

Pavel BLÁHA¹, Hana DOLEŽALOVÁ², Roman DURAS³, Jiří LUKEŠ⁴, Karel MÜLLER⁵

ZMĚNY V HORNINOVÉM MASÍVU VYVOLANÉ PODDOLOVÁNÍM

ROCK MASSIF CHANGES CAUSED BY UNDERMINING

Abstract

Classical observation of surface deformation in undermined territories use repeated geodetic surveying. Results from these surveying do not offer data about physical changes that happen in the rock massif. To find out these changes, a complex of repeated geodetic and geophysical measurements of surface, borehole and surface-borehole system was used from 2002 to 2006. These measurements pointed out (beside the well known surface deformations) also that the changes inside the rock massif do not affect the massif as whole, but the “faulty zones” are formed there.

Úvod

Jako mnohá území v České republice i region Karvinska je v některých svých částech postiženo svahovými deformacemi. Jestliže se tento fenomén setká s vlivy poddolování, nastává komplikovaná situace, kdy je velmi těžké stanovit, co je bezprostřední příčinou svahových pohybů. Je proto nezbytně nutné důkladně sledovat projevy poddolování i mimo sesuvné svahy a takto získané poznatky pak aplikovat i na studium chování svahů. V poslední době je problému poddolování věnována hornickou obcí zvýšená pozornost a na základě rozsáhlých analýz výsledků geodetických měření jsou odůvodňovány hodnoty mezních úhlů pro pokravný útvar i pro karbon a jsou stanovovány hranice vlivu dobývání (Černý et al. 2007).

Je pochopitelné, že základní metodou sledování povrchových deformací vzniklých hlubinným dobýváním jsou geodetická měření. Deformace horninového prostředí však vyvolávají změny napětového stavu i fyzikálních vlastností horninového masívu. K jejich sledování je možné použít i celou řadu geofyzikálních metod, a to jak v povrchové variantě, tak v systému měření vrt – povrch i měření ve vrtech. Podstatou úspěšného použití těchto metod jsou opakovaná měření. Tento zjednodušený geofyzikální monitoring umožňuje zjistit, k jakým fyzikálním změnám dochází, a pochopit, jak se poklesová kotlina vyvíjí.

Pokusná geofyzikální měření

Použití opakovaných geofyzikálních měření pro zjištění vlivů dobývání na povrch je poměrně staršího data. V letech 1975 – 1987 byl sledován projev tzv. hladnovské poruchy na Slezské Ostravě (obr. 1) v dobývacím prostoru Dolu Petr Bezruč. Její vymezení bylo nezbytně zejména v souvislosti s výstavbou nové komunikace a stadionu Bazaly. Porucha ovlivnila zástavbu od nábřeží Ostravice přes Hladnov až k lesoparku Stromovka. K její lokalizaci bylo použito klasické odporové profilování a pokusně i termické a emanační profilování. Porucha se projevovala nízkými zdánlivými měrnými odpory a v průběhu dvanácti let se centrum poruchy posunulo o cca deset metrů. (Hofrichterová et al., 1999, obr. 2). V letošním roce bylo přes hladnovskou poruchu proměřeno několik profilů multi-elektrodovým odporovým měřením se shodným odporovým projevem jako v předchozích letech (Vašíčková, 2007).

V roce 1990 byl geofyzikální průzkum proveden v zájmové oblasti Dolu Darkov (obr. 1). Průzkum byl proveden jednorázově metodami vertikálního elektrického sondování, odporového profilování a emanačním měřením na šesti profilech. Z realizovaného průzkumu vyplynulo, že

¹ Doc. RNDr. DrSc., GEOTest Brno, a.s., 28. října 287, Ostrava, blaha@geotest.cz

² Ing., ÚGN AV ČR, v.v.i., Studentská 1768, 708 00 Ostrava, dolezalova@ugn.cas.cz

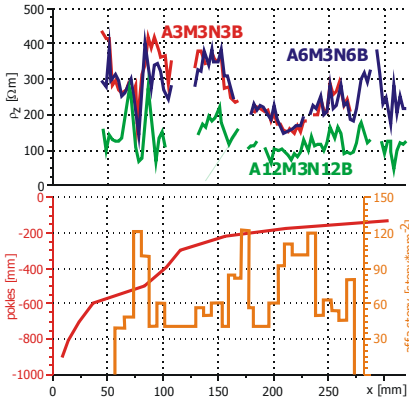
³ Ing., GEOTest Brno, a.s., 28. října 287, Ostrava, duras@geotest.cz

⁴ RNDr., CSc., Aquatest a.s. Praha, Geologická 4, 152 00 Praha 5, lukes@aquatest.cz

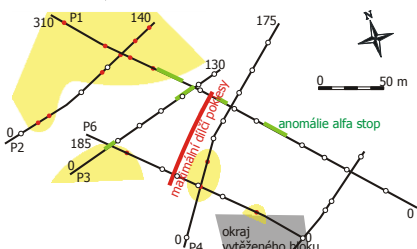
⁵ Prof. Ing. DrSc., ÚGN AV ČR, v.v.i., Studentská 1768, 708 00 Ostrava, muller@ugn.cas.cz



Obr. 1 Situace sledovaných lokalit

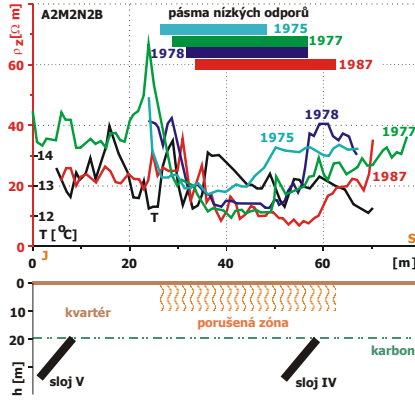


Obr. 3 Změny zdánlivého měrného odporu a exhalací radonu (podle Müllerová J. a kol. 1999)

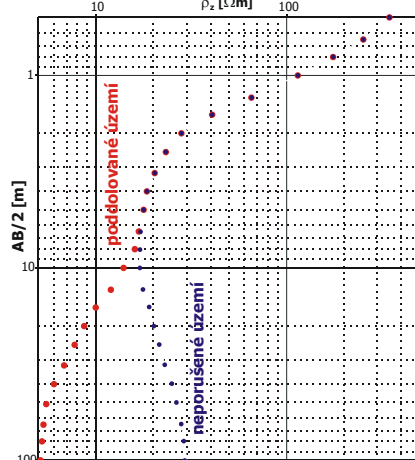


Obr. 5 Důl Darkov rozsah rozvolnění

rozvolněný masív je charakterizován rozkolísáním zdánlivých měrných odporů i hodnot exhalací radonu, a to jak v oblasti výrazných poklesů, zjištěných geodeticky, tak i v místech minimálních výškových změn (obr. 3). Jednoznačnější poznatky o rozvolňování horninového masívu poskytlo odporové sondování (obr. 4). Tam, kde byl masív porušen a rozvolněn, byly zjištěny sondy typu Q, tj. snižování odporu s hloubkou, tam, kde masív zůstal dobýváním neovlivněn, byly sondy typu H, případně QH, kdy od určité hloubky dochází k nárůstu odporu. Geofyzikální měření v této oblasti



