

Univerzita Karlova v Praze
Přírodovědecká fakulta

studijní program: Geologie
studijní obor: Aplikovaná geologie



Bc. Klára Pantůčková

Analýza svahové deformace z vrcholu Mužský, Příhrazská plošina

**Analysis of slope deformation from the Mužský hill, Příhrazská
plošina Plateau**

Diplomová práce

Vedoucí závěrečné práce: Mgr. Jan Blahůt, Ph.D.

Praha 2016

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval/a samostatně a že jsem uvedl/a všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 8.8.2016

Podpis

Poděkování:

Ráda bych poděkovala vedoucímu mé diplomové práce Mgr. Janu Blahůtovi, Ph.D. za jeho cenné rady, čas a trpělivost při vedení mé závěrečné práce. Rovněž bych chtěla poděkovat mým konzultantům Ing. Zdeňku Kudrnovi, CSc a RNDr. Petru Táboříkovi, Ph.D. Dále děkuji mému příteli za podporu a nekonečnou trpělivost. Na závěr bych ráda vyjádřila vděk všem, kteří mi pomohli s měřením v terénu.

Abstrakt

Tato práce se zabývá analýzou svahové deformace na východním svahu vrcholu Mužský na Příhrazské plošině v Českém ráji. Území Příhrazské plošiny patří mezi dlouhodobě známá a zkoumaná sesuvná území a je známé zejména díky ničivému sesuvu u obce Dneboh. Svahová deformace pod vrcholem Mužský vznikla na rozdíl od ostatních svahových deformací v oblasti, na svahu terciérního vulkanitu, který pronikl kvádrovými pískovci a jílovcí. Hlavním cílem geofyzikálního měření metodou elektrické odporové tomografie bylo zjistit průběh smykové plochy. Vzhledem k malému odporovému kontrastu mezi masou sesuvu a podložními jílovcí nebylo možné smykovou plochu s jistotou identifikovat, z výsledků jsou patrné pouze náznaky jejího možného průběhu. Měření prokázalo, že v akumulční části sesuv překryl původně obnažené kvádrové pískovce. Celé území svahové deformace bylo podrobně zmapováno do účelové inženýrsko-geologické mapy stabilitních poměrů 1:2000 za pomoci GPS. Jako podklad byla použita mapa sklonitosti vycházející z digitálního modelu reliéfu, získaného z lidarového měření. Ta poskytla doplňující informace zejména o starších svahových pohybech v okolí zkoumané svahové deformace. Z výsledků mapování a dostupných informací bylo zjištěno, že svahová deformace vznikla v důsledku nasycení svahu nadměrnými srážkami. Ve svrchních partiích měla pravděpodobně podobu proudového sesuvu s mělkou smykovou plochou a v akumulční části mohla přecházet v zemní proud, který tekł po bývalém povrchu.

Abstract

This thesis is dealing with analysis of landslide on the eastern hillside of the Mužský hill, which lies on the Příhrazská plošina Plateau in Český ráj. Příhrazská plošina Plateau belongs to areas, where landslides occur very often and it is well known for a destructive landslide at Dneboh village in 1926. Landslide under the Mužský hill originated on hillside of a Tertiary volcano, which penetrated Cretaceous sandstones and claystones. That distinguishes it from other landslides in the area. Geophysical method of electrical resistivity tomography was used for finding landslides slip surface. Due to small resistivity contrast between landslide mass and underlying claystones, it was not able to identify slip surface with high certainty. The results show only some indications of it. The geophysical exploration however, proved that the landslide mass is overlaying originally exposed sandstone blocks in the accumulation part of the landslide. The whole area of the landslide was mapped into engineering geology map of slope stability at 1:2000 scale with the help of GPS. Slope map on the basis of digital model terrain acquired from LiDAR measurements was used, as a basis of new map. This slope map provided more information about older landslides around examined landslide. From results of the mapping was concluded that the studied landslide originated due to saturation from an excessive rainfall. In upper parts, landslide it most probably behaved as an earth slide with shallow slip surface and in the accumulation part it changed into an earth flow, which flowed over a former surface.

Obsah

1. Úvod.....	9
2. Přírodní poměry Příhrazské plošiny	10
2.1 Geologie a tektonika širšího okolí.....	10
2.1.1 Příhrazská plošina.....	13
2.1.2 Vrchol Mužský	14
2.2 Geomorfologické poměry.....	15
2.3 Hydrogeologické poměry	16
2.4 Klimatické a hydrologické poměry	17
2.5 Geodynamické jevy	18
3. Svahové deformace	20
3.1 Klasifikace svahových deformací.....	21
3.2 Sesuvy proudového tvaru	22
3.3 Svahová deformace pod vrcholem Mužský	24
4. Metody průzkumu	26
4.1 Terénní mapování	26
4.1.1 Metodika tvorby mapy stabilních poměrů v měřítku 1:2000	26
4.1.2 Metodika tvorby mapy dokumentačních bodů	27
4.2 LiDAR	27
4.3 Elektrická odporová tomografie (ERT).....	28
4.3.1 Elektrický odpor a horninové prostředí.....	30
5. Výsledky.....	32
5.1 Terénní mapování	32
5.1.1 Popis svahových deformací	32
5.2 LiDAR	43
5.3 ERT.....	44
6. Diskuze.....	52
7. Závěr.....	54
8. Seznam použité literatury	55

Přílohy vázané:

P.1 Fotografická dokumentace	59
P.2 Dokumentační body	69

Přílohy volné:

P.3 Mapa dokumentačních bodů 1:2000	
P.4 Legenda účelové IG mapy stabilitních poměrů 1:2000	
P.5 Účelová IG mapa stabilitních poměrů 1:2000	

Seznam použitých zkratk symbolů

AV ČR - Akademie věd České republiky

BP - before present (před současností)

ČGS - Česká geologická služba

DB - dokumentační bod

ERT - Electrical Resistivity Tomography

GPS - Global Positioning System

ČHMÚ - Český hydrometeorologický ústav

LiDAR - Light Detection And Ranging

m n.m. - metrů nad mořem

Ma - miliony let

USGS - United States Geological Survey

ÚSMH - Ústav struktury a mechaniky hornin AV ČR, v.v.i.

1. Úvod

Svahové pohyby vyvolané přirozeně či lidskou činností mohou mít za následek vážné škody na liniových stavbách, budovách i lesních či zemědělských pozemcích a infrastruktuře. Z tohoto hlediska je nutné se ze vzniklých svahových pohybů co nejvíce poučit, tedy identifikovat jednotlivé podmínky a faktory jejich vzniku, aby jim bylo možné do budoucna předcházet.

Tato diplomová práce se věnuje zhodnocení stabilitních poměrů na východním svahu vrcholu Mužský na Příhrazské plošině v Českém ráji. Severní a severozápadní část Příhrazské plošiny je velmi podrobně prozkoumána, zejména díky devastujícímu sesuvu, který se odehrál roku 1926 a zničil část vesnice Dneboh. Naproti tomu východní část Příhrazské plošiny dosavadním průzkumům unikala a o její stavbě toho není mnoho známo.

Díky výše uvedeným historickým událostem můžeme soudit, že větší část Příhrazské plošiny je při vyšším úhrnu srážek ke svahovým pohybům náchylná, a proto je nutné její další zkoumání a sledování. Cílem práce je určení podmínek vedoucích ke vzniku sesuvu pod vrcholem Mužský, jeho podrobné zmapování, určení průběhu smykové plochy a mocnosti akumulace sesuvu.

2. Přírodní poměry Příhradzské plošiny

Příhradzská plošina spadá včetně samotného vrcholu Mužský do CHKO Český ráj, která je nejstarší chráněnou krajinnou oblastí v ČR již od roku 1955. Díky geomorfologické členitosti a povrchové mnohotvárnosti se zde zachovala mozaika původních biotopů. Její nadmořská výška se pohybuje od 239 m n.m. po 463 m n.m. (CHKO Český ráj, 2016).

Mužský je součástí chráněné krajinné oblasti Český ráj a od roku 1999 zároveň patří do přírodní rezervace Příhradzské skály. V roce 2005 se území Českého ráje dostalo mezi geoparky UNESCO. Geoparky zahrnují z pohledu geologických věd významné lokality a snaží se o jejich zachování (Geopark Český ráj, 2011).

2.1 Geologie a tektonika širšího okolí

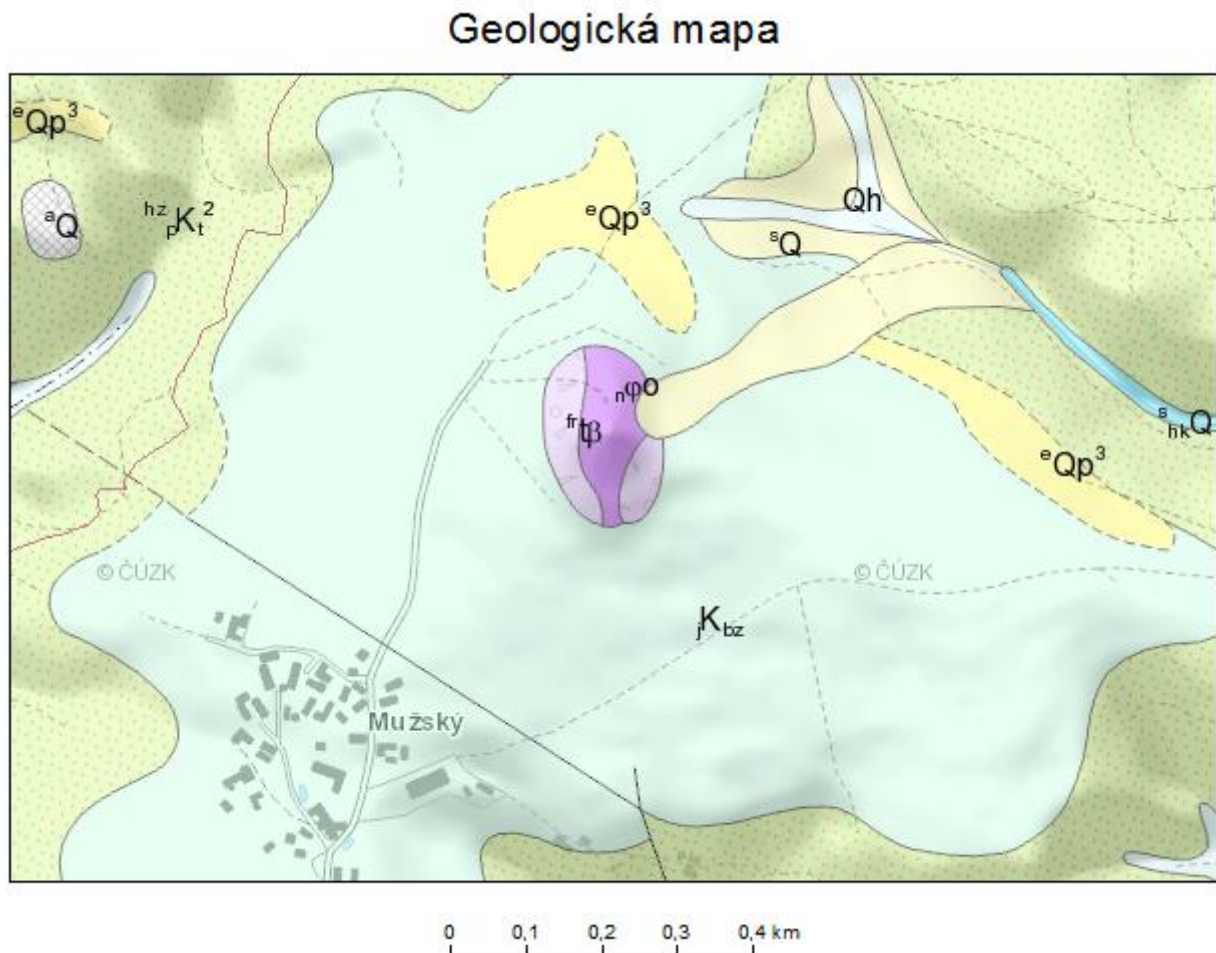
Český masiv je reliktem variského horstva, které bylo vyvrásněno mezi 380-300 Ma BP. Příčinou vzniku horstva byla kolize desek zemské kůry – Gondwany na jihu a Laurussie na severu. Již při svém vzniku bylo horstvo porušováno zlomy a snižováno erozí. Proto dnes vystupují na povrch jen jeho izolované zbytky, které se vyskytují od jižní Anglie přes Francii až do střední Evropy. Český masiv je největším povrchovým zbytkem tohoto horstva ve střední Evropě a je tvořen především horninami prekambriického a paleozoického stáří, na nichž se v pozdějších dobách ukládaly pokryvy mladších uloženin.

Severní a severovýchodní část Českého masivu pokrývá Česká křídlová pánev. Ta je největší dochovanou sedimentační pánví na našem území. Rozkládá se na ploše asi 14 600 km² a pokrývá oblast v délce 290 km od Drážďan až na severozápadní Moravu. Pánev vznikla v oslabené a k mobilitě náchylné části českého masivu, mezi jeho jádrem a severní periferií masivu. Při procesech alpínského vrásnění (100-30 Ma BP) byla oživena subsidence celé oslabené zóny. Po sladkovodní sedimentaci proniklo při rozsáhlé cenomanské transgresi (cca 95 Ma BP) do klesající zóny moře, které rozšiřovalo svůj rozsah až do spodního coniacu (cca 89 Ma BP). Ústup moře nastal během santonu (85 Ma BP), kdy byla subsidence nahrazena zdviháním oblasti.

I když bylo moře v pánvi jen asi 10 milionů let, mocnost svrchnokřídlových uloženin dosahuje řádů několika stovek metrů (na severozápadě až 1100 m). Výplň pánve je tvořena

klastickými uloženinami různé zrnitosti, v mořských uloženinách docházelo i ke karbonátové sedimentaci.

V severovýchodní části České křídové pánve se nachází Příhrazská plošina, která spadá do svrchního turonu až santonu, kdy se ukládalo teplické a březenské souvrství (Chlupáč et al., 2011).



Obr. 1. Výřez ze základní geologické mapy ČR 1:25 000.

^sQ-svahové hlinité, písčité a jílovité sed., ^eQP³-spraše a sprašové hlíny, ^jK_{bz}-vápnité jílovce, slínovce, ^{hz}_pK_t²-bělošedé křemenné pískovce, šikmo planárně zvrstvené, ^aQ-antropogenní uloženiny nerozlišené, Qh-splachové sedimenty: hlíny, jíly, písky, ojediněle se štěrky, ^s_{hk}Q-vodní plochy, ⁿφo-olivinický nefelinit, ^{fr}_{tβ}-středně až hrubě zrnitá pyroklastika freatomagmatických erupcí alkalických bazaltoidů

Zdroj: ČGS, 2014.

Lokalita je tvořena zejména křídovými sedimenty, jimiž v miocénu pronikly výlevy neovulkanitů. Vulkanická tělesa pronikající křídovými sedimenty zpomalují rozpad vrchoviny. Nejvýznačnějšími horninami jsou kvádrové pískovce s odlučností podle systému subvertikálních puklin a subhorizontálních vrstevních ploch. Dále jsou zde hojně zastoupeny

slínovce a jílovce, které velice často leží v podloží kvádrových pískovců a tvoří tak území vysoce náchylné ke vzniku sesuvů (Rybář et al., 2006).

Bazalty zahrnují velkou skupinou hornin kenozoického stáří, které odpovídají svým složením nejbazičtějším hlubinným vyvřelinám. Mohou tvořit, jak výlevná tělesa, tak i žíly. Většina dnešních sopek produkuje lávy bazaltového složení. Podle nerostného složení můžeme bazalty rozdělit do dvou hlavních tříd - na ty, které obsahují ze světlých součástí pouze bazické plagioklasy, a na ty, u nichž jsou plagioklasy zastoupeny foidy - nefelinem, leucitem. Barva bazaltů je nejčastěji tmavá až šedočerná. Textura je všesměrně zrnitá, může být i proudovitá. Bazalty zvětrávají velice pomalu a jen zvolna se rozpadají v kamenito-hlinité tmavohnědé eluvium. Bazaltové tufy se rozpadají rychleji (Záruba et al., 1974).

Pískovce jsou zpevněné a stmelené písky. Jsou složeny zejména z křemenných zrn spojených různým pojivem - převážně křemitým, jílovitým nebo vápnitým tmelem. Jejich barva závisí na typu tmelu. Podle velikosti zrn je lze dělit na pískovce jemnozrné (zrna do 0,25 mm), střednězrné (zrna do 1 mm) a hrubozrné (zrna 1 až 2 mm) (Záruba et al., 1974).

