



NĚCO O KNIZE „GEOFYZIKA A SVAHOVÉ DEFORMACE“

FEW WORDS ABOUT THE BOOK "GEOPHYSICS AND SMALL DEFORMATION"

Pavel Bláha¹

Abstrakt

Geofyzika a sesuvy, nebo aplikovaná geofyzika a svahové deformace? Ať je to bráno z kterékoli stránky, tak jsou to jevy, nebo problematika, nebo fenomén, nebo úkazy, nebo záhady anebo velmi zajímavé téma. Každopádně mne oba obory provází celou mou profesní kariéru. V této práci jsem se pokusil popsat své zkušenosti za období delší než padesát let. Předkládám nejen své zkušenosti, ale snažil jsem se využít i poznatků, které je možné získat studiem literatury, ať vědeckých článků, nebo „jen“ čtením různých závěrečných zpráv, ať již inženýrskogeologických nebo geofyzikálních. Kniha je výsledkem práce a zkušeností geofyzika, který byl celý svůj odborný život neustále v kontaktu s vynikajícími českými i zahraničními inženýrskými geology.

Abstrakt

Geophysics and landslides, or applied geophysics and slope failures? Whichever way I look at it, these are events, phenomena, mysteries, or – as in my case – a hobby, which are very interesting and which have been the focus of my entire professional career. This book covers more than five decades of work; not just my own experiences, but also knowledge gathered from literature, be it academic articles, or geophysical and engineering geological reports. It is a result of lifelong work of a geophysicist, who spent his entire professional career in a constant contact with expert engineering geologist, both Czech and foreign.

Klíčová slova

geofyzika, svahová deformace, sesuv, geoelektrické metody, seizmické metody

Keywords

geophysics, slope failure, geoelectrical methods, seismic methods, well logging

1. Úvod

Předkládaná publikace je určena zájemcům o problematiku svahových deformací a jejich průzkumu či výzkumu pomocí geofyzikálních metod (Bláha, 2017). Monografie může dobře sloužit ke vzájemnému pochopení a dorozumění mezi geofyziky, inženýrskými geology a jinými specialisty, kteří se zajímají o tento obor. Další skupinou, kterou by měla oslovit, jsou pracovníci organizací, kteří z titulu své funkce se touto problematikou musí zabývat, nebo je pro ně tato problematika zajímavá jako jedna ze stránek soužití člověka s přírodou. Stejně tak může kniha posloužit jako učební text pro studium na vysokých školách.

V úvodu je popsán současný stav problematiky a je konstatováno, že geofyzikální metody při průzkumu svahových deformací zaujímají čím dál významnější místo. Je dokumentován stav v zahraničí a pro mladou českou generaci geofyziků, inženýrských geologů a dnes i geomorfologů je popsán vývoj používání geofyziky v sesuvářské problematice za celou dobu tohoto směru aplikace užití geofyziky, tj. za více než za padesát let.

Druhá kapitola je spíše věnována geofyzikům než specialistům z jiných geologických oborů (Inženýrským geologům, geotechnikům, geomorfologům). Jsou uváděny různé druhy dělení svahových deformací používaných u nás i v zahraničí. Nakonec je definováno dělení svahových deformací z hlediska používání geofyzikálních metod při jejich průzkumu, a rozebíráno, jakou má užitá geofyzika naději na úspěch při jejich průzkumu. V druhé části této kapitoly je ukázáno, jaký je účel, přínos a výhody aplikace geofyzikálních metod v tomto oboru.

Následující kapitola je opět věnována spíše geofyzikům a popisuje metody přímého vymezení svahových deformací, a to jak hloubkové, tak i plošné. Je podán obraz metod, ze kterých se v minulosti vycházelo, ale jsou prezentovány i metody nové. Je nastíněn i výhled do blízké budoucnosti, kdy lze očekávat velký přínos dálkového průzkumu, ať pomocí družic, letadel nebo dronů.

GEOFYZIKA

A

svahové deformace



Pavel Bláha

Čtvrtá kapitola je zásadní kapitolou práce. Mimo krátkého uvedení popisujícího přechod od průzkumu bodového, přes průzkum v rovině (2D) až k průzkumu v prostoru (3D). Kapitola pak pokračuje popisem možností jednotlivých geofyzikálních metod. Netradičně se začíná karotáží, která je v tomto případě považována de facto za metodu přímou. V ní je ukázáno, které metody přináší nejvíce poznatků a jaké jsou jejich možnosti. Podkapitola je dělena do dílčích celků, které popisují jednotlivé karotážní metody nebo jejich skupiny. V některých dílčích celcích jsou ukázány i netradiční možnosti karotáže. Na závěr podkapitoly je uvedeno zhodnocení přínosu karotážních metod.

Následující podkapitola je věnována geoelektrickým metodám. Nejprve jsou prezentovány fyzikální předpoklady nasazení metody a v dalších celcích se rozebírají jednotlivé geoelektrické metody. Na závěr podkapitoly je popsáno zhodnocení přínosu geoelektrických metod. Obdobně je členěna i podkapitola o seizmických metodách. Poslední podkapitola se věnuje ostatním geofyzikálním metodám, jejichž použití při průzkumu svahových deformací je výrazně nižší než u geoelektrických a seizmických metod.

Pátá kapitola je věnována popisu komplexního použití geofyzikálních metod při průzkumu jednotlivých typů svahových deformací. Vychází se z dělení, které je dáno vhodností použití geofyzikálních metod při jejich průzkumu, nikoli podle dělení inženýrskogeologického. Pro každý typ deformací jsou dva příklady s výjimkou typu tečení, kdy je příklad jediný. K prezentaci byly vybrány lokality, kdy byl autor řešitelem geofyzikální části průzkumu, nebo alespoň spoluřešitelem.

Šestá kapitola je věnována geofyzikálnímu monitoringu. Odráží se z československých zkušeností začínajících již v sedmdesátých letech. Později u nás geofyzikální monitoring začal upadat, a naopak se rozvíjel v zemích na západ od nás. Dnes již existují v Evropě pracoviště, ve kterých geofyzikální monitoring tvoří výraznou část jejich pracovní náplně.

Knih končí závěrem, který hodnotí možnosti jednotlivých geofyzikálních metod, ale i geofyziky jako celku, při průzkumu a výzkumu svahových deformací. Zde je zdůrazňováno, jak důležitý je společný přístup odborníků všech spřízněných oborů při inženýrskogeologické a geotechnické interpretaci geofyzikálního měření na svahových deformacích. Právě v této skutečnosti byla síla tohoto oboru u nás. Ten předběhl aplikaci geofyziky při průzkumu svahových deformací ve světě o řadu let. Bohužel, objektivní skutečnosti nám tehdy znemožnily tento styl práce dostatečně prezentovat ve světové literatuře.

Ke knize jsou připojeny dva appendixy. První je věnován geoakustice, která dlouhá léta byla u nás jedinou metodou, která dokázala spolehlivě ve vrtech určit polohu smykové plochy nebo zóny. Postupně byla nahrazena jinými metodami, ale je nutné připomenout, že tato metoda začíná být ve světě znovu používána jako metoda monitorovací. Druhý appendix je věnován jiné impulzní metodě, tj. metodě elektromagnetických emisí. U ní je složitější definovat měřenou veličinu, a proto bylo u nás od jejího používání upuštěno. V některých případech metoda dokázala identifikovat smykovou plochu, v jiných případech selhávala. Opět se ukazuje, že v západní Evropě jí začíná být znovu věnována zvýšená pozornost. Tamní specialisté vychází z jejího používání pro sledování aktivity zlomových pásem, ale ukazuje se, že elektromagnetické emise jsou emitovány i rozsáhlými svahovými deformacemi.

V celé knize jsou všechny problémy ukazovány na konkrétních případech. Kniha tak obsahuje více než tři sta třicet příkladů z průzkumu našich, ale i zahraničních svahových deformací. Kniha si nestanovila úkol věnovat se teoretickým rozborům, poučkám a normám, ale vše dokumentuje na konkrétních příkladech. Cílem bylo i poukázat na skutečnosti, jejichž zanedbání vede ke hmotným škodám nebo i ztrátám na lidských životech.

V následujícím textu budou uvedeny ukázky z různých úkolů a stylů geofyzikálního průzkumu svahových deformací, použití karotáže, geoelektrických a seizmických metod a geofyzikálního monitoringu.

2. Úkoly a styly geofyzikálního průzkumu

Studium svahových deformací je otázka velmi složitá a vyžaduje znalosti z mnoha geologických i technických oborů. Nelze předpokládat, že jedinec zvládne všechny disciplíny excelentně. Proto je zapotřebí při průzkumu i výzkumu svahových deformací dávat značný důraz na mezioborovou spolupráci. Snad nejdůležitější je to v úvodních stádiích průzkumu, i když ani v pozdějších etapách není možné od ní ustoupit. Z praktických zkušeností při průzkumu a výzkumu svahových deformací i ze studia geofyzikální, inženýrskogeologické i geomorfologické literatury je možné prohlásit, že geofyzika v tomto oboru může podat informace o:

- plošném omezení svahových jevů;
- hloubce smykové plochy či zóny, případně o její mocnosti;
- existenci dílčích smykových ploch uvnitř svahové deformace;
- způsobu porušování hornin ve svahové deformaci;
- diferencovanosti svahové deformace a jejím nerovnoměrném pohybu;
- anizotropii horninového masivu;
- stavu napjatosti ve svahové deformaci a jejím okolí;
- hydrogeologických poměrech svahové deformace a jejího okolí.

Při prezentování výsledků geofyzikálních měření při průzkumu a výzkumu svahových deformací se dnes hovoří o zobrazování 1D, 2D, 3D a 4D. Za 1D zobrazování se pokládá prezentace výsledků vertikálního elektrického sondování a mělké refrakční seizmiky interpretované klasickými metodami. 2D zobrazování uvádí výsledky elektrické odporové tomografie, pozemního georadaru, reflexní seizmiky a refrakční seizmiky zpracované tomografickými programy. U termínu „3D“ bychom měli zásadně rozlišovat mezi 3D zobrazením a skutečným 3D geofyzikálním měřením. V literatuře je 3D měření neporovnatelně méně než 3D zobrazení. Velmi často se stává, že v publikacích není jednoznačně uveden rozdíl mezi oběma typy prací. Při tom jde o rozdíl podstatný. Dá se odhadnout, že 3D měření je ve skutečnosti jen do 10 % publikovaných výsledků. 3D zobrazení pomáhá znázornit výsledky geofyzikálních měření v náhledu, který umožňuje prostorový pohled. Nejde však o 3D geofyzikální měření, nýbrž pouze 3D zobrazení měření na síti profilů. Jedná se o styl práce, který se v Československu aplikoval již v sedmdesátých letech, jen se k tomu nyní využívá současných možností počítačové grafiky. Pod 4D zobrazením se rozumí geofyzikální monitoring. Této problematice je v knize věnována samostatná kapitola.

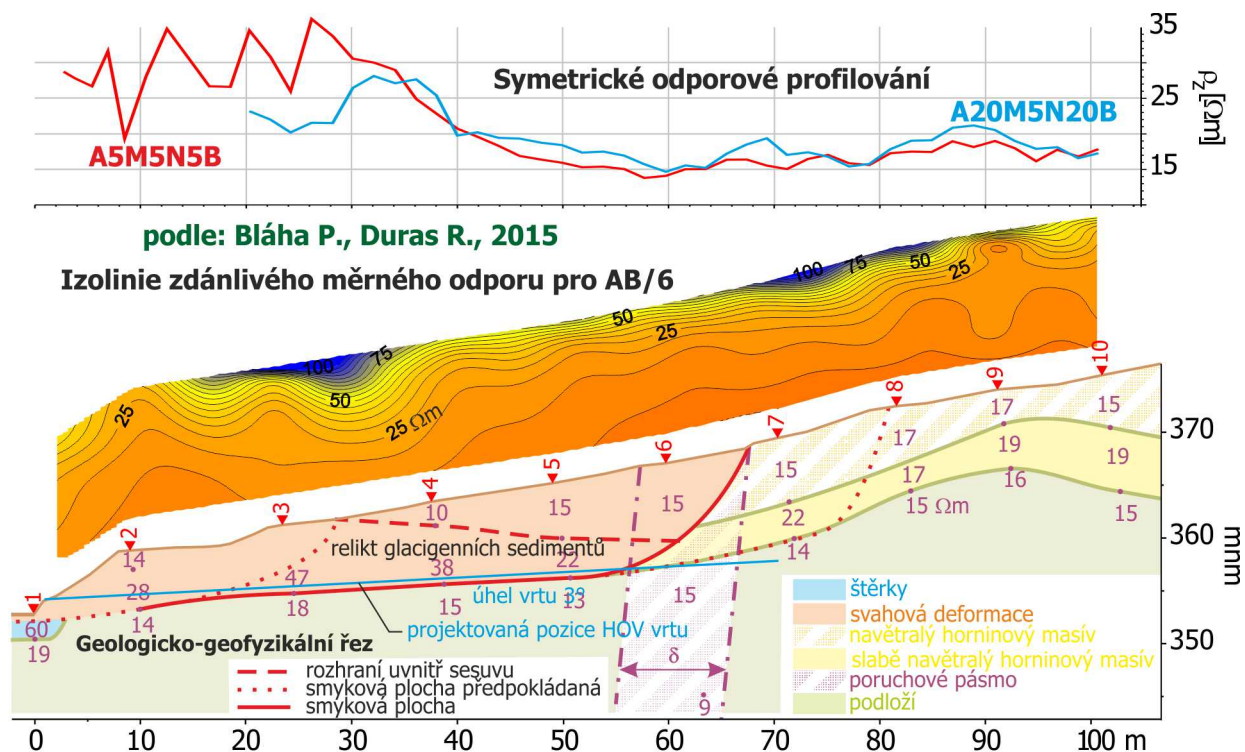
Ukázka výsledku měření v 1D zobrazení je ze sesuvu Veselá na Valašsku. Litologicky jsou tyto vrstvy tvořeny jílovci a pískovci marinního původu. Hydrogeologicky je území charakterizováno (vyjma kvartérních uloženin) puklinovou, místy i průlinovo-puklinovou propustností, omezenou většinou na přípovrchovou zónu. Mimo přípovrchovou zónu je hladina podzemní vody napjatá. Mělká zvodeň je vázaná na zvětralinový plášť a přípovrchovou zónu navětrání podložních hornin.

V obrázku 1 jsou od shora dolů řazeny grafy zdánlivého měrného odporu zjištěného symetrickým odporovým profilováním, ve střední části izolinie zdánlivých měrných odporů konstruovaných z měření vertikálního elektrického sondování pro AB/6. V nejspodnější části obrázku je výsledek komplexní geologicko-geofyzikální dokumentace.

Nenavětralé podloží flyšových hornin leží v hloubce 5,5 až 11,0 metrů. Podle hodnot měrných odporů ve flyšovém komplexu převládají jílovité horniny, protože jejich měrný odpor se pohybuje od 13 do 19 ohmmetrů. Nejdůležitějším geologickým objektem určeným z geoelektrických měření je svahová deformace. Ta začíná ve dně údolí pod bodem 1 a končí těsně před bodem 7 v místech, kde je v podloží dokumentováno oslabení masivu. Je pravděpodobné, že existence poruchy δ přispěla ke vzniku sesuvu a jeho horního omezení.

Část svahové deformace je tvořena směsí jílovitých materiálů a reliktních glacienních sedimentů. Ty byly podle geologické mapy dokumentovány cca 400 metrů jižně. Samotné trosky glacienních sedimentů jsou značně proměnné a jejich postižení svahovým pohybem velmi pravděpodobně tuto variabilitu ještě zvýšilo. Mohou v nich existovat zcela zakolmatované polohy, stejně tak jako polohy se zvýšenou propustností. Ty se dají předpokládat zejména v oblastech bočního omezení sesuvu. Je možné, že spodní část svahové deformace od hrany terénu mezi body 1 až 4 byla v dílčím samostatném pohybu. Tomu nasvědčuje silně rozkolísaná křivka zdánlivého měrného odporu z rozestupu A5M5N5B (0–28 m). Zbylá část svahové deformace byla v době geofyzikálního měření v klidu, protože křivky odporového profilování jsou v tahové oblasti sesuvu plynulé a nenaznačují jakékoliv aktuální porušování horninového masivu.

Za svahovou deformací mezi body 7 a 8 je pravděpodobně část horninového masivu postižena ploužením, které odpovídá změně v rozložení napětí v oblasti odlučné hrany sesuvu a jeho okolí. Toto dílčí porušení, pravděpodobně plastické, je výraznější ve větších hloubkách, což je patrné na výsledcích symetrického odporového profilování a vertikálního elektrického sondování. Anomálie zvýšených zdánlivých měrných odporů je dobře patrná na rozestupu A20M5N20B, méně pak na mělkém rozestupu A5M5N5B.



