piaskowce są głównie laminowane poziomo i faliście, rzadziej są masywne. Na dolnych powierzchniach ławic zaobserwowano następujące struktury sedymentacyjne: jamki wirowe, grzbiety i bruzdy prądowe, ślady wleczenia, zadziory uderzeniowe. Występują również łupki głównie margliste, rzadziej ilaste. Łupki są barwy szarej, oliwkowej i brunatnej. Facje SM zaobserwowano w obrębie łupków z Zembrzyc i piaskowców magurskich.

Tego typu osady odpowiadają utworom facji C i D Walkera i Muttiego (1973), utworom facji C i D Muttiego i Ricci Lucchiego (1975), klasycznym turbidytom Walkera (1978), facji C.2.1 i C.2.2 Pickeringa et al. (1986). Facja SM to depozycja z mułowo-piaszczystych prądów zawieszinowych o zróżnicowanej gęstości. Energia prądów i tempo wyhamowania zmienia się. Początkowo wysoka energia i gwałtowne zamrożenie transportu (mSM) następnie szybkie przejście do frakcji drobniejszego materiału (ISM).

W obrębie facji SM wyróżniono dwie subfacje: mSM i ISM. Subfacja mSM to masywne piaskowce przechodzące w mułowce. Piaskowce tej subfacji to piaskowce o równych powierzchniach spągowych i stropowych, szybko przechodzące w masywne mułowce. Subfacja ISM to laminowane piaskowce przechodzące w mułowce. Laminacja w piaskowcach jest na ogół delikatna, ale wyraźna. Stwierdzono następujące sekwencje Boumy: Tbe i Tce.

FACJA MS: piaskowce z mułowcami z przewagą członu mułowcowego

Osady tej facji analogicznie jak facji SM tworzą ławice piaskowcowo-mułowcowe ale z przewagą członu mułowcowego. Przejście do nadległych piaskowców jest z reguły stopniowe. Oba te człony powstały w jednym akcie depozycyjnym. Powierzchnie spągowe są płaskie, pokryte drobnymi hieroglifami prądowymi. Wyróżniono następujące hieroglify: jamki wirowe, ślady wleczenia, zadziory uderzeniowe, grzbiety i bruzdy prądowe oraz pogąrze. Piaskowce są barwy szarej i szaro-oliwkowej o dominującym udziale frakcji bardzo drobnoziarnistej. Mułowce

charakteryzują się zmiennym udziałem frakcji mułowej i iłowej. Są to mułowce barwy szarej, oliwkowej i brunatnej. Facje MS zaobserwowano w obrębie łupków z Zembrzyc i piaskowców magurskich.

Facja ta odpowiada utworom facji DWalkera i Muttiego (1973), subfacji D2 Muttiego i Ricci Lucchiego (1975), C2.3 Pickeringa et al. (1986). Facja MS to dość szybka depozycja z suspensji piaszczysto-mułowych z rozrzedzonych prądów zawieszinowych (mMS) z przejściem do depozycji z trakcji (IMS).

Ze względu na rodzaj struktur wewnątrzławicowych wyróżniono w obrębie tej facji następujące subfacje: piaskowce masywne przechodzące w mułowce z przewagą członu mułowcowego (mMS) oraz piaskowce laminowane przechodzące w mułowce z przewagą członu mułowcowego (IMS). Piaskowce są laminowane poziomo, sekwencja Boumy Tde (1962).

FACJA TM: iłowce z mułowcami

Osadami tej facji są iłowce i mułowce ilaste rzadziej margliste, barwy szarej, szaro-oliwkowej, pstrej. W obrębie iłowców występują bardzo cienkie wkładki piaskowców niebieskich, laminowanych poziomo, frakcji bardzo drobnoziarnistej. Obecność facji TM stwierdzono w Pewli Wielkiej, w obrębie formacji z Łabowej. Łupki pstre z Łabowej to czerwone łupki ilaste, w stropowej ich części pojawiają się łupki zielone. Łupki są miękkie i rozsypliwe.

Utwory te mieszczą się w obrębie facji D2 Muttiego i Ricci Lucchiego (1975), C2.4 Pickeringa et al. (1986). Jest to depozycja z suspensji drobno rozproszonej zawiesziny materiału frakcji pyłowej i iłowej.

W obrębie facji TM wyróżniono subfacje laminowane iłowce i mułowce (ITM).

Wnioski

Szczegółowy opis litofacjalny profili oraz ich analiza i interpretacja sekwencji warstw pozwoliła na rekonstrukcję stref facjalnych magurskiego basenu sedimentacyjnego. Powiązanie cech litologicznych osadu z mechanizmami depozycji i środowiskiem sedimentacyjnym to użyteczne narzędzie badawcze (Słomka, 1995).

W obrębie utworów paleogenu płaszczowiny magurskiej obszaru badań wyróżniono 4 litofacje (tab. 1): (S – piaskowce, SM – piaskowce z mułowcami, MS-mułowce z piaskowcami i TM – iłowce z mułowcami) oraz 6 subfacji (mS – masywne piaskowce, mSM - masywne piaskowce przechodzące w mułowce, ISM - laminowane piaskowce przechodzące w mułowce, mMS - masywne piaskowce przechodzące w mułowce z przewagą członu mułowego, IMS – laminowane piaskowce przechodzące w mułowce z przewagą członu mułowego oraz ITM – laminowane iłowce i mułowce). Na tej podstawie na badanym terenie wyróżniono zespół facjalny piaskowcowo-mułowcowy (S-M), który obejmuje osady złożone z materiału okrucowego frakcji piaskowcowej i mułowcowej. Opisany zespół facjalny to grubo- i cienkoławicwe łupki oraz piaskowce cienko- do gruboławicowych. Zmiany facjalne w obrębie serii magurskiej zaznaczają się na kierunkach poprzecznych do osi struktur tektonicznych.