Obr. 2 Změny zdánlivého měrného odporu nad dobývacím prostorem (podle Hofrichtrová L. a kol. 1999)



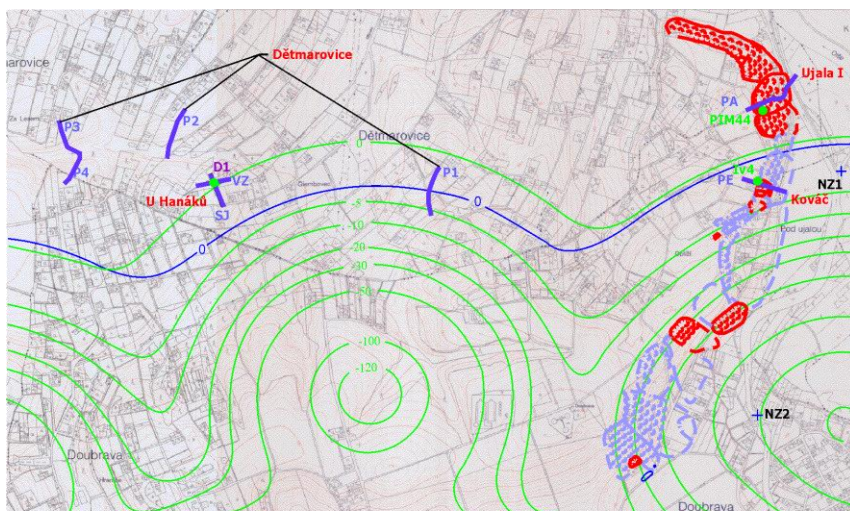
Obr. 4 Křivky VES v poddolovaném a neporušeném území

umožnilo sestavit korelační schéma, na němž je patrný rozsah rozvolněného masivu (obr. 5) i v oblasti, kde poklesy geodeticky zjišťované byly minimální nebo nulové (Müllerová et al., 1991).

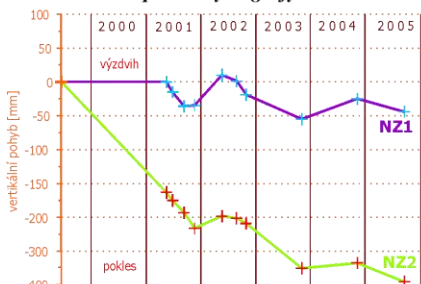
Systematická geofyzikální měření

Hlubinné dobývání v OKR vyvolává deformace horninového prostředí a podmiňuje vznik poklesových kotlin. Klasické sledování tohoto fenoménu spočívalo pouze ve sledování změn povrchu terénu. Zcela se zanedbávalo sledování změn fyzikálních a mechanických vlastností uvnitř horninového masivu. Potřeba znalostí těchto změn vyvstala zejména po roce 1997 v souvislosti se sledováním svahových deformací vzniklých po katastrofických srážkách. Ukázalo se, že není možné přesně stanovit, jaký vliv na obnovení svahových pohybů měly samotné srážky a jaký podíl představovaly změny prostředí vyvolané poddolováním. Z tohoto důvodu bylo od roku 2003 započato se systematickým sledováním změn uvnitř horninového masivu a změn povrchu v místech, kde dochází ke kolizi mezi poddolovaným územím a svahovými deformacemi.

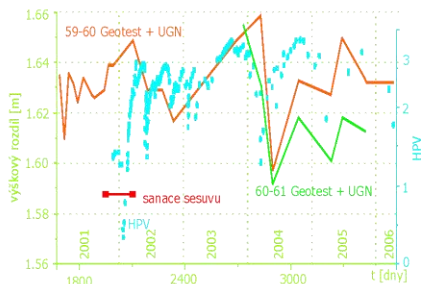
Ministerstvo životního prostředí zadalo Geotestu Brno, a.s. výzkumné práce, které měly prokázat, zda dobývací práce, a s nimi spojená tvorba a vývoj poklesové kotliny, ovlivňují stávající sesuvy v oblasti Dětmarovic a Doubravy (obr. 1). Situace geodetických a geofyzikálních měření je na



Obr. 6 Situace opakovaných geofyzikálních měření



Obr. 7 Vertikální pohyby bodů NZ1 a NZ2



Obr. 8 Vertikální pohyby bodů 59, 60 a 61

obr. 6. Časový vývoj poklesů je názorně patrný na obr. 7. Body NZ1 a NZ2 byly stabilizovány Povodím Odry uvnitř poklesové kotliny podle map prognózy vlivů dobývání. Bod NZ1 leží blízce okraji modelované poklesové kotliny a vykazuje v průběhu let 2000 – 2005 kolísání v rozmezí cca šesti centimetrů. Změny výšky bodu NZ2, který je uvnitř poklesové kotliny, mají trend nepravidelného poklesu, a to až o 40 cm. Za velmi důležitou pokládáme skutečnost, že pokles bodů není rovnoměrný, ale děje se ve skocích. Při detailním pohledu na obrázek dokonce vidíme, že v některých okamžicích dochází ke zmenšení poklesu. Takovéto děje máme dokumentovány na více bodech. Tato skutečnost svědčí o tom, že procesy v poklesové kotlině nejsou rovnoměrné a že při porušování horninového masívu dochází k porušování hornin v omezených časových úsecích, v jiných obdobích dochází pouze ke koncentraci napětí, případně i k jeho uvolňování.

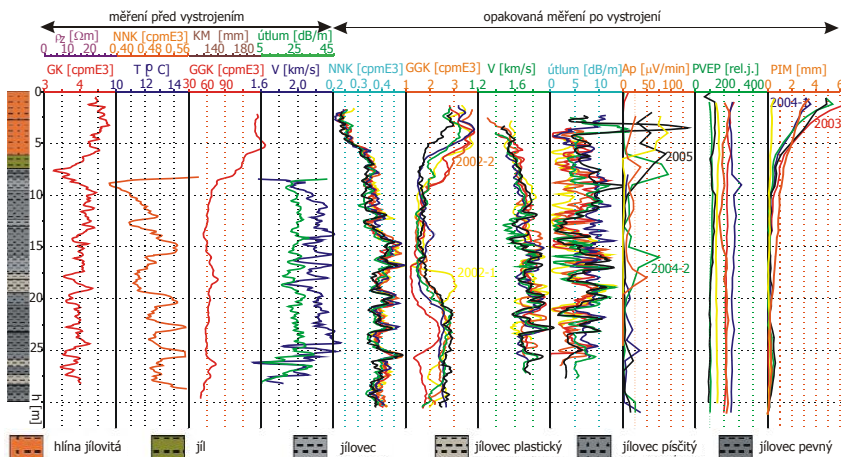
Body 59, 60, 61 byly stabilizovány Povodím Odry pro sledování výškových poměrů v okolí řeky Olše a Karvinského potoka. Jde o hřeby zacementované v betonových objektech podél řeky (mosty, propustě), jež jsou součástí nivelačního tahu Povodí Odry. Z hlediska poddolování by měly být body 60, 61 vně, bod 59 přibližně na okraji vytvářející se poklesové kotliny. Povodí Odry na těchto bodech provádí nivelační měření již řadu let a tato jsou od roku 2000 doplňována výškovými měřeními Geotestu Brno, a.s. a později i Ústavu geoniky AV ČR, v.v.i. a sice metodou geometrické nivelace ze středu v kategorii technické přesnosti. Převýšení nivelovaného úseku mezi body 59 a 60 je značně rozkolísané a mění se v rozsahu až 6 cm (obr. 8). Změny ukazují na opakovaný výzdvih a pokles bodů v přibližně dvouletém intervalu.

