
GEOGRAFICKÝ ČASOPIS

57

2005

3

*Roman Duras, Jan Hradecký, Tomáš Pánek, Radek Dušek**

VYUŽITÍ GEOFYZIKÁLNÍCH METOD PŘI ANALÝZE GEORELIÉFU HORSKÝCH OBLASTÍ

R. Duras, J. Hradský, T. Pánek, R. Dušek: The use of geophysical methods in geomorphological research in mountain areas. Geografický časopis, 57, 2005, 3, 6 figs., 1 tabs., 39 refs.

The aim of the presented study is to point out the possible use and interpretation of geophysical methods in the study of landforms of mountain areas. The main geophysical methods that can be used are represented by a group of geoelectric and seismic methods especially shallow seismic refraction, symmetric resistivity sounding and vertical electrical sounding. Results of the geophysical measurement and its geomorphological interpretation are presented on a problem-solving example of young tectonics, deep slope deformations and deep reach of Pleistocene congelifraction within the area of the Western Beskydy Mts and Hrubý Jeseník Mts (Czech Republic).

Key words: landforms of mountain areas, tectonics, slope deformations, congelifraction, shallow seismic refraction, symmetric resistivity sounding, vertical electrical sounding

ÚVOD

Příznačným rysem moderní geomorfologie je využívání multidisciplinárního metodického přístupu (viz. např. Burbank a Anderson 2001, Goudie et al. 2004). Implementace metod jiných vědních odvětví pomáhá geomorfologii nejen při řešení specifických problémů, ale posouvá ji rovněž jako disciplínu v teoretickém slova smyslu. Mezi často aplikované metody při řešení různých geo-

* Katedra fyzické geografie a geoekologie, Přírodovědecká fakulta Ostravské univerzity, Chittussiho 10, 710 00 Slezská Ostrava, Česká republika

morfoložických problémů patří celá paleta geofyzikálních metod. Jejich význam roste zejména v poslední době a souvisí s řadou výhod, zahrnujících operativnost, ekonomičnost a nedestruktivní přístup. Hlavní výhodou běžně v terénu používaných geofyzikálních metod lze spatřovat v relativně levném a rychlém získání informací o geologickém podloží do hloubky řádově jednotek až desítek metrů. Slouží tedy zejména v situacích, kdy je třeba verifikovat vizuální geomorfologickou interpretaci a podložní struktury není možné analyzovat z odkryvů, kopaných sond nebo s pomocí finančně velmi náročných vrtných prací. Přesto, že je geofyzika ve světové geomorfologii zcela nedílnou a častou součástí mnoha geomorfologických výzkumů (viz např. monotematicky zaměřené číslo renomovaného časopisu *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband „Geophysical applications in Geomorphology“* vydaného roku 2003), ve slovenské a české geomorfologii tento metodický aparát až na výjimky absentuje (Baroň et al. 2004, Brzák a Nehyba 2000, Kirchner a Krejčí 2002).

Příspěvek upozorňuje na nejčastěji používané geofyzikální metody, které lze použít při běžném terénním geomorfologickém výzkumu v relativně velkém měřítku a s vertikálním záběrem do podloží řádově v prvních desítkách metrů. Geofyzikální metody s velkým hloubkovým dosahem (3D seismika, gravimetrie, karotážní metody atd.) nejsou pro svou specifičnost a zcela jinou metodickou podstatu předmětem této studie. Geomorfologické zkušenosti autorů s využitím geofyziky se opírají o aplikaci metod při řešení lokálních problémů souvisejících s morfotektonikou, gravitačními deformacemi a analýzou pleistocenního periglaciálního zvětrávání v horských oblastech (obr. 1). Právě horské oblasti představují, vzhledem ke svému častému ochrannému statutu a odlehlosti, území s malým množstvím dokumentovaných vrtů a kopaných sond. Geofyzika je zde proto velmi užitečným a často jediným možným způsobem interpretace podložních struktur a jejich vztahu k reliéfu.



Obr. 1. Poloha studovaných lokalit

1 – Jablunkovská brázda, 2 – Smrk (Moravskoslezské Beskydy), 3 – Pradědská hornatina (Hrubý Jeseník)

GEOFYZIKÁLNÍ METODY V GEOMORFOLOGII

Geofyzika a její průzkumné metody představují vědní disciplínu, která se zabývá studiem fyzikálních polí zemského tělesa, sledováním jejich vývoje a zákonitostí. Geologická stavba zemské kůry a svrchní vrstvy zemského pláště jsou předmětem zájmu aplikované geofyziky, t. j. geofyziky, která řeší konkrétní otázky a problémy související s lidskou činností a jejich potřebami – vyhledávání ložisek nerostných surovin, řešení geoekologické, inženýrskogeologické, hydrogeologické problematiky atd.

Geofyzikální metody průzkumu tvoří velmi rozsáhlý komplex různých metod, jejich variant a modifikací. Podstatou geofyzikálních metod je schopnost detekce nehomogenit v rozložení fyzikálních polí Země, protože ze změn ve fyzikálních polích Země můžeme usuzovat na nehomogenity v zemské kůře.

Základní dělení geofyzikálních metod průzkumu vychází z fyzikálních principů a charakteru studovaných polí:

- gravimetrické metody – studují rozložení tíhového pole Země,
- magnetometrické metody – studují rozložení magnetického pole,
- geoelektrické metody – studují rozložení geoelektrických polí,
- radionuklidové metody – studují přirozené a umělé radioaktivní pole,
- geotermické metody – studují tepelné pole,
- seismické metody – studují pole seismických vlnění.

Další dělení vychází z pozice měření, zda se měří na zemském povrchu, v podzemí, ze vzduchu, z mořské hladiny či pod ní, ve vrtech a pod. Geofyzikální metody mohou být také seskupovány do metodických celků, kde hlavním kritériem výběru vhodných metod a metodik je oblast použití, např. geofyzikální metody při ložiskovém průzkumu, geofyzikální metody v geomorfologii, inženýrské geologii, hydrogeologii atd.

Geofyzikální metody v geomorfologii napomáhají poznání geologické stavby horninového prostředí, umožňují prostorové vymezení kvazihomogenních celků, umožňují sledovat změny v rozložení fyzikálních polí, a pod. Nejčastěji používané a nejlépe metodicky propracované jsou geoelektrické a seismické metody průzkumu.

Geoelektrické metody studují rozložení geoelektrických polí – přirozených i umělých, elektrických, elektrochemických a elektromagnetických. Geoelektrické metody dělíme podle druhu studovaného pole na:

- stejnosměrné metody (např.: odporové metody, stejnosměrné potenciálové metody),
- elektromagnetické metody (např.: radiolokační metoda, metoda velmi dlouhých vln),
- elektrochemické metody (metoda spontánní a vyzvané polarizace).

Geoelektrické metody dělíme dále na:

- metody sondovací (sledování změn v rozložení hodnot měřené veličiny ve vertikálním směru),
- metody profilovací (sledování změn ve směru horizontálním).

Z uvedených metod bývají nejčastěji využívány odporové metody, a to jak ve variantě profilovací, tak sondovací. Odporové profilování se využívá při sledování změn měrných odporů hornin v horizontálním směru, ačkoliv vhodnou kombinací uspořádání a rozestupu elektrod je možno sledovat průběh odporových nehomogenit i do hloubky. V případě potřeby detailního průběhu měřené veličiny – měrného odporu – ve vertikálním směru, použijeme odporové sondování.