Dolny eocen reprezentują łupki pstre z Łabowej o miąższości od 50 do 100 m. Są to głównie czerwone i zielone łupki ilaste z cienkimi laminami piaskowców. Eocen środkowy, częściowo górny reprezentują łupki z Zembrzyc o miąższości od 500 do 600 m. Przeważają tu łupki nad piaskowcami. Natomiast eocen górny reprezentują piaskowce magurskie o znacznych miąższościach od 300 do 1200 m. Piaskowce przeważają tu nad łupkami.

Utwory paleogenu badanego terenu mają charakter osadów międzykanałowych związanych z przemieszczaniem migrującego wału kanału rozprowadzającego (o czym

mogą świadczyć grube ławice piaskowców w obrębie wyróżnionych facji: SM i MS). Są to również utwory związane z nakładaniem się na siebie prądów zawieszinowych o różnych kierunkach, co może być związane z urozmaiconą powierzchnią dna basenu. Kierunki transportu to SW i SE. Natomiast depozycja łupków pstrych była prawdopodobnie niezależna od morfologii stożka, zachowała się w miejscach, gdzie było mniejsze natężenie transportu.

G. Ghibaudo (1992)	Pickering et al. (1986)	Walker (1978)	Mutti i Ricci Luchi (1975)	Walker i Mutti (1973)	Lithostratigraphic unit Jednostka litostratygraficzna
S	B	piaskowce masywne massive sandstones	B	B	Łupki z Zembrzy Zembrzyce shales piaskowce magurskie Magura sandstones
SM	C.2.1, C.2.2	klasyczne turbidyty turbidity classically	C, D	C, D	Łupki z Zembrzy Zembrzyce shales piaskowce magurskie Magura sandstones
MS	C.2.3	klasyczne turbidyty turbidity classically	D2	D	Łupki z Zembrzy Zembrzyce shales piaskowce magurskie Magura sandstones
TM	C.2.4	-	D2	-	Formacja z Łabowej Labowa formation

Tab.1 Facieses of the area of research

Tab.1 Zestawienie facji obszaru badań

Badane osady były deponowane w środowisku głębokomorskim (stożek podmorski – część środkowa stożka) oraz reprezentują flisz piaskowo-łupkowy zwany fliszem normalnym. Są to osady o dużej miąższości składające się w przewadze z osadów gruboziarnistych (piaskowce) i drobnoziarnistych (łupki ilaste, mułowce). Materiał niesiony prądem przemieszczany jest przez trakcję denną, w czasie której ziarna poruszają się przez toczenie, ślizganie, oraz w zawieszinie czyli bez styczności z dnem.

Literatura

- [1] BOUMA, A.H. *Sedimentology of Some Flysch Deposits*. Elsevier Publishing Company, Amsterdam/New York, 1962.
- [2] BURTAN, J., SOKOŁOWSKI, S., SIKORA, W. & ŻYTKO, K. *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50000, arkusz Milówka*. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa, 1956.
- [3] CHODŶN, R. Budowa geologiczna strefy Siar w rejonie Mutnego na tle profilu litostratygraficznego płaszczowiny magurskiej między Zwardoniem a Suchą Beskidzką (polskie Karpaty fliszowe). *Przegląd Geologiczny*, vol. 50, nr .3 , 2002, pp. 139-147.
- [4] DŹUŁŦSKI, S. *Wskaźniki kierunkoe transportu w osadach fliszowych*. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa, 1963.
- [5] GHIBAUDO, G. Subaqueous Sediment Gravity Flow Deposits: Pratical Criteria for Their Field Description and Classification. *Sedimentology*, 39, 1992, 423-454.
- [6] GOLONKA, J. & WÓJCIK, A. *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50000, arkusz Jeleśnia*. Wydawnictwo Geologiczne ,Warszawa, 1978.

- [7] GOLONKA, J. & WÓJCIK, A. *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50000, arkusz Jeleśnia*. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa, 1978.
- [8] MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. : Le torbidit dell'Appenino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11, 1972, pp. 161-199.
- [9] MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. Turbidite Facies and Facies Association [w]: MUTTI E. et al. [red.], *Examples of Turbidite Facies Associations from Selected Formations of the Northern Pennines*. Field trip A11. IX Int. Sedimentol. Congr. Nice, 1975, France, pp. 21-36.
- [10] PICKERING, K. T., STOW, D., WARSON, M. & HISCOTT, R. (1986): Deep-Water Facies, Processes and Models: A Review and Classification Scheme for Modern and Ancient Sediments. *Earth Sci. Rev.*, 23, 1986, pp. 75-174.
- [11] PICKERING, K. T. Transitional Submarine Fan Deposits from the Late Pre-Cambrian Kongsfjord Formation Submarine Fan, NE Finnmark, N. Norway. *Sedimentology*, 30, 1983, pp. 181-199.
- [12] RYŁKO, W. *Budowa geologiczna Polski*, tom I, Stratygrafia 3a, Kenozoik: Paleogen, Neogen, pod redakcją PERYT M. & PIWOŃKI M., 2004, 271-338.
- [13] SIKORA W. & ŻYTKO K., *Budowa Beskidu Wysokiego na południe od Żywca*. Wydawnictwo Geologiczne Warszawa, 1959.
- [14] SŁOMKAT *Głębokomorska sedymentacja silikoklastyczna warstw godulskich Karpat*. Wydawnictwo Polskiej Akademii Nauk, Kraków, 1995.
- [15] STOW, D.A. & PIPER, D. J. W. *Deep-Water Fine Grained Sediments: Facies Models* [w:] STOW D. A. V. & PIPER D. J. [red.], *Fine-Grained Sediments: Processes and Facies*, Spec. Pub. 15, Oxford: Blackwell Scientific, 1984, pp. 611-645.
- [16] ŚLĄCZKA, A. & THOMPSON III, A. A Revision of the Fluxoturbidite Concept Based on Type Examples in the Polish Carpatian Flysch. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 51, 1981, pp. 3-44.
- [17] WALKER, R. G. Deep Water Sandstone Facies and Ancient submarine Fans: Models for Exploration for Stratigraphic Traps. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 62, 1978, pp. 932-966.
- [18] WALKER, R.G. & MUTTI, E. *Turbidite Facies and Facies Association* [w:] MIDDLETON G. V. & BOUMA A. H. (red.), *Turbidite and Deep-Water Sedimentation*, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Pacific. Section Short Course, Anaheim, 1973, pp. 119-157.
- [19] ŻYTKO, K., GUCIK, S., RYŁKO, W., OSZCZYPKO, N., ZAJĄC, R., GARLICKA, I., NEMČOK, J., ELIÁŠ, M., MENČIK, E., DVORÁK, J., STRÁNIK, Z., RAKUS, M. & MATĚJOVSKÁ, O. *Geological Map of the Western Outer Carpathians and Their Foreland without Quaternary Formations, Scale 1 : 500 000*. Państwowy Instytut Geologiczny, 1988.