V roce 2004 se začal obdobně sledovat severnější úsek nivelačního tahu mezi body 60 a 61. Změny v převýšení tohoto úseku napodobují trend výškových změn úseku 59 až 60 (opět výzdvih a pokles), změny jsou však menší. Možných příčin tohoto kolísání výšek může být několik. Vedle vlivu změn napěťo-přetvárného stavu v přípovrchnové zóně v důsledku hlubinného dobývání to může být vliv podzemní vody v širším slova smyslu, tedy změny úrovně HPV, změny tlaku, změny propustnosti, změny odtokových poměrů, infiltrace z řeky nebo do řeky ap. Souvislost se změnami výšky hladiny podzemní vody je patrná v grafu na obrázku 8. Po období sanace svahu odvodněním v roce 2001 je zřejmé, že výška hladiny podzemní vody inverzně kopíruje trend změn převýšení mezi povrchovými body (Bláha et al., 2006). To je zejména dobře patrné v období 2003 a 2004 (období po sanaci sesuvu), kdy se ukazuje určitá vazba s úrovní podzemní vody v horninovém prostředí. Na výškové změny však může mít vliv i primární stabilita bodů, přesnost měření a jeho časová nesourodost.

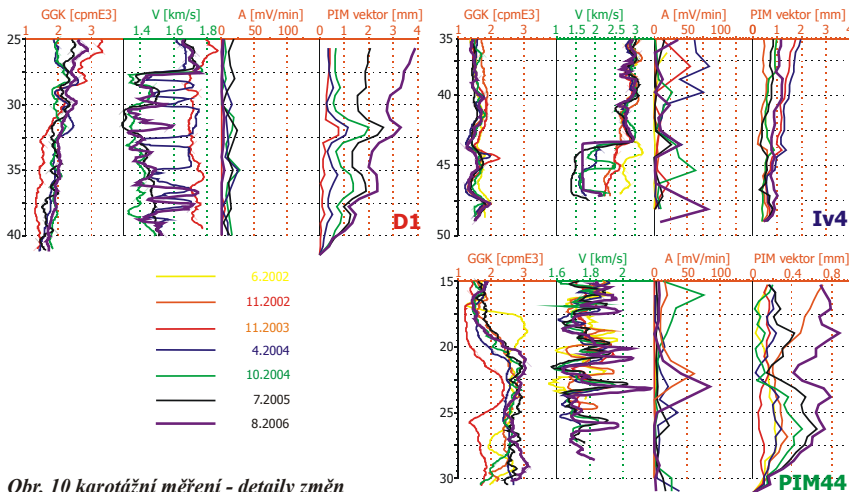
Pokud jde o geofyzikální měření, bylo v oblasti Dětmárovic a Doubravy uskutečněno rozsáhlé opakované měření, a to jak karotážní, tak geoelektrické a seismické. V souvislosti s průzkumem sesuvů byly na okraji poklesové kotliny odvrtny vrty PIM 4, PIM 44, Iv4 a D1. Karotážní měření provedla firma AQUATEST, a.s. Karotážní měření je každoročně opakováno od r. 2002. Pro zjištění litologické charakteristiky bylo použito komplexu radionuklidových metod (GK, GGK, NNK) a akustické karotáže. Tento omezený komplex byl nutný vzhledem k tomu, že vrty pro provozní potřeby musely být po odvrtní okamžitě vystrojeny. Rovněž opakovaná měření pro sledování změn fyzikálních vlastností zahrnovala metodu NNK, GGK, AK včetně měření útlumu rychlosti. Dynamické změny ve vrtu byly sledovány opakovanými měřeními, zahrnujícími měření geoakustické aktivity Ap, měření přirozeného vysokofrekvenčního elektromagnetického pole (PVEP) a přesnou inklinometrii (PIM). Časové změny karotážních veličin ve vrtu PIM44 v časovém období 6/2002 až 8/2006 jsou na obrázku 9, detaily vybraných křivek ze všech sledových vrtů na obrázku 10.

Všech šest etap opakovaných měření NNK ve vrtu PIM44 dává prakticky identické výsledky. Nejnižší měřené hodnoty byly zjištěny v části vrtu procházející svahovými deformacemi; jílovitost od povrchu ke spodní smykové ploše klesá. Ve vrtu je identifikováno šest poloh písčitéjších hornin. Tři polohy jsou v hluboké svahové deformaci, další dvě se nacházejí v neporušeném masívu a šestá leží uvnitř porušeného pásma u počvy vrtu.

Z dalších opakovaných karotážních měření jsou největší změny patrné na křivkách objemové hmotnosti. Změny objemové hmotnosti lze najít ve dvou hloubkových pásmech. První, menší, náleží



Obr. 9 Opakované karotážní měření ve vrtu PIM44



Obr. 10 karotážní měření - detaily změn

hornímu a střednímu patru svahové deformace a sahá do hloubky cca 9,5 metru. V určitém přibližení můžeme prohlásit, že objemová hmotnost horninového masívu se s časem postupně zvyšuje. K větším změnám došlo nejdříve ve středním patře svahové deformace a teprve následně se objemová hmotnost zvyšovala v horním patře. V absolutních hodnotách lze odhadnout změny na 0,25 až 0,3 g/cm³. Z měření přesné inklinometrie víme, že v hloubce 9,5 metru jsme v minulosti ve vrtu PIM4 zjistili pohyb o velikosti cca jednoho milimetru.

Druhou zónou změn objemové hmotnosti je pásmo od 17 metrů k počtvě vrtu. Zde dochází k částečnému zvyšování i ke snižování objemové hmotnosti. Po prvním opakovaném měření došlo ve druhé polovině roku 2002 v hloubce 17 – 20 metrů, tj. na spodní smykové ploše, k významnému zvýšení objemové hmotnosti. V časovém období 2002 až 2004 byly změny objemové hmotnosti minimální. V roce 2005 se objemová hmotnost v tomto úseku vrtu znovu zvýšila. V tomto období se

však zvýšila i objemová hmotnost poslední části vrtu, tj. v horninovém masívu pod spodní smykovou plochou. Zejména ve spodní části vrtu, kde byla podle karotážních měření pro litologii zjištěna porušená zóna, muselo dojít k uzavření volných trhlin. Tato skutečnost napovídá o změně v rozložení mechanického napětí v masívu, konkrétně došlo k jeho zvýšení. Změny v objemové hmotnosti lze odhadnout až na $0,2 \text{ g/cm}^3$. Změny registrované z měření akustické karotáže neukazují na rozsáhlejší změny rychlostí nebo útlumu. Při těchto měřeních jsme našli největší rozptyly rychlostí v hloubce 18 až 25 metrů. V tomto případě však nejsou změny jednoznačně interpretovatelné.