Obr. 1 Systém 1D zobrazení geofyzikálních měření na sesuvu

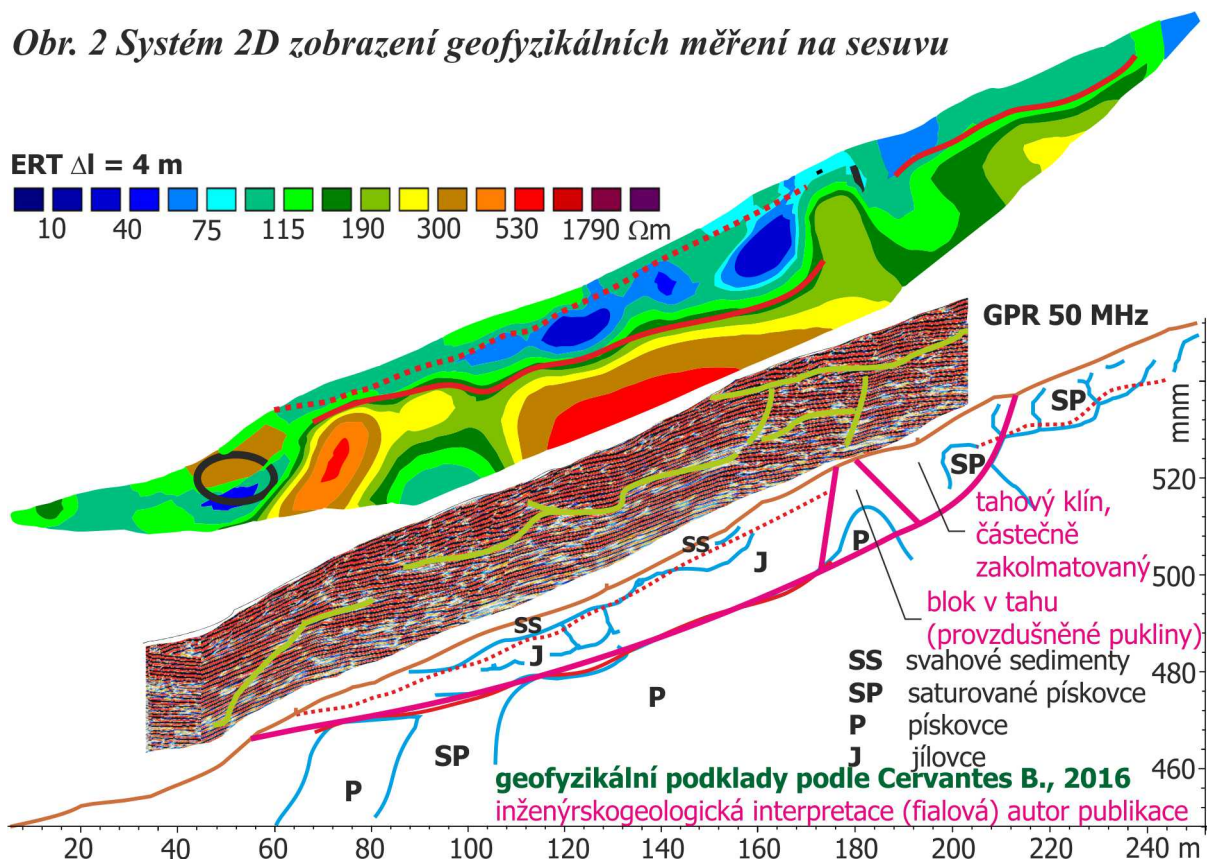
Příklad s 2D zobrazením geofyzikálního průzkumu je ze svahové deformace Lidečko. Z regionálně geologického hlediska lokalita náleží račanské jednotce magurského paleogénu. Předkvartérní podloží je budováno paleocenními až eocenními soláňskými vrstvami, arkózovými pískovci luhačovického typu.

Geofyzikální průzkum byl veden elektrickou odporovou tomografií – ERT a geologickým radarem – GPR (Cervantes, 2016). Vzdálenost elektrod při měření ERT byla čtyři metry a při aplikaci georadaru byla použita anténa s frekvencí 50 MHz. Autor interpretoval těsně pod povrchem dvě vrstvy. První označenou jako SS nazývá svahové sedimenty. Druhá omezená na bázi červenou čarou podle výsledků měření ERT označená jako J, odpovídá tělu sesuvu. Původní označení „jílovce“ zcela neodpovídá tvrzení autora že: „Sesuv je klasifikován jako blokovitý proudový sesuv s převážně dlouhými pískovcovými lavicemi o mocnosti až 5 m.“ (Cervantes, 2016, str. 36, konec prvního odstavce). V hlubším podloží pak autor vymezuje pískovce, z nichž část popisuje jako saturované pískovce.

Pokud přikročíme k inženýrskogeologické interpretaci geofyzikálních měření, pak je možné stávající interpretaci doplnit či upravit. Hranici oddělující zeminy s nízkým měrným odporem od hornin s větším měrným odporem v podloží je možné chápat jako smykovou plochu. Pokud přistoupíme na tvrzení, že je to skutečně spodní omezení sesuvu, pak musí být tato plocha hladší, než je její vyznačení v řezu ERT (vrchní část obrázku 2). Při jejím původním zakřivení, zejména ve staničení 96–104 metrů by v tomto místě svahový pohyb byl nepravděpodobný. Tento nedostatek se v geofyzikální literatuře při použití 2D zobrazení vyskytuje velmi často.

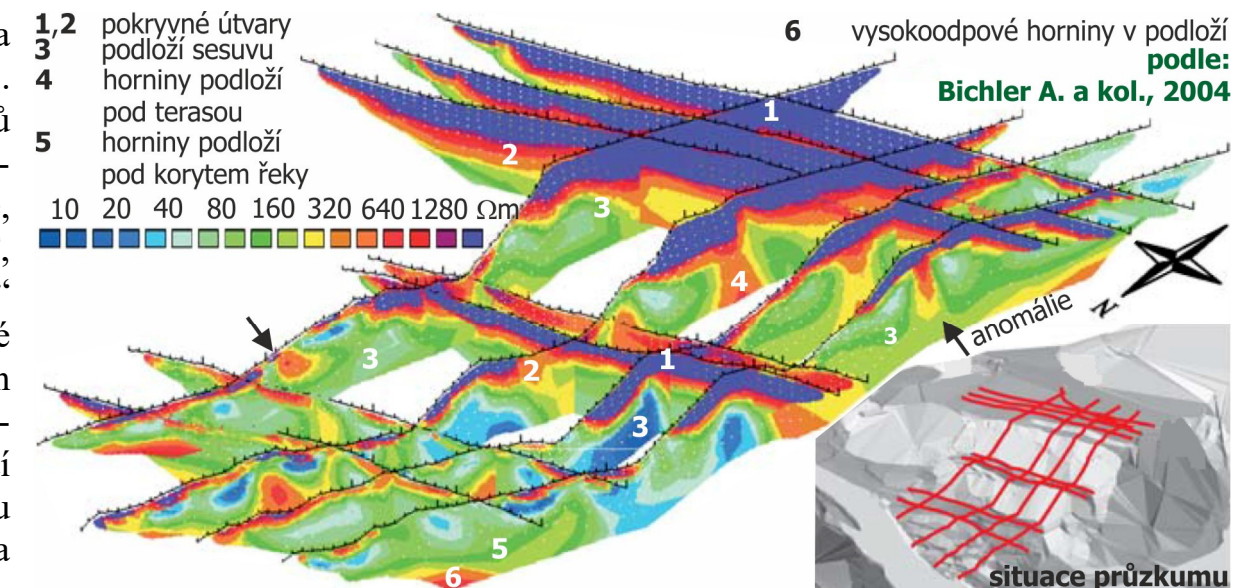
Další upřesnění lze provést v horní části sesuvu. Blok označený jako SP s největší pravděpodobností nejsou saturované pískovce, ale horní tahový klín sesuvu, jehož otevřené trhliny jsou z větší části zakolmatovány. Pokud by toto místo byly saturované pískovce, pak by mělo mít i u povrchu vyšší měrné odpory, podobně jako to platí u bloku SP ve staničení 80 až 105 m. Blok níže ve svahu pod tahovým klínem je také silně ovlivněný tahem a měrný odpor je zde až pětkrát vyšší než níže v sesuvu. Pokud by tento blok byly pískovce, pak je jejich měrný odpor významně nižší než u pískovců hlouběji v podloží. Navíc i jeho tvar neodpovídá charakteru „lavice“. O materiálu sesuvu jako takovém je možné prohlásit, že je silně porušený, a to i v případě, že by sesuv byl prvotně vrstvou jílovců ležících na pískovcích.

Obr. 2 Systém 2D zobrazení geofyzikálních měření na sesuvu



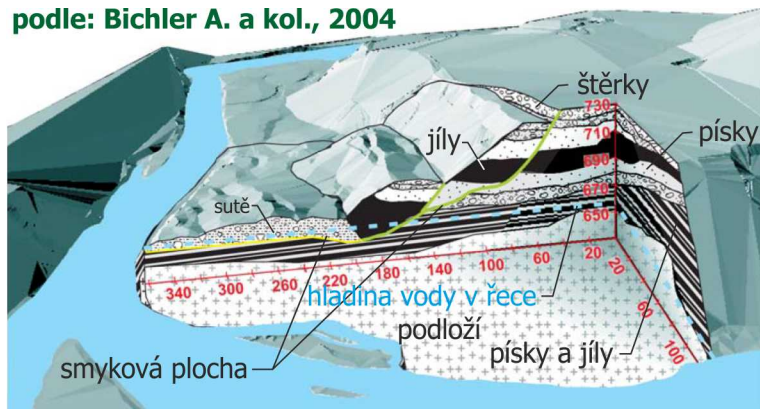
Ukázka vyhodnocování geofyzikálních měření na svahových deformacích ve formátu 3D je na obrázku 3. Ukázka je z práce širokého kolektivu spolupracovníků pod vedením A. Bichlera (2004). Měření proběhlo na sesuvu v povodí řeky Quesnel v Britské Kolumbii. Studie, ve které byl použit široký komplex metod (GPR, ERT, MRS, XRS), prokázala užitečnost „multi-geofyzikálního“ přístupu k řešení stavby svahových deformací, v české terminologii „komplexního“. Výsledky geofyzikálních měření byly zpracovávány komplexně s použitím stratigrafických a geomorfologických údajů, včetně využití digitálního modelu terénu (DTM). Výsledkem průzkumu byl 3D model sesuvu (obr. 4). GPR měření přineslo data s vysokým rozlišením, která byla korelována se stratigrafickými jednotkami do maximální hloubky 25 metrů. Metoda ERT pomohla při řešení stratigrafických vztahů mezi jednotkami do maximální hloubky 40 metrů. Seismické průzkumy byly použity k získání hranic až do hloubky 80 metrů. Profily byly vedeny jednak ve směru pohybu sesuvu a jednak kolmo k němu. Litologicky je zájmové území tvořeno glacigenními sedimenty. Ty jsou u povrchu tvořeny převážně šterky a písky, které od hloubky cca osm metrů přechází do laminovaných písků a od hloubky asi 20 metrů přechází do čistých jílů mocných 20 metrů. Hluběji sedimentace opět přechází do laminovaných písků a jílů.

Z odporových měření bylo určeno šest jednotek, z nichž každá má svou vlastní odporovou charakteristiku. V některých případech hodnoty měrného odporu mohou odpovídat dvěma základním jednotkám. Při jejich zařazení se pak vycházelo z obecných geologických zákonů. Jednotka 1 vykazuje vysoké hodnoty měrného odporu (přes 960 Ωm), měrné odpory v jednotce 2 se mění od 240 do 960 Ωm . Obě tyto geologické jednotky odpovídají přípovrchovým útvarům, a jsou nejmocnější na východní straně zkoumaného území (mocnost do 35 m). Obě jednotky vyklíňují směrem na jihozápad a jsou srovnatelně mocné a jsou po sesutí nesouvislé. Třetí vysoko odporová jednotka (6) se nalézá v podloží sesuvu na severu území a má rozsah měrného odporu mezi 640 až 1280 Ωm . Jednotka zapadá pod úhlem cca 20° směrem k jihu.



Obr. 3. 3D zobrazení geofyzikálního průzkumu sesuvu

podle: Bichler A. a kol., 2004



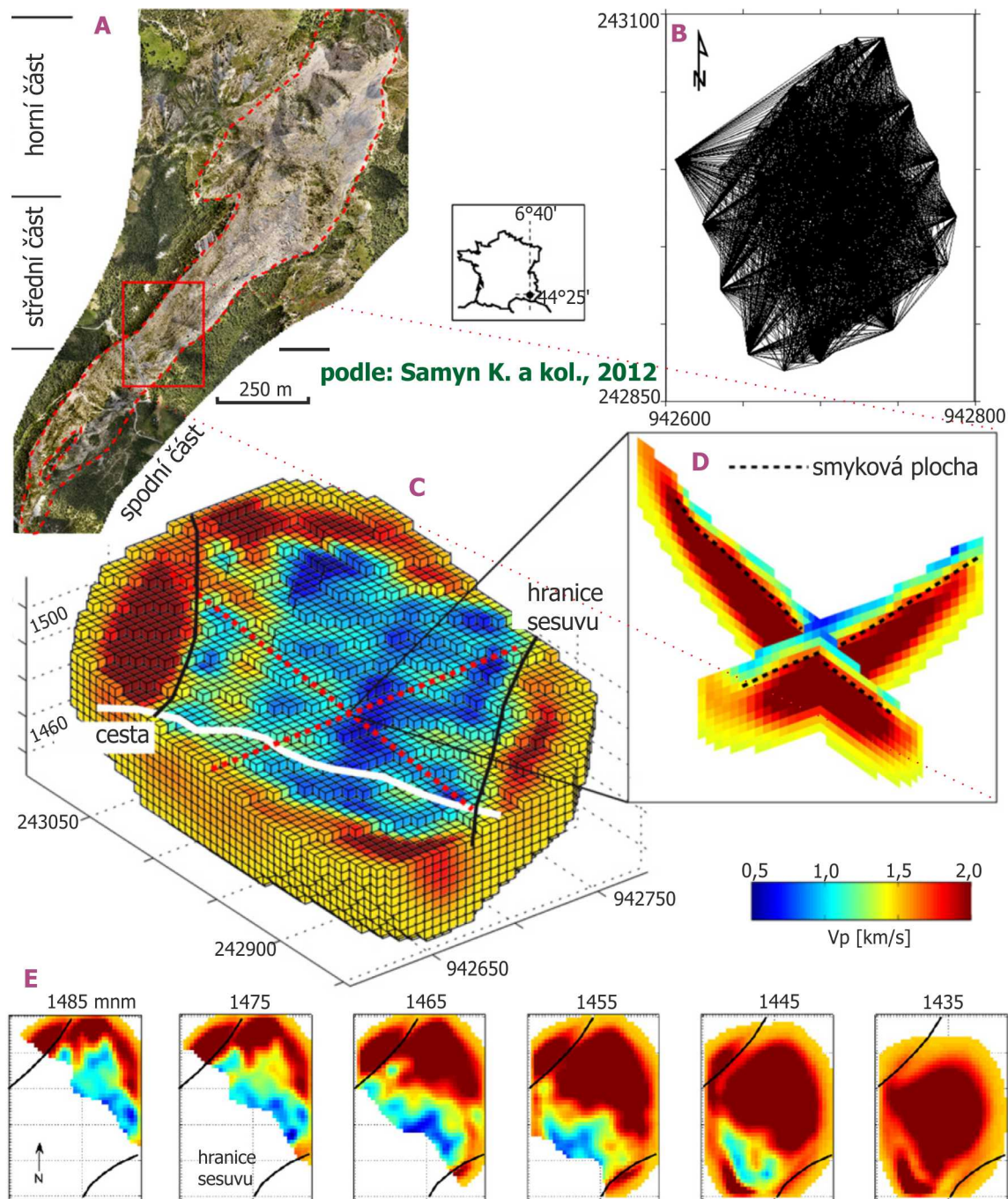
Obr. 4. Blokdigram sesuvu Quesnel

jihozápadní části území, kde vychází na povrch. Pod sesuvem je mocná až 40 metrů. Jednotky 4 a 5 se do značné míry svými měrnými odpory překrývají (4: 120–640 Ωm , 5: 60 až 320 Ωm). Jednotka 4 je mocná přes 20 metrů a byla nalezena pod terasou, zatímco jednotka 5 je mocná 5–10 metrů a nalézá se pod čelem sesuvu. Na některých profilech se prokázala zpětná rotace bloků složených převážně z jednotek 1 a 2.

Následující ukázka je ze skutečných 3D seizmických měření a následného 3D zpracování na sesuvu La Valette v jihovýchodní Francii (Samyn K. a kol., 2012). Sesuv La Valette, který se dal do pohybu v březnu 1982, je jedním z největších sesuvů v jihovýchodních Alpách a ohrožuje asi 170 obydlených míst situovaných níže po vodoteči. Situace sesuvu je na obrázku 5A. Maximální mocnost sesuvu je v horní části 35 metrů, ve střední a dolní části pak 25 metrů. Rychlost pohybu svahového pohybu je jeden až dva centimetry za rok. K 3D průzkumu byla vybrána střední část svahové deformace (obr. 5A).

Celá oblast zkoumaného obdélníku byla pokryta hustou sítí seizmických paprsků mezi geofony na profilech a body buzení seizmické energie. Vysoký stupeň pokrytí je patrný na obr. 5B s tím, že je zde znázorněn každý čtvrtý paprsek. Plošně rovnoměrné rozložení zdrojů a snímačů přineslo dobré a homogenní prozáření. Data byla zaznamenávána se vzorkovací frekvencí 0,5 ms a kmitočty podélných vln se měnily v rozmezí od 25 do 200 Hz s dominantní frekvencí 45 Hz.

Plošné rozložení rychlostí podélné vlny desetimetrovém intervalu nadmořské výšky je uvedeno na obrázku 5E. Nízkorychlostní anomálie, jdoucí zhruba ve směru SV – JZ, je identifikována v místě dílčí odlučné stěny (obr. 5A) a kontrastuje s vyššími rychlostmi severovýchodně od anomálie (1,8 až 3,0 km/s). Nízkorychlostní anomálie dosahuje svého minima



Obr. 5 3D seizmické měření na sesuvu La Valette

0,8 km/s ve středu modelu na výškovém řezu 1465 mnm a zaujímá téměř celou šířku sesuvu. Nízké rychlosti asi odpovídají volným blokům, sutím, trhlinám a rozvolněným horninám. Obdobné výsledky se podařilo získat i ve spádnicových řezech, a to jak ve směru osy x, tak i ve směru osy y. Jejich příklad je na obrázku 5D. Bezpochyby by bylo možné získat i vertikální řezy v obecném směru ke geografickým osám. Zejména zajímavé by byly řezy ve směru pohybu sesuvu, případně ve směru kolmém.