Oponentní posudek vypracoval:

Prof. Ing. Karel Müller, DrSc., Ústav geoniky AVČR, v.v.i., Ostrava

Anna WYSOWSKA-ŚWIEBODZIŃSKA¹

**WYKORZYSTANIE METODY PIONOWYCH SONDOWAŃ
ELEKTROOPOROWYCH DO ROZPOZNANIA PŁYTKIEJ BUDOWY
GEOLOGICZNEJ NA PRZYKŁADZIE POŁODOWCOWEJ STRUKTURY
KEMOWEJ**

**ELECTRICAL RESISTIVITY IN POST-GLACIAL MEASUREMENTS ON
WESTERN POMERANIA, POLAND**

Abstrakt

Celem przeprowadzonych badań było rozpoznanie metodami elektrooporowymi płytkiej budowy geologicznej połodowcowej struktury kemowej. Badania przeprowadzono na południe od Jeziora Pile (Pojezierze Drawskie, północno zachodnia Polska). W badaniach geofizycznych zastosowano metodę automatycznych sondowań elektrooporowych. Metoda ta pozwoliła na określenie miąższości i rozkładów oporności właściwej warstw w badanych strukturach: 1 – warstwa przypowierzchniowa, 2 – suche piaski drobnoziarniste, 3 – piaski, żwiry i otoczaki, 4 – glina zwałowa. Oporność poszczególnych warstw malała w kierunku SE, wynikało to z faktu budowy struktury kemowej, pomiary wykonane zostały od najwyższego jej punktu do podnóża.

Wyniki poddano weryfikacji statystycznej w celu sprawdzenia stopnia wzajemnej zależności uzyskanych danych oraz porównano je z dostępnymi danymi literaturowymi dotyczącymi budowy geologicznej obszaru badań. Przeprowadzone badania pozwoliły na rozpoznanie rodzaju osadów budujących kem oraz na ustalenie średniej wartości oporności kolejnych warstw.

Abstract

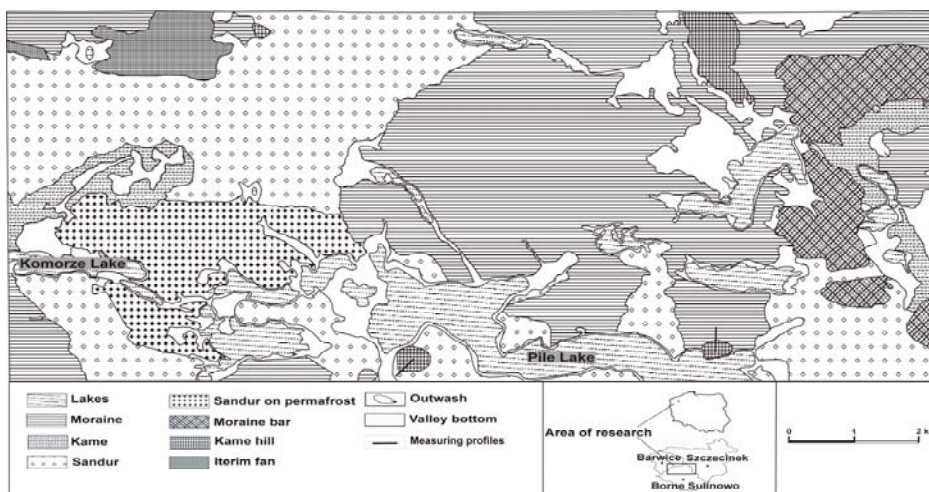
The aim of investigation was to recognizing a post-glacial kame structure. The surveys were carried out of Pile Lake in NW Poland. The electrical resistivity method was applied in measurements. Nine sounding were done and correlation with geological data. The results of research were verified statistically in order to correlate it and compare with literature data concerning the geology of research area. Geophysical prospecting gave good results in deciphering geology.

Wstęp

Pionowe sondowania elektrooporowe zostały wykonane na Pojezierzu Szczecińskim (ryc. 1), które stanowi mezoregion Pojezierza Południowopomorskiego

¹ Anna Wysowska-Świebodzińska, Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Ul. Będzińska 60, Sosnowiec, e-mail: wysowska@wnoz.us.edu.pl

(Kondracki, 2001). Urozmaicona budowa geomorfologiczna tego obszaru jest wynikiem aktywnej działalności lodowców podczas zlodowaceń plejstocénskich (Bukowska-Jania, Pulina, 1997). Liczne ślady bez przekształceń w postaci moren, żwirowisk i jezior polodowcowych spowodowały, iż zlodowacenie północnopolskie (bałtyckie, Wisły) jest najlepiej rozpoznany z glacialów pod każdym względem (Leśniak, 2002). Maksymalny zasięg tego zlodowacenia wyznaczała faza leszczyńska, a zasięg ten był zdeterminowany występowaniem połączeń pomiędzy jeziorami oraz występowanie cech marginalnych takich jak moreny i stożki napływowe (Galon, Roszkówna, 1961, Marks, 2002). Badania geomorfologiczne form marginalnych pozwalają na odtworzenie przebiegu deglacjacji, o ruchach czasy lodowej ostatniego zlodowacenia świadczą pokłady glin morenowych wraz z osadami międzymorenowymi (Leśniak, 2002).