Podle průběhu křivek opakovaného měření GGK lze v celém vrtu Iv4 rozdělit do čtyř úseků. Třetí úsek vrtu sahá od 14 do 43 metrů. Jeho poslední část můžeme vidět na obrázku 10. V tomto úseku se naměřené hodnoty GGK mění jak v prostoru tak i v čase minimálně. V minimálních změnách měřených hodnot nelze vysledovat žádnou zákonitost. Pokud nějaké časové změny objemové hmotnosti proběhly, pak byly relativně krátkodobé a měly malou amplitudu. Poslední úsek sahá od 43 metrů do konce vrtu. V tomto bloku můžeme určit dvě dílčí maxima a dvě dílčí minima objemové hmotnosti. Polohy všech čtyř anomálií se s časem nemění. Rozdíl nejvyšší a nejnižší hodnoty se od počátku roku 2002 zvyšoval do listopadu 2003, poté se postupně snížil na prakticky na původní hodnotu. Největší rozdíl v objemové hmotnosti se dá odhadnout na $0,25 \text{ g/cm}^3$, nejmenší pak na méně než $0,1 \text{ g/cm}^3$.

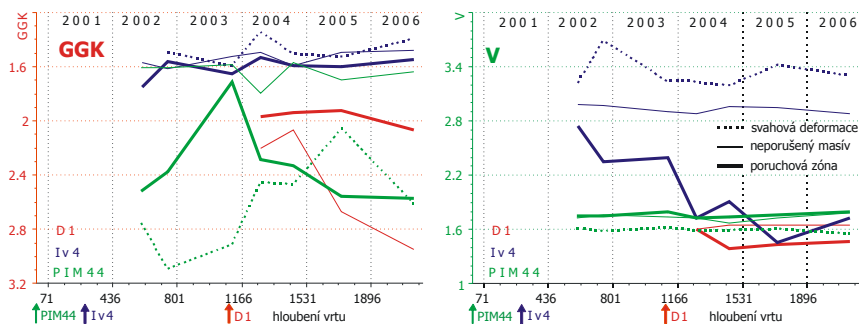
Rychlostní křivky dělí masív do stejných úseků jako křivky objemové hmotnosti. Na absolutních hodnotách rychlostí se výrazně uplatnila cementová zálivka inklinometrických pažnic. Ve třetím úseku rychlosti oscilují okolo hodnoty $3,0 \text{ km/s}$. V posledním úseku od 43 metrů do konce vrtu dochází v čase k výrazným změnám rychlostí. Rychlosti se postupně snížily z $3,1 \text{ km/s}$ v roce 2002 na hodnoty až $1,4 \text{ km/s}$ v roce 2005. Největší změny proběhly mezi listopadem 2003 a dubnem 2004. Tyto změny nelze vysvětlit ničím jiným než porušením horninového masívu. Hodnoty okolo $1,5 \text{ km/s}$ již neodpovídají rychlosti betonu, ale rychlostem v horninách. Od roku 2004 hodnoty rychlostí poklesly na hodnoty nižší, než byly hodnoty rychlostí v době průzkumu sesuvu Kováč. Takto nízké hodnoty svědčí o výrazném porušení jílovců. Protože nedošlo k poklesu objemové hmotnosti, jedná se o porušení, při kterém zatím nevznikly otevřené trhliny. Podle poklesu rychlostí je možné odhadnout, že došlo k poklesu pevnostních charakteristik jílovců až o 30 %.

Křivky útlumu seismických vln (podélné vlny) zatím nepřinášejí žádné relevantní údaje o změnách v horninovém masívu. Dělení do bloků však odpovídá členění z ostatních karotážních monitorovacích metod.

Na vrtu D1 je v hloubce 28 metrů na křivkách GGK patrné skokové rozhraní, na kterém se objemové hmotnosti mírně zvyšují (obr. 10). Křivky objemové hmotnosti vykazovaly během opakovaných měření změny. Mezi měřeními na podzim 2003 a jarem 2004 se objemová hmotnost v hloubkovém úseku 6 až 28 metrů zvětšila, a to až o hodnoty cca $0,25 \text{ g/cm}^3$. V roce 2004 se objemová hmotnost v tomto úseku nezměnila, ale v roce 2005 se snížila přibližně o třetinu původního nárůstu. Totéž platí i pro rok 2006. Vysvětlení nárůstu objemové hmotnosti je možné hledat ve dvou příčinách. První je dotvarování vrtu po odvrtání, druhou jsou změny napětí v horninovém masívu. Za předpokladu, že vrt se dotvarovává déle než jeden rok, bylo by velmi pravděpodobné, že tyto změny se projeví i na křivkách přesné inklinometrie. Křivky přesné inklinometrie však v roce 2003 ani v roce 2004 v tomto úseku žádné změny nevykázaly. Přikláníme se k názoru, že jde o změny v napětí. Pokud byl horninový masív v okolí vrtu před vrtáním pod zvýšeným napětím, pak během hloubení a vystrojování vrtu se koncentrované napětí uvolnilo. Po vystrojení vrtu začalo napětí znovu narůstat. Protože změny byly pozvolné a všesměrné a zasahovaly vrstvu mocnou přibližně 22 metrů, nemusely se na křivkách PIM projevit jakékoli změny. Navíc se dá předpokládat, že obnovení původního napětíového pole proběhlo v horizontální rovině všemi směry. Zcela jinak se v čase choval horninový masív pod propustnou polohou ve 29 metrech. Zde objemové hmotnosti klesly mezi prvním a druhým opakovaným měřením. Tyto změny však nebyly nijak významné a dají se odhadnout na $0,05 \text{ g/cm}^3$. Objemová hmotnost horninového masívu se v letech 2004 a 2006 v těchto hloubkách nezměnila.

Velké změny při opakovaných měřeních byly zjištěny akustickou karotáží. Zejména změny rychlostí jsou velmi důležité a vypovídají o významných změnách v horninovém masívu. Nejdůležitějším úsekem změn je část vrtu D1 mezi 27 a 40 metry. Toto místo je nejvýraznější nejen na tomto vrtu, ale i ve všech proměřovaných vrtech. Při prvním opakovaném měření v listopadu 2003 byly zjištěny rychlosti nižší o cca 0,1 km/s oproti rychlostem zjištěným přímo v horninovém masívu v září 2003. Toto zjištění padá na vrub vystrojení vrtu, a to zčásti vlastním pažnicím a zčásti jílocementové záливce. Na jaře 2004 bylo v popisovaném úseku vrtu zjištěno devět úseků se snížením rychlostí, a to až o 0,3 km/s. Na podzim 2004 se tyto anomálie sjednotily do jedné rozsáhlé vrstvy, ve které byly určeny rychlosti nižší o 0,4 km/s než byly rychlosti těsně po vystrojení vrtu. V roce 2005 byla tato rozsáhlá anomálie potvrzena. Takovéto snížení rychlostí jednoznačně napovídá o porušení horninového masívu v těchto hloubkách. Výsledky měření v roce 2006 mají jiný charakter než v předchozích dvou etapách. Pokud bychom rychlostní křivky hodnotili pouze podle tvaru, tak měření z roku 2006 se nejvíce podobá měření z dubna 2004. Pokud se tento trend potvrdí měření v roce 2007, pak bude pravděpodobné, že se jedná o konsolidaci hornin porušených v počátcích vytváření poklesové kotliny.