Významným prvkem ovlivňujícím metodiku terénních odporových profilovacích měření, a posléze také zpracování a interpretaci, je uspořádání elektrod. Uspořádání elektrod je specifické rozmístění elektrod na zemském povrchu, pomocí kterých se elektrické pole vytváří a také měří. Elektrody, jimiž elektrické pole vytváříme, se nazývají proudové (označení A, B, atd.) a elektrody, jimiž se měří elektrický potenciál nebo napětí vyvolaného pole, se nazývají měřicí (označení M, N, atd.). Podle počtu elektrod se uspořádání dělí na dvouelektrodová, tříelektrodová a čtyřelektrodová v různých variantách vzájemných pozic proudových a měřicích elektrod. V praxi se nejčastěji používají čtyřelektrodové systémy ve variantě Wennerova uspořádání a Schlumbergerova uspořádání. Jde o symetrická uspořádání, kdy elektrody leží na přímce v pořadí A M N B (proudová – měřicí – měřicí – proudová elektroda). Wennerovo uspořádání je charakterizováno stejnými vzájemnými vzdálenostmi elektrod ($AM = MN = NB$), zatímco u Schlumbergerova uspořádání je vzdálenost MN výrazně menší než AM a NB. Odporové profilování spočívá v přemísťování všech elektrod podél profilu při zachování vzájemných vzdáleností. Bod měření leží uprostřed uspořádání.

Principem odporového sondování je růst hloubkového dosahu metody se zvětšující se vzájemnou vzdáleností proudových a měřicích elektrod. Rovněž jako u profilování i zde rozlišujeme varianty podle počtu a uspořádání elektrod. Nejpoužívanější variantou je Schlumbergerovo uspořádání elektrod, tzv. vertikální elektrické sondování VES. Na rozdíl od odporového profilování, kdy se přemísťují všechny elektrody najednou, u sondování se pohybují pouze elektrody proudové, a to směrem od měřicích elektrod.

Výsledkem profilovacích měření jsou body odporového profilování. Body odporového profilování bývají řazeny do profilů, nebo pokrývají zkoumanou oblast v síti profilů. Výstupem zkoumání pomocí odporového profilování při plošném měření jsou buď mapy profilovacích křivek, mapy izolinií zdánlivých měrných odporů ρ_z , a mapy gradientů nebo izolinie gradientů. Profilovací křivky získáme vynesáním zdánlivých měrných odporů ρ_z vypočítaných pomocí vztahu:

$$\rho_z = \frac{k \Delta U}{I} \quad [1]$$

kde k je konstanta uspořádání (pro Wennerovo uspořádání $k = 2\pi AM$, pro Schlumbergerovo uspořádání)

$$k = \frac{\pi \cdot AM \cdot AN}{MN} \quad [2]$$

I je napájecí proud a ΔU je měřené napětí.

Výsledkem sondovacích měření jsou sondážní křivky, které získáme vynesením zdánlivých měrných odporů ρ_z v závislosti na délce roztažení $AB/2$. Zdánlivý měrný odpor pro jednotlivé body roztažení určíme pomocí vztahu [1], kde I je proud zaváděný do země elektrodami A a B, ΔU je napětí mezi měřicími elektrodami M a N a k je konstanta uspořádání (pro Schlumbergerovo platí vztah [2]).

Sondážní křivky jsou předmětem kvalitativní a kvantitativní interpretace, jejichž výstupem nejčastěji bývají izoohmický řez (kvalitativní interpretace) a parametry zvrstveného horninového prostředí – mocnost a měrný odpor jednotlivých vrstev.

Seismické metody představují soubor metod zkoumajících geologickou stavbu zemské kůry. Nositelem informace je uměle vyvolané mechanické vlnění, které se od svého zdroje šíří všemi směry a na fyzikálních rozhraních se láme a odráží. Mechanické vlnění se šíří tím, že částice prostředí si postupně předávají pohyb. Podle povahy kmitání částic vzhledem ke směru šíření vlny rozlišujeme vlnění podélné a příčné. Podélná vlna P se vztahuje pouze k deformacím objemovým – částice kmitají ve směru šíření vlnění – a rychlost šíření P vln v_p je dána vztahem:

$$v_p = \sqrt{\frac{E(1-\sigma)}{\rho(1-\sigma)(1-2\sigma)}}$$

kde E je Youngův modul pružnosti a σ Poissonovo číslo. Příčná vlna je zase vázána na střížné deformace – částice kmitají v rovinách kolmých na směr šíření vlnění – a nešíří se tekutinami. Rychlost šíření S vln v_s je dána rovnicí:

$$v_s = \sqrt{\frac{E}{2\rho(1+\sigma)}}$$

Pro vzájemný vztah rychlostí v_p a v_s platí:

$$\frac{v_p}{v_s} = \sqrt{\frac{2(1-\sigma)}{1-2\sigma}} \geq \sqrt{2}$$

Rychlost šíření seismických vln v horninovém prostředí obecně závisí na rychlosti šíření v její pevné části, na pórozitě a na rychlosti šíření seismických vln v materiálu tvořícím výplň pórů (tab. 1).

Kromě „klasických“ vln podélných a příčných můžeme v rámci seismických měření identifikovat také vlny difragované, povrchové, zvukové, mikroseismy atd. Pro účely seismického průzkumu však využíváme zejména vln podélných a příčných. Obě skupiny metod – metody odražených vln a metody lomených vln – mají vypracovány specifické metodiky řešící různé geologické problémy.

Potřebám průzkumu malých hloubek – geomorfologické, inženýrskogeologické, ekogeologické a jiné aplikace – nejlépe odpovídají speciální verze metody lomených vln. Tyto metody využívají nízkoenergetické zdroje seismického vlnění (nejčastěji kladivo), snímače schopné registrovat vyšší frekvence a aparatury schopné registrace velmi malých časů (řádově v jednotkách a desítkách

milisekund). Jednou z takových metod je i mělká refrakční seismika MRS. Ke zpracování naměřených seismických dat se používá specifických interpretačních postupů, které zohledňují pozvolné změny rychlostí s hloubkou v přípovrchových částech geologických profilů. Výsledkem interpretací bývají izolinie rychlostí šíření seismických vln v proměřovaném horninovém prostředí, grafy s interpretovanými refrakčními rozhraními spolu s určením rychlosti šíření seismických vln v jednotlivých seismických „vrstvách“ a pod.