Globální 3D pohled na zkoumanou část sesuvu od jihozápadu ve formě konečného tomogramu je na obrázku 5C. Zde jsou znázorněny jednotlivé pixely (krychle), ve kterých byly stanoveny rychlosti. Velikost rychlosti v jednotlivých pixlech je vyjádřena barevně. Izolinie 1,2 km/s odpovídá porušení do hloubky 10 až 15 metrů a je dokázána z dat inklinometrických měření. Ta ukazují na diferenční pohyby v hloubkách 10, 15 a 20 metrů. Izolinie 1,2 km/s může být interpretována jako kontakt mezi dvěma vnitřními bloky sesuvu. Porovnáním s přesnou inklinometrií se také podařilo určit, že rychlost 1,8 km/s odpovídá obalové smykové ploše mezi nekonsolidovanými horninami sesuvu a podložními černými slíny.

Autoři článku diskutují i možnost, že silná heterogenita sesuvu může mít za následek změny v šíření seizmického signálu. Podle jejich názoru tyto změny mohou vyvolávat neporušené bloky původních hornin i porušené zóny charakterizované vysokými hodnotami pórovitosti. Též může docházet k absorbování P vlny na velkých otevřených puklinách, kdy vzniká rozptýlené vyzařování, při čemž dochází k přeměně P vln na S vlny a naopak, a v povrchových partiích i změnám P i S vln na vlny povrchové. Podle názoru autorů však tyto okolnosti nebudou zásadně měnit zjištěné výsledky. Poznámka autora: všechny tyto nepříznivé vlivy se mohly projevit i ve větší odchylce mezi naměřenými časy a časy vypočítanými při interpretaci.

Uvedená ukázka je dobrým příkladem, jak vypovídající jsou výsledky skutečného 3D geofyzikálního měření. Autoři uvedeného měření však vycházeli z dřívějších 2D měření a nerealizovali 3D měření bez předchozích testů. Zde je třeba konstatovat, jak je důležité geofyzikální průzkum provádět etapovitě, zejména pokud se jedná o rozsáhlé deformace, jako tomu bylo v tomto případě. Na druhé straně 3D měření jsou náročná na terénní práce a interpretaci, z čehož vyjde i náročnost finanční. Je proto vždy potřebné zvážit, kdy k této metodice měření přistoupit. Z minulosti víme, že neuvážené postupy v průzkumu, ať inženýrskogeologickém, geotechnickém, hydrogeologickém či geofyzikálním, jsou spíše na škodu než pro dobro věci.

3. Ukázky použití geofyzikálních metod při průzkumu svahových deformací

3.1 Karotážní měření

Karotážní měření se při výzkumu svahových deformací používají mnohem méně než metody povrchové geofyziky, a to neplatí pouze u nás, ale totéž je možné najít i ve světové literatuře. Při tom přinášejí cenná poznání, která lze při průzkumu a výzkumu svahových deformací úspěšně využít. Karotážně zjištěné hodnoty fyzikálních vlastností hornin jsou výborným podkladem pro další interpretaci i podkladem pro výpočty stability. V této kapitole je ukázáno, jak se v jednotlivých typech svahových deformací mění fyzikální a mechanické vlastnosti hornin. Tyto poznatky lze využít při projektování prací pro studium svahových deformací s povrchovými geofyzikálními metodami a při jejich interpretaci.

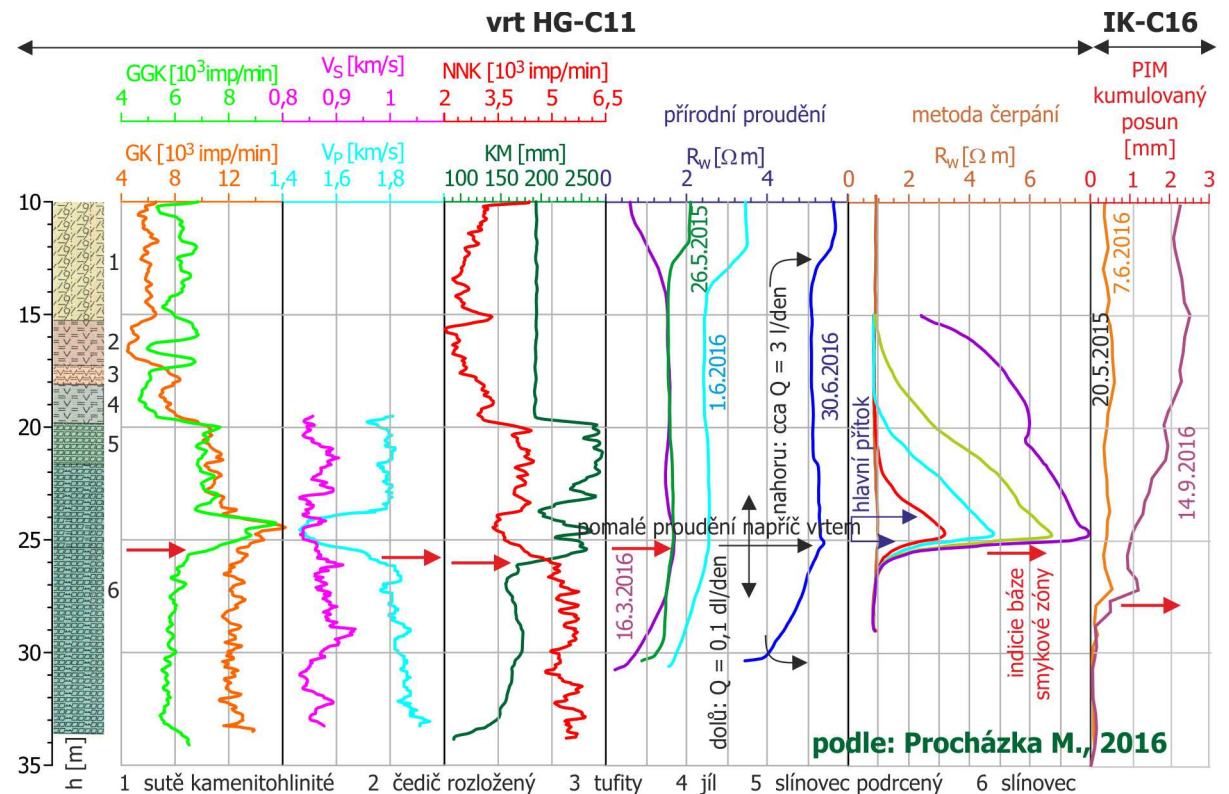
Správná a důkladná interpretace karotážních křivek poskytuje informace v následujících okruzích zkoumaných problémů

- upřesnění litologického profilu vrtu;
- stanovení fyzikálních a mechanických vlastností hornin;
- stanovení filtračních vlastností hornin;
- určení úrovně hladiny podzemní vody a kapilární třásně;
- zjištění charakteru porušení hornin v okolí vrtu;
- určení hloubek smykových ploch a zón včetně jejich mocnosti;
- sledování časového vývoje svahové deformace;
- určení zón s koncentrovaným napětím;
- kontroly vstrojení vrtů.

Při interpretaci hloubky smykové plochy nebo zóny, její mocnosti a systému porušování horninového masivu je nutno vycházet z představy procesu, který ve svahové deformaci probíhá. Z karotážních měření je však možné vyvodit i skutečnosti, které se v počátku zkoumání svahové deformace nepředpokládaly.

Na obrázku 6 je ukázka z komplexního karotážního měření na jednom sesuvu v severních Čechách. Vrt byl proměřen plným komplexem litologických karotážních metod, metodami sledujícími mechanické parametry masivu a hydrogeologickou karotáží. Na obrázku jsou zobrazeny pouze ty metody, které přinášejí zásadní informace o porušení hornin, vzniklé převážně svahovým pohybem.

Geologicky je území tvořeno zejména turonskými slínovci. Jílovce a pískovce tvoří pouze podružné vrstvy, přesto však zejména pískovcové vložky mají zásadní význam pro stabilitu svahů. Přivádějí do hlubších částí svahu podzemní vodu, která usnadňuje svahový pohyb porušených hornin ve svazích. Terciární sedimenty jsou zastoupeny jednak horninami sedimentárními, jednak vyřelými. Ze sedimentárních hornin jsou zastoupeny převážně jíly, ale i písky, o kterých platí totéž, co bylo řečeno o křídových pískovcích. Granulometrické složení sedimentů je velmi pestré a jen velmi zřídka se vyskytují



Obr. 6 Komplexní karotáž vrtu na sesuvném území

čisté jíly nebo čisté písky. Z vulkanických hornin jsou zastiženy tufy, tufity, čediče i žilné vulkanity. Kvartérní sedimenty jsou zastoupeny celou škálou zemin od hlín po sutě. Mocnost celého kvartérního komplexu bývá velká a nezřídka dosahuje i 35 metrů.

Celé území je postiženo svahovými pohyby různé typu, formy a různého stáří. Rychlost pohybu jednotlivých svahových deformací je velmi různá a sahá od ploužení až k sesouvání. Není výjimkou, že bloky čedičů jsou zavalcovány do mladších hornin, kdy v případě převahy jílovitých zemin vytváří místa, kde se může zdržovat podzemní voda. Při sesouvání docházelo i k přesunutí turonských slepenců přes mladší terciérní horniny. V sousedním údolí tohoto sesuvu byla ve vyšší části svahu dokumentována i vyšší terasa. I takováto okolnost může zhoršovat podmínky stability svahu. Všechny tyto okolnosti ztěžují interpretaci karotážních měření na této lokalitě.

Uvedená ukázka zahrnuje karotážní měření ve vrtu HG-C11 a inklinometrické měření ve vrtu IK-C16. Vrty leží bezprostředně vedle sebe, takže měření je možné popisovat, jako kdyby bylo realizováno v jednom vrtu. Upřesnění litologického popisu vrtu je patrné v levé části obrázku 6. M. Procházka (2016) uvádí ve své zprávě ještě podrobnější litologický popis vrtu, který však pro popis možnosti hydrogeologické karotáže při průzkumu sesuvů není podstatný. Podstatnou skutečností je kavernování vrtu v úseku 20 až 26 metrů, které napovídá o porušení hornin v tomto úseku. Další důkazy o existenci smykové zóny lze najít na křivkách GGK (24,0–25,5 m) a rychlosti podélných vln (23,7 až 25,8 m). Je zajímavé, že na celé lokalitě nebyl na smykové ploše ani v jednom případě zaznamenán pokles rychlosti příčné vlny. A oproti jiným svahovým deformacím byl i pokles rychlosti podélné vlny relativně malý. Podobně nebyl nikde na lokalitě dokumentován případ, že by na výsledcích „akustického televizoru“ byla přímo dokumentována existence smykové plochy nebo zóny. Na druhé straně však jsou na výsledcích této metody patrné petrografické rozdíly (například sutě oproti tufům na vrtu HG-C2 v hloubce 58 m).

Podle M. Procházky (2016) dochází k pomalému přirozenému proudění podzemní vody. Voda přitéká do vrtu v hloubce 25,0 až 25,3 metru. V tomto místě autor předpokládá existenci smykové plochy. Podzemní voda proudí vrtem nahoru s vydatností $Q = 3$ l/den a směrem dolů s vydatností 0,1 l/den. Proudící voda opouští vrt nahoře v hloubce cca 12,5 metru, dole pak u počvy vrtu. V místě smykové zóny dochází i k pomalému proudění napříč vrtem. Lze vyslovit předpoklad, že ve skutečnosti bude proudění napříč vrtem významnější, protože bez vrtu podzemní voda nemá takovou možnost proudit vertikálně.

Ačkoli přírodní proudění ve vrtu je pomalé, propustnost horniny je poměrně vysoká (Procházka, 2016). Během čerpání s vydatností $Q = 0,125$ l/s hladina vody ve vrtu poklesla o $dS = 2,3$ metru a ustálila se. Téměř všechna voda přitékala k čerpadlu z propustné polohy 25,0–25,3 metru. Orientační hodnota hydraulické vodivosti vztažená na celý vodní sloupec je $k_f = 2,2 \times 10^{-6}$ m/s.

Všechny indikace báze smykové zóny z karotážních měření leží v hloubce 26 až 27 metrů. Křivky přesné inklinometrie indikují smykovou plochu ve 28 metrech. Rozdíl je možné vysvětlit dvěma způsoby. Prvním je skutečnost, že karotážní metody dokumentují stav horninového masivu, který v sobě zahrnuje všechny děje za dobu jeho existence. To znamená, že karotážně je dokumentována stará smyková zóna v intervalu 23,7 až 25,8 metrů. Současný pohyb by pak probíhal o něco hlouběji. Druhou možností je okolnost, že inklinometrická měření zahrnují krátký časový interval (cca čtyři měsíce), a tak křivka celkové deformace není ještě zcela průkazná. Na křivce PIM je vidět určitá změna gradientu deformace ve 26 metrech. Anomálie pod ní svým tvarem napovídá, že se může jednat o boční vymezení inklinometrické pažnice. Potom by shoda karotážních měření a přesné inklinometrie byl naprostá.

Úspěšnou interpretaci karotážních měření při výzkumu svahových deformací nelze založit na použití pouze jedné metody. K získání úspěšných závěrů je nejvhodnější použít komplex karotážních měření, a to měření odporových, metod jaderné karotáže, karotáž akustickou a některou z metod sledujících stěnu vrtu. Dále je vhodné tyto metody doplňovat metodami nestandardní karotáže, např. karotáží magnetické susceptibility. Při interpretaci karotážních měření je nutné důsledně využívat všech geologických údajů, které vrt poskytuje, tj. výnosu jádra, modifikovaného výnosu jádra (RQD), maximální délky úlomku, případně penetrace vrtného jádra kapesním penetrometrem. Dále je potřebné vycházet z dokonalé znalosti geologického popisu vrtu, přičemž nelze opomenout žádné údaje, které by se mohly zdát na první pohled nepodstatné. Jedině takovýto přístup k interpretaci karotážních měření může poskytnout při studiu svahových deformací úspěch, tj. je být schopný určit její mocnost a přispět ke studiu způsobu porušení horninového masivu.

Z karotážních metod dává nejvyšší výsledky akustická karotáž. Nejlepší výsledky je možné získat komplexním studiem vlnového obrazu. V dnešní době již není problém tato měření realizovat, protože prakticky všechna karotážní pracoviště jsou příslušnými přístroji vybavena. I nejzákladnější parametr, který lze z akustické karotáže získat, tj. rychlost šíření podélných vln, dává dobré podklady pro určení hloubky svahové deformace. Tato skutečnost je dána velice úzkým vztahem mezi mechanickými parametry hornin a rychlostí šíření podélných vln a dalšími elastickými parametry hornin. Změna rychlosti podélných vln se na smykové ploše pohybuje většinou ve stovkách metrů za sekundu.

Z karotážních měření se prakticky nikdy nepodaří určit smykovou plochu nebo tenkou smykovou zónu jako takovou. Většinou se jedná o určování rozhraní mezi dvěma fyzikálně odlišnými bloky (vrstvami). To však není na závadu řešeného úkolu, tj. určení hloubky svahové deformace nebo určení hloubek různých pater svahové deformace. Analýzou rychlostí v sesuvném materiálu dojdeme k závěru, že závislost rychlosti na hloubce není nijak jednoznačná a rozhodně není z matematického hlediska monotónní. Velice často vidíme na křivkách rychlostí pozvolný nárůst rychlostí, mírné skoky v rychlostech a dokonce, což je v tomto bodě nejpodstatnější, i snížení rychlosti s hloubkou, tzv. rychlostní inverzi. Tuto skutečnost musíme mít na paměti zejména při interpretaci povrchových seizmických měření. Je potřebné vycházet z toho, že výraznější seizmická inverze může podstatně ovlivnit interpretovanou hloubku svahové deformace. Analýzou uvedených příkladů je však možné dokázat, že seizmické inverze, pokud jsou dokumentovány, nejsou nijak výrazné, a tudíž nelze u povrchových seizmických refrakčních měření z tohoto důvodu očekávat výrazné odchylky v určení hloubky svahové deformace. Přesto je nutné u povrchových seizmických měření věnovat velkou pozornost určování rychlosti v nadloží hlavního refrakčního horizontu a v případě možnosti učinit parametrická měření a stanovit střední rychlost v nadloží podle výsledků těchto parametrických prací.

Následnou metodou, v pořadí vhodnosti ke zkoumání svahových deformací, je "hustotní" karotáž. Výsledky "hustotní" karotáže však nelze interpretovat bez kavernometrie. Tento problém je již odstraněn při použití moderních způsobů zpracování, kde jsou již výsledky gamagama karotáže opraveny o vliv průměru vrtu a jsou uváděny přímo v jednotkách objemové hmotnosti. Přesto je nutné věnovat pozornost křivkám kavernometrie, aby bylo možné odhadnout velikost oprav, které byly při určování objemové hmotnosti na průměr vrtu zaváděny. Ze studovaných příkladů je možné dokázat, že prakticky vždy u svahových deformací dochází k porušování horninového masivu v celém objemu sesuvu, tj. nejen na vlastní smykové ploše nebo zóně. Právě tato skutečnost umožňuje vhodně aplikovat metodu gamagama karotáže a získat z ní dobré výsledky. Změny objemové hmotnosti ve svahové deformaci mohou být značné, v některých případech více

než 1 g/cm^3 . V těchto extrémních případech se jedná o existenci otevřených trhlin, a ne o porušení horninového masivu jako celku. V případě porušení celého objemu sesuvu se snížení objemové hmotnosti oproti neporušenému podloží pohybuje okolo $0,1\text{--}0,3 \text{ g/cm}^3$. Bylo by nesporně zajímavé provést karotáž gravimetrickou, protože by nezachycovala změny objemové hmotnosti pouze v bezprostředním okolí vrtu, ale její účinek by sahal do větší vzdálenosti od osy vrtu. Takováto karotáž je nesmírně finančně nákladná, a pokud je známo, nebyla zatím při zkoumání svahových deformací nikde ve světě aplikována.

