

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA

FYZICKÁ GEOGRAFIE A GEOEKOLOGIE



Mgr. Jan BURDA

Dynamika a rozšíření recentních svahových pohybů na úpatí Krušných hor
Regionální studie: Jezeří

Dynamics and spatial extension of recent landslides at the foot of Krušné Hory Mts.
Regional study: Jezeří

DISERTAČNÍ PRÁCE

Vedoucí disertační práce: Doc. RNDr. Vít Vilímek, CSc.

Praha, 2012

PROHLÁŠENÍ:

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

V Praze; dne 29.6. 2012

Řešitel:

Mgr. Jan Burda

OBSAH

OBSAH	3
PODĚKOVÁNÍ	5
ABSTRACT	6

KAPITOLA A: ÚVOD

A1	STRUKTURA CÍLE PRÁCE	8
A2	FYZICKO-GEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA	
A2.1	Lokalizace zájmové oblasti	10
A2.2	Geologie	10
A2.2.1	Krystalinikum	13
A2.2.2	Podložní souvrství	14
A2.2.3	Slojové souvrství	24
A2.2.4	Nadložní souvrství	24
A2.3	Geomorfologie	15
A2.3.1	Svahové deformace	18
A2.4	Klima	24
A2.5	Hydrografie a hydrogeologie	26
A2.6	Antropogenní transformace krajiny a její důsledky	27
A2.7	Základní příčiny rozvoje recentních svahových pohybů	31
A3	SOUSLEDNOST DOSAVADNÍCH VÝZKUMŮ	
A3.1	Stručný přehled obecných geomorfologických výzkumů	34
A3.2	Výzkumy vázané na rozvoj těžby	34
A4	PŘEHLED POUŽITÝCH METOD	37

KAPITOLA B: Publikace zaměřené na analýzu rozšíření, struktury a příčin vzniku svahových deformací

B1	VLIV KLIMATICKÝCH FAKTORŮ NA VZNIK SVAHOVÝCH POHYBŮ	
	Abstract	
B1.1	Úvod	41
B1.2	Přehled dosavadních výzkumů	42
B1.2.1	Charakteristika lokality	42
B1.2.2	Měření nivelačních pořadů	43
B1.3	Metody	44
B1.3.1	Geodetický monitoring	44
B1.3.2	Klimatologická data	45
B1.4	Výsledky	46
B1.4.1	Jihovýchodní svahy	47

B1.4.2	Jihozápadní svahy	48
B1.5	Diskuze výsledků	49
B1.6	Závěr	50
	Poděkování	50
	Summary	51

B2 ČASOVÁ A PROSTOROVÁ ANALÝZA SVAHOVÝCH POHYBŮ V LETECH 2000 – 2009

	Abstract	
B2.1	Introduction	53
B2.2	Geological and geomorphic settings	55
B2.3	Material and methods	56
B2.4	Morphology and structure of landslides	58
B2.5	Spatial and temporal analysis	60
B2.6	Landslide triggers	62
B2.7	Discussion	62
B2.8	Conclusions	65
	Acknowledgements	65

B3 ANALÝZA FAKTORŮ PODMIŇJÍCÍCH VZNIK SESUVŮ

	Abstract	
B3.1	Introduction	67
B3.2	General geological and geomorphological settings	68
B3.3	Material and methods	69
B3.3.1	Field mapping	69
B3.3.2	Geophysical profilig	71
B3.3.3	Geodetic measurements	72
B3.3.4	Laser scanning	73
B3.3.5	Climatological analyses	73
B3.4	Results	74
B3.4.1	The morphology and internal characteristics of the landslide	74
B3.4.1.1	Description of the landslide morphology	74
B3.4.1.2	The internal structure of the landslide	74
B3.4.2	The development of the landslide since the 1990s	77
B3.4.3	The development of the reactivated landslide since 2011	77
B3.4.4	The trigger of the landslide reactivation	79
B3.5	Discussion	79
B3.6	Conclusions	82
	Acknowledgements	82

KAPITOLA C: Publikace zaměřené na dendrogeomorfologický výzkum

C1 HODNOCENÍ DYNAMIKY PLOUŽIVÝCH POHYBŮ NA SVAZÍCH KRUŠNÝCH HOR	
Abstract	
C1.1 Introduction	85
C1.2 The Study Site	86
C1.3 Material and methods	87
C1.3.1 Sampling strategy	87
C1.3.2 Sampling sites	88
C1.3.3 Tree-ring analysis	89
C1.3.4 Reference chronology	91
C1.4 Results	92
C1.4.1 Growth disturbances	92
C1.4.2 Spatio-temporal distribution of growth disturbances	94
C1.5 Discussion	95
C1.6 Conclusion	97
Acknowledgement	98
Resumé	98
C2 MOŽNOSTI DENDROGEOMORFOLOGIE V DALŠÍM VÝZKUMU	
Abstract	
C2.1 Introduction	100
C2.2 Material and methods	101
C2.2.1 Variations in vessel parameters	103
C2.3 Results	103
C2.3.1 Variations in vessel parameters	104
C2.4 Discussion	105
C2.5 Conclusion and future research needs	107
Acknowledgement	108
Resumé	108

KAPITOLA D: Závěr

D1 ZÁVĚREČNÉ SHRNTÍ HLAVNÍCH VÝSLEDKŮ	
D1.1 Rozšíření svahových deformací	113
D1.2 Příčiny vzniku svahových deformací	117
D1.3 Prognóza dalšího vývoje	120
D1.4 Hlavní přínosy práce, nové výzvy a směr budoucího výzkumu	122

KAPITOLA E: Přílohy

1. PŘÍLOHA 1:	126
2. PŘÍLOHA 2: FOTOGRAFICKÁ DOKUMENTACE	
Příloha 2.1: Geologie	141
Příloha 2.2: Geologický profil	143
Příloha 2.3: Geomorfologie	145
Příloha 2.4: Říčení	147
Příloha 2.5: Fosilní subakvatické skluzy	149
Příloha 2.6: Sesuvné jevy ve studované lokalitě a jejím okolí	151
Příloha 2.7: Sesuvné jevy ve studované lokalitě a jejím okolí	153
Příloha 2.8: Situace sesuvných jevů při úpatí Krušných hor v roce 1996	155

SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY	158
CURRICULUM VITAE	171

PODĚKOVÁNÍ

V první řadě bych rád poděkoval vedoucímu mé disertační práce docentu Vítu Vilímkovi za pomoc při zpracování aktuálního a zajímavého tématu, za jeho vedení, konzultace, podporu a čas, který mi věnoval v četných, i na první pohled s tématem nesouvisejících, diskuzích. Rovněž je mou milou povinností poděkovat mému konzultantovi Janu Klimešovi.

Dále chci poděkovat všem kolegyním a kolegům, s nimiž jsem měl možnost spolupracovat v průběhu svého studia i výzkumu, a kteří se na vzniku této práce podíleli, ať už jako spoluautoři mých článků, nebo cennými radami, postřehy a připomínkami.

Děkuji rovněž i svým spolupracovníkům a doufám, že mohu napsat i kamarádům, z *Výzkumného ústavu pro hnědé uhlí*, za

jejich rady a podporu. Zde patří zvláštní dík inženýru Evženu Pichlerovi, a inženýru Josefu Halířovi za projevenou důvěru a odbornou i technickou podporu a uvedení do regionální problematiky.

Za finanční podporu patří mé díky také Přírodovědecké fakultě UK (katedře FGG) a Grantové agentuře Univerzity Karlovi za finanční pokrytí mého studentského projektu *GA UK 155610*, v jehož rámci tato práce vznikala.

A nakonec poděkování největší – mým nejbližším – Janě Burdové, Václavu Hájkovi a Míše Malé za jejich pochopení, motivaci a především za důvěru a podporu, které byly klíčem úspěchu v mém studijním, profesním i osobním životě. Tuto práci bych proto rád věnoval jim.

ABSTRACT

Recent mass movements currently comprise one of the main morphogenetic processes in the extensive anthropogenic relief of the foreground of the Krušné Hory Mountains in the Czech Republic. These mass movements result in several types of deep-seated slope failures, depending on the type of movement, lithological, structural, and geotechnical conditions and the water saturation of the landslide material. This thesis presents broad set of various methods of geomorphology, geophysics, engineering geology, dendrogeomorphology and geodesy in an attempt to fully understand the problem of slope failures in the Jezeří area located at the boundary between the Krušné Hory Mountains and the Most Basin (Czech Republic). An interdisciplinary approach has enabled an in-depth review of both the dynamics and development of recent slope failures as well as morphology and structure of slope failures. There are two sectors – Southeast and Southwest – with different types of slope failures. In the Southwest sector, mass movements occur in thick colluvial mantle and weathered Tertiary claystones. The main factors influencing their development include rainfall culminations, groundwater flowing from the valley of Šramnický Brook and former slope failures. All of the slope failures

that have occurred here have originated at former slope failure sites. There is evidence to suggest that, over recent research (before 1980s), the site had been subjected to progressive deformation caused by the collapse of an old mine gallery. However, climatic data show that the reactivation itself was triggered by a dramatic rise in the water table induced by rapid snowmelt during a period of winter warming. Development of deep-seated slumps occurring in the Southeast sector. In assessing the climatic factors affecting landslide genesis, we evaluate two or three-year term anomalies in long-term precipitation balance. These anomalies cause the genesis of deep-seated landslides with a one or two-year delay. Furthermore, geophysical profiling has been used to characterise the internal structure of landslides. The results show that fissures are continuing to develop above the reactivated landslide scarp while highly saturated stiff-fissured claystones provide an incipient slide plane. It is, however, clear that future landslide events will occur due to the favourable lithological, structural, and geotechnical conditions. Finally, we propose that future landslide activity at the site may be predicted by the height of water table as this defines a theoretical pore pressure at the depth of the shear plane.

KAPITOLA A

Úvod

Tato kapitola, tvořící průvodní část disertační práce, ve svém úvodu čtenáře seznamuje s celkovou strukturou elaborátu a také s hlavními cíli práce. V kapitole je nastíněna podrobná fyzicko-geografická a geologická charakteristika zkoumané lokality Jezeří, v níž bylo soustředěno těžiště autorova výzkumu. Kapitola čtenáře seznamuje se stávajícím stupněm poznání zkoumané lokality a stručně popisuje metody použité v průběhu autorova vlastního výzkumu.

A1 STRUKTURA A CÍLE PRÁCE

Geomorfologicky zaměřený výzkum Krušných hor v okolí zámku Jezeří má na Přírodovědecké fakultě Univerzity Karlovy dlouhou tradici. Lze vyzdvihnout ucelené práce Z. Kudrny, J. Kalvody, K. Drozda, J. Marka a V. Vilímka.

Snahou mého výzkumu tak bylo uceleně navázat na předešlé výzkumy této lokality. Na rozdíl od řady předchozích prací, které se často zaměřovaly spíše na oblast krystalinika Krušných hor, byla pozornost směřována zejména na oblast styku hor a sedimentů Mostecké pánve, kde je dynamika pohybů největší a kde bylo možné aplikovat moderní metody geomorfologického výzkumu.

Disertační práce „*Hodnocení rozšíření a dynamiky recentních svahových pohybů na úpatí Krušných hor*“ je strukturována do pěti hlavních kapitol (**A – E**), v nichž jsou formou původních vědeckých článků publikovaných v předních geovědních časopisech prezentovány výsledky několikaletého výzkumu zabývajícího se dynamikou a časoprostorovým rozšířením recentních svahových pohybů při úpatí Krušných hor.

Těžiště výzkumu se soustředilo do lokality Jezeří, výzkum byl prováděn v rámci výzkumného projektu Grantové agentury Univerzity Karlovy č. 155610: „*Hodnocení rozšíření a dynamiky recentních svahových pohybů v lokalitě Jezeří, Krušné hory*“.

Výsledky získané v průběhu terénního i laboratorního výzkumu (geomorfologické mapování, analýza leteckých snímků, dendrogeomorfologická analýza odebraných vzorků, laserové skenování, geofyzikální

průzkum) jsou podrobně prezentovány v **kapitolách B a C** a následně sumarizovány v **kapitole D**.

Hlavními cíli mého výzkumu bylo:

- Přesně lokalizovat svahové deformace, určit typy a dynamiku recentních svahových pohybů (kapitoly B1, B2, B3 a D1)
- Vymezit potenciálně instabilní partie svahu v širším okolí zámeckého komplexu Jezeří (kapitoly B2, B3 a C1)
- Určit faktory determinující a iniciující vznik recentních svahových pohybů (kapitoly B1, B2, B3 a C1)
- Vymezení míry vlivu antropogenních zásahů na stabilitní poměry (kapitoly B2, B3 a C1)
- Začlenit svahové procesy dané oblasti do geomorfologického vývoje krušnohorského svahu (kapitola D)
- Aplikovat v zájmové lokalitě nové, moderní a doposud nepoužité metody výzkumu (kapitoly B2, B3, C1 a C2)

Celkové shrnutí a diskuze získaných výsledků tvoří závěrečnou část disertační práce (**kapitola D**).

Součástí přílohové části (**kapitola E**) je kapitola věnovaná výzkumu svahových deformací ve flyšové oblasti Vnějších Západních Karpat, kde jsem v průběhu bádání rovněž spolupracoval na výzkumu sesuvných lokalit a získával cenné zkušenosti, které jsem následně využil v lokalitě Jezeří. Kapitola má opět formu původního vědeckého článku a je do práce začleněna s cílem:

- Ilustrovat podobnost obecných podmínek a zákonitostí vzniku svahových deformací antropogenního reliéfu Mostecka s nejdynamičtějším reliéfem České republiky.

Řada grafických příloh dále ilustračně rozšiřuje textovou část práce. Kompletní

přehled použité literatury a *Curriculum vitae* autora předloženou disertační práci uzavírá.

Práce je psána v českém jazyce, použité články jsou ponechány v původním českém nebo anglickém znění.

A2 FYZICKO-GEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA

A2.1 LOKALIZACE ZÁJMOVÉ OBLASTI

Výsledky, které jsou souhrnně prezentovány v této disertační práci, byly získány při výzkumu svahových pohybů při úpatí Krušných hor v okolí zámku Jezeří (kapitoly **B** a **C**). Studovaná oblast je situována na jihovýchodním svahu Kateřinohorské klenby v oblasti, kde se ke svahům Krušných hor přimyká antropogenní reliéf vzniklý povrchovou dobývkou hnědého uhlí v prostoru Mostecké pánve. Zjednodušeně lze analyzovanou oblast definovat jako oblast mezi vrchem Jezerka¹ (706 m n. m.) a bývalou obcí Albrechtice². V ohnisku mého zájmu byl především prostor stabilizačního pilíře pod zámkem Jezeří a přilehlým reliéfem zámeckého Arboreta. Celá zájmová oblast je přehledně zobrazena na *obrázku A2.1*.

Dominantním orientačním prvkem v krajině je zámecký komplex Jezeří, pocházející ze 14. století (50°33'15" s. š., 13°30'17" v. d., 380 m n. m.), který je situován přibližně uprostřed zájmového území. Severozápadně – jihovýchodní osu oblasti tvoří Šramnický potok, vytvářející hluboké erozní údolí.

Povrchový hnědohelný lom Československé armády (dále jen ČSA) leží v předpolí hor a boční skrývkový svah (vysoký asi 100 m, dříve až 150 m) tohoto lomu plynule navazuje na svah krušnohorský. Nejblíže položeným sídlem je osada Černice

nacházející se cca 2 km severovýchodně od zámeckého komplexu Jezeří.

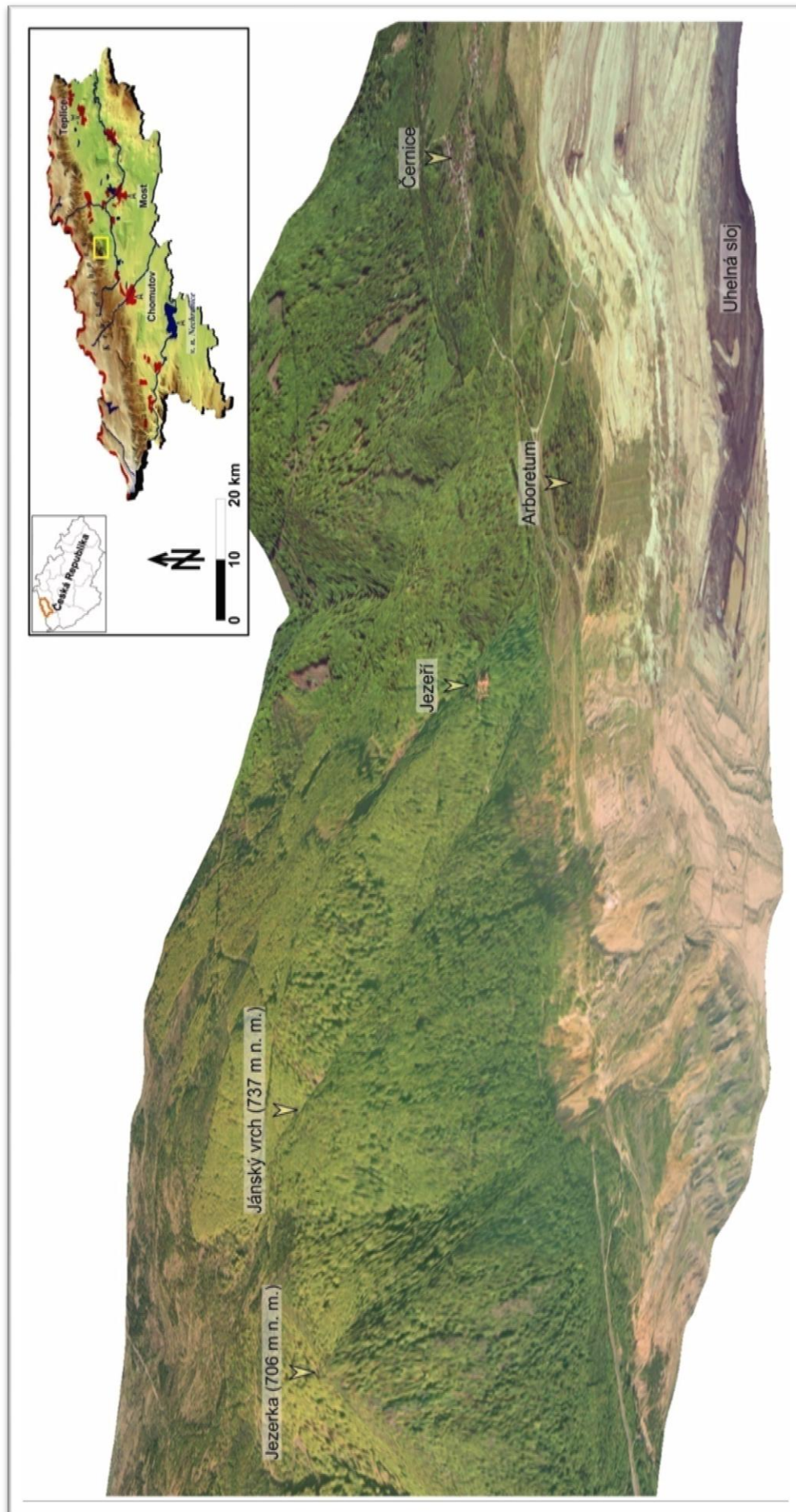
A2.2 GEOLOGIE

Jádro zkoumané oblasti tvoří Kateřinohorská klenba, geologicky náležící k sasko-durinské jednotce (saxothuringikum; *obr. A2.2*) a představující strukturně geologický fundament sedimentů svrchní křídly, terciéru a kvartéru. Jádro vlastní Kateřinohorské klenby, jež má plochou antiklinální stavbu se západo-východní osou, je tvořeno ortorulami, ke kterým přiléhají obalové série krystalických břidlic (Škvor 1975, Bárta et al. 1973). Oblast byla vyvrásněna a metamorfována během sudetské fáze variského orogénu (Zoubek in: Bárta et al. 1973) jako součást prvohorního vrásného systému.

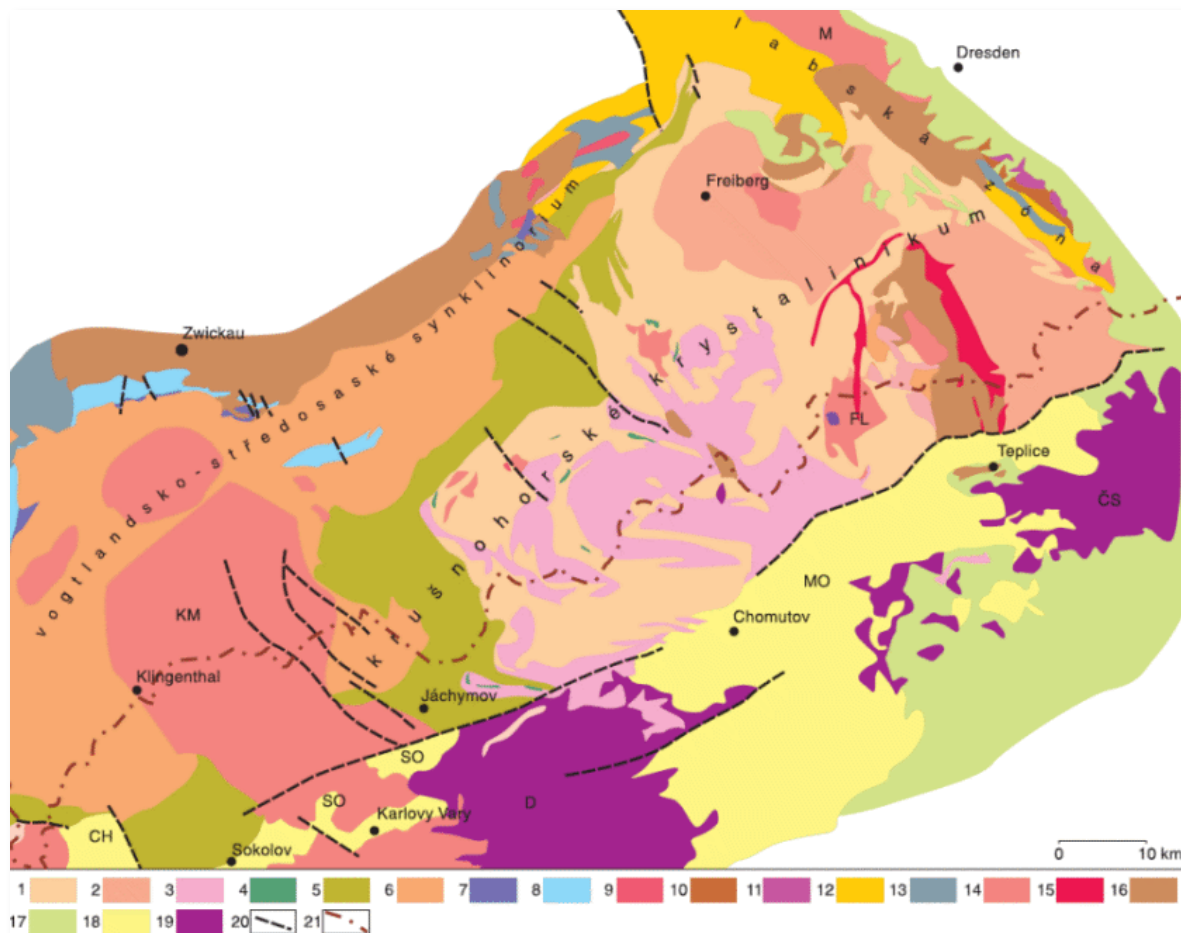
Od mladšího karbonu probíhala denudace, která pokračovala až do druhohor (Bárta et al. 1973). Až během rozsáhlé mořské transgrese, která postihla Český masiv ve svrchní křídě přibližně na přelomu mořského cenomanu a spodního turonu, moře proniklo až do oblasti středních Čech a k úpatí Krušných hor (Malkovský et al. 1985). V některých oblastech ještě mořské transgresi předcházela sladkovodní sedimentace. Vlastní mořská sedimentace pokračovala až do svrchního turonu, někde až do spodního senonu. Po ústupu moře byly sedimenty vystaveny tropickému a subtropickému zvětrávání, které zde zapříčinilo vznik kaolinických a lateritických hornin (Bárta et al. 1973).

¹ Správný místopisný název je „Jezeří“ či „Jezeř“, ale název *Jezerka* je v současné době rozšířenější a běžně jej používá i odborná literatura. Z důvodu možné záměny vrchu *Jezeří* se zámkem *Jezeří* je proto v této práci používán místopisně ne zcela správný název vrchu „Jezerka“.

² Obec zaniklá mezi lety 1981 – 1983 v důsledku povrchové těžby ČSA (*kapitola A2.6*).



Obr. A2.1 Digitální model terénu jihovýchodních svahů Krušných hor v okolí zámku Jezeří, pohled z jihu. V západní části jsou morfologicky dominantní strukturální svahy Jezerky a Jánského vrchu, které v okolí zámku přecházejí v pozvolný svah kulisového charakteru. Antropogenní reliéf vzniklý v souvislosti s rozvojem lomu ČSA je dobře patrný v předpolí Krušných hor. Nejvýše do svahu antropogenní reliéf zasahuje pod Jánským vrchem, kde odlehčovací řezy obnažily v 80. letech 20. stol. vlastní krušnohorské krystalinikum. Vnitřní výsypka lomu ČSA (pod svahem Jánského vrchu) je průběžně zakládána na vyutilené dno lomu (pod Arboretum). Poloha skryvkových řezů kopíruje linii ochranného piliře v prostoru Arboreta. Poloha vnitřní výsypky a skryvkových řezů lomu ČSA odpovídá stavu z roku 2008 (datový podklad ZABAGED; 1:4x převýšeno).



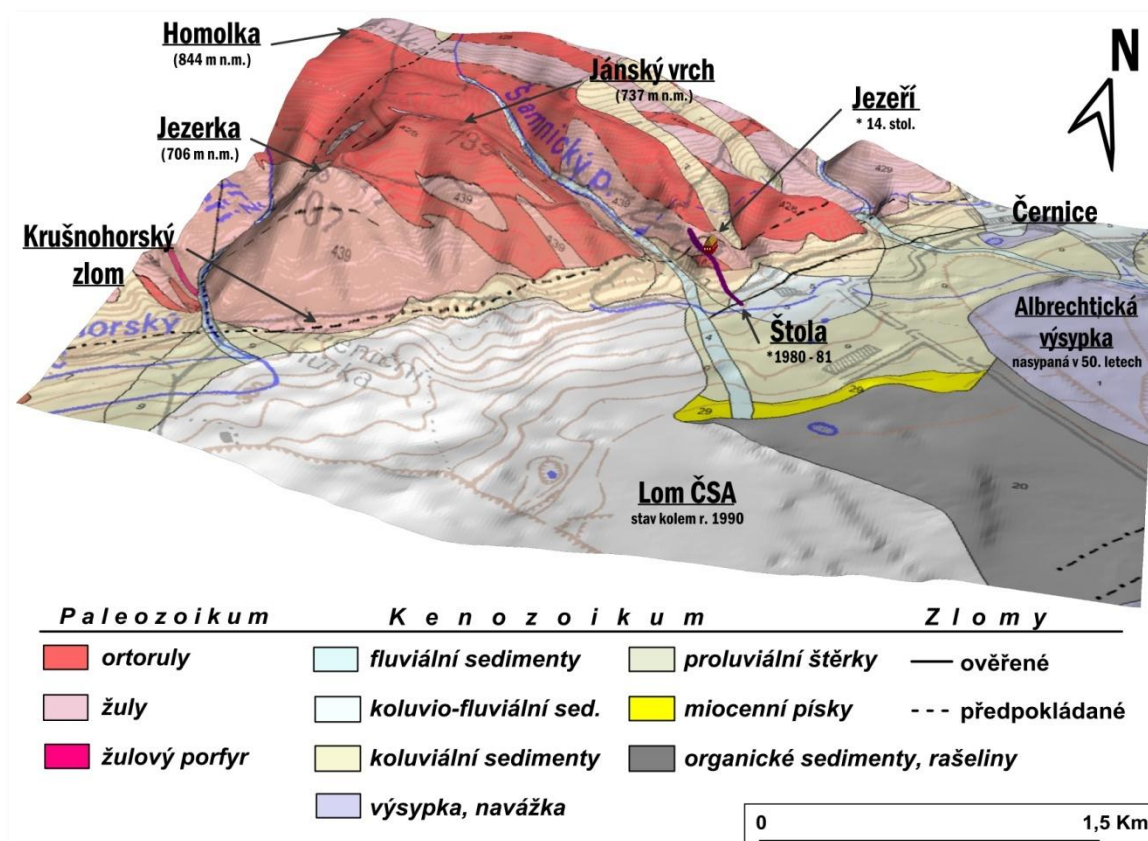
Obř. A2.2 Schematická geologická mapa krušehorské oblasti saxothuringika. **Krušehorské krystalinikum:** 1 - svory a pararuly kadomského podkladu; 2 - ortoruly kadomského podkladu (580–550 Ma); 3 – kadomské tzv. červené ortoruly v alochtonní pozici s uzavřeninami vysokotlakých hornin; 4 - anfibolity, eklogity; 5 - patrně kambrické fylity a svory s vložkami karbonátů, kvarcitů, skarnů a reliktů vysokotlakých hornin; 6 - slabě metamorfované fylity ordovického stáří s hojnými vložkami kvarcitů; 7 - silurské grafitické fylity s lydity, středosasko-vogtlanské synklinorium; 8 - devonské fylity a bazické vulkanity; 9 - alochtonní ruly frankenbergské kry. **Labská zóna, Wilsdruff-Nossenské krystalinikum a plášť saského granulitového pohoří:** 10 - proterozoické droby; 11 - kadomské granitoidy; 12 - staropaleozoické slabě metamorfované vulkanosedimentární komplexy; 13 - spodnokarbonská synorogenní klastika (flyš) – droby, břidlice, slepence ve středosasko-vogtlanském synklinoriu a labském břidličném pohoří; 14 - variské plutonity: KM – karlovarský masiv; FM – Flajský masiv; M – Míšeňský masiv; 15 - žulové porfyry a ryolity; 16 - postorogenní permské sedimenty a vulkanity; 17 - sedimenty křídý; 18 - neogenní kontinentální převážně limnické a fluvialní sedimenty: CH – Chebská pánev, SO – Sokolovská pánev a MO – Mostecká pánev; 19 - terciární neovulkanity; D – Doupovské hory, ČS – České Středoohoří; 20 - zlomy; 21 - státní hranice (převzato: Kachlík 2003).