Sledováním změn pevnostních charakteristik dospějeme k zajímavým údajům. Jestliže jsme na vrtu Iv4 při poklesu rychlostí z 1,8 na 1,5 km/s mluvili o ztrátě 30 % pevnosti, pak v případě této rozsáhlé anomálie je ztráta pevnosti 25 % při poklesu rychlostí z 1,75 na 1,5 km/s. Při poklesu v extrémních vrstvách (31 m) je ztráta pevnostních parametrů na úrovni 40 %.



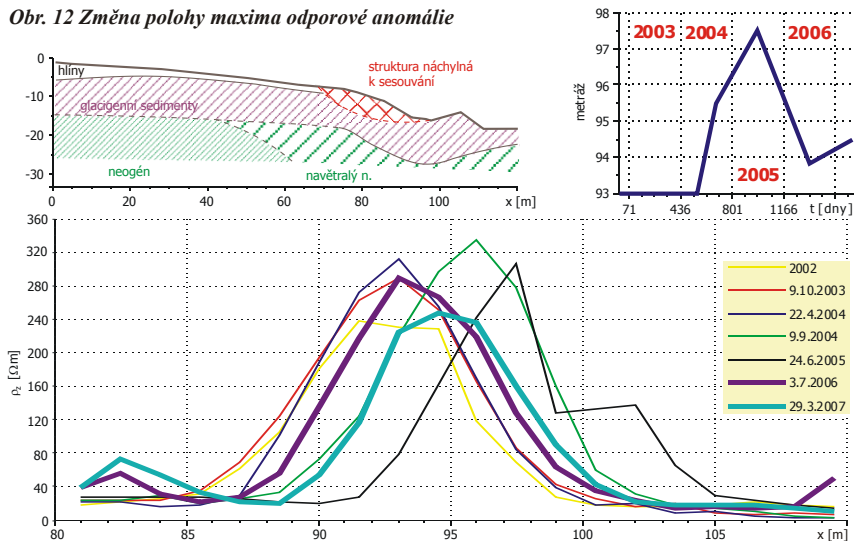
Obr. 11 Střední změny v blocích (vlevo - GKG, vpravo - V)

Značné množství dat, která poskytla karotážní měření, umožnilo sledovat změny jednotlivých vlastností v různých částech horninového masívu. Horninový masív jsme rozdělili do tří základních skupin, do masívu postiženého svahovými deformacemi, masívu neporušeného a masívu, ve kterém probíhají významné změny. Při sledování závislosti jsme zkoumali změny všech vlastností a parametrů, které opakovanými měřeními sledujeme, tj. NNK, GKG, GK, V, útlum, akustické emise, úroveň elektromagnetického pole a deformace vrtů. Na obrázku 11 jsou znázorněny vybrané vlastnosti ("objemová hmotnost" a rychlost) ve všech třech proměřovaných vrtech.

Při pohledu na graf GKG ("objemová hmotnost") vidíme, že největší změny byly zastiženy v materiálu sesuvu ve vrtu PIM44. Příčinu zvýšení objemové hmotnosti můžeme hledat v konsolidaci horninového masívu po ukončení sanace svahové deformace. V poruchové zóně v okolí vrtu PIM44 se objemová hmotnost nejprve zvýšila a teprve následně poklesla na "původní" hodnotu. Příčina tohoto jevu není zcela jasná. Není vyloučeno, že na tyto změny má vliv celková geologická stavba svahu, tj. existence hlubokých fosilních svahových deformací. U vrtu PIM44 v neporušené zóně jsme nenalezli na křivkách GKG prakticky žádné změny.

Rychlostní změny jsou nejvýraznější u vrtu Iv4. Jak již bylo řečeno, tato okolnost je způsobena použitím cementové záливky (místo jílocementové), při osazování inklinometrických

Obr. 12 Změna polohy maxima odporové anomálie



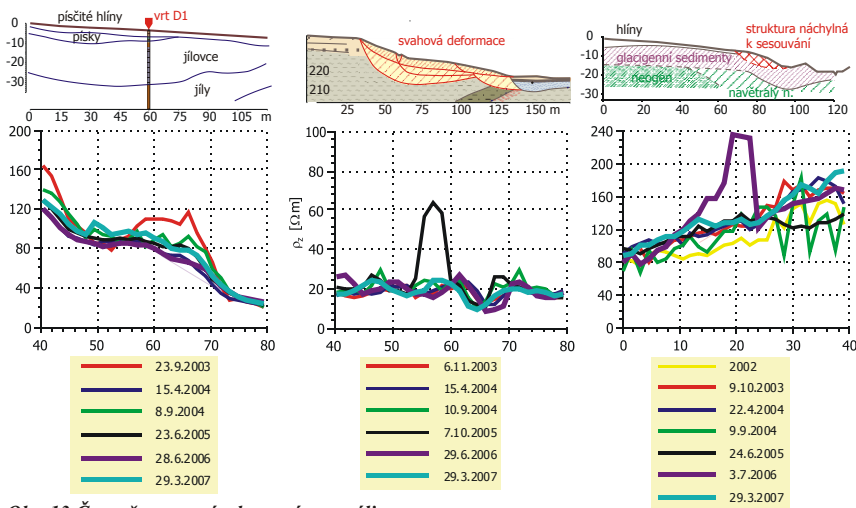
pažnic do tohoto vrtu. Malé změny rychlostí byly dokumentovány v porušené zóně vrtu D1. Ostatní křivky nevykazují významné změny.

Další použitou geofyzikální metodou pro sledování změn v horninovém masívu bylo odporové profilování. Při terénních měřeních jsou používány dva rozestupy symetrického uspořádání elektrod. Na obrázcích uváděných v tomto článku budou prezentovány výsledky měření hlubšího rozestupu, tj. rozestupu s hloubkovým dosahem 10 – 15 metrů. Na obrázku 12 je předvedeno přemísťování maxima odporové anomálie.

V levé horní části obrázku je řez zkoumaným svahem, v jehož pravé části je dokumentována pozice svahové deformace (staničení cca 80 m – červená šrafa). Při pohledu na grafy zdánlivého měrného odporu (spodní část obrázku) vidíme, že poloha maxima odporové anomálie se výrazně mění. Anomálie leží na patě svahové deformace a nelze tedy předpokládat, že fosilní sesuv by mohl působit takovéto změny. Vzhledem k tomu, že tato anomálie je na hlubokém rozestupu výraznější než na rozestupu mělkém, musíme její vysvětlení hledat v dějích, které probíhají v hlubších částech horninového masívu. V první řadě musíme zkoumat možné vlivy změn vyvolané poddolováním a zkoumat, jaké procesy mohou při vzniku poklesové kotliny vzniknout. V budoucnu se chceme zaměřit na porovnání vývoje těchto změn s výsledky výškových změn na povrchu, které je možné získat z modelových výpočtů vývoje poklesové kotliny.

V pravé horní části obrázku vidíme časový pohyb maxima odporové anomálie. Jako u mnoha jiných dějů, kdy nejsou změny měrných odporů v poklesové kotlině monotónní. Časový průběh posunu maxima je nerovnoměrný a dochází ke zvrátům v pozici jeho polohy.