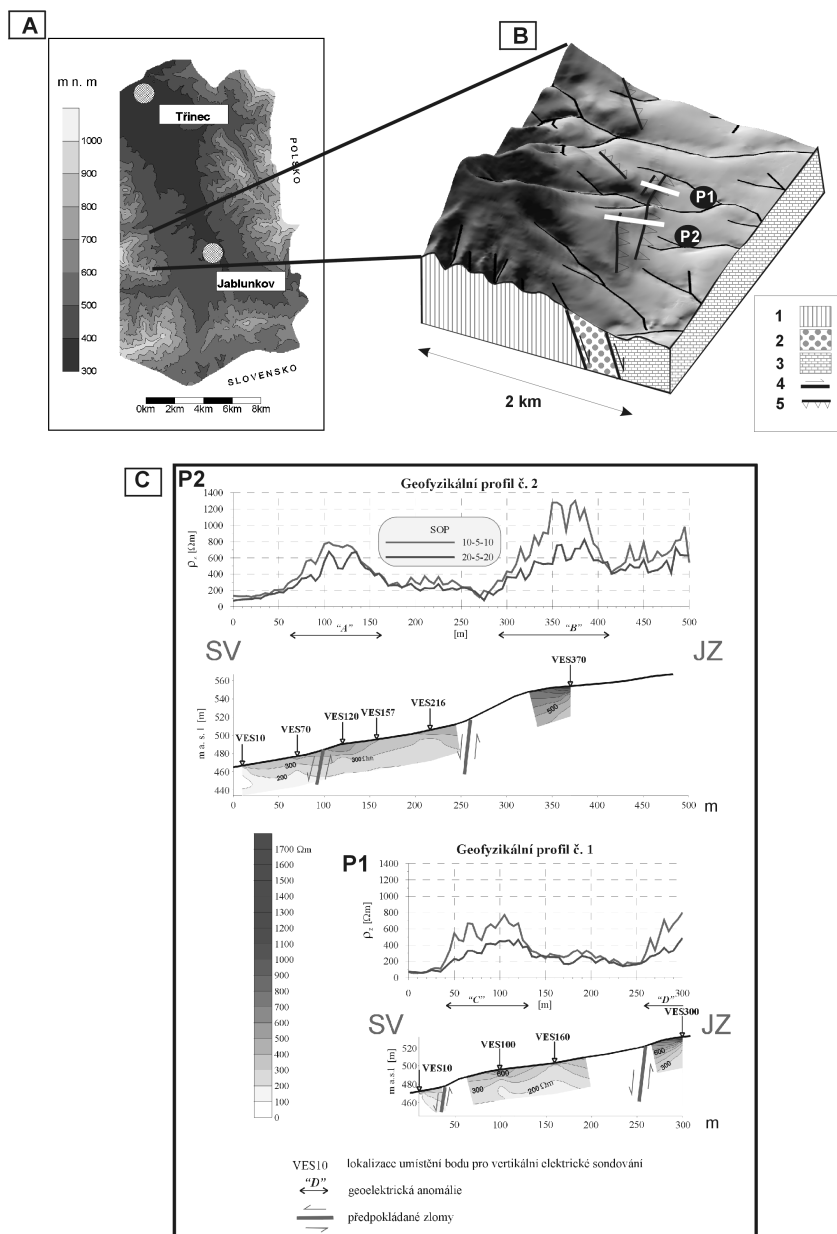
PŘÍKLADY VÝSLEDKŮ GEOFYZIKÁLNÍCH METOD ZÍSKANÝCH PŘI ANALÝZE GEORELIÉFU HORSKÝCH OBLASTÍ

Geoelektrické metody při verifikaci projevů mladé tektoniky

Rozvoj současné tektoniky jako geovědní disciplíny a geotektonických modelů jsou do značné míry závislé na geofyzikálních aplikacích (Assumpção et al. 2004, Ebbing 2004, Martelet et al. 2004). Pomocí geofyziky jsou obvykle interpretovány hlubinné tektonické struktury a současný trend reinterpretační geotektonických teorií souvisí do značné míry s rozvojem a aplikací geofyzikálních metod. Tektonické procesy spojené s vývojem disjunktivních zón, redistribucí hmoty v zemské kůře, gravitačními anomáliemi a změnami napětového stavu v horninách ovlivňují pole fyzikálních veličin, které lze měřit geofyzikálními metodami. Pro studium a verifikaci morfotektoniky ve velkém měřítku lze využít zejména geoelektrických metod, magnetometrických metod, radionuklidových metod, geotermálních metod, seismických metod atd. (Bano et al. 2000).

Geoelektrických metod bylo využito při studiu potenciálních projevů kvartérní tektoniky na jihozápadním okraji prolomu Jablunkovské brázdy ve východní části Západních Beskyd (Pánek a Duras 2002). Cílem bylo ověřit genezi morfologicky „čerstvých“ stupňů, které se v podobě dvou až tří paralelních linií vyskytují při ohraničení kvartérní výplně Jablunkovské brázdy vůči druhohorním a třetihorním zvrásněným sedimentům slezské jednotky. Topografické stupně se táhnou ve směru SZ-JV, jejich výška kolísá v rozmezí 2-40 m a při úpatí mají zamokřené plochy s výskytem pramenů. Stupňovitost se projevuje i na podélných profilech menších údolí vyúsťujících do Jablunkovské brázdy z Moravskoslezských Beskyd. Aplikace geoelektrických metod měla v tomto případě vyloučit netektonickou predispozici stupňovitosti, jako je například litologie nebo historická antropogenní činnost. Využíváno bylo aparatury Resistar RS-100 (Geofyzika Brno).

V území byly vytyčeny dva paralelní geoelektrické profily o délkách 300 a 500 m, které protínaly napříč topografické stupně (obr. 2). Při interpretaci bylo přihlédnuto k výsledkům symetrického odporového profilování, zatímco vertikální elektrické sondování mělo podpůrný charakter. Oba geoelektrické profily se vyznačují velmi podobným průběhem. S polohou jednotlivých stupňů se shodují výrazné vrcholy odporových křivek, mírně rostou rovněž hodnoty zdánlivého měrného odporu u vertikálního elektrického sondování. Zóny zvýšených odporů se vážou na provzdušněné zóny spojené s vývojem poklesových zlomů na okraji Jablunkovské brázdy. Zatímco u tektonicky neporušených segmentů profilů kolísá elektrický odpor v rozmezí 200-400 Ω m, předpokládané poruchové



Obr. 2. Výsledky geoelektrického profilování v jihozápadní části Jablunkovské brázd

A – poloha studovaného území, B – 3D model kontaktu Jablunkovské brázd a Moravskoslezských Beskyd, 1 – godulské souvrství (cenoman – spodní senon), 2 – istebňanské souvrství (svrchní senon – paleocén), 3 – zvrásněný paleogén slezské jednotky (převážně jílovce krosněnského, menilitového a podmenilitového souvrství), 4 – poklesové zlomy, 5 – topografické stupně, P1 a P2 jsou linie geoelektrických profilů, C – geoelektrické profily (výsledky symetrického odporového profilování a vertikálního elektrického sondování)

zóny dosahují hodnot 600-1300 Ωm . S přihlédnutím k dosavadním geologickým výzkumům v území (Menčík et al. 1983) klasifikujeme kontakt Jablunkovské brázdy a Moravskoslezských Beskyd jako tektonickou stupňovinu spojenou s rozvolněnými zónami. Tektonická aktivita na interpretovaných zlomech probíhala pravděpodobně ještě ve středním až svrchním pleistocénu. Jednotlivé stupně dislokují mírně ukloněný povrch, který těsně pod studovanou lokalitou povolna přechází do proluviálního kužele, který se vyvíjel v rozmezí období elster až saale (Macoun et al. 1965).

Geoelektrické a seismické metody při výzkumu hluboké svahové deformace

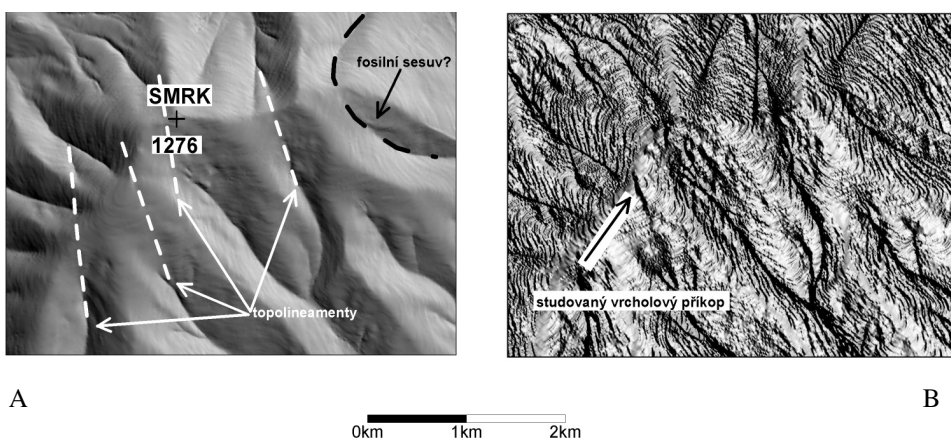
Svahové deformace patří rovněž mezi geomorfologické problémy, u nichž jsou geofyzikální metody tradičně aplikovány nejčastěji (Krejčí et al. 2002, Baroň et al. 2004). Pomocí georadaru, geoelektrických a seismických metod lze rozeznat hloubku porušení skalního masivu, vymapovat průběh smykových ploch, rozsah gravitačně pokleslých rigidních bloků a jiné parametry svahových deformací. V oblastech s recentní sesuvnou aktivitou jsou geofyzikální metody velmi častým monitorovacím nástrojem inženýrských geologů a geotechniků (Ferrucci et al. 2000, Mauritsch et al. 2000, Perrone et al. 2004).