Jako součást oherského riftu (Kopecký et al. 1985) byla peneplenizovaná oblast do dnešních středohorských výšek vyzdvihována od oligocénu, přičemž v oblasti Kateřinohorské klenby proběhl vyzdvih podél linie krušehorského zlomu (Bárta et al. 1973, Malkovský 1977). Zlomová tektonika, dominantně v linii hercynského (62°, 296° a 332°) a kaledonského (70°) směru, se uplatňuje v celém svahu, což masiv člení do soustavy dílčích bloků (Král 1968, Kopecký et al. 1985).

Zatímco v oblasti Krušehých hor proběhl intenzivní vyzdvih, v oblasti Mostecké pánve došlo k poklesu a vzniku grábenové struktury

(Váně 1985, Kopecký 1989), resp. syn-sedimentární vulkanicko-subsidenční struktury, jak ji ve svém pojetí uvažuje Malkovský (1980).

Sedimentární výplň Mostecké pánve představuje heterogenní stratigrafický komplex, kterému dominují lakustrinní sedimenty (především jílovce) terciárního stáří (Bárta et al. 1973, Elznic 1973, Malkovský et al. 1985). Nicméně i zde tvoří krystalinikum zásadní strukturněgeologický prvek, když vytváří hřbety (např. jezersko-ryzelský, lahošťský atd.) oddělující jednotlivé části pánve (Kopecký 1989).



Obř. A2.3 Digitální model terénu širšího okolí zájmového území se znázorněním geologické situace (DEM: Zabaged; Geologický rastr: ČGS, [cit. 2012-2-8], <http://mapy.geology.cz/website/geoinfo/>).

A2.2.1 Krystalinikum

V krystaliniku (horském i v podloží pánve) lze obecně vyčlenit dvě části s rozdílnou geologickou stavbou (Kachlík 2003). Západní část je tvořena mezozonálně metamorfovanými horninami (monotónní skupiny migmatitizovaných pararul, dvojslídé pararuly, dvojslídé a granáticko-muskovitické svory, fylity), ve východní části potom vystupuje granitoidní jádro antiklinoria (ortometamorfity) s žulovými solitéry (dvojslídé až biotitické ortoruly, drobně až středně zrnité muskovitické či dvojslídé ortoruly přecházející často do rul migmatitizovaných až migmatitů). Hranice mezi oběma oblastmi probíhá zhruba po ose Pohraničí – Pyšná – Dřínov (Škvor 1975), zkoumaná oblast náleží do východní části.

Vlastní Kateřinohorská klenba má plochou antiklinální stavbu se západo-východní osou a je tvořena převážně ortorulami, ke kterým přiléhají obalové série různých krystalických břidlic (Škvor 1975). Charakteristickými

ortometamorfity jsou drobnozrné až střednězrné ruly (zrnito-plástevnaté, zrnito-šupinaté) nebo okaté hrubozrné ruly, které vystupují převážně na svazích hor (Horáček 1994).

V horské i pánevní části jsou krystalinické horniny postiženy alterací různé intenzity. Jde o husté rozpukání hornin, částečnou či úplnou destrukci hornin, jejichž výsledkem je podstatné snížení pevnosti, popř. totální ztráta soudržnosti horniny. Podrobně je tato stavba popsána v okolí zámku Jezeří, kde byly vrtnými pracemi v 70. a 80. letech minulého století (Marek 1983a) ověřeny dvě poruchové zóny opačného úklonu tvořené jak drceným slabě alterovaným pásmem, tak typickou tektonickou brekcií zpevněnou karbonátovým tmelem (Bejšovec 1992) a užšími polohami mylonitu (Bodlák a Domečka 1986).

Plochy břidličnatosti hornin v okolí zámku upadají podle Marka (1983b) vějířovitě do pánve. Foliace vykazuje strmě ukloněnou strukturu (na svazích Jezrky 30 - 40° v okolí zámku až 70° směru Z – V. Foliace měřená

v průzkumných štolách reprezentuje původní tektonickou stavbu krystalinika a obecně vykazuje strmější úklon než na svazích (80°) při stejné orientaci.

Pod sedimentární výplní Mostecké pánve je povrch krystalinika postižen souvislou kaolinizací (Bárta et al. 1973), která se lokálně projevuje i přímo v horském svahu (E2.1).

A2.2.2 Podložní souvrství

Podložní sedimentární komplex je tvořen litostratigraficky a litofaciálně nejednotnými pestrými sedimenty spodně miocenních jílovců, písků a pískovců, které jsou lokálně prostoupeny faciemi slínovců, křemenců a vápenných jíílů (Malkovský et al. 1985).

Při krušnohorském okraji pánve má celý tento sedimentární komplex charakter splachů nejčastěji o mocnosti do 10 m, výjimečně do 30 m (Macůrek 2005). Naopak směrem do pánve jsou typické spíše bělavě šedé kaolinické jílovce, tufitické jílovce, občas se sideritem (Malkovský et al. 1985). V příbřežní zóně dominují hrubá klastika (slepence, brekcie, slepencové brekcie aj.) s polohami větších či menších valounů nebo kusů krystalinika. Pískovce v podložním souvrství velmi často přecházejí do poloh křemenců či prokřemenělých pískovců a slepenců o mocnosti v řádech metrů (Domáci 1972).

K podložnímu komplexu se řadí rovněž denudační relikt horniny svrchní křídly a vulkanity (fonolity, basalty a tufy), ty však v zájmové oblasti tvoří pouze ojedinělou žílu o mocnosti 1 m (Bejšovec 1992).

A2.2.3 Slojové souvrství

Podložní komplex nezřetelně přechází v uhelnou sloj, která je mocná 20 – 40 m, lokálně až 50 m (Malkovský et al. 1985). V zájmové oblasti má slojové souvrství charakter jediné kompaktní uhelné sloje, zatímco směrem k okraji přechází do dvou, lokálně i do více, slojí (Titl et al. 2006). V oblastech při úpatí hor, bílinské a žatecké delty

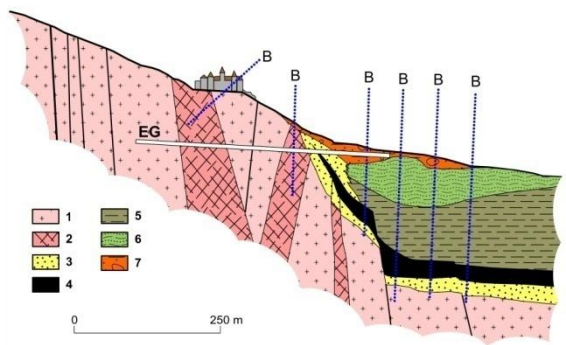
byla sloj často degradována jílovitými a především písčitymi proplásky (Hurník a Marek 1962, Malkovský et al. 1985).

V blízkosti hor byla sloj strmě vyvlečena v úhlu přesahujícím 45° (příloha E2.1) a vyklíňuje přibližně na kótách 295 – 310 m n.m. V centrální části Mostecké pánve je sloj na mnoha místech porušena tektonickými poruchami (např. Viktoria, Centrum, Quido aj.), na nichž byl zdokumentován skok o 10 – 30 m (Bárta et al. 1973). Dále se uplatňuje celá řada méně významných poruch, na které byla vázána mineralizace, při níž vznikal markazit i jeho krychlová modifikace – pyrit.

A2.2.4 Nadložní souvrství

Svrchní lávka uhelné sloje přechází velice ostře do nadložního souvrství, pouze lokálně je kontakt tvořen přechodnou zónou písčitych jíílů o mocnosti do 1 m (Malkovský et al. 1985). Nadložní sedimentární komplex je tvořen charakteristickými šedými až hnědošedými jílovci, písčitymi jíly a jílovitými písky svrchního miocénu s proměnlivým podílem prachové příměsi. Dykast (1965) uvádí, že jílovité minerály kaoliniticko-ilitické se stopovým množstvím montmorillonitu jsou v poměru k jemnému křemenu zastoupeny 20-40%. Jíly a jílovce jsou lokálně prostoupeny sideritem a vytvářejí pevná deskovitá tělesa (ojediněle konkrce) prostupující jílovitým komplexem (Malkovský et al. 1985).

Nadložní souvrství bývá obecně členěno do tří horizontů, v jejichž rámci vymezují různé autoři jednotlivá souvrství (Hurník a Marek 1962, Domáci 1977, Malkovský et al. 1985). Horizont pevných jílovců je tvořený světlešedými laminovanými prachovými jílovci s proměnlivým podílem sideritu a jeho kontakt s uhelnou slojí bývá velmi ostrý. Naopak přechod do nadložních horizontů je neostrý, místy faciální (Domáci 1977). Směrem k Bílinské deltě roste význam horizontu písčitych jíílů s variabilním petrografickým složením (prachové jíly, pevné křemité jemnozrné pískovce).



Obr. A2.4 Geologický řez úpatím Krušných hor a Mostecké pánve v místě průzkumné štoly, ta byla ve svahu pod zámek vyražena v letech 1980 - 1981 a přispěla ke zpřesnění stávajících geologických poznatků. Vlastní zámek je situován na bloku krystalinika, jenž je limitován dvěma poruchovými zónami (40 a 70 m) opačného úklonu (70° do hor resp. do pánve). 1 – krystalinikum (ruly), 2 – tektonické poruchové zóny, 3 – neogenní písčité sedimenty, 4 – uhelná sloj, 5 – neogenní jílovité sedimenty, 6 – porušené neogenní jíly (regelační zóna), 7 – kvartérní sedimenty, EG – průzkumná štola, B – průzkumné vrty (upraveno podle: Marek 1983b).

V místech, kde byla lakustrinní sedimentace střídána deltovou, se vyskytují polohy meziložních písků (Domáci 1977; příloha E2.2), pro něž je charakteristický vysoký podíl křemenných zrn – až 95%, zastoupení ostatních minerálů se liší v závislosti na původu písků (Bárta et al. 1973). Mezi Mostem a Bílinou činí mocnost horizontu písčitých jílu až 140 m a směrem k horám vyklišňuje (Malkovský et al. 1985).

Třetí horizont je tvořen litologicky monotónními prachovými jíly až jílovcí šedé bravy. Na jeho bázi se vyskytují až tři laminy karbonátických jílovců, které místně přecházejí v pelokarbonáty až metrových mocností (Hurník a Marek 1962). Podle Marka (1983a) byly vlivem pleistocenního klimatu tyto nadložní jílovce lokálně destruovány až do hloubek 60 m. Tato zóna, pro niž je charakteristický kostkový až střípkový rozpad a rezavé zabarvení způsobené oxidačními účinky vody, bývá v odborné literatuře nazývána regelační zóna (Pichler 1998, Pletichová 2006).

Maximální zjištěná mocnost pánevních sedimentů od povrchu ke krystalinickému fundamentu činí v oblasti pod zámeckým komplexem Jezeří 231 m (Marek 1983b). Pro sedimenty Mostecké pánve je charakteristické

subhorizontální uložení, pouze v blízkosti hor jsou sedimenty, v důsledku bezzlomového vyvlečení na okraji pánve, uloženy v úklonu 40–50° (příloha E2.1; obr. A2.4).

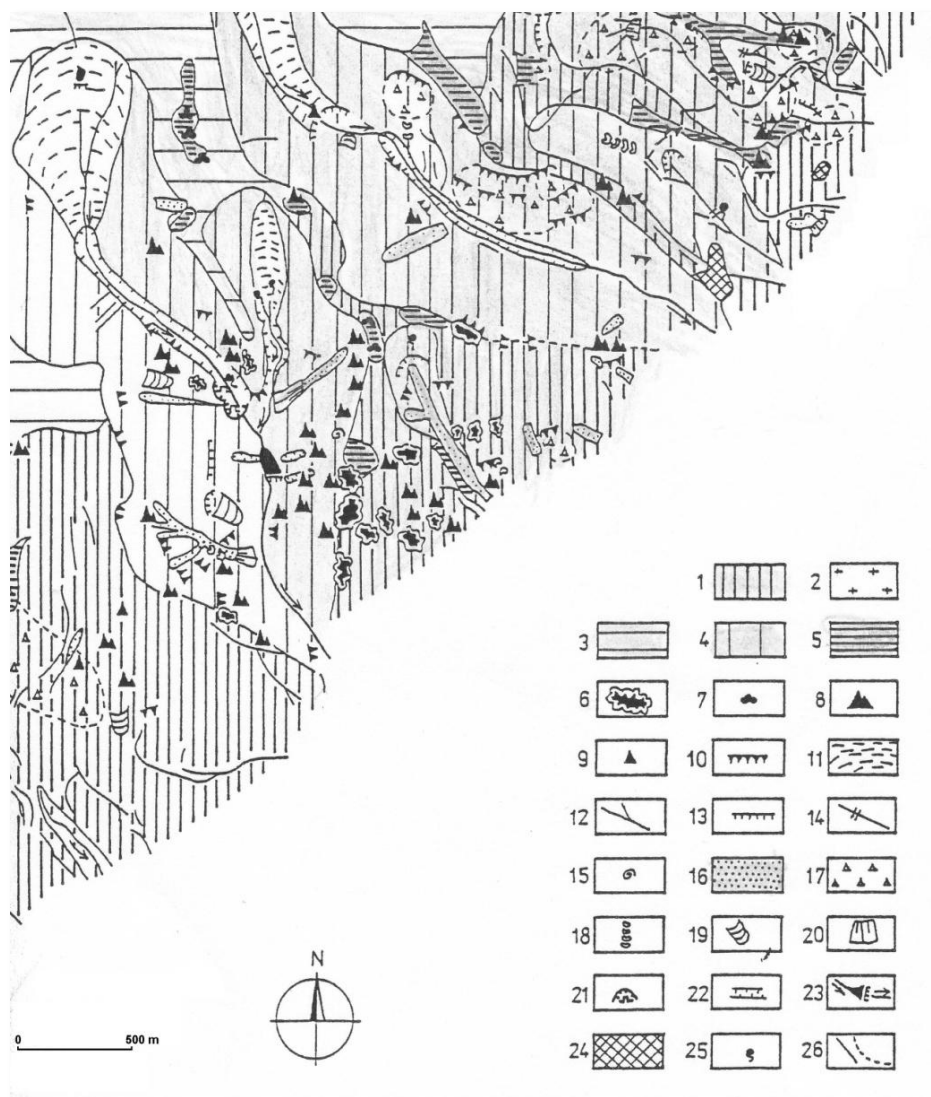
A2.3 GEOMORFOLOGIE

Podle geomorfologického členění České republiky celá oblast náleží do Krušnohorské subprovincie a nachází se na hranici dvou geomorfologických celků Krušných hor a Mostecké pánve (Balatka a Kalvoda 2006).

Jihovýchodní svahy Krušných hor se velmi strmě zdvihají nad oblasti podkrušnohorských pánví a v krajině tak tvoří výraznou dominantu. Většina odborné literatury považuje tento svah za zlomový, ať už v celé délce nebo jen v některých úsecích (Machatschek in: Vilímek 1994, Kopecký et al. 1985, Váně 1985, Marek 1985, Vilímek 1995). Toto je však pojetí všeobecně uznávané až od 80. let 20. stol., kdy vrcholil dlouholetý spor o charakter a genezi svahu.

Odlišný pohled navrhoval zejména Hurník (1982a), který ve svém pojetí vyloučil tektonické omezení Krušných hor vůči hnědouhelným pánvím. Hranici hor a pánví interpretuje jako zónu středního ramene čtvrtohorní velevrasy, jejíž vznik popisují Hurník a Havlena (1984, s. 64) jako „...proces mírného víceméně tříštivého ohýbání tuhých horninových hmot, kdy se růst napětí z prostorové redukce vyrovnává nejen tvorbou protiklonných zlomů v místě flexe, ale i vznikem složitějších struktur...“. Celková amplituda této velevrasy se odhadovala přibližně na 1000 m (Hurník 1982a).

Kopecký et al. (1985) a Kopecký (1986) s tímto pojetím nesouhlasí a jihovýchodní svah označují za zlomový. Vývoj krušnohorského zlomu posuzují v souvislosti s vývojem oherského riftu, za jehož součást se tento zlom považuje (Kachlík 2003), s čímž se ztotožňují např. i Váně (1985) a Marek (1985). Pojetí velevrasy vylučují, protože: „...rifty jsou místy rozpínání a ztenčování zemské kůry, nelze krušnohorský zlom interpretovat jako střední



Obr. A2.5 Geomorfologická skica širšího okolí zámku Jezeří. 1 – geomorfologicky výrazné strukturální svahy, 2 – vyvýšené povrchy, 3 – denudační svahy, 4 – erozně–denudační svahy, 5 – hlavní vrcholy a hřbety, 6 – skalní stěny, malé hřbety a skupiny skalních výchozů, 7 – izolované skalní výchozy a stěny, 8 – skalní výchozy ve svahu, 9 – skalní věže, 10 – mrazové sruby, 11 – pramenné pánve, 12 – erozní rýhy s občasnými toky, 13 – výrazné okraje erozních stupňů, 14 – výrazné údolní stupně, 15 – sufozní deprese, 16 – proluviální sedimenty, 17 – kamenná suť, 18 – dejekční kužel, 19 – skluzy, 20 – polygenetické akumulace, 21 – skalní deprese a jámy, 22 – soutěsky, 23 – vodní plochy, 24 – antropogenní reliéf, 25 – prameny, 26 – hranice tvarů reliéfu plnou čarou a domnělé hranice čárkovanou čarou (převzato: Kalvoda et al. 1994).

rameno megaflexury, neboť vrásová tektonika, k níž megaflexura patří, je zúžením prostoru a vede naopak ke zvětšení mocnosti kůry“ (Kopecký et al. 1985, s. 166).

Tektonické pojetí zastávají i jiní autoři, např. Král (1968), Vilímek (1992) nebo Malkovský (1977 a 1980), který však zároveň nabízí vulkanicko-subsidenční pojetí geneze pánve, tedy poklesávání jako důsledek vyplňování uvolněného prostoru ve svrchním plášti po neogenním výstupu vulkanických materiálů do zemské kůry a na povrch.

Ostrý průběh úpatí hor, dále množství mladých fasetových svahů a přítomnost

terciárního a kvartérního vulkanismu, tak jak ho dokumentuje Kopecký et al. (1985), skutečně indikují zlomové omezení Krušných hor vůči podkrušnohorským pánvím.

Zdvih krušnohorského bloku výrazně změnil hydrografické poměry v oblasti, původní parovinně zarovnaná oblast byla odvodňována k SZ do mořského zálivu (Bárta et al. 1973). Obrácení směru toků směrem do pánve mělo za následek významnou fluvialní modelaci reliéfu jv. svahu. Pro tyto krátké svahové toky (7 – 15 km) je charakteristická silná hloubková a zpětná eroze (Král 1968). Bystřinné toky mají velký spád i specifický

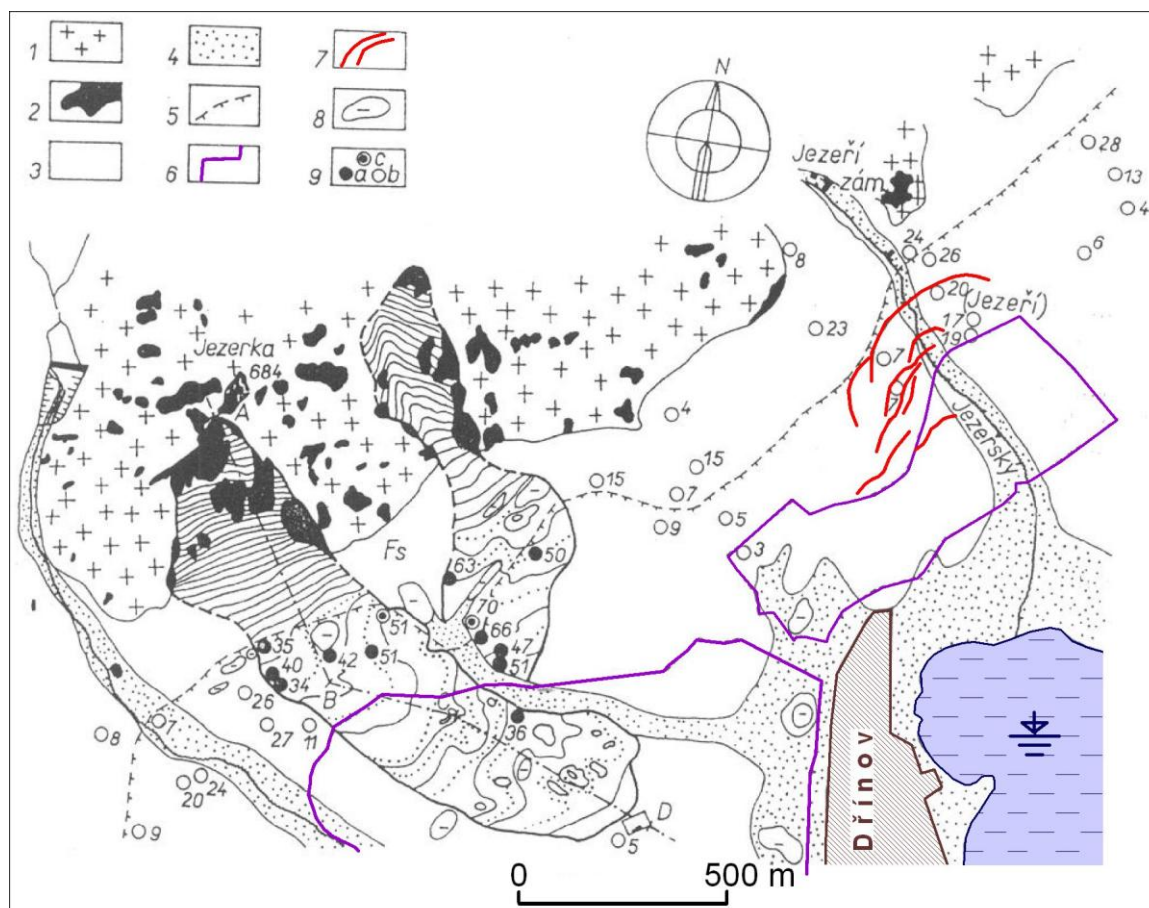
odtok. Říční niva je vyvinuta jen minimálně nebo často chybí úplně (Král 1968).

Kvartérní vývoj svahu byl ovlivněn především významnými změnami klimatu a silnou antropogenní činností. V období pleistocénu ležel Český masiv v periglaciální zóně, mezi severským kontinentálním ledovcem a oblastí pokrytou alpskými horskými ledovci. Periglaciální klima zanechalo v reliéfu Krušných hor výrazné stopy (příloha E2.3). Vrcholové partie byly zarovnané kryoplanací, lokální elevace jsou tvořeny výstupy odolnějších hornin (Vilímek 1992).

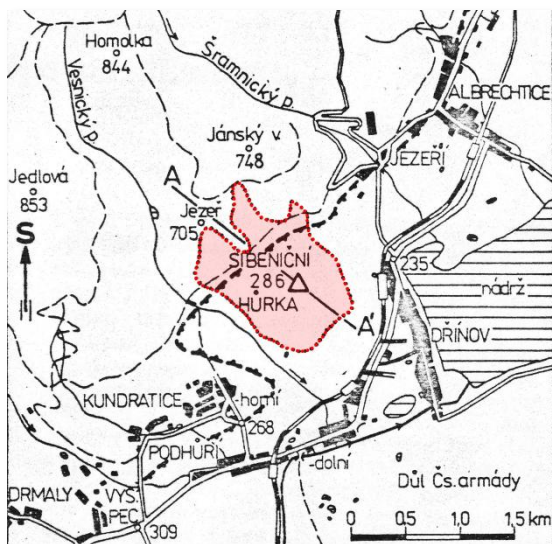
Současnou morfologii oblasti ovlivňuje krušnohorský zlom, který má v této lokalitě zásadní strukturně-geologický význam (Horáček 1994). Původně kompaktní zlomový svah byl významně ovlivněn erozní činností

horských potoků, které zde vyhloubily hluboká soutěskovitá údolí (lokálně se lze setkat i s převýšením 150 m na 500 m). I přesto je zlomový stupeň stále výrazný v oblasti Jezerky, Jánského vrchu a v některých partiích zámeckého svahu. V oblasti Jezerky a části Jánského vrchu je okrajový zlomový svah (až na depresi oddělující oba hřbety) jednoduší a neporušený a zasahuje až do vrcholové oblasti. Svah, ve kterém je situován zámek Jezeří, a severozápadní část Jánského vrchu vykazují schodovitou stavbu. Zlomový svah je rozčleněn do pěti dílčích bloků (Marek 1994b). Zlomový ráz svahu vykazuje pouze spodní stupeň, ve vyšších partiích mají svahy spíše erozně-denudační ráz (Král 1968).

Horské potoky stékají kolmo k úpatí v místech největšího spádu nebo využívají příčných poruch (Král 1968, Vilímek 1994).



Obr. A2.6 Zjednodušená geomorfologická skica znázorňující prostorové rozšíření fosilních svahových deformací u Dřínova před odtěžením povrchovým lomem ČSA (šrafovaně). 1 – krystalinikum, 2 – výchozy ruly, 3 – koluviální a proluviální sedimenty, 4 – aluviální náplavy, 5 – předpokládaný výchoz uhelné sloje, 6 – hranice poddolovaného území, 7 – zející tahové trhliny recentního sesuvu v Jezeří, 8 – suché bezodtoké deprese, 9 – vrty s označením mocnosti kvartéru (zaokrouhleno na m): a – mocnost kvartéru větší než 30 m, b – mocnost kvartéru menší než 30 m, c – ve vrtu zjištěno pohřbené sesutí (Fs) rozsahem blíže neurčené (upraveno podle: Špůrek 1974).



Obr. A2.7 Rozsah pleistocenní svahové deformace (červeně) v okolí Šibeniční hůrky (upraveno podle: Marek 1979).

Vlivem erozní činnosti potoků a pleistocenní soliflukce mají horské svahy charakter erozně--denudační či čistě erozní (Kalvoda et al. 1994; obr. A2.5). Denudační svahy jsou typické pro vrcholové oblasti klenby (Šťovíček 1973), kde se rovněž uplatnila kryoplanace, jejímž výsledkem jsou eluvia s charakterem mrazových drtí *in situ* o mocnosti okolo 2 m (Vilímek 1992). Erozní činnost potoků v mnohých případech setřela zlomový charakter některých z těchto svahů založených na tektonických poruchách (Machatschek in: Vilímek 1994), proto se některé svahy jeví jako erozní. Svahy jsou při úpatí pokryty ostrohranným koluvem tvořeným špatně opracovanými úlomky ruly a křemene od štěrkovité po balvanitou frakci. Na svazích Jezerky a Jánského vrchu má tento pokryv mnohdy charakter kamenných moří a soliflukčních blokových proudů (Růžičková et al. 1987, příloha E2.3), jehož průměrná mocnost činí 0 – 10 m a vyznačuje se proměnlivým podílem hlinitopísčité složky (Marek 1980a). Důkazem soliflukce jsou přemístěné balvany „plovoucí“ v těchto sutích (Žižka a Halíř 2009).

Při úpatí hor mocnost kvartérních sedimentů stoupá až na 30 – 40 m (obr. D1.4). V těchto partiích je kvartér uložen přímo na terciérních pánevních sedimentech a je tvořen hrubozrnnými sutěmi a štěrky s proměnlivým

podílem hlinité složky (obecně vyšším než na svazích hor). Díky relativně krátkému transportu je materiál opracován minimálně, naopak při ústí potoků tekoucích z hor do pánevní oblasti, v místech kde vznikly dejekční kužely, je typický vyšší stupeň opracování (Vilímek 1992, Marek 1994b, Žižka a Halíř 2009). Největších mocností dosahoval kvartérní pokryv v okolí Šibeniční hůrky při úpatí Jezerky a Jánského vrchu (až 70 m). Tato akumulace byla výsledkem rozsáhlé pleistocenní skalní laviny (viz. kapitola A2.3.1). Hranice mezi kvartérem a krystalinikem popř. terciérem v písčitém vývoji v podloží je špatně zřetelná. Obzvláště problematické je stanovení báze kvartéru v případech, kdy je v průzkumném vrtu zachycen kvartér přímo na povrchu zvětralých a alterovaných hornin krystalinika.

Od 40. let 20. století krajinný ráz nejvíce ovlivňují antropogenní jevy spojené s povrchovou těžbou uhlí (viz. kapitola A2.6).

A2.3.1 Svahové deformace

Úpatí Krušných hor je na styku s výchozem uhelné sloje podkrušnohorských pánví lemováno řadou recentních, ale i fosilních svahových deformací pleistocenního, terciérního a křídového stáří (Zmitko 1983).

Z regionálního i republikového hlediska byla nejvýznamnější fosilní svahová deformace v okolí Šibeniční hůrky³ (287 m n. m.) poprvé popsána Váněm (1960). Ten vycházející z výsledků vrtného průzkumu důlních map a terénního mapování poprvé vyslovil hypotézu o tom, že Šibeniční hůrka není výchozem ruly *in situ*, ale rozsáhlou akumulací staré svahové deformace. Na základě inženýrsko-geologické klasifikace svahových pohybů (Záruba a Mencl 1974) konstatoval, že šlo o skalní zřícení či spíše konsekventní sesuv po predisponované ploše. Predisponovanou plochou chápe pukliny

³ Nevýrazný pahorek, který byl na starých mapách označován také jako *Galgenhübl*, byl společně s větší částí akumulace odtěžen lomovou činností ČSA v 70. a 80. letech 20. stol.

krušnohorského směru ukloněné 60° k jihu. Váně rovněž popsal základní morfologické a morfometrické charakteristiky akumulace. Sesuv byl tvořen hrubozrnnou zvětralou a charakteristicky hnědorezavou rulou, která byla vespod nahrazena kaolinizovanou, jinak neporušenou měkkou rulou. Maximální mocnost materiálu činila 70,2 m a akumulace vybíhala cca 1 km od úpatí hor směrem do pánve k obci Dřínov (*obr. A2.6 a A2.7*). Dále si všímá anomálního průběhu kontaktní plochy, ta upadá směrem do hor (až 4%).