Jílovce jsou zpevněnou formou jílu. Jílových minerálů existuje několik skupin. Kaolinová skupina je tvořena kaolinitem a halozitem, vzniká zejména rozkladem živců, tvoří jemné a ohebné bělavé šupinky. Jíly ze skupiny montmorillonitu jsou značně bobtnavé. Jsou chemicky velmi proměnlivé. Skupina illitů tvoří nejrozšířenější skupinu jílových minerálů. Vznikají zvětráváním a rozkladem slíd a také se jim blíží svým složením. Mají velmi variabilní chemické složení. Výsledná podoba jílovce je tedy nejvíce ovlivněna typem jílového minerálu. Zvláštním typem jsou slíny, což jsou vápnité jíly obsahující více jak 25% uhličitanu vápenatého (Záruba et al., 1974).

Z dokumentace jádrových vrtů a kopaných sond situovaných západně od Drábských světniček, se v roce 1966 Záruba et al. (1966) snažili získat co nejvíce informací o vlastnostech přítomných vápnitých jílovců. S pomocí rentgenometrie a diferenční termické analýzy byly jílové minerály označeny za směs kaolinitu a montmorillonitu. Vzhledem k výsledkům byl tedy jejich předpoklad, že jílovce s obsahem montmorillonitu mění své mechanické vlastnosti k horšímu, pokud na ně působí prosakující voda s obsahem draslíku, který se uvolňuje z nadložních glaukonitických pískovců. Tyto vlastnosti potvrdila ve svém

výzkumu Tyrolerová (1962), avšak pro jíly kaolinitické a illitické, ale ne pro jíly montmorillonitické (Rybář et al., 2006).

Hlíny tvoří zrnitostí přechod mezi pelitickými a psamitickými horninami. Mineralogické složení hlín je různorodé a závisí na jejich původu. Obsahují především zrna křemene a šupinky slíd, ale mívají i značný podíl zrn jiných horninotvorných minerálů. Dle původu lze hlíny dělit na: eluviální, deluviální, naplavené, ledovcové, eolické. Deluviální (svahové) hlíny se nacházejí na svazích a úpatích svahů, kam je splavují deště. Často vykazují zřetelnou vrstevnatost, vrstvy jsou ukloněny rovnoběžně se svahem. Spraše patří mezi eolické (naváté) hlíny. Vznikly v dobách ledových vyvátím prachových částic z glaciálních uloženin. Skládají se zejména z prachových a jílovitých částic, celkové mineralogické složení spraší závisí na horninách, z jejichž zvětralin byly spraše vyváté (Záruba et al., 1974).

Současný tvar reliéfu vznikl od pleistocénu, kdy bylo erodováno údolí Jizery, a byly odkryty měkké jíly v podloží pískovců. Docházelo tak k oddělování okrajových bloků kvádrových pískovců od tabulové plošiny a mezi nimi se vytvořily rozsedliny. Při úpatí svahu byly tyto rozsedliny vyplňovány písčito-kamenitou sutí. Zároveň docházelo k řícení okrajových balvanů a k pomalému zabořování a posouvání okrajových ker a vytlačování slínů (slínovců). Všechny tyto procesy měly za důsledek vznik skalního města s výklenky, pseudozávrty apod. (Záruba et al., 1966).

Hlavní tektonické zlomy jsou směru sudetského západoseverozápad – východojihovýchod, méně časté jsou zlomy směru krušnohorského severovýchod-jihozápad. Tektonické zlomové linie krušnohorského směru kopírují pravé žíly vyskytující se v jihovýchodní části Příhrázské plošiny (Rybář et al., 2006).

2.1.1 Příhrázská plošina

V oblasti České křídové pánve, která se nachází v severní a severovýchodní části Českého masivu, často dochází ke svahovým pohybům. Mezi tyto případy patří i Příhrázská plošina, na které se začaly dokumentovat sesuvy od roku 1926, kdy byla zničena část obce Dneboh (Záruba-Pfeffermann, 1930). Předpokládá se, že hlavním faktorem sesuvu z roku 1926 byly dlouhodobé nadnormální srážky. Dále pak velký sklon svahu a dodatečné zatížení podložních slínovců, vzhledem k akumulaci produktů rozrušování pískovců v místě dlouhodobého vývěru

podzemní vody. Díky známým faktorům bylo možné stanovit lokální práh klimatické reaktivace sesuvů okrajového svahu Příhrazské plošiny úhrnnými srážkami 339 mm za 2 měsíce (Stemberk a Zvelebil, 1999).

Od konce 80. let je Příhrazská plošina předmětem zájmu, pro sledování změn, které podnítilo zvýšení aktivity blokových pohybů. Pro plošinu jsou typické geodynamické jevy jako svahové pohyby, eroze, pseudokrasové formy, sufoze, závrtové rýhy či blokové rozsedliny (Kyrianová, 2003).

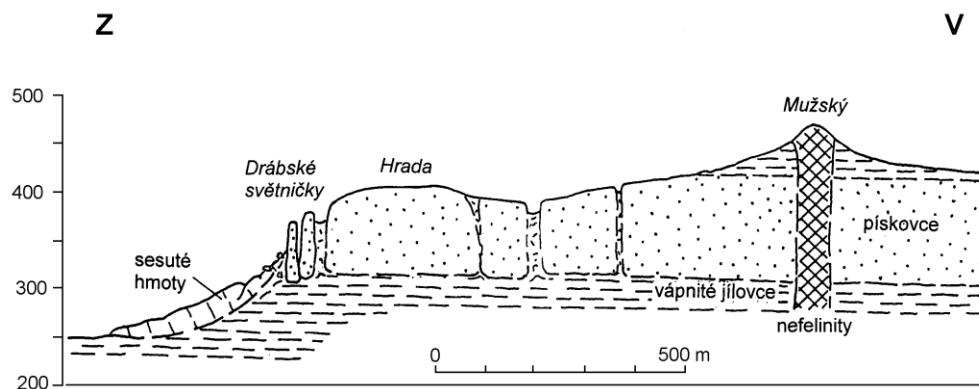
2.1.2 Vrchol Mužský

Vrchol Mužský spadá do oblasti tzv. Jičínského vulkanického pole. Je to území ohraničené Železným Brodem, Turnovem, Mnichovým Hradištěm, Jičínem, Lázněmi Bělhrad, Novou Pakou a Lomnicí nad Popelkou. Neovulkanity v této oblasti lze rozlišit litologicky, paleomagneticky, časově i petrograficky. Kenozoický vulkanismus východních Čech tak můžeme podle mezinárodně uznávaných stratigrafických principů rozčlenit do dvou souvrství. Kozákovského (spodní pliocén) a Troseckého (svrchní miocén) (Cajz et al., 2009).

Vrchol Mužský, který je dominantou Příhrazské plošiny se svými 463 m n.m., tvoří přírodní dráha olivinického nefelinitu kenozoického stáří, který je z okolních křídových sedimentů částečně obnažen selektivní erozí a částečně lemovaný středně až hrubě zrnitými pyroklastiky freatomagmatických erupcí (Rapprich et al., 2011). Vápnité jíly a slíny jsou zde zakryty sutí, která je rozvlečena pleistocenní soliflukcí na velkou vzdálenost (Záruba, et al., 1966).

Přírodní dráha olivinického nefelinitu je protažena ve směru sever-jih o délce cca 140 m a šířce cca 40 m. Na vrcholu jsou obnažené nefelinitické výchozy. K obnažení nefelinitu došlo také při jeho těžbě v menších lomech, které jsou na jeho západní a jižní straně. Při fraetomagmatické erupci dochází ke kontaktu magmatu a vody, kdy zchladnutím magmatu dochází k jeho fragmentaci a zastavení procesu vesikulace. Pyroklasty na vrcholu Mužský jsou tedy drobné, ostrohranné a nevesikulované (Rapprich et al., 2011). Hornina je jemnozrná, šedočerné barvy se sloupcovitou odlučností. Hojně se v ní vyskytují vyrostlice olivínu a klinopyroxenu (do 2 mm), uzavřené v základní hmotě tvořené klinopyroxenem, magnetitem a nefelinem.

Stáří přírodní dráhy olivinického nefelinitu bylo zjištěno metodou K/Ar a jeho výsledky zmíněny např. v Rapprich (2011). Stáří bylo stanoveno na $19,43 \pm 0,61$ Ma BP. Mužský tedy spadá do spodnomiocenního vulkanismu.



Obr. 2. Geologický řez 2x převýšený.
Zdroj: Rybář, 2006.

2.2 Geomorfologické poměry

Vrchol Mužský je součástí Příhrazské plošiny, která spadá do soustavy České tabule, oblasti Severočeské tabule, celku Jičínská pahorkatina, podcelku Turnovská pahorkatina a okrsku Vyskeřská vrchovina (Demek et al., 1965).

Povrchové tvary České tabule vznikly důsledkem třetihorních a kvartérních denudačních, erozních a akumulačních procesů, jejichž působením vznikly strukturní plošiny, říční terasy i hluboká a mělká údolí. Členitost reliéfu místy zdůrazňují výrazné vulkanické suky, reprezentující ve většině případů vypreparované přírodní dráhy třetihorních vulkanitů (Demek et al., 1965).

Jičínská pahorkatina se rozkládá na levém břehu řeky Jizery mezi Kozákovským a Chloumeckým hřbetem a na východě přechází do povodí horní Cidliny. Velká členitost reliéfu je způsobena pestrým petrografickým složením, různými tektonickými poměry a častými proniky vulkanitů (Demek et al., 1965).

Vyskeřská vrchovina vznikla vývojem skalních měst v kvádrových pískovcích svrchního turonu a coniacu, které dosahují mocností 60-130 m. Kvádrové pískovce tvoří zejména strukturní plošiny, které jsou místy omezeny tektonickými liniemi, podél nichž je založena většina zdejších údolí. Pískovcová skalní města jsou především soustředěna do západní části Vyskeřské vrchoviny (Hruboskalsko, Příhrazské stěny) a v Prachovských skalách. Dnešní

vzhled pískovcových skalních měst je výsledkem eroze postupující po puklinách a mrazového zvětrávání v pleistocenním období. Tvarová rozmanitost vrchoviny je obohacena vulkanickými suký – Mužský 463 m, Vyskeř 464 m, Trosky 488 m, Střelečská hůra 456 m (Demek et al., 1965).

Příhrazská plošina velmi výrazně vyniká v terénu na severu a západě oproti Mnichovohradišťské kotlině, která leží ve střední a západní části Turnovské pahorkatiny (Rybář a Forczek-Kyrianová, 2004). Od Kostecké plošiny na jihu a východě je oddělena Srbskou kotlinou a širokou depresí jižně od Žehrova (Balatka, 1980). Mnichovohradišťská kotlina je denudační sníženinou, a protéká jí řeka Jizera, která v její střední části vytváří kaňonovitá údolí. Příhrazská plošina se uklání od severozápadu, kde se její nadmořská výška pohybuje kolem 400 m n.m. k jihovýchodu, kde je okraj v 320 m.n.m (Rybář a Forczek-Kyrianová, 2004).

Vrchol Mužský v nadmořské výšce 463 m n.m. (Rybář a Forczek-Kyrianová, 2004) je součástí přírodní rezervace Příhrazské skály (ČGS, 2009). Leží přibližně 5 km východně od Mnichova Hradiště a asi 400 m severovýchodně od obce Mužský.

2.3 Hydrogeologické poměry

Hydrogeologický rajón je území s obdobnými hydrogeologickými poměry, typem zvodnění a oběhem podzemní vody (podle zákona č. 254/2001 Sb., ve znění pozdějších předpisů). Podle vzájemné pozice lze hydrogeologické rajóny rozdělit na svrchní, základní a hlubinné.

Oblast Příhrazské plošiny leží ve svrchním hydrogeologickém rajónu Jizerský coniak (4420), základním hydrogeologickém rajónu Jizerská křída levobřežní (4430) a hlubinném hydrogeologickém rajónu Bazální křídový kolektor na Jizeře (4710) (ČGS, 2016).

V roce 2001 byl přibližně 600 m severně od vrcholu Mužský vyvrtán 121,5 m hluboký vrt PŘ-1 pro sledování pohybu podzemní vody, její hladina byla naražena a ustálena v 106,5 m. Zároveň byly odebrány vzorky z podložních jílovců ke zjištění složení jílových minerálů. Vrt byl také využit ke zjištění mikrootřesů s pomocí seismické tomografie a pro ověření rozsedlinových trhlin bylo využito také karotážního měření. V hloubce 108 m bylo zastihnuto rozhraní mezi pískovci a jílovcí (Rybář et al., 2006). Hladina ve vrtu kolísá v rozmezí 5 cm (Rybář et al., 2007).

Následně byl v roce 2002 vyvrtán vrt PŘ-2 o hloubce 62 m, kde bylo zastiženo rozhraní mezi pískovci a jílovcí, vzdálený cca 600 m západně od vrtu PŘ-1. Vrt měl sloužit k pozorování změn hladiny podzemní vody, ta ovšem nebyla naražena, ale s měsíčním zpožděním po zhotovení začala hladina stoupat. V září 2004 hladina vystoupala na 1,9 m nad dno vrtu, následoval pokles zakončený úplnou ztrátou hladiny v roce 2006. Předpokládá se, že na výrazný vzestup a pokles hladiny mělo vliv rozevírání a svírání rozsedinových trhlin mezi pohybujícími se bloky (Rybář et al., 2006).

Do komplexu pískovců s průlinovo-puklinovou propustností se infiltrují srážky a na rozhraní pískovců a jílovců mizí v sedimentech kvartéru. Zejména v dolní části svahů tvořených jílovcí, se objevují mokřadla a drobné prameny, které lze považovat za výchozy starých smykových ploch (Rybář et al., 2007).

2.4 Klimatické a hydrologické poměry

Chráněná krajinná oblast Český ráj spadá do dvou klimatických oblastí a to chladné a mírně teplé. Lokalita se nachází v oblasti mírně teplé, která se projevuje dlouhým teplým a mírně suchým létem a krátkou suchou zimou (CHKO Český ráj, 2016). Průměrná roční teplota se v oblasti pohybuje mezi 7 a 8 °C za období 1961-1990 (ČHMÚ, 2016).

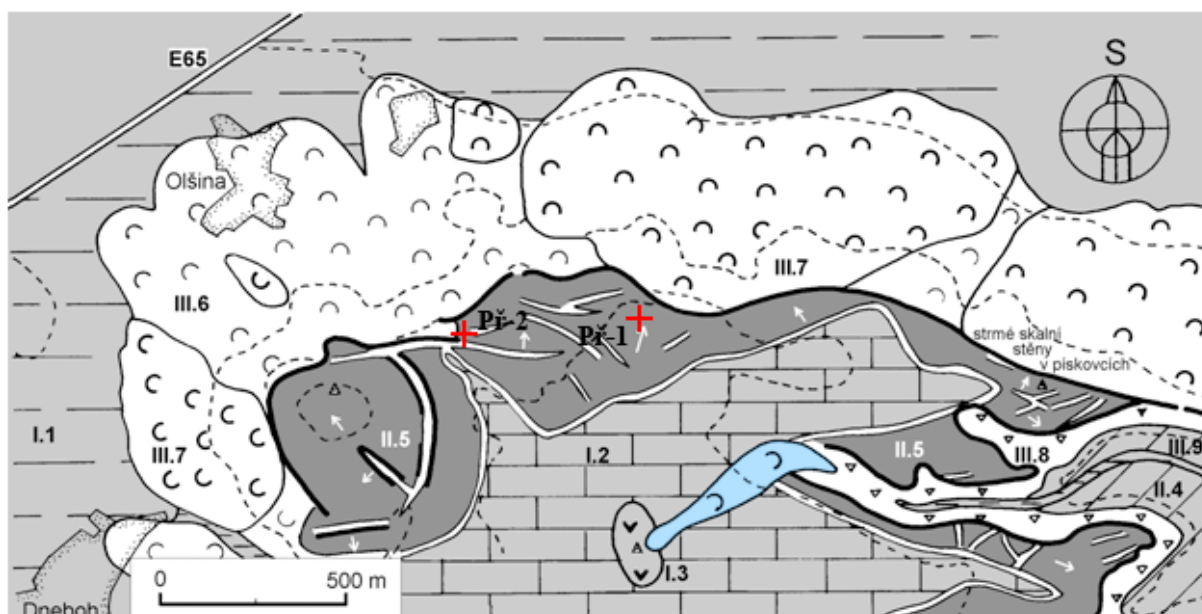
Průměrné roční srážkové úhrny se pohybují kolem 550-700 mm. Ovšem v roce 1926 dosáhl roční úhrn srážek 919 mm, kdy došlo v červnu k absolutně nejvyššímu měsíčnímu srážkovému úhrnu 204 mm (CHKO Český ráj, 2016).