Ryc. 1 Obszar badań, fragment mapy geomorfologicznej wg A. Karczewskiego (1997)

Fig. 5 Area of research, the geomorphologic map pieces, A. Karczewski (1997)

Zastosowano metodę pionowych sondowań elektrooporowych w celu rozpoznania płytkiej budowy geologicznej wybranej struktury kemowej. Na podstawie otrzymanych wartości oporności właściwej określono przypuszczalną budowę geologiczną do około 20m. Metoda ta jest powszechnie stosowana do rozpoznania płytkiej (Maciaszek 2008), jednak w wybranym obszarze stosowano ją rzadko (Gibas, 2005, Wysowska, 2006).

Wpływ zlodowacenia północnopolskiego na obszar badań

W stadiale głównym zlodowacenia północnopolskiego wyróżniono sześć faz i pięć interfaz (Mojski, 1968). Przedpaudorska faza, która występuje w profilach lessu soliflukcyjnego jest najstarszą fazą tego okresu. Faza leszczyńska, to głównie osady lodowcowe, których południową granice wyznaczały formy marginalne z osadami wodnolodowcowymi. Od drugiej części fazy (poznajskiej) oddzielona jest interfazą przedpoznajską, która zaznacza się osadami wodnolodowcowymi i rzecznyymi, które przykrywają osady lodowcowe pochodzące z fazy poznajskiej (Leśniak, 2002). Osady jeziorne występujące na obszarze zlodowaconym są charakterystyczne dla interfazy mazurskiej, które przykrywają osady fazy pomorskiej (lodowcowe i wodnolodowcowe).

Pozostałe fazy i interfazy stadiału głównego ogólnie nazywane są schyłkiem zlodowacenia północnopolskiego, w którym przeważają osady jeziorne, rzeczne i eoliczne. Górna granica zlodowacenia północnopolskiego wyznaczona jest na przejście plejstocenu w holocen (Leśniak, 2002). Podczas zlodowacenia północnopolskiego okresy ciepłe były przerywane przez kolejne glaciały o mniejszym zasięgu, na profilach widoczne jest to jako nowe poziomy gliny morenowej. Pojezierze Szczecińskie objęte było dwoma najmłodszymi fazami stadiału głównego, leszczyńsko-poznańską i pomorską, dowodzi tego występowanie dwóch poziomów glin lodowcowych występujących na tym obszarze. Gliny te rozdzielone są osadami fluwioglacjalnymi i limnoglacjalnymi (Dobrcki, Lewandowski, 2002).

Granica pomiędzy utworami plejstoceniowymi a plioceniowymi znajduje się średnio na setnym metrze głębokości (Karczewski, 1991, 1997; Dobrcki, Lewandowski, 2002; Klimek, Lewandowski, 2002). Całkowita miąższość utworów plejstoceniowych na tym terenie wynosi od 80 m do 150 m (Karczewski 1997,1991; Lewandowski et al. 2000; Dobrcki R. et al. 2002).

Pod nimi zalegają osady pochodzące z wcześniejszych okresów, którymi są przede wszystkim mioceniowe iły pylaste bezwapienne oraz iły i mułki ze zwęglonym detrytusem roślinnym, pirytem i wkładkami węgla brunatnych, piaski drobnoziarniste kwarcowe, piaski ilaste z wkładkami mułków oraz mułki i iły ich całkowita miąższość szacowana jest na 150-200 m (Bukowska-Jania, Pulina, 1997; Mapa Geologiczna Podstawowa 1:50000).

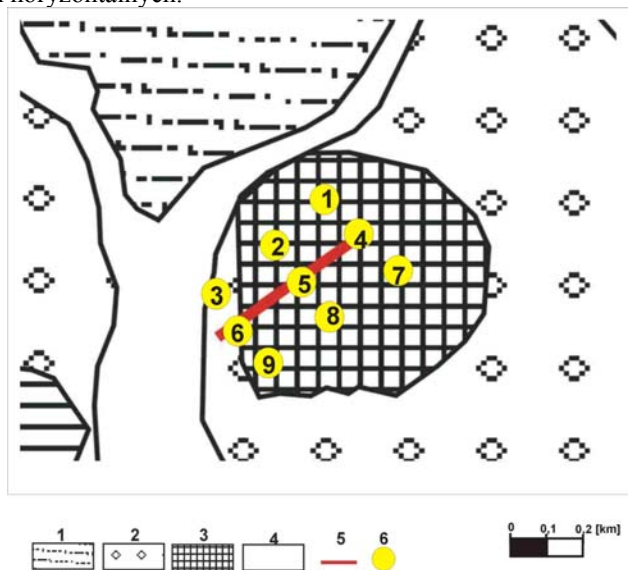
Wykonano dziewięć sondowań elektrooporowych według załączonego schematu na kemie znajdującym się po południowej stronie Jeziora Pile (ryc. 2). Kemy zbudowane są. Kemy prawdopodobnie zostały ukształtowane w szczelinach martwego lodu i zbudowane są ze żwirów i piasków o wysokich wartościach oporności. (Klimaszewski, 1978).