Příkladem využití rozšířené sady geofyzikálních nástrojů je verifikace a analýza hluboké svahové deformace typu „lateral spreading“ ve vrcholové partii Smrku (1276 m) v kulminační části Moravskoslezských Beskyd (Vnější Západní Karpaty).

Dílčí godulský příkrov slezské jednotky je porušen častými hlubokými svahovými deformacemi, s přímo doloženou hloubkou 57,5 m v Kněhyňské jeskyni (Wagner et al. 1990), přičemž předpokládaná hloubka u některých poruch se pravděpodobně pohybuje až v řádech stovek metrů. Velký rozsah a četnost hlubokých svahových deformací jsou v tělese dílčího godulského příkrovu dány vysokou energií georeliéfu a příhodným vertikálním zvrstvením flyšových sedimentů. Vývoj hlubokých příčných údolí, jako jsou Čeladenka, Ostravice, Mohelnice a Morávka, způsobil vznik lokálního převýšení až 700 m, čímž místy došlo až k prohloubení údolí pod úroveň rigidních středních vrstev godulských (mocné glaukonitické pískovce turonského stáří). Uvolnění horizontálních napětí při vývoji údolí umožnilo extenzi v osních partiích hřbetů a vznik otevřených trhlin a příkopů s častou sukcesí směrem k vývoji různých typů sesuvů, říčení, skalních lavin (rock avalanche) a suťových a blokovo-bahenních proudů (debris flow). Poslední výzkumy naznačují, že abnormálně rozsáhlý rozpad hřbetů v prostoru dílčího godulského příkrovu souvisí s izostází podporovanou mohutnou gravitační anomálií zapříčiněnou mocnou polohou lehkých hornin na bázi flyšového příkrovu (Krejčí et al. 2004). Nápadné formy hlubokého rozpadu hřbetů v Moravskoslezských Beskydech byly popsány ze hřbetu Radhoště (1129 m), Kněhyně (1257 m), Čertova Mlýna (1205 m) a Lysé hory (1323 m) (Kirchner a Krejčí 2002, Krejčí et al. 2004, Wagner et al. 1990).

Masivní hřbet Smrku (1276 m), který je situovaný mezi hluboká údolí Ostravice a Čeladenky, byl geomorfologicky mapován (Hradecký a Pánek 2000), ale nebyl dosud podroben analýze z hlediska výskytu a morfologických projevů hlubokých svahových deformací. Na svazích masivu chybí typické gravitační

projevy, které byly mapovány v rozsahu obou sousedních elevací (Kněhyně a Lysá hora). Jediný anomální morfologický projev je spojený s přítomností asymetrického příkopu, který je situovaný cca 750 m jihozápadně od vrcholu. Asymetrický příkop probíhá napříč hřbetem ve směru SZ-JV a dosahuje délky asi 250 m. Od typických vrcholových příkopů, které jsou situovány v jiných částech flyšových Karpat, se liší pozicí vzhledem k průběhu hřbetnice (za normálních okolností probíhají příkopy souhlasně nebo diagonálně), absencí výchozů skalního podloží a velkým stupněm asymetrie, kdy příkřejší svah, orientovaný k SV, dosahuje sklonů 15-35°, zatímco mírnější a delší protilehlý svah dosahuje sklonu max. 12°. Minimálně již z těchto znaků je zřejmé, že příkop není predisponován čistě gravitačně, ale souvisí s diskontinuitami ve skalním podloží. Tuto hypotézu potvrzuje vizuální analýza digitálního modelu reliéfu širšího okolí hřbetu Smrku, kde lze identifikovat 3-4 toplineamenty protínající hřbet paralelně s hlubokými údolími Ostravice a Čeladenky (obr. 3).



Obr. 3. Topolineamenty protínající hřbet Smrku (1276 m) v Moravskoslezských Beskydech a jejich identifikace z DEM

A – stínovaný model reliéfu se směrem nasvícení od SV pod úhlem 40°, B – stínovaný model první směrové derivace reliéfu ve směru Z-V

Geofyzikální metody byly aplikovány za účelem ověření geneze asymetrického příkopu. Byly zvoleny metody, které umožňují detekovat horizontální i vertikální diskontinuity a charakter rozvolnění skalního podloží. Na třech paralelních profilech napříč příkopem bylo provedeno měření metodou vertikálního elektrického sondování (VES), symetrického odporového profilování (SOP) a mělké refrakční seismiky (obr. 4). Analýza výsledků všech tří metod verifikuje tektonicko-gravitační model vzniku příkopu. Symetrické odporové profilování prokázalo zvýšené elektrické odpory jak v hloubce 5 m pod povrchem, tak, a to mnohem kontrastněji, i v hloubce 40 m pod povrchem. Elektrický odpor v hloubce 40 m směrem na obě strany od morfologického projevu diskontinuity kolísá v rozmezí 200-400 Ωm , zatímco v zóně poruchy skokovitě roste na cca 900 Ωm . Na přítomnost poměrně úzké rozvolněné zóny o šířce cca 10-20 m po-

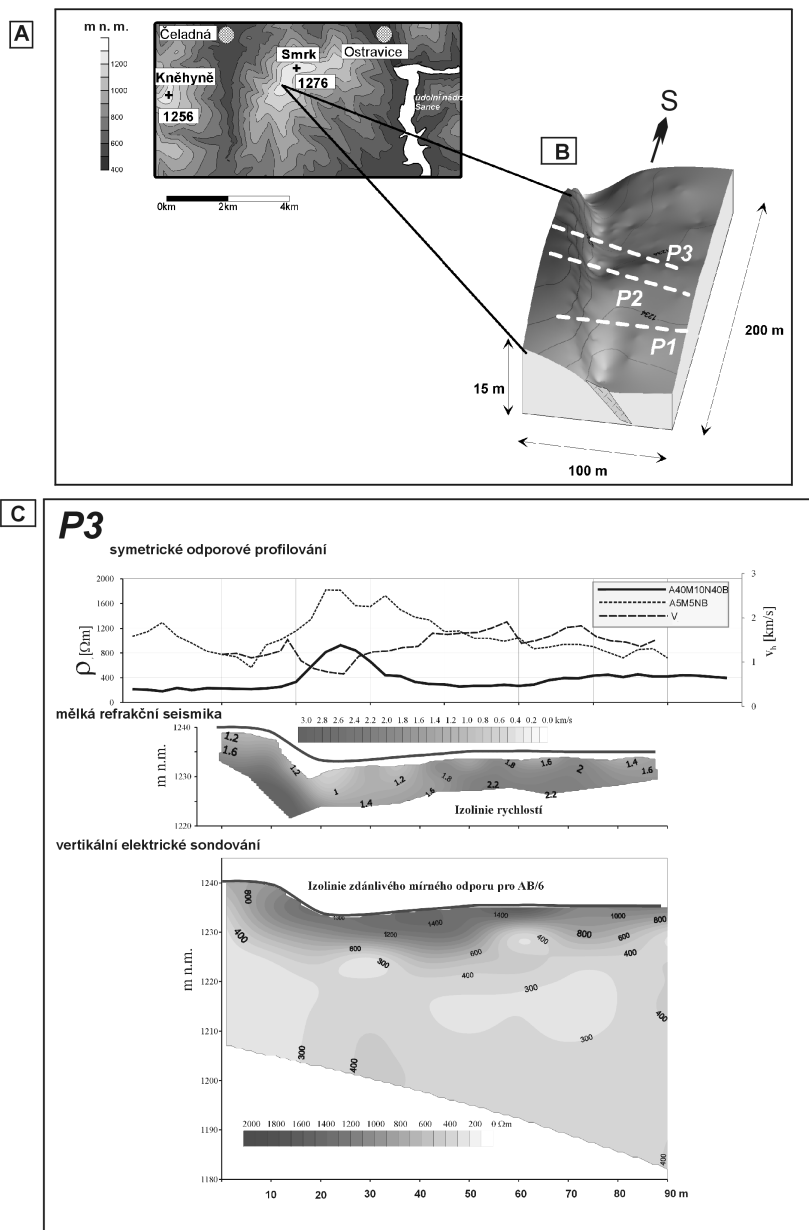
ukazuje i průběh rychlosti seismických vln (1 km.s^{-1} oproti cca 3 km.s^{-1}) a výrazně snížená rychlost průběhu vln na refrakčním horizontu (1 km.s^{-1} oproti $2\text{-}3 \text{ km.s}^{-1}$). Vertikální elektrické sondování už není při interpretaci tak jednoznačné, což zřejmě souvisí s malou hustotou měření. Přesto i zde je patrná zóna mírně zvýšených odporů shodujících se zhruba s podložím úpatí příkřejšího svahu příkopu.