Vsak srážkových vod byl výrazně ovlivněn v 70. letech 20. století, kdy západně od vrcholu Mužský došlo k úpravě pozemků pro výsadbu ovocných stromů, kde pravidelná orba vsak vody výrazně zvyšuje (Rybář et al., 2006).

2.5 Geodynamické jevy

Studovaná oblast se nachází v inženýrsko-geologickém regionu křídových pánví, subregionu české křídové pánve. Ten lze charakterizovat střídáním pelitických (jílových) a psamitických (pískových) komplexů (Matula a Pašek, 1983).

Kvádrové pískovce tvořící skalní stěny jsou postiženy řícením, případně se pohybují po plastickém podloží. Projevem jejich aktivity je vznik rýh, blokových rozsedlin či pseudokrasových závrtů, které kopírují směry puklin. Rozsedlinové trhliny mohou být vyplněny produkty zvětrávání křídových sedimentů. Podél trhlin se také může projevit sufoze, kdy jsou uvolněné částice vyplavovány prosakující vodou (Rybář, et al., 2006).



Obr. 3. Mapa hodnocení stabilitních poměrů v severozápadní části Příhrazské vrchoviny s pozicemi vrtů (červený křížek) a zvýrazněným studovaným sesuvem (modře).

I - stabilní území: I.1 - trvale stabilní mírné svahy a plochá území údolních niv; I.2 - stabilní vyvýšená území v kvádrových pískovcích turonu, případně v jílovcích coniacu (v okolí tělesa nefelinitů vrcholu Mužský); I.3 - stabilní svahy v nefelinitech. II - území, kde nelze vyloučit porušení stability: II.4 - mírné i strmé svahy bez známek hlubšího porušení; II.5 - mírné svahy a vyvýšená plochá území v pískovcích, porušená hlubinným gravitačním rozvolňováním (šipkami jsou naznačeny předpokládané směry pohybu bloků). III - nestabilní území: III.6 - svahy porušené v minulosti sesouváním i pohyby blokového typu; III.7 - svahy porušené současnými aktivními a dočasně uklidněnými sesuvy; III.8 - svahy v pískovcích ohrožené říťivými pohyby ze skalních stěn; III.9 - erozní rýhy vodotečí a soutěsky.

Zdroj: Rybář et al. (2006), upraveno.

V roce 2004, kdy probíhalo podrobnější inženýrsko-geologické mapování v měřítku 1:10 000 (Rybář, et al., 2004), bylo objeveno ještě větší množství poklesů, oproti Balatkovi (1980), který při okraji Příhrazské plošiny zaznamenal 61 závrtů.

Od roku 1990 bylo zahájeno pravidelné měření relativních pohybů v trhlinách a rozsedlinách na skalních objektech, vzhledem ke vzniku nových lineárních i oválných propadů a depresí v pokryvných sedimentech. Relativní měření bylo zahájeno pomocí příložného dilatometru na porušené pískovcové věži cca 250 m východoseverovýchodně od Drábských světníků. Svahové pohyby v tomto případě dosahují rychlosti 1-2 mm za rok.

Další kontrolní sledování, které potvrdilo svahové pohyby, probíhá v trhlíně blokové rozsedliny ve směru východoseverovýchod-západojihozápad, vzdálené 500 m východoseverovýchodně od Drábských světníků. Měří se mechanicko-optickým dilatometrem TM-71 (Rybář, et al., 2005).

Přibližně 800 m severovýchodně od vrcholu Mužský se nachází největší jeskyně v Turnovské pahorkatině, Krtola. Sestává ze dvou částí, kde vstupní prostora je dlouhá 14 m a široká 11 m. Hlavní prostor je široký 18 m a dlouhý 32 m. Jeskyně vznikla v kvádrových kaolinických pískovcích coniacu, převážně zvětráváním podél vrstevních ploch (Kyriánová, 2003).

3. Svahové deformace

Termín svahová deformace obecně označuje širokou škálu procesů, jejichž výsledkem je pohyb hornin a zemin po svahu dolů. Tyto materiály se mohou pohybovat ploužením, sesouváním, stékáním nebo řícením (Nemčok et al., 1972). Svahové deformace lze dělit například na základě typu sesouvaného materiálu nebo rychlosti pohybu. Svahové deformace jsou primárně spojeny s hornatými regiony, ale obecně mohou vzniknout na jakémkoli svahu. V nížinách jsou spjaty zejména s výstavbou silnic, hroucením říčních břehů nebo lomovou a důlní činností (USGS, 2004).

Rozmanitost svahových pohybů je způsobena nejen geologií dané oblasti, ale také působením různých faktorů, které svahové pohyby způsobují. Dle Záruby a Mencla (1987) jsou to zejména:

- a) *Změna sklonu svahu.* Ta může být způsobena přírodní cestou (podemletí paty svahu erozní činností vody) nebo umělou (podkopání svahu). Změnit sklon svahu mohou i tektonické pohyby, buď poklesy, nebo zdvihy. Zvětšení sklonu svahu má za následek změnu napětí v horninách, rovnováha bývá porušena vzrůstem napětí ve smyku.
- b) *Zvětšení výšky svahu.* Ke zvětšení výšky svahu může dojít erozní činností nebo výkopovými pracemi. Ve výsledku dochází k uvolňování bočních napětí ve svazích, což vede ke vzniku rovnoběžných puklin s povrchem svahu, do kterých může voda snadněji pronikat.
- c) *Otřesy a vibrace.* Při zemětřesení vznikají v horninách kmity o různých frekvencích. Vznikají tak dočasné změny napětí, které mohou porušit rovnováhu svahu. Podobné vibrace způsobují i nálože trhavin a otřesy strojů.
- d) *Změna obsahu vody.* Ta je nejčastěji způsobena vlivem atmosférických srážek nebo táním sněhu. Voda vniká do puklin, kde vyvolává hydrostatický tlak. Tím v zeminách vzrůstá napětí v pórech a pevnost ve smyku klesá.
- e) *Působení podzemní vody.* Proudící podzemní voda tlakově působí na částice zemin a může tak zhoršovat stabilitu svahu. Podzemní voda může také vyplavit rozpustný tmel, tím se zeslabuje intergranulární vazba, zmenšuje soudržnost a klesá pevnost.

Pokud se pod svahem nachází napjatá hladina podzemní vody, působí na nepropustné vrstvy v nadloží jako vztlak.

- f) *Činnost mrazu.* Zmrznutím vody se zvětší její objem. Pokud je voda v trhlinách, trhliny se rozšiřují a tvoří se nové. V rozpukaných horninách pak dochází k menší soudržnosti. V jílovitých zeminách se tvoří ledové vrstvičky, jejichž táním se zvětšuje obsah vody v povrchové vrstvě, která rozbředá.
- g) *Zvětrávání hornin.* Mechanickým a chemickým zvětráváním dochází k postupnému porušování soudržnosti hornin. Dalším faktorem jsou chemické změny hornin, způsobené zejména prosakující vodou.
- h) *Změny ve vegetačním pokryvu.* Kořeny stromů mohou udržovat stabilitu svahu svým mechanickým působením nebo mohou naopak napomáhat mechanickému zvětrávání. Odlesnění svahu může způsobit změnu vodního režimu (stromy napomáhají vysušování svahu spotřebou podzemní vody) (Záruba a Mencl, 1987).

3.1 Klasifikace svahových deformací

Na základě mechanismu pohybu a jeho rychlosti můžeme rozlišit čtyři základní skupiny svahových pohybů – ploužení, sesouvání, stékání a řícení (Nemčok et al., 1972).

- Ploužení – jedná se o dlouhodobý, zpravidla nezrychlující se pohyb (mm/rok) horninových hmot, hranice vůči pevnému podloží bývá nezřetelná. Posun hmot je vzhledem k prostorovým rozměrům zanedbatelný, pokud dojde vlivem různých faktorů ke zrychlení pohybu, ploužení přechází do sesouvání či stékání. Jedná se o nejrozšířenější typ svahového pohybu v České republice, ale špatně pozorovatelný.
- Sesouvání – je rychlejší (cm až m/den) krátkodobě klouzavý pohyb horninových hmot na svahu podél jedné nebo více smykových ploch. Výsledkem těchto pohybů je sesuv, část hmot se nasouvá na původní terén v předpolí. Při sesouvání může docházet k více typům pohybu – v hlubších částech sesuvu k ploužení, na povrchu ke stékání. Vzhledem ke snadnější detekci se jedná o nejčastěji dokumentovaný typ svahového pohybu v ČR.

- Stékání – je krátkodobý pohyb horninových hmot ve viskózním stavu o rychlosti km/h. Velká část sesouvané hmoty většinou vytéká z odlučného prostoru a přemísťuje se po povrchu terénu i na značně velkou vzdálenost. Od neporušeného podloží je stékaná masa ostře oddělena, výsledkem pohybů je proud. Na území ČR se stékání vyskytuje nepravidelně a je vázáno na extrémní srážky s vhodnými geologickými a geomorfologickými podmínkami. Jedná se zejména o blokovokamenité proudy v Krkonoších, Jizerských horách, Beskydech a Jeseníkách (mury).
- Říčení – jedná se o krátkodobý velice rychlý pohyb hmot po strmém svahu, kdy se postižené horniny rozvolní a ztrácejí krátkodobě kontakt s podložím. Výsledná vzdálenost říčeného materiálu je vzhledem k rozměrům zříčeného masivu mnohonásobně větší. V ČR je říčení spjata zejména s oblastmi skalních pískovcových měst – Hřenska, Českého ráje nebo Broumovska (Nemčok et al., 1972).

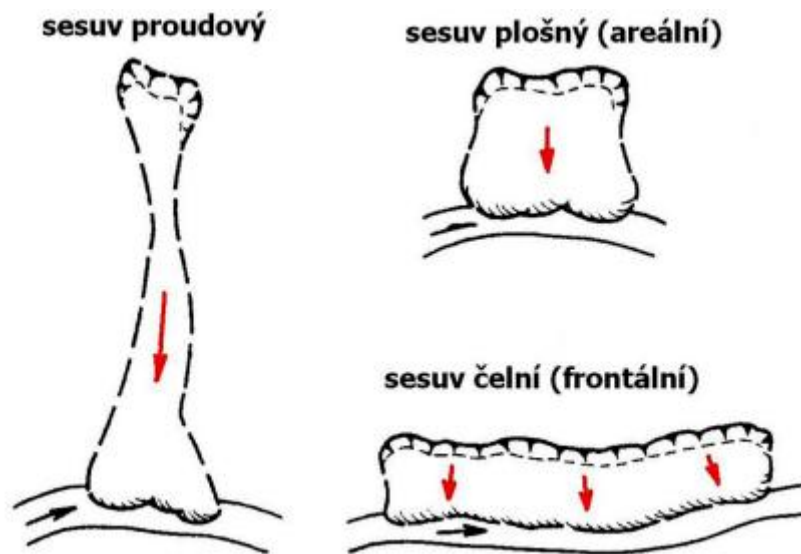
3.2 Sesuvy proudového tvaru

Jak již bylo zmíněno výše, jedná se o relativně rychlý, krátkodobý pohyb horninových hmot po svahu podél jedné nebo více smykových ploch. Velice často dochází k tomu, že se část hmot sesuvu nasune v předpolí na původní terén. V hlubších částech sesuvu může docházet k pomalým deformacím plazivého charakteru, v povrchových částech ke stékání nebo i říčení. Po stranách sesuvu mohou vznikat boční valy (Ondrášik a Rybář, 1991). Vznik proudových sesuvů je spjat s extrémními srážkami, s vhodnými geologickými a geomorfologickými podmínkami (Záruba a Mencl, 1987).

Proudový sesuv je mohutný pohyb jemnozrnných zemin, jehož rychlost se mění od pomalých pohybů v jemnozrnných plastických půdách až po relativně rychlé pohyby v senzitivních jílech. Proudové sesuvy byly samostatně vyčleněny na počátku 20. století a od té doby bylo studováno mnoho jednotlivých sesuvů, jejich geologie a fyzikální procesy (Baum et al., 2003).

K jejich vzniku dochází za určitých morfologických podmínek, zpravidla tam, kde se vyskytují i plošné sesuvy. Průběh a tvar proudových sesuvů se přizpůsobuje morfologii území - jejich poloha je velice často předurčena rýhou potoka nebo erozní brázdou. V horní části svahu mají většinou rozlehlou odlučnou oblast, z které je materiál v případě zvýšených srážek

přemístěn v podobě úzkého proudu k úpatí svahu. Oproti plošným sesuvům mají proudové sesuvy většinou rychlejší průběh, protože úzký proud se stýká na menší ploše s podložím a plocha, na které působí tření, je menší.



Obr. 4. Sesuvy podle půdorysného tvaru.
Zdroj: Ondrášik, Rybář (1991).

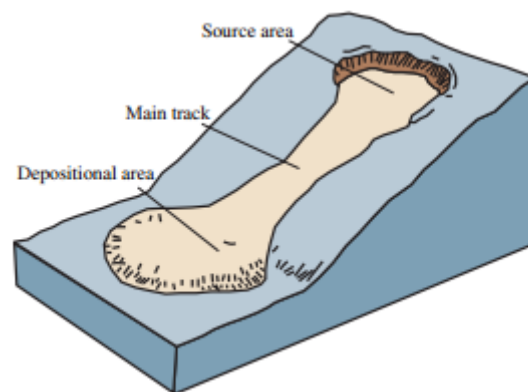
Pro pohyb a aktivaci proudových sesuvů je zásadní působení vody. Zvýšením obsahu vody se zvyšuje celková váha jednotkového objemu, dochází ke zvýšení smykového napětí a následkem je zvýšení náchylnosti k pohybu. Zvýšením pórového tlaku klesá efektivní napětí mezi jednotlivými zrny a tedy i sřížné napětí a snižuje se stupeň stability svahu. Změny pórového tlaku v kombinaci s vlastnostmi zeminy a smykové plochy přímo ovlivňují rychlost pohybu sesuvu. Metody mezní rovnováhy pro stabilitu svahu nejsou samy o sobě schopny vysvětlit vztah mezi změnami výšky hladiny vody a rychlostí pohybu. Deformace způsobená změnami pórového tlaku blízko bazální smykové plochy může hrát hlavní roli v tlumení zrychlení způsobeného zvednutím vodní hladiny. Jílové vrstvy na okrajích proudových sesuvů tvoří izolační vrstvu, která odděluje masu sesuvu od okolních zemin. Díky tomu se v těle sesuvu drží velké množství vody, a dochází k rychlé reakci na srážky či tání sněhu. Sřížné napětí vrstev jílu je výrazně nižší než sesutého a okolního materiálu, díky čemuž dochází k pohybu i na relativně mírném svahu (Baum et al., 2003).

Vydatnost dešťových srážek má prokázaný vliv na četnost sesuvů, ale projevuje se různě v závislosti na klimatických poměrech, reliéfu území nebo propustnosti hornin. Dešťové

srážky jsou na území České republiky hlavním iniciátorem sesuvných pohybů (Záruba a Mencl 1987). Na území bývalého Československa se vliv dešťových srážek na vznik sesuvů začal intenzivně zkoumat již v roce 1926 (Záruba, 1926), po devastujících sesuvech v české křídové pánvi v důsledku mimořádně velkých srážkových úhrnů. Z výsledků se ukázalo, že lze očekávat obnovení svahových pohybů v případě vlhkého podzimu a mimořádně deštivé zimy a jara, pokud celkový úhrn srážek za posledních 10 měsíců přesáhne hodnotu 700 mm. Tato hodnota byla určena pro sesuvné území u Přerova nad Labem (Záruba, 1926) a později potvrzena pozorováním na Turnovsku (Záruba et al., 1966).

Studiem jednotlivých svahových deformací se ukázala rozdílná citlivost svahů k vlivu dešťových srážek. Svahy s převahou jílovitopísčitých terciérních hornin, jsou citlivější a rychleji reagují na nadměrné srážky než svahy pokryté křídovými horninami (Turnovsko) (Záruba a Mencl, 1987).