Podstatné zpřesnění stávajících znalostí morfologie, rozsahu a morfometrických charakteristik přinesly až práce Špürka (1974) a Marka (1979). Celková plocha svahové deformace před odtěžením činila 64 ha, délka akumulační části byla zpřesněna na 1200 m, šířka na 300 – 350 m a mocnost kolísala od 36 do 70 m. Kubatura transportovaných hmot překročila 26 mil. m³ (Rybář 1981b). Materiál svahové deformace se od slabě navětralé, hrubozrnné a břidličnaté ruly tvořící okolní kvartérní sedimenty výrazně liší jak stupněm zvětrání horniny, tak rozpadavostí a kaolinizací (Špůrek 1974).

Výsledná akumulace byla zřejmě tvořena minimálně „dvěma suťovými proudy, vzniklými zřícením (resp. sesutím), z nichž severní je pravděpodobně starší“ (Špůrek 1974, s. 231; *obr. A2.6*). Odlučné oblasti se nacházejí na svazích Jezerky a Jánského vrchu, kde je dodnes patrná výrazná deprese.

K destrukci svahu docházelo opakovaně (Rybář 1981b), podle Marka (1979) možná již od miocénu. Deformace bývá datována do pleistocénu (Váně 1960, Špůrek 1974, Marek 1979), nověji zpřesňuje dobu vzniku na Würm (Rybář in: Kalvoda et al. (1994).

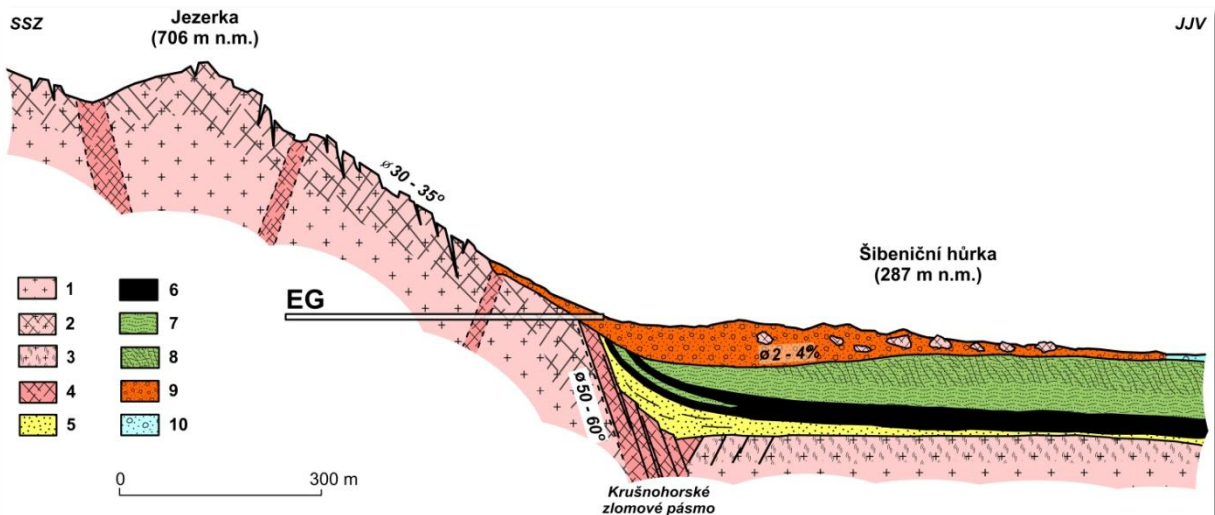
Zatímco v otázce stáří sesuvu panuje v odborné literatuře vzácná shoda, nejednoznačná je otázka genetické klasifikace diskutované svahové deformace. Zatímco Váně (1960) se přiklání ke konsekventnímu sesuvu po predisponované ploše, Špůrek (1974) uvádí dokonce termín suťový proud vzniklý zřícením, nebo sesouváním, což jsou tři zcela odlišné mechanismy pohybu (Němčok

et al. 1972). Ani novější práce (Marek 1979, Zmítka 1983) problém přesného zařazení nevyřešily. Obecně panuje shoda v tom, že došlo k pohybu rozvolněných rulových bloků po svahu a akumulovaný materiál byl následně ještě rozvlečen směrem do pánve. Špůrek (1974) usuzuje, že pohyb hmot byl primárně valivý, což umožnilo transport největších bloků (větších než 1 m³) až na vzdálenost 1200 m směrem do pánve.

Nicméně i přes jistě značnou pohybovou energii přemísťovaných hmot není pravděpodobné, že by tento mechanismus pohybu umožnil transport hmot na vzdálenost 1200 m, což je téměř čtyřnásobek délky odlučné oblasti. Vzhledem ke značné hodnotě úhlu vnitřního tření je pro svahové deformace typu řízení nebo sesouvání po predisponované ploše charakteristické vytvoření rozsáhlého osypového kužele při patě svahu nebo v místě zmírnění jeho sklonu. Buwal et al. (in: Stoffel 2005) uvádí, že ke zbrzdění pohybujících se hmot a jejich akumulaci dochází již v místech, kde sklon reliéfu klesá pod hodnotu 30°. V takových místech potom vznikají charakteristické osypy (*příloha E2.4*).

V případě Jezerky činil sklon odlučného svahu 30 – 35° a materiál byl akumulován v rovinném reliéfu Mostecké pánve, bezprostředně při úpatí svahu styčná plocha mezi miocenními jíly a vlastní svahovou deformací dokonce upadá pod úhlem 1 – 2° směrem do svahu (*obr. A2.8*). Z výše uvedených faktů lze usuzovat, že se při vzniku popisované svahové deformace musel uplatnit jiný mechanismus pohybu, který umožnil transport hmot po subhorizontální podložce na vzdálenost 1200 m.

Transport značných kubatur (desítky mil. m³) hrubozrnného, nevytříděného materiálu na kilometrové vzdálenosti je typický pro svahové pohyby typu „*debris avalanche*“ (skalní laviny). Ty jsou popisovány jako náhlý a velmi rychlý pohyb (> 100 km/h) nesoudržných, netříděných hornin a zemin vlivem zemské tíže (Schuster a Crandell 1984). Skalní laviny často vznikají z rozsáhlých skalních sesuvů a konsekventních sesuvů po predisponované



Obr. A2.8 Schematický geologický profil svahovou deformací pod Jezerkou se schematickým naznačením výskytu ploch a zón oslabení – stav před odtěžením. **Krystalinikum:** 1 – pevný skalní masív prostoupený systémem ploch nespojitosti, 2 - zóna porušená rozvolňováním podle predisponovaných ploch nespojitosti, 3 – kaolinicky a lateriticky zvětralá hornina, 4 – tektonicky oslabené pásmo – zlomová zóna (místy provázená hydrotermální alterací); **Miocén:** 5 – převážně písčité podložní sedimenty, 6 – uhelná sloj (v některých místech porušená hlubinou těžbou), 7 – jílovité sedimenty, 8 – jílovité sedimenty regulační zóny druhotně porušené systémem ploch nespojitosti vlivem poddolování; **Kvartér:** 9 – akumulace skalní laviny a koluviální sedimenty, na bázi lemované prohnětenou zónou v jílovitém podloží, 10 – písčité štěrky (proluviální a fluvialní sedimenty), EG – průzkumná štola Jezerka. Na styku pánevních sedimentů a krystalinika je naznačeno krušnohorské zlomové pásmo s přibližnou výškou skoku 150 m (upraveno podle: Rybář 1981a).

ploše, resp. rozpadem horninových mas během jejich pohybu. Výsledkem tohoto procesu je matrix různé frakce (od štěrkopísku až po balvany o rozměrech desítek metrů), která, je-li dostatečně saturována vodou, pokračuje formou proudu i několik kilometrů od odlučné oblasti (Hoblitt et al. 1987, Miller 1989). V řadě případů je voda, umožňující pohyb formou stékání, do matrixu injektována ze sedimentů uložených pod odlučnou oblastí v důsledku jejich náhlého zatížení zřícenými/sesutými hmotami (Crandell 1989).

Na základě stávajících znalostí a výše popsaných morfologických a morfometrických charakteristik, zejména kubatury, již patří k největším v republice, lze usuzovat, že svahová deformace pod Jezerkou je fosilní skalní lavinou. Při pohybu materiálu do vzdálenosti 1200 m od úpatí hor se tedy jako transportní médium uplatnila voda. Ta se do mobilizovaných hmot zřejmě dostala plastickým vytlačněním zvodněných miocenních sedimentů při úpatí hor, což dokládá i lokální deprese pod svahem Jezerky, která je patrná z podélného profilu (obr. A2.8). Podle Rybáře (1981b) tato deprese nemohla vzniknout zatlačením hmot do podloží. Marek

(1979) ji ve své podstatě interpretuje jako přízlomovou depresi.

Vzhledem k tomu, že v ostatních částech Mostecké pánve je její okraj vždy poměrně strmě vyvlečen směrem do hor, lze předpokládat, že tato lokální deprese pod svahem Jezerky vznikla druhotně, zřejmě právě jako důsledek vlastního svahového pohybu.

Prudký impakt několika miliónů m³ transportovaných hmot mohl způsobit jejich kompresi a v důsledku vysoké hladiny podzemní vody i jejich ztekucení, nikoliv však zatlačení, ale vytlačení směrem od hor (jak částečně naznačil již Hurník 1986b). Takto plasticky se chovající materiál zapracovaný do původní matrix mohl fungovat jako mobilní vrstva vynášející balvanitou akumulaci daleko od úpatí hor, což dokládají polohy prohnětených jílu zjištěné na bázi akumulace (Marek 1979).

Je jasné, že podmínkou vzniku takovéto skalní laviny s takto rozsáhlou akumulací oblastí bylo zvodnění miocenních sedimentů Mostecké pánve, a to do hloubky několika desítek metrů. V průběhu Würmu mohly takové podmínky nastat v interstadiálech jako



Obr. A2.9 Trhlina z 50. let 20. stol. reaktivovaná v roce 1990, viz kapitoly B2 a B3 (foto: J. Burda, 21. 4. 2010).

důsledek tání permafrostu, ale pravděpodobně také v důsledku vzniku průtočného Komořanského jezera a zamokření prakticky celé centrální části Mostecké pánve na ploše přesahující 2400 ha (Bárta et al. 1973).

Proti tomuto pojetí se však staví Růžičková et al. (1987), kteří stáří kladou spíše do stadiálu domnívajíce se, že půdní led fungoval jako pojivo pohybujícího se materiálu, což mělo umožnit zachování celistvosti kaolinizovaných rul v průběhu pohybu. Dodatečný způsob rozvlečení akumulace do pánve však neuvádějí.

Z této svahové deformace již existuje jen relikv (Burda a Dohnal 2011), kde v současnosti probíhají rozsáhlé sanační práce, a proto výše popsaný mechanismus pohybu zůstává pouze hypotetickou úvahou, vycházející z dostupných záznamů, a tedy bez přímé možnosti ověření *in situ*.

Další fosilní svahové deformace, rozsahově podstatně menší, byly zdokumentovány v celém pásmu mezi Horním Jiřetínem a Kundratcemi (Zmítka 1983), mimo zájmovou oblast potom prakticky všude na styku



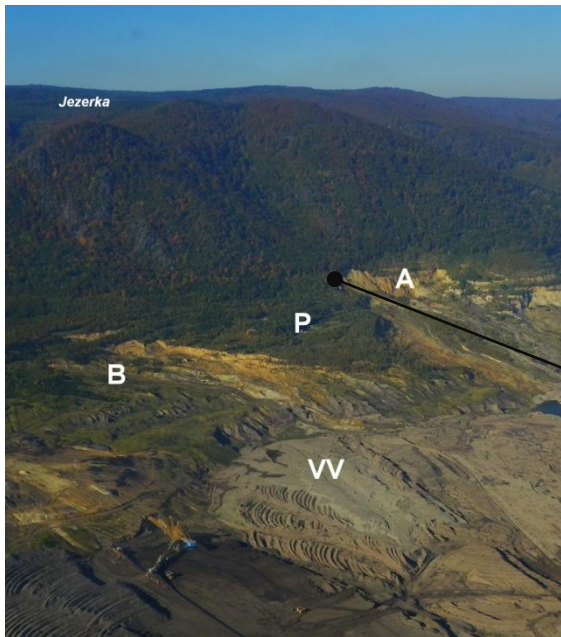
Obr. A2.10 Situace z obr. A2.9 fotografovaná s odstupem jednoho roku (foto: J. Burda, 11. 4. 2011)

Krušných hor a Mostecké pánve (Váně 1960, Absolon 1987).

Za specifické fosilní deformace lze rovněž označit skluzy jílovců a subkvatické skluzy vyskytující se v celé Mostecké pánvi (*příloha E2.5*). Váně (1989) si všimá, že k těmto rozsáhlým gravitačním skluzům jíílů (nadložních i podložních) do uhlonosných močálů docházelo na rozsáhlých plochách (např. u lomu Most na souvislé ploše 1 km²), často v místech šikmo uložených pánevních sedimentů v okolí pronikajících neovulkanitů.

V rámci této disertační práce nemají tyto jevy návaznost na řešenou tematiku a ani nebyly přímo v zájmové lokalitě zdokumentovány, proto jsou zmíněny jen okrajově.

Recentní svahové deformace jsou vázány na oblast pánevních sedimentů, konkrétně tercierní jílovce a kvartérní koluvia exhumovaná povrchovou dobývkou hnědého uhlí. Rozhodující roli hrají geologické poměry: polohy rozrušených jíílů regelační zóny a různé mocných kvartérních sedimentů uložených na pevných nepropustných jíilovcích miocenního



Obr. A2.11 Situace recentních sesuvných jevů pod Jezerkou. **P** – stabilizační pilíř Jezerka, **A** – hluboce založený sesuv pod Vodárenskou cestou, **B** – hluboce založený sesuvný komplex pod Vesnickým potokem, **VV** – vnitřní výsypka lomu ČSA (foto: J. Burda, 10. 10. 2010).

stáří a sklonitost povrchu krystalinika, které představuje pánevní fundament (Rybář 1981a, Marek 1994a, Růžičková et al. 1987).

Dále se uplatňuje celá řada faktorů antropogenních – změna výšky a sklonu svahu, odlehčení paty svahu (Pichler 2006) a široká škála faktorů klimatogenních (Rybář a Novotný 2005).

Dle inženýrsko-geologické rajonizace spadá zájmová oblast do nejrizikovější kategorie obtížnosti dobývání uhlí s možností porušení stability krystalinika i sedimentární výplně Mostecké pánve (Rybář 1987). Celý boční svah lomu ČSA na styku Mostecké pánve a Krušných hor od Jezerky až po Albrechtickou výsypku lze charakterizovat jako rozsáhlý sesuvný komplex o délce 5 km, vyznačující se svahovými deformacemi různého stáří, hloubky, tvaru, stupně aktivity a mechanismu pohybu (kap. B; příloha E2.6).

Asi nejstarší zdokumentovanou svahovou deformací vázanou na těžbu uhlí je katastrofický sesuv z let 1952-1954, jehož následkem byla zlikvidována obec Jezeří (obr. A2.17). Svahová deformace vznikla v důsledku hlubinné těžby ukloněné uhelné sloje v dole maršál Koněv a následnými poklesy nadloží,



Obr. A2.12 Oblast sesuvu z roku 1983 v prostoru pilíře Jezerka. Pokles území dokládá např. vrt JZ 62A, jehož betonová patka, která je pevně přechycena k zakotvené pažnici vrtné, je v současnosti 34 cm nad úroveň terénu. Vrt pochází z let 1983-84 a je vystrojen do hloubky 27 m. V lesíku za vrtem je zřetelná tahová trhlina, jejíž celková délka je 370 m (foto: J. Burda, 21. 4. 2010).

které se na povrchu projeví rozevřením tahových trhlin a pohyby majícími za následek nevratné poškození zástavby vesnice (Špůrek 1974, Rybář 1997). Konfigurace trhlin a poddolované území zachycuje obrázek A2.6.

K oživení této trhliny došlo o téměř 40 let později v červnu 1990. Rybář (1996) si všimá pohybu v rozmezí 3 – 6 mm/měsíc zachyceného inklinometrickým vrtem JZ 149 v hloubkách 5 – 17 a 140 – 141,5 m, který byl doprovázen oživením výrazné trhliny pod bývalou silnicí I/13 (pokles až 0,5 m). Jelikož tahová trhлина vybíhá až ke štole Jezeří, byl i zde zachycen pokles v rozmezí 1,2 – 4,2 mm za 6 měsíců doprovázený extenzí ve staničení 61,5 – 86,5 m (Rybář 1997; obr. D1.6).

Oblast byla v 90. letech 20. stol. povrchovou těžbou zasažena jen minimálně, většina odborné literatury (Rybář 1997, Valeš 1998) tedy tvrdí, že reaktivaci sesuvu nelze dávat do přímé souvislosti s rozvojem lomu ČSA, uspokojivé vysvětlení pro oživení svahové činnosti však také nepodává. V pozdějších letech jsou již antropogenní vlivy na stabilitu svahu, spojené s rozvojem lomu, neoddiskutovatelné. Sesuv je aktivní dodnes (obr. A2.9 a obr. A2.10) a byl předmětem zájmu mého výzkumu (kapitoly B1, B2, B3 a C3).



Obr. A2.13 Sesuv skrývkového svahu piliře Jezeří z června roku 2005. Z obrázku je patrné, že sesuv zasáhl až za hranu prvního skrývkového řezu. (převzato: Marek 2006).

V odborné literatuře je asi nejčastěji zmiňován sesuv v prostoru piliře Jezerka (obr.A2.11). Valeš (1986) říká, že v létě 1983 upozornil inklinometrický vrt JZ 59 na vznik rozsáhlého sesuvu, pohyb postihl kvartérní sedimenty (sutě a fosilní zřícené hmoty krystalinika) do hloubek 58-65 metrů. Pohyb sutí o celkové kubatuře až 8 mil. m³ probíhal po kontaktu s miocénními nadložními jílovcí (Rybář 1997, Pichler 1998). Rychlost pohybu se v průběhu několikaletého pozorování měnila od 1-4 mm/měsíc (v prvních letech pohybu), přes 50 mm/měsíc (v roce 1988), až po cca 1 mm/měsíc (po roce 1989). Vznik sesuvu byl zaznamenán 1,5 roku po kulminaci vodní bilance z let 1981-1982 (Rybář a Novotný 2005). Vlastní destabilizaci svahu podle Rybáře (2006) způsobila srážková kulminace na jaře 1983. Ke stabilizaci sesuvu přispěl čerpací vrt KU 378, jenž těleso sesuvu odvodnil (Valeš 1998).

V prostoru stávajícího piliře Jezerka (obr. A2.11) se sesuv podařil stabilizovat v přípravném stádiu vývoje, nicméně odlučná trhlinka je morfologicky stále dobře patrná (obr. A2.12) a pásmová měření dokládají pohyb v závislosti na sezónním chodu klimatu. K

významnému oživení pohybů na trhlině došlo po prudké lednové oblevě v r. 2011, kdy byl během následujících čtyř měsíců zaznamenán posun o 30 - 50 mm (Burda a Pichler 2012). Naopak ve východní části pod Jánským vrchem sesuvné pohyby pokračují prakticky do současnosti a původní reliéf skrývkových řezů byl kompletně destruován. Tento sesuv s dominantní obnaženou amfiteatrální odlučnou stěnou (vysokou 50 – 60 m), z části tektonicky predisponovanou (Marek 2006), bývá nazýván jako sesuv pod Vodárenskou cestou, která vede jen několik metrů od hrany sesuvu.

Dne 19. června roku 2005 došlo k sesuvu cca 3 – 7 mil. m³ skrývkových zemin v jihovýchodním svahu piliře Jezeří (obr. A2.13). K prvním pohybům došlo již v zimním období 2004-2005, na jaře roku 2005 potom nastalo náhlé urychlení pohybu. Ačkoliv se sesuv projevil pohyby v řádech metrů, nedošlo k úplné destrukci svahu a po několika dnech se pohyby uklidnily. I tak bylo nutné přistoupit k poměrně rozsáhlým sanačním úpravám, Pichler (2006) uvádí objem zemních prací cca 2 500 000 m³, jejichž výsledkem bylo částečné zploštění svahu a posunutí prvních skrývkových řezů směrem k horám.

Rybář a Novotný (2005) dávají tento sesuv do souvislosti s atmosférickými srážkami i přesto, že k sesouvání došlo v období s dlouhodobě podprůměrnými srážkovými úhrny. Tři dny před sesuvem však v oblasti vytrvale pršelo a celý květen byl srážkově nadprůměrný. Poblíž situovaná meteorologická stanice Boleboř (640 m n. m.) zaznamenala v červnu celkový úhrn srážek 66,1 mm, což odpovídá 80% normálu⁴, ale srážky v květnu dosáhly 101,6 mm, to odpovídá 133,9% normálu (Burda 2008). Již v květnu tak zřejmě došlo k saturaci svahu vodou a následné srážky v červnu se uplatnily jako spouštěcí faktor.

Rybář a Novotný (2005) dále usuzují, že antropogenní svah byl celkově příliš strmý a z dlouhodobého hlediska nestabilní, což dokládá i Pichler (2006), když konstatuje, že koeficient bezpečnosti provozního svahu byl v inkriminovaných místech $F_s = 1,2 - 1,3$.

A2.4 KLIMA

Vyjma geografické polohy jsou klimatické poměry lokality Jezeří určeny rovněž její závětrnou polohou ve srážkovém stínu Krušných hor (Bárta et al. 1973). Lokalita se nachází na hranici teplé a mírně teplé klimatologické oblasti (Quitt 1971). Charakteristický je teplotní průměr nejteplejšího měsíce přesahující 18°C a průměrné teploty nejchladnějšího měsíce pod bodem mrazu.

Rozdíl teplot mezi Krušnohořím a pánevní oblastí je patrný z *obr. A2.14*, roční průměrná teplota se v parovinné oblasti pohybuje okolo 5°C, zatímco v Podkrušnohoří běžně přesahuje 8°C, což je republikový nadprůměr (ČHMÚ 2005). Rozdíl průměrných teplot nejteplejšího měsíce (července) činí až 4°C, zatímco rozdíl průměrných teplot nejchladnějšího měsíce (ledna) je menší než 2,5°C.

Zajímavým jevem je zvýšení průměrných měsíčních teplot přibližně o 1°C v druhé polovině 20. stol. ve stanici Kopisty. V období 1901 – 1950 byly průměrné měsíční teploty

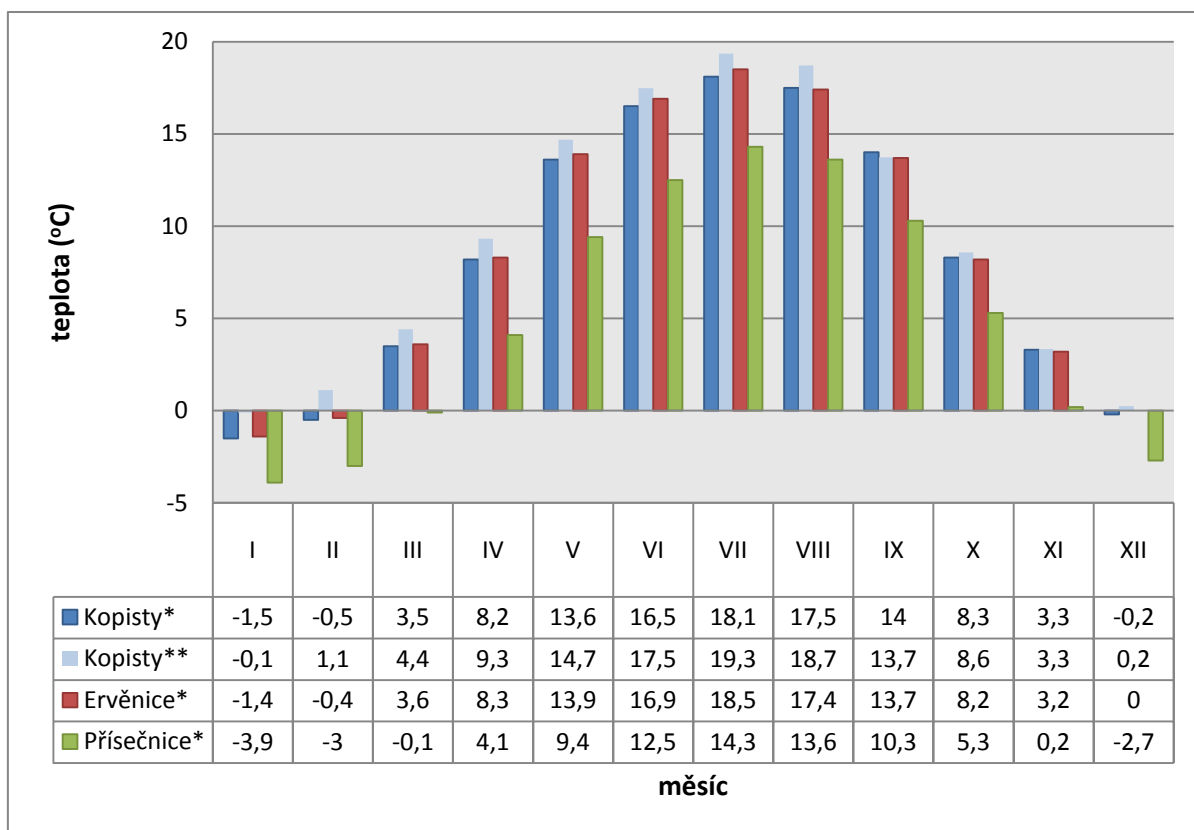
prvních osmi měsíců o 0,9 – 1,6 °C nižší než v období 1971 – 2008 (*viz. tabulka v obr. A2.14*). Průměrné teploty zbylých čtyř měsíců se v obou obdobích liší podstatně méně (max. o 0,4 °C). Příčinou může být kombinace několika antropogenních vlivů (podrobněji v *kapitole A2.6*) – vysušení rozlehlých vodních ploch; regulace původně bystřinné Bíliny a jejích horských přítoků; rozsáhlá deforestrace v důsledku rozvoje povrchové těžby „způsobující přehřátí vzduchu“ (Marek 2006, s. 11) v letních měsících, ale také celková změna klimatu na regionální či globální úrovni.

Roční srážkové úhrny se liší v závislosti na nadmořské výšce, resp. na expozici stanice vůči bariéře Krušných hor (Bárta et al. 1973; *obr. A2.15*). Ve vrcholových oblastech a na svazích Krušných hor spadne ročně 800 – 900 mm srážek. Díky atlantické cirkulaci je roční chod srážek vyrovnaný (52 – 54% letních srážek).

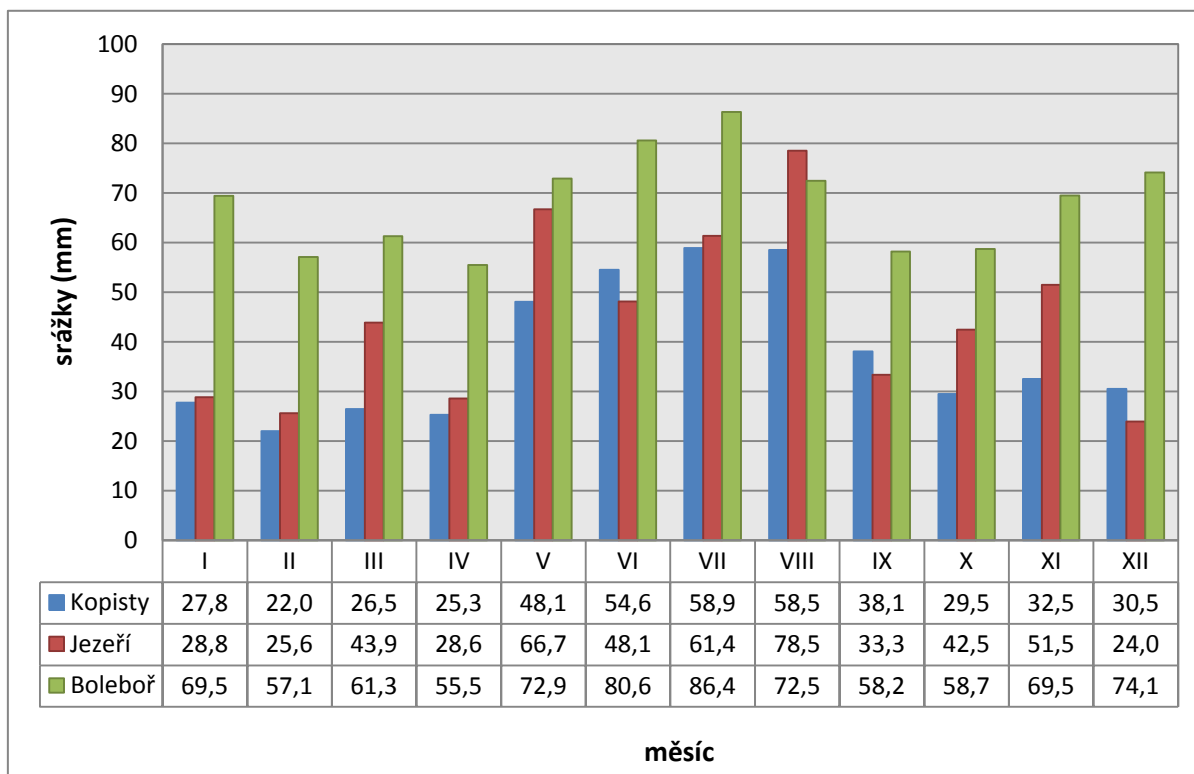
V prostoru Mostecké pánve se uplatňuje vliv srážkového stínu a celkové srážky jsou proto až o 50% nižší než v horské oblasti, rovněž roste podíl letních srážek, jak ilustruje *tabulka A2.1*. Část Mostecká, reprezentovaná meteostanicemi Kopisty a Ervěnice, tak patří k nejsušším oblastem České Republiky (Bárta et al. 1973, ČHMÚ 2005).