Geofyzikální metody aplikované v hřbetní partii Smrku prokázaly existenci velmi hluboké diskontinuity, která se svou reálnou hloubkou blíží nejhlubším zjištěným gravitačním deformacím v kulminační části Moravskoslezských Beskyd. Pravděpodobný model vzniku příkopu je rozšiřování jednoho ze směrů primárních puklinových svazků, které souvisí s uvolňováním napětí při zahlučování údolí Čeladenky a Ostravice. Rigidní pískovce tvořící hřbet Smrku se navíc patrně zabořují do podložních plastických jílovců a drobně rytmického flyše. Z analýzy lokality vyplývá, že ne vždy jsou hluboké svahové deformace spojené s morfologicky výraznými gravitačními formami reliéfu. Vývoj těchto deformací probíhá ve vhodných strukturně–litolických podmínkách kontinuálně, hluboko v podloží a až po překročení prahových hodnot dochází ke gravitačnímu kolapsu celých svahů či hřbetů a k morfologické odezvě. Geofyzikálně identifikované extenzní struktury na hřbetu Smrku pravděpodobně indikují počáteční sukcesní fázi vzniku masivní svahové deformace.

Seismické metody a jejich využití při analýze hloubkového dosahu pleistocenní kongelifrakce

Počátky využívání refrakční seismiky v periglaciální geomorfologii sahají do 70. let minulého století, kdy bylo využíváno průchodu seismických vln horninovým prostředím uměle vyvolanými explozemi k identifikaci permafrostu (Barsch 1973, Zimmermann a King 1986). Metodou lze odhalit fyzikálně rozdílná horninová prostředí z hlediska šíření zemětřesných P-vln, kdy jiná je rychlost P-vln ve zmrzlém materiálu a jiná v nezmrzlém (např. činné vrstvě). V literatuře zabývající se periglaciální geomorfologií je metoda refrakční seismiky využívána nejen ke zjištění rozšíření a mocnosti, ale také vnitřní diferenciaci permafrostu (Hauck a Vonder Mühl 2003, Hauck et al. 2004, Kneisel a Hauck 2003, Vonder Mühl et al. 2001 a 2002, Croce a Milana 2002, atd.). Podle práce Haucka et al. (2004) se rychlost P-vln v aktivní nezmrzlé vrstvě pohybuje v rozmezí $400\text{-}1500 \text{ m.s}^{-1}$, v permafrostu jsou rychlosti v intervalu $2000\text{-}4000 \text{ m.s}^{-1}$. Z hlediska působení kongelifrakce je metoda založena na odlišném šíření seismických vln v kompaktním horninovém tělese a v tělese, které bylo vlivem mrazového zvětrávání narušeno. Zároveň lze odhalit jednotlivé zóny podle intenzity tohoto narušení. Rozdíl v rychlosti průběhu vln skalním prostředím je také ovlivněn parametry vlastní horniny (tab. 1). S úspěchem jsou geofyzikální metody využívány i v řešení hypotéz etchingu, kdy lze identifikovat topografii podloží, mocnosti zvětralinového pláště a tím i průběh bazální zvětrávací plochy (Beauvais et al. 2003).

Refrakční seismika je schopna postihnout topografii podloží do maximální hloubky kolem 50 m (Diogo et al. 2004). Dosah měření je výrazně ovlivněn lokálními podmínkami, technickými parametry měřicí aparatury a postupem vlastního měření (tzn. vzdáleností snímačů – geofonů v měřeném profilu, interval bodů „výbuchu“).



Obr. 4. Výsledky komplexního geofyzikálního profilování na Smrku (1276 m) v Moravskoslezských Beskydách

A – Poloha studovaného území, B – 3D model asymetrického příkopu, C – výsledek geofyzikálního měření na profilové linii P3 (symetrické odporové profilování, mělká refrakční seismika a vertikální elektrické sondování)

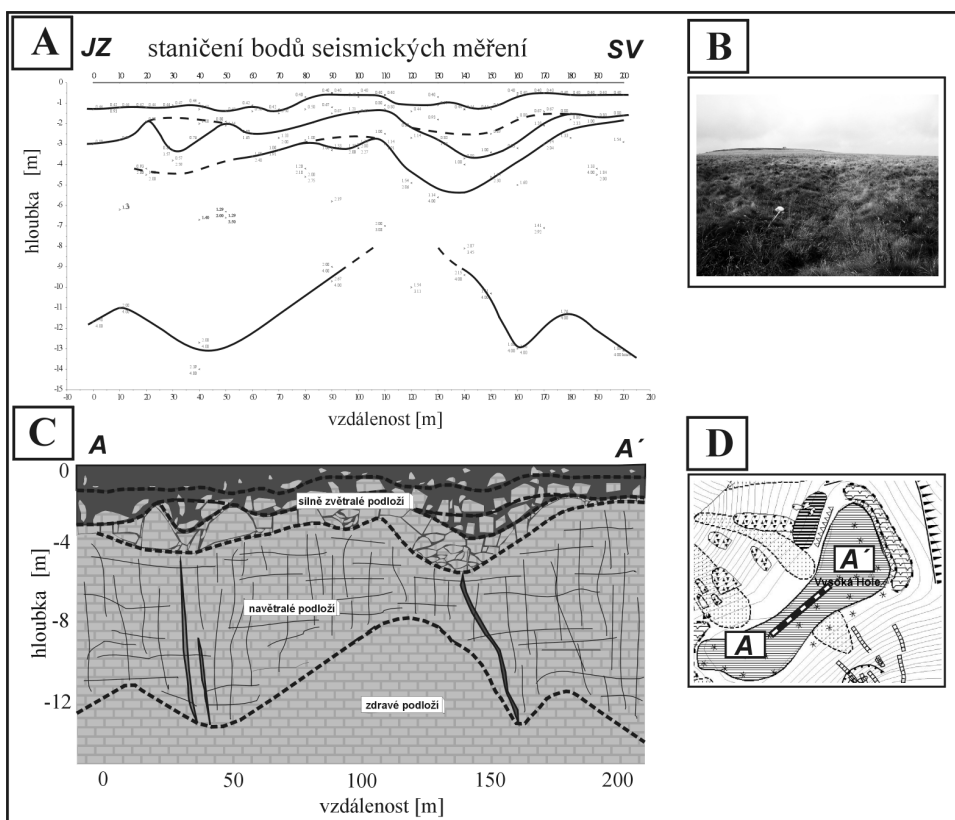
Tab. 1. Přehled vybraných fyzikálních prostředí a rozpětí hodnot měrných odporů a rychlostí P-vln (sestaveno podle Haucka, Vondera a Mühlla 2003, Karousa 1989, Mareša et al. 1983).