Doba, po jejímž působení nadměrných srážek dojde k iniciaci sesuvných pohybů je závislá na typu sesuvu, jeho hloubce a na propustnosti hornin na povrchu. Hluboké sesuvy (např. Dneboh) vykazují až několikadenní zpoždění mezi dopadem nadměrných srážek a samotným sesuvným pohybem (Záruba a Mencl, 1987).



Obr. 5. Schéma proudového sesuvu, source area – zdrojová oblast; main track – transportní oblast; depositional area – akumulační oblast.

Zdroj: USGS (2004).

3.3 Svahová deformace pod vrcholem Mužský

Zkoumaná svahová deformace je dočasně uklidněná¹ neboli stabilizovaná. Nasvědčuje tomu jen řídký výskyt tzv. opilého lesa a zároveň pomník z roku 1866 přímo pod odlučnou hranou, který je viditelně neporušený. Pokud bychom chtěli sesuv klasifikovat podle jeho

¹ Dočasně uklidněný sesuv bývá zarostlý nebo porušený erozí, stopy posledních pohybů bývají téměř neznatelné

stáří, jednalo by se o sesuv recentní², jelikož se jeho stáří odhaduje na více jak 150 let, a zároveň je možný výskyt zrovna takových podmínek, které by vedly k jeho reaktivaci.

Samotný sesuv na vrcholu Mužský má hlavní odlučnou stěnu o výšce cca 8 m a dvě dílčí odlučné stěny o výšce do 3 m. Sesuv má proudový tvar o délce přibližně 570 m a šířce do 100 m. Mocnost akumulace v jeho spodní části je kolem 5 m, kde se také společně s jeho střední částí ojediněle nachází typické opilé stromy. Předpokládaným jevem zodpovědným za vznik sesuvu jsou výrazné srážky, tedy prosycení svahu srážkovou vodou (Stemberk, 2001).

Svahová deformace je vedena v registru svahových nestabilit ČGS - List 03-34-01, kód svahové nestability 15, více Stemberk (2001), také je vedena v registru sesuvů Geofondu na liště mapy M-33-55-A-c pod číslem 7 a průběžným registračním číslem 1282.

² Jako recentní se označují sesuvy vzniklé v holocénu – mohou vzniknout podmínky vedoucí k jeho reaktivaci

4. Metody průzkumu

Svahovou deformaci pod Mužským jsem zkoumala pomocí různých metod. Z terénního mapování jsem sestavila inženýrsko-geologickou mapu stabilitních poměrů, pomocí lidarových snímků jsem získala dodatečné informace o sesuvném území i jeho okolí, které v terénu nebyly lidským okem rozlišitelné. Pomocí geofyzikálního průzkumu metodou elektrické odporové tomografie jsem se snažila zjistit průběh bývalého terénu/smykové plochy.

4.1 Terénní mapování

Před samotným terénním mapováním jsem se seznámila s dosavadními poznatky o dané lokalitě především z geologických map 1:25000 a z mapy vrtné prozkoumanosti. Samotnou lokalitu Mužský jsem navštívila poprvé na jaře roku 2015 společně s vedoucím diplomové práce Mgr. Blahůtem Ph.D., který mě seznámil s představou porušení svahu a samotnou svahovou deformací.

Poté následovaly vlastní terénní práce. Ve dvou květnových dnech proběhlo geofyzikální měření metodou elektrické odporové tomografie (kap. 7.2 a 7.3.2) provedené pracovníky z Ústavu struktury a mechaniky hornin AV ČR (ÚSMH AV ČR), které mělo pomoci s určením průběhu původního terénu/smykové plochy. Následující dny jsem se věnovala vlastnímu mapování, které spočívalo v četných pochůzkách po sesuvném území, zakreslování vlastních sesuvných útvarů do podrobné mapy 1:2000 a zaměřování nejdůležitějších útvarů pomocí GPS.

Zde je nutné podotknout, že sesuvné území je pokryto smíšeným lesem s hustým keřovým podrostem, který velice ztížil podrobné mapování. Díky podrostu je území špatně průchozí i v zimních měsících, a proto mapování v květnu situaci nijak závratně nezhoršovalo. Některé sesuvné útvary jsou ovšem velice špatně rozeznatelné, díky čemuž mohou být výsledky terénního mapování na určitých místech méně detailní.

4.1.1 Metodika tvorby mapy stabilitních poměrů v měřítku 1:2000

Sesuvná území se obvykle prezentují pomocí inženýrsko-geologické mapy stabilitních poměrů, což je mapa zobrazující sesuvné útvary – odlučné stěny, stupně v reliéfu, akumulární

valy, erozní rýhy nebo bezodtoké deprese aj., související se svahovými deformacemi. Měřítko 1:2000 jsem zvolila s ohledem na velikost sesuvu a snahu zachytit co největší množství detailů.

Sesuvné útvary jsem do mapy zakreslovala na základě vysvětlivek používaných ÚSMH AVČR (Rybář, 2010). Vzhledem k tomu, že se jedná o dočasně uklidněný sesuv, jsem vše kreslila černou barvou. Hydrografické útvary (bezodtoké deprese, potoky) jsou kresleny barvou modrou.

Každý zachycený jev má svou značku, která je popsána v legendě přiložené k mapě.

Jako podklad mapy jsem zvolila mapu sklonitosti vycházející z digitálního modelu reliéfu (DMR 5G), získaného z lidarového měření (kap. 4.2 a 5.2). Takto získaný model reliéfu poskytuje přesnější informaci než měření pomocí GPS ve vzrostlém lese, díky čemuž jsem mohla sesuvné útvary zakreslovat s větší přesností a ve větším detailu.

GPS body jsem s mapovým podkladem propojila v programu ArcGIS, samotné svahové jevy jsem kreslila v programu Corel Draw.

4.1.2 Metodika tvorby mapy dokumentačních bodů

Tato mapa je stejně jako mapa stabilitních poměrů sestavena v měřítku 1:2000 a obsahuje veškeré geologicky dokumentované body daného sesuvného území.

Poloha dokumentačních bodů byla zaměřena přímo v terénu pomocí GPS. Vzhledem k výše uvedeným nepřesnostem měření, jsem při zakreslování do mapy využívala především informace z mapy sklonitosti.

4.2 LiDAR

Metodu LiDAR (Light Detection And Ranging) lze v odlišných oborech chápat různě. I když jeho základem je vždy stejný princip – měření vzdálenosti pomocí laserového paprsku, jeho použití v praxi může být velmi odlišné (Šíková, 2013). Vzhledem k mému zaměření se věnuji pouze popisu systémů používaných pro mapování zemského povrchu z letadla.

Přístroj (laserový skener) se skládá ze zdroje laserového záření, optické soustavy, mechanického prvku, detektoru elektromagnetického záření a hodin. Princip měření je relativně jednoduchý. Z laserového skeneru je k zemskému povrchu vyslán laserový puls, u

kterého se zaznamenává čas a množství energie. Čas popisuje dobu nutnou k tomu, aby laserový puls dopadl na zemský povrch, odrazil se zpět k laserovému skeneru a byl zaznamenán citlivým detektorem. Tato doba umožňuje změřit vzdálenost mezi laserovým skenerem a objektem, od kterého se laserový puls odrazil (Šiková, 2013).

Poloha letadla se určuje navigačním systémem GPS, s využitím referenční stanice na známém geodetickém bodě a stanice v letadle.

Letecký laserový skener, je přesný, rychlý a je možné ho operativně využít. Ovšem jako každé jiné měření se nevyhne chybám. Mezi ně patří chyby při dálkovém měření, při skenování, s využitím GPS a vnitřního navigačního systému (INS), což je navigační jednotka k určení polohové složky letu. Pro dosažení co nejvyšší přesnosti je potřeba veškeré komponenty kalibrovat. Kalibrační metody lze rozlišit na předletové a poletové.

Získaná primární data z laserového skenování, jsou nepřehledná a musí se dále zpracovat. Při filtraci jsou vyhledávány body ležící na jednom určitém druhu povrchu (zemský povrch versus vegetační pokryv) a při klasifikaci jsou body rozděleny do předdefinovaných tříd. Body reprezentující zemský povrch se následně použijí pro interpolaci, jejímž výsledkem je model terénu ve formě pravidelného gridu (Dolanský, 2004).

4.3 Elektrická odporová tomografie (ERT)

Jedná se o geoelektrickou stejnosměrnou geofyzikální metodu, která se realizuje jako sondážně profilové měření, které může být ve 2D nebo ve 3D. Elektrody jsou v této metodě roztaženy s pravidelným krokem podél profilu, přičemž každá může fungovat jako proudová (A, B) nebo měřící (M, N). Elektrody jsou spojeny speciálním kabelem, který je připojen k mikroprocesorem řízené aparatuře. Ta dokáže postupným zapojováním různě vzdálených elektrod sledovat odporové poměry v různých hloubkách podél profilu (Perrone et al., 2014).

Pomocí této metody lze zjistit zdánlivý měrný odpor stejně jako u odporového sondování, který lze spočítat pomocí modifikovaného vzorce pro Ohmův zákon (Karous, 1989):

$$\rho_z = k \frac{\Delta V}{I},$$

kde ΔV je měřené napětí, I měřený proud a k konstanta uspořádání, která závisí na použitém typu uspořádání a vzdálenosti mezi jednotlivými elektrodami, a vyjadřuje tak geometrii vlastního měření. Změřené hodnoty zdánlivého měrného odporu (ρ_z) lze znázornit jako tzv. pseudo-odporový řez, znázorňující rozložení (ρ_z) pod povrchem. Jedná se ovšem o integrální hodnotu geoelektrické vrstvy o mocnosti dané příslušnou hloubkou. Proto se velice často pro interpretace používají invertovaná data v podobě tzv. invertovaného odporového modelu, který již představuje modelovaný skutečný odpor ρ (Loke and Barker, 1996). V rámci řešení předkládané diplomové práce byl použit inverzní algoritmus Res2Dinv (Geotomo Software), který představuje jeden z nejpoužívanějších programů pro tomografickou inverzi odporových dat.

Elektrickou odporovou tomografii lze využívat pro celé spektrum řešených problémů, díky čemuž patří k nejpoužívanějším geoelektrickým geofyzikálním metodám. V závislosti na řešeném problému se používá různé uspořádání elektrod.

Wennerovo uspořádání má hloubkový dosah $AB/6$. Toto uspořádání je nejrychlejší z hlediska měření, má velkou odolnost vůči rušení, ale na druhou stranu má nízké rozlišení, díky čemuž se nehodí pro detailní průzkum větších hloubek. Wennerovo uspořádání je citlivé na vertikální změny odporu, a tudíž je vhodné pro zobrazování horizontálních struktur.

Wenner-Schlumbergerovo uspořádání má hloubkový dosah $AB/5$, je pomalejší z hlediska měření, ale má vyšší rozlišení. Má menší odolnost vůči rušení než Wennerovo uspořádání. Toto uspořádání je citlivé na vertikální i horizontální změny odporu, a tedy vhodné pro zobrazování jak horizontálních, tak i vertikálních struktur.

Uspořádání Dipól – dipól má hloubkový dosah také $AB/5$, z hlediska měření je nejpomalejší, ale má nejvyšší rozlišení, proto se hodí pro detailní měření. Je citlivé na horizontální změny odporu a je tedy vhodné pro zobrazování zejména vertikálních struktur. Na druhou stranu je vzhledem k charakteru měření (vzdalující se elektrické dipóly) značně citlivé na okolní rušení (GF Instruments, 2015).

Vzhledem k vyššímu rozlišení, většímu hloubkovému dosahu a univerzálnosti použití pro detekci jak horizontálních, tak i vertikálních struktur je nejpoužívanější konfigurací Wenner-Schlumbergerovo uspořádání elektrod (Tábořík a Pánek, 2010).

Vzhledem k rychlosti měření, snadné obsluze a relativně nízké ceně oproti některým jiným geofyzikálním metodám je ERT velmi často vyhledávanou neinvazivní metodou. Metodu lze realizovat téměř v jakémkoli nezpevněném terénu, problémy nastávají na pevném podkladu. Z hlediska geometrie měření je zásadní také celková délka profilu, která při délce okolo 1 km již neúměrně prodlužuje čas měření. Při velkých délkách profilu je potřeba uvažovat také výkon aparatury, protože s narůstající délkou profilu sice roste geometrický hloubkový dosah, nicméně ten může být efektivně omezen např. přílišnou vodivostí podloží. Zcela zásadním omezením je potom vodivost přípovrchové vrstvy, která ovlivňuje uzemnění elektrod a přechodový odpor, který vzniká na elektrodách. Při měření v extrémně nevodivém substrátu (křemité písky, suchá lesní hrabanka, suťové či blokové pole nebo nevodivé skalní podloží) může být s uzemněním problém a často se v takových případech dostáváme kvůli nemožnosti elektrody uzemnit (vodivě spojit s podložím) na samotný limit použitelnosti metody ERT (Karous, 1989).

ERT lze využívat k celé řadě řešených problémů jako je nalezení zvětralých zón, saturovaných hornin, podzemních dutin, lze ho využít k průzkumu svahových deformací, v archeologii či při geologickém mapování (Tábořík, 2012).

4.3.1 Elektrický odpor a horninové prostředí

Pomocí elektrické odporové tomografie lze rozlišit jednotlivé horniny dle elektrického odporu. Elektrický odpor je ovšem ovlivňován teplotou, tlakem, porozitou, permeabilitou, zvětráním a chemickým stavem horninového prostředí. Některé z těchto faktorů – hlavně změny v obsahu vody v pórech, mohou hrát důležitou roli při spouštění mechanismu sesuvů (Perrone et al., 2014).

Geoelektrické metody jsou velice citlivé na obsah a rozložení vodivých minerálů a kapalin v hornině. I velmi malé množství vodivých minerálů nebo kapaliny může výrazně snížit odpor horniny. Vodivost hornin je úměrná vodivosti kapaliny v pórech, nejvíce je ovlivněna samotnou pórovitostí, velikostí pórů, nasycení pórů vodou a její mineralizací. Tyto závislosti popisuje Archieho zákon:

$$\rho_{horniny} = \rho_{kapaliny} A P^{-m},$$

kde $\rho_{kapaliny}$ je měrný odpor kapaliny v pórech, P je porozita, A a m jsou konstanty závislé na velikosti pórů. Zákon neplatí, pokud hornina obsahuje vysoký podíl jílu (Keller, 1987).

Výsledný odpor dvoufázového prostředí je závislý na propojenosti pórů a odporu vodivé fáze. Odpor kapalin je ovlivňován salinitou, tlakem a teplotou.

Elektrický odpor minerálů má rozpětí přes 14 řádů. Díky velkému rozptylu hodnot, lze sestavovat podrobné modely zemské elektrické vodivosti. Na druhou stranu překrytí hodnot odporu u různých hornin, může ztěžovat interpretaci a činit jí mnohoznačnou (Palacky, 1987).

5. Výsledky

V této kapitole je popis výsledků z terénního mapování, LiDARu a ERT.

5.1 Terénní mapování

Sesuv je dlouhý přibližně 570 m. Nejvyšší bod odlučné hrany se nachází ve 450 m n.m., v nejnižším místě zasahuje svahová deformace do 360 m n.m. Sesuv je tedy pouze v mírném sklonu (do 10°) a sesouval se severovýchodním směrem od vrcholu Mužský. Po celé délce sesuvu jsou vzrostlé stromy, s jen velmi ojedinělým výskytem tzv. opilého lesa (řádkově první desítka stromů). Sesuv je téměř po celé své délce z jedné strany omezen sadem, z druhé strany polem. Z obou stran je jasně patrný antropogenní vliv, který zhladil původní omezení sesuvu.

V jihovýchodním omezení sesuvu, v části přiléhající k zoranému poli, je v jeho spodní části zřetelně poničené odvodnění, které mělo sloužit ke zlepšení vlastností zemědělské půdy, tzv. meliorace. Stejně odvodnění se nachází i v části, kde přiléhá stromový porost k sadu.