Lokalita Jezeří, resp. celý podkrušnohorský piedmont, představuje přechodnou oblast mezi srážkovým stínem Mostecké pánve a srážkově bohatým Krušnohořím. Vyjádřeno číselně, na úpatí hor spadne přibližně o 25% méně srážek než v jejich temenné oblasti. V *tabulce A2.1* je tato oblast zastoupena stanicí Albrechtice. Stanice Jezeří, která byla zprovozněna až v roce 2005, není součástí klimatologické sítě ČHMÚ, je provozovaná Výzkumným ústavem pro hnědé uhlí v Mostě. Z důvodu krátké a nekompletní časové řady lze data z této stanice použít pro základní klimatologickou charakteristiku oblasti pouze se značnou rezervou a získané výsledky je nutné podrobit kritickému zhodnocení. Neocenitelné jsou však údaje o denních a

⁴ období 1961 - 1990



Obr. A2.14 Průměrná teplota v jednotlivých měsících roku na vybraných stanicích (zdroj dat: Bárta et al. 1973; ČHMÚ).
 * období 1901 – 1950
 ** období 1971 – 2008



Obr. A2.15 Průměrné měsíční srážky. Stanice Kopisty reprezentuje oblast srážkového stínu Mostecké pánve, stanice Boleboř oblast Krušných hor a stanice Jezeří je situována ve středu zájmové oblasti. V letech 2008, 2009 a 2011 chybí údaje ze 4 měsíců, záznam z Jezeří je nutné považovat za orientační (zdroj dat: Bárta et al. 1973; ČHMÚ).

Tabulka A2.1 Podíl letních a zimních srážek na ročních srážkových úhrnech na krušnohorských svazích a parovině - Klíny, Boleboř, Přísečnice; v Mostecké pánvi – Kopisty, Ervěnice; a na úpatí Krušných hor - Albrechtice, Jezeří (zdroj dat: Bárta et al. 1973; ČHMÚ).

Stanice	Nadm. výška (m)	Délka datové řady	Srážky (mm)				
			Ročně	IV - IX	X - III	VII	% letních srážek
Kopisty	239	1971-2008	452	283	169	59	63
Ervěnice	234	1901-1950	463	271	193	60	59
Albrechtice	300	1901-1950	674	358	316	74	53
Boleboř	600	1955-2007	819	426	390	86	52
Přísečnice	750	1901-1950	903	483	420	96	53
Klíny	815	1901-1950	891	479	412	94	54
Jezeří*	300	2005-2011	533	317	216	61	59

* roční průměr vypočten pouze ze čtyř let, v letech 2008, 2009 a 2011 chybí údaje ze 4 měsíců

hodinových srážkách, které lze přímo korelovat se vznikem či oživením některých svahových pohybů (Burda a Vilímek 2010).

A2.5 HYDROGRAFIE A HYDROGEOLOGIE

Zájmová oblast je levostranným povodím řeky Bíliny, do níž vody horských potoků přivádí Loupnice. Oblastí zájmu a jejím bezprostředním okolím protékají tři horské potoky: Albrechtický potok⁵, Bezejmenný potok a především Šramnický potok (obr. A2.16).

Potoky dříve tekly ze svahů hor přímo do Komořanského jezera, ale v současnosti jsou vody potoků odkloněny mimo oblast lomu ČSA. Délka Šramnického potoka od pramene je přibližně 4 km, Albrechtický potok je asi o 2 km delší a ve vrcholové oblasti teče téměř východním směrem, přibližně na třetím km se jeho tok prudce stáčí k jihu. Bárta et al. (1973) uvádějí, že specifický odtok těchto bystřinných toků se pohybuje kolem 10 l/s (Bárta et al. 1973). Bezejmenný potok, který je nejkratší, pramení na nižší úrovni a je nejméně vodnatý.

Hlavní problém, který byl v minulých letech v souvislosti s rozvojem povrchové těžby uhlí řešen (Jágr 1983), se týkal odvedení pozemní vody, jež by přitékala do bočních svahů lomu ČSA a narušovala celkovou stabilitu svahu. Ještě před rozšířením lomu směrem k horám byly potoky zaústěny do vodní nádrže Dřínov (obr. A2.17). V roce 1981

však již nádrž musela být vypuštěna a problematiku povrchových a mělkých podzemních vod přitékajících do lomového prostoru z krušnohorského svahu bylo nutné opětovně vyřešit.

Odvedení vod Šramnického a Albrechtického potoka bylo zajištěno vybudováním dvou vodohospodářských štol při úpatí hor, ty v minulosti popsal Marek (1980b). Tok Šramnického potoka je odváděn přibližně 1 km dlouhou štolou do údolí Albrechtického potoka. Štola probíhá souběžně s úpatím hor pod dvěma lokálními elevacemi navzájem oddělenými depresí, maximální výška nadloží je 106 m. Vlastním údolím Albrechtického potoka je voda vedena povrchově k další štolě, tato vzdálenost přesahuje 200 metrů. Z údolí Albrechtického potoka je pak vyhloubena cca 250 m dlouhá štola, která odvádí vodu do přeložky Šramnického a Albrechtického potoka. Štola protíná návrší hrádku Alberk, kde dosahuje maximální výška nadloží 56 m. Během prací byly na některých místech ve štolách zaznamenány poruchy příčné i směrné orientace s diskolačními plochami vzdálenými i přes 1 m a vyplněnými silně zjilovatělou drtí (Marek 1980b). Autor si dále všímá, že puklinami docházelo k nevelkým průsakům podzemní vody do štol, největší průsak byl v delší štolě, a to 5 – 10 l/s. Průsaky však ustaly během několika týdnů. Méně významné průsaky byly sledovány i ve štolě pod zámekem Jezeří. Bezejmenný potok byl sveden do vnějšího odvodňovacího příkopu E, který byl protažen až pod úpatí Jánského vrchu a má

⁵ někdy také označovaný jako Černický potok

zabránit přítoku povrchových vod z hor do lomu. Tento příkop je zaústěn do nádrže Černice⁶.

Marek (1983a) dále uvádí, že k průsakům docházelo z partií krystalinika za poruchovými zónami, zatímco vlastní velké kaolinizované poruchové zóny byly bez průsaků. Tyto poruchy vytvářejí přírodní nepropustné stěny, které vzdouvají vody v krystaliniku nad nimi.

Takovéto odklonění povrchových toků ale neřešilo proudění mělké podzemní vody do bočního svahu lomu. Při celkové ploše povodí všech tří potoků 12 km² a předpokládaném vsaku 30% Pletichová (2006) usuzuje, že ročně propustným kvartérním pokryvem zasáhne 1,8 – 2,8 mil. m³. Autorka dále upozorňuje, že k této hodnotě se musí ještě připočíst voda z krystalinické zvodně, která do kvartéru zasakuje z pramenných vývěřů v nižších partiích svahů. Kvartérní koluvia, proluvia i aluvia při úpatí hor tak představují preferenční cestu pro proudění mělké podzemní vody a její následné zasakování do hlubších kolektorů. Vyjma obecně přijímané kvartérní zvodně, krystalinické zvodně a stařin (Hurník 1992) zde Pletichová (2006) dále dokládá zvodnění regelační zóny nadložních miocenních jílovců. Výrazná prostorová anizotropie této zóny celkově umožňuje proudění vody do hloubek několika desítek metrů, což vzhledem k tomu, že jsou tyto jíly náchylné k rozbředání, vede k tomu, že je na tuto zónu vázán vznik smykových ploch.

Pro zachycení mělkých podzemních vod proudících údolím Šramnického potoka, byla na přelomu 80. a 90. let 20. stol. v jeho údolí vybudována těsnicí stěna. Ta je vytvořena ze sypaného a hutněného nepropustného jílu a sahá zvětralinovým pokryvem až k pevnému krystaliniku, do něhož je injektáží zavázána do hloubek cca 18 m. Zachycená podzemní voda je následně potrubním systémem čerpána zpět do přeložky potoka (Haas 1998). Zatímco povodí Šramnického potoka bylo tímto

způsobem odříznuto od spádové oblasti lomu ČSA, v údolí bezejmenného a Albrechtického potoka už takto problematika řešena nebyla.

A2.6 ANTROPOGENNÍ TRANSFORMACE KRAJINY

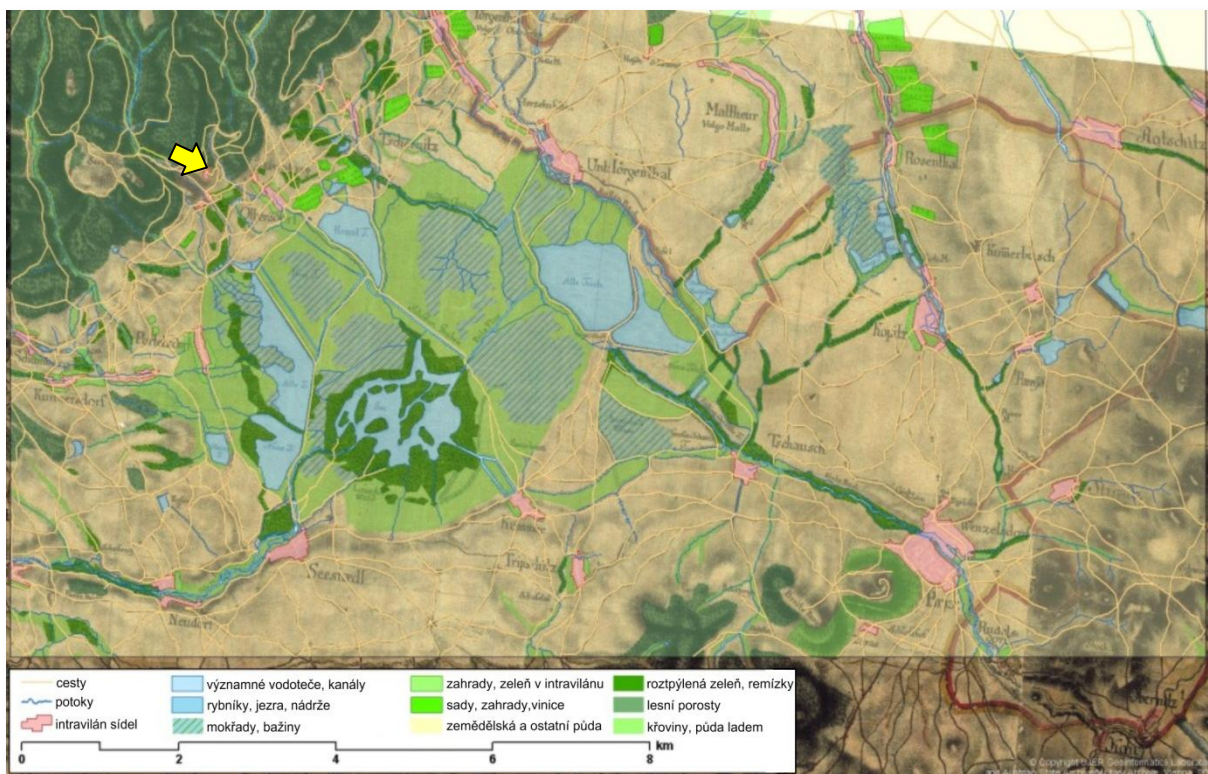
První známky lidské činnosti a zásahů do krajiny jsou zde doloženy již od neolitu (Koutecký 1963), podle některých pramenů dokonce od konce paleolitu (Říha et al. 2005), kdy bylo Podkrušnohoří osídleno. Nicméně tato kapitola se zaměřuje na zásadní zásahy, které ovlivnily krajinný ráz významným způsobem, tedy na poslední dvě staletí.

Těžba hnědého uhlí započala již v 15. stol. (Bárta et al. 1973), jednalo se však o extenzivní těžbu - selskou dobývku. Prudký rozvoj započal až ve století devatenáctém. Do této doby se také datuje první skutečně významný a koncepční zásah do krajiny – vysušení Komořanského jezera (*obr. A2.16*). To se rozkládalo na ploše 24 km² a jeho vysušení přineslo zánik mokřadů a bažinatých biotopů a vznik rozlehlé zemědělské louky (Bárta et al. 1973).

Ve stejné době se také zintenzivnila těžba uhlí formou prvních hlubinných dolů, výsledkem byla řada antropogenních montánních tvarů – odvalové haldy, odkaliště i pinky. Tyto tvary vznikaly však lokálně a nepředstavovaly zásadní zásah do krajiny. Již na konci 70. let 19. století se oblast Mostecké pánve stala nejvýznamnější oblastí těžby uhlí ve střední Evropě (Smolová 2008). V druhé polovině 20. stol. vedle rozvoje hlubinného dobývání (14 hlubinných dolů: Quido, Kohinoor, Centrum aj.) započal i prudký rozvoj dobývky hnědého uhlí formou povrchových lomů, což ovlivnilo jednak georeliéf, ale i klima, hydrografii a hydrogeologické poměry pánve (viz. výše).

Historie těžby v lomu ČSA sahá až na počátek 20. století, od vzniku roku 1901 až do roku 1947 byla tato těžební lokalita známá jako důl Hedvika. Až do roku 1916 bylo uhlí těženo ručně. Hnědé uhlí bylo dobýváno ve štolách i na povrchu, hlubinný způsob těžby

⁶ Někdy se také setkáváme s názvem Černický rybník, který je přesnější, neboť vodní plocha vznikla poklesem terénu v důsledku dřívější hlubinné činnosti.



Obr. A2.16 Poloha Komořanského jezera před vysušením, situace kolem roku 1780. Hurník (1969) uvádí, že jezero s volnou hladinou v těchto místech existovalo do Atlantiku a během dalšího vývoje oblast nabyla spíše mokřadní a rašeliništní charakter s relativně malou vodní plochou uprostřed. Žlutá šipka vyznačuje polohu zámku Jezeří. Land cover na pozadí mapového podkladu 1. josefského vojenského mapování (převzato z: *Ekologické centrum Most*, [cit. 2012-2-4], <http://www.ecmost.cz/rekultivace.php>).

byl v dolovém poli Hedvika uplatňován až do jeho vyrubání v roce 1931. Po válce mnoho dolů v Mostecké pánvi změnilo jméno a důl Hedvika nebyl výjimkou, 31. srpna roku 1947 pokřtěn po americkém prezidentovi, důl President F. D. Roosevelt. Po roce 1948 se začal důl rychle rozrůstat, dodával uhlí nejenom do elektrárny Ervěnice, ale i do elektrárny Komořany, vystavěné v letech 1943 až 1951 (Malá 2010). V září roku 1958 byl lom znovu přejmenován na v současnosti používaný název lom Československé armády (ČSA). Za devadesát let existence (1901 až 1991) se v lokalitě lomu ČSA (Hedvika) a přilehlých dolech Eliška a Maršál Koněv vytěžilo 226 milionů tun hnědého uhlí (Novák et al. 1993).

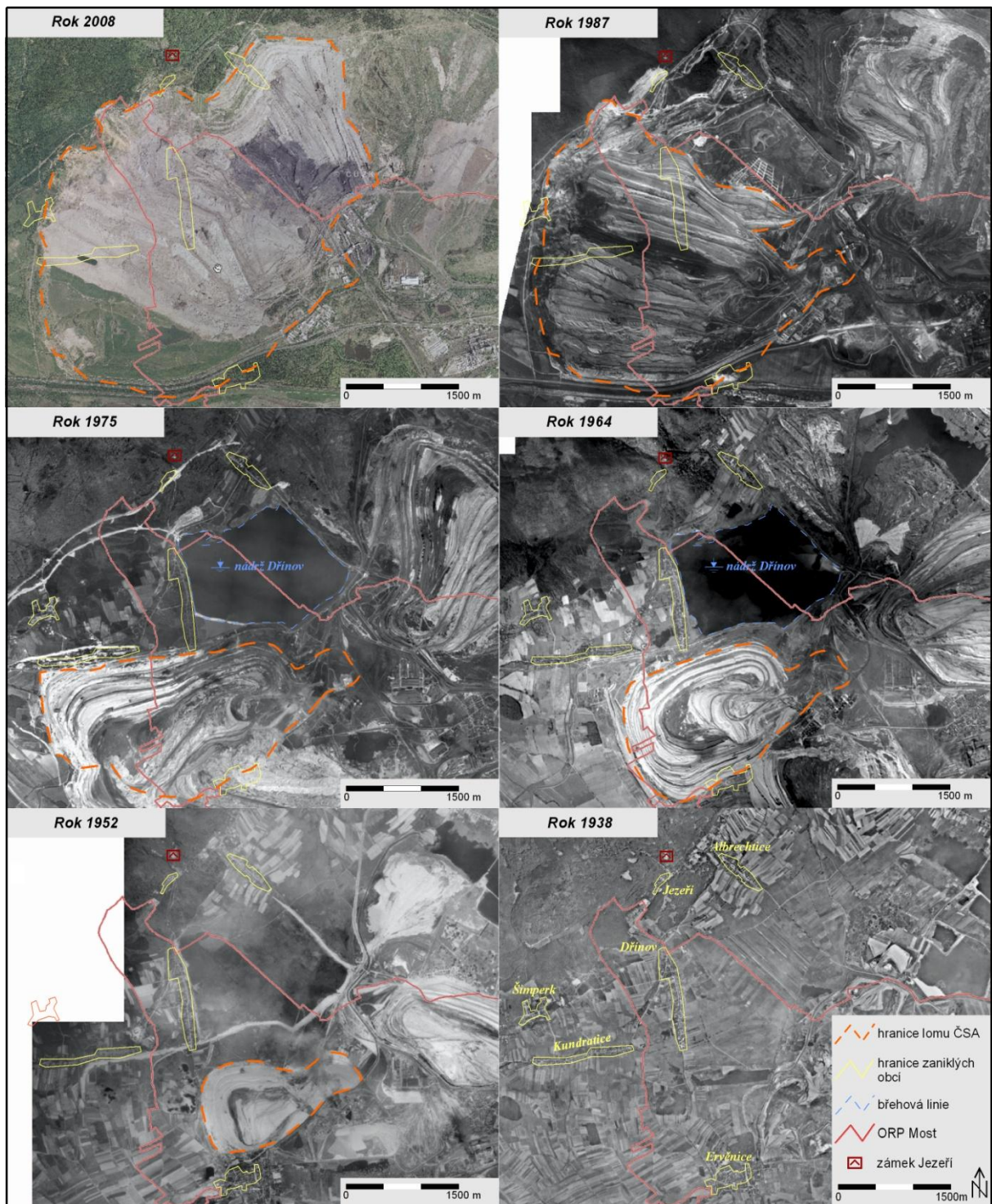
V souvislosti se šířením lomu ČSA směrem ke krušnohorskému úpatí (obr. A2.17) bylo začátkem 80. let řešeno několik variant postupu báňské činnosti. Ty se různým způsobem snažily zohlednit základní geologicko-geomorfologické aspekty (Rybář

1987), maximálně využít uhelné sloje, minimalizovat dopad těžby na ekosystém i zajistit stabilitu a bezpečnost svahu. Valeš (1998) uvádí, že uvažované byly tři možnosti šíření těžby směrem k úpatí hor:

Úplně vyuhlení zásob s maximálním ekologickým dopadem, ale stabilními závěrnými svahy lomu s horní hranou na linii cca 500 m n. m. – tzv. **velká varianta**.

Sřřední varianta předpokládala v místech nejsložitější geologicko-tektonické stavby ochranné pilíře s částečným obnažením krystalinika na max. výšku 50 m při horní hraně lomu na linii 340 až 380 m n. m. V pilíři pod zámekem je vázáno asi 30 mil. tun uhlí. Uvažovala se ještě také **subvarianta** předpokládající zvětšení pilíře v prostoru pod zámekem Jezeří s ohledem na zvýšení stability budovy zámku a části Arboreta. V pilíři jsou tak vázány další 3 mil. tun uhlí. Pilíř pod Jezerkou potom váže asi 8,5 mil. tun uhlí (Mann a Janečková 1989).

Při **malé variantě** je ekologický dopad



Obř. A2.17 Vějířovitý postup lomu Československé armády (ČSA) směrem k úpatí Krušných hor ve druhé polovině 20. století. Obrázek zachycuje i změnu okolní krajiny a polohu Dřínovské nádrže i původních vesnic (převzato z: Malá 2010).

minimalizován. Dochází k částečnému obnažení krystalinika na výšku 50 m, ale bez těžby sutí. Horní hrana lomu na linii 270 – 280 m n. m. je posunuta směrem do pánve. Vzniká velký souvislý piliř v celém úseku, který váže cca 70 mil. tun uhelných zásob.

V praxi byla realizována kompromisní střední varianta s rozšířeným piliřem pod

zámkem (vázáno 34,5 mil. tun uhlí). Těženy byly tedy i značné mocnosti kvartérních sedimentů přímo při úpatí hor, kde tak vznikl místy až 200 m vysoký antropogenní svah přímo navazující na svah krušnohorský. Generelní sklon svahu je asi 15° a v nejstrmějších pasážích, pod Janským vrchem, i více než 25°. Boční svah byl dotvarován

jednotlivými skrývkovými řezy o průměrné výšce 20 m, a tudíž má celkový svah terasovitý charakter.

Typické je, že svahy zůstávají bez souvislé vegetace, a tak na nich druhotně vzniká celá řada erozních tvarů, ale také svahových deformací. V některých dílčích partiích tak již byl setřen původní antropogenní charakter svahu. To je typické pro skrývkové řezy nižších výškových úrovní (120 m n. m.), vytvarovaných na patě svahu strměji než svrchní skrývkové řezy tak, aby na patě svahu bylo ponecháno co nejvíce materiálu a odlehčení bylo minimální. Obdobně byl montánní charakter reliéfu setřen v rozsáhlých sesuvných oblastech pod Jezerkou a jihozápadními svahy pilíře Jezeří.

Dalším plošně významným montánním tvarem jsou výsyvky, v nichž bylo od počátku těžby v Mostecké pánvi založeno přes 7 mld. m³ skrývkových zemin na ploše přibližně 140 tis. ha (Bažant 2010). Bezprostředně v okolí zájmové oblasti nalezneme celkem tři výsyvky, doposud provozovanou vnitřní výsyvku lomu ČSA, dosypanou vnitřní výsyvku lomu Obránců míru a vnější výsyvku Albrechtickou. Ta byla dosypána ve druhé polovině 50. let 20. stol. a je nejstarší nerekulitovanou výsyvkou. V současnosti je z části odtěžena a ponechána část představuje elevaci oddělující osadu Černice od lomové jámy ČSA. Pata vnitřní výsyvky lomu ČSA v současnosti postoupila až pod pilíř Jezeří. Směr sypání výsyvky zpětně kopíruje směr rozšiřování lomu. Jednotlivé etáže jsou zakládány jako 20 m vysoké násypy.

Během těžby skrývky bylo v minulosti odtěženo značné množství sedimentů pánve, řádově jde o miliardy tun materiálu, Zmítko (1983) uvádí obrat cca 150 mil. tun skrývky za rok (nutno podotknout, že jde o těžbu v celé centrální části pánve). Hurník (1982b) uvažuje, že takto výrazné odlehčení krystalinika pánevní oblasti by mohlo druhotně zapříčinit lokální oživení endogenních pohybů, což dokládají i další (Drozd a Rybář 1983, Procházková et al. 1984). Hurník také tvrdí, že případné pohyby podloží vlivem odlehčení by

mohly způsobit slabá antropogenní zemětřesení, která by mohla mít za následek destabilizaci svahů.

Kalvoda et al. (1994) dává do souvislosti se zemětřesením poblíž německého Bag Sulzungenu (13. 3. 1989) anomální pohyby některých sledovaných bodů polygonu Z_{2b} 11 v období podzimu 1988 a jara 1989. Kloss (1994) na základě analýzy výsledků MKP potvrzuje možné pohyby masívu nejen směrem vzhůru, ale také pohyby krystalinika směrem do pánve. Intenzitu těchto pohybů dává do přímé souvislosti s množstvím odstraněných sedimentů.

Jelikož se u lomu ČSA předpokládá hydrická rekultivace, Hurník (1982b) dále uvažuje i o možném zvýšení seismicity v důsledku zatopení zbytkové jámy lomu, resp. v důsledku tlaku způsobeného vysokým vodním sloupcem.

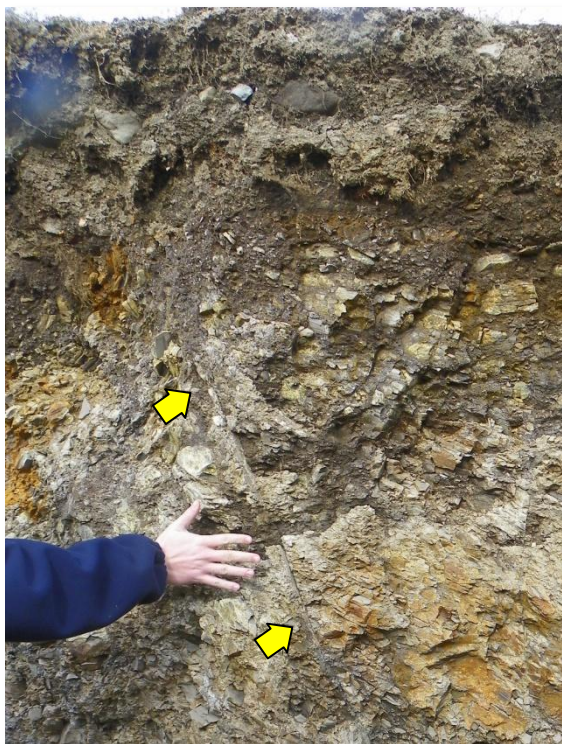
Jak ilustruje *obr. A2.17*, druhotně se těžba projevila rozsáhlou deforestrací okolní krajiny, eliminací větších i menších vodních ploch, ale také regulací horských bystřinných toků i řeky Bíliny, která je nyní přes Ervěnický koridor⁷ vedena potrubím. Všechny tyto změny mohly přispět ke změně mikroklimatu, resp. k oteplení o více než 1°C (*obr. A2.14*).

⁷ Ervěnický koridor byl vytvářen na společné demarkaci lomů ČSA a J. Šverma v letech 1957 – 1983 jako mohutné výsypkové těleso o kubatuře 940 mil. m³. Koridor vznikl za účelem propojení Mostecká a Litvínovska s Chomutovskem, jelikož původní dopravní infrastruktura byla v rámci těžby zrušena. V 80. letech 20. stol. byly v koruně koridoru položeny koleje a vybudována nová rychlostní silnice č. 13, které fungují dodnes. V roce 1981 byla také zprovozněna potrubní tlaková přeložka řeky Bíliny v délce 3,1 km. Ačkoliv je založené těleso koridoru dlouhé cca 2500 m, široké až 4400 m v bázi, resp. 1000 m v koruně a mocné až 130 m, dosáhly hodnoty poklesů při konsolidaci výsypkových zemin max. 2 m (Dykast 1998).

V rámci České republiky se jedná o mimořádnou zemní stavbu svého druhu, která je náročností technického řešení unikátní.

A2.7 ZÁKLADNÍ PŘÍČINY ROZVOJE RECENTNÍCH SVAHOVÝCH POHYBŮ

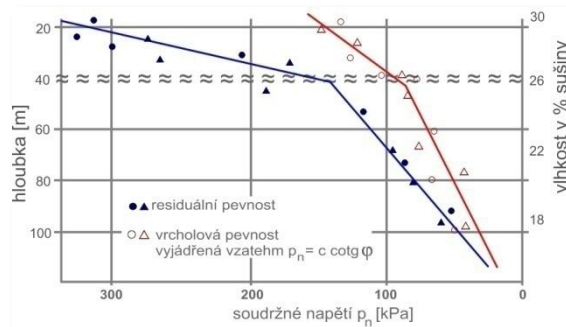
Odkrývání desítek, místy více než stovek metrů mocných nadložních vrstev přirozeně vyvolává napěťo-deformační změny uvnitř masívu, resp. nově vytvarovaných svahů. Z hlediska stability svahu zcela jednoznačně v takových případech sehrává zásadní roli významná změna relativní výšky a sklonu svahu. Odlehčení paty svahu a s ní spojená změna napětí uvnitř svahu vedou podle Pichlera (1998) k oslabení pasivních smykových sil, a tak může dojít k destabilizaci svahu.



Obr. A2.18 Špatně zřetelná hranice kvartéru a terciéru, v němž se navíc lokálně uplatňují šikmé zlomové plochy (na obrázku) a další plochy nespojitosti (foto: J. Burda, 24.2.2012)

V souvislosti s přítomností uhelné sloje je třeba zvažovat specifika, která se u jiných (rozuměno neuhelných) svahů neuplatňují (Záruba a Mencl 1987). Jedná se zejména o malou měrnou tíhu (γ_n) uhlí oproti např. zeminám, díky tomu tak vztlak podzemní vody na nadložní souvrství působí ve větší míře než v jiných případech. Dále je to malá smyková pevnost (τ_f) uhelných jílu, která je nižší než u jiných hornin. Záruba s Mencl (1987)

dokonce uvádějí, že ke smykovému dotvarování dochází při tlaku, který odpovídá 20 - 40% smykové pevnosti jiných hornin.



Obr. A2.19 Pracovní diagram smykové zkoušky ilustrující polohu geotechnického rozhraní (upraveno podle: Pichler 1989).

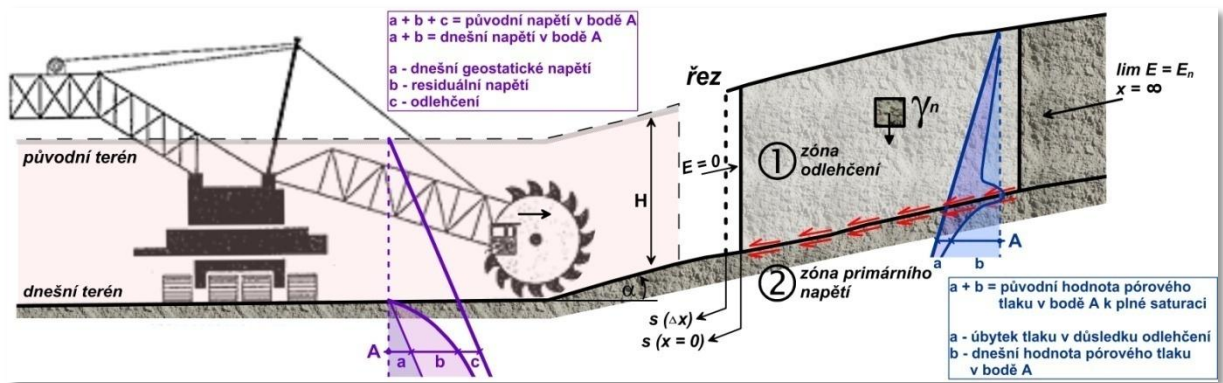
Dalším jevem negativně ovlivňujícím stabilitu svahů jsou šikmé zlomové plochy (obr. A2.18), přerušované plochy vrstevnatosti a systémy velkých a malých puklin, které prostupují nadložní prachovité jílovce (Rybář a Dudek 1976). Celkově má tak pánevní výplň kvazihomogenní nespojitý charakter v němž se uplatňuje anizotropie (Pichler 1989).