Metodyka badawcza

Celem badań elektrooporowych jest określenie, na podstawie otrzymanych wartości oporności właściwej, przypuszczalnej budowy geologicznej badanych osadów. Otrzymane wartości oporności pozornej są przetwarzane w procesie inwersji na wartości oporności właściwej. Metody te wykorzystują powstające różnice potencjałów pomiędzy elektrodami wbitymi w grunt, przez które przepuszcza się prąd elektryczny. Są one bezinwazyjne i służą do badań struktur podpowierzchniowych. Typowy układ pomiarowy składa się z dwóch elektrod prądowych i dwóch potencjałowych, a odległości pomiędzy elektrodami warunkują zasięg głębokościowy i wpływają na zdolność detekcji podpowierzchniowych warstw (Sjödahl, 2006). Zmierzona różnica potencjałów dostarcza informacji o podpowierzchniowych, heterogenicznych strukturach i ich właściwościach elektrycznych. Określenie rozkładów oporności gruntu jest głównym celem badań geoelektrycznych, wykorzystuje się do tego proces inwersji, który jest najistotniejszym elementem interpretacji otrzymanych danych terenowych. Proces ten polega na stworzeniu przypuszczalnego modelu, który w kolejnych procesach iteracyjnych zostaje coraz lepiej dopasowany. (Kearey i inni, 2002). Teoretyczny zasięg pomiaru w głąb ziemi zależy od odległości między skrajnymi elektrodami i wynosi średnio 1/4 tej odległości. Im większa odległość, tym większy zasięg, poza odległością na zasięg głębokościowy mają wpływ czynniki takie jak: wilgotność, porowatość, zasolenie i in. (Loke, 2004). Do elektrod zewnętrznych (prądowych) podłączone jest

źródło prądu elektrycznego, do wewnętrznych (napięciowych) woltomierz. Metoda ta uśrednia rzeczywistą rezystancję gruntu w obszarze od powierzchni do głębokości, która zależy od rozstawu elektrod zewnętrznych (Loke, 2004).

Długość profili pomiarowych wynosiła 100m, a środki sondowań oddalone były od siebie o 50m. Zastosowano symetryczny układ Schlumbergera który charakteryzuje się średnią czułością na zmiany oporności ośrodka zarówno z głębokością, jak i w kierunkach horyzontalnych.



Ryc. 2 Schemat pomiarowy, fragment mapy geomorfologicznej, wg A. Karczewski 1- jezioro, 2 – sandr, 3 – wzgórze i pagóry kemowe, 4 – dna dolin, obniżen jeziornych, czerwona linia – korelacja A, zielona linia – korelacja B, żółta linia – korelacja C

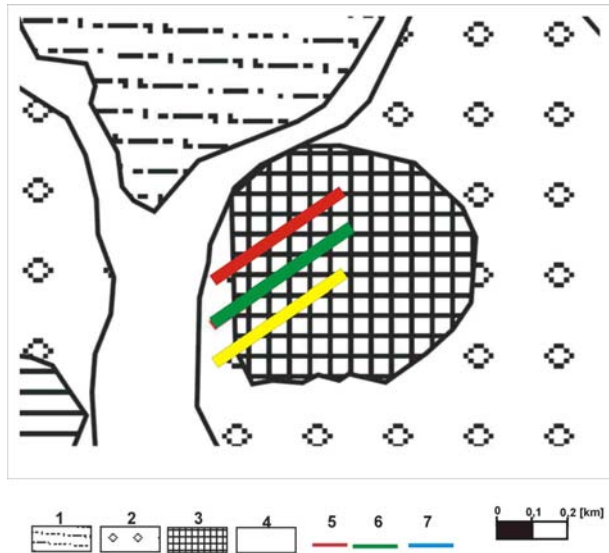
Fig. 2 Schema of measurement, Piece of geomorphologic map, after A. Karczewski, 1 – lake, 2 – sandur, 3 – kame, 4 – Valley bottom, red line – correlation A, green line – correlation B, yellow line – correlation C

Wyniki pomiarów

W wyniku przeprowadzonych pomiarów otrzymano dziewięć krzywych elektrooporowych, które połączono w trzy korelacje (ryc. 3). Powstały w ten sposób profile pomiarowe o przebiegu NE/SW.

Na podstawie krzywych wykreślono profile geoelektryczne dla poszczególnych korelacji (ryc. 7 - 9).

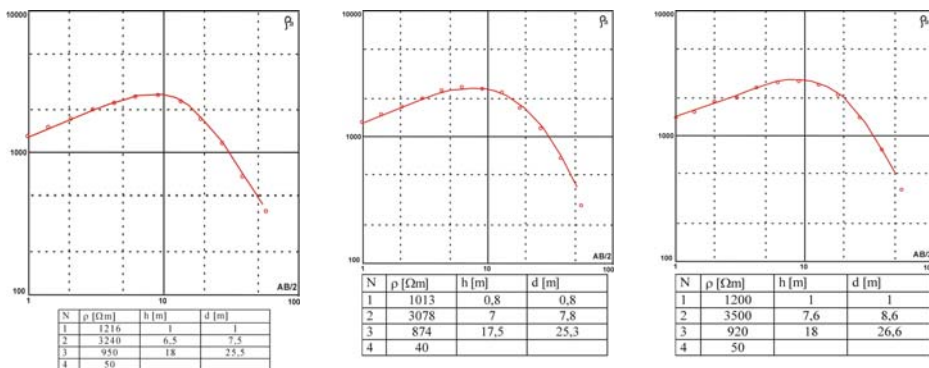
Warstwa pierwsza sondowań 1, 4, 7 ma średnią miąższość 1m jest to warstwa przypowierzchniowa zbudowana z różnoziarnistych piasków i żwirów ($1109 \Omega\text{m}$). Warstwa druga wykazuje wzrost oporności właściwej do $3099 \Omega\text{m}$ a jej miąższość wynosi 5,8 m (suche drobnoziarniste piaski). Warstwę o największej miąższości (14,8 m) w tym profilu stanowią prawdopodobnie zawodnione różnoziarniste piaski z domieszką żwirów i otoczków ($847 \Omega\text{m}$). Ostatnią niskooporową warstwę ($46 \Omega\text{m}$) stanowi glina zwałowa.