Významnou skupinu metod, které se při studiu svahových deformací užívají, lépe řečeno skupinou metod, jsou metody elektrické karotáže. Tyto metody jsou aplikovány prakticky při měření ve všech vrtech. Je to dáno v první řadě jejich jednoduchostí a jejich finanční výhodností. Z elektrických metod karotáže se nejčastěji používají metody odporové. Běžnými potenciálovými nebo gradientovými sondami je vybavena prakticky každá karotážní skupina. Je samozřejmé, že lepší výsledky přináší použití laterologů, ale krátké laterology pro použití v inženýrskogeologických vrtech nejsou na karotážních skupinách běžně k dispozici. U metod odporové karotáže si již musíme být vědomi, že ne v každém případě je možné určit bázi svahové deformace. Jsou případy, kdy určení smykové plochy z odporových křivek je zcela jednoznačné, jsou však případy, kdy odporové metody při určování hloubky svahové deformace zcela selhávají. V těch případech, kdy odporová karotáž stanoví rozhraní, která odpovídají smykovým plochám, opět vidíme komplikovanou závislost hloubky a měrného odporu hornin. Tato skutečnost nás musí opět nabádat k opatrnosti při interpretaci VES a ERT.

Z dalších elektrických metod karotáže lze někdy získat zajímavé výsledky měřením spontánní polarizace. Většinou nejde o prvotní změny ve svahové deformaci, ale o změny vyvolané člověkem (např. cementací v průběhu vrtání). Je samozřejmé, že pokud smyková plocha má charakter litologické změny, pak i metoda spontánní polarizace může přinést přímo poznatky k určení hloubky svahové deformace.

Metodou, přinášející užitečné informace ke studiu svahových deformací, je i neutronová karotáž. Vzhledem k tomu, že tato metoda slouží zejména k určování jílovitosti a vlhkosti hornin, je možné z ní vyvozovat, jaké děje ve svahové deformaci proběhly, a tudíž nepřímou určit i hloubku smykové plochy. V některých případech je z křivek neutronové karotáže možné získat i určité poznatky o průběhu větrání nebo vlivu produktů větrání na svahovou deformaci. Poslední z metod jaderné karotáže, gama karotáž, prakticky nepřináší informace o hloubce smykové plochy. Zde platí připomínka, která již byla řečena u metody spontánní polarizace, tj. že je možné určit hloubku smykové plochy v případě, že tato hranice odpovídá litologickému rozhraní.

Velký pokrok v poznávání horninového masivu přinesly metody optické dokumentace vrtu, ať už metoda ABI (akustický televizor), nebo metoda OBI (rozvinutý televizní obraz). Obě metody dokážou ukázat na litologické rozdíly, ale především jsou neocenitelné v posuzování porušení horninového masivu. Jsou schopné nejen trhliny a pukliny detekovat, ale určí i jejich geometrické parametry. Ty pak lze statisticky zpracovávat, a to i v hloubkově oddělených blocích. Obě metody je vhodné kombinovat, protože metoda ABI poskytuje údaje ve vrtu zaplněném kapalinou (nezáleží na zakalení), ale nepodává informace v suchém vrtu. Metoda OBI zobrazí vrtné stěny velmi dobře v suchém vrtu, a i ve vrtu zaplněném čistou kapalinou. V případě vznosu nečistot ve vrtné kapalině dochází od nich k odrazu světla a zahlcení snímacího prvku.

Poslední poznámku ke karotážním metodám je třeba věnovat metodám nestandardním. I v těchto případech lze získat zajímavé údaje, zejména pak u karotáže magnetické susceptibility. V mnohých případech je stupeň zvětrání a navětrání hornin, a tím i stupeň přítomnosti

oxidů železa výrazně závislý na existenci sesuvu. Na smykové ploše dochází ke skokové změně obsahu oxidů železa a tím i ke skokové změně magnetické susceptibility. Proto je z těchto křivek možné interpretovat i hloubku svahových deformací.

Co je pro mnohé geofyziky jistě překvapením, je skutečnost, že hloubku smykové plochy lze interpretovat i ze sledování parametrů kapaliny přítomné ve vrtu. Tato skutečnost však již nebude překvapující pro inženýrské geology, kteří dobře vědí, jak výrazný vliv na svahovou deformaci má podzemní voda. Při karotážních měřeních lze získat určité indicie měřením rezistivimetrickým, tj. přímo měřením měrného odporu vrtné kapaliny. Podstatně zajímavější údaje však je možné získat sledováním proudění vrtné kapaliny ve vrtu.

Nelze zapomenout ani na možnosti karotážních měření při použití speciálních prací na svahových deformacích. Jednou z hlavních možností je sledování kvality zabudování pažnicové kolony pro měření přesné inklinometrie a geoakustiky. Další možnosti jsou při sledování kvality sanačních prací, které jsou na svahových deformacích realizovány. V neposlední řadě nesmíme zapomínat na možnosti karotáže při sledování rozložení napětí v horninovém masivu svahové deformace. V tomto případě lze získat dobré výsledky kombinací geoakustiky a seizmického prozařování nebo seizmocarotáže.

3.2 Geoelektrické metody

Geoelektrické metody byly před dvaceti lety nejobvykleji používané geofyzikální metody při průzkumu a výzkumu svahových deformací. V současné době je možné prohlásit, že se jim pomalu vyrovnávají seizmické metody. Vhodnost geoelektrických metod pro výzkum svahových deformací je dána velikou variabilitou geoelektrických vlastností hornin v závislosti na jejich litologickém složení. Zároveň existují příčinné souvislosti mezi elektrickými vlastnostmi a procesy porušování probíhajícími v horninách při svahových pohybech. Aplikace geoelektrických metod při výzkumu a průzkumu svahových deformací se dá rozdělit z několika hledisek. Prvním je důvod studia svahové deformace, tzn., že je třeba rozlišovat, zda se jedná o určení geometrie svahové deformace, tj. o její stavbu, nebo o sledování chování svahové deformace v čase tzv. o režimní měření. V obou případech se nejvíce používají metody stejnosměrného proudu. Podle toho, zda se studuje horizontální nebo vertikální stavba, se aplikuje metoda elektrické odporové tomografie a vertikálního elektrického sondování nebo metody profilovací, zejména pak metoda symetrického odporového profilování. Další geoelektrické metody jsou již aplikovány méně a v současné době mezi nimi převládá georadar. U zbývajících metod jejich použití má většinou charakter experimentální. Z těchto metod je nejdůležitější metoda spontánní polarizace, která dává ve vhodných podmínkách dobrý obraz o režimu podzemní vody ve svahové deformaci. Ostatní metody, zejména metody elektromagnetické, již tak dobré výsledky nepřinášejí. To je dáno zejména tím, že elektromagnetické profilovací metody jsou převážně určeny k vyhledávání výrazných vodičů (např. zrudněných pásem). V případě studia svahových deformací jde většinou o určování drobných vodičů a o určování nevodivých poloh (tedy relativně malých anomálií).

Značné množství informací o stavu svahové deformace a jejího okolí lze získat statistickým studiem měrných odporů. Proto statistické rozborů je velmi vhodné je používat a provádět na lokalitách, kde je k dispozici větší množství měření. Na obrázku 7 ze sesuvu Třinec je dokumentováno, jaké poznatky lze získat statistickým studiem měrných odporů. První čtyři typy (B – E) představují zeminy a horniny, které leží mimo svahovou deformaci, a ze kterých sesouváním vzniká vlastní materiál těla sesuvu. Z takovýchto statistických studií lze získat údaje, které se nepodaří získat vrtným průzkumem. Ukázkou takového přístupu je graf četností rozložení měrných odporů risských zvod-

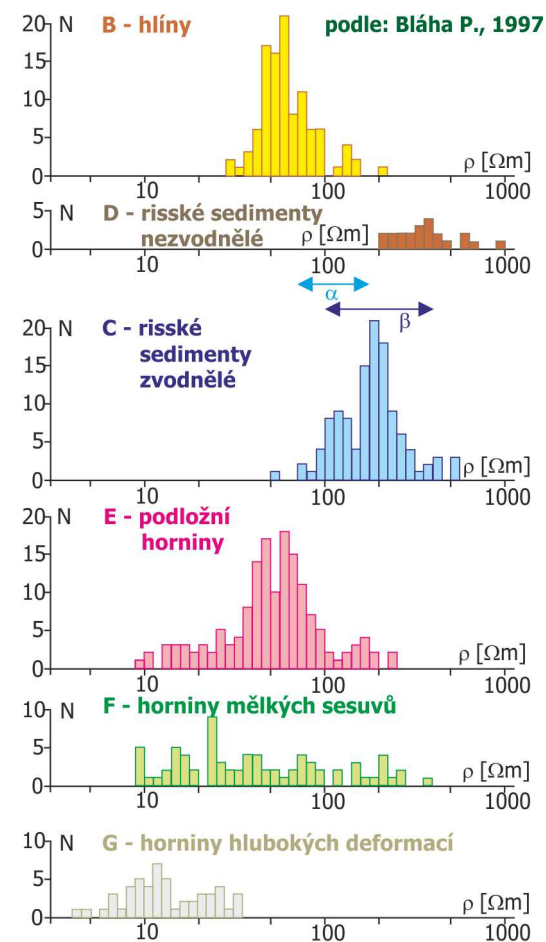
něných sedimentů typ C. Je možné postřehnout, že sedimenty se rozpadají na dva podtypy (alfa a beta). Pro konkrétní stabilitní řešení svahové deformace však takovéto dělení nemá bezprostřední význam, spíše charakterizuje variabilitu risských glacigenních sedimentů.

U podložních hornin – typ E - je vidět, že rozložení měrných odporů zasahuje do nízkých hodnot a existuje i určitý malý extrém ve vyšších hodnotách. Nízké hodnoty jsou způsobeny tektonickým porušením hornin, vysoké měrné odpory zvýšeným výskytem pískovců ve flyšových horninách.

Z grafu rozložení měrných odporů v mělkých sesuvech je patrný jejich široký rozptyl, který sahá od jednotek až po stovky ohmmetrů. To je dáno tím, že horniny mělkých sesuvů jsou zde tvořeny směsí hlín, risských glacigenních sedimentů a podložních hornin. Zastoupení jednotlivých původních typů hornin má bezprostřední význam pro velikost interpretovaného měrného odporu v tom kterém místě sesuvu. Zároveň si musíme uvědomit, že se na velikost měrných odporů uplatňuje i vliv zvodnění sesuvu a jeho tlakové či tahové namáhání. Současně se bude uplatňovat i způsob porušování hornin, to jest, zda dochází k porušování kontraktantnímu nebo dilatantnímu. U hornin hlubokých svahových deformací již tak výrazný rozptyl měrných odporů není, protože tyto horniny jsou tvořeny pouze zhmožděnými flyšovými sedimenty. Dochází v nich k výraznému poklesu měrného odporu proti hodnotám neporušených hornin (viz rozložení pro typ E a typ G). Na snížení měrného odporu se rozhodným způsobem projevuje porušení hornin prosmýkáním, výrazně větší porozita a vlhkost hornin a v neposlední řadě i existence jílovitých povlaků na puklinách a trhlinách.

V poslední době se relativně často objevují v literatuře výsledky geofyzikálních měření na svahových deformacích, které přinášejí chybné závěry. Takovéto články se nejčastěji nacházejí v negeofyzikálních časopisech. Z popisu výsledků geofyzikálních měření je patrné, že autoři nejsou profesí geofyzici, a že jim chybí teoretické základy geofyzikálních metod. Jedna taková ukázka společné interpretace GPR a ERT je na obrázku 8 (Sigerar a kol. 2016) je ze sesuvu Ban na Bali. Je zřejmé, že geologická interpretace geofyzikálních měření je chybná, ačkoli na problému pracovali dva fyzici, geolog a specialista životního prostředí.

Zkoumané území leží v sopečné oblasti v blízkosti vulkánů Seraya a Agung. Litologicky jsou zastoupeny aglomeráty, tufy a lávy. Vzhledem k tomu, že sopka Seraya není dlouhou dobu aktivní, tak při formování svahu jsou dominantní denudační procesy. Samotný svah je tvořený jíly, písky a bahnem. Pokud zemina leží nad nepropustnou horninou, srážková voda silně zvýší jejich vlhkost a zemina je pak náchylná k sesouvání. Podle autorů byly výsledky GPR ovlivněny silným útlumem radarových vln. Hloubka pronikání byla podle autorů omezena na 6 až 10 metrů. To je při frekvenci antény 200 MHz nepravděpodobné! Hranice ve staničení 25–40 metrů v hloubce cca pět metrů je interpretována jako „smyková plocha“, podobně jako druhá plocha ve 40 až 50 metrech v hloubce 4–6 metrů. Smykové plochy jsou



Obr. 7 Rozložení měrných odporů v sesuvu a jeho okolí

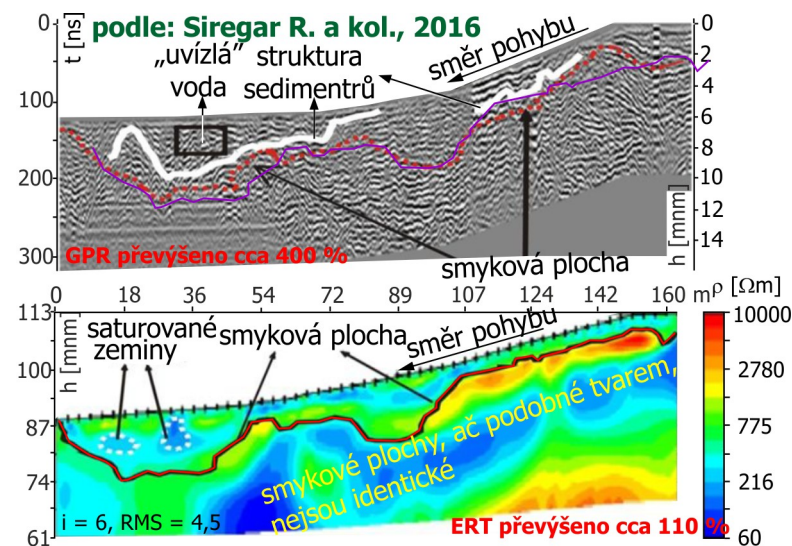
popisovány jako rotační, což z obrázku není patrné. Další „smykovou plochu“ lze rozpoznat na vzdálenost 89 až 107 metrů a hloubku 7 až 20 metrů.

Uvedený příklad je charakteristický několika nedostatky. Prvním je znázornění pouze proměřeného výseku svahu, nikoli svahu celého. Druhým záporem je uvádění měrných odporů na čtyři platné cifry (v tomto obrázku není patrné). Třetí chybou je převýšení řezů, a to ještě v každé metodě jiné. Posledním, již zmíněnou, chybou je geologická interpretace. Takto interpretované smykové plochy neumožňovaly pohyb. Na jiném obrázku z dané lokality „smyková plocha“ dokonce vytváří smyčku.

Geoelektrické metody přinášejí nesmírně cenné poznatky při průzkumu a výzkumu svahových deformací. Při běžných inženýrskogeologických pracích se v převážné míře používají metody stejnosměrného proudu. V současné době zejména elektrická odporová tomografie a doplňkově zejména vertikální elektrické sondování a symetrické odporové profilování.

Kladem elektrické odporové tomografie je její systém zobrazování výsledků, tj. 2D rozložení měrných odporů, zdůrazněné jejich barevnou kresbou. Tento klad v sobě přináší i jedno nebezpečí, a to sto procentní důvěru ve vykreslené výsledky. To zejména platí pro nespécialisty geofyziky, geomorfology, geology a obecně i archeology. Při inverzi dat používají zásadně základního nastavení a následně interpretují i drobné anomálie, pokud to vyhovuje jejich představě o výsledku. Zcela opomíjejí možnost použít při inverzi různá nastavení vstupu a zejména využít možnosti modelování ERT. Geofyzikové nemají reálnou šanci tuto skutečnost změnit. Automatizace měření i zpracování vede k tomu, že není problém nekvalifikovaným firmám si pořídit potřebné vybavení, a pak už jen měřit a interpretovat. Bohužel my geofyzici nečiníme dost, abychom geologickou veřejnost na úskalí používání ERT upozorňovali. Navzdory tomu, si elektrická odporová tomografie své místo při výzkumu svahových deformací vydobyla. Jak dokumentují uvedené příklady lze její aplikaci získat zajímavé výsledky. Stejně jako u všech geofyzikálních metod by její interpretace měla být opřena o výsledky přímých průzkumných prací, nebo alespoň o křížové vertikální elektrické sondování. Při interpretaci ERT je vhodné využívat další možnosti zpracování jejich výsledků, například statistickým zpracováním.