Dalším důležitým faktorem je skutečnost, že pevnostní a přetvárné charakteristiky nadložních jílovců se ve vertikálním směru mění. Pichler (1989) si všímá, že vlivem diagenetického zpevnění jejich pevnost s hloubkou stoupá, přičemž do hloubky 30 – 40 m (regelační zóna) mají jílovce velmi nízké pevnostní charakteristiky, což dokládá i Myška (1983). V této hloubce probíhá geotechnické rozhraní (obr. A2.19).

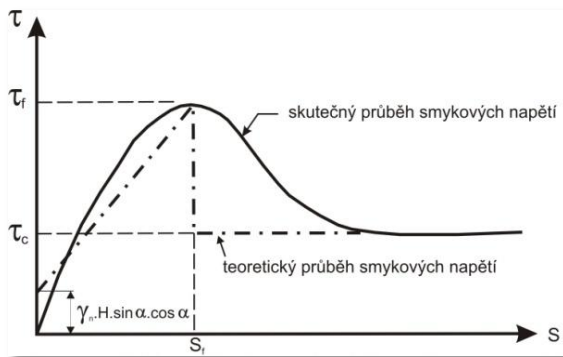
Jelikož, jak uvádí Pichler (1998), je báňská činnost vždy riziková, jsou svahové pohyby v povrchových velkolomech Mostecké pánve rozšířeným a *de facto* přirozeným jevem. Dále se v této oblasti lze setkat jak se sesouváním, tak také se stékáním a ploužením.

V zájmové oblasti dochází k progresivnímu porušování svahů, které je typické pro plastické překonsolidované zeminy, což je proces, který podrobně popsal Bjerrum (1973) a v praxi dlouhodobě aplikoval E. Pichler, jehož soubor prací v oboru regionální geomechaniky, přesahující soubor prací citovaných, považují doposud za nepřekonaný.

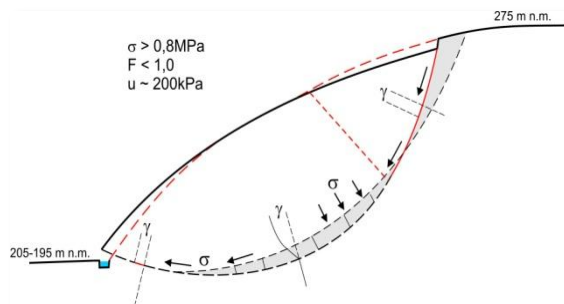
Redistribuci primárního, sekundárního a smykového napětí v jílovitém prostředí



Obr. A2.20 Model porušování svahu v soudržných zeminách. Na jílovitou vrstvu, zobrazenou v řezu výšky H , působí boční síla E , vyvolávající posuny Δs . Posunem těžbou odlehčeného bloku (1) vůči bloku primárního napětí (2) se redistribuují smyková napětí na kontaktní ploše obou bloků. Fialově je v obrázku znázorněné schéma primárního a sekundárního napětí a deformace. Změna průběhu pórového tlaku v hloubce je znázorněna modře. Typické je, že po odlehčení dochází k poklesu tlaku na zlomek původní hodnoty – plné saturaci. V zóně primárního napětí jsou tlaky blízké původním hodnotám nenarušeného prostředí. V případě dilatance se smyková zóna vyznačuje poklesem tlaků, často až do záporných hodnot.



Obr. A2.21 Graf deformačních napětí v překonsolidované zemině; τ_f – vrcholová pevnost, τ_r – reziduální pevnost (převzato: Pichler 2006).



Obr. A2.22 Příklad vláčného rozrušování svahu s progresí, σ – normálové napětí, F – stupeň bezpečnosti, u – pórový tlak (převzato: Pichler 2009).

ovlivněném těžbou zachycuje obr. A2.20. Pichler (1998) si zároveň všímá obecného faktu, že smyková pevnost zemin po dosažení vrcholových hodnot s dalším přetvořením prudce klesá až na reziduální hodnotu (obr. A2.21). Tento fakt je potom doložen vztahem:

$$\tau_f = \gamma_n \cdot H \cdot \sin \alpha \cdot \cos \alpha \cdot [1 - (s/s_f)] + \tau_c \cdot (s/s_f)$$

(symboly jsou zřejmé z obr. A2.20 a A2.21)

Při změně napěťového stavu zemin se vyvíjí i tahové napětí, které se s růstem

souřadnice x zvětšuje na maximum. Tato tahová síla způsobuje porušování soudržné zeminy (vznik trhlin v zemním bloku) a následný plošný posun, k němuž dle Pichlera (2006) dochází v anizotropním prostředí na reologicky a litologicky predisponovaných plochách, na nichž je přirozeně nižší smyková pevnost. Zároveň se na těchto plochách koncentruje napětí a vznikají deformace uvnitř svahu, což je častou příčinou vzniku celkových pohybů. Nepříznivým průvodním jevem je zvyšování vlhkosti na těchto plochách, což dávají Händl a Kurka (2010) do souvislosti se zvyšováním propustnosti při nakypřování v důsledku dilatantního chování zemin na smykové ploše. V pozorovacích vrtech se pak smyková plocha projevuje jako oblast záporných pórových tlaků – v důsledku zvětšování objemu, zde vzniká hladina sání (obr. A2.19), nebo naopak při kontraktanci se projevuje vysokými pórovými tlaky (200 kPa). Toto chování je typické právě pro křehké porušení horninového masivu (Pichler 1998).

U hluboce založených sesuvů vzniká s růstem tlakových napětí uvnitř svahu zdroj vysokých přetvoření, spojený se vznikem smykových ploch (Pichler 2006). Na základě smykových zkoušek, prováděných v 90. letech na vysokotlakých smykačích, usuzuje Pichler (2009), že k těmto přetvořením dochází při tlakovém napětí 0,4 – 0,8 MPa (obr. A2.22) a jsou tím progresivnější, čím vyšší je hodnota poměru τ_f / τ_c (tedy především nad

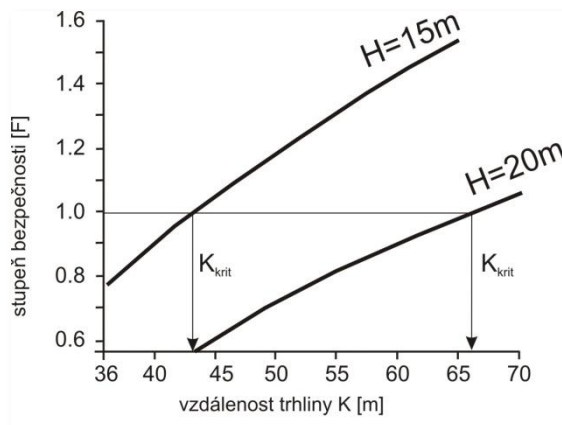
geotechnickým rozhraním – viz. obr. A2.18). Takto vysoké tlaky zapříčiňují naopak zmenšování objemu (kontraktaci) a způsobují vláčné rozrušení zemního bloku, vedoucího ke vzniku skluzné plochy, které nemusí být vázány na plochy anizotropie. Rozrušení struktury jílu počíná, když smykové namáhání dostoupí asi 60 % pevnosti ve smyku (Pichler 2006), tedy „při kontraktantním charakteru smykového namáhání nemůže být využito vrcholové smykové pevnosti“ (Pichler 1989, s. 120). V patě svahu se zpravidla toto vláčné rozrušení projevuje tenkou skluznou plochou, uvnitř svahu kluznou zónou, v odlučných oblastech je typická dokonale vyhlazená smyková plocha (obr. A2.22 a A2.23).



Obr. A2.23 Příklad dokonale vyhlazené smykové plochy v odlučné oblasti sesuvu (foto: J. Burda, 21. 4. 2010).

Úvahy o vývoji hluboce založených sesuvů uzavírá Pichler (2006, s. 15) tvrzením, že „tyto zóny (myšleno smykové) vznikají hluboko ve svahu v regelační zóně, neboť tak vznikne největší kontraktace a tím největší ztráta potenciální energie. Zmenšení objemu při zkosu způsobuje, že se zvětšuje tlak vody v

pórech, a proto sesuvy vznikají v kratším nebo delším časovém odstupu po odlehčení svahu těžbou. Charakteristické pro takové svahové deformace je dále to, že při vláčném chování se výrazně projevuje creep.



Obr. A2.24 Předpokládaná závislost stupně bezpečnosti a vzdálenosti tahové trhliny od paty svahu při výšce svahu 15 a 20 m. Optimalizováno pro geometrii místních antropogenních svahů (převzato: Pichler 2006).

I svahy se součinitelem bezpečnosti větším než jedna se dlouhodobě přetvářejí, až se vlivem klimatogenních faktorů sesují. Vláčné chování jílovců však nemůže trvat věčně. Až se objem zeminy zmenší, zpravidla odtěžením aktivní oblasti sesuvu, začne se vyvíjet tenká skluzná plocha, která zůstává trvalým znakem porušeného masivu (masiv zachovává paměť)“.

Ve specifickém antropogenním reliéfu je nutno uvažovat i specifika vyplývající z morfolgie terénu. Sesuv jednoho skryvkového řezu může přímo ovlivnit stabilitu řezu nad, či pod místem vzniku svahové deformace. Dojde-li ke vzniku svahové deformace v prostoru spodního řezu, nesmí tahová trhлина za hranou spodního řezu zasáhnout oblast koncentrace napětí v patní části výše ležícího řezu, což v obr. A2.24 zachytil Pichler (2006). V opačném případě může dojít k regresivnímu (myšleno z hlediska směru šíření svahové deformace) šíření sesuvu výše do svahu a z lokální svahové deformace může vzniknout plošně rozsáhlý sesuv destrující značnou část svahu.

A3 SOUSLEDNOST DOSAVADNÍCH VÝZKUMŮ

A3.1 STRUČNÝ PŘEHLED OBECNÝCH GEOMORFOLOGICKÝCH VÝZKUMŮ

Střední část Krušných hor a oblast Kateřinohorské klenby patří asi k nejlépe a nejintenzivněji prozkoumávaným lokalitám v celé naší republice. Nejstarší publikované práce pocházejí z druhé poloviny předminulého století (např. Laube 1876, 1887), většina však pochází z první či druhé poloviny 20. stol. (viz. Vilímek 1992).

Ačkoliv, jak poznamenává Vilímek (1994), je větší část publikovaných i nepublikovaných výzkumných zpráv zaměřena především na geologickou tematiku, setkáváme se i s ucelenými geomorfologickými elaboráty. Celá řada geomorfologických poznatků přímo vzešla z výsledků výše zmíněných geologických prací.

Asi nejdelší tradici geomorfologických výzkumů zde má Přírodovědecká fakulta UK, jejíž činnost se zaměřovala na koncepční geomorfologické mapování a hodnocení geomorfologických poměrů Krušných hor (např. Král 1966, Poštolka 1972, Šťovíček 1973, Vilímek 1992, Stolínová 2002 a jiní).

V minulosti přinesli velice podrobnou rešerši geomorfologických prací a shrnutí výsledků Král (1968) a nověji Vilímek (1994). Oba shodně vymezují tři základní směry výzkumu: **1)** problematika zarovnaných povrchů (Král 1968, Poštolka 1972, Šťovíček 1973, Demek 1977 a další); **2)** periglaciální modelace a otázka pleistocenního zalednění (mimo jiných Hurník 1965, Král 1968, Poštolka 1972 a Šťovíček 1973, z dalších např. Malkovský et al. 1985, nebo Vilímek 1998). Z hlediska zaměření této práce lze považovat za nejpodstatnější směr **3)** výzkum svahů Krušných hor (Demek 1977, Hurník 1986a,

Marek 1984c, Růžičková et al. 1987, Vilímek 1992, Machatschek in Vilímek 1994, Vilímek 1995 a řada dalších).

A3.2 VÝZKUMY SPOJENÉ S ROZVOJEM POVRCHOVÉ TĚŽBY

Rozvoj povrchové těžby hnědého uhlí s sebou přinesl bez nadsázky boom geologických, inženýrsko-geologických, hydrogeologických i geomorfologických výzkumů. Od poloviny minulého století tak vznikla celá řada ucelených teoretických prací, kontrolních měření a průzkumných děl, které lze na základě jejich zaměření tematicky rozdělit na práce orientované: **1)** na výzkum rozvoje těžby ve složitých geologicko-geomorfologických podmínkách, **2)** na výzkum vlivu těžby na stabilitní poměry krystalinika Krušných hor, **3)** na výzkum vlivu těžby uhlí na stabilitu úpatí Krušných hor tvořeného vyvlečenými sedimenty Mostecké pánve a **4)** na navrzení a instrumentace sítě kontrolního sledování.

I v těchto výzkumech má Přírodovědecká fakulta UK dlouholetou tradici (mezi jinými např. Tlustý 1984, Kalvoda a Vilímek 1989, Dittrich 1991, Stolínová 2002, Burda 2008), avšak vzhledem ke spíše inženýrsko-geologické povaze problematiky se na výzkumech podílela řada dalších institucí. V následujících řádcích je chronologicky uvedena historie výzkumných prací, jejichž výsledky jsou v této práci citovány a z nichž současné výzkumy vycházejí.

Vyhroubení až 200 m hlubokého povrchového lomu přímo pod 450 m vysokým zlomovým svahem je světovým unikátem (E. Pichler – ústní sdělení), proto byl vějířovitý postup lomu ČSA směrem k horám spojen s

doplňujícím geologickým průzkumem, jehož součástí bylo vyjma vrtného průzkumu (Elznic 1964) mapování celého předpolí. Výsledek těchto prací přinesl poznání charakteru kvartérních sedimentů při úpatí hor, o chování kvartérních kolektorů v dosahu těžby nebo analýzu vznikajících svahových deformací (Váně 1960, Pašek et al. 1964, Špůrek 1974, Rybář et al. 1975, Marek 1977, Rybář a Kudrna 1979, Marek 1979, Marek 1980a, Zmítko 1983, Zelenka et al. 1983, nověji např. Bůžková 1994a, Jezerský 1994, Marek 1994b, Rybář 1997, Pletichová 2006, Burda et al. 2011).

Diskuze o míře vlivu těžby na stabilitu Krušných hor a o významu zlomové tektoniky reprezentovaná např. názory Marka 1977, Šuly 1977 a Čecha 1977 *de facto* vedla k zahájení geologického průzkumu, který byl z hlediska poznání strukturního svahu hor a charakteru pánevního okraje fundamentálním a v republice unikátním. V letech 1980-1981 byly vyraženy průzkumné štolý Jezeří a Jezerka (*obr. A2.4* a *A2.8*) a v letech 1983-1986 štolý Černice a Horní Jiřetín (Horáček 1994). Všechny štolý byly vyraženy hluboko do krystalinika: Jezeří 429 m, Jezerka⁸ 467 m, Černice 256 m a Jiřetín 600 m. Horáček (1994) dále popisuje, že ze štol byla vrtána řada průzkumných vrtů.

Zejména znalosti z prvních dvou jmenovaných štol zásadním způsobem ovlivnily báňské postupy a směr dalších výzkumů. Inženýrsko-geologické poměry štol popsal velice podrobně ve svých pracích dr. Marek z n. p. *Stavební geologie* (Marek 1983a,b; 1994a). Právě Marek charakterizoval tektonického postižení krystalinika v okolí zámku a přeformuloval hypotézu o možném ohrožení horninového prostředí v důsledku těžby pod strukturním svahem.

Ve štolách se zároveň prováděla celá řada geotechnických průzkumů, laboratorních i polních zkoušek (*obr. A3.1*), jejichž cílem bylo

stanovit základní indexové vlastnosti hornin, pevnostní a deformační charakteristiky a stav napjatosti prostředí, stejně tak jako petrofyzikální vlastnosti (Herštus 1984, Procházková et al. 1984, Bodlák a Domečka 1986, Bejšovec 1992, Košťák et al. 2006).



Obr. A3.1 Tvarové segmenty pro zatěžovací desku jako pozůstatek polní rozpěrné zkoušky v první rozrážce štolý Jezeří (foto: J. Burda, 8. 2. 2012).

Ačkoliv se již před vyražením štol objevovaly práce spekulující o možném dopadu těžby na oblast krystalinika (Marek 1977, Rybář a Kudrna 1979, Hurník 1982b), šlo o studie vycházející čistě z inženýrsko-geologického mapování, jejichž závěry dostaly tímto výzkumem konkrétní charakter. Stabilita strmých horských svahů byla nově posuzována buď empirickými přístupy (např. Drozd a Rybář 1983, Herštus et al. 1983, Rybář et al. 1986), nebo přímými výpočty (např. Mejzlík a Mencl 1983, Kohoutek 1983, Myška 1983, Mejzlík a Mencl 1989a,b; Kloss 1994, Bůžková 1994b).

Výsledkem byla revize inženýrsko-geologických studií a nová, ucelená báňsko-geologická rajonizace zpracovaná Báňskými projekty Teplice (Rybář a Zmítko 1987) a

⁸ Ke 30. prosinci 2005 bylo důlní dílo zlikvidováno založením úvodní části štolý kombinovanou metodou foukané (700 m³) a plavené (70 m³) základky popílčkem (Varady a Čmejrek 2009).

současný rozvoj unikátního souborného systému kontrolního sledování stability – monitoringu (Herštus a Rozsypal 1983, Mann a Janečková 1989), na jehož instrumentaci a provozu se podílela řada institucí, od vysokých škol a veřejných vědeckých organizací (UK, ČVUT, ÚSMH AV ČR, GFU AV ČR, n. p. Stavební geologie) po soukromé subjekty (zejména Výzkumný ústav pro hnědé uhlí a.s., Báňské projekty Teplice a.s., AZ Monitoring a.s. a další).

Z hlediska komplexnosti naprosto unikátní systém kontrolního sledování vznikl v oblasti Jezerka (1983 – 1985) a především v oblasti Jánský vrch – Jezeří (1986), byla uplatněna celá řada metod, jimiž se zahustila stávající soustava vnější geodetické sítě intervalově sledující polohové i výškové změny (Vyskočil 1983 a 1989, Kalvoda a Vilímek 1989, Kalvoda et al. 1990).

Nově realizovaná měření lze charakterizovat jako měření prováděná ve vrtech, měření ve štole Jezeří a měření na povrchu terénu (Mann a Janečková 1989).

Měření ve vrtech

V 80. a 90. letech 20. stol. se základem monitoringu bočních svahů lomu ČSA stala přesná inklinometrie (Rybář 1997). Původní měření prováděl n. p. Stavební geologie, později, od 90. let, firma AZ Monitoring a.s. Součástí inklinometrických měření bylo také měření pórových tlaků ve vrtech (Händl a Kurka 2010). Od roku 2005 byla tato pravidelná měření nahrazena geodetickým sledováním svahů. V předpolí lomu ČSA měří v současné době hladinu podzemní vody Výzkumný ústav pro hnědé uhlí a.s. (Pletichová 2006).

Měření ve štole Jezeří

Základem dlouhodobých měření ve štole se stala přesná nivelace, která se provádí od 80. let. 20. stol. Původní měření 19 stabilizovaných bodů zahájil n. p. Stavební geologie a od začátku 90. let 20. stol. jej provádí sesterská servisní organizace těžbařské

společnosti. Během téměř třicetileté řady měření se podařilo zdokumentovat pokles prvních pěti bodů v ústí štoly a mírné stoupavé tendence v prostoru krystalinika (Burda a Pichler 2012).

Vyjma nivelace se provádí řada dalších přesných měření, ÚSMH AV ČR dodnes provozuje měřidlo TM 71, které je umístěné v čelbě štoly (Košťák et al. 2011). Od roku 1982 provádí GFÚ AV ČR velmi přesná náklonoměrná měření zachycující deformační procesy s rozlišovací schopností 0,0001 úhlové vteřiny. V současnosti jsou činné dvě stanice: „Jezeří-1“ a „Jezeří-2“ umístěné v čelbě štoly, resp. 140 m od ústí štoly (Chán et al. 2003). Vyjma těchto měření pracuje v současné době GFÚ na vytvoření lokální seismografické sítě v předpokládané konfiguraci: Hněvín, Jezeří – štola, Pyšná (ústní sdělení: J. Mrlina, GFÚ AV ČR).

Měření na povrchu terénu

Povrchová měření vnější geodetické sítě se provádějí od 70. let minulého století (Vyskočil 1983). V souvislosti s řešením otázky stability krystalinika byly v 80. letech na svazích instrumentovány niveláčnické pořady Z₂b 11; Z₂b 10; Z₂b 3 (Kalvoda et al. 1990, viz kapitola BI). Kalvoda et al. (1994) si všimají cykličnosti ve vertikálních změnách pohybu bodů niveláčnických pořadů v korelaci se změnou ročního období a stupněm nasycením masivu vodou (podzim 1983 – jaro 1989).

Od roku 2005 se páteří současného monitorování bočních svahů lomu a přilehlé oblasti stala metoda ATS (automatické totální stanice) doplněná o průběžné měření sítě GPS bodů (Bláha et al. 2006). Poblíž portálu štoly byla také umístěná nová meteorostanice.

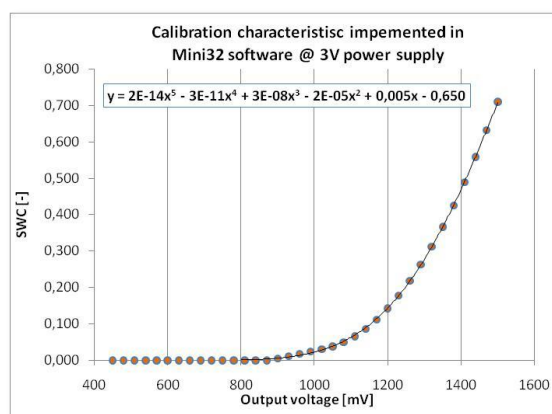
Zcela obdobný a ve své době ještě propracovanější systém kontrolního sledování byl instrumentován v 80. letech 20. stol. v piliři Jezerka (viz. Mann a Janečková 1989, Rybář 1996, Rybář 1997, Valeš 1998).

A4 PŘEHLED POUŽITÝCH METOD

Základem metodického přístupu ke studiu zvoleného tématu byl multidisciplinární výzkum kombinující terénní průzkum, laboratorní analýzu a syntézu dat s pomocí geografických informačních systémů (GIS). Rozsah využití jednotlivých metod byl přizpůsoben lokálním podmínkám a finančním možnostem projektu.

- Rešerše existujících publikací, digitalizace starých mapových podkladů a analýza vrtné dokumentace (kapitoly B1 – D1).
- Geomorfologické mapování s využitím GPS proběhlo v letech 2010 – 2012 podle metodiky popsané Baroněm (2004).
- Analýza leteckých snímků pořízených v červnu 2010, říjnu 2010 a únoru 2011 z paluby letounů Zlín-43 a Zlín-42; analýza ortofot z let 1952, 1975, 1987, 2000, 2003, 2006, 2008, 2010 a 2011. Zpracováno v prostředí Surfer 9.0 (Golden Software, Inc.) (kapitoly B2 – C1)
- Analýza geodetických měření v zájmové lokalitě. Vyhodnocena byla data z kontinuálního *monitoringu ATR* (viz. Brown et al. 2007) prováděného od roku 2005. Dále byla zpracována data *velmi přesné nivelace* prováděné v zájmové lokalitě od 90. let. 20. stol. Obě měření provádí servisní organizace těžařské firmy (kapitoly B1 – B3).
- Analýza klimatických dat (srážky, teplota, sněhová pokrývka) z meteostanice Jezeří (provozované VÚHU a.s.) a okolních stanic ČHMÚ (kapitoly B1 – D1).

- Ke sledování sezónních změn půdní vlhkosti byly v prosinci 2011 instalovány dva datalogery *MicroLog V3A 88* a *89*. Oba datalogery jsou osazeny dvěma čidly půdní vlhkosti *WaterScout SM 100* (v horizontech 500 a 1000 mm). K interpretaci byla použita kalibrační křivka uváděná výrobcem (obr. A4.1; kapitola D1)



Obr. A4.1 Výsledná kalibrační křivka je vypočtená dle kalibračních rovnic (Spectrum Technologies 2011) uváděných výrobcem (zdroj: J. Kučera, EMS Brno).

- 13. 8. 2010 proběhla *instrumentace vlastní sítě geodetických bodů č. 1001 - 1012*, která byla po třech etapách měření kompletně zničena sesuvem v lednu 2011. V průběhu roku 2011 byl tento monitoring nahrazen *laserovým skenováním* sesuvné oblasti. Měření probíhala ve spolupráci s ČVUT – Ing. Smitka. K vlastnímu měření byl využit laserový skenovací systém *Leica HDS3000*, u něhož úhlová přesnost dosahuje hodnoty 0,06 mrad a polohová přesnost zaměření bodu je rovna 5 mm na vzdálenost 50m. Hustota skenování byla zvolena 20 x 20mm / 10 000 mm. Měření proběhlo ve třech etapách –

duben, červen a září roku 2011. Po zahájení sanačních prací v říjnu 2011 (*obr. D1.8*) byl tento monitoring ukončen (*kapitola B3*).

- Geofyzikální průzkum využívající metody *multielektrodového odporového profilování (ERT)* byl realizován v linii tří profilů. Vlastní měření proběhla v červenci 2010 a v dubnu a říjnu 2011 vždy s elektrodovým uspořádáním Wenner-Schlumberger. K měření byla použita aparatura ARES a průzkum probíhal ve spolupráci s ÚHIGUG PřF UK – Dr. Dohnal, a ve spolupráci s ÚSMH AV ČR – Dr. Hartvich (*kapitoly B2 a B3*).
- *Dendrogeomorfologický výzkum* proběhl v roce 2007 na svazích Krušných hor

(50 stromů – *Fagus sylvatica*) a v letech 2010 a 2011 v prostoru zámeckého Arboreta (21 stromů různých druhů) a na okolních porostech (24 stromů – *Betula pendula*). Vzorby byly podrobeny letokruhové analýze (*kapitola C1*) a na vzorcích břízy bělokoré byly analyzovány změny tvarových parametrů cév v důsledku vnější disturbance – sesuvu (*kapitola C2*).

V této kapitole byl nastíněn pouze stručný přehled použitých metod, podrobněji je metodika rozepsána v jednotlivých kapitolách (*B1 – C2*).

KAPITOLA B

Publikace zaměřené na analýzu rozšíření, struktury a příčin vzniku svahových deformací

Tato kapitola sestává ze tří článků publikovaných v „Natural Hazards and Earth System Sciences“ a „Geografii“ a představuje první část vlastní badatelské části kandidátské disertační práce. Kapitola pojednává o problematice svahových pohybů v antropogenním jv. svahu Krušných hor, v okolí zámku Jezeří. Podrobně je hodnocena dynamika recentních svahových pohybů a příčiny, které vedly k jejich vzniku. Metodický postup kombinuje klasické metody (geomorfologické mapování, hodnocení geodetických dat, analýza ortografických snímků) s moderními terénními metodami.

Burda J., Vilímek V. (2010): *Vliv klimatických faktorů a kolísání hladiny podzemní vody na stabilitu antropogenních svahů Krušných hor*. Geografie, 110, č. 4, s. 377–392.

Burda J., Žižka L. and Dohnal J. (2011): *A monitoring of recent mass movement activity in anthropogenic slopes of the Krušné Hory Mountains (Czech Republic)*. Natural Hazards and Earth System Science, 9, s. 119-128.

Burda J., Hartvich F., Valenta J., Smítka V. and Rybář J. (in rev): *Climate-induced landslide reactivation at the edge of the Most Basin (Czech Republic)*. Natural Hazards and Earth System Science.

B1 VLIK KLIMATOGENNÍCH FAKTORŮ NA VZNIK SVAHOVÝCH POHYBŮ

Jan Burda^{1,2} a Vít Vilímek¹

“Vliv klimatických faktorů a kolísání hladiny podzemní vody na stabilitu antropogenních svahů Krušných hor”

¹Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF UK, Albertov 6, 128 43 Praha 2

²Útvar geotechniky a hydrogeologie, Výzkumný ústav pro hnědé uhlí a.s., Budovatelů 2830, Most

publikováno: *Geografie* 2010, 115, č. 4, s. 337–392

odesláno do redakce: 24. března 2010, přijato k tisku: 4. října 2010

ABSTRACT

At the beginning of the 1980s, leveling circuits Z_{2b} 11 and Z_{2b} 3 (later also Z_{2b} 12) were monitored as a means of confirming the hypothesis concerning the Krušné Hory Mountains uplift. Contemporary geodetical monitoring focuses on side slopes formed by Quaternary sediments and Tertiary clstones. The stability of these anthropogenic slopes is implicated by hillside inclination, geological and geomorphological settings as well as climatic factors. The main objective of this study is to geomorphologically interpret the geodetical monitoring of the ČSA open-pit mine's hazardous side slopes and, in addition, to prove the influence of climatic factors on slope stability.

Keywords: mass movement – geodetical monitoring – triggering factors – Krušné hory Mts.

B1.1 ÚVOD

V souvislosti s rozvojem povrchové těžby hnědého uhlí v Mostecké pánvi byla v 70. a 80. letech 20. století řešena otázka stability jihovýchodních svahů Krušných hor (např. Rybář et al. 1975, Marek 1983b). Součástí byl i dlouhodobý geodetický monitoring nivelačního pořadů Z_{2b} 11 a Z_{2b} 3, později i pořadu Z_{2b} 12. Geomorfologické interpretaci naměřených hodnot se v minulosti věnovala řada autorů (např. Kalvoda et al. 1990, Kalvoda et al. 1994, Stolínová a Vilímek 2003). Od začátku 90. let pravidelná měření ustala a až do současnosti jsou prováděna sporadicky.