Dalším fenoménem, který jsme při opakovaných geoelektrických měřeních zjistili, je existence časově omezených anomálií na hlubokém rozestupu. Znovu připomínáme, že jde znovu o děje uvnitř masívu, nikoli na jeho povrchu nebo těsně pod ním. Za dobu měření jsme zjistili existence tří takovýchto anomálií, které však byly vždy dokumentovány pouze v jedné etapě měření (obr. 13). Charakter řešeného úkolu nám bohužel neumožňuje provádět terénní měření v dostatečně krátkých intervalech, abychom byli schopni popsat vznik anomálie, její časový průběh a její zánik.



Obr. 13 Časově omezené odporové anomálie

U uváděných příkladů je vždy v horní části uveden reliéf terénu a ve spodní části časové změny zdánlivého měrného odporu v anomálii a jejím okolí. První takovou anomálii jsme zjistili během měření v roce 2003. Protože nám scházelo jakékoli porovnání a anomálie svojí velikostí nebyla výrazná, nepřikládali jsme jí v té době žádný větší význam. Až měření v následující etapě ukázalo, že tato anomálie neměla dlouhého trvání. Nadále však platilo, že se jedná o ojedinělý případ, a proto i nadále byla tato skutečnost mimo náš zájem. Až nalezení takovéto další anomálie na lokalitě Ujala I upoutalo naši větší pozornost. Tato anomálie ležela těsně nad hlavní odlučnou trhlinou mělkého sesuvu, a proto jsme spatřovali jedno z možných vysvětlení ve vytváření nové tahové trhliny. Od té doby jsme začali takovými anomáliím přikládat větší význam a hledat jejich možné další vysvětlení. Většina řešení narážela na skutečnost, že tyto anomálie se vyskytují jen na hlubokém rozestupu. V příporchových vrstvách jsme ani v jednom případě takovou anomálii nenašli.

Třetí anomálii tohoto typu jsme našli v létě 2006 na jednom z proměřovaných profilů (P3) na lokalitě Dětmárovce. Anomálie leží zcela mimo dosah svahových jevů, takže teorie, že tyto anomálie jsou spojené s porušováním svahů svahovým pohybem, se prokázaly jako neodůvodněné. Musíme tedy hledat spojitost s jinými ději, které probíhají uvnitř horninového masívu. V současné době se kloníme k názoru, že časově omezené odporové změny jsou spojeny se změnami režimu podzemní vody. Předpokládáme, že se v jednotlivých blocích horninového masívu vytváří různá, časově proměnná, hladina podzemní vody.

Měření mělké refrakční seismiky ukazuje na podstatně větší změny v horninovém masívu, než ukazují měření odporová. Tato skutečnost není až tak překvapující, protože je všeobecně známo, že rychlost seismických vln je značně závislá na napětí v horninovém masívu. Jak vypadají změny rychlostního pole je patrné z obrázku 14.

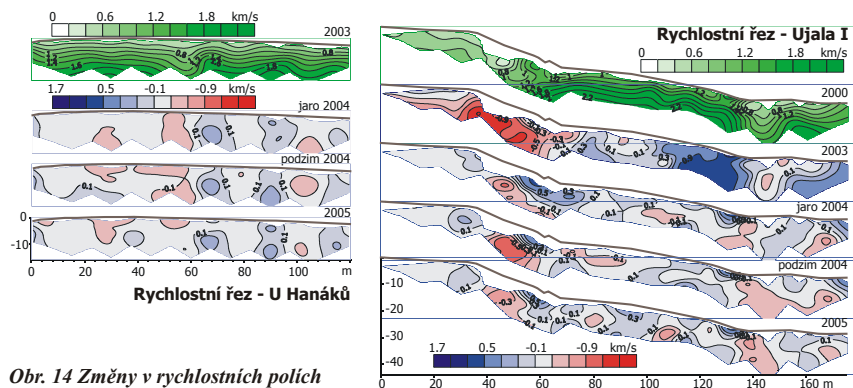
Změny rychlostí zjišťované z povrchových měření se projevují později než změny zjišťované ve vrtech. Rozlišovací schopnost povrchových měření je menší než rozlišovací schopnost měření karotážních. Je tedy nutné, aby změny v horninovém masívu postihly větší objem než jen úzká pásma zjistitelná měření ve vrtech. Je proto potřebné opakovaná měření provádět delší dobu a při jejich měření i vyhodnocování dbát maximální pečlivosti.

Změny rychlostí určené povrchovým refrakčním měřením na východozápadním profilu na lokalitě „U Hanáků“ jsou podél tohoto profilu minimální. Rychlosti se mění o něco málo přes 0,1 km/s, a to jak nahoru, tak i dolů. Snad jedině ve staničních okolo 70 a 90 metrů by mohlo být interpretováno relativní snížení rychlostí.

První pohled na pravou stranu obrázku 14 ukazuje, že výrazně anomální jevy byly zjištěny v roce 2003. Všechna ostatní měření se od tohoto měření liší více než se liší sama mezi sebou. V roce 2003 došlo k dočasnému vymizení vlivu tahové zóny v odlučné oblasti sesuvu a tlakové zóny ve spodní části svahu. Je možné, že tato skutečnost je dána zpětným pohybem svahové deformace po odvodnění v roce 2001. Od jara 2004 však došlo k opětovnému vytvoření tahové i tlakové zóny. Jedinou anomálií, která by mohla mít souvislost s hlubší geologickou stavbou, je snížení rychlostí zhruba ve staničení 150 metrů. Anomálie sahá do hloubek přes 10 metrů a leží již prakticky mimo svahovou deformaci.

Poslední typ geofyzikálních měření, který aplikujeme při sledování změn v horninovém masívu, jsou měření v systému vrt – povrch, v našem případě seismické prozařování zpracovávané pomocí matematického aparátu známého jako tomografie. Na obrázku 15 jsou ukázky dvou měření na dvou vrtech z celkového počtu čtyř seismických tomografií.

Pole rychlostí zjištěné seismickou tomografií v okolí vrtu Iv4 na lokalitě Kováč (levá část obrázku 15) je relativně jednotvárné. Rychlosti podélných vln narůstají s hloubkou a největší gradient