| Prostředí | Interval měrného odporu (Ωm) | Interval rychlosti ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) |
|------------|--|---|
| Vzduch | ∞ | 330 |
| Voda | $10^1\text{-}10^2$ | 1000-1500 |
| Permafrost | polární: $5\cdot 10^2\text{-}10^4$ horský: $10^4\text{-}10^6$ | 2000-4000 (led: 3500) |
| Písek | $10^2\text{-}5\cdot 10^3$ | 400-2000 |
| Jíl | $10^0\text{-}10^2$ | 500-2400 |
| Pískovec | $5\cdot 10^1\text{-}10^4$ | 1500-5000 |
| Vápenec | $10^2\text{-}10^4$ | 3000-6000 |
| Gabbro | $10^3\text{-}10^6$ | 3700-7000 |
| Žula | $5\cdot 10^3\text{-}10^6$ | 3500-5000 |
| Fylit | $10^2\text{-}10^5$ | 1800-4800 |
| Rula | $10^2\text{-}10^3$ | 4500-6500 |

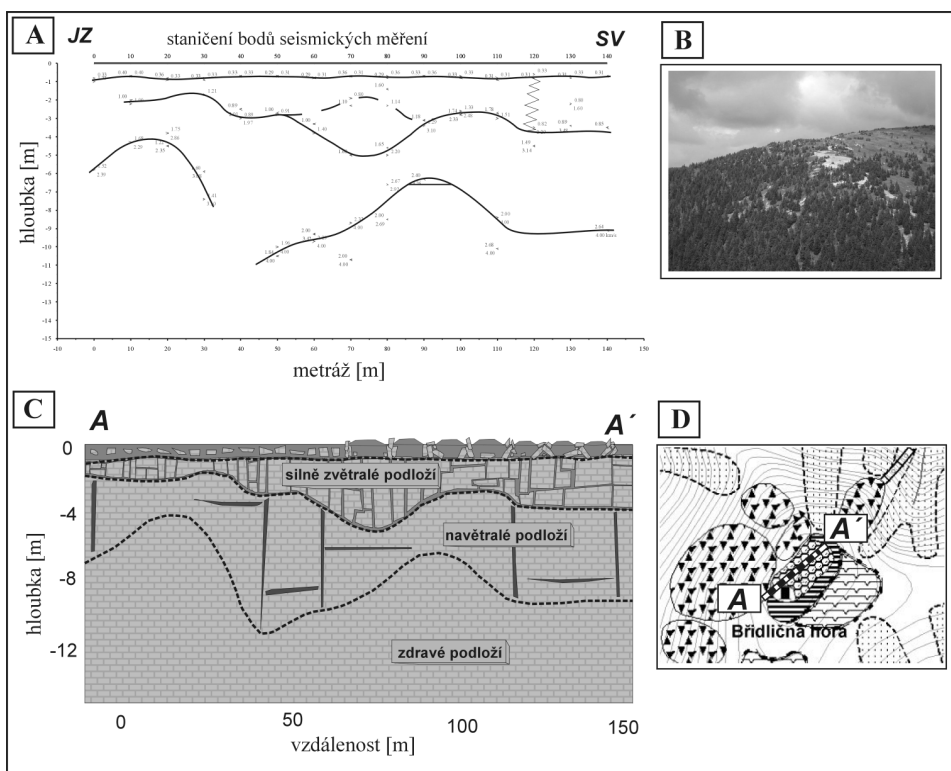
Geofyzikální metoda mělké refrakční seismiky byla využita během geomorfologických výzkumů v kulminační části Hrubého Jeseníku – Pradědská hornatina. Zajímavým fenoménem Pradědské hornatiny je výskyt rozsáhlých plochých hřbetů (např. v oblasti kót Vysoká Hole, Velký Máj, Kamzičník a pod.), jejichž genezi lze vysvětlit právě polygenetickou morfogenezí – etchingem a kryoplanací. Námi prováděné geomorfologické analýzy za využití interpretovaných dat refrakční seismiky si nekladly za cíl dokázat nebo vyloučit přítomnost kvartérního permafrostu ve vrcholové poloze zkoumané části Hrubého Jeseníku, ale stanovit, jaký byl dosah kongelifrakčních procesů, které můžeme vztáhnout k vrcholným stádiím pleistocénního ochlazení klimatu. Zároveň bylo možné ukázat na případné známky vývoje zarovnaného povrchu typu etchplainu ve starších třetihorách v daném území (viz práce Demka 1971 a 2004).

Území Pradědské hornatiny je v oblasti geofyzikálního profilování budováno souborem krystalických prekambriických a paleozoických hornin silezika (Opletal et al. 1997, Opletal et al. 1996). Z morfostrukturního hlediska je studovaná oblast součástí kerné struktury Hrubého Jeseníku, jejíž dnešní rysy jsou důsledkem saxonských neotektonických pohybů během neogénu (Demek 1985, Ivan 1999a, 1999b). Neotektonické pohyby rozlámaly původně paleogenní zarovnaný povrch (etchplain), který byl v pozdějším období pleistocénu přemodelován periglaciálními procesy. V případě Pradědské hornatiny nemáme dosud důkazy o vývoji etchplainu v podobě typických zvětralinových kůr, proto je pro tento typ povrchu vhodnější používat označení „etchsurface“ (Goudie 2004, pp. 345-347). Zvětraliny byly z území pravděpodobně odstraněny (stripped etchplain?) a georeliéf podléhal další modelaci, např. během pleistocénu (kryoplanace).

Geofyzikální profily byly umístěny jednak na plochých hřbetech bez evidentní přítomnosti forem mrazového zvětrávání – Vysoká Hole (1464 m) a Velký Máj (1386 m), a také v místech s výskytem těchto forem – Petrovy kameny (1438 m) a Břidličná hora (1358 m). Lokality se liší i typem hornin, které je budují. V prvním případě se jedná o méně odolné fylity, ve druhém případě jde o odolnější devonské křemence. Geofyzikální měření využívalo 12-kanálový seismograf Nimbus ES-1210F (Geometrics). Základní délka položení byla 20 m, rozstup geofonů 2 m, body výbuchu pro jedno položení: -20, -10, 0, 10, 20, 30 a 40 m. Délka profilu byla volena individuálně podle podmínek v dané lokalitě (Petrovy kameny – 60 m, Vysoká Hole – 200 m, Břidličná hora – 140 m, Vysoký Máj – 260 m). Počet položení odpovídá násobku délky jednoho položení v profilu. Celkový počet bodů výbuchu představuje násobek bodů výbuchu na jedno položení a celkový počet položení v profilu. Výsledky mělké refrakční seismiky na dvou geomorfologicky i litologicky odlišných lokalitách Vysoká Hole a Břidličná hora přináší obr. 5 a 6.