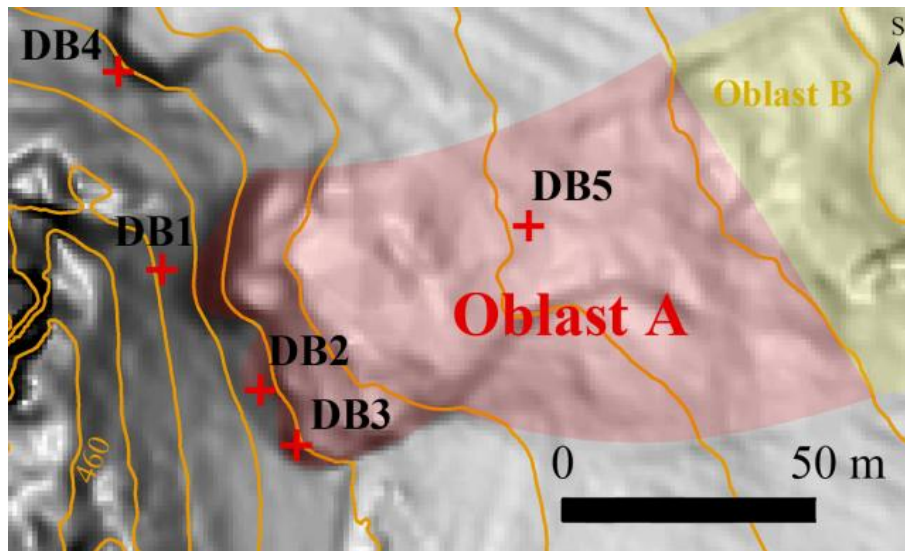
Do výšky cca 425 m n.m. jsou velmi časté úlomky sloupcovitého nefelinitu.

Ve spodní části sesuvu vycházejí k povrchu kvádrové pískovce, u kterých je jasně patrné, že sesuvný materiál je překryl. Spodní část sesuvu je z obou stran uzavřena pískovcovými stěnami, kde po levé straně ve směru sesuvu je hlubší erozní rýha, na jejíž vznik mělo vliv pravděpodobně obdělávání přilehlých sadů.

5.1.1 Popis svahových deformací

Porušené území rámcově rozdělují na tři oblasti: oblast A – zdrojovou (odlučné stěny, četný výskyt bloků olivinického nefelinitu), oblast B – transportní (nevýrazná střední část sesuvu bez mohutných akumulací) a oblast C – akumuláční (četné mohutné akumulace, erozní rýhy).

Oblast A – zdrojová



Obr. 6. Oblasť A s dokumentačnými bodmi.

Jako oblasť A popisujú najzápadnejšiu časť sesuvu, do ktorej spadajú odľučné steny a kratšia časť sesuvu pokrytá vysokým lesem s veľkým množstvom úlomkov olivínického nefelínu. Táto oblasť je z juhu ohraničená morfológicky zreteľným valem o výške 1 m. Z digitálneho modelu reliéfu je na juhu patrná druhá, cca o 20 m južnejšie položená hranica sesuvu o dĺžke až 400 m, ktorá je v teréne však zcelá neviditeľná. Medzi oboma južnými hranicami je terén zvlňený a dokazuje tak postihnutie starými svahovými pohybmi. Ze severu je hranica nezreteľná, pravdepodobne zničená zemľeľskou činnosťou v prílehlom sady.



Obr. 7. Hlavná odľučná stena (DB1).

Hlavní odlučná stěna sesuvu (obr. 7, **DB1**) se nachází na severovýchodním svahu vrcholu Mužský. Je složena z jedné hlavní a dvou dílčích odlučných stěn. Hlavní odlučná oblast má podkovovitý tvar a délku cca 50 m. Její maximální výška dosahuje ve střední části 8 m a do stran se snižuje. Dílčí odlučné stěny (**DB2**, **DB3**) se nachází na jih od hlavní a plynule na ni navazují. Mají půlkruhový tvar, jejich délka je cca 20 a 15 m, maximální výška je do 3 m.

Na severním svahu vrcholu Mužský se nachází nově vymapovaná odlučná stěna podkovovitého tvaru (obr. 8, **DB4**), o které se žádné starší geologické zprávy nezmiňují. Její délka je cca 30 m a výška 5 m. Jedná se pravděpodobně o menší boční sesuv, jehož morfologické projevy jsou však zakryty zemědělskou činností v přilehlém ovocném sadu.



Obr. 8. Nově zmapovaná severovýchodní odlučná stěna (DB4).

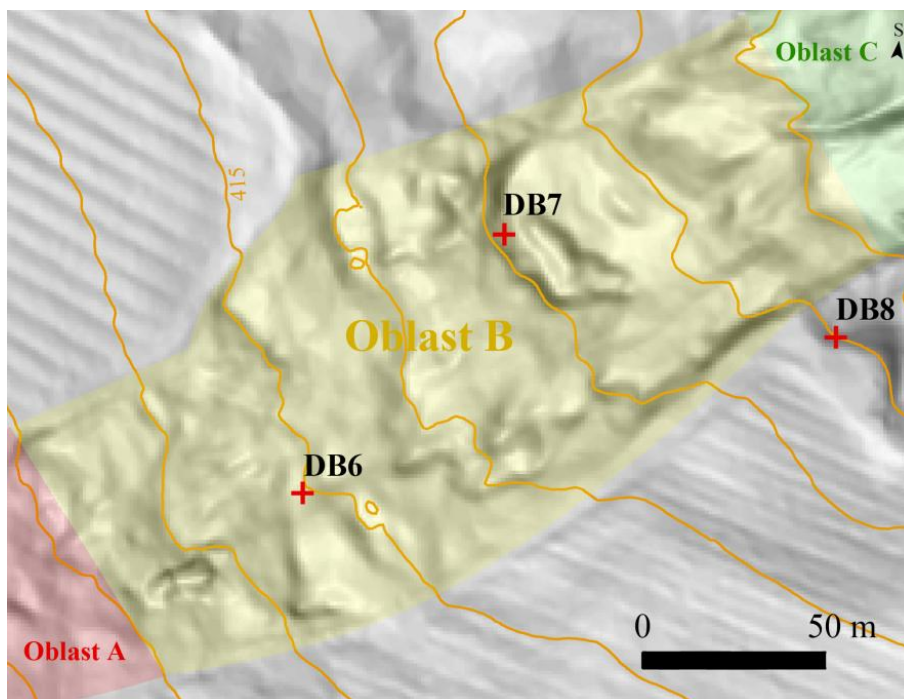
Nedaleko pat odlučných stěn hlavního sesuvu se dnes nachází několik bezodtokých depresí o průměru do 3 m bez jakýchkoli stop zamokření (květen - sucho). Přilehlé území je zvlněné, stupně v reliéfu mají výšku do 0,5 m.

Asi 60 m od odlučných stěn ve směru sesuvu se nachází akumulace bloků olivinického nefelinitu o velikostech prvních centim až cca 40 cm (obr. 9, **DB5**). Celé území je pokryto vzrostlým lesem.



Obr. 9. Akumulace olivínického nefelinitu (DB5).

Oblast B – transportní



Obr. 10. Oblast B s dokumentačními body.

V nadmořské výšce 425 m n.m. je sesuv přerušen polní cestou. Pod touto cestou se charakter vegetace mění, ubývá vzrostlých stromů a přibývá hustého keřového podrostu. Na jižním (morfologicky zřetelném) okraji sesuvu se ve výšce 415 m n.m. nachází zamokřená bezodtoká

deprese (květen – sucho) o průměru 3 m (obr. 11, **DB6**) s několika bloky olivinického nefelinitu o velikosti do 10 cm.



Obr. 11. Zamokřená deprese (DB6).

Morfologicky zřetelný val na jižní hranici sesuvu se severovýchodním směrem postupně snižuje (pouze posledních cca 50 m se skokově zvyšuje až na 2 m) a přibližuje se k jižněji položené hranici sesuvu zřetelné na lidarovém snímku, až se ve výšce 400 m n.m. spojují. Zde končí z jihu přilehlé pole a lze tu pozorovat poničené odvodnění (meliorace, obr. 12, **DB8**), které mělo pravděpodobně zlepšovat půdní vlastnosti.

Mezi 400 a 390 m n.m. se jižní okraj sesuvu projevuje mírným valem, za ním se nachází vzrostlý les s hustým podrostem. Lidarové snímky naznačují (P.3 - severovýchodně od **DB 8**), že se jedná o území postižené starými pohyby, ale bez přímé souvislosti s mnou mapovaným sesuvem.

Severní okraj sesuvu pokračuje v nezměněné relativně nezřetelné podobě jako v oblasti A do výšky cca 412 m n.m., kde vizuálně zcela mizí. Les se zde k severu a severozápadu výrazně rozšiřuje (cca o 100-120 m). Zejména z lidarových snímků je zde patrné porušení starými svahovými pohyby, které jsou pravděpodobně starší než hlavní mapovaný sesuv. Je možné, že se jedná o relikty staršího bočního sesuvu, jehož odlučnou stěnu jsem objevila na severním svahu vrcholu Mužský. Jeho další zbytky jsou pravděpodobně překryty přilehlou zemědělskou činností.



Obr. 12. Poničené odvodnění (meliorace) (DB8).

Severní ohraničení hlavního mapovaného sesuvu je tak dále v terénu téměř nepatrné, projevuje se v lesním porostu pouze mírnými valy a hranice mezi relikty staršího a mnou mapovaného sesuvu jsou tak patrné pouze z lidarového snímku (P.3 - oblast severně od **DB7**).

Pod výše zmíněnou cestou se charakter vegetace mění, ubývá vzrostlých stromů a přibývá hustého keřového podrostu. Nacházejí se zde dvě erozní rýhy severovýchodního směru, jedna ve výšce 423 a druhá ve výšce 419 m n.m. Jejich délka nepřesahuje 10 m, šířka 0,5 m, hloubka 20 cm a jsou bez jakéhokoli viditelného zamokření. Při srážkách zde ovšem pravděpodobně teče voda.

Mezi vrstevnicemi 425 m n.m. a 415 m n.m. je terén okolo erozních rýh zvlněný, nachází se zde několik stupňů v reliéfu, jejichž výška se pohybuje v prvních decimetrech.

Až po vrstevnici 405 m n.m. je sesuvné území morfologicky nevýrazné, místy postiženo mírnými poklesy, které vystupují lépe na snímku stínovaného reliéfu.

Charakter porušeného území se výrazně mění od vrstevnice 405 m n.m., kdy se nižší hustý les mění ve vzrostlý vysoký les bez podrostu. Sklon popisovaného území se snižuje, místy je přerušeno relativně vysokými stupni v reliéfu, mezi kterými se nachází bezodtoké deprese.



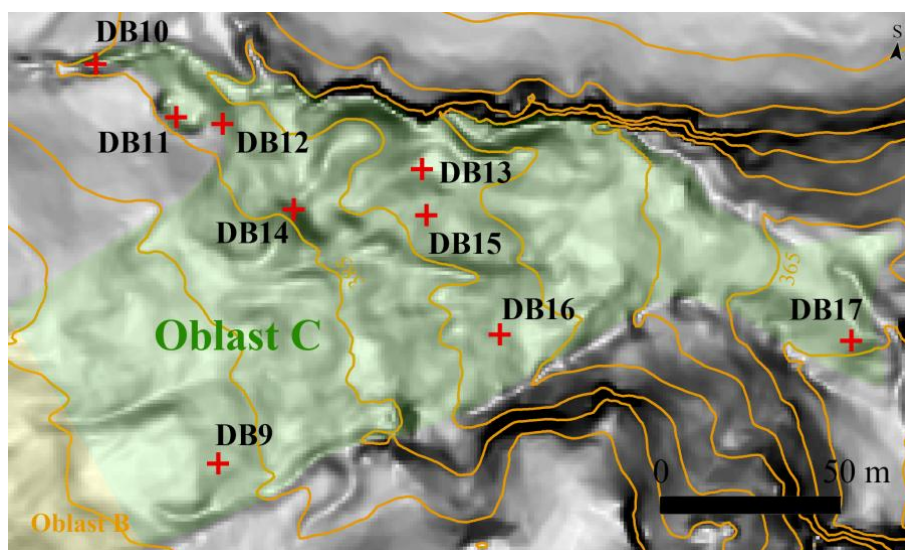
Obr. 13. Stupeň v reliéfu (DB7).

Zcela dominantní je výrazný stupeň v reliéfu půlkruhovitého tvaru ve výšce 405 m n.m., o délce 70 m a výšce až 3 m (obr. 13, **DB7**). Při patě tohoto stupně se nachází podélná zamokřená bezodtoká deprese (květen-sucho) o šířce 2-3 m a délce cca 40 m, která je z východu ohraničena strmým až 2 m vysokým valem. Cca 50 m severovýchodně se nachází další stupeň o výšce 1 m a délce 50 m východozápadního směru.

Za tímto stupněm se k severu rozprostírá velká plošina o rozměrech 20x30 m, která je ukončena dalším stupněm východozápadního směru o délce 40 m a výšce necelého 1 m. Za ním se nachází menší plošina o rozměrech 10x20 m, která je ukončena severním okrajem sesuvu projevujícím se zde mírným, v terénu téměř nezatelným valem.

Asi 10 m na jih od prvního stupně se nachází úzká erozní rýha o délce 15-20 m, kterou pravděpodobně při srážkách teče voda. Severovýchodním směrem rýha mizí, ale asi po 20 m se zde opět objevuje v podobě až 0,5 m hluboké rýhy. Ta má délku cca 50 m a stáčí se východním směrem. Místy je její dno zamokřené. Jižně od této erozní rýhy se nachází akumulace laločnatého tvaru (**DB9**), jejíž severní stranu tvoří popisovaná erozní rýha, na východě a jihu se projevuje cca 0,5 m vysokým stupněm. Rozměry této akumulace jsou přibližně 50x50 m a k západu tvoří plošinu. Severně od erozní rýhy je území pouze mírně zvlňené a nijak se neprojevuje až k severní hranici sesuvu.

Oblast C – akumulční



Obr. 14. Oblasť C s dokumentačními body.

Sesuv je mezi vrstevnicemi 395 a 390 m n.m. přerušen modrou turistickou značkou, která má podobu lesní cesty. Charakter sesuvu se mění, území je pokryto až 5 m vysokými akumulčními valy.

Jižní okraj oblasti C je v terénu špatně zřetelný, od vrstevnice 380 m n.m. se projevuje nevýrazným stupněm v reliéfu, za kterým se již nachází pískovcové stěny údolí. Dále se okraje sesuvu poněkud zvedají, od vrstevnice 370 m n.m. se objevuje nejvýchodnější část sesuvu v podobě poměrně velké akumulace trojúhelníkového tvaru, která je dále popsána na konci této kapitoly.



Obr. 15. Olinický nefelinit (DB12).

Severní okraj popisovaného území je v terénu nezřetelný, lze ho odlišit od staršího sesuvného území severněji pouze na lidarových snímcích. Starší sesuvné území se k východu postupně zužuje, z původních 120 m na vrstevnici 412 m n.m. až na méně než 50 m ve výšce 385 m n.m., kde se spojuje s hmotou mapovaného sesuvu. Ze severovýchodu je starší sesuvné území omezeno zamokřenou erozní rýhou (**DB10**), která se zde vytvořila v důsledku odvodnění západně položeného sadu. Její hloubka je od počátku téměř 50 cm a objevuje se zničehonic na vrstevnici 388 m n.m. Zpočátku je velice úzká, cca 30 cm, postupně se rozšiřuje. V jejím profilu jsou zřetelné šedé jílovce. Po cca 75 m se rýha připojuje k bezejmennému potůčku pramenícímu o něco severněji.

Severní okraj mapovaného sesuvu tvoří pod vrstevnicí 385 m n.m. akumulaci laločnatého tvaru a stáčí se k západu a tvoří zde výběžek. Zde naráží na výše popsanou zamokřenou erozní rýhu (**DB10**), stýká se s hmotami staršího sesuvu a tímto směrem zde sesuv končí. Laločnatá akumulace má rozměry cca 10x10 m, výšku 1 m a u její paty jsem našla cca 40 cm velký blok olivinického nefelinitu (obr. 15, **DB12**). Po stočení okraje k západu ze svahu vystupuje cca 2 m dlouhé a 1 m vysoké těleso kvádrového pískovce, které dokazuje, že údolní stěny jsou pohřbené pod masou sesuvu (obr. 16, **DB11**).



Obr. 16. Kvádrové pískovce pod vrstvou hmotami sesuvu (**DB11**).

Zbytek sesuvného území je severně/severovýchodně již ohraničen vlastními pískovcovými stěnami údolí.

Sesuv se pod výše zmíněnou turistickou značkou rozkládá v cca 80 m širokém údolí omezeným pískovcovými stěnami, které se postupně zužuje. Stěny z kvádrových pískovců jsou zpočátku ze severu/severovýchodu a jihu/jihozápadu, postupně se údolí stáčí ze severovýchodu k východu. Kvádrové pískovce jsou pravděpodobně na jihozápadě (P.3 – oblast okolo **DB 14**) překryty masou sesunutého materiálu.