Pozornost současných geodetických měření se soustřeďuje spíše na problémové partie kvartérních sedimentů, které tvoří úpatní antropogenní svahy Krušných hor a jsou náchylné k sesouvání. Tyto svahy jsou od roku 2005 monitorovány pomocí 45 geodetických

bodů, které jsou v pravidelném intervalu zaměřovány totální stanicí umístěnou v prostoru lomu Československé armády (dále ČSA).

Díky datům z nově vzniklé automatizované meteorologické stanice Jezeří (280 m n. m.) lze výsledky nových geodetických měření porovnat se srážkami přímo ze zájmové lokality, a tak posoudit přímý vliv klimatických faktorů na rozvoj svahových pohybů v dané lokalitě. Rybář a Novotný (2005) poukazují na skutečnost, že krátkodobé intenzivní deště mohou vést k rozvoji svahových pohybů i v období, které je dlouhodobě srážkově podprůměrné. Krátkodobé extrémní srážkové úhrny proto často zapříčiňují lavinovité výskyty sesuvů v rozsáhlých oblastech. K rozvoji svahových pohybů mnohdy naopak dochází i s výrazným zpožděním oproti kulminaci dlouhodobé srážkové bilance (Rybář 2006), což je typické především pro středně hluboce až hluboce založené sesuvy. Pro hodnocení dlouhodobé srážkové bilance budou proto použity údaje z klimatologických stanic Českého hydrometeorologického ústavu (ČHMÚ) Boleboř (640 m n.m.) a Kopisty (240 m n.m.).

Cílem této práce bylo prokázat vliv klimatických faktorů jako primárního iniciačního faktoru, který vede k rozvoji svahových pohybů ve studované lokalitě.

B1.2 PŘEHLED DOSAVADNÍCH VÝZKUMŮ

B1.2.1 Charakteristika lokality

Zájmová lokalita se nachází na styku Krušných hor a Mostecké pánve. Geologické a fyzickogeografické poměry zájmového území byly již mnohokrát podrobně popsány (např. Váně 1960, Král 1968, Škvor 1972, Bárta et al. 1973, Malkovský 1977, Hurník 1982a, Zmítok 1983, Marek 1983a,b,c; Malkovský et al. 1985, Kopecký et al. 1985, Vilímek 1992, Vilímek 1994, Horáček 1994). Specifikem oblasti je rozsáhlý antropogenní reliéf. Těžba uhlí v lomu ČSA postoupila hluboko do svahu Krušných hor a vytváří vysoké antropogenní

svahy, které přímo navazují na strmé zlomové svahy kateřinohorské klenby. Předmětem zájmu jsou právě antropogenní svahy v okolí zámku Jezeří (*obr. B1.1 a obr. B1.3*). V prostoru bývalého zámeckého arboreta byl ponechán stabilizační pilíř, jenž je vymezen územním ekologickým limitem těžby v Severočeské hnědouhelné pánvi z roku 1991 a má zamezit rozvolnění tektonicky porušeného svahu krystalinika v okolí zámku Jezeří, k němuž by mohlo dojít odlehčením paty svahu (Pichler 1998, Burda 2008 a další).



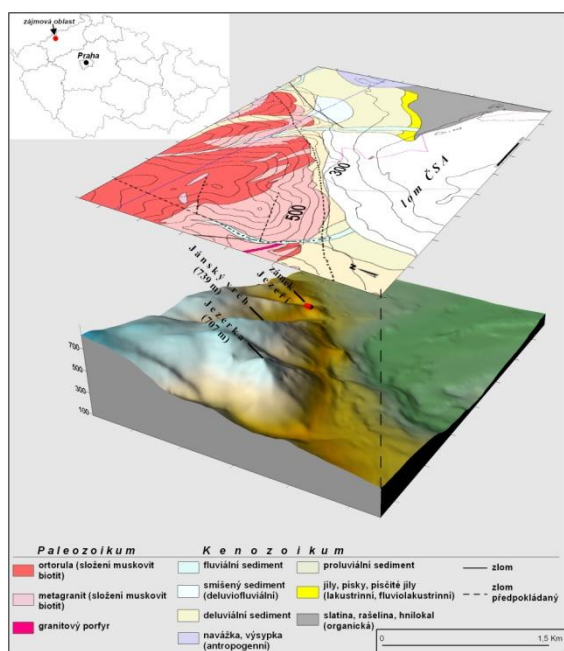
Obr. B1.1 Stabilizační pilíř při úpatí tektonicky porušeného krušnohorského svahu pod zámek Jezeří. Charakteristický je sesuvný typ reliéfu v oblasti jihozápadně orientovaných svahů, v pozadí dolové pole lomu ČSA (foto: J. Burda, 2010).



Obr. B1.2 Odlučná oblast proudových sesuvů v oblasti jihozápadně orientovaných svahů (foto: J. Burda, 2010).

Pánevní souvrství je zde tvořeno mocnými lakustrinními sedimenty miocénního stáří. Jílové souvrství má přibližnou mocnost 200 m a navazuje na uhelnou sloj mocnou 20-35m. Uhelná sloj je od pánevního krušnohorského krystalinika oddělena svrchně paleogenními a

spodně neogenními klastickými sedimenty (Král 1968, Bárta et al. 1973, Malkovský et al. 1985). Ve sledované oblasti mezi Mosteckou pávní a Krušnými horami ostře prochází linie krušnohorského zlomu, mocnost této poruchové zóny odhadl Marek (1983a) na 40 m.



Obr. B1.3 Obecný topografický a geologický přehled zájmové oblasti (geologický podklad: ČGS).

Vlastní stabilizační pilíř, který je předmětem zájmu současných prací, je pokryt kvartérními proluviálními a koluviálními sedimenty. Řada geomorfologických a inženýrsko-geologických prací dokazuje náchylnost těchto kvartérních sedimentů ke vzniku svahových pohybů (Bůžková 1994a, Burda 2008), ve výjimečných případech dochází k rozvoji hlubokých sesuvů napříč celým pánevním souvrstvím (Pichler 1998, Valeš 1998, Rybář a Novotný 2005).

B1.2.2 Měření nivelačních pořadů

První velmi přesná nivelace, jež měla za cíl registrovat stabilitní poměry jihovýchodního svahu Krušných hor, byla zřízena a provozována již v 80. letech minulého století. Zvláštní nivelační pořad Z_{2b} 11 (a jeho odbočky Z_{2b} 10 a Z_{2b} 3) spojoval zarovnané povrchy vrcholové oblasti Krušných hor

s areálem zámku Jezeří a s úpatím zlomového krušnohorského svahu. Sledování započala na jaře roku 1983 a probíhala v pravidelných etapách do jara 1989. Vztažným bodem byla hloubková stabilizace v Nové Vsi v Horách (Kalvoda et al. 1994). V roce 1990 byla měření redukována pouze na úsek v prostoru zámku Jezeří a vrchu Jezerka a současně byl tento zbytek pořadu Z_{2b} 11 a Z_{2b} 3 doplněn o měření na Z_{2b} 12. Výchozím bodem byla stabilizace Červený Hrádek. Tato měření byla započata roku 1988, ovšem neprobíhala v pravidelných obdobích roku jako u zvláštního nivelačního pořadu Z_{2b} 11 (jaro a podzim), což je vzhledem k prokázaným sezónním výkyvům ve výškové poloze bodů (Kalvoda et al. 1990) značnou nevýhodou. Vzhledem k tomu, že se oba měřené pořady v úseku zámek Jezeří – vrch Jezerka prostorově překrývaly a byla zde v období podzim 1988, jaro 1989 a 1990 i časová shoda, pokusili jsme se o srovnání (Stolínová a Vilímek 2003). Nikoliv z hlediska absolutní hodnoty pohybů, neboť oba pořady mají jiné vztažné body, ale o porovnání trendů pohybů, jež signalizují recentní geomorfologické procesy v dané části pořadu. A to zejména tehdy, když se jedná o celou skupinu geodetických bodů a současně bylo provedeno vyhodnocení geomorfologických poměrů v nejbližším okolí bodů i geomorfologické mapování širší oblasti Jihovýchodního krušnohorského svahu (Vilímek 1995 a 1998). Současně proběhlo i ocenění kvality stabilizace měřených geodetických bodů – viz metodika Kalvoda a kol. (1990).

Vysvětlení vertikální pohybů z pravidelných měření na pořadu Z_{2b} 11 z 80. let je potřeba hledat v příčinách klimatických, tektonických a antropogenních. Přičemž bylo současně možné vytipovat oblasti odlišné míry porušení přepovrchové části zemské kůry v reakci na současné geodynamické procesy (Kalvoda et al. 1990). Geomorfologická interpretace opakovaných nivelačních měření z let 1988 až 1998 (z kombinace pořadů část Z_{2b} 11, Z_{2b} 12 a Z_{2b} 3) přinesla překvapivě vysoké hodnoty zdvihů části sledovaných

bodů, a to až přes 2 mm/rok. Tyto výsledky ovšem mohly být do určité míry zkresleny zpochybnou kvalitou stabilizace výchozího bodu u Červeného Hrádku či možností nahromadění systematické chyby v důsledku překonávání velkých relativních převýšení v průběhu měření (Stolínová a Vilímek, 2002). Dalším možným vysvětlením je i již dříve diskutovaný elastický zdvih, jakožto reakce na odtěžené hmoty v pánevní oblasti (Kalvoda a kol. 1990). V každém případě i tato již méně kvalitní etapa nivelačních měření (1988 až 1998) přinesla potvrzení sezónního kolísání výškové úrovně nivelačních bodů a společně reakce skupiny bodů v odezvě na recentní geomorfologické procesy.

B1.3 METODY

B1.3.1 Geodetický monitoring

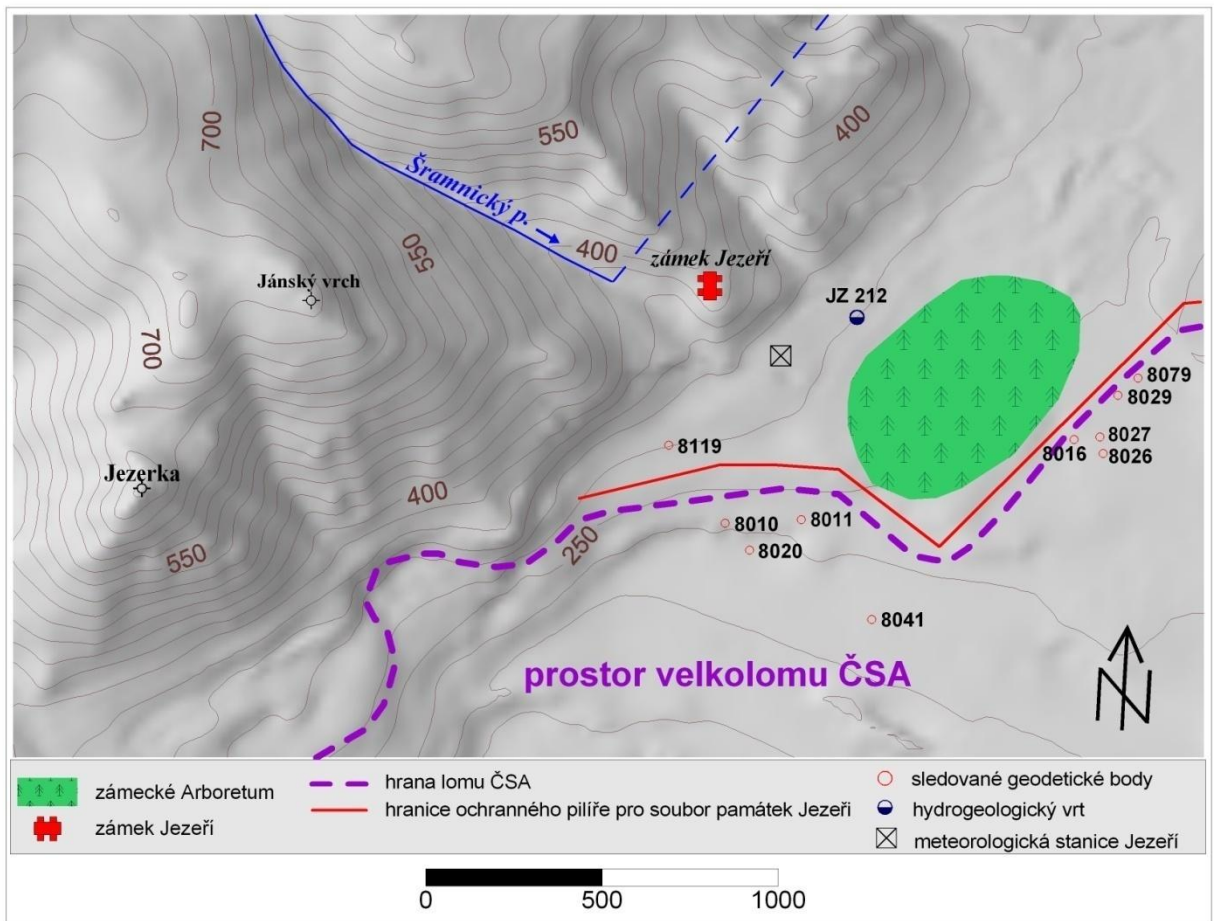
Tato práce se zaměřuje na oblast kvartérních sedimentů, které tvoří boční svahy lomu ČSA a opěrného pilíře pod zámekem Jezeří. Podklad pro analýzu tvoří data geodetického "*monitoringu bočních svahů lomu ČSA*", který je realizován od 21. června 2005 a v současné době sleduje nejen prostor pilíře Jezeří, ale i partie svahu albrechtické výsypky. Na rozdíl od předchozích geodetických měření se nejedná o nivelační pořad, ale o kontinuální zaměřování vybraných bodů ve svahu (Brown et al. 2007). Na ocelových pažnicích o průměru 50 mm a o celkové délce 3,5 m jsou umístěny odrazné hranoly. Pažnice jsou v hloubce 2 m zajištěny betonovou směsí nebo částečným zásypem s kamenivem frakce 8-16 mm a betonovou manžetou (Stanislav a Blín 2007).

Souřadnice odrazných hranolů X, Y, a Z jsou zaměřovány v hodinovém intervalu totální stanicí ATS Leica TCR 2003A, která je umístěna v kóji na betonovém fundamentu ve vyuhleném pánevním dně (Stanislav a Blín 2007). Stanice při každém měření zaměřuje i

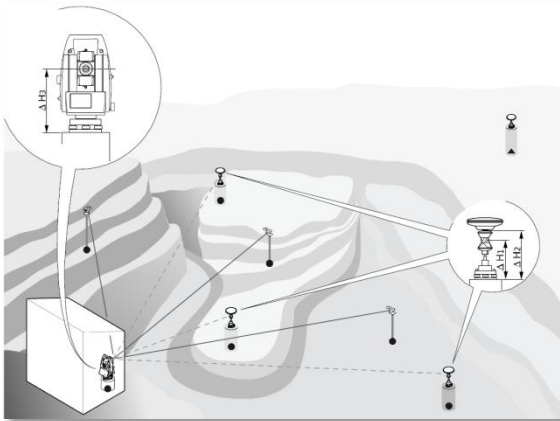
polohy čtyř stabilních referenčních bodů, které jsou umístěny mimo dolové pole lomu ČSA na stožárech obslužných budov. Průběžným zaměřováním čtyř referenčních bodů je možné určit hodnoty posunu jednotlivých monitorovaných bodů (*obr. B1.5*). K dispozici jsou hodnoty relativních a absolutních měsíčních 2D a 3D posunů. Aby byla podchycena i vertikální složka pohybu, použili jsme hodnoty absolutních 3D posunů, které se počítají jako vektorová hodnota posunu bodu v prostoru.

Střední chyba hodinového měření je v závislosti na vzdálenosti (1500 - 2000 m) asi 20 - 30 mm (ústní sdělení pracovníků VÚHU a.s., Brown et al. 2007, Hampacher et al. 2008). Jelikož je chyba při měření poměrně významná, bylo třeba pro korelaci s klimatickými údaji vybrat body, které svým posunem přesahují chybu měření. Proto bylo ze 45 aktuálně sledovaných geodetických bodů vybráno celkem 10 bodů (*obr. B1.4*). Jedná se o body č. **8010, 8011, 8016, 8020, 8026, 8027, 8029, 8041, 8079, 8119**, jejichž celkový 3D posun od počátku měření překročil zvolenou hodnotu (byly zvoleny body, jejichž absolutní 3D posun ≥ 300 mm, tato hranice byla zvolena empiricky tak, aby bylo možné vybrat vhodný počet reprezentativních bodů s hodnotami posunů, které výrazně přesahují chybu měření). Byly tedy vytipovány body s největším absolutním posunem od začátku měření.

Některé body byly v průběhu monitoringu zničeny svahovými pohyby, následně musely být proto nahrazeny body novými. Dalším kritériem výběru byla ucelenost měření, při němž jsme vybírali body s nepřetržitým měřením od jejich založení do 31. prosince 2009. Výše zmíněné geodetické body byly založeny 21. června 2005, jen bod 8079 byl založen 13. července 2006 a bod 8119 až 25. září 2007.



Obr. B1.4 Přehledová mapa znázorňující lokalizaci deseti sledovaných geodetických bodů v prostoru stabilizačního pilíře pod zámkem Jezeří.



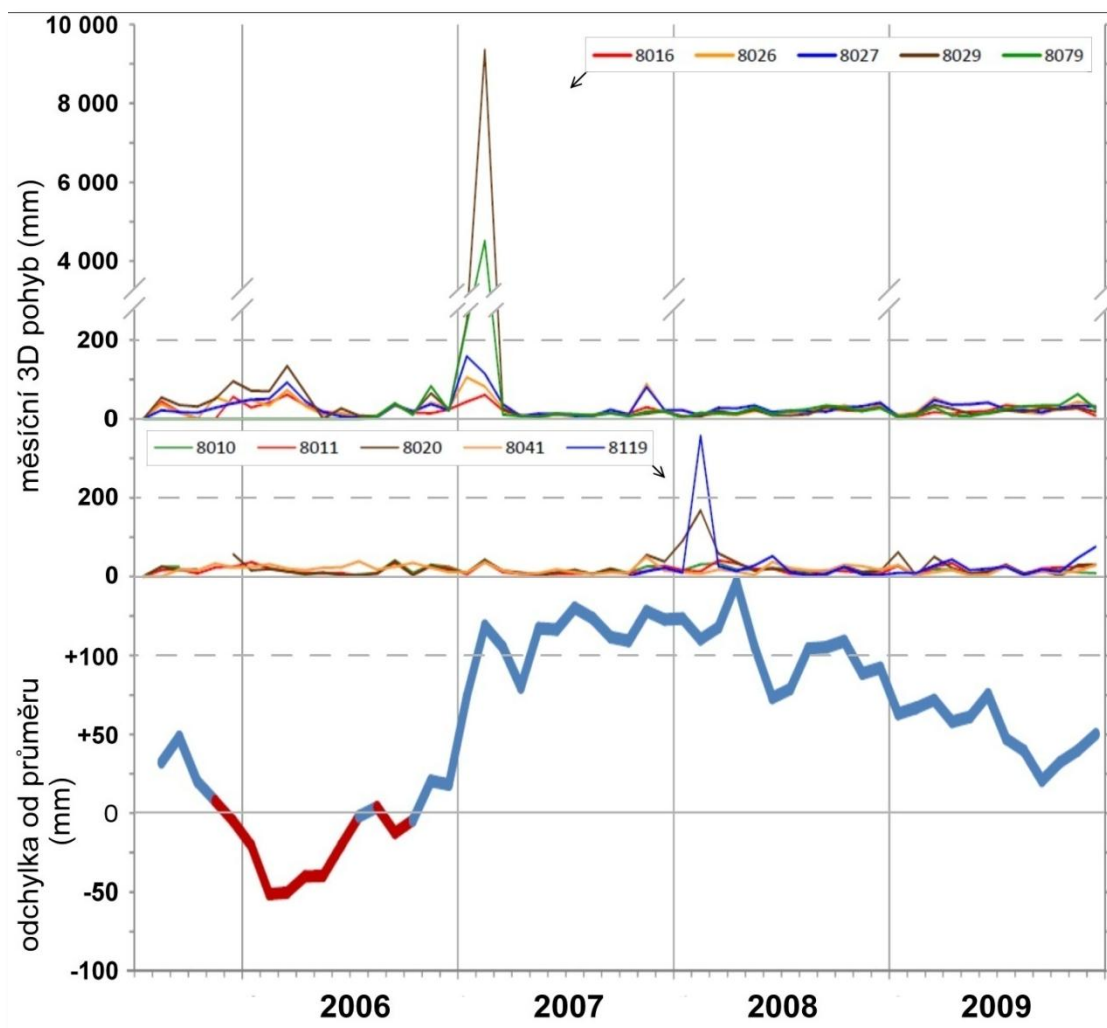
Obr. B1.5 Princip geodetického monitoringu lomových svahů, poloha totální stanice a konfigurace sledovaných a referenčních bodů, které jsou osazeny odraznými hranoly (Brown a kol. 2007).

B1.3.2 Klimatologická data

Údaje o teplotách a srážkách byly získány z automatické meteorologické stanice Jezeří provozované pracovníky VÚHU a.s., která je umístěna nad zámeckým arboretum a je tedy v

bezprostřední blízkosti monitorované oblasti (obr. B1.4). K dispozici jsou hodinová měření srážek, teploty vzduchu, směru a rychlosti větru. Technické problémy způsobily, že jsou údaje neúplné v období listopad 2007 - únor 2008 a červen 2008 – prosinec 2008. Data z meteorologické stanice Jezeří jsme využili k hodnocení vlivu krátkodobých srážek a přivalových dešťů.

Z klimatologických stanic ČHMÚ Boleboř (asi 7 km od zámku Jezeří) a Kopisty u Mostu (asi 8 km od zámku Jezeří) byly použity měsíční srážkové úhrny. Ty byly využity k hodnocení dlouhodobé srážkové bilance. Získaná klimatologická data byla porovnána s úrovní hladiny podzemní vody ve vrtu JZ212, který je situován pod silnicí spojující zámek Jezeří a Černice, tedy ve vrstvách pánevních sedimentů (Chán et al. 2009). K dispozici jsou údaje za posledních pět let.



Obr. B1.6 Porovnání posunů vybraných geodetických bodů na jv. a jz. svazích opěrného pilíře se součtovou čarou rozdílů mezi měřeními a průměrnými měsíčními úhrny srážek na meteorologické stanici Jezeří (chybějící údaje byly doplněny zaznamy ze stanice Kopisty).

B1.4 VÝSLEDKY

V kombinaci s místními geomorfologickými a geologickými poměry jsou klimatické faktory obecně považovány za hlavní přirozený iniciační impuls vedoucí k destabilizaci svahů. V této lokalitě tuto skutečnost implikovali i Kalvoda et al. (1994), když si všimají cykličnosti ve vertikálních změnách pohybu bodů nivelačního pořadu Z₂B 11 v korelaci se změnou ročního období (podzim 1983 – jaro 1989). Konstatují, že většina bodů nivelačního pořadu vykazuje rostoucí tendence na jaře, což je důsledek jarních srážek, tání sněhu a následného nasycení masívu vodou. Velký vliv klimatických faktorů na stabilitu svahů zde uvádějí i Rybář et al. (1975) a Rybář a

Novotný (2005), poukazují však na provázanost aktivity svahových pohybů a dlouhodobých klimatických trendů. Zejména hluboce založené sesuvy reagují na víceleté zvýšené srážkové úhrny se zpožděním (v případě sesuvu bočních svahů pod Jezerkou roku 1983 došlo k pohybům se zpožděním jednoho a půl roku - obr. B1.7).

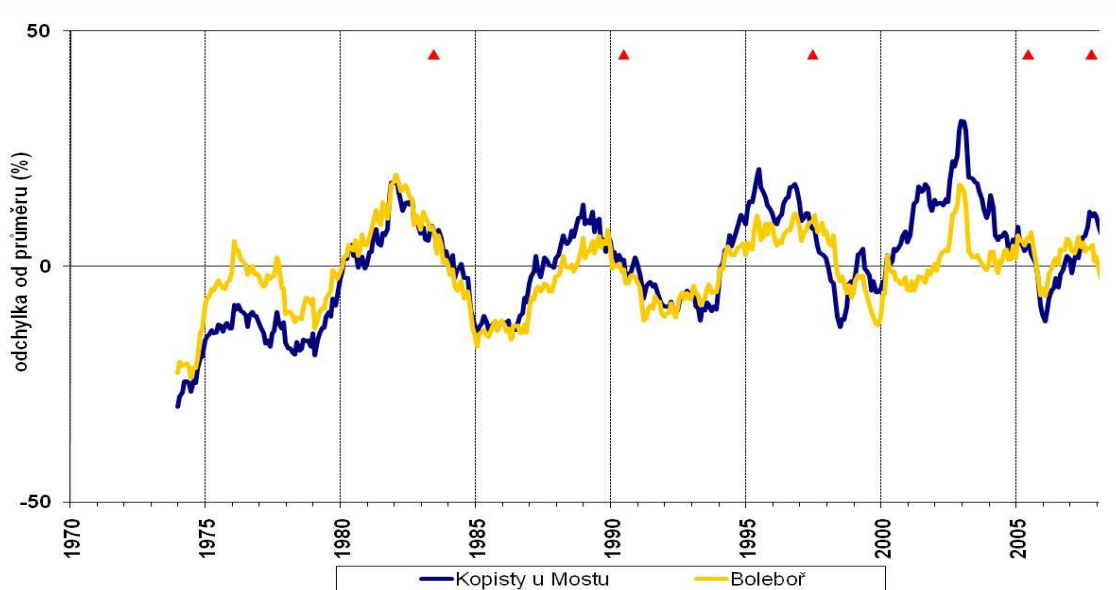
Zvolené geodetické body byly na základě polohy ve svahu opěrného pilíře dále rozděleny do dvou skupin. Body **8016, 8026, 8027, 8029** a **8079** odrážejí poměry sanovaných jihovýchodně orientovaných svahů opěrného pilíře. Nesanované svahy pilíře s jihozápadní orientací jsou aktuálně partii s největší dynamikou svahových pohybů. Body **8010, 8011, 8020, 8041** a **8119** reflektují poměry této části svahu.

B1.4.1 Jihovýchodně orientované svahy

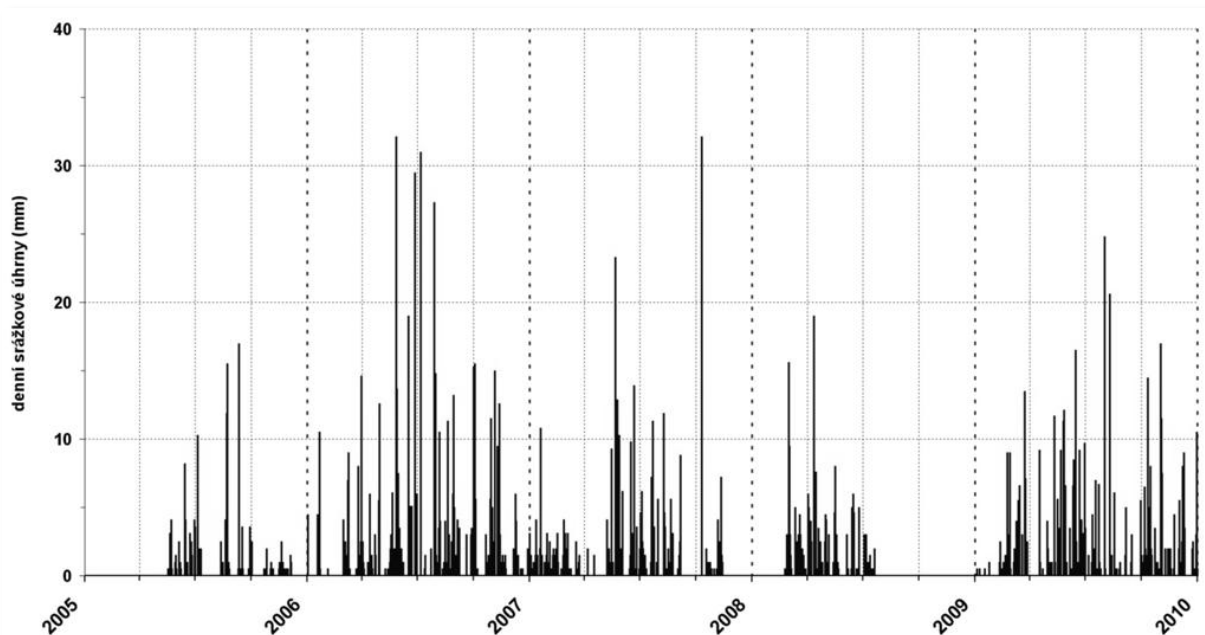
Obr. B1.6 přehledným způsobem prezentuje hodnoty měsíčních 3D posunů jednotlivých bodů (8016, 8026, 8027, 8029, 9079). Hodnoty posunů v grafu oscilují okolo 20 - 30 mm, což jsou hodnoty v rozmezí chyby měření. Přesto můžeme spolehlivě vymežit měsíce, v nichž došlo k rozvoji svahových pohybů a signifikantním posunům monitorovaných bodů. Jedná se o období konce roku 2005 a roku 2006 (údaje z prvních měsíců měření je třeba brát s rezervou, neboť jsou data neúplná a hodnoty měsíčních posunů mohou být zatíženy chybami vzniklými v iniciální etapě měření - Stanislav a Blín 2007). Pohyby ze září a listopadu roku 2006 indikovaly progresivně se vyvíjející sesuv. Dne 10. února 2007 skutečně došlo k sesuvu v dílčí části bočního svahu, jehož kubaturu odhadl Pichler (2008) na 110 tis. m³. Pohyb byl zachycen několika body, ale pouze stabilizace bodů 8029 a 8079 nebyla během sesuvu zničena. V listopadu roku 2007 pozorujeme u některých bodů opět vzrůst hodnot, celkově se ale hodnoty posunů drží v rozmezí asi 20 - 30 mm. Během roku 2007 byly v této části svahu pilíře dokončeny sanační práce, které zřejmě vedly k celkové stabilizaci svahu.