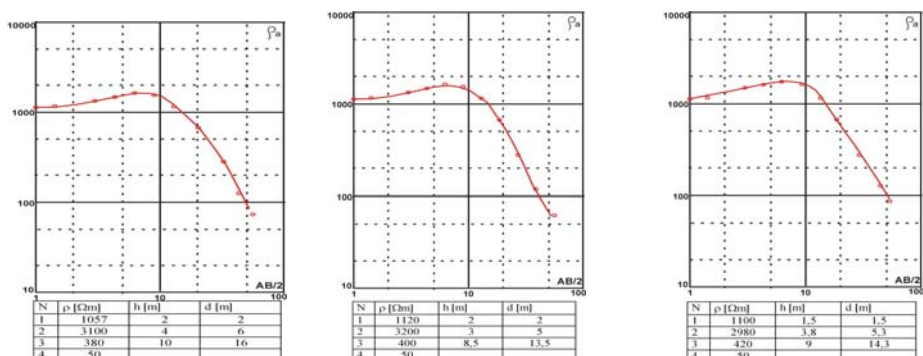
Ryc. 3 Wycinek mapy geomorfologicznej wg A. Karczewski 1- jezioro, 2 – sandr, 3 – wzgórze i pagóry kemowe, 4 – dna dolin, obniżeń jeziornych, czerwona linia – korelacja A, zielona linia – korelacja B, żółta linia – korelacja C

Fig. 3 Piece of geomorphologic map, after A. Karczewski, 1 – lake, 2 – sandur, 3 – kame, 4 – Valley bottom, red line – correlation A, green line – correlation B, yellow line – correlation C

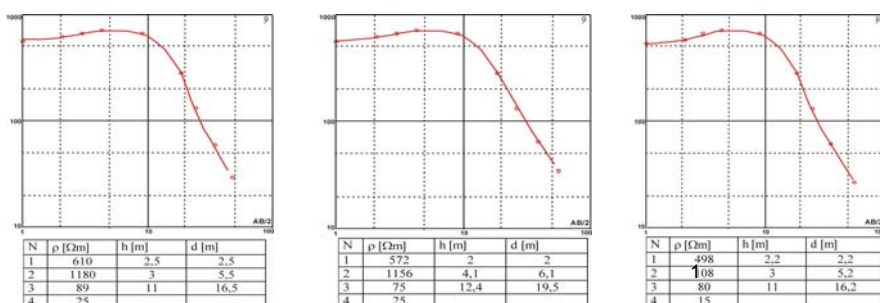
Otrzymane wyniki przedstawiono na rysunkach 4 - 6.



Ryc. 4 Krzywe elektrooporowe, korelacja A
Fig. 4 The result of measurements, correlation A



Ryc. 5 Krzywe elektrooporowe, korelacja B
Fig. 5 The result of measurements, correlation B

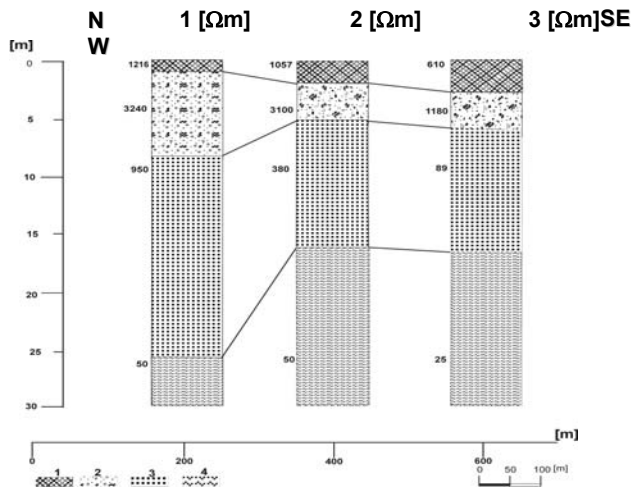


Ryc. 6 Krzywe elektrooporowe, korelacja C
Fig. 6 The result of measurements, correlation C

Przypowierzchniowa warstwa sondowań 2, 5, 8 to różnoziarniste piaski i żwiry (1150 Ω m, 1,7m). Oporność właściwa w warstwie drugiej wzrasta do 3266 Ω m (suche drobnoziarniste piaski), a jej miąższość wynosi 4,9m. Trzecią warstwę stanowią najprawdopodobniej zawodnione różnoziarniste piaski i otoczaki o oporności właściwej 566 Ω m (12,2m). Ostatnią warstwę stanowi glina zwałowa (50 Ω m).

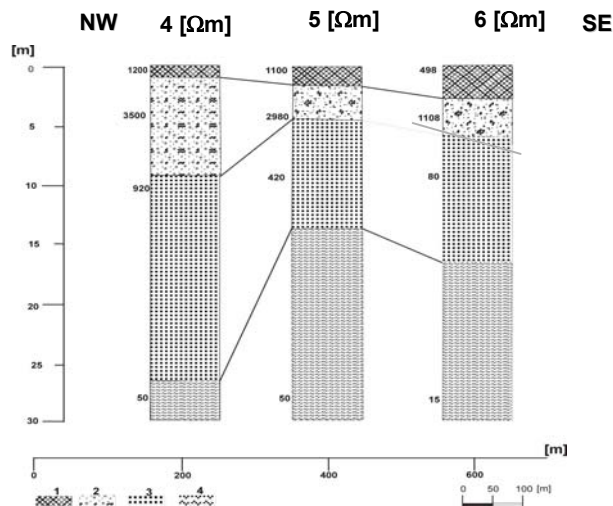
Dla sondowań 3, 6, 9 przypowierzchniowa warstwa wykazuje niższe wartości oporności właściwej. Spowodowane było to lokalizacją sondowań w pobliżu rynny rzeki Piławy. Warstwę przypowierzchniową o miąższości 2,2m stanowią piaski i żwiry (498 Ω m). Druga warstwa to drobnoziarniste piaski o miąższości 3m i wartości oporności właściwej 1108 Ω m. Warstwa trzecia to zawodnione piaski (80 Ω m) o miąższości 10m. Ostatnią warstwę stanowi nawodniona glina o wartości oporności właściwej równej 25 Ω m.