Východně od turistické cesty v jižní části sesuvu se nachází lesní školka o rozměrech přibližně 50x50 m, která zcela znemožňuje jakékoli mapování. V severní části se nachází akumulace trojúhelníkového tvaru o rozměrech 15x8x20 m a výšce do 1,5 m, pod kterou se již pravděpodobně nacházejí bývalé stěny údolí tvořené kvádrovými pískovci.

Výše zmíněnou domněnku potvrzuje i nález asi 60x40 cm velkého kusu pískovce objevujícího se v severovýchodní stěně akumulace (obr. 17, **DB14**), který je pravděpodobně součástí větší stěny z kvádrových pískovců. Ty se mohou nacházet i pod územím lesní školky.



Obr. 17. Kvádrové pískovce pod hmotami akumulace nedaleko lesní školky (DB14).

Mezi vrstevnicemi 385 a 375 m n.m. se nachází velká akumulace nepravidelného tvaru protažená ve směru severovýchod-jihozápad o rozměrech 60x20 m (**DB13**). Její výška dosahuje až 5 m v centrální části, k severovýchodu se velmi pozvolna snižuje, až zcela mizí. Cca 20 m jižně od této akumulace se nachází asi 1 m vysoký a 40 m dlouhý stupeň v reliéfu. Cca 50 m jižně od tohoto stupně se nachází výše zmiňovaná lesní školka. Mezi stupněm a akumulací je oválná zamokřená deprese (květen - sucho) jejíž delší osa má asi 9 m, kratší 3 m

(obr. 18, **DB15**). Deprese byla vyplněna 10-20 cm hlubokou vrstvou zeminy kašovitě konzistence, ve které se nacházelo několik menších bloků olivinického nefelinitu, což byl jeho nejvzdálenější nález od odlučné stěny sesuvu pod vrcholem Mužský.

Výše popsaná velká akumulace je ze severu a severovýchodu strmě ohraničena bezejmenným potůčkem, za kterým se již nacházejí pískovcové stěny údolí. Jejich výška zde dosahuje cca 10 m a tvoří přirozenou hranici sesuvného území (obr. 19). V úzkém zářezu potůčku se nachází silná vrstva měkkých šedých jílu, která dosahuje mocnosti asi prvních desítek cm.



Obr. 18. Zamokřená deprese (DB15) s nejvýchodněji položenými bloky olivinického nefelinitu.

Severovýchodně od lesní školky mezi vrstevnicemi 385 a 378 m n.m. se nachází velice zamokřené území. Jedná se o soustavu několika cca 2 m širokých zamokřených depresí, které jsou možná propojeny při srážkách tekoucím potůčkem. Jižně od těchto depresí je jižní okraj sesuvu, který zde má podobu pískovcových stěn o výšce cca 5 m. Po cca 50 m se stěny stáčí ze severovýchodu k východu a jižní omezení sesuvu je zde tvořeno 0,5 m vysokým stupněm. Jižní a severní hranice sesuvu se zde přibližují k sobě na pouhých 50 m.

Na jižní okraji sesuvu při vrstevnici 365 m n.m. se objevuje bezejmenný potůček, který se vlévá pod vrstevnicí 360 m n.m. do bezejmenného potoka přitékajícího podél severní strany sesuvu při patě stěn z kvádrových pískovců. Ve výšce 370 m n.m. končí na severní straně

vysoké stěny z kvádrových pískovců a údolí se otvírá do mírného protisvahu, kterého však sesuv pravděpodobně již nedosáhl. Další pískovcové stěny se nacházejí až na vrcholu protisvahu, na severovýchodním okraji údolí se opět objevují až pod koncem mapovaného sesuvu.



Obr. 19. Pískovcové stěny na severovýchodní straně údolí, v popředí východní část velké nepravidelné akumulace (DB13) popsané výše.

Nejvýchodněji položená akumulace má trojúhelníkový tvar, začíná shodně na jižní i severní straně ve výšce cca 370 m n.m. a končí ostrou špicí při vrstevnici 360 m n.m.. Délka této akumulace je přibližně 70 m a na obou okrajích spadá 0,5 m vysokými stupni do potůčků. Před touto akumulací se nachází ještě akumulací valy (DB17) o výšce do 0,5 m, které končí v místě spojení obou potůčků, což je pravděpodobně konec mnou mapovaného sesuvu.

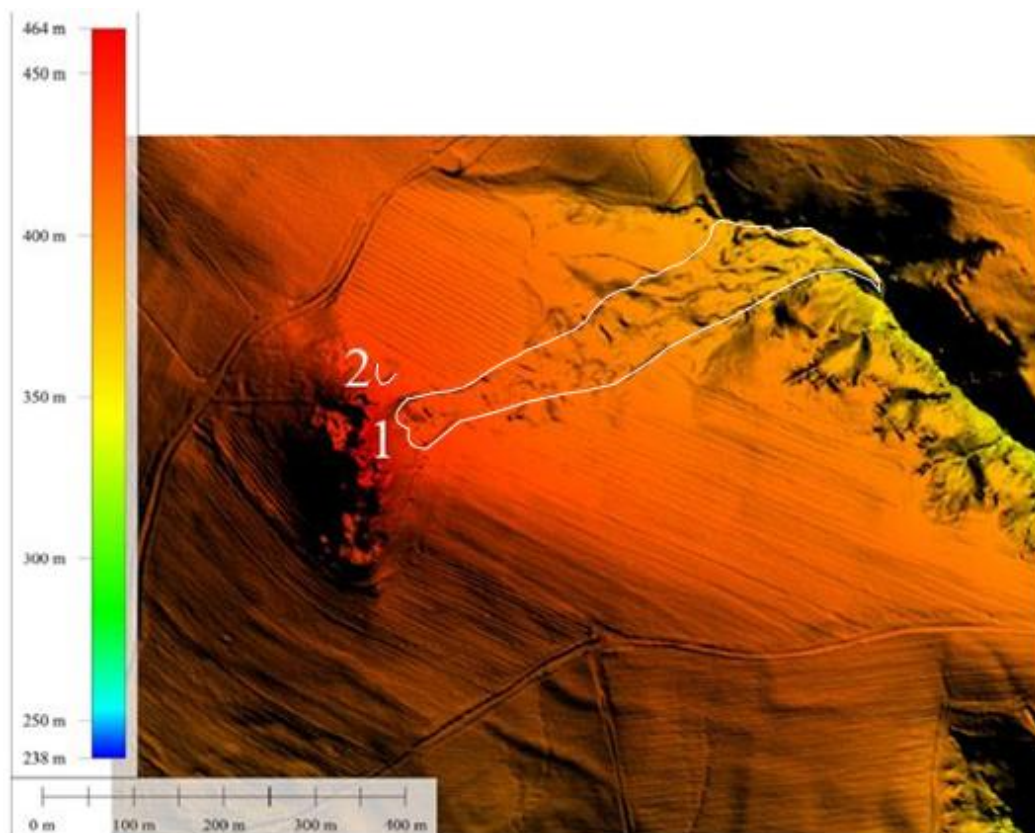
5.2 LiDAR

LiDAR je využíván od roku 2010 k novému mapování výškopisu České republiky, kdy jsou tvořeny digitální modely reliéfu s označením DMR 4G (digitální model reliéfu čtvrté generace) a DMR 5G (digitální model reliéfu páté generace).

U DMR 4G byly spočteny reprezentativní výškové body ve čtvercové síti bodů 5x5 m, kdežto u DMR 5G je model ve formě výšek reprezentativních bodů v nepravidelné trojúhelníkové síti bodů tzv. TIN, které zobrazují výstižněji i lokální terénní anomálie.

Souřadnice těchto bodů jsou X, Y, Z, kde Z vyjadřuje nadmořskou výšku ve výškovém referenčním systému Baltském po vyrovnání. Úplná střední chyba v případě DMR 4G je 0,3 m v odkrytém terénu a 1 m v terénu zalesněném. Úplná střední chyba výšky u DMR 5G je 0,18 m v odkrytém terénu a 0,3 m v zalesněném terénu (Brázdil, 2012).

Výstupem LiDARu je mapa reliéfu s přesně změřenými výškami a to i v zalesněném terénu. Jak je patrné z obr. 20, sesuv je touto metodou dobře viditelný. Kromě jeho tvaru byla zřetelně zaznamenána odlučná hrana původního sesuvu (1) a odlučná hrana menšího postranního sesuvu (2), o jehož existenci nejsou dosud v literatuře žádné zmínky.



Obr. 20. Vymezení svahové deformace pod vrcholem Mužský na stínovaném modelu reliéfu.
Zdroj: ČÚZK DMR 5G (2013), upraveno Mgr. Jan Blahůt, Ph.D.

5.3 ERT

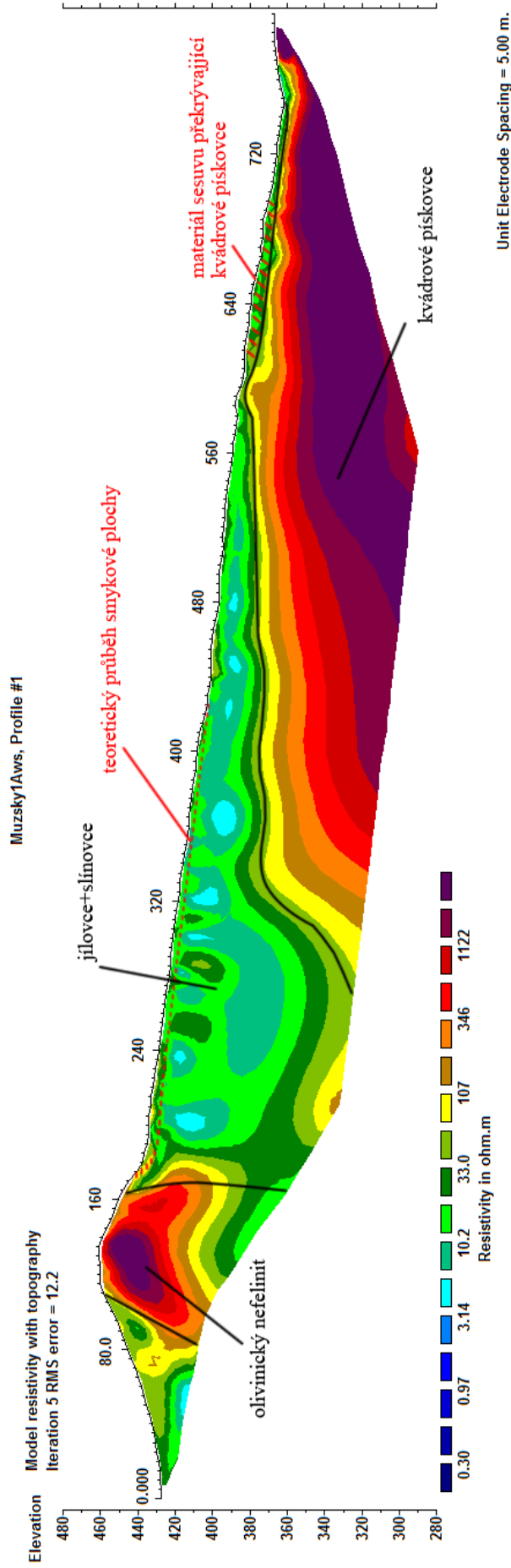
Měření elektrickou odporovou tomografií probíhalo ve dvou dnech a ve všech případech bylo použito uspořádání Wenner-Schlumbergerovo. První den se měřil profil podélný, jehož délka byla 795 m. To nebyla ideální délka profilu, protože hloubkový dosah závisí na vzdálenosti proudových elektrod a při této délce nebylo možné dosáhnout v jihozápadní části profilu očekávaného hloubkového dosahu. Profil ovšem nebylo možné udělat delší, protože

z jedné strany byl omezen neprostupným plotem s hustou vegetací a z druhé strmým protisvahem. Elektrody byly rozmístěny v rozestupu 5 m. K měření byla použita aparatura Ares od firmy GF Instruments, s.r.o., která byla v terénu napájena 12 V akumulátorem. Nejdříve se za pomoci výtyček po celém profilu natáhla pásma, podél kterých se do země postupně zarážely po pěti metrech elektrody. Vzhledem k místy neprostupnému terénu byla příprava samotného měření jak časově tak fyzicky poměrně náročná. Samotné měření trvalo něco přes sedm hodin, i přesto, že byl hloubkový dosah uměle omezen na 120 m (pomocí parametru “maximální vzdálenost proudových elektrod A, B“).



Obr. 21. Aparatura Ares pro multielektrodové sondování.
Zdroj: vlastní foto.

Data získaná pomocí elektrické odporové tomografie byla invertována standardním softwarem Res2Dinv. Výsledek podélného profilu je zobrazen na obr. 22. Ten ukazuje 2x převýšený profil studované oblasti ve směru jihozápad-severovýchod. Dobře je patrná přírodní dráha olivinického nefelinitu v oblasti vrcholu Mužský. Samotný nefelinit se projevuje odpory přesahujícími 1 000 Ω .m mezi metrážemi 110 a 160 m. Od metráže 180 m jsou dobře identifikovatelné vodivé jílovce s odpory nepřesahujícími 30 Ω .m.



Obr. 22. Podélný profil. 2x převýšeno.
Zdroj: RNDr. Petr Tábořík, Ph.D.

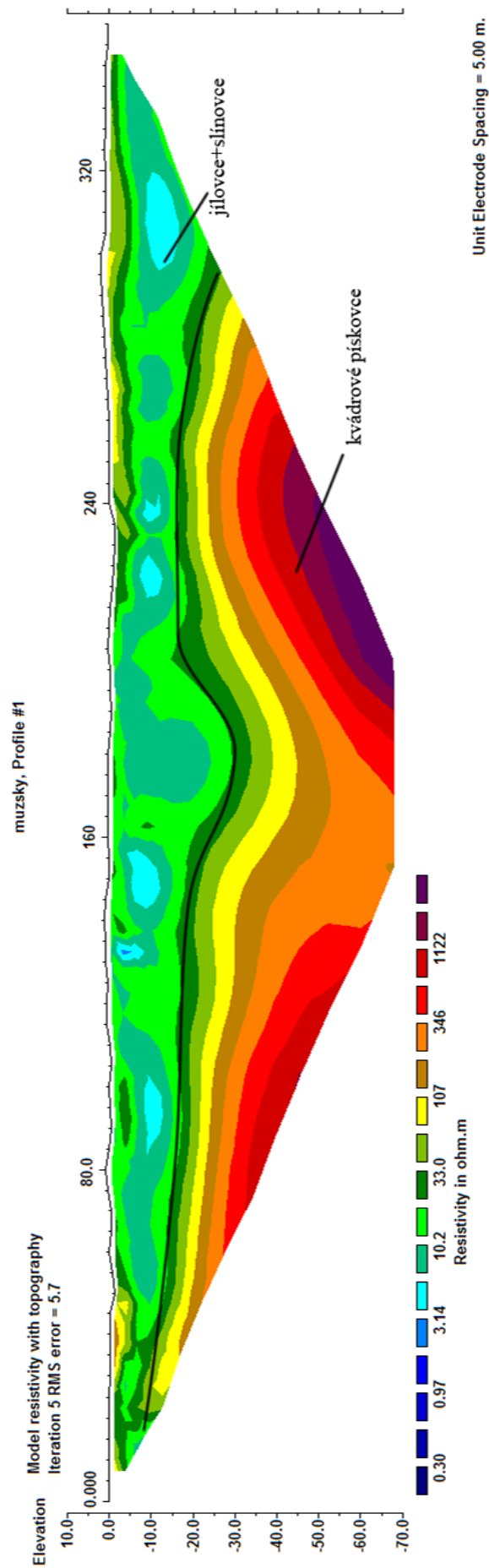
Jejich hloubka je proměnlivá, mezi metrážemi 180-320 m dosahují pravděpodobně hloubky až 60 m. Vzhledem k tomu, že sesuv by se měl projevovat také nízkými odpory, je zde interpretace původního průběhu smykové plochy nejasná a opírá se spíše o odhad. Od metráže 330 m klesá mocnost vodivých jílovců a objevuje se mocné pískovcové těleso projevující se odpory vyššími než 100 Ω .m. Pískovce se směrem k severovýchodu zvedají k povrchu a mocnost jílovců klesá až prakticky k nule, což bylo potvrzeno při vlastním mapování v terénu. Ve spodní části sesuvu cca od metráže 600 m lze rozpoznat původní povrch terénu, který byl překryt hmotami sesuvu.