Rekognoskace terénu i provedené studie (Rybář a Novotný 2005, Pichler 2008) prokázaly v oblasti jihovýchodních svahů pilíře existenci hluboce a středně hluboce založených sesuvů. Proto je vhodné vztahovat vznik svahových pohybů v těchto svazích k anomáliím v dlouhodobých srážkových úhrnech. Na obr. B1.7 je zobrazena odchylka od dlouhodobých měsíčních průměru srážek vypočtená z hodnot naměřených na stanicích Boleboř a Kopisty u Mostu. Charakteristický je cyklický charakter, kdy křivka osciluje okolo průměrných hodnot. V grafu jsou znázorněny i hluboce založené sesuvy z minulých let 1983, 1990, 2005 a 2007.

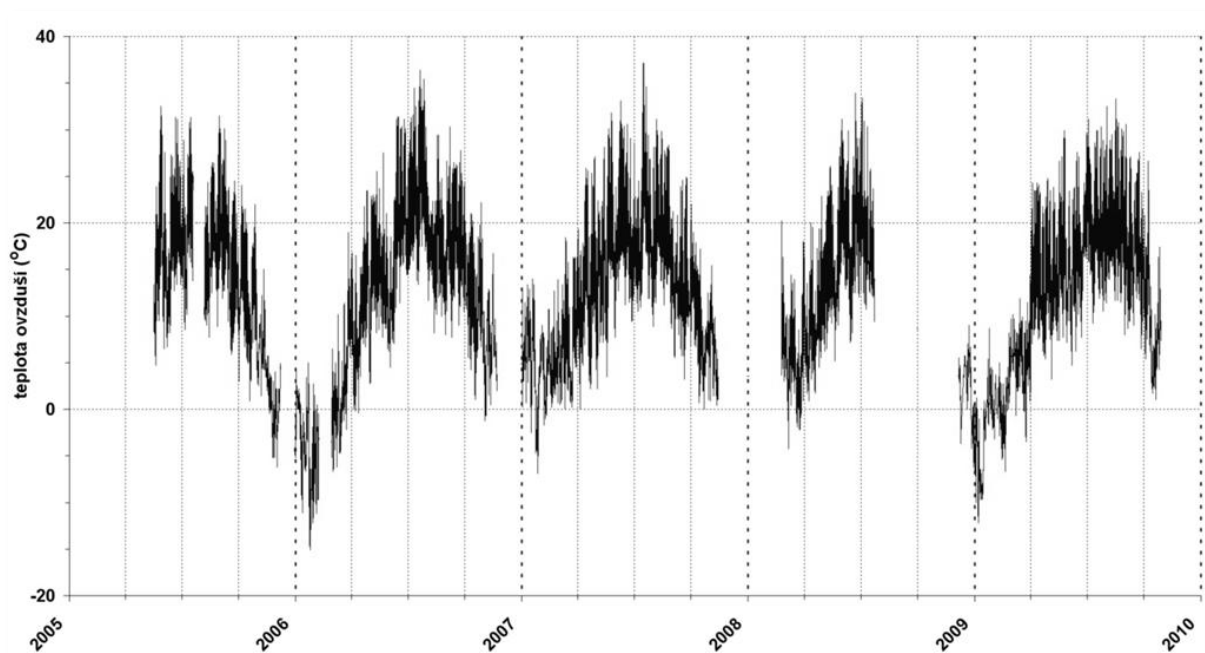
Oživení pohybů na jaře roku 2007, které je patrné z obr. B1.6, lze dát do souvislosti s dlouhodobým trendem srážek. Tento svah byl již v roce 2005 postižen rozsáhlým hluboce založeným sesuvem, který byl iniciován dílčí kulminací srážek během května a června (Rybář a Novotný 2005, Burda 2008). Jako faktory iniciující oživení pohybů v letech 2006 a 2007 se projeví zvýšená hodnota měsíčních úhrnů srážek, tání sněhové pokrývky a následný vzestup hladiny podzemní vody. Vlastní sesuv z 10. února 2007 byl potom iniciován srážkovou kulminací během ledna a února roku 2007 (obr. B1.6).



Obr. B1.7 Křivka 36 měsíčních rozptýlených úhrnů srážek - stanice ČHMÚ Kopisty u Mostu a Boleboř. V procentech je vyjádřena odchylka od dlouhodobého průměru, značky představují vznik hluboce založeného sesuvu ve sledované lokalitě.



Obr. B1.8 Denní srážkové úhrny, data pocházejí z meteostanice nad zámeckým arborem. Pro období listopad 2007 - únor 2008 a červen 2008 – prosinec 2008 nejsou data dostupná.



Obr. B1.9 Vývoj teplot, data pocházejí z meteostanice nad zámeckým arborem.

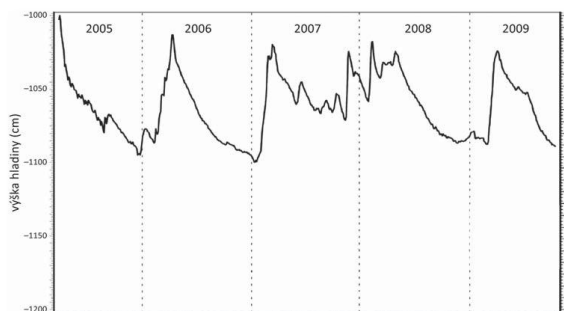
B1.4.2 Jihozápadně orientované svahy

Na rozdíl od sanovaných jihovýchodních svahů představují jihozápadní svahy oblast významně modelovanou svahovými pohyby. Morfologicky je zde charakteristický sesuvný typ reliéfu (*obr. B1.2*). *Obr. B1.6* prezentuje posuny bodů (8010, 8011, 8020, 8041, 8119), kterými je osazena tato část svahu. Hodnoty opět oscilují okolo 20 - 30 mm, přičemž mírný

vzestup hodnot k hranici 50 mm sledujeme v únoru 2007. Tento trend je obdobný jako v předchozím případě, jen celkové posuny nedosahují tak významných hodnot. Další nárůst hodnot je patrný během listopadu 2007 a od začátku roku 2008 dochází u bodů 8119 a 8020 ke skokovému nárůstu naměřených hodnot. V listopadu 2007 a dubnu 2008 skutečně došlo k progresi proudových sesuvů

(jak uvádí např. Pichler 2008). K dalšímu, ale již méně výraznému, oživení pohybů došlo opět během prvního kvartálu roku 2009.

Pohyby sledované na bodech situovaných na Jihozápadních nesanovaných svazích odrážejí aktuální pohyby sesuvů majících charakter zemních proudů, tyto sesuvy vznikají v hluboce založené sesuvné oblasti z 90. let. Podobné typy svahových pohybů jsou vázány na vznik dočasně zvodnělých horizontů v důsledku saturace povrchových vrstev srážkami. Proto je nutné hledat příčinu vzniku svahových pohybů v měsíčním a denním chodu srážek (Rybář 2006). Pro tyto účely lze vhodně využít data z meteorologické stanice provozované VÚHU a.s. poblíž zámeckého Arboreta (*obr. B1.6, B1.8, B1.9*).



Obr. B1.10 Vyška hladiny ve vrtu JZ212 E, od 24. března 2005 do 9. října 2009 (Chan a kol. 2009).

U vybraných bodů (*obr. B1.6*) pozorujeme nárůst hodnot od přelomu října a listopadu 2007. Toto oživení pohybů lze dát do souvislosti s přívalovými srážkami z 10. října 2007 (*obr. B1.8*), kdy mezi 13. a 14. hodinou spadlo 32,1 mm srážek. Po krátkém zimním uklidnění pohybu došlo v roce 2008 ke skokovému zvýšení hodnot posunů. Jelikož klimatologická data z roku 2008 nejsou kompletní, nelze chování sesuvu porovnávat se srážkovými úhrny. Aktivitu pohybu lze dát do souvislosti s jarním táním sněhové pokrývky a celkově vysokou úrovní hladiny podzemní vody během první poloviny roku 2008. Jarní oživení pohybů je tedy spojeno s jarním oteplením, které vede k tání a vzestupu hladiny podzemní a následné mobilizaci sesuvného materiálu.

Jako iniciační faktor pohybů z let 2007 a 2008 se projevívaly přívalové srážky z 10. října 2007, obdobné hodnoty srážek byly naměřeny rovněž během jara a léta předcházejícího roku, ale k oživení sesuvu nevedly. Jako možné vysvětlení se jeví nízká hladina podzemní vody (*obr. B1.10*) během zmiňovaného období. Naopak koncem roku 2007 a začátkem roku 2008 byla změřená úroveň hladiny podzemní vody ve vrtu JZ 212 velmi vysoká, a tak krátkodobé intenzivní srážky snadno vedly k promáčení povrchu a oživení pohybu.

B1.5 DISKUZE VÝSLEDKŮ

Analýzou *obr. B1.6* nalezneme období, kdy došlo k oživení pohybů v obou lokalitách. Jedná se o září a listopad 2006 a únor 2007, naměřené hodnoty jsou u bodů na jihozápadních svazích ale podstatně nižší. Naopak oživení pohybů na jaře roku 2009 se zřetelněji projevilo právě na jihozápadních svazích. Jelikož je chyba měření dost významná, lze dávat do souvislosti s klimatickými faktory spolehlivě pouze ty pohyby bodů, jejichž posun přesahuje chybu měření. Jako hlavní iniciační faktor se projevila kombinace srážkových úhrnů a zvýšené úrovně hladiny podzemní vody. Detailní studium přímé závislosti posunu bodů na klimatických vlivech ale není možné, jelikož kvůli chybě měření nejsme schopni identifikovat malé pohyby v iniciační fázi sesouvání. Při vyhodnocování těchto měření je stále třeba mít na zřeteli, že tento geodetický monitoring byl navržen ke sledování pohybů v řádech cm, nikoliv mm, tedy nikoliv za účelem základního výzkumu, ale jako systém včasné výstrahy, který má zamezit případným ztrátám na životech a škodám na báňské technice v průběhu těžby. Monitoring je rovněž navržen pro sledování celého bočního svahu lomu, proto konfigurace bodů, vzhledem k distribuci svahových deformací, rovněž není plně dostačující.

Pro posuzování závislosti vzniku hlubokých sesuvů z minulých let a dlouhodobých srážek nebylo možné využít data z meteorologické

stanice Jezeří (krátký časový rozsah měření), jako dostačující se ukázaly údaje z klimatologických stanic Boleboř a Kopisty u Mostu. Trend křivek je prakticky shodný a předpokládáný vztah progresu sesuvů a dlouhodobých srážek, tak jak jej popsali Rybář a Novotný (2005) a Rybář (2006), se potvrdil. Přínos meteorologické stanice Jezeří spatřujeme především při posuzování faktorů, které vedou ke vzniku proudových sesuvů na jihozápadních svazích piliře. Dostupnost klimatologických dat s hodinovým krokem prokázala náchylnost těchto svahů ke vzniku výše zmiňovaných sesuvů v důsledku krátkodobých extrémních srážek. Výpadky měření během listopadu 2007 - února 2008 a června 2008 – prosince 2008 však nelze nahradit daty ze stanic Boleboř či Kopisty. Pro hodnocení přívalových srážek by byly hodnoty z několik kilometrů vzdálených stanic nerepresentativní.

Přes výše zmíněné nedostatky lze považovat zjištěné výsledky za relevantní. Očekávaná závislost hlubokých sesuvů na dlouhodobé srážkové bilanci a proudových sesuvů na krátkodobých srážkových extrémech se prokázala. Jako další rozhodující faktor podmiňující vznik či oživení sesuvu se ukázala výška hladiny pozemní vody.

B1.6 ZÁVĚR

Ze 45 geodetických bodů, jejichž prostorové souřadnice X, Y, Z jsou pravidelně měřeny v hodinovém intervalu, bylo vybráno celkem 10 bodů, jejichž absolutní posun od počátku měření (21. 6. 2005) přesáhl 300 mm.

Měsíční hodnoty posunu bodů jsou zobrazeny v *obr. B1.6*. Z grafu lze vysledovat, že k oživení svahových pohybů dochází často v prvním čtvrtletí roku. K obdobným závěrům došli i Kalvoda et al. (1990, 1994), když vertikální pohyby bodů nivelačních pořadů dávali do souvislosti s jarním táním. Ze vzájemného porovnání všech grafických příloh (*obr. B1.6 – B1.10*) je patrná souvislost mezi vznikem či oživením svahových pohybů a klimatickými faktory, které přispívají k iniciaci

pohybu. Zároveň se prokázalo, že není možné přesně stanovit jeden dominantní spouštěcí impuls, který vede k rozvoji sesuvu. Při hodnocení podmínek, při nichž zde svahové pohyby vznikají, je třeba uvažovat o kombinaci vlivu více faktorů.

Odlišně je nutno přistupovat k hodnocení jihozápadních a jihovýchodních svahů opěrného piliře v závislosti na tom, o jaký typ svahového pohybu jde a jak hluboce je založený. Na stabilních sanovaných jihovýchodních svazích epizodně dochází k rozvoji hluboce založených sesuvů. Potvrdilo se, že hluboce založené svahové pohyby vznikají se zpožděním až dvou let po výrazných anomáliích v dlouhodobé srážkové bilanci (*obr. B1.7*), přičemž k rozvoji těchto hlubokých sesuvů dochází v období se zvýšenou hladinou podzemní vody vlivem zvýšených měsíčních srážkových úhrnů. Prokázalo se, že pro hodnocení dlouhodobé srážkové bilance jsou dostačující data z klimatologických stanic ČHMÚ Kopisty u Mostu a Boleboř.

Nesanované jihozápadní svahy jsou modelovány sesuvy, které mají proudový charakter. Tyto svahy se jeví jako senzitivní na přívalové srážky. Zejména v období zvýšené hladiny podzemní vody dochází k rychlé saturaci povrchu atmosférickými srážkami a následnému rozvoji sesuvu. Pro hodnocení hodinových a denních srážek se jako vhodné ukázalo využití dat z meteorologické stanice Jezeří. Jelikož se jedná o svahy zatím nesanované, nelze v budoucnu vyloučit další rozvoj proudových sesuvů v důsledku krátkodobých srážkových extrémů. V budoucnu zde však nelze vyloučit ani oživení hlubokých deformací, které by mohly zasáhnout nejen kvartérní sedimenty, ale i jíly pánevního souvrství, tak jak tomu bylo v případě sanovaných jihovýchodních svahů.

Poděkování

Tato práce vznikla jako součást státního úkolu MŠMT 1M06007 "Centrum výzkumu integrovaného systému využití vedlejších

produktů těžby, úpravy a zpracování energetických surovin" a jako součást grantového projektu GA UK 155610 "Hodnocení rozšíření a dynamiky recentních svahových pohybů v lokalitě Jezeří, Krušné hory". Článek vznikl také s přispěním výzkumného záměru geografické sekce PŘF UK v Praze MSM 0021620831 „Geografické systémy a rizikové procesy v kontextu globálních změn a evropské integrace“. Upřímný dík patří ing. Dagmar Malé za přípravu podkladových dat a ing. Evženu Pichlerovi, CSc. za cenné připomínky při zpracování této práce.

Summary

THE INFLUENCE OF CLIMATE EFFECTS AND FLUCTUATIONS IN GROUNDWATER LEVEL ON THE STABILITY OF ANTHROPOGENIC FOOTHILL SLOPES IN THE KRUŠNE HORY MOUNTAINS, CZECHIA

The aim of this study is to describe the influence of climatic factors on the stability of the protective pillar, which is defined by state mining limits from the year 1992 and which was intended to prevent any relaxation of the tectonically broken crystalline slope around the Jezeří Castle (Marek 1983a). The uniqueness of this part of the Krušné Hory Mountains is its extensive anthropogenic relief, especially the 300 m high anthropogenic slopes of the Československá armáda (ČSA) open-pit mine, which are directly linked to the steep slopes of the Krušné Hory Mountains. The stabilizing pillar, which is an area of interest, is covered by Quaternary proluvial and colluvial debris. A number of studies have demonstrated the susceptibility of Quaternary sediments to the development of mass movements (Burda 2008), and, in exceptional cases, deep-seated mass movements across the basin sediments (Rybař and Novotný 2005). During the 1970s and 1980s, the ČSA open-pit mine advanced towards the foreground of the base of the Krušné Hory Mountains. In the 1980s, as part of mining expansion and unloading of the basin, leveling circuits $Z_{2b} 11$ and $Z_{2b} 3$ (later also $Z_{2b} 12$) were found as verification of the

hypothesis of the Krušné Hory Mountains uplift. The substrate for this study consists of geodetic monitoring of the side slopes of the ČSA open-pit mine, which was implemented beginning on 21 June 2005. 3D shifts of 45 geodetic points anchored in the pillar are monitored at one-hour intervals. The standard error of measurement (about 20 mm) makes it impossible to describe and interpret 3D shifts in millimeters. In order to eliminate measurement error, 10 points were selected for elimination where the value of the absolute 3D displacement from the beginning of the measurement exceeded 300 mm.

For precipitation analysis, data series from the Jezeří meteorological station, which is located at the base of the mountains in a forested area, were used. A five-year data series in one-hour intervals was available for analysis. The Jezeří meteorological station is situated directly in the area of interest allowing the records to be effectively used in the analysis of moderate to torrential rainfall. In addition to records from the Jezeří meteorological station, we compared the displacements of geodetic points to data from CHMI climatological stations Kopisty u Mostu (240 m a.s.l.) and Boleboř (640 m a.s.l.), for which data have been available since 1970. We also compared 3D shifts to a five-year data series of groundwater levels in borehole JZ 212, which is situated at the base of the mountains and so reflects water table fluctuations in Quaternary sediments.

This study demonstrates that it is not possible to accurately determine a dominant trigger, which leads to the genesis of landslides; it is always necessary to reflect on the combined effects of several factors. In the study area, the existence of deep-seated landslides, shallow landslides and even earth flows were verified. The non-reclaimed SW-facing slope is modeled by shallow landslides and earthflows. This slope is sensitive to torrential rainfall and increased groundwater levels, which prevent deeper soaking-in and leads to the rapid saturation of surface horizon. Development of deep-seated

landslides occurring on the SE-facing slope. In assessing the climatic factors affecting landslide genesis, we evaluate two or three-year term anomalies in long-term precipitation balance. Anomalies in the long-term precipitation balance cause the genesis of deep-seated landslides with a one or two-year delay.

Fig. B1.1 – Stabilizing pillar under tectonically broken crystalline slope near Jezeří Chateau. Visible landslides on a non-reclaimed SW-facing slope of the stabilizing pillar, with the ČSA open-pit mine underlying. Photo J. Burda (2010).

Fig. B1.2 – Triggering zone in SW slope, where a flow-like landslide occurred. Photo J. Burda (2010).

Fig. B1.3 – General topographic and geological overview. Paleozoic: orthogneisses (muscovite, biotite), granites (muscovite, biotite), granite porphyry. Cenozoic: fluvial deposits, colluviofluvial deposits, colluvial sediments, base dumps (anthropogenic), proluvial deposits, Tertiary sands and sandy-clays, organic deposits; faults, supposed faults.

Fig. B1.4 – The principle of the geodetic monitoring of the open-pit mine slopes, location of stations and configuration of monitored and reference points, which are equipped with reflective prisms (Brown et al. 2007).

Fig. B1.5 – Sketch map showing the coordinates of 10 selected geodetic points in

the stabilizing pillar slopes under the Jezeří Chateau. In the legend: Chateau arboretum, Jezeří Chateau, the edge of the ČSA mine, border of the stabilizing pillar for the Jezeří historic site, monitored geodetic points, hydro-geologic borehole, Jezeří weather station.

Fig. B1.6 – Deviation from long-term rainfall average adjusted by the 36month moving average, brand symbolizes deep-seated landslide in the study area.

Fig. B1.7 – Comparison of monthly 3D displacements of selected geodetic points on the SE and SW slopes of the stabilizing pillar with rainfall cumulative deviation from the Jezeří weather station. Missing data were acquired from data sets from the Boleboř station. The x axis in the upper graph – monthly 3D movement (mm), in the lower graph – deviation from mean (mm).

Fig. B1.8 – Daily precipitation (y axis, in mm) at the Jezeří weather station. Data set is incomplete in the periods of November 2007 – February 2008 and June 2008 – December 2008.

Fig. B1.9 – Hourly temperature change (y axis, in °C) at the Jezeří weather station. **Fig. B1.10** – Water table fluctuation in borehole JZ 212 E (y axis, in cm), from 24 March 2005 to 9 October 2009.

Fig. B1.10 – Water table fluctuation in borehole JZ 212 E (y axis, in cm), from 24 March 2005 to 9 October 2009.

B2 ČASOVÁ A PROSTOROVÁ ANALÝZA SVAHOVÝCH POHYBŮ V LETECH 2005-2009

Jan Burda^{1,2}, Lukáš Žížka² and Jiří Dohnal¹

“Monitoring of recent mass movement activity in anthropogenic slopes of the Krušné Hory Mountains (Czech Republic)”

¹Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy, Albertov 6, 128 43 Praha 2

²Útvar geotechniky a hydrogeologie, Výzkumný ústav pro hnědé uhlí a.s., Budovatelů 2830, Most

publikováno: Natural Hazards and Earth System Science 2011, 11, s. 1463–1473

odesláno do redakce: 16. září 2010, přijato k tisku: 26. dubna 2011

ABSTRACT

Recent mass movements currently comprise one of the main morphogenetic processes in the extensive anthropogenic relief of the foreground of the Krušné Hory Mountains in the Czech Republic. These mass movements result in several types of deep-seated slope failures, depending on the type of movement and the water saturation of the landslide material. This paper presents the results of a detailed geomorphic survey and orthophotograph analysis combined with geodetic monitoring data in an area affected by open-pit coal mining. An interdisciplinary approach has enabled an in-depth review of both the dynamics and development of recent slope failures. The article describes deep-seated landslide complex in this part of the foothills of the Krušné Hory Mountains. At the study site, mass movements occur in thick colluvial mantle and weathered Tertiary

claystones. The main factors influencing their development include rainfall culminations, groundwater flowing from the valley of Šramnický Brook and former slope failures. All of the slope failures that have occurred here have originated at former slope failure sites.

B2.1 INTRODUCTION

The northwest part of the Czech Republic includes regions with a long tradition of brown coal mining. At the beginning of the second half of the 20th century, lignite mining was conducted in large open-pit mines. In many cases, this mining takes place in specific geological and geomorphic settings. The study area is located at a site where the side slopes of the Československá Armáda (ČSA) open-pit mine pass from the Mostecká Pánev Basin into the crystalline massif of the Krušné Hory Mountains (*Fig. B2.1*). Up until 2009, the ČSA

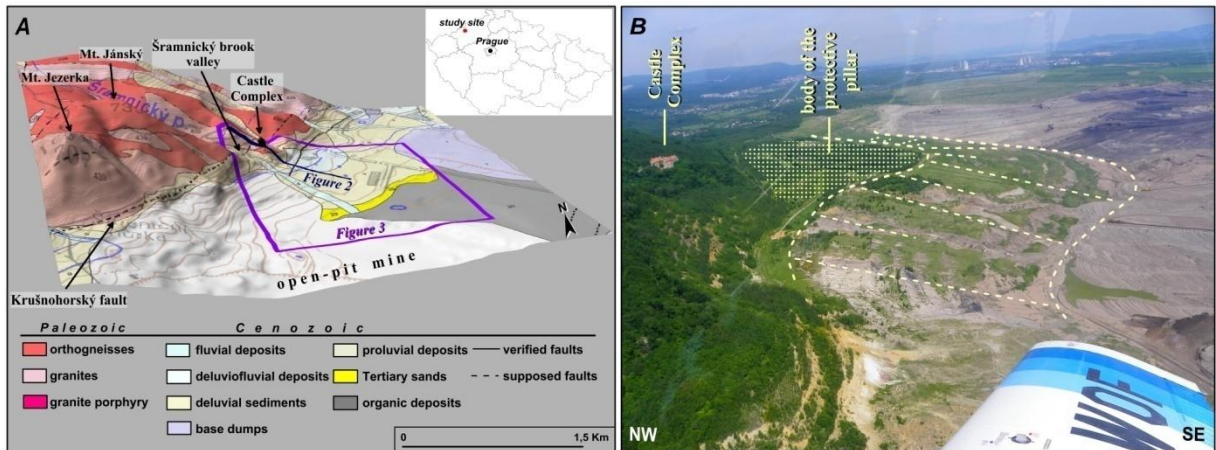


Fig. B2.1 General topographic and geological overview (A); aerial view of the study site; position of the protective pillar and surrounding overburden slope – dashed yellow lines (foto: J. Burda, 2010) (B).

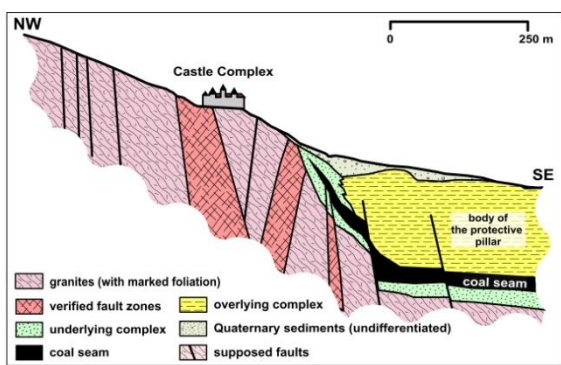


Fig. B2.2 Schematic geological cross-section through the edge of the Most Basin and Krušné Hory Mountains (modified after: Marek, 1983b).

open-pit mine was the deepest mine in the Czech Republic, with a depth of about 200 m. A high anthropogenic slope passes smoothly into the steep slopes of the Krušné Hory Mountains and involves a continuous 700 to 800 m high slope. Therefore, in connection with the intensive unloading of the basin and considering specific geological conditions (Marek 1983b; Horáček 1994), the question of foothill slope instability arises, particularly around the Jezeří Castle, which is situated on a tectonically broken crystalline slope above the ČSA open-pit mine. To prevent relaxation of the crystalline massif around the Jezeří Castle, a protective pillar⁹ was left under a problematic part of the slope (Fig. B2.1b). A similar protective pillar was projected under Jezerka Mountain (about 2 km to the west), but

due to landslides the pillar was significantly reduced in the 1980s and 1990s. Consequently, the stability of the Jezeří protective pillar has been continuously monitored at 45 stabilized geodetic points by an automated total station since July 2005 (Stanislav and Blín 2007). This kind of geodetic method is often used in monitoring open-pit mines (Brown et al. 2008); in northwest Bohemia it has been used since 1997 (Větrovský 2002).

Many authors (Kalvoda et al. 1990; Kalvoda et al. 1994; Rybář and Novotný 2005; Rybář 2006; Burda 2010; Burda and Vilímek 2010) point out that the stability of this anthropogenic slope is complicated by slope steepness, geological and geomorphic settings, as well as climatic factors. This study presents the results of field mapping, aerial orthophotograph interpretation, geophysical investigation and geodetic monitoring of the ČSA slopes, revealing the dynamics of these mass movements. The objective of this study is the geomorphic interpretation of geodetic monitoring as well as confirmation of the influences of climatic factors on slope stability. Comparison with the results of geodetic monitoring and data sets from the Jezeří meteo-station offers a unique opportunity to study the influence of climate factors on mass movement dynamics.

⁹ a large block of solid material left unworked near the slope (in this case about 500 million m³ of original, undisturbed material above the coal seam)

B2.2 GENERAL GEOLOGICAL AND GEOMORPHIC SETTINGS

The study area (about 1.5 km²) is located at the foot of a southeast facing slope of the Krušné Hory Mountains made up of a portion of the Kateřinohorská Klenba (vault) in the physiographic province of the Krušné Hory Mountains and the Mostecká Pánev (basin).

The Kateřinohorská Vault has a flat anticline structure, whose axis approximately follows a west-east direction. The core of this vault consists of orthogneiss, which belongs to a packaging series of crystalline rocks (*Fig. B2.1*). According to Marek (1983b), the foliation surface is fan-like with an inclination of 50° to 70°. Crystalline rocks are characterized by the considerable density of fault zones in a NW-SE direction, in the study area (Škvor 1975). These fault zones occur even in the highest area of the massif and disrupt the bedrock, creating a system of blocks (*Fig. B2.2*). To prevent the bedrock from relaxing, during unloading after the excavation of the basin's sediments, a protective pillar was placed under the most problematic part of the slope.

The sediments of the Mostecká Basin consist of the underlying complex¹⁰ (mainly lower Miocene sandy-clays), coal seams and the overlying complex (upper Miocene claystones). The underlying complex is made up of sediments situated under the base of the coal seams. Stratigraphically, it is a heterogeneous unit with various Tertiary complex sediments (clays, sandstones and sands) as well as Cretaceous sediments (quartzite, sandstones, calcareous clays, marlites and limestones). Volcanic rocks (basalts, phonolites and tuffs) are also found in the underlying complex. The overlying complex is comprised of a group of clays and sandy-clays with variable occurrence of carbonates (Malkovský et al. 1985).

¹⁰ The overlying and underlying complexes are defined according to their position relative to the coal seam.

The overlying complex's border with the Quaternary sediments is problematic, especially in the immediate vicinity of the mountain slopes. The Quaternary sediments are made up primarily of coarse-grained gravel, sandy gravel and clays with crystalline fragments. The thickness of sediments varies from 0.1 m to 40 m. Increasing thickness is characteristic of the areas where the alluvial fans of former tributaries are found. These alluvial fans contain mainly coarse grained gravel, sands, loam and fragments of crystalline. The fragments of crystalline can reach up to one to five meters in size. Near the Krušné Hory Mountains, there are zones with solitary boulders within gravel debris (Žižka and Halíř 2009).

These sediments represent a large saturated collector, wherein saturation depends on grain size composition, thickness and the content of clay components. The saturation of groundwater in the Quaternary sediments varies and depends on the factors listed. The gravels and sediments of alluvial fans have good permeability (up to 10⁻⁴ m s⁻¹; Žižka and Halíř 2009).

From a hydrological point-of-view, the study site is located within the Bílina River catchment. The original territory was drained naturally by Šramnický Brook, which had to be redirected into artificial channels to facilitate the development of coal mining. Since the 1980s, water from entire Šramnický Brook catchment (22 km²) has been captured by a new channel, which diverts most of the water in a north-eastern direction towards the village of Černice. To divert water from the surface horizons, several drainage ditches were also built into the talus cone near the former brook channel.

The Krušnohorský Fault, which has dominant structural-geological significance in this area, impacts the morphology of the study area (Kopecký et al. 1985; Vilímeček 1994). A southeast watershed slope rises above the Mostecká Basin with a very steep gradient – in some places more than 35°.