KORELACJA A



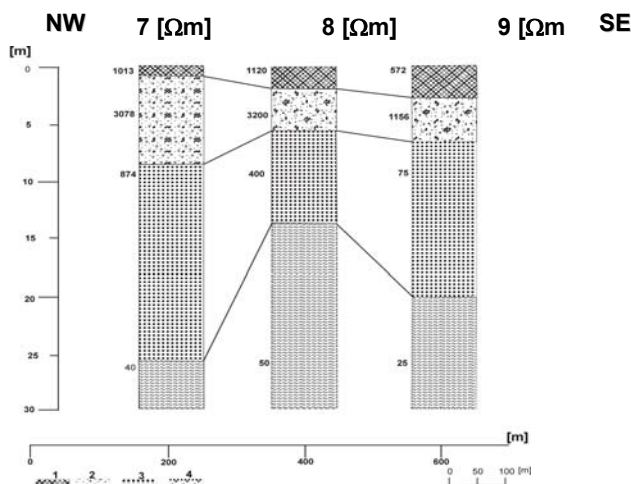
Ryc. 7 Przekrój geoelektryczny, korelacja A, 1 – warstwa przypowierzchniowa, 2 – suche piaski drobnoziarniste, 3 – piaski, żwiry i otoczaki, 4 – glina zwałowa
Fig. 7 Electrical cross section, corelation A, 1- surface layer, 2 – dry sands, 3 – sands, gravels and boulder

KORELACJA B



Ryc. 8 Przekrój geoelektryczny, korelacja B (1– 4 = Ryc. 7)
Fig. 8 Electrical cross section, corelation B (1– 4 = Fig. 7)

KORELACJA C



Ryc. 9 Przekrój geoelektryczny, korelacja C (1–4 = Ryc. 7)

Fig. 9 Electrical cross section, correlation C (1–4 = Fig. 7)

Podsumowanie

Sondowania elektrooporowe pozwoliły na rozpoznanie płytkiej budowy geologicznej oraz wydzielenie czterech warstw geoelektrycznych nieznacznie różniących się wartościami oporności właściwej na różnych profilach. Różnice najprawdopodobniej są wynikiem wpływu czynników zewnętrznych.

Wartości wyznaczonych oporów skał zawierają się w tabelarycznych przedziałach oporności właściwej badanych skał (Plewa i Plewa, 1992; Schön, 1996; Telford i in., 1990; Reynolds, 1997).

Dla otrzymanych wyników obliczono współczynnik konkordancji M. G Kandała i B. Bagingtona-Smitha, wg wzoru:

$$r_w = \frac{12 \sum_{j=1}^N R_j^2 - 3m^2 N(N+1)^2}{m^2 \cdot N(N^2 - 1)},$$

gdzie: r_w - współczynnik konkordancji,

R_j - suma rang dla kolejnych obiektów,

m - liczba cech,

N - liczba elementów w szeregu,

12 - liczba stała.

Umożliwia on badanie współzależności między więcej niż dwiema cechami (Runge, 1992). Zastosowanie tego współczynnika miało na celu zbadanie wzajemnych

zależności pomiędzy otrzymanymi danymi terenowymi. Otrzymano $r_w = 0,786$, co świadczy o dużej współzależności danych terenowych. Ponieważ współczynnik konkordancji stanowi miarę unormowaną, weryfikację jego istotności oparto o test χ^2 (Runge, 1992) stosując wzór (oznaczenia jak wyżej):

$$\chi^2 = m(N-1)r_w$$

Otrzymano wartość $\chi^2 = 33,012$, natomiast wartość tablicowa przy założonej istotności $\alpha = 0,05$ wynosi $\chi^2_{tabl.} = 22,362$, czyli $\chi^2 > \chi^2_{tabl.}$.

Ostatnim etapem weryfikacji otrzymanych wyników było skorelowanie ich z różnymi danymi literaturowymi dotyczącymi badanego terenu (Bukowska-Jania i Pulina, 1997; Dobracki i Lewandowski, 2002; Klimek i Lewandowski, 2002; Karczewski, 1997).

Wyniesienia kemowe powstawały ze zdeponowanego materiału w szczelinach martwego lodu, zazwyczaj występują powyżej zwierciadła jezior, co może powodować wzrost wartości oporności, zbudowane są z piasków i żwirów różnej frakcji (Bukowska-Jania, Pulina, 1997).

Zastosowana metoda badawcza umożliwiła przedstawienie rozkładów wartości oporności badanych osadów oraz określenie ich miąższości. Przy zastosowaniu odpowiednio dużej ilości profili pomiarowych możliwe jest zbadanie przestrzennej rozciągłości struktur geomorfologicznych.

Literatura

- [1] BUKOWSKA-JANIA, E. & PULINA, M. Problemy hydrochemiczne i kriochemiczne w rejonie Bornego Sulinowa (Pomorze Zachodnie), [w]: KOSTRZEWSKI A. (red.), *Rzeźba i osady czwartorzędowe obszarów współczesnego i plejstocénskiego zlodowacenia półkuli północnej*. Wyd. UAM, 1997, Ser. Geografia 58, pp. 29-49.
- [2] DOBRACKI, R. & LEWANDOWSKI, J. Plejstocen Pojezierza Drawskiego i Szczecińskiego, [w]: Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna lobu Parsęty. In *IX Konferencja: Stratygrafia Plejstocenu Polski*. Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Pomorski, Szczecin i Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Katowice, 2002.
- [3] GALON, R. & ROSZKÓWNA, L. Extents of the Scandinavian Glaciations and of Their Recession Stages on the Territory of Poland in the Light of Analysis of the Marginal Forms of Inland Ice. *Przegląd Geograficzny*, 33, 1961, pp. 347-364.
- [4] GIBAS, J., RACHELWICZ, G., & SZCZUCINSKI, W. Application of DC Resistivity Soundings and Geomorphological Surveys in Studies of Modern Arctic Glacier Marginal Zones, Petuniabukta, Spitsbergen. *Polish Polar Research*, 26(4), 2005, pp. 239-258.
- [5] KARCZEWSKI, A. Rozwój i zasięg fazy pomorskiej lobu Parsęty podczas zlodowacenia vistuliańskiego, [w:] KOSTRZEWSKI A., (red.) *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*. *Geografia* 50, 1991, Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu im. A. Mickiewicza, Poznań.
- [6] KARCZEWSKI, A. Geomorfologia i rozwój rzeźby przedpola fazy pomorskiej w północnym sąsiedztwie jeziora Pile. [w:] BUKOWSKA-JANIA E. & PULINA