Z výše uvedených důvodů byla provedena druhý den další tři měření pomocí ERT ve směru kolmém na původní podélný profil. První příčné měření se křížilo s podélným profilem přibližně na metráži 500 m a dále ho označuji jako spodní. Profil byl dlouhý 355 m a elektrody od sebe byly vzdáleny 5 m. Profil opět výrazně přesahoval šířku sesuvu z důvodu dostatečného hloubkového dosahu. Invertovaný profil opět neodhalil původní smykovou plochu (obr. 23), protože její přesná lokalizace byla opět znemožněna z důvodu velmi vodivých jílovců. Je také možné, že smyková plocha v této vzdálenosti od odlučné hrany nebyla vyvinuta. V hloubce 25 metrů je patrný kontakt s vysoko-odporovými pískovci.

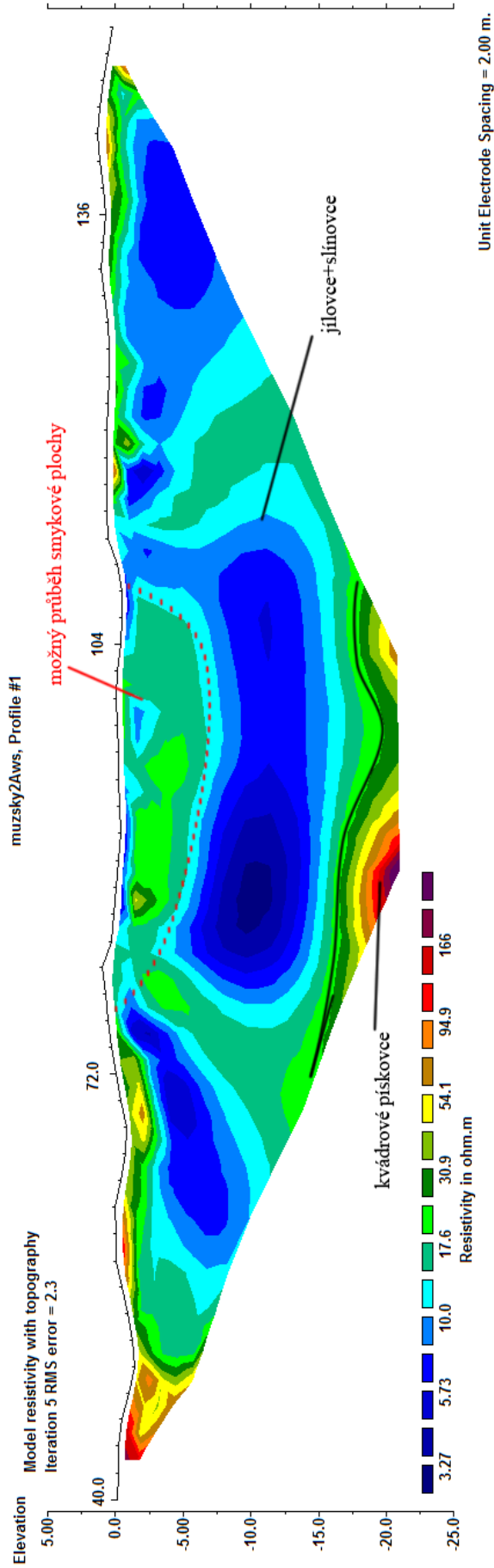
Následně byl souběžně se spodním příčným měřením, měřen další profil, jehož délka byla 110 m, ovšem elektrody zde byly od sebe vzdáleny 2 m (obr. 24). Snahou bylo získat detailnější informaci o odporových poměrech v podloží s vyšším rozlišením. Proměřený profil potvrdil známé informace ze spodního příčného a určil mocnost sesuvu do 7,5 m a šířku cca 30 m (mezi metrážemi 76-110 m). Může se také jednat o později reaktivovanou část sesuvu.

Třetí příčné měření bylo realizováno na metráži podélného profilu 250 m (horní příčný, obr. 25). Zde byla patrná téměř nejvyšší dosažená hloubka zastižených jílovců, která se tímto měřením měla zpřesnit. Délka profilu byla 315 m s rozestupem elektrod po 5 m. Z důvodu včelích úlů rozmístěných v předpokládané linii profilu nebylo možné měření provést v plném rozsahu, a proto není křížení s podélným profilem na prostředku příčného profilu, ale na metráži 85 m.

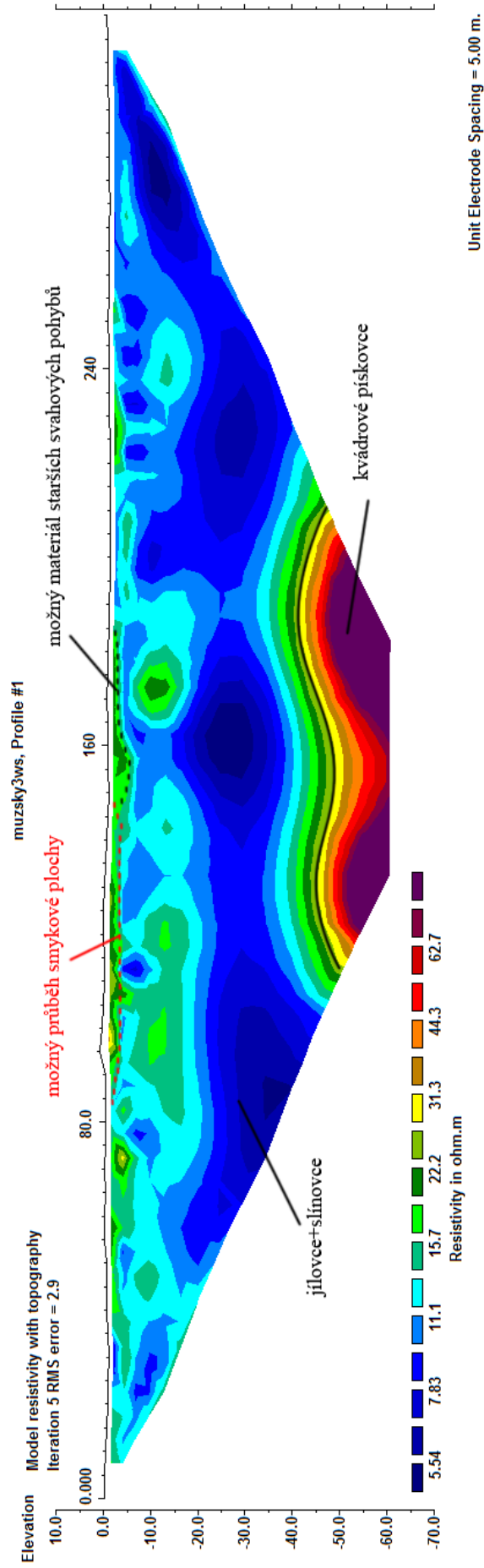
Z invertovaného řezu (obr. 25) je patrná mocnost jílovců cca 40 m. Mezi metrážemi 85-150 m vykazuje při-povrchová vrstva do hloubky 5-10 m oproti silně vodivým jílovcům (do 10 Ω .m) vyšší odpor (10 – 20 Ω .m). Je možné, že se jedná o relikty smykové plochy.



Obr. 23 . Spodní příčný profil.
Zdroj: RNDr. Petr Tábořík, Ph.D.



Obr. 24 . Spodní příčný profil (podrobný).
Zdroj: RNDr. Petr Táborčík, Ph.D.



Obr. 25 . Horní příčný profil.
 Zdroj: RNDr. Petr Tábořík, Ph.D.

Zajímavé je, že tato vrstva pokračuje i mimo hlavní těleso sesuvu do přilehlého sadu (metráž 150-180 m). Zde se může jednat o zbytky smykové plochy starších sesuvů nesouvisejících se samotným zkoumaným sesuvem. Od hloubky 40 m se nachází vysoko odporové pískovcové podloží s odpory vyššími než 60 Ω .m.

6. Diskuze

I když je Příhrazská plošina lokalitou s četným výskytem svahových deformací, žádná z nich není podobná té pod vrcholem Mužský, která vznikla pod přívodní dráhou terciárního vulkanitu. Okolní svahové deformace mají buď charakter řícení, kdy se odlamují bloky kvádrových pískovců z okraje Příhrazské plošiny nebo se jedná o poměrně velké sesuvy s rotační/rotačně planární smykovou plochou vznikající na svazích Příhrazské plošiny (Rybář et al., 2006). V případě svahové deformace pod vrcholem Mužský se jednalo o sesuv proudového tvaru nebo zemní proud.

Vrchol Mužský a jeho přilehlé svahy patří mezi dlouhodobě známá sesuvná území. Mimo samotného sesuvu z vrcholu Mužský jsou v okolí patrné stopy jiných, starších svahových deformací, jejichž stopy byly ovšem zahlazeny z větší části lidskou činností. To potvrzuje i nález dosud nezdokumentované odlučné stěny na severním svahu vrcholu Mužský, stejně jako lidarové snímky.

Vznik sesuvu byl podmíněn kombinací nadměrného množství srážek a přítomností jílovitých zemin. Je možné, že k sesouvání/stékání došlo v několika etapách, protože na SV straně vrcholu se nacházejí tři odlučné stěny - jedna hlavní větší a dvě dílčí menší. Přispět mohl také zvětralý nefelinit na vrcholu Mužského, kterým mohla do okolních svahů zatékat voda a sytit tak okolní jílovce.

Na vznik sesuvu mohl mít také vliv tehdejší vegetační pokryv. Staré pohlednice a snímky z konce 19. století dokazují, že přinejmenším vrcholové partie Mužského byly zcela bez stromů a keřů, ovšem nelze nijak zjistit, jak to vypadalo s vegetačním pokryvem dále do minulosti.

Stáří sesuvu je větší než 150 let, o čemž svědčí pomník dělostřelců z roku 1866, který se nachází pod hlavní odlučnou stěnou a svahovými pohyby není narušen, je pouze trochu zasypaný drobným opadem. Více informací o stáří by šlo získat například z dendrochronologie (Stefanini, 2004), která ovšem nebyla v rámci diplomové práce provedena.

Prakticky neexistující opilý les nasvědčuje, že by se mohlo jednat o zemní proud, kdy k samotné svahové deformaci došlo náhle a jednou, nebo opakovaně v krátkém časovém horizontu, ale nedochází zde k žádným dlouhodobým pohybům. Na druhou stranu mohutná

odlučná stěna pod vrcholem naznačuje, že sesuv měl přinejmenším v horní části smykovou plochu, což naopak podporuje teorii, že se jedná o sesuv proudového tvaru.

Z výsledků geofyzikálního průzkumu metodou ERT se podařilo identifikovat náznaky smykové plochy v horní části sesuvu. Důkazy přinesl horní příčný profil, kde je těleso o vyšším odporu než podložní jílovce v hloubce do 10 m se šířkou cca 60 m. Problém s identifikací smykové plochy je zapříčiněn odporově homogenním prostředím, ve kterém se vodivě projevuje masa sesuvu podobně jako podložní jílovce a slínovce. Podrobný spodní příčný profil vymezuje poměrně jasně těleso o vyšším odporu s mocností cca 7,5 m a šířkou 30 m, které by mohlo reprezentovat masu sesuvu. V akumulární části sesuvu je patrné z výsledků ERT, že masa sesuvu překryla v údolí stěny kvádrových pískovců. To se potvrdilo i několika nálezy z terénu, kde kvádrové pískovce v akumulární části sesuvu vyčnívají z pod masy sesuvu. K lepší identifikaci původního povrchu/smykové plochy, by mohla přispět refrakční seismika (např.: Petronio et al., 2016; Travelletti et al., 2010; Wang et al., 2016), která ovšem nebyla z logistických důvodů prováděna.

Ve zdrojové oblasti je velké množství rozvlečených balvanů olivinického nefelinitu, což naznačuje, že zde mohlo docházet i k řícení. Sesuv je po stranách omezen nepříliš vysokými valy, to dokazuje, že se šířil v poměrně úzkém proudu, který mohl mít poměrně velkou unášecí sílu. To naznačují i balvany olivinického nefelinitu přemístěné až do akumulární části sesuvu. V této části je také část hmot sesuvu nasunuta na terén v předpolí, což se projevuje mohutnými akumulárními valy (projev sesuvu proudového tvaru) (Ondrášik a Rybář, 1991).

Z výše uvedeného soudím, že svahová deformace pod vrcholem má primárně charakter sesuvu proudového tvaru s mělkou smykovou plochou, jejíž hloubka rychle klesala. V akumulární části sesuvu, se již mohlo jednat spíše o zemní proud pohybující se po bývalém povrchu.

Vzhledem k malému sklonu svahu (do 10°) se rychlost sesuvu pohybovala pravděpodobně okolo prvních m/h. Podobné rychlosti uvádí Záruba a Mencl (1987) pro zemní proudy a proudové sesuvy na území bývalého Československa, jejichž rychlosti se mohou pohybovat od cm/h po m/h. (Záruba a Mencl, 1987).

7. Závěr

Svahové deformace jsou nebezpečným jevem, který může neočekávaně způsobit škody na majetku i zdraví. Proto je důležité porozumět procesům vedoucím k jejich vzniku a lokalizovat oblasti, kde k nim může dojít.

V rámci diplomové práce jsem se pokusila zjistit příčiny vzniku svahové deformace pod vrcholem Mužský. Ta vznikla na svahu terciárního vulkanitu, což ji odlišuje od ostatních svahových deformací v oblasti. I přes to jsem došla k závěru, že příčinou vzniku byly extrémní srážky v kombinaci s jílovitými zeminami, jako u jiných svahových deformací v okolí. Je možné, že svahy vrcholu Mužský nebyly v době iniciace sesuvu zalesněné, což mohlo také hrát svojí roli.

Pomocí geofyzikální metody ERT jsem se pokusila určit bývalý průběh smykové plochy. Vzhledem k malému vodivostnímu kontrastu mezi podložními jílovci a masou sesuvu, není z tohoto měření průběh bývalé smykové plochy zcela jistý, ale horní příční i spodní podrobný profil odhalil tělesa o vyšším odporu, která by mohla představovat akumulární tělesa sesuvu, pod nimiž lze předpokládat původní smykovou plochu. ERT jasně vymezilo přírodní dráhu tvořenou olivinickým nefelinitem a pod jílovci, podložní kvádrové pískovce. V akumulární části sesuvu se podařilo určit průběh původního povrchu, na který se nasunula masa sesuvu.

Vzhledem k důkazům uvedeným v minulé kapitole, soudím, že ve zdrojové oblasti se sesuv choval jako sesuv proudového tvaru s mělkou smykovou plochou a v akumulární oblasti přešel spíše v zemní proud pohybující se po původním povrchu.

Celý sesuv jsem podrobně zmapovala do inženýrsko-geologické mapy stabilitních poměrů v měřítku 1:2000. Během mapování jsem objevila dosud nezdokumentovanou odlučnou stěnu na severním svahu vrcholu Mužský, která pravděpodobně souvisí se staršími sesuvnými pohyby v oblasti. Ve spodní části masa sesuvu překryla údolní stěny z kvádrových pískovců, což dokazují nálezem dvou pískovcových výchozů i výsledky z ERT. Mapování zpřesnilo znalosti o velikosti svahové deformace a její morfologii.

8. Seznam použité literatury

Balatka, B., 1980, Povrchové tvary Příhrazské plošiny v CHKO Český ráj, Památky a příroda, 9, 554-559

Baum R. L., Savage W. Z., Wasowski J., 2003, Mechanics of earth flows, dostupné z <http://www.unina2.it/flows2003/flows2003/articoli/SAVAGE.pdf>

Brázdil, K., 2012, Technická zpráva k digitálnímu modelu reliéfu 4. Generace, http://geoportal.cuzk.cz/Dokumenty/TECHNICKA_ZPRAVA_DMR_4G_15012012.pdf

Brázdil, K., 2012, Technická zpráva k digitálnímu modelu reliéfu 5. Generace, http://geoportal.cuzk.cz/Dokumenty/TECHNICKA_ZPRAVA_DMR_5G.pdf

Cajz, V., Rappich, V., Schnabl, P., Pécskay, Z., 2009, Návrh litostratigrafie neovulkanitů východočeské oblasti, Zpr. Geol. Výzk. v roce 2008, 9-14.