Vertikální elektrické sondování bylo u nás jednou ze tří základních geofyzikálních metod, která je používána k určování hloubky smykové plochy nebo báze smykové zóny. Výhodou metody, stejně jako u ERT, je využívání rozsáhlé variability měrného odporu materiálu svahových deformací a hornin v jejich okolí. Ve velké většině případů představuje báze svahové deformace dostatečně kontrastní rozdíl v měrných odporech hornin. Pak není problém interpretací křivek vertikálního elektrického sondování odpovídající rozhraní určit. Je samozřejmé, že v přírodě existují případy, kdy určování hloubky smykové plochy nebo zóny přináší problémy. Ty jsou spíše způsobeny tím, že geofyzikální interpretační aparát nedokáže dostatečně dobře postihnout variabilitu přírodních změn. Moderní způsoby zpracování na počítačích tyto nedostatky z části odstraňují.



Obr. 8 Nesprávná interpretace GPR a ERT

Z metod odporového profilování se při studiu svahových deformací nejvíce uplatňuje symetrické odporové profilování, a to formou uspořádání elektrod Wennerova nebo Schlumbergerova. Další typy profilovacích metod, a to zejména metody kombinovaného a dipólového profilování se uplatňují méně. Je to dáno tím, že gradientové formy profilovacích metod mají složitější teoretický průběh křivek, než je tomu u křivek profilování potenciálového. Vyskytují se zejména boční maxima i minima vyplývající z teoretického řešení úlohy. Tyto boční extrémů někdy dosahují velikosti až desítek procent původních měrných odporů. Průběh zdánlivých měrných odporů, zejména pak za odlučnou hranou svahové deformace, je velmi složitý. Komplikovaný je zejména vlivem střídání tahových zón, zón s původním napětím, případně zón s koncentrovaným napětím. Praxe požaduje volit takové typy profilovacích metod, které budou co nejvěrněji obrazet okamžité změny zdánlivého měrného odporu.

Přínos ostatních geoelektrických metod, běžných v jiných geologických aplikacích užití geofyziky, již není v tomto oboru tak významný. Je samozřejmé, že některá speciální měření mohou přinést a přináší velmi zajímavé poznatky o stavbě a stavu svahových deformací, ale tyto poznatky nejsou zásadního rázu a nelze počítat s tím, že by je bylo možné používat jako přímých vstupů do stabilitních výpočtů.

Po počátečním boomeru používání geologického radaru, nastalo zmenšení jeho nasazování při průzkumu svahových deformací. Ukazuje se, že nezastupitelná bude jeho role při studiu suťových kuželů a sledování trhlin ve vysokých skalních svazích. Při rozvoji liniových staveb různých typů sledování stavu skalních zářezů a jejich bezpečnosti mohou radarová měření podat velké množství zajímavých informací. Mimo přínosu důležitých informací hovoří pro GPR i skutečnost, že těžko si lze představit jinou geofyzikální metodu, která by se na skalních svazích se sklonem přes 45° dala aplikovat. Zemní radar může také pomoci při zkoumání blokových deformací. Ve většině případů, kdy posunuté bloky nemají výrazně nízký měrný odpor, je možné oprávněně očekávat úspěch. Značně složitější je situace u klasických sesuvů a svahových deformací typu tečení. V tomto případě nízký měrný odpor horní vrstvy prudce snižuje hloubkový dosah radaru, a tím i použitelnost metody pro zkoumání svahových deformací tohoto typu. Obvyklý dosah GPR je v tomto případě do pěti metrů, výjimečně do deseti. Tak kde se v takovýchto typech svahových deformací uvádí hloubky větší je chyba buď ve špatně stanovené nebo použité rychlosti elektromagnetických vln, nebo se jedná o odrazy od povrchových objektů nebo i následné odrazy.

Z dalších metod se začíná více prosazovat spontánní polarizace, která podává poznatky o režimu podzemní vody ve svahových deformacích. Protože podzemní voda je snad nejdůležitějším prvkem při zkoumání stability svahů, je metoda SP vhodnou metodou, která přináší o tomto fenoménu užitečné poznatky. Zejména možnost zkoumání rozložení náboje v prostoru je velmi nadějná. Z elektromagnetických metod pak metody frekvenčního sondování a přechodových jevů. Nové metodiky měření a interpretace těchto metod otvírají možnost pro jejich úspěšnou aplikaci i při výzkumu svahových deformací. V tomto směru spatřuji hlavní naděje pro studium hlubokých deformací, kde z důvodu geometrie polních prací je aplikace ostatních geofyzikálních metod obtížná.

Poslední z geoelektrických metod používaných při průzkumu svahových deformací je metoda elektromagnetických emisí. Její výsledky však nejsou jednoznačné a dosud nedoznala většího rozvoje. Je nesporné, že elektromagnetické emise jako fenomén existují, ale dosud neexistuje způsob, jak je spolehlivě identifikovat. Na druhé straně, pokud vezmeme v úvahu pozici inženýrského geologa, tak pro něj není podstatné, zda poloha smykové plochy či zóny je určena, jako místo odkud jsou emitovány elektromagnetické emise, nebo jako místo s vyšší vodivostí, do kterého se stahují vysokofrekvenční bludné proudy.

Aplikace geoelektrických metod při zjišťování napětíodeformačního stavu svahových deformací jsou méně úspěšné než aplikace metody seizmické. To vyplývá ze závislosti geoelektrických vlastností na napětích a na vlastnostech geotechnických. Tyto závislosti nejsou tak jednoznačné, jako jsou vazby rychlosti seizmických vln na uvedených parametrech. Jedinou výjimkou, a to však velice významnou, je určování tahových zón svahových deformací. Tato výjimka je však velice podstatná a určování tahových zón za odlučnou hranou svahových deformací je dnes již bez použití odporového profilování nemyslitelné. To platí i pro omezení, které bylo zjištěno při studiu „lživých anomálií“ z modelů ERT.

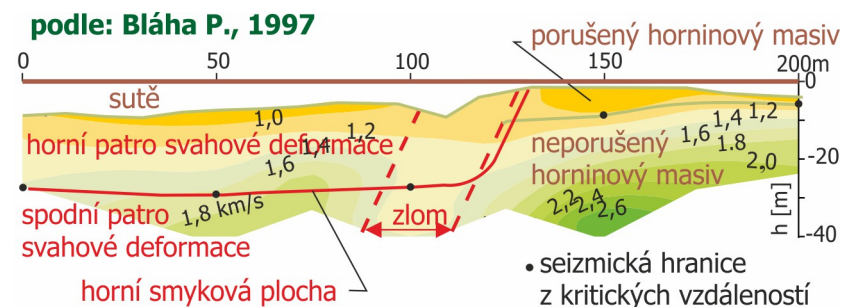
3.3 Seizmické metody

Seizmické metody představují druhý nejrozsáhlejší komplex geofyzikálních prací při průzkumu a výzkumu svahových deformací. Na naměřených veličinách seizmických rychlostí se tak výrazně neprojevuje litologie, jako u geoelektrických a zejména odporových metod. Za předpokladu, že svahová deformace nepostihuje výrazně litologicky odlišné celky, jsou velikosti rychlostí hlavně funkcí fyzikálně-mechanického stavu horninového masivu. Vždy při interpretaci seizmických měření je však potřebné brát ohled na litologii prostředí.

Ukázka aplikace seizmických měření při orientačním průzkumu svahové deformace je z měření na deformaci typu "toppling" na lokalitě Vega ve Španělsku. Úkolem orientačního průzkumu bylo zjistit, zda je možné tento typ svahové deformace popsat geofyzikálním měřením. Vzhledem ke klimatickým podmínkám (extrémní sucho) bylo možné na lokalitě použít pouze seizmická měření. Byla zvolena varianta mělké refrakční seizmiky zpracovávané jednak metodou kritických vzdáleností a jednak pomocí pronikání. Základní délka položení byla 100 metrů se vzdáleností geofonů deset metrů s tím, že byl proměřen jeden profil se dvěma položeními po vrstevnici. Místa buzení seizmické energie byla určena na krajích a středu základního položení snímačů a 50 metrů od krajních geofonů za položeními.

Na obrázku 9 jsou výsledky měření. Významnějším elementem na poli rychlostí je minimum ve staničení 100 až 130 metrů. Toto minimum odpovídá tahové zóně na bočním omezení svahové deformace, které pravděpodobně bylo predisponováno tektonicky. Na základě provedených geofyzikálních měření není jasné, zda ve spodním patře svahové deformace je rychlostní minimum způsobeno pouze tahovou zónou, nebo zda jde o sumární účinek tektonického oslabení horninového masivu a tahové zóny svahové deformace. Dále je patrný výrazný rozdíl v rozložení rychlostí vlevo a vpravo od této zóny. Ten je způsoben odlišným stupněm porušení břidlic.

Na obrázku 10 je geotechnické zpracování seizmických měření na jednom z profilů na sesuvu Hollin Hill (Hagedorn, 2014). Při terénních měřeních byly použity oba základní druhy seizmických vln, tj. vlny podélné i příčné. Oba druhy měření byly zpracovány stejnou metodikou, takže je možné je použít bez omezení k dalšímu určování mechanických parametrů horninového masivu. Je velmi přínosné, že jsou základní mechanické parametry určeny ve všech bodech zkoumaného profilu. To umožní vhodnou volbu potřebných vlastností jako vstupních parametrů do stabilitních výpočtů. Při stanovování konkrétních výpočetních hodnot je ale potřebné mít neustále na paměti, že všechny parametry byly získány dynamickým namáháním horninového masivu při relativně



Obr. 9 Refrakční měření na svahové deformaci Vega

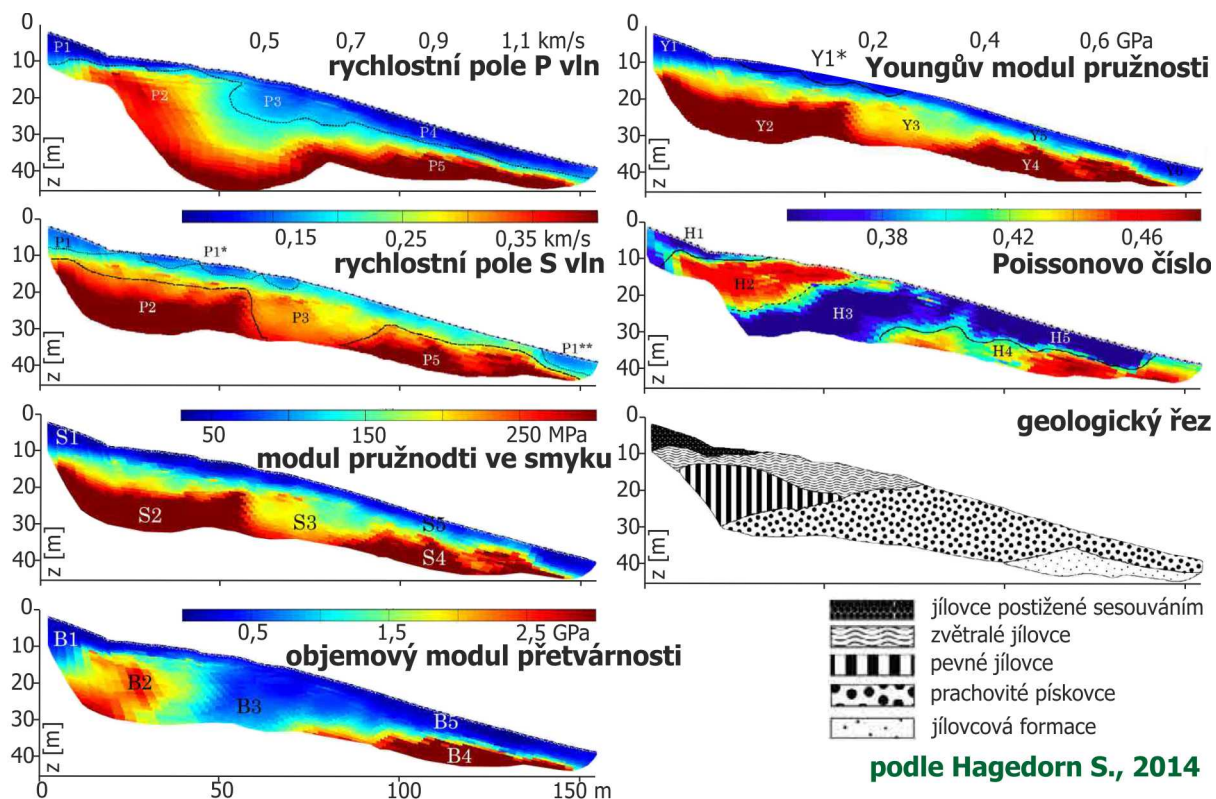
malém zatížení. Vlastnosti získané klasickými zkouškami mechaniky zemin a hornin jsou přece jen částečně odlišné. Důležité je, že byly zjištěny velikosti změn parametrů mezi jednotlivými kvazihomogenními bloky masivu.

Na obrázku jsou postupně znázorněny jednotlivě zjištěné veličiny, tj. rychlost podélných a příčných vln, modul pružnosti ve smyku, objemový modul přetvárnosti, Youngův modul pružnosti a Poissonovo číslo. Ve všech dílčích řezech jsou určeny jednotlivé kvazihomogenní bloky, které jsou vždy označeny čísly 1–5. Výsledkem tohoto zkoumání je geologický řez. Při jeho konstrukci bylo přihlédnuto i k výsledkům zjištěných elektrickou odporovou tomografií.

Při terénních měřeních se vyskytly potíže s aplikací metody MASW. Autor to vysvětluje tím, že povrch terénu byl silně nerovný a tím neumožnil vznik Rayleigh vln. S touto okolností je však nutné při seizmických měřeních na svahových deformacích počítat. Jak však dokazují předložené výsledky, určení rychlostí příčných vln jiným způsobem bylo úspěšné. Autor prezentuje názor, že příčné vlny lépe indikují porušení horninového masivu. Měření akustickou karotáží napovídají, že nezdírká je tomu naopak, nebo dokonce porušení hornin lépe indikují P vlny. Na závěr článku autor doporučuje měření opakovat, a to jak v suchém, tak i mokřem období.

Seizmické metody jsou druhou nejdůležitější skupinou geofyzikálních metod při průzkumu svahových deformací a jejich výsledky podávají velmi dobré informace v dané problematice. Jejich přínos lze rozdělit do dvou velkých aplikací. První z nich je určování jednotlivých fyzikálních rozhraní. Tato aplikace je běžnou při průzkumu svahových deformací a není potřebné ji zvláště rozvádět. Jedinou okolností, na kterou je nutné znovu upozornit je to, aby geofyzik byl znalý procesů, které ve svahových deformacích probíhají. Totéž platí pro inženýrského geologa o znalostech geofyziky.

Nejobvykleji používanou metodou je mělké refrakční sondování, které je dnes velmi často zpracováváno pomocí tomografických programů. Tato metoda je v západní literatuře citována přibližně stejně často jako elektrická odporová tomografie. Zmizel trend, který v západních zemích přetrvával zhruba do devadesátých let, kdy bylo více využíváno seizmických metod. Zde platí obecně, že seizmické metody jsou v inženýrské geofyzice více aplikovány než metody geoelektrické. Je možné prohlásit, že využívání jedné z metod více než druhé není ku prospěchu věci. Rozhodně nejlepší výsledky je možné získat kombinací obou geofyzikálních sondovacích metod.



Obr. 10 Geotechnické zpracování seizmických měření

V posledních dvou dekádách se začínají objevovat výsledky aplikace mělké reflexní seizmiky. Ukazuje se, že nejlepší výsledky dává použití příčných SH vln. Ty dobře vykreslují nejen subhorizontální rozhraní, ale dobře indikují i trhliny uvnitř svahových deformací i tahové trhliny za hlavními odlučnými stěnami. Reflexní seizmika může pomoci i při zkoumání blokových deformacích. Výraznou možnost dává použití reflexní seizmiky tam, kde rozhraní mezi zkoumanými prostředními má charakter rychlostní inverze. Této výhody reflexní seizmiky je možné využít zejména při stanovení mocnosti sesutých bloků.

Velkou pozornost je potřeba věnovat při interpretaci seizmických měření zjišťování rychlostí. Statistické hodnocení dává podklady pro další studium svahových deformací a pro studium dějů, které ve svahové deformaci proběhly a probíhají. Tato okolnost je však velice často geofyziky opomíjena. Studium rozložení fyzikálních vlastností může poskytnout velmi cenné informace o dějích ve svahové deformaci, o její stavbě, o porušování jejich hornin, o rozložení napětí a podobně. K interpretaci takovýchto podkladů je však potřebné přistupovat ve skupině odborníků různého zaměření, tak jak to bylo již několikrát zmiňováno.

Druhou skupinou aplikace seizmických metod jsou možnosti studia napěťodeformačního stavu svahové deformace a jejího okolí. Seizmické metody mohou indikovat, kdy a kde začíná tahové namáhání horninového masivu. Velmi zajímavé výsledky v tomto směru je možné získat seizmickým profilováním. Jeho důležitost stoupá tím, že modelovými výpočty elektrické odporové tomografie se zjistilo, že některé vysokoodporové anomálie za odlučnou hranou nemusí mít geologickou příčinu. V takových případech je nezbytné použití seizmických metod pro rozhodnutí o příčině vzniku odporové anomálie. Bohužel širšímu uplatnění seizmického profilování brání nedostatek vhodných aparatur. Většina dostupných seizmických aparatur je určena pro použití velkého množství geofonů. S tím bezprostředně souvisí váha aparatur. Ta je pak v přímém rozporu s požadavky pro portativní měření. Pokud se podaří zvládnout tento problém, pak lze rozšířit aplikace seizmického profilování, a tím i získat velmi dobré výsledky při určování zón se změněným rozložením napětí.