- M., (red), *Studia nad środowiskiem geograficznym Bornego Sulinowa*. PWN, 1997, Warszawa.
- [7] KEAREY, P., BROOKES, M. & HILL, I. *An Introduction to Geophysical Exploration*, Blackwell Science, 2002.
 - [8] KLIMASZEWSKI, M. *Geomorfologia*. PWN Warszawa, 1978.
 - [9] KLIMEK, K. & LEWANDOWSKI, J. Stanowisko nr 5 – Liskowo, [w]: Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna łobu Parsęty . In *IX Konferencja: Stratygrafia Plejstocenu Polski*. Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Pomorski, Szczecin i Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Katowice, 2002.
 - [10] KONDRACKI, J. *Geografia Polski. Mezoneiony fizyczno geograficzne*. Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa, 2001.
 - [11] LEŚNIAK, T. *Materiały pomocnicze do terenowych zajęć geologicznych w rejonie nadmorskim*. Uczelniane Wydawnictwo Naukowe Dydaktyczne AGH, Kraków, 2002.
 - [12] LEWANDOWSKI, J., HELIASZ, Z. & KLIMEK, K. *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1: 50 000, arkusz Sulinowo (198)*. Ministerstwo Środowiska, Państwowy Instytut Geologiczny, 2000.
 - [13] LOKE, M., H. *Tutorial: 2-D and 3-D Electrical Imaging Surveys*. In www.geoelectrical.com , 2004.
 - [14] MACIASZEK, J. Geodezyjne i geofizyczne badania osuwiska na przykładzie rejonu „Szyb Kościuszko” w Kopalni Soli „Wieliczka”. *Gospodarka surowcami mineralnymi*, 2008, Tom 24, zeszyt 3/2, 273-288
 - [15] MARKS, L. Last Glacial Maximum in Poland. *Quaternary Science Reviews*, 2002, 21, pp. 103-110.
 - [16] POMIANOWSKI, P., ROGOWSKI, R. & RUDZKI, M. Zastosowanie badań i pomiarów geofizycznych w ochronie elektrochemicznej. In *VII Krajowa Konferencja: Pomiar Korozyjny w Ochronie Elektrochemicznej*, 2002, 53-60.
 - [17] MOJSKI, J.E. Zarys stratygrafii zlodowacenia północnopolskiego (bałtyckiego). *Prace Geograficzne PAN*, 74, 1968.
 - [18] PLEWA, M. & PLEWA, S. *Petrofizyka*. Wyd. Geol., 1992, pp. 248–271.
 - [19] Reynolds, J.M. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. Wiley, Chichester, 1997.
 - [20] RUNGE, J. *Wybrane zagadnienia analizy przestrzennej w badaniach geograficznych*. Skrypty Uniwersytetu Śląskiego nr 469, 1992, Katowice.
 - [21] SCHON, J.H. *Physical Properties of Rocks*. Pergamon, 1996.
 - [22] SJÖDHAL, P. *Resistivity Investigation and Monitoring for Detection of Internal Erosion and Anomalous Seepage in Embankment Dams*. Doctoral Thesis, Lund University, Lund, 2006.
 - [23] TELEFORD, W.M., GELDART, L.P. & SHERIFF R.E. *Applied Geophysics*, 2nd ed. Cambridge University Press, Cambridge, 1990.
 - [24] WYSOWSKA, A. Geoelektryczny model sandrów polodowcowych okolic Bornego Sulinowa, pod redakcją P. Golsztain, In *VI Naukowa Konferencja Doktorantów: Interdyscyplinarne zagadnienia w górnictwie i geologii*. Oficyna Wydawnicza Politechniki Wrocławskiej, Wrocław 2006, Str. 303-311.

Oponentni posudek vypracoval:

Prof. Ing. Petr Martinec, CSc., Ústav geoniky AVČR, v.v.i., Ostrava

**Sborník vědeckých prací
Vysoké školy báňské – Technické univerzity
Ostrava**

řada stavební

číslo 2, rok 2009, ročník IX

Redakční rada:

Předseda: Ing. Martin Krejsa, Ph.D., VŠB-TU Ostrava, Fakulta stavební

Prof. Ing. Radim Čajka, CSc., VŠB-TU Ostrava, Fakulta stavební

Doc. RNDr. Hrubešová Eva, Ph.D., VŠB-TU Ostrava, Fakulta stavební

Doc. Ing. Janas Petr, CSc., VŠB-TU Ostrava, Fakulta stavební

Doc. RNDr. Zdeněk Kaláb, CSc., Ústav geoniky AV ČR a VŠB-TU Ostrava, Fakulta stavební

Prof. Ing. Jozef Melcer, DrSc., Žilinská univerzita v Žiline, Stavebná fakulta, Slovensko

Doc. Ing. Jaroslav Navrátil, CSc., Vysoké učení technické v Brně, Fakulta stavební

Prof. Dr.hab. inž. Jaroslav Rajczyk, děkan Fakulty stavební, Polytechnika Czestochowa, Polsko

Doc. Ing. Vlastislav Salajka, CSc., Vysoké učení technické v Brně, Fakulta stavební

Doc. Ing. Richard Šňupárek, CSc., Ústav geoniky AV ČR

Publikované články jsou recenzovány

Adresa redakce:

Ludvíka Podéště 1875/17

708 33 Ostrava - Poruba

Česká republika

Náklad: 150 ks

Tisk: Ediční středisko VŠB-TU Ostrava

© Vyдала Vysoká škola báňská – Technická univerzita Ostrava

ISBN 978-80-248-2119-1

ISSN 1213-1962