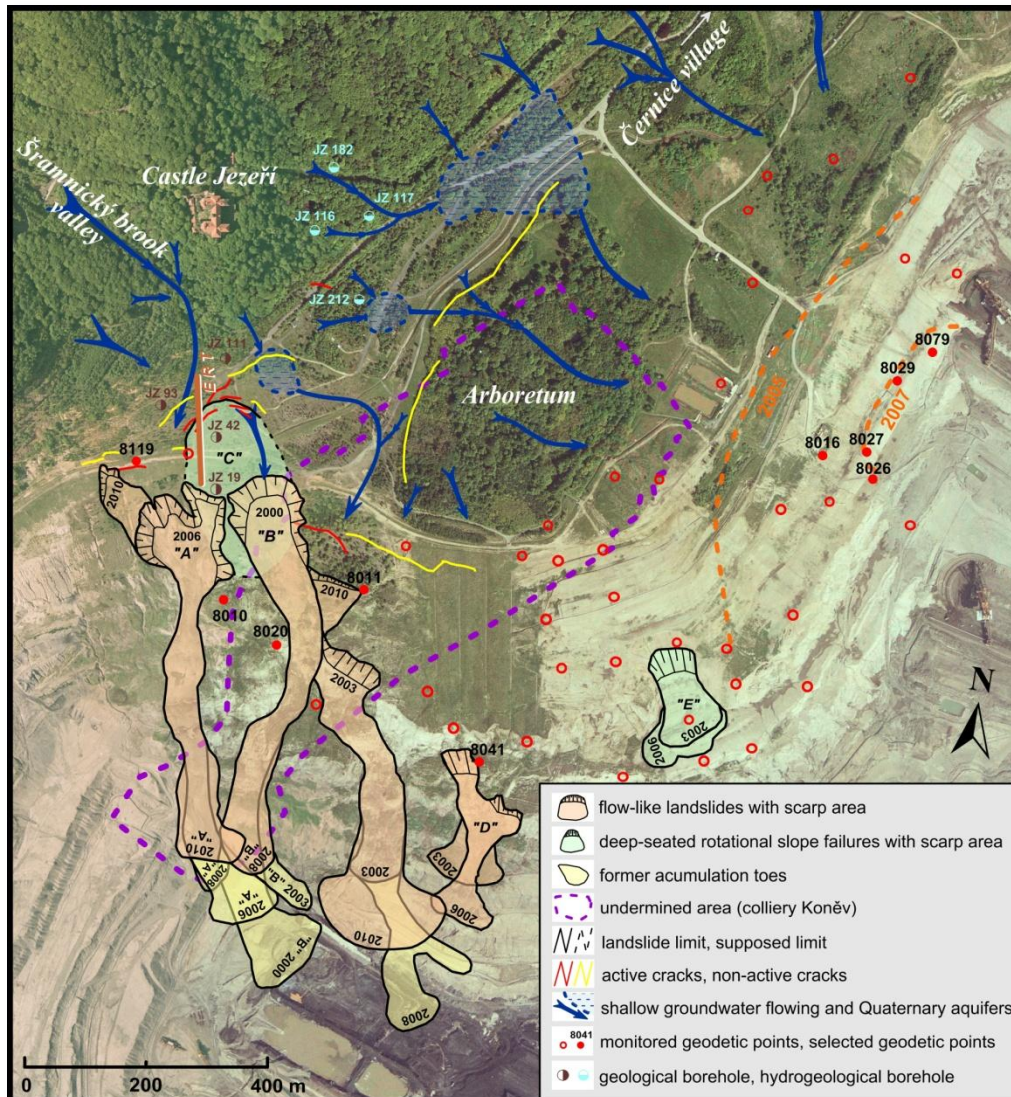


Fig. B2.3 Landslide inventory map of the Jezeří protective pillar area. The range of the landslides is based on geomorphic mapping and analysis of orthophotographs from 1987, 2000, 2003, 2006 and 2008. Dashed orange lines represent the approximate headscarps of the 2005 and 2007 slumps. The position of ERT profile is marked across the landslide "C". Underlying orthophoto map is from 2006, when the mining front was just under the protective pillar.

Originally, a compact single watershed slope was significantly affected by erosion of the mountain brooks by periglacial and nival processes, during the Pleistocene, as well as by large rockslides (Váně 1960; Vilímek 1995; Kalvoda et al. 1994).

In the area, where the ČSA open-pit mine is adjacent to the mountains, there is an anthropogenic slope, created by overburden benches. The ČSA open-pit mine side-slope was projected in the 1980s and, at present, is further modelled by stream erosion and mass movements.

B2.3 MATERIAL AND METHODS

Detailed geomorphic field mapping was the first step in the research. We located the current limits and distribution of landslides, accumulation toes, scarps, erosion scarps and cracks. These basic slope-failures were mapped at all sites at a scale of 1:2000 and using GPS. Landslide activity and spatial characteristics were studied using sets of aerial orthophotographs from 1987, 2000, 2003, 2006 and 2008, and from aerial photos taken in June 2010 from on board Zlín-43, a civil aeroplane. Aerial orthophotographs were analyzed using Geographical Information System (GIS) which

made it possible to reconstruct the studied mass movements, as well as temporal activity and to roughly estimate horizontal displacement.

Table B2.1 Values of absolute 3D displacement of selected geodetic points.

Geodetic point	Absolute 3D shift (2005-2009)
8010	291 mm
8011	284 mm
8016	445 mm
8020	859 mm
8026	776 mm
8027	884 mm
8029	10 317 mm
8041	443 mm
8079	4 528 mm
8119	322 mm

In this study we attempt to interpret the results of geodetic monitoring. The Leica TCR 2003 automated total station monitors the positions of 45 stabilized geodetic points (reflecting prisms) at one-hour intervals. The reflecting prisms are attached to 3.5 m long stand pipes fixed with concrete at a depth of 2 m. The automated total station is housed in a protective cab which is situated in a geologically stable area on the mined-out bottom of the ČSA open-pit mine (Stanislav and Blín 2007).

An ATR system (Automatic Target Recognition) measures the return time of the laser beam reflected by the reflecting prisms every hour. The system calculates the location of the geodetic points and any resulting absolute (related to four geodetic reference points, located on the walls of service buildings and towers outside the open-pit mine) and relative (related to the previous location of the geodetic point) displacement is evaluated in 2D and 3D space. According to Hampacher et al. (2008) the error in calculating the zenith angle is statistically insignificant and therefore only 3D displacement is analysed in this study. Considering the distances of 1400 to 1800 m, measurement error is about 20 to 30 mm

(Brown et al. 2007; Hampacher et al. 2008). Because the measurement error is relatively large, it was necessary to adjust the methodology to define limits for geodetic monitoring in this geomorphic research. We tried to select points, for which the 3D shift reflects the mass movement's activity and exceeds the measurement error. Two criteria were employed in selecting such points: 1) continuous measurements throughout the 2005-2009 period; 2) values of absolute 3D displacement, during this decade, exceed 250 mm. This threshold was determined empirically so as to enable selection of a representative number of geodetic points, for which values of 3D displacements significantly exceeded the measurement error. Ten points were chosen from all of the monitored geodetic points (the values of abs. 3D shift are shown in *Table B2.1*). Either the absolute 3D shift of the other geodetic points did not exceed 250 mm or their stabilization was destroyed (by landslide activity or heavy machinery) and the criteria of continuous measurements were not met. The only exceptions are points 8079 and 8119, which were established in June 2006 and in October 2007, respectively, and have been monitored up to the present day. Therefore they have been included in this study.

Data for each geodetic point (position and annual 3D displacement) were transformed into geo-objects allowing for the spatial visualization of 3D movements in GIS. Data were investigated with the Surfer 9 software in order to examine spatial relationships between all the geodetic points (Stoffel et al. 2005b). Interpolations (Natural neighbour, grid size 30 x 30 m) were performed including data from each of the years (2005, 2006, 2007, 2008 and 2009).

The structure and character of the deep-seated landslide was investigated using an electrical resistivity tomography (ERT) method. The research profile was performed across the most active part of the landslide body. It was 186 m in length with an azimuth of approximately 175°. The survey was carried

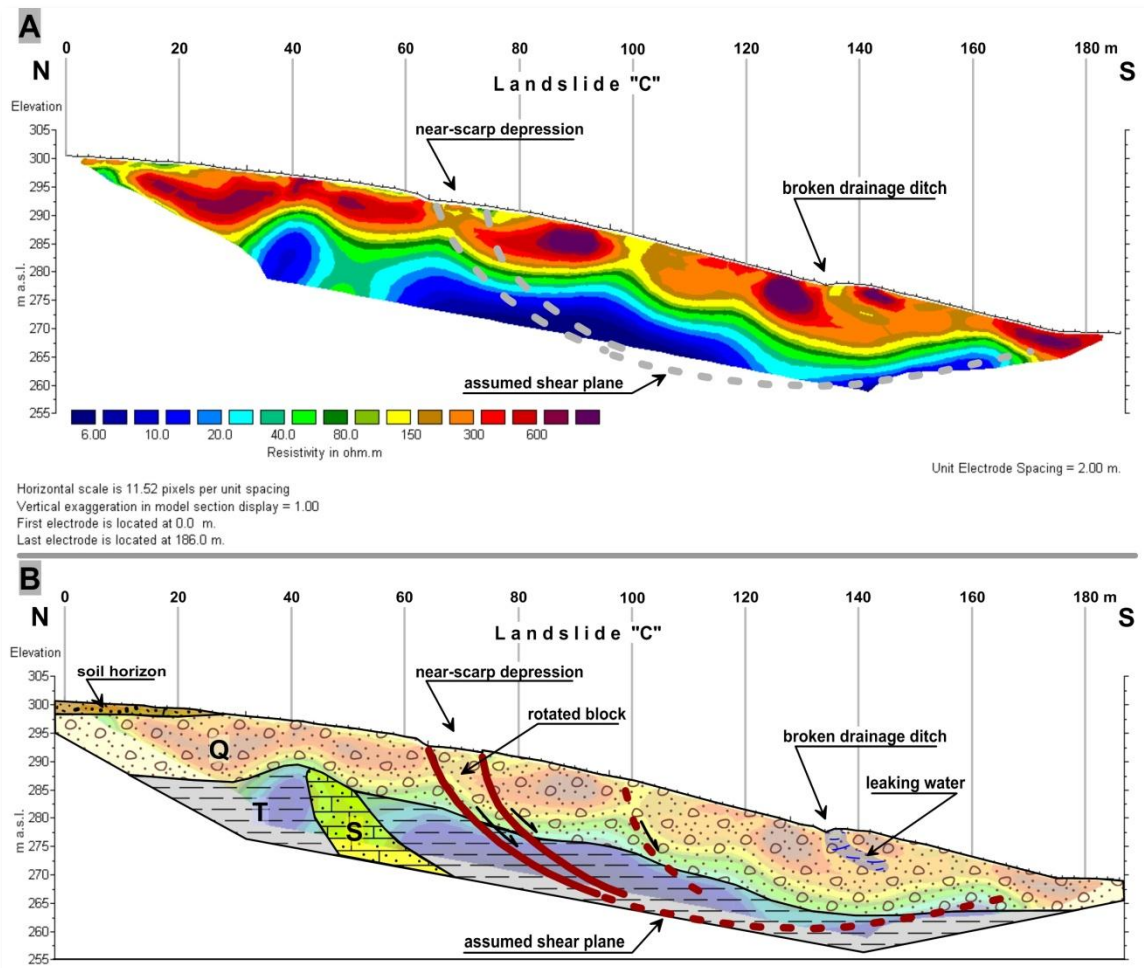


Fig. B2.4 ERT (electrical resistivity tomography) profile across the landslide "C" (A); Cross-sectional interpretation of ERT record (compared with rock cores from four nearest geological boreholes - see Fig. 2). Q - Quaternary colluvial deposits, T - weathered Tertiary clays (overlying complex), S - estimated position of Miocene sands (B).

out using a Resistar RS-100 instrument with a Wenner-Schlumberger configuration and an electrode spacing of 2 m. The maximum depth of penetration was 20 m. Field data was processed using a 2-D inverse method in Res2DInv program (Loke and Barker 1995), resulting in a resistivity cross section that included topography. ERT record has been compared with rock cores from four surrounding geological boreholes (JZ 19, JZ 42, JZ 93 and JZ 111).

To confirm the existence of climatic influences, the 3D shifts of selected geodetic points were compared with monthly and daily precipitation. We used data sets from a meteorological station operated by the staff of Brown Coal Research Institute (BCRI). This station is referred to as the "Jezeří meteorological station" (294 m a.s.l.) in the following text. It is located above the castle arboretum and so it can take into

account the impact of torrential rain as a triggering factor for mass movement. There are four hydrogeological monitoring boreholes in the area of interest. The hydrogeological boreholes are situated in the Quaternary sediments (borehole JZ 212) and the crystalline complex (boreholes JZ 116, JZ 117, JZ 182). Data from the boreholes were used to compile a map of Quaternary aquifers and groundwater flow.

B2.4 MORPHOLOGY AND STRUCTURE OF LANDSLIDES

Based on the field mapping and orthophotographic analysis, several slope deformations were identified. As the figure B2.3 shows, the surface of these landslides has changed as a result of landslide evolution but also due to dump construction.

Three active landslides "A", "B" and "C", which combine to form a landslide complex, were mapped in the western part of the study area. The landslide complex is situated in a non-reclaimed, anthropogenic slope and consists of two earthflows and a deep-seated rotational failure. The main morphometric characteristics of both earthflows are shown in *Table B2.2*. The westernmost landslide "A" consists of three connected rotational sub-landslides, measuring more than 10 m in thickness. Only the west sub-landslide (from 2010) is active, the source areas of other two sub-landslides are completely empty, because the material has been transported out (during 2006) and thus the slip surface is clearly visible. Their toes joined 50 m lower on the slope and transformed into an earthflow which is continuous over all the overburden benches at the bottom of the ČSA open-pit mine. The former accumulation toe (from 2006) is now buried by dump material. The active part is 800 m long and, at most, 200 m wide with a total surface area of 58 000 m². According to Malamud et al. (2004) we estimated the total volume to be between 400 000 and 950 000 m³. The headscarp is 5 to 11 m high. Soil, colluvial sediments and weathered Tertiary complex sediments make up the visible outcrop in the headscarp. Several transverse cracks are located in the transport part of the landslide. The sharp – over 1.5 m high – linear side limits are morphologically dominant. The landslide body continues to be saturated with water and several springs have been mapped in the source area. The water streams flow over the landslides surface and accumulate in shallow ponds in depressions.

Landslide "B" is similar to landslide "A", the material is transported in a large earthflow from a deep-seated source area. The surface of this landslide is 130 000 m², its maximum length is 920 m and its maximum width at the crown is 125 m. The headscarp has a typical amphitheatre shape and only Quaternary sediments can be observed as outcrop. Several other headscarps (about 5 m high) are located

lower, in the middle part of the slope, where mainly Tertiary claystones comprise the outcrop. The landslide body has a hummocky shape and the middle part of the slope is covered by young vegetation of initial succession (birch - *Betula pendula*). In its lower part, the landslide body is saturated with water, which is accumulated in shallow ponds. Former accumulation toes have been covered by dump material as a result of dump advancement during recent years.

Table B2.2 Morphometric characteristics of active landslides "A" and "B" in the Western part of the protective pillar.

Characteristic	Value	
	landslide "A"	landslide "B"
Length	800 m	920 m
Width	200 m	125 m
Total surface	58 000 m ²	130 000 m ²
Total volume*	0.4 – 0.95 mil. m ³	1.3 - 3 mil. m ³
Maximum depth	13 m	10 m
Max. altitude (at crown)	281 m	272 m
Min. altitude (at foot)	154 m	99 m
Difference of altitude	127 m	173 m
Average slope gradient	13°	10.5°

* According to formulas in Malamud et al. (2004)

The two earthflows ("A" and "B") are divided by an indistinct ridge. The transported and accumulated material consists primarily of Quaternary debris but also includes weathered Tertiary clays. These facts along with profiles over the headscarps indicate that the slip surface passes through Tertiary claystones and that this occurs not only at the interference of Quaternary and Tertiary sediments.

The third active landslide, "C", is directly above landslides "A" and "B" and is bound by a significant headscarp with an apparent vertical displacement exceeding 1.5 m. Active cracks were mapped 6 to 10 meters below the headscarp and they limited rotated and sagged block. The minimal depth of shear plane estimated from the ERT profile is 14 m (*Fig. B2.4*). The resistivities along the profile span an interval of 5 to 800 ohm m. The 3rd

iteration's low RMS error of 3.5 % supports the validity of the results. A relatively conductive (50 to 200 ohm m) intermittent superficial layer in the northern part of the section reaches a depth of 0.5 to 2.5 m and represents the soil horizon. Below this layer there is lying a non-conductive (200-800 ohm m) material, corresponding to the presence of sandy and stony proluvial deposits from the Quaternary Period. The base of these sediments is situated at a depth ranging from 8 m (in the vicinity of stations 42 and 162) to 13 m (in the vicinity of stations 28 and 140). The substratum is made up of markedly conductive material (less than ten ohm m) formed by weathered Tertiary clays with more sandy facies between stations 46 and 56. Two active cracks are manifested by sub-vertical conductive zones disrupting the high resistivity layer at stations 64 and 75. Presently, non-active crack is indicated in the same way at station 100.

On the west side, the landslide is sharply limited by a transverse 60 m long crack, conversely its eastern edge is not clear because the headscarp fades away. Longitudinal and transverse cracks and scarps have been mapped all over the headscarp of this landslide. According to Rybář (1997), they originated in the 1990s.

In addition to this landslide complex, two smaller landslides (both a rotational – "E" and a flow-like landslide – "D") were identified from the orthophotographs (*Fig. B2.3*). The movement of the flow-like landslide has also been recorded by geodetic point 8041 (total amplitude of displacement: 443 mm), situated at the edge of the headscarp.

During 2007, deep-seated slump developed in the eastern part of the protective pillar. Pichler (2008) estimated the minimal volume of this landslide to be 110 000 m³, with a minimum depth of 11 m and width of 200 m. The crown of this deep-seated rotational landslide was at 221 m a.s.l. and the toe at 210 m a.s.l. Many springs and streams were observed near the toe (E. Pichler, BCRI, personal communication, 2010). Because it is

an operational slope face, slumps are routinely reclaimed immediately and it is not possible to map the range of such slumps accurately, not even with orthophotographs. As a result, it was impossible to map the exact limits of this slump (the assumed headscarp is shown in *Fig. B2.3*). The localization of the slump is also marked in *Fig. B2.5* (in the western part of the monitored area where the displacement of two points reached as much as 9 m in 2007).

B2.5 SPATIO-TEMPORAL ANALYSIS OF LANDSLIDE ACTIVITY

Every part of the monitored area exhibited different values of 3D displacements over the 2005-2009 period. Based on the analysis presented in *figure B3.5*, we can define two zones that are characterized by increased displacements values. Both zones coincide with the areas where slope deformations have been mapped. The first, southwest zone corresponds to the site of the landslide complex. Based on the geodetic method described in this article, five geodetic points (nos. 8010, 8011, 8020, 8041 and 8119) were selected for an analysis of monthly 3D displacement over the period from 2005 to 2009 (*Fig. B3.6*). Overall the measured values fluctuate between 30 and 50 mm. A slight increase in threshold values occurred between July 2006 and February 2007. Additional increases are evident during November 2007 and during the beginning of 2008, when a jump in measured values is evident at points 8020 and 8119. A subsequent increase followed, during the first quarter of 2009.

The spatial-temporal characteristics of this landslide area can be better estimated on the basis of orthophotograph set analysis. Landslide "A" was identified first on the orthophotograph from 2006, but the "B" landslide can be observed first on the 2000 orthophotograph and its spatial evolution is evident during the following years. In the most recent period, this landslide has only been active in the lower parts of the slope, in the transport and accumulation area.

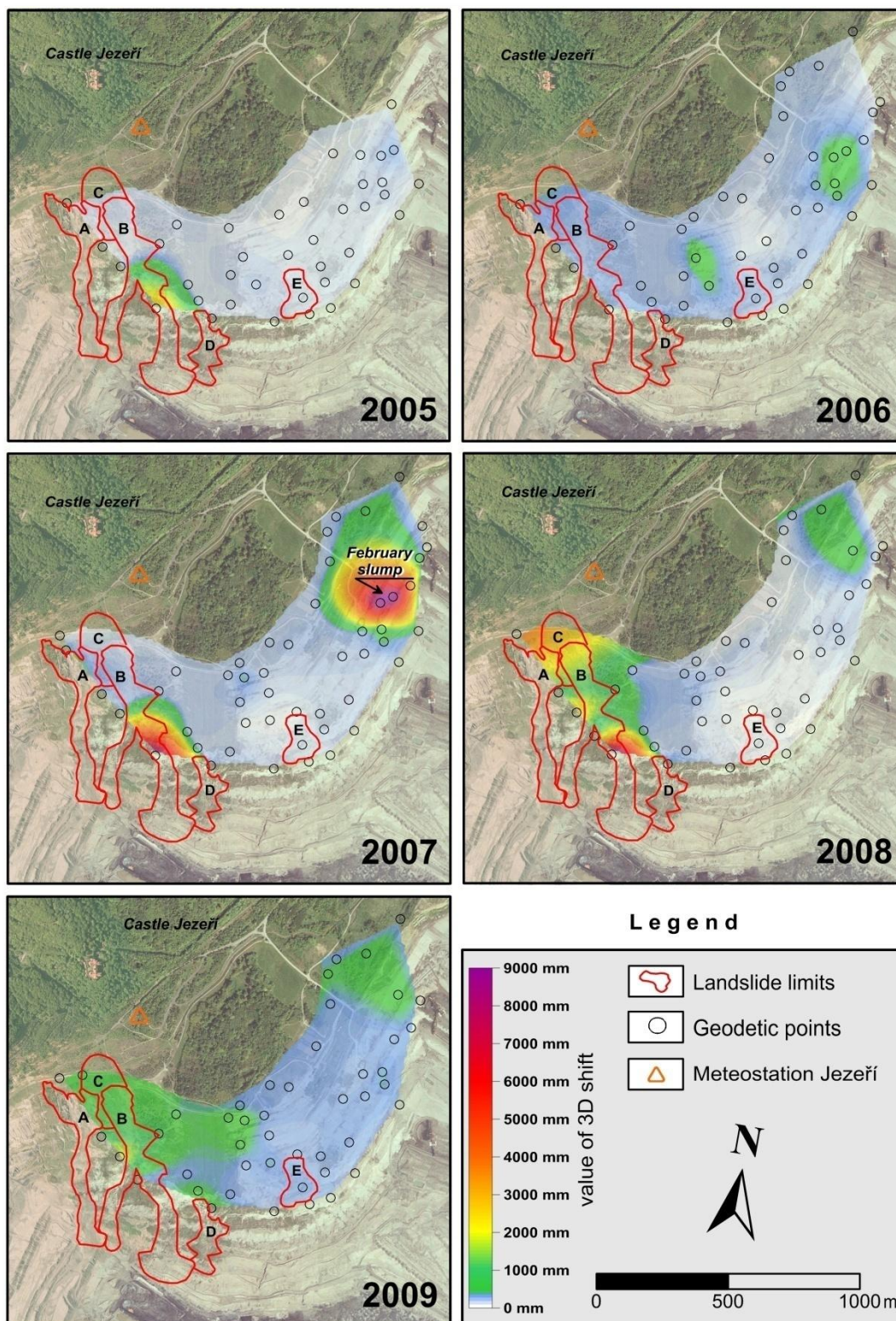


Fig. B2.6 Amplitudes of annual 3D displacements. The patterns have been generalized based on interpolations.

The second zone of increased 3D displacement values, during the 2005-2009 period, is situated in the eastern part of the protective pillar. This part of the protective pillar was affected by deep-seated slumps, in 2005 and 2007. As in the previous area, we

chose several geodetic points to make an analysis of monthly 3D displacement. Points no. 8016, 8026, 8027, 8029, and 8079 were selected. Altogether, values fluctuated between 20 and 30 mm during the 2005-2009 period, and such fluctuations are within the range of

measurement error. Nonetheless, we can reliably identify months where landslide developments and significant shifts affected the monitored points. These months are at the end of 2005 and the beginning of 2006. Movements in September and November 2006 indicate a progressively evolving landslide. On 10 February 2007, primary movement activity of the landslide was observed in the middle part of the SE-facing slope. This trend is similar to the previous case, but the absolute displacements reached much larger values (point no. 8029: 9352 mm month⁻¹, point no. 8079: 4154 mm month⁻¹). The activity was captured by eight geodetic points, but only points 8016, 8026, 8027, 8029 and 8079 were not destroyed during the landslide activity. The evolution of this slump has been reported since 2006, when measured displacements reached as much as 1 m (*Fig. B2.5*).

B2.6 LANDSLIDE TRIGGERS

The immediate triggering factor for the landslide activity in the study area is the water saturation of landslide material, due to a combination of high cumulative rainfall and snow melt water that results in water table increase (*Fig. B2.7*). Increases in measured values of 3D shift almost always coincide with sharp increases in the height of the water table. This is quite evident in the landslide on the SW-facing slope from 10 February 2007, where landslide activity was caused by long-term rainfall culmination (cumulative 118 mm vs. an average 22 mm), which occurred during the 2007 snow-thaw period. At the end of January and into February, a sudden increase in average daily temperatures, by more than 10° C, occurred, leading to rapid snow melt and water table increase. Maximum daily temperature varied between 4.5 and 9° C, from 29 January through 9 February 2007. A similar trend of revival displacements, depending on increased water table levels, can be observed at the beginning of every year as well as during November 2007 (see *Figs. B2.6* and *B2.7*).

In the same period of above-average rainfall, during the beginning of 2008, an acceleration of movements was observed on the deep-seated landslide complex in the SW-facing slope. The most significant peak in movement (more than 150 mm per month) was observed with a one year delay on the SE-facing slope, but the landslide activity continues up to present time.

B2.7 DISCUSSION

Information about groundwater flow, the configuration of the colluvial mantle as well as geodetic monitoring data and climatological data could further improve the prediction of spatial landslide hazards and the precision of geotechnical measures, thus minimizing any potential damage.

The geodetic monitoring system described above was designed as an early warning system to prevent possible damage to equipment during mining activities. The main disadvantage of this method is its measurement error, which depending on the distance can increase to 20 or 30 mm. In particular, data from the early months of measurement should be considered with restraint, as the data is incomplete and the values of monthly shifts could be error prone as a result of the initial stages of measurement (see Stanislav and Blín 2007). Therefore, the increased values of 3D shift from the first months of 2005 cannot be reliably interpreted. Due to the appropriate selection of the geodetic points we have been able to find points that accurately reflect the landslide activity. The threshold of absolute 3D displacement of 250 mm is sufficiently exaggerated to enable us to state that it reliably reflects mass movement activity.

Another disadvantage of the geodetic monitoring is the considerable distance between selected points and, thus, the low spatial coverage of area monitored with geodetic points. This fact does not allow the optimal placement of geodetic points, relative to the evolving landslide. Consequently,

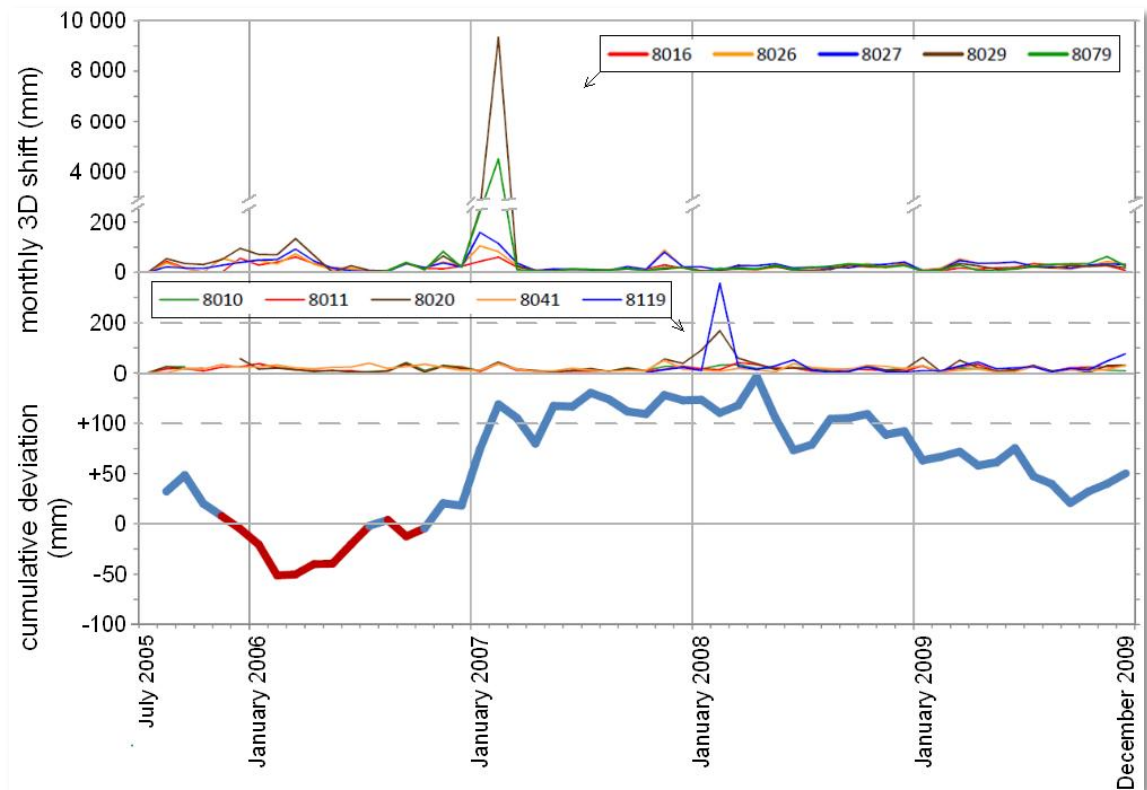


Fig. B2.6 Monthly 3D displacements of selected geodetic points (top – SE facing slope, middle – SW facing slope). Cumulative deviations from average monthly rainfalls (bottom): above-average periods - blue line; subnormal periods - red line (Burda and Vilimek, 2010).