Jedním z výrazných, dosud plně nezodpovězených problémů, je převádění hodnot seizmických rychlostí na hodnoty mechanických vlastností a hodnoty mechanického napětí. Je jednoznačné, že pokud se geofyzice podaří zvládnout tuto problematiku, pak její možnosti při průzkumu a výzkumu svahových deformací prudce vzrostou. Takto určené hodnoty by bylo možné použít přímo do stabilitních výpočtů. Protože by šlo o hodnoty získané in situ, určitě by se zvýšila i korektnost a přesnost geotechnických výpočtů. To ostatně platí nejen pro aplikaci při výzkumu a průzkumu svahových deformací, ale i při použití takto získaných parametrů v celé inženýrské geologii i jiných geologických disciplínách.

Samostatnou kapitolou zůstává využití přirozených seizmických polí. Používání geoakusticky jako metody určování hloubky svahových deformací v současné době prakticky zaniklo. Sledování mikroseizmického šumu však získává na oblibě při sledování vývoje svahové deformace a její využití jako výstražné metody před katastrofickými pohyby svahových deformací. Novou nadějí pro využívání přirozených seizmických polí je metoda H/V (HVSZ). Její předností je přímé určování hloubek rozhraní a skutečnost, že se obejde bez umělých zdrojů. Tato metoda však již leží na přechodu mezi využíváním mikroseizmických jevů a klasickou inženýrskou seizmologií.

Otázkou, která si vyžádá ještě velké množství výzkumných prací, je problém, zda je možné seizmická zjištění kvantifikovat z hlediska monitoringu svahových deformací. Dalšími výzkumnými pracemi bude nutné rozhodnout, zda je možné přímo ze změn rychlostí seizmických vln určit okamžik, kdy dojde k objevení prvních trhlin, případně kdy dojde k usmýknutí bloku za odlučnou hranou sesuvu.

Takovéto prognózy budou vyžadovat ještě rozsáhlá teoretická i praktická zkoumání, jejichž cílem bude zjištění pravidel, která by bylo možné využít pro automatické monitorovací systémy. Určitě jednodušší a z časového hlediska bližší je možnost stanovit interpretační pravidla pro konkrétní lokalitu. Po sledování jednoho celého cyklu měření, tj. měření před porušením, při něm a po jeho skončení je možné získat představu o chování konkrétního horninového masivu na ostatních místech dané lokality a bude již možné vyslovovat určité prognózy o změnách napětí a případném porušování horninového masivu na základě seizmických měření.

3.4 Ostatní geofyzikální metody

Gravimetrická měření přinášejí vynikající výsledky při studiu stavby svahových deformací i při sledování jejich změn v čase. Výhodou gravimetrických měření je možnost jich využívat nejen k určování zón s deficitem hmoty, tj. k určování zón výrazně tahově porušených, ale dnešní stav interpretačních metod a výpočetní techniky umožňuje na základě gravimetrických měření konstruovat stavbu celé svahové deformace a jejího okolí. O této skutečnosti dostatečně vypovídá karotážní měření, kde gamagama metoda je jednou ze základních metod při nasazení karotáže ke studiu svahových deformací.

Bylo již řečeno, že je možné z gravimetrických měření určovat nejen zóny s převládajícím tahovým napětím, ale je možné zkoumat i hloubkovou stavbu. Ukázka takového způsobu použití gravimetrických metod je ze svahové deformace Hrhov Dolný vrch. Ta má obdobnou strukturu jako svahová deformace Hrhov. Rozsáhlá bloková svahová deformace Hrhov postihuje okraje Turňanské planiny. Vznik blokové deformace je podmíněn geologickou stavbou, kdy rigidní vápence leží na plastických werfenských sedimentech. Vápencový masiv se rozpadá do bloků, které se postupně přemísťují po svahu. Svahové deformace dosahují značných rozměrů a postihují severní i jižní okraj kotliny. Mezozoické horniny jsou na lokalitě zastoupeny vyšším oddílem spodního triasu – campil, a to ve facii slínovců, slinitých vápenců a slinitých prachovců. Uvedené petrografické typy se střídají ve vrstvách o mocnosti 3–15 centimetrů. Horniny campilu sice obsahují poměrně vysoké procento uhličitánu vápenatého, ale příměs jílovité složky brzdí krasový proces. Nad horninami spodního triasu leží vápence středního a vrchního triasu. Na bázi vápencové sedimentace byl určitý tektonický neklid, který se projevil v litologii ukládaných hornin. Proto se usazovaly nejprve brekciovitě organogenní vápence, vápence s vyšším obsahem organické substance typu guttensteinských vápenců, menší polohy dolomitu. Ve vrchním anizu již došlo k uklidnění sedimentace. Ukládají se světlé, masivní, méně často lavicovité vápence wettersteinského typu. Celá masa vápenců je homogenní, takže je dosti obtížné studovat prvky uložení. Středně triasové vápence jsou po chemické stránce čisté a obsahují jenom nepatrnou příměs jílovitých minerálů. Proto jsou ve vodě intenzivně rozpustné a silně krasovatějí.

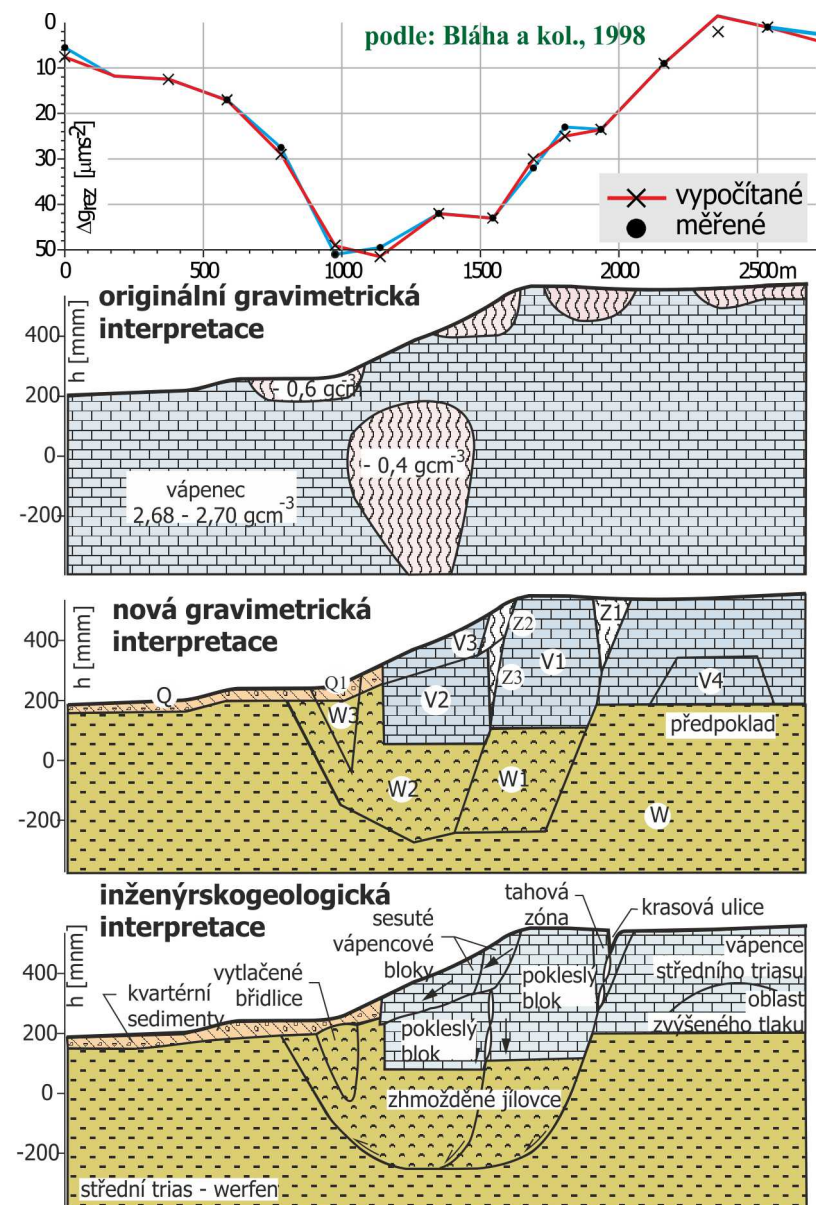
Zde je třeba připomenout, že toto gravimetrické měření nebylo realizováno jako měření pro průzkum svahové deformace, ale že se jednalo o součást měření, jehož úkolem byl hydrogeologický průzkum vápencové struktury Dolního vrchu (Bláha a kol., 1998). Těmto původním účelům byl uzpůsoben i krok měření (200 metrů), který se však ukazuje pro běžné využití gravimetrie na svahových deformacích jako příliš veliký. Jak nasvědčuje reinterpretace provedeného měření, byl i pro případ popsání rozsáhlé svahové deformace tento krok dostatečný. Dále se ukázalo, že původní předpoklad běžné vrstevní stavby není na této lokalitě oprávněný.

Základní měření, které bylo v počátku interpretováno hydrogeology a gravimetriky, bylo při revizi zcela přehodnoceno. Ukázalo se, že původní předpoklad porušení svahu neodpovídá ani předpokladům o blokových svahových deformacích ani geologii krasu. Proto byl

sestaven nový model svahové deformace. Ten byl následně s inženýrským geologem dopracován a gravimetrickem přepočítán. Celá interpretace proběhla dvojstupňově. Po prvním kole výpočtu byl model dopraven a provedeno další zhodnocení. Úprava modelu se pouze týkala zvětšení klínů, které jsou na obr. 11 označeny jako Z3 a W3. Zároveň byl ještě doplněn blok V4. Na základě gravimetrických výpočtů bylo možné stanovit litologické typy s jejich podtypy, které charakterizují různé porušení hornin. Údaje o interpretovaných objemových hmotnostech jsou v souladu se zkušenostmi z práce v daném regionu a jsou též uvedeny ve zmíněné tabulce.

Z obrázku 11 je patrné, jak je možné z gravimetrických měření vyřešit stavbu blokové svahové deformace. Jediným rozhraním, které nelze spolehlivě určit, je rozhraní mezi neporušenými vápenci středního triasu a neporušenými werfenskými sedimenty. Rozdíl v objemové hmotnosti obou typů hornin je pouze $0,01 \text{ g/cm}^3$. V takovýchto případech není možné gravimetrickými metodami dosáhnout úspěšných výsledků. Při tom je možné určovat rozhraní a objemové hmotnosti z gravimetrických měření lépe než z laboratorních zkoušek. Pro inženýrského geologa je nejpodstatnější skutečnost, že lze určit hloubku zaboření vápencových bloků do werfenu (viz báze bloků V1 a V2). Rovněž cenná je informace o postupném zabořování jednotlivých bloků. Zároveň je možné zjistit mocnost zhmoždění werfenských sedimentů. Jejich zplastičtění dosahuje mocnosti až 350 metrů.

Porušení werfenských hornin pod vápenci pokračuje i v jejich předpolí (blok W3). Tento typ porušování plastických hornin v předpolí rigidních bloků je možné označit jako klasický "bulging". Celkově je možné říci, že zhmoždění werfenských sedimentů sahá do výrazně větších hloubek, než by bylo možné na první pohled očekávat. Jestliže porovnáváme tyto výsledky s výsledky modelových měření na ekvivalentních materiálech (např. Košťák, 1977) vidíme, že takovéto hloubky zhmoždění pod rigidními bloky nejsou ničím překvapujícím, a že existují svahové deformace, kdy porušení není stejně mocné jako tuhé nadložní bloky, ale že bude dvoj-trojnásobkem této mocnosti. Další podstatnou skutečností je určení jednotlivých tahových zón. Ty mají charakter klínů nebo lichoběžníků. Pro inženýrského geologa je velice podstatný údaj o úbytku hmoty v tahových zónách. Takovéto údaje je možné přímo vložit do stabilitních výpočtů. Tento úbytek hmoty je v některých případech až překvapivě veliký (Z2). Zajímavý je i údaj o zvýšení objemové hmotnosti v bloku V4. Je zřejmě způsoben stlačením vápencové desky při jejím ohybu, kdy dochází v tomto místě



Obr. 11 Svahová deformace Hrhov

k sevření původně rozevřených trhlin. Ohyb vápencové desky je způsoben pohybem a třením bloků V1 a V2. Nárůst objemové hmotnosti o $0,1 \text{ g/cm}^3$ odpovídá nejen sevření trhlin, ale i snížení porozity o cca 4 %. V bloku V4 se porozita vápenců blíží k nule.

Ze všech případů gravimetrických měření je patrné, že přinášejí cenné informace při studiu svahových deformací. Dobré výsledky lze získat z klasických jednorázových měření. V tomto případě lze získat především údaje o geologické stavbě zkoumaných svahových deformací. Je možné určit nejen subhorizontální stavbu, ale daří se i určovat zóny s deficitem hmoty, které mají především strmý sklon. Při bližším zkoumání naměřených křivek lze určit nejen zóny s deficitem hmoty, tj. tahové zóny, ale i oblasti, kde je relativně hmoty přebytek, tj. zóny kde převládá tlakové napětí. Na základě gravimetrických měření se tedy dají určovat místa výskytu tahových trhlin a tahových zón. Velkým kladem gravimetrických měření je možnost podávat výsledky nejen ve formě kvalitativní, ale i kvantitativní. Může tedy podávat informace i o hloubkové stavbě svahových deformací a rozložení hmot.

Jediným problémem při běžné aplikaci v inženýrské geologii je značná finanční náročnost gravimetrických měření. Je pravděpodobné, že tato gravimetrická měření se budou uplatňovat zejména při průzkumu rozsáhlých svahových deformací, i když na některých publikovaných případech je patrné, že dobré výsledky byly získány i na menších svahových deformacích. Lze konstatovat, že gravimetrie je třetí vhodnou povrchovou metodou k průzkumu svahových deformací. To je plně v souladu s výsledky karotážních měření. Tam byla metoda "hustotní karotáže" dokonce na druhém stupni vhodnosti nasazení karotážních metod. Její běžné použití je závislé na získání vhodných příkladů a jejich prezentaci geologické veřejnosti. Z tohoto důvodu je potřebné této metodě věnovat výzkumné práce, které by dále rozvíjely její zjištěné možnosti a v odpovídající míře je ukazovaly odborné veřejnosti.

Magnetická měření bývala u nás realizována poměrně často při průzkumu svahových deformací. Jejich výsledky jsou značně rozporuplné a nepřinášejí pro praktický průzkum zcela jednoznačné závěry. V některých případech lze magnetickým měřením stanovit určité prvky geologické stavby svahové deformace, v jiných případech jsou přínosy magnetických měření pro tento účel zcela negativní. To je dáno tím, že magnetická měření jsou v první řadě závislá na obsahu ferromagnetických minerálů v horninové hmotě, a že jsou závislá na litologickém složení zkoumaného horninového prostředí. V těch případech, kdy mají horniny zvýšenou susceptibilitu, je geomagnetická metoda schopna přinést údaje o litologii zkoumaného území, ale nejsou to údaje, které mají přímý vztah k sesuvné struktuře. Jsou však registrovány případy, kdy určité anomálie vyvolané sesouváním lze z magnetických měření dokázat. Jako vhodnou metodu je možné geomagnetická měření doporučit v oblastech, kde do vývoje svahů výrazně zasahují bazaltoidní horniny. V těchto případech je často možné najít trosky čedičových bloků ponořených ve svahovinách. Jílové minerály, které vznikají jejich intenzivním větráním, pak prudce zhoršují mechanické vlastnosti svahových sedimentů. Nejčastěji bývají anomálie soustředěny na poslední tahovou zónu, nebo na poslední odlučnou oblast případně na poslední odlučný stupeň svahové deformace.

Příspěvek klasických magnetometrických prací při studiu svahových deformací není již tak výrazný. Jejich neoddiskutovatelný význam je při studiu litologie svahové deformace a jejího okolí. Zde je možné připomenout vhodnost metody pro vyhledávání pohřbených bloků bazických hornin. Jednoduchost měření magnetického pole však hovoří pro to, aby magnetometrická metoda byla použita prakticky vždy, i když existuje, byť i jen minimální naděje na úspěch. Prakticky obdobně byly získány dobré výsledky magnetometrických měření na

svahové deformaci Genal. Možnosti magnetických metod při studiu napěťových polí a jejich změn ve svahových deformacích nejsou již tak jednoznačné. V tomto případě je vhodnější použít metody geoelektrické a seizmické.

Z publikovaných ukázek geotermických měření je patrné, že i tato metoda může přinést cenné informace o stavu svahové deformace. Informace mají výrazně sezónní charakter a jsou v převážné míře závislé na vodním režimu svahové deformace, nebo na vzduchu, který vychází na povrch z takových oblastí svahových deformací. Tvar anomálií teploty je závislý na sezóně, ve které probíhá měření a vždy závisí na poměru střední roční teploty a teploty v době měření. Je možné, že v jednom časovém okamžiku se zjistí minimum teploty a v jiném ročním období maximum. Při tom může jít o anomálii se stejnou příčinou, např. pramen podzemní vody.

Geotermická metoda byla v sedmdesátých letech pokusně aplikována na několika svahových deformacích, a to podle informací v bývalém Sovětském svazu (Bogoslovskij, Ogilvi, 1977), Polsku (Trojan, 1983) a Československu, zejména na VŠB v Ostravě. Výsledky geotermických měření zejména popisují hydrogeologický režim sesuvu a jeho případné časové změny. V Československu bylo měření aplikováno v profilové variantě a výsledky byly získávány buď kontaktním geotermometrem, nebo bezkontaktně pomocí systému infrared. V posledních letech se začíná geotermická metody využívat znovu, ale ve formě dálkového průzkumu. Relativně rozsáhlému hledání nových možností termometrie se věnují rakouští kolegové.