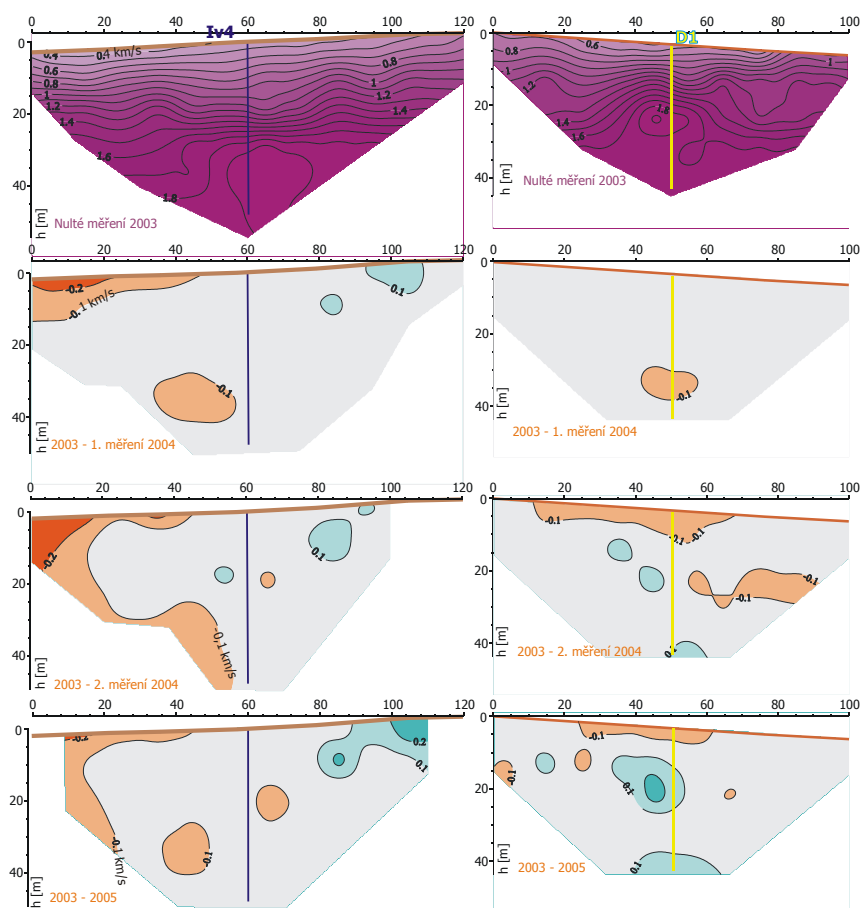
Obr. 14 Změny v rychlostních polích

rychlosti je v místech spodní smykové plochy v hloubce okolo 25 metrů. V levé části tomografického řezu je určitý náznak oslabené zóny. Zóna zapadá pod úhlem cca 45° k jihu. Zda je na tuto poruchu vázáno omezení hluboké svahové deformace a zda toto omezení souvisí s dřívější existencí porušení horninového masívu, není možné jednoznačně prokázat.

Při opakovaných měřeních seismického prozařování se nepodařilo prozářit celý původně proměřený prostor. Zejména to platí o jižní části území, kde nebylo možné na podzim 2004 a v roce 2005 získat v geofonech signál ze zdrojů vzdálených 40 respektive 50 metrů od vrtu. V roce 2005 nebyl získán ve snímačích užitečný signál ani ze zdrojů umístěných nejvíce na severu. Měření seismické tomografie v roce 2004 a 2005 byla početně zpracovávána stejným způsobem jako měření z roku 2003. Tento identický způsob zpracování umožnil vypočítat diferenční rychlosti. Za základ bylo považováno rozložení rychlostí podélných vln v roce 2003. Rychlosti zjištěné v pozdějších měřeních byly od roku 2003 odečteny. Podobně bylo postupováno i u povrchových seismických měření.

Na diferenčních rychlostech vidíme dva základní fenomény změn v horninovém masivu. Prvním je zvýšení rychlostí podélných vln v severní části řezu, druhým snížení rychlostí na jihu. Zvýšení rychlostí na severu na jaře 2004 je hlavně patrné v přípoверхových částech. Zvýšení v hloubce okolo 35 metrů je potřebné považovat za významnější zejména proto, že na podzim 2004 došlo k propojení s přípoверхovou anomálií. Jestliže porovnáme toto navýšení s původním rychlostním polem, pak zjistíme, že se jedná o vymizení původního snížení rychlostí. Lze tedy předpokládat, že pásmo porušení hornin, podle kterého pravděpodobně vznikala hluboká deformace, bylo změnami napětí v horninovém masivu sevřeno, a tím se rychlosti vrátily k normálnímu rozložení.

Na jaře 2004 bylo v přípoверхových částech jižní strany zkoumaného řezu zjištěno snížení rychlostí. Snížení nebylo nijak podstatné a jen slabě překračovalo hodnoty 0,1 km/s. Totéž platilo při podzimních měřeních téhož roku. V roce 2005 se změny rychlostí zvýraznily a zasáhly větší prostor. Spolu s nemožností získat signál z nejnižší části profilu to pokládáme za důkaz existence porušení



Obr. 15 Změny rychlostních polí ze ST (vlevo Kováč, vpravo U Hanáků)

horninového masívu v tomto prostoru. Jestli tato změna souvisí s přímými vlivy poddolování, nebo zda jde o změnu ve vývoji hluboké svahové deformace, není možné na základě dosud provedených měření odhadnout.

Zajímavé je zjištění, že seismickou tomografií nebyla potvrzena nízkorychlostní anomálie rychlostí z karotáže při bázi vrtu Iv4. Vysvětlení této skutečnosti je možné hledat jediné v prostorovém průběhu zóny porušení. Úzká porucha musí svírat s tomograficky proměřovanou rovinou velmi ostrý úhel. Seismický paprsek se šíří po časově nejkratší dráze, nikoli po dráze nejkratší geometricky. Pak je možné, že při seismické tomografii paprsek probíhá mimo poruchu a přes poruchu projde v co nejkratší dráze.

Rychlostní změny zjištěné seismickou tomografií ve vrtu D1 nevykazují výrazné diference mezi jednotlivými etapami měření. Prakticky nulové změny byly zjištěny mezi rokem 2003 a jarem 2004. Zvýšení rychlostí mírně přesahující velikost 0,1 km/s v hloubkách okolo 30 metrů je zajímavé pouze tím, že leží v místě, kde bylo určité snížení rychlostí indikováno z akustické karotáže. Tento rozpor je možné vysvětlit zónou koncentrovaných napětí, která do sebe stahuje seismické paprsky.

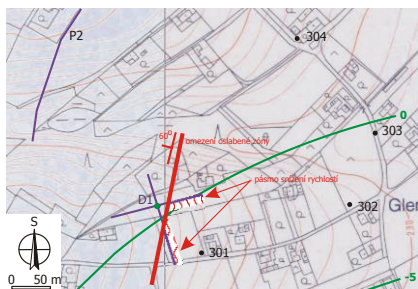
Na podzim 2004 byly již změny rychlostí obsáhlejší. V přípovrchové vrstvě mezi staničením 10 a 70 metrů došlo ke zvýšení rychlostí. Navýšení připisujeme na vrub zvýšení vlhkosti zemin. Další navýšení rychlostí je možné nalézt na staničení 60 až 90 metrů v hloubkách okolo 25 metrů. V tomto případě jde jednoznačně o koncentraci napětí nad zónou oslabení horninového masívu. Drobná zvýšení rychlostí v hloubkách 10 až 25 metrů ve staničení okolo 40 metrů nejsou podstatná. Zajímavější je již pokles rychlostí ve středu zkoumaného profilu v hloubce okolo 40 metrů. V tomto případě je možné hledat shodu s výsledky karotážních měření, které také ukazují na porušování hornin v těchto místech.