ČGS, 2009, Příhrazské skály, dostupné z: <http://lokality.geology.cz/2765>

ČGS, 2011, Mužský, dostupné z: <http://lokality.geology.cz/3178>

ČGS, 2014, Výžez ze základní geologické mapy 1:25000, dostupné z: http://mapy.geology.cz/geocr_25/

ČGS, 2016, Hydrogeologické rajony, dostupné z: <http://www.geology.cz/rebilance/rajony>

ČHMÚ, 2016, Mapy charakteristik klimatu, dostupné z <http://portal.chmi.cz/historicka-data/pocasi/mapy-charakteristik-klimatu#>

ČÚZK, 2013, Digitální model reliéfu páté generace (DMR 5G).

Demek, J., a kolektiv, 1965, Geomorfologie českých zemí, Nakladatelství československé akademie věd, Praha.

Dolanský, T., 2004, Lidary a letecké laserové skenování, Acta universitatis purkynianae, Studia geoinformatica, 2004, dostupné z <http://wvc.pf.jcu.cz/ki/data/files/160lidaryweb.pdf>

Geopark Český ráj, 2016, dostupné z: <http://www.geopark-ceskyraj.cz/?D=4>

GF Instruments, 2015, Short guide for resistivity and induced polarization imaging, dostupné z: http://www.gfinstruments.cz/version_cz/downloads/ARES_Short_guide_Res_IP_Water_survey-2015.pdf

Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J., Stráník, Z., 2011, Geologická minulost České republiky, Praha-Academia, 436 s

Karous, M., 1989, Geoelektrické metody průzkumu, Nakladatelství technické literatury: Alfa, 423 s.

Keller, G.V., 1987, Rock and Mineral Properties in Neitzel, E.B., Electromagnetic methods in applied geophysics, Society of Exploration Geophysicist, 13-52.

Kyrianová, I., 2003, Analýza geodynamických jevů severovýchodní části Příhrazské plošiny u Mnichova Hradiště, diplomová práce.

Kyrianová, I., 2003, Mapování geodynamických jevů na severovýchodním okraji Příhrazské plošiny.

Loke, M. H., Barker, R. D., 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. Geophys. Prospect. 44 (1), 131–152.

Matula, M., Pašek, J., 1983, Regionálna inžinierska geológia ČSSR, Vysokoškolské skriptá, Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského v Bratislave.

Nemčok, A., Pašek, J., Rybář, J., 1972, Classification of landslides and other mass movements, Rock mechanics, 4, p. 71-78.

Ondrášik, R., Rybář, J., 1991, Dynamická inžinierska geológia, Slovenské pedagogické nakladateľstvo, Bratislava.

Palacky, G. J., 1987, Resistivity characteristics of geologic targets, in Electromagnetic Methods in Applied Geophysics , vol. 1, Nabighian M. N., ed. Series: Investigation in Geophysics, vol. 3. Soc. of Expl. Geophys. Tulsa, Oklahoma.

Perrone, A., Lapenna, V., Piscitelli, S., 2014, Electrical resistivity tomography technique for landslide investigation: A review, Earth-Science Reviews, 135, 65-82.

Petronio, L., Boaga, J., Cassiani, G., 2016, Characterization of the Vajont landslide (North-Eastern Italy) by means of reflection and surface wave seismics, Journal of Applied Geophysics 128, 58–67.

Rapprich, V., 2011, Lokalita Mužský, dostupné z : <http://lokality.geology.cz/d.pl?item=7&id=3178&Okres=MB&vyb=1&text=Lokalita%20v%20Okresu>

Rapprich, V., Stemberk J., Zvelebil J., 2011, Změny aktivity svahových pohybů severozápadního okraje Příhrazské plošiny, Geotechnika 2/99.

Rybář, J., 2010, Vysvětlivky k účelovým inženýrskogeologickým mapám stabilitních poměrů 1:10000 (oblast Frýdeckomístecka), ÚSMH AV ČR, v.v.i.

Rybář, J., Forczek, I., Stemberk, J., Hartvich, F., Hladká, M., 2007, Hodnocení svahových deformací na Příhrazské vrchovině na Mladoboleslavsku.

Rybář, J., Forczek-Kyrianová, I., 2004, Hodnocení stabilitách poměrů na území Příhrazské vrchoviny.

Rybář, J., Stemberk, J., Forczek, I., Hartvich, F., 2006, Porušování svahů na severozápadním okraji příhrazské vrchoviny.

Rybář, J., Stemberk, J., Hartvich, F., 2005, Stabilitní poměry v okolí skalního hradu Drábské světničky.

Rybář, J., Stemberk, J., Harvich, F., 2006, Slope failures around the rock castle Drábské Světničky, Czech republic, Acta Geodyn. Geomater., Vol. 3, No. 4 (144), 51-65.

Správa CHKO Český ráj, 2016, dostupné z <http://ceskyraj.ochranaprirody.cz/charakteristika-oblasti/>

Stefanini, M. C., 2004, Spatio-temporal analysis of a complex landslide in the Northern Apennines (Italy) by means of dendrochronology, Geomorphology 63, 191-202.

Stemberk, J., 2001, Databáze svahových nestabilit České geologické služby, List 03-34-01, kód s.n. 15, dostupné z <http://www.geology.cz/app/pasport/viewdbs.pl?db=15&map=03-34-01>

Stemberk, J., Zvelebil, J., 1999, Změny aktivity svahových pohybů severozápadního okraje Příhrázské plošiny – Geotechnika, 2, 15-20.

Šiková, Z., 2013, Využití lidarových dat pro detekci a vizualizaci vegetace, bakalářská práce, Univerzita Karlova v Praze.

Tábořík, P., 2012, Možnosti využití elektrické odporové tomografie ve výzkumu horského reliéfu, Disertační práce, Ostrava, 176 s.

Tábořík, P., Pánek, T., 2010, Elektrická odporová tomografie ve výzkumu horského reliéfu – případové studie z flyšových Karpat, Geografie pro život ve 21. století: Sborník příspěvků z XXII. sjezdu České geografické společnosti, 74-81.

Travelletti, J., Demand, J., Jaboyedoff, M., Marilliner, F., 2010, Mass movement characterization using a reflexion and refraction seismic survey with the sloping local base level concept, Geomorphology 116, 1–10.

Tyroloerová, P., 1962, Vliv glaukonitu na vliv sesuvů, Sb. VŠCHT v Praze, Mineralogie 6, 371-390, Praha.

USGS 2004, Landslide types and processes, <http://pubs.usgs.gov/fs/2004/3072/pdf/fs2004-3072.pdf>

Wang, S., Malehmir, A., Bastani, M., 2016, Geophysical characterization of areas prone to quick-clay landslides using radio-magnetotelluric and seismic methods, Tectonophysics 677–678, 248-260.

Záruba, Q., 1926, Sesouvání půdy v oblasti českého útvaru křídového, Přerov nad Labem, Věst. St. geol. Úst., 2, 226-235.

Záruba-Pfeffermann, Q., 1930, O sesouvání půdy v Československé republice. Československá vlastivěda, 1. Příroda – Praha, Bohumil Janda, s. 83-90.

Záruba, Q., Fencel, J., Šimek, J., Eisenstein, Z., 1966, Rozbor sesuvu u Dnebohu, Sborník geologických věd HIG, 5, 141-160.

Záruba, Q., Mencl, V., 1987, Sesuvy a zabezpečování svahů, Academia, Praha.

Záruba, Q., Vachtl, J., Pokorný, M., 1974, Základy geologie a petrografie pro stavební fakulty, Nakladatelství technické literatury, Praha.

P.1 Fotografická dokumentace



Odlučná stěna na severní straně vrcholu Mužský.



Ojedinělé projevy opilého lesa, horní část svahu vrcholu Mužský nedaleko odlučných stěn.



Jižní část hlavní odlučné stěny sesuvu, v popředí památník pruských dělostřelců.



Severní část hlavní odlučné stěny sesuvu.



Balvany olivínického nefelinitu o velikosti prvních desítek cm nedaleko hlavní odlučné hrany.



Dílčí odlučná stěna sesuvu.



Boční val na jižní straně sesuvu nedaleko dílčích odlučných stěn.



Zarostlý balvan olivinického nefelinitu ve statném stromě.



Četné balvany olivínického nefelinitu cca 60 m od hlavní odlučné stěny.



Stupeň v reliéfu ve střední části sesuvu.



Mohutný stupeň v reliéfu ve střední části sesuvu.



Jižní okraj sesuvu ve střední části sesuvu, projevující se mohutným stupněm v reliéfu.



Erozní strž ve střední části sesuvu.



Těleso kvádrových pískovců vyčnívající z pod masy sesuvu na jeho severozápadním okraji.



Erozní strž při severozápadním okraji sesuvu v jeho spodní části.



Těleso kvádrového pískovce vyčnívající z pod masy sesuvu v jeho spodní části.



Stěny z kvádrových pískovců omezující sesuv v jeho severní části.



Akumulace ve spodní části sesuvu.



Bezejmenný potůček tekoucí podél pískovcových stěn při severním okraji sesuvu.



Soustava zamokřených depresí při východním okraji sesuvu v jeho spodní části.

P.2 Dokumentační body

Vlastní dokumentační body

Značení v mapě dokumentačních bodů: **DB1**

ODLUČNÁ STĚNA

Umístění: severovýchodní svah vrcholu Mužský (nadmořská výška 448 m n.m.).
Souřadnice: 50.5281100N, 15.0463283E

Popis: Jedná se o hlavní odlučnou stěnu sesuvu podkovovitého tvaru, délka 50 m, maximální výška 8 m ve střední části, k oběma stranám se snižuje až na 0,5 m. Sklon cca 70°.

Značení v mapě dokumentačních bodů: **DB2**

ODLUČNÁ STĚNA

Umístění: severovýchodní svah vrcholu Mužský (nadmořská výška 442 m n.m.).
Souřadnice: 50.5280125N, 15.0466133E

Popis: Jedná se o dílčí odlučnou stěnu sesuvu půlkruhovitého tvaru, délka 20 m, maximální výška 3 m, plynule navazuje z jihu na DB1.

Značení v mapě dokumentačních bodů: **DB3**

ODLUČNÁ STĚNA

Umístění: severovýchodní svah vrcholu Mužský (nadmořská výška 441 m n.m.).
Souřadnice: 50.5279214N, 15.0467172E

Popis: Jedná se o dílčí odlučnou stěnu sesuvu půlkruhovitého tvaru, délka 15 m, maximální výška 3 m, plynule navazuje z jihu na DB2.

Značení v mapě dokumentačních bodů: **DB4**

ODLUČNÁ STĚNA

Umístění: severní svah vrcholu Mužský (nadmořská výška 441 m n.m.).
Souřadnice: 50.5285419N, 15.0461081E

Popis: Odlučná stěna podkovovitého tvaru, délka 30 m, maximální výška 5 m, neprokázaná souvislost s hlavním mapovaným sesuvem.

Značení v mapě dokumentačních bodů: **DB5**

AKUMULACE ZŘÍCENÝCH BLOKŮ

Umístění: Asi 60 metrů severovýchodně od DB1 (nadmořská výška 428 m n.m.).
Souřadnice: 50.5283678N, 15.0472953E

Popis: Významná akumulace bloků olivinického nefelinitu. Jedná se o valouny prvních cm, až po bloky o velikosti cca 40 cm.

Značení v mapě dokumentačních bodů: **DB6**

BEZODTOKÁ ZAMOKŘENÁ DEPRESE

Umístění: Asi 180 m severovýchodně od DB1 při jižním okraji sesuvu (nadmořská výška 415 m n.m.).

Souřadnice: 50.5286436N, 15.0487750E

Popis: Bezodtoká zamokřená deprese s průměrem cca 3 m, místy se v ní nacházejí bloky olivinického nefelinitu s velikosti do 10 cm. Nepřítomnost vegetace svědčí o stojaté vodě.

Značení v mapě dokumentačních bodů: **DB7**

STUPEŇ V RELIÉFU

Umístění: Střední část sesuvu (nadmořská výška 405 m n.m.).

Souřadnice: 50.5293400N, 15.0494161E

Popis: Morfologicky nejvýraznější útvar střední části sesuvu. Půlkruhovitý tvar, délka stupně 70 m, výška ve střední části 3 m, při patě stupně se nachází zamokřené území o šířce 2-3 m a délce cca 40 m.

Značení v mapě dokumentačních bodů: **DB8**

PONIČENÉ ODVODNĚNÍ (MELIORACE)

Umístění: Jižní okraj sesuvu (nadmořská výška 400 m n.m.).

Souřadnice: 50.5291783N, 15.0507572E

Popis: Zřetelné poničené odvodnění z jižní strany přilehlého pole, které je patrné na rozpojení odvodňovací roury.

Značení v mapě dokumentačních bodů: **DB9**

AKUMULACE

Umístění: Střední část sesuvu (nadmořská výška mezi 395 a 390 m n.m.).

Souřadnice: 50.5296364N, 15.0511481E

Popis: Akumulace laločnatého tvaru severovýchodního směru, jejíž rozměry jsou cca 50x50 m. Ze severu je omezena erozní rýhou, na jih a východ se projevuje asi půl metru vysokými stupni v reliéfu.

Značení v mapě dokumentačních bodů: DB10

ZAMOKŘENÁ EROZNÍ RÝHA

Umístění: Severní část sesuvu (nadmořská výška 385 m n.m.).
Souřadnice: 50.5305656N, 15.0501725E

Popis: Erozní rýha vzniklá pravděpodobně v důsledku odvodnění ovocného sadu na severní hranici sesuvného území. Objevuje se zničehonic, její hloubka je od počátku půl m, šířka 30 cm a postupně se rozšiřuje až na cca 2 m. Celková délka cca 75 m.

Značení v mapě dokumentačních bodů: DB11

VÝZNAMNÝ VÝCHOZ

Umístění: Severní část sesuvu (nadmořská výška 385 m n.m.).
Souřadnice: 50.5304539N, 15.0507267E

Popis: Asi 2 m dlouhé a 1 m vysoké těleso kvádrových pískovců vystupující z pod masy sesuvu.

Značení v mapě dokumentačních bodů: DB12

ZŘÍCENÝ BLOK

Umístění: Východní část sesuvu (nadmořská výška 380 m n.m.).
Souřadnice: 50.5304833N, 15.0509767E

Popis: Cca 40 cm velký blok olivinického nefelinitu.

Značení v mapě dokumentačních bodů: DB13

AKUMULACE

Umístění: Východní část sesuvu (nadmořská výška mezi 385 a 375 m n.m.).
Souřadnice: 50.5304131N, 15.0517731E

Popis: Velká akumulace nepravidelného tvaru protažená ve směru severovýchod-jihozápad o rozměrech 60x20 m. Maximální výška v centrální části cca 5 m, k severovýchodu se pozvolna snižuje, až zcela mizí.

Značení v mapě dokumentačních bodů:

DB14

VÝZNAMNÝ VÝCHOZ

Umístění: Severní část sesuvu (nadmořská výška 385 m n.m.).
Souřadnice: 50.5302822N, 15.0512875E

Popis: Asi 60x40 cm velký výchoz kvádrových pískovců v severovýchodní stěně jedné z akumulací.

Značení v mapě dokumentačních bodů:

DB15

ZAMOKŘENÁ BEZODTOKÁ DEPRESE

Umístění: Východní část sesuvu (nadmořská výška 378 m n.m.).
Souřadnice: 50.5302892N, 15.0518122E

Popis: Zamokřená bezodtoká deprese oválného tvaru, delší osa o délce 10 m, kratší 3 m. Deprese vyplněna bahnem do hloubky 10-20 cm. V bahně několik menších bloků olivinického nefelinitu.

Značení v mapě dokumentačních bodů:

DB16

ZAMOKŘENÁ DEPRESE

Umístění: Jihovýchodní část sesuvu (nadmořská výška mezi 385 a 380 m n.m.).
Souřadnice: 50.5300192N, 15.0521656E

Popis: Soustava několika zamokřených depresí o šířce cca 2 m, které jsou možná při srážkách propojeny tekoucím potůčkem.

Značení v mapě dokumentačních bodů:

DB17

AKUMULAČNÍ VAL

Umístění: Východní část sesuvu (nadmořská výška 360 m n.m.).
Souřadnice: 50.5301153N, 15.0535539E

Popis: Akumulační valy před nejvýchodněji položenou akumulací sesuvu. Klínovitý tvar, výška do 0,5 m, celková délka cca 100 m.