Při interpretaci této metody platí obdobné podmínky, jako tomu bylo u předešlých metod. Vzhledem k tomu, že i termická metoda je metodou nepřímou, lze podstatně lepší výsledky získat interpretací komplexu geofyzikálních metod a možností zpracovávat tento soubor měření týmem specialistů různého zaměření. Určitou nevýhodou termické metody je časově omezená možnost měření. Ta by měla být aplikována před východem slunce, nebo alespoň v období silné oblačnosti. Další problémy vyvstávají při požadavku velmi přesných měření, tj. při nutnosti hloubit otvory pro kontaktní měření. Ukazuje se však, že při aplikaci termické metody při výzkumu svahových deformací, není nutné dosahovat vysoké přesnosti měření.

Je samozřejmé, že mnohem lepší výsledky přináší měření v ploše než měření na profilech. Proto by bylo vhodné do budoucna zaměřit pozornost na bezkontaktní měření teplot, které má výrazně vyšší efektivnost práce, respektive je ekonomicky méně náročné, než způsob kontaktních měření. Ještě vhodnější variantou je dálkové snímání teplot, které moderní metody "remote sensing" umožňují. Pro průzkum svahových deformací, které mají relativně malé rozměry, však pravděpodobně nebude padat v úvahu využívání kosmických snímků, respektive leteckých snímků v oblasti infračerveného záření. Takovouto možností je použití dronů s podvěšenými kamerami pro snímání teplotních polí svahových deformací, nebo použití termovizních kamer.

Radiometrické metody jsou nejméně používané geofyzikální metody při průzkumu a výzkumu svahových deformací. Určité pokusy byly činy v bývalém Československu a v bývalém Sovětském svazu. V obou zemích bylo detekováno alfa záření, přičemž v ČR byla používána metoda alfa stop, v SNS klasická emanometrie. Vždy šlo o zjišťování přítomnosti radonu v těle sesuvu, respektive o vymezení zón s jeho zvýšeným množstvím. Rakouští kolegové začínají používat radiometrické metody ve variantě dálkového snímání jako prostředek z posuzování litologického složení horninového masivu.

4. Geofyzikální monitoring

Pokusy o využití geofyzikálních metod při monitorování svahových deformací jsou poměrně starého data. První dohledaná práce pochází z roku 1975 a brzy následovaly další. V České republice bylo první opakované geoelektrické měření realizováno v roce 1977. Z té doby se nepodařilo dohledat žádné články z anglickoamerické oblasti. Až v posledních dvou dekádách se začínají objevovat články z geofyzikálního monitoringu. Díky vídeňské škole R. Suppera se jedná především o geoelektrický monitoring.

Je samozřejmé, že nejlepší výsledky je možné získat opakovaným přímým měřením ve vrtech, tj. karotáží vrtu. Tyto varianty geofyzikálního monitoringu e testovaly u nás a v zemích bývalého Sovětského svazu. Použití geoelektrických metod v geofyzikálním monitoringu je nejstaršího data. V bývalém Sovětském svazu se první publikované práce objevily okolo roku 1975, u nás pak v roce 1977. V obou zemích to byly odporové metody, konkrétně vertikální elektrické sondování a symetrické odporové profilování. Nejrozsáhlejšímu studiu projevů časových změn jednotlivých mechanických a fyzikálních vlastností na svahových deformacích se tehdy věnovali pracovníci výzkumného ústavu VSEGINGEO v Moskvě. V tomto ústavu se v rámci základního výzkumu zcela systematicky zkoumaly časové změny jednotlivých fyzikálních vlastností na svahových deformacích. Tyto změny sledovali nejen na přírodních sesuvech na Krymu a Kavkaze, ale terénním měřením předcházela i měření modelová. Výsledky těchto prací shrnul N. N. Goryainov a jeho kolektiv v práci o zkoumání sesuvů geofyzikálními metodami, kterou vydalo nakladatelství NEDRA v Moskvě v roce 1987.

Dnes je nejpoužívanější geoelektrickou metodou, používanou k monitorování svahových deformací, elektrická odporová tomografie. Je to dáno silnou vazbou mezi měrným odporem na jedné straně a vlhkostí, porušením, jílovitostí na straně druhé. Pokud se elektrody pohybují během monitorování metodou ERT a jejich změněné pozice nejsou zohledněny do inverzního výpočtu, pak výsledné tomografické obrazy vykazují odchylky, které mohou zamaskovat skutečné změny měrného odporu. V geoelektrickém zobrazování se obvykle předpokládalo, že jsou přesně známé. Postupně se podařilo kvantifikovat systematické chyby, které jsou způsobeny chybami v polohách elektrod. Účinky změn polohy elektrod byly zkoumány pomocí jednoduchých analytických modelů a reálných dat. U lineárního uspořádání elektrod a systému měření 2D jsou data mnohem citlivější na podélné než příčné nebo vertikální změny polohy elektrod. Výsledky těchto prací ukázaly, že určení polohy elektrod s přesností 4 % jsou postačující k opravě vlivu změn jejich polohy a poskytují možnost sledovat změny ve svahových deformacích elektrickou odporovou tomografií (Wilkinson a kol. 2010). V poslední době bylo vyvinuto několik automatizovaných monitorovacích přístrojů speciálně vyvinutých pro dlouhodobé sledování měrného odporu v obtížných podmínkách, jako je systém ALERT, GEOMON 4D systém a systém A-ERT (Gance a kol., 2016).

Nejdále jsou s používání geoelektrického monitoringu v rakouské geologické službě. Jejich monitorovací systém se skládá z geoelektrického monitorovacího zařízení (GEOMON4D) a automatického inklinometru. V závislosti na místě a dostupném rozpočtu jsou na vyžádání přidány další senzory (Supper a kol. 2014). Nabízí otevřenou architekturu umožňující instalaci libovolného počtu proudových nebo potenciálních elektrod přidáním paralelních nebo sériových desek. Hlavními charakteristikami jsou vysoká rychlost snímání dat (přibližně 3000 měření / hodinu v režimu jednoho kanálu) a záznam plného surového signálu (obvykle 1000 vzorků na jednu konfiguraci). Přístroj pracuje v automatickém režimu a každý den provádí předem vybraný řetězec úkolů, včetně několika úloh měření vlastního potenciálu. Navíc byl zaveden přenos dat Universal Mobile Telecommunications System (UMTS).

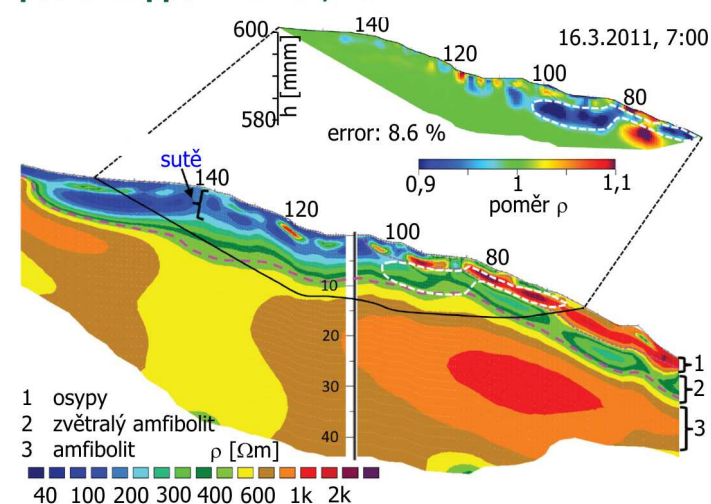
Jak již bylo řečeno, systém GEOMON4D v kombinaci s monitorováním deformací pomocí přesného stabilního inklinometru D.M.S., včetně měření HPV, srážek, případně záznamu z ostatních čidel, slouží jako výborný podklad pro sledování změn ve svahových deformacích. Ukázka ze sesuvu Bagnaschino ukazuje základní odporový řez z elektrické odporové tomografie, který je doplněn časovou změnou pole měrného odporu (obr. 12). 14. března se objevila velmi malá izolovaná anomálie měrného odporu po prvním období srážek, pravděpodobně souvisejícím s přímým přítokem povrchové dešťové vody (Supper a kol., 2014). Během následující noci došlo k výraznému snížení měrného odporu v okolí vrtu D.M.S. v hloubce mezi čtyřmi a sedmi metry. Toto snížení se postupně dále zvětšovalo. 15. března 2011 v 13:00 došlo k pohybu ve velikosti cca sedm centimetrů. Během zrychlení sesuvu se měrný odpor snížil asi o 10 % a anomálie se rozšiřovala ze svahu.

Na základní ERT řezu vidíme rozložení odporového pole, kde můžeme rozlišit geologické jednotky sutí, osypů, zvětraných a neporušených amfibolitů. Autoři bílou přerušovanou čarou v základním řezu označili místo, kde došlo k odporovým změnám, a to zejména k poklesu měrného odporu až o 10 %. Tuto skutečnost je dobře vidět na vloženém obrázku vpravo nahoře. Tam je patrné i místo, kde došlo asi k 10 % zvýšení měrného odporu (pod metrůží 80 m) v hloubce cca pět metrů. Obtížné bude tuto anomálii vysvětlit.

Použití seizmických metod v geofyzikálním monitoringu započalo v Uzbekistánu v roce 1983. Práce realizované v Sovětském svazu byly shrnuty v knize „Izučenje opolznej geofyzičeskimi metodami“ (Goryainov a kol., 1997) vydané v nakladatelství Nedra v Moskvě. Rychlostní změny byly sledovány na sesuvech na Krymu a Kavkaze, a to nejen klasickým terénním měřením, ale i polním modelováním. Pokud budeme do seizmického monitoringu počítat i geoakustickou metodu, tak dosud největší množství seizmických monitorovacích prací bylo realizováno v Československu, respektive v České republice.

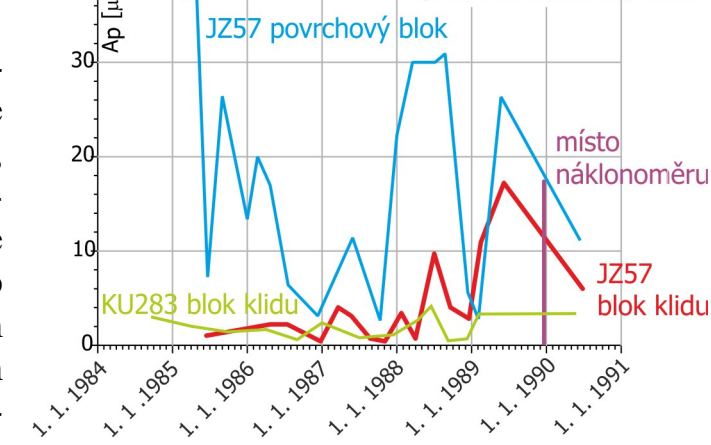
Ukázka z geoakustického monitoringu je z měření na svazích velkolomu ČSA v Komořanech. Přibližující se těžba hnědého uhlí počátkem osmdesátých let vyvolala obavy ze stability svahů Krušných hor. Jednou z kontrolních metod byla tehdy i geoakustika (Bláha, 1997). Terénní měření probíhala ve čtyřech vrtech v období 1983 až 1990. Vrtů byly proměřovány čtyřikrát ročně, z toho třikrát ve vybraných zájmových úsecích a jedenkrát v celé délce. Měření byla vždy realizována v posledním měsíci čtvrtletí. Celkem proběhlo 21 etap měření. Na základě výsledků geoakustických měření s přihlédnutím k výsledkům ostatních geofyzikálních měření byl horninový masiv v okolí vrtů rozčleněn do kvazihomogenních bloků. Bloky z jednotlivých vrtů byly porovnány a rozříděny tak, že daný blok vždy charakterizoval určitou část horninového masivu. V blocích byly sledovány změny geoakustické

podle: Supper R. a kol., 2014



Obr. 12 Řez ERT a jeho časová změna

podle: Bláha P., 1997



Obr. 13 Časové změny geoakustické aktivity

aktivity horninového masivu nejen mezi jednotlivými měřeními, ale byly sledovány i změny mezi jednotlivými roky a mezi různými ročními obdobími. Horninový masiv byl rozčleněn do tří bloků. Blok I odpovídal povrchovým sutím a vrchní nejporušenější části krystalinika. V tomto bloku bylo jednoznačně patrné zvýšené namáhání hornin v okolí vrtu. Blok III byl blokem geoakustického klidu. Tato část horninového masivu byla po celé čtyři roky v klidu a horniny v okolí vrtu nevykazovaly jakékoli známky namáhání. Horniny bloku IV opět vykazovaly zvýšený výskyt akustických emisí. Původ těchto anomálií bylo potřebné hledat v přerozdělování napětí v hlubokých částech krystalinika. Na počátku zimy 1990–91 byly ve výsledcích měření stabilními tiltmetry zjištěny určité anomálie. Změřené hodnoty indikovaly různé naklánění dílčích bloků horninového masivu. Proto byla geoakusticky proměřena část štoly, ve které byly tiltmetry umístěny. Geoakustickými měřeními byly zjištěny emise impulzů, a to na úrovni, která odpovídala geoakustickým anomáliím v bloku III vrtu JZ57. Podle geoakustického členění patří oba proměřované úseky do jednoho geotechnického typu.

Na obrázku 13 jsou prezentovány změny průměrné geoakustické aktivity povrchového bloku (vrt JZ57) a klidových bloků ve vrtech JZ57 a KU283. Geoakustická aktivita povrchového bloku byla do roku 1988 výrazně vyšší než u bloků klidových. V případě povrchového bloku není možné sledovat závislost geoakustické aktivity na ročních obdobích. Změny v povrchovém bloku byly značně složité, protože k běžným vlivům se přidával i vliv těžební činnosti v blízkých povrchových dolech. U klidového bloku ve vrtu JZ57 je vidět, že první minimální změny byly zaregistrovány na jaře 1987. Ty však nebyly nijak podstatné a nebyl jim proto v počátku přiřazován žádný význam. Klidový blok KU283 se však nijak neprojevoval.

Geoakustická měření v roce 1988 přinesla zásadní změnu v chování horninového masivu. Klidový blok začal být namáhán zvýšeným napětím, což se projevilo vznikem akustických emisí. Výskyt emisí nebyl během roku stálý. Anomálie se v čase a prostoru přemísťovaly, případně zanikaly. Tak se stalo, že na podzim 1988 byl celý vrt opět v relativním klidu. Počátkem zimy byl znovu zaznamenán zvýšený počet akustických emisí. Ve vrtu KU283 však zvýšení nebylo tak výrazné. Vrt ležel mimo oblast, kde došlo ke změnám geometrie spodní části svahu, a tím nebylo možné předpokládat ani změny v rozdělení napětí. Proto je možné klidový blok tohoto vrtu chápat jako srovnávací blok, ve kterém se projevují pouze změny na úrovni základního geoakustického fónu. Nejvýraznější zvýšení akustické aktivity klidového bloku JZ57 bylo zjištěno v létě 1989, kdy již jeho aktivita dosahovala řádově stejných hodnot jako povrchový blok. K 1. lednu 1990 je sloupcem znázorněna hodnota, která odpovídala geoakustické aktivitě horninového masivu v místě stabilních tiltmetrů. Měření bylo realizováno v období, kdy se ve výsledcích měření tiltmetrů objevily první anomálie. Zjištěné hodnoty indikovaly naklánění dílčích bloků horninového masivu. Proto byla geoakusticky proměřena část štoly, ve které byly tiltmetry umístěny. Geoakustickými měřeními jsme zjistili emise impulzů, a to na úrovni, která odpovídala geoakustickým anomáliím v klidovém bloku vrtu JZ57. Podle geoakustického členění patří oba proměřované úseky horninového masivu do jednoho geotechnického typu. V případě této lokality geoakustické měření indikovalo zvýšené namáhání horninového masivu o více jak rok a půl dříve než nejpřesnější tiltmetry. Při detailním rozboru lze diskutovat, zda geoakustické měření indikovalo změny v horninovém masivu rok a půl předem, nebo dokonce byly určité indicie zjištěny o cca 40 měsíců dříve.

Gravimetrický monitoring umožňuje získat představu nejen o probíhajících procesech ve svahové deformaci, ale ukazuje se, že jednotlivé části svahové deformace se chovají jinak než zbytek deformace. Bohužel, gravimetrický monitoring se provádí minimálně. Mimo měření, která byla realizována v ústavu VSEGINGEO se nová časová gravimetrická měření neprovádí.

Zajímavé možnosti poskytuje magnetometrický monitoring. Sledovat deformace v rychlých svahových deformacích geotechnickými metodami je prakticky nemožné. Metoda magnetických značek takováto měření umožňuje. Do materiálu svahové deformace se zabuduje permanentní magnet, jehož poloha se následně určuje pomocí magnetometrických měření. Prvé práce o aplikaci této myšlenky pocházejí ze Sovětského svazu z padesátých let (Netumachin 1956). Přes další rozvoj se metoda nedočkala masového rozšíření. Problém byl zejména v dostupnosti vhodných permanentních magnetů, přesnosti používané přístrojové techniky a nevhodnosti interpretačních postupů. V České republice začaly pokusné práce s touto metodou v roce 1984. V momentě, kdy se našel výrobce vhodných magnetů, nebyl již problém stanovit vhodnou metodiku měření a zpracování naměřených hodnot. V dnešní době při používání gradientometrů již není problém s odstraňováním vlivu změn magnetického pole. V deformacích typu tečení je možné sledovat deformace ve velikostech decimetrů, případně prvních metrů.

5. Závěr

Činnost člověka představuje dnes podstatně výraznější zásah do přírodního prostředí, než to bylo ještě nedávno myslitelné. Z tohoto důvodu je bezpodmínečně nutné věnovat negativním vlivům této činnosti co nejvyšší pozornost, snažit se ji eliminovat, nebo alespoň minimalizovat. Je potřebné hledat nové cesty ke zkoumání všech jevů, které geologická činnost člověka vyvolává a snažit se je co nejrychleji aplikovat v lidské činnosti. Jedním ze zásadních problémů je i stabilita svahů a s ní svázané problémy bezpečnosti. Ať je příčina vzniku a pohybu svahové deformace jakákoli, pokud přináší nebezpečí pro člověka nebo jeho díla, je potřebné její vliv odstranit nebo alespoň minimalizovat. K tomu je nezbytně nutné poznat jak stavbu svahové deformace a přírodního prostředí, v němž k ní dochází, tak i její chování. Průzkum postiženého místa by měl zahrnovat všechny metody poznání, které současný stav rozvoje lidského zkoumání dovoluje.

K řešení problémů souvisejících se svahovými deformacemi lze s výhodou využít i geofyzikální metody. Práce spojené s geofyzikálním měřením jsou samy o sobě šetrné k okolnímu životnímu prostředí. Platí to zejména v případech, kdy není pro buzení seizmických vln použito trhavin. K realizaci geofyzikálního měření není potřebné budovat žádné přístupové cesty, ani upravovat terén pro instalaci těžkých strojů ani nijak jinak zasahovat do přírodních prostředí. A i omezení přímých průzkumných prací při vhodné aplikaci geofyzikálních metod vede i k menšímu poškození přírodního prostředí.

V počátcích výzkumných prací v oboru inženýrské geofyziky, byla aplikace geofyzikálních metod ve výzkumu svahových deformací zcela ojedinělá. První práce publikovaná u nás z aplikace geofyzikálních metod při výzkumu svahových deformací pochází z roku 1969 (Bůžková, Müller, Novosad), v zahraničí je první ojedinělá zmínka z roku 1931. Geofyzikální průzkum svahových deformací doznal za poslední léta bouřlivý rozvoj. Z počátečního stadia, kdy bylo jeho použití raritou, se přes přechodné stadium, kdy jeho aplikace byla spíše módní záležitostí, dnes stává nedílnou součástí racionálního inženýrskogeologického výzkumu svahových deformací. V současné době se řeší některé problémy průzkumu svahových deformací zcela provozně a moderní průzkum si bez nich nelze představit.

Geofyzikální průzkum svahových deformací umožňuje získat informace především v následujících okruzích problémů:

- prostorové omezení svahové deformace;
- fyzikální a mechanické vlastnosti hornin v těle svahové deformace i jejím okolí;

- úroveň hladiny podzemní vody, případně úroveň kapilární třásně;
- časový vývoj chování svahové deformace;
- napětíodeformační stav horninového masivu a jeho změny.

Nejllepší výsledky jsou získávány v prostorovém omezení svahových deformací a ve sledování napětíodeformačního stavu. V popisované knize jsou diskutovány některé aspekty použití geofyzikálních metod. Kniha je postavena tak, že možnosti geofyzikálních metod při průzkumu svahových deformací jsou posuzovány z hlediska geofyzika. K tomu vedla jednak profese autora a jednak i snaha soustředit se hlavně na rozbor možností geofyzikálních metod. Je samozřejmé, že tento přístup je diskutabilní, ale záměrně byly nejprve ukázány předpoklady nasazení jednotlivých geofyzikálních metod při výzkumu svahových deformací, a teprve následně pak demonstroval komplexní řešení při studiu jednotlivých typů svahových deformací.

Kvalita informací získaných z geofyzikálních měření závisí na dobrém projektu geofyzikálního průzkumu a dobré kvalitě měření. Nejpodstatnější je však zkušenost a znalosti geofyzika – interpretátora. Nelze ovšem zapomenout ani na nutnost dobré spolupráce mezi geofyzikem a inženýrským geologem a ostatními specialisty zkoumání svahových deformací. U nich se též předpokládá lepší znalost geofyziky, než bývá obvyklé a u geofyzika lepší znalost inženýrské geologie a geotechniky. Je totiž nezbytně nutné, aby všichni specialisté našli společnou řeč, a aby jejich spolupráce byla skutečně na vysoké úrovni. Spolupráce specialistů různých oborů je snad nejdůležitější požadavek současné doby. S její absencí se setkáváme nejen u nás, ale i ve světové literatuře.

Postupně se při zavádění geofyzikálních metod do běžné praxe průzkumu svahových deformací ukázalo, že pod většinou běžných sesuvů leží ještě hlubší svahová deformace. Začalo se mluvit o patrových svahových deformacích. V počátcích byl tento názor pro inženýrské geology těžko přijatelný, až modelování na optických materiálech tuto teorii potvrdilo. Přínos geofyziky, zejména pak geoakustické metody, k objevení této hypotézy byl nesporný.

V problematice aplikace inženýrské geofyziky při výzkumu svahových deformací nejsou výzkumné práce ukončeny a pravděpodobně nikdy nebudou. V budoucnu bude nutné věnovat velkou pozornost sledování svahových deformací jako dynamického celku, tj. bude nutné přesunout hlavní výzkumné kapacity do rozvoje režimních (monitorovacích) geofyzikálních měření. Zároveň však není možné opominout rozvoj jednotlivých geofyzikálních metod, v tomto případě hlavně metod sondovacích, které ke svému měření potřebují minimální prostor (reflexní seizmika a elektromagnetické sondování).

Z inženýrskogeologického hlediska je možné očekávat další vývoj při průzkumu a výzkumu všech typů svahových deformací. Rozvoj aplikace inženýrské geofyziky při studiu svahových deformací je možné rozdělit do dvou základních směrů. Prvních z nich je rozvoj věnovaný jednorázovému výzkumu svahové deformace, tj. při hledání odpovědi na otázky stavby svahové deformace a jejích reliktních, fyzikálních a mechanických vlastností svahové deformace, úroveň hladiny podzemní vody a napětíodeformačnímu stavu. Druhým rozsáhlým směrem je časový vývoj svahových deformací a změn probíhajících uvnitř svahových deformací.

Je samozřejmé, že u různých typů svahových deformací je a bude přínos geofyzikálních metod při jednorázovém výzkumu různý. Největší přínos je možné obdržet u klasického sesouvání. Menší možnosti jsou u ploužení a tečení a velmi malé pak u řízení. U tohoto typu je možné geofyzikálně zkoumat pouze výsledné tvary sesutého materiálu a změny v horninovém masivu v přípravných fázích.

V karotážních metodách je potřebné věnovat do budoucna větší pozornost při aplikaci akustické karotáže a metodám dokumentace vrtné stěny. Akustická karotáž spolu s gamagametrií jsou metody velmi citlivé na porušení hornin, nejlépe indikují polohu smykové plochy nebo zóny a porušení horninového masivu. Jejich následnou výhodou je i dobrá schopnost sledovat polohy s anomálním napětím, a proto se jeví jako nadějně i jako metody pro monitorovací měření. Dokumentace vrtné stěny umožní získat představu o puklinách a trhlinách v masivu, jejich výplni, a tím zvyšuje možnost popsat systém porušování horninového masivu.

Z geoelektrických metod přináší velmi cenné poznatky o rozložení měrného odporu v horninovém masivu metoda elektrické odporové tomografie. Je však potřebné být obezřetný při její interpretaci a při hodnocení jejích výsledků si být vědom omezení jejích možností, které vycházejí z teoretických předpokladů jejího vývoje. Metoda vertikálního elektrického sondování by měla být dále používána jako metoda schopná určit horizontální a subhorizontální rozhraní. Dále je potřebné se zaměřit na elektromagnetické sondování. I když dosavadní pokusné práce nepřinesly nijak oslnivé výsledky ani doma ani v zahraničí, je dále potřebné této metodě věnovat zvýšenou pozornost. Tyto metody velmi pomohou při zkoumání blokových deformací. Na lokalitách, kde jsou vhodné podmínky, přináší mnoho poznatků i metody geologického radaru.

Seizmické metody, jako druhé nejdůležitější povrchové metody při studiu svahových deformací, mají prostor pro další rozvoj otevřen zejména v reflexní seizmice. Nejlepší výsledky přináší práce s SH vlnami. Významnou možností je použití reflexní seizmiky tam, kde rozhraní v horninovém prostředí má charakter rychlostní inverze. Tuto výhodu reflexní metody je možné využít zejména při stanovení mocnosti sesutých bloků. Rovněž možnosti seizmických metod při sledování napětíodeformačního stavu svahových deformací při režimních měřeních nejsou zanedbatelné a očekává je v budoucnu velký rozvoj.

Vývoj nových gravimetrů umožňuje získat dobré výsledky i z gravimetrických měření. To dává předpoklad k aplikaci této metody nejen při průzkumu velkých svahových deformací, ale i při průzkumu středních a menších deformací. Z magnetometrických metod je pravděpodobné, že největšího rozvoje dosáhne metoda magnetických značek. Možnost použít při měření gradientometry dává širší možnost uplatnění této metody, než tomu bylo při měření s klasickými protonovými magnetometry. Využití běžných průzkumných magnetometrických metod je přínosem tam, kde horniny postižené svahovým pohybem mají zvýšenou susceptibilitu.

Rozvoj termických metod je svázán s možností bezkontaktního plošného měření. To platí zejména o nosičích termických aparatur. Při předpokládaném snížení hmotnosti termických aparatur a snadnějšímu přístupu k bezpilotním prostředkům lze očekávat výrazné posílení možností této metody. To bezesporu přinese podstatné poznatky o podzemní vodě v horninovém masivu, o vyhledávání skrytých trhlín i o chování svahové deformace.

Nejmenší rozvoj je možné očekávat u radiometrických metod.

Zásadním směrem výzkumu v této aplikaci inženýrské geofyziky je rozvoj geofyzikálních monitorovacích měření. Zde již nemá na aplikaci tak výrazný vliv dělení svahových deformací podle inženýrskogeologických nebo geofyzikálních hledisek. Již dnes se ukazuje, že aplikace elektrické odporové tomografie přináší závažné poznatky o chování svahových deformací. Ze seizmických metod používaných při monitorování svahových deformací se začíná stírat rozdíl mezi klasickou seizmologií a speciálními metodami jako je geoakustika. I v tomto

případě lze očekávat rozšiřování použití seizmických metod nejen jako monitorovacích, ale i jako metod, které jsou schopné být používány při vyhledávání varovných stavů. Totéž je možné očekávat i od elektrické odporové tomografie.

Další otázkou, která dnes hraje a jistě i v blízké budoucnosti bude hrát významnou roli, je cena informací, které lze získat na základě geofyzikálních měření. Poměrně jednoduchá je možnost aplikace geofyzikálních měření tam, kde výsledky není možné získat jinou cestou. Avšak i v tomto směru mnoho geotechniků a inženýrských geologů nevěří výsledkům geofyzikálních prací a raději volí měření na vzorcích, které pak převádí pomocí různých koeficientů na vlastnosti horninového masivu. Ještě složitější je to v případech, kdy obdobné informace jako z geofyziky lze získat i z přímých průzkumných prací, i když geofyzikálním měřením je možné získat informace v ploše, kdežto přímými průzkumnými díly jsou informace soustředěny na body či linie. Přesto však je i tomto ohledu oproti minulým létům ve světě patrný pokrok.

Dnes lze prohlásit, že bez geofyziky nelze kvalitní průzkum svahových deformací provést. V neposlední řadě je třeba si uvědomit, že kvalitně provedený geofyzikální průzkum přináší i značné finanční úspory při průzkumu, a tím i při sanaci svahových deformací. Na základě dokonalého poznání svahové deformace je možné použít nižších koeficientů bezpečnosti než při řešení, které vychází pouze z odhadů. Za optimální je možné považovat postup, kdy po parametrických geofyzikálních měřeních následuje plošné nasazení povrchových geofyzikálních metod. Po interpretaci a sestavení fyzikálního modelu následuje jeho inženýrskogeologické zhodnocení. Tím je fyzikální model převeden na inženýrskogeologickou představu o svahové deformaci. Poté následuje návrh přímých průzkumných prací. V následné etapě průzkumných prací jsou vrty karotovány a povrchová geofyzika doplněna o nutná měření vyplývající z průběžného zpracovávání. Právě zde je nezbytně nutná již zmíněná úzká spolupráce specialistů všech oborů. Po celkové reinterpretaci je navržena sanace svahové deformace a monitorovací systém (včetně monitoringu geofyzikálního). Na základě monitorovacích měření je možné provést další zpřesnění interpretace geofyzikálních měření pro lepší poznání zkoumané svahové deformace a pro případné doplnění monitorovacích prací.

Takový postup geologických průzkumných prací přináší nejen nejlevnější a nejefektivnější průzkum, ale i průzkum s nejvyšším možným ziskem informací. Nezanedbatelnou výhodou průzkumu svahových deformací s širším využitím geofyzikálních metod je okolnost, že se tímto způsobem výrazně snižuje možnost vzniku hrubých chyb při průzkumu.

References

- BICHLER, A., BOBROWSKY, P., BEST, M., DOUMA, M., HUNTER, J., CALVERT, T., BURNS, R. Three-dimensional mapping of a landslide using a multi-geophysical approach: the Quesnel Forks landslide., *Landslides*, Springer-Verlag, 2004, 1, p. 29-40.
- BLÁHA, P. Inženýrská geofyzika svahových deformací v hornické a stavební geotechnice., doktorská disertační práce, *VŠB*, Ostrava, 1997, s. 1–241.
- BLÁHA, P., MRLINA, J., NEŠVARA, J. Gravimetric methods in the exploration of slope deformation., *EGRSE*, Praha, 1998, 1, s. 21-24.
- BLÁHA, P., DURAS, R. Veselá, RD 65, Geofyzikální průzkum svahové deformace., *Geotest*, 2015, MS.
- BLÁHA, P. Geofyzika a svahové deformace, *Geotest, Univerzita Komenského, Brno, Bratislava*, 2017, 335 s.

- BŮŽKOVÁ, H., MÜLLER, K., NOVOSAD, S. K metodice průzkumu skalních vrstevních sesuvů v Moravskoslezských Beskydech., *Geologický průzkum*, 1969, 2, s. 43–46.
- CERVANTES, B. Optimalizace metodiky geofyzikálních měření metodami elektrické odporové tomografie a georadaru na územích postižených svahovými deformacemi., doktorandská práce., *VŠB-TU, Ostrava*, 2016, s. 1-149, MS.
- GANCE, J., BERNARDIE, S., GRANDJEAN, G., MALET, J.P. Slope Mechanical Modelling: Contribution 48 of Multi-Geophysical Imagery., *Engineering Geology for Society and Territory*, 2015, Volume 2, Springer, p. 317–311, DOI: 10.1007/978-3-319-09057-3_48.
- GORYAINOV, N.N., BOLOLJUDOV, A.N., VARLAMOV, N.M., MATVEEV, V.S., NIKITIN, V.N., SKVORCOV, A.G. *Izučeniye opolznej geofyzičeskimi metodami.*, Nedra, Moskva, 1987, p. 1–155.
- HAGEDORN, S. Landslide investigation using seismic refraction techniques., *IDEA League Joint Master's in Applied Geophysics*, 2014, p. 100.
- KOŠŤÁK, B. Terčové měřidlo pro zjišťování dilatací v trhlinách sesuvů., *GÚ ČSAV, Praha*, 1972, MS.
- NETUMACHIN, V.J. Determination of the Displacement of Rocks by the Method of Magnetoprospecting., Kazach. Mining-metalurg. Inst., *Metalurgizdat*, 1956, No 14.
- OGILVI, A.A. Osnovy inženernoj geofyziki., *Nedra, Moskva*, 1990, 500 s.
- PROCHÁZKA, M. Komplexní karotážní měření ve vrtech v širším okolí sesuvu, *Aquatest, Praha*, 2016, s. 41, MS.
- SAMYN, K., TRAVELLETTI, J., BITRI, A., GRANDJEAN, G., MALET, J.P. Characterization of a landslide geometry using 3D seismic refraction travelttime tomography: The La Valette landslide case history., *Journal of Applied Geophysics*, 2012, 85, p. 120–132.
- SIREGARA R.N., SINARTAB I.N., ERVANC M., SISMANTO Ground Penetrating Radar and 2-D Geoelectricity Application For Detecting Landslide In Abang District, Karangasem Regency, Bali., *Int. Journal of Engineering Research and Application*, 2016, Vol. 6, Issue 8, (Part -2), p. 51–55, ISSN: 2248-9622,
- SUPPER, R., OTTOWITZ, D., JOCHUM, B., KIM, J.H., RÖMER, A., BARON, I., PFEILER, S., LOVISOLO, M., GRUBER, S., VECCHIOTTI, F. Geoelectrical monitoring: an innovative method to supplement landslide surveillance and early warning., *Near Surface Geophysics*, 2014, 12, p. 133–150, doi:10.3997/1873-0604.2013060.súpoi
- TROJAN, J. Instrukcja badan geofizycznych podloza gruntowego dla potrzeb budownictwa hydrotechnicznego., *Przedsiębiorstwo Badan Geofizycznych*, Warszawa, 1983, MS.
- WILKINSON, P.B., CHAMBERS, J.E., MELDRUM, P.I., GUNN, D.A., OGILVY, R.G., KURAS, O. Predicting the movements of permanently installed electrodes on an active landslide using time-lapse geoelectrical resistivity data only, *Geophys. J. Int.*, 2010, 183, p. 543–556, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04760.x

Autor

¹ Doc. RNDr. Pavel Bláha, DrSc., Geotest, a.s., Švehlova 26, 106 00 Praha 10, blaha@geotest.cz