Navýšení rychlostí zjištěná v roce 2005 nejsou výrazná. Nejrozsáhlejší zvýšení rychlostí je přípovrchové a vysvětlení je opět možné hledat ve změnách vlhkosti hlín. Důležité jsou dvě anomálie ve středu zkoumaného profilu v hloubkách 20 a 40 metrů. Snížení rychlostí podélných vln v hlubší anomálii je pokračováním extrému dokumentovaném již na podzim 2004. V těchto hloubkách pokračuje porušování hornin, a jestliže jsme podle výsledků karotážních měření odhadovali ztrátu pevnostních parametrů okolo 25 %, pak v případě velkých objemových celků proměřovaných tomograficky je ztráta nižší a odhadujeme ji na 12 % (snížení rychlostí z 1,7 na 1,6 km/s).

Anomálie v hloubce okolo 20 metrů se středem ve staničení 42 metrů udává rychlostní změny přesahující 0,2 km/s. Pokles rychlostí je možné v této hloubce najít i na karotážních křivkách. Na akustické karotáži je pokles rychlostí poloviční, ale když porovnáme přesnou polohu vrtu a anomálie, vidíme, že poklesy rychlostí si odpovídají i co do absolutní velikosti. Přesnou příčinu vzniku anomálie není snadné najít. Anomálie leží západně za rozsáhlou zónou oslabení horninového masívu a není možné ji prohlásit za její součást. Jediné její vysvětlení nacházíme v možnosti vzniku oblasti nového porušování hornin.

Rychlostní změny na povrchových měřeních jsou větší než změny rychlostí tomografických. Důvodem je skutečnost, že mělká refrakční seismika zkoumá zhruba vrstvu vrchních deseti metrů. Tento horninový masív je více rozvolněn než masív ve větších hloubkách, což platí zejména v mělkých sesuvech, kde se výrazněji mění vlhkost. To platí zejména v sesuvech, které byly sanovány odvodněním. V těch se po vydatných srážkách prudce zvýší vlhkost, avšak drenážním účinkem odvodňovacích vrtů je podzemní voda relativně rychle odvedena mimo tělo sesuvu. Změny vlhkosti mohou být velmi rychlé, protože na sesuvu Ujala I funguje dobře odvodňovací systém. O rychlosti reakce na odvodnění svědčí skutečnost, že po dvou dnech po započetí odvodňovacích prací poklesla hladina podzemní vody v masívu až o tři metry.

Jestliže použijeme výsledků všech geofyzikálních měření u vrtu D1, otevírá se před námi možnost určit prostorový průběh zóny porušování hornin. Snížení rychlostí z povrchových měření lze



Obr. 16 Průběh porušené zóny a izokatabázy "0"

propojit s poklesem rychlostí zjištěných karotážně ve vrtu. V takovémto případě by oslabená zóna zapadala k západu, čili má kosý úhel s předpokládaným průběhem poddolování a opačný sklon, než by bylo možné očekávat v tomto místě podle modelových výpočtů vlivů poddolování (obr. 16). Úhel zapadání oslabeného pásma je možné odhadnout na 60°. Podle našeho názoru není tato interpretace v rozporu s modelovým výpočtem, ale ukazuje na složitost dějů, které při vzniku poklesové kotliny probíhají, a které probíhají i v době, kdy by bylo možné celé území již pokládat za ukliďněné. I tato skutečnost ukazuje, že jestliže chceme pochopit dynamiku těchto procesů, musí být jejich zkoumání věnována větší pozornost, než tomu bylo doposud. Při zkoumání těchto jevů je potřebné ještě rozšířit soubor používaných metod, zvýšit četnost měření a zkoumat v hlubší části horninového masívu než tomu bylo doposud.

Závěr

Fyzikálně-mechanické změny vlastností a fyzikálních polí horninového prostředí, které byly zjištěny geofyzikálními měřeními v období let 2002 až 2006 na okrajích poklesových kotlin, dokumentují jednoznačně, že vznik a vývoj poklesové kotliny je daleko složitější než se běžně předpokládá v hornické praxi. Na tyto změny mají hlavní vliv změny napěťo-přetvárných procesů, způsob postupného porušování a rozvolňování horninového masívu a v neposlední řadě i změny hydrogeologických poměrů.

Soustavný geofyzikální monitoring okrajů poklesových kotlin je pochopitelně značně finančně nákladný, přesto však ho lze plně doporučit zejména v oblastech s komplikovanými geologickými poměry. Umožňuje spolu s geodetickým sledováním změn povrchu lépe pochopit dění, která se při tvorbě a vývoji poklesových kotlin odehrávají. Ukazuje se, že jako i jiných v případech, i ve sledování vývoje poklesové kotliny přináší komplexní sledování mnohem lepší poznání zkoumaných dějů, než používání jedné, jakkoli obecně uznávané, metody.

Pokud jde o metodiku sledování změn v horninovém masívu, musíme konstatovat, že dosavadní poznatky ukazují, že časová odlehlost jednotlivých měření by měla být kratší. Rovněž tak by bylo vhodné doporučit zvýšení hloubkového dosahu měření, tj. sledovat změny v horninovém masívu do větších hloubek než je dosud aplikováno. Kolektiv autorů si rovněž dokáže představit širší komplex používaných metod. Všechny tyto návrhy však naráží na již zmíněný limitovaný rozsah finančních prostředků.

Autoři článku by rádi poděkovali Ministerstvu životního prostředí, obcím Doubrava a Dětmarovice a Dolu ČSA za finanční podporu při řešení úkolu. Tento příspěvek byl dále podpořen Výzkumným záměrem AV ČR OZ 30860518.

Literatura

- [1] Bláha P., Duras R., Skopal R. (2005): Vliv poddolování na sesuvy. Geotest, Brno, MS.
- [2] Bláha P., Doležalová H., Müller K., Skopal R. (2006): Observation of heights on the margin of subsidence depression. Transaction (Sborník vědeckých prací VŠB-TUO, řada stavební), roč. VI, č. 2/2006, s. 9-15. ISSN 1213-1962.

- [3] Černý, I., Hortvík, K., Konečný, P., Stein, P. (2007): Stanovení hranic území dotčeného projevy deformací povrchu v důsledku hlubinného dobývání uhlí v české části hornoslezské pánve. Uhlí, rudy, geologický průzkum 4/2007. s. 22-26.
- [4] Hofrichterová, L., Müllerová, J., Poláček, A., Müller, K. (1999): Contribution of geophysics to the study of mining subsidence basins. Publication of the Institute of Geophysics of Polish Academy of Science M-22. s. 323-329.
- [5] Müllerová, J., Müller, K., Hofrichterová, L., Poláček, A. (1991): Fyzikální projev poklesové kotliny v oblasti lázní Darkov. Sb. konf. Inžinierska geológia, výskum a praks. Bratislava. s. 111-114.
- [6] Vašíčková, Š. (2007): Hladnovská porucha karbonského masívu v Ostravě a její vliv na zástavbu. Bakalářská práce PřF OU Ostrava, MS.

P. S. Čtenářům článku v klasické papírové podobě se omlouváme za malou vypovídací schopnost tištěných obrázků. Není však v našich silách v podmínkách černobílé reprodukce do obrázků začlenit všechny potřebné informace. Proto zájemce žádáme, aby si v případě hlubšího zájmu otevřeli článek na elektronickém nosiči a na něm si obrázky prostudovali v barevné, a tudíž plně vypovídající, verzi. Děkujeme, autoři.