Obr. 5. Výsledky mělké refrakční seismiky na vrcholové plošině Vysoké Hole (1464 m)
 A – geofyzikální profil – distribuce rychlostí seismických P-vln a interpretace fyzikálních rozhraní, B – fotografie zarovnaného povrchu typu etchplain na Vysoké holi, C – geomorfologická interpretace mělké refrakční seismiky, D – lokalizace geofyzikálního profilu



Obr. 6. Výsledky mělké refrakční seismiky na lokalitě Břidličná hora (1358 m)

A – geofyzikální profil – distribuce rychlostí seismických P-vln a interpretace fyzikálních rozhraní, B – fotografie lokality Břidličná hora s výskytem periglaciálních forem reliéfu, C – geomorfologická interpretace mělké refrakční seismiky, D – lokalizace geofyzikálního profilu

Refrakční seismika potvrdila mocnější zvětralinový pokryv a navětrání skalního masívu na méně odolných polohách fylitů. Zásah kongelifrakčních pochodů je v podmínkách fylitového podloží patrný až do hloubky 13 m (Vysoká Hole, Velký Máj). Břidličná hora má z geomorfologického i geologického hlediska poněkud jiný charakter než výše zmiňované lokality. Geologicky je tvořena pruhem kvarcitů o stáří spodní karbon až devon. Tyto horniny se vyznačují velkou odolností a balvanitým rozpadem, na rozdíl od převažujících fylitů se střípkovitým rozpadem a poměrně malou odolností. Poloha rozhraní byla zastižena v rozmezí 6-11 m pod současnou úrovní terénu. Podobná situace byla zjištěna na lokalitě Petrovy kameny, kde se zdravé podloží nachází v hloubkách mezi 5-8 m.

Rozhraní se obvykle projevuje jako výrazně zvlněná plocha, což může poukazovat na působení etchingu a vývoj etchplainu ve vrcholové partii Pradědské hornatiny. I v případě torů někteří autoři uvažují o polygenetickém vývoji, kdy odnosem zvětralin došlo k odlehčení podloží, které reagovalo nejen případnými denivelacemi, ale také vznikem tzv. pseudobedingu – pseudovrstevnatosti (Mi-

goň a Lidmar-Bergström 2001). Jde o reakci hornin na změnu v distribuci tlaků, která se projevuje v interpretovaných profilech refrakční seismiky jako zvlněné rozhraní odlišných fyzikálních prostředí podloží. Vzhledem k tomu, že třetihorní zvětraliny na plošinách Pradědské hornatiny nebyly dosud identifikovány, lze přičíst větší část zvětralinových pokryvů makro a mikrogelivaci v období pleistocénu. Předpokládáme, že terciérní zvětraliny byly z rozvodních oblastí Hrubého Jeseníku odneseny při vývoji etchplainu a během saxonských orogenních pohybů v neogénu a kvartéru (Ivan 1990, 1999a, 1999b).

ZÁVĚR

Geofyzikální metody jsou účinnou metodou geomorfologických výzkumů, a to nejen v lokálním měřítku, ale rovněž při interpretaci a tvorbě modelů geomorfologického vývoje větších územních celků. Důkazem tohoto tvrzení jsou mnohdy zcela přepracované teorie o morfogenezi některých regionů, jak se v poslední době ukázalo na příkladu okraje Českého masivu (Brzák a Nehyba 2000) a kulminační části Západních Beskyd (Krejčí et al. 2004). Při interpretaci vlastních výsledků geofyzikálních měření je ale vždy nutná velmi pečlivá komparace s vlastními výsledky terénních geomorfologických a geologických výzkumů.

Aplikace geofyzikálních metod v geomorfologii má převážně verifikační charakter. To znamená, že jejich nejsilnější stránkou je ověření nebo vyvrácení hypotéz stanovených podrobným geomorfologickým a geologickým výzkumem. Námi prezentované příklady interpretací geofyzikálních dat umožnily potvrdit hypotézy, které by bylo jinými metodami ověřit prakticky nemožné. Využití geofyzikálních metod při studiu projevů kvartérní tektoniky, hlubokých svahových deformací a pleistocenního mrazového zvětrávání je však jen zlomkem z celé palety možných aplikací při geomorfologickém a kvartérně geologickém výzkumu. V současné době se zdá, že právě geofyzika, podobně jako metody absolutní geochronologie, geostatistika a laboratorní metody, se stane zcela nedílnou součástí geomorfologického výzkumu.

Příspěvek vznikl díky podpoře projektu Grantové agentury Akademie věd České republiky č. B301870501, „Kvartérní geochronologie svahových deformací kulminační části Západních Beskyd: absolutní a relativní datování forem georeliéfu“.

LITERATURA

- ASSUMPCÃO, M. AN M., BIANCHI, M., FRANÇA, G. S. L., ROCHA, M., BARBOSA, B. J., BERROCAL, J. (2004). Seismic studies of the Brasília fold belt at the western border of the São Francisco Craton, Ventral Brazil, using receiver function, surface – wave dispersion and teleseismic tomography. *Tectonophysics*, 388, 173-185.
- BANO, M., MARQUIS, G., NIVIÈRE, B., MAURIN, J. C., CUSHING, M. (2000). Investigating alluvial and tectonic features with ground – penetrating radar and analyzing diffractions patterns. *Journal of Applied Geophysics*, 43, 33-41.
- BAROŇ I., CÍLEK, V., KREJČÍ, O., MELICHAR, R., HUBATKA, F. (2004). Structure and dynamics of deep-seated slope failures in the Magura Flysch Nappe, outer Western Carpathians (Czech Republic). *Natural Hazards and Earth System Science*, 4, 549-562

- BARSCH, D. (1973). Refraktionsseismische Bestimmungen der Obergrenze des gefrorenen Schuttkörpers in verschiedenen Blockgletschern Graubündens. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 9, 143-167.
- BEAUVAIS, A., RITZ, M., PARISOT, J. C., BANTSIMBA, C. (2003). Testing etching hypothesis for the shaping of granite dome structures beneath lateritic weathering land surface using ERT method. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28, 1071-1080.
- BRZÁK, M., NEHYBA, S. (2000). Sedimenty spodního badenu u Hostimi: geomorfologická interpretace dosavadních zjištění. *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1999*. Brno (Masarykova univerzita), pp. 54-58.
- BURBANK, D. W., ANDERSON, R. S. (2001). *Tectonic geomorphology*. Oxford (Blackwell).
- CROCE, F. A., MILANA, J. P. (2002). Internal structure and behaviour of a rock glacier in the arid Andes of Argentina. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13, 289-299.
- DEMEK, J. (1985). Morfogeneze epiplatformních pohoří České vysočiny (na příkladu Hrubého Jeseníku). *Geografický časopis*, 37, 303-313.
- DEMEK, J. (2004). Etchplain, rock pediments and morphostructural analysis of the Bohemian massif (Czech Republic). In Drbohlav, D., Kalvoda, J., Voženílek, V., eds. *Czech geography at the dawn of the New Millenium*. Olomouc (Czech Geographic Society and Palacký University in Olomouc), pp. 69-81.
- DIOGO, L. A., LE DIAGON, F. M. M., PRADO, R. L. (2004). Bedrock imaging using post-critical shallow seismic reflection data. *Journal of Applied Geophysics*, 57, 1-9.
- EBBING, J. (2004). The crustal structure of the Eastern Alps from a combination of 3D gravity modelling and isostatic investigations. *Tectonophysics*, 380, 89-104.
- FERRUCCI, F., AMELIO, M., SORRISO-VALVO, M., TANSI, C. (2000). Seismic prospecting of a slope affected by deep-seated gravitational slope deformation: the Lago Sackung, Calabria, Italy. *Tectonophysics*, 57, 53-64.
- GOUDIE, A. S., ed. (2004). *Encyclopedia of geomorphology*, 1. New York (Routledge).
- HAUCK, C., ISAKSEN, K., VONDER MÜHLL, D. V., SOLLID, J. L. (2004). Geophysical surveys designed to delineate the altitudinal limit of mountain permafrost: an example from Jotunheimen, Norway. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15, 191-205.
- HAUCK, C., VONDER MÜHLL, D. (2003). Evaluation of geophysical techniques for application in mountain permafrost studies. In Schrott, L., Hördt, A., Dikau, R., eds. *Geophysical applications in geomorphology. Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbände*, 132, 161-190.
- HRÁDECKÝ, J., PÁNEK, T. (2000). Geomorphology of the Mt. Smrk area in the Moravskoslezské Beskydy Mts. (Czech Republic). *Moravian Geographical Reports*, 8, 1, 45-54.
- IVAN, A. (1990). K charakteru neotektonických pohybů a vývoji reliéfu v oblasti Hrubého Jeseníku a východní části Orlických hor. *Časopis Slezského Muzea Opava (A)*, 39, 277-281.
- IVAN, A. (1999a). Geomorphological aspects of late Saxonian epiplatform orogeny of the Bohemian Massif (part 1). *Moravian Geographical Reports*, 1, 7, 18-30.
- IVAN, A. (1999b). Geomorphological aspects of late Saxonian epiplatform orogeny of the Bohemian Massif (part 2). *Moravian Geographical Reports*, 2, 7, 12-30.
- KAROUS, M. (1989). *Geoelektrické metody průzkumu*. Praha (SNTL/ALFA).
- KNEISEL, C., HAUCK, C. (2003). Multi-method geophysical investigation of a sporadic permafrost occurrence. In Schrott, L., Hördt, A., Dikau, R., eds. *Geophysical applications in geomorphology. Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbände*, 132, 145-159.

- KIRCHNER, K., KREJČÍ, O. (2002). Slope deformations and their significance for relief development in the middle part of the Outer Western Carpathians in Moravia. *Moravian Geographical Reports*, 10(2), 10-19.
- KREJČÍ, O., BAROŇ, I., BÍL, M., HUBATKA, F., JUROVÁ, Z., KIRCHNER, K. (2002). Slope movements in the Flysch Carpathians of Eastern Czech Republic triggered by extreme rainfalls in 1997: a case study. *Physics and Chemistry of the Earth, A/B/C*, 27, 1567-1576.
- KREJČÍ, O., HUBATKA, F., ŠVANCARA, J. (2004). Gravitational spreading of the elevated mountain ridges in the Moravian-Silesian Beskids. *Acta Geodynamica Geomater*. 1(3), 1-13.
- MACOUN, J., et al. (1965). *Kvartér Ostravska a Moravské brány*. Praha (Ústřední ústav geologický v Nakladatelství ČSAV).
- MAREŠ, S., et al. (1983). *Geofyzikální metody v hydrogeologii a inženýrské geologii*. Praha (SNTL a ALFA).
- MARTELET, G., CALCAGNO, P., GUMIAUX, C., TRUFFERT, C., BITRI, A., GA-PAIS, D., BRUN, J. P. (2004). Integrated 3D geophysical and geological modelling of the Hercynian Suture Zone in the Champtoceaux area (south Brittany, France). *Tectonophysics*, 382, 117-128.
- MAURITSCH, H. J., SEIBERL, W., ARNDT, R., RÖMER, A., SCHNEIDERBAUER, K., SENDLHOFER, G. P. (2000). Geophysical investigations of large landslides in the Carnic Region of Southern Austria. *Engineering Geology*, 56, 373-388.
- MENČÍK, E., et al. (1983). *Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny*. Praha (ČGÚ).
- MIGON, P., LIDMAR-BERGSTRÖM, K. (2001). Weathering mantles and their significance for geomorphological evolution of central and northern Europe since Mesozoic. *Earth-Science Reviews*, 56, 286-324.
- OPLETAL, M. et al. (1997). *Geologická mapa ČR. List 14-24 Bělá pod Pradědem. Soubor geologických a účelových map ČR. Měřítko 1:50 000*. Praha (ČGÚ).
- OPLETAL, M., KOVERDYŇSKÝ, B. et al. (1996). *Geologická mapa ČR. List 14-42 Rýmařov. Soubor geologických a účelových map ČR. Měřítko 1:50 000*. Praha (ČGÚ).
- PÁNEK, T., DURAS, R. (2002). The Morphotectonics of the Eastern Marginal Slope of the Ropice-Range (The Moravskoslezské Beskydy Mts.). *Moravian Geographical Reports*. 10(2), 20-27.
- PERRONE, A., IANNUZZI, A., LAPENNA, V., LORENZO, P., PISCITELLI, S., RIZZO, E., SDAO, F. (2004). High-resolution electrical imaging of the Varco d'Izzo earthflow (southern Italy). *Journal of Applied Geophysics*, 56, 17-29.
- VONDER MÜHLL, D. V., HAUCK, C., GUBLER, H. (2002). Mapping of mountain permafrost using geophysical methods. *Progress in Physical Geography*, 26, 643-660.
- VONDER MÜHLL, D. V., HAUCK, C., GUBLER, H., MCDONALD, R., RUSSILL, N. (2001). New geophysical methods of investigating the nature and distribution of mountain permafrost with special reference to radiometry techniques. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, 27-38.
- WAGNER, J. et al. (1990). *Jeskyně Moravskoslezských Beskyd a okolí*. Knihovna Československé speleologické společnosti, 17. Praha (Československá speleologická společnost).
- ZIMMERMAN, R. W., KING, M. S. (1986). The effect of freezing on seismic velocities in unconsolidated permafrost. *Geophysics*, 51, 1285-1290.

Roman Duras, Jan Hradecký, Tomáš Pánek, Radek Dušek

THE USE OF GEOPHYSICAL METHODS IN GEOMORPHOLOGICAL RESEARCH IN MOUNTAIN AREAS

The article brings up the most frequently used geophysical methods (vertical electrical sounding, symmetric resistivity sounding and shallow seismic refraction), which can be used in common terrain geomorphological research. The substance of geophysical methods is the ability to detect non-homogeneities in the distribution of physical fields of the Earth because on the base of changes in physical fields of the Earth we can identify non-homogeneities in the Earth's crust.

Geoelectrical methods were used in the study of potential displays of Quaternary tectonics on the south-west edge of the graben of the Jablunkovská brázda Furrow. The goal was to verify the genesis of morphologically "fresh" steps, which can be observed in the form of two or three parallel lines at the contact of Quaternary sediments of the Jablunkovská brázda Furrow and Mesozoic and Tertiary folded sediments of the Silesian unit. Geomorphological interpretation of the acquired data proved tectonic activity probably as late as the period of the Elster and Saale.

One example of how to make use of an extended set of geophysical instruments (VES, SRS and SSR) is represented by verification and analysis of deep slope deformation of the type of "lateral spreading" in the peak part of Smrk Mt (1267 m a. s. l.) in the culminating part of the Moravskoslezské Beskydy Mts. In the ridge part of Smrk Mt geophysical methods proved the existence of a very deep discontinuity. A probable model of the rise of the trench supposes widening of one of the directions of primary fissure systems which are closely connected with the detention during incision of valleys of Čeladenka and Ostravice Rivers. Moreover, it is likely that the rigid sandstone forming the ridge of Smrk Mt sinks into underlying stratum of plastic claystone and slightly rhythmic flysch.

The geophysical method of shallow seismic refraction was used in geomorphological research in the culminating part of the Hrubý Jeseník Mts – Pradědská hornatina Mts. Geomorphological analyses, carried out using interpreted data of seismic refraction, evaluated the reach of congelifraction processes, which can be related to the top parts of the Pleistocene climate cooling. At the same time it was possible to point out possible features of the development of planation surface of the type of "etchplain" in the Lower Tertiary in the given area (see studies of Demek 2004). Seismic refraction proved a thicker weathered sheet and the weathering of a rock massif on less resistant locations of phyllites. As for the phyllite underlying stratum the reach of the congelifraction process can be observed in the depth of up to 13 m (Vysoká Hole Mt and Velký Máj Mt).

Translated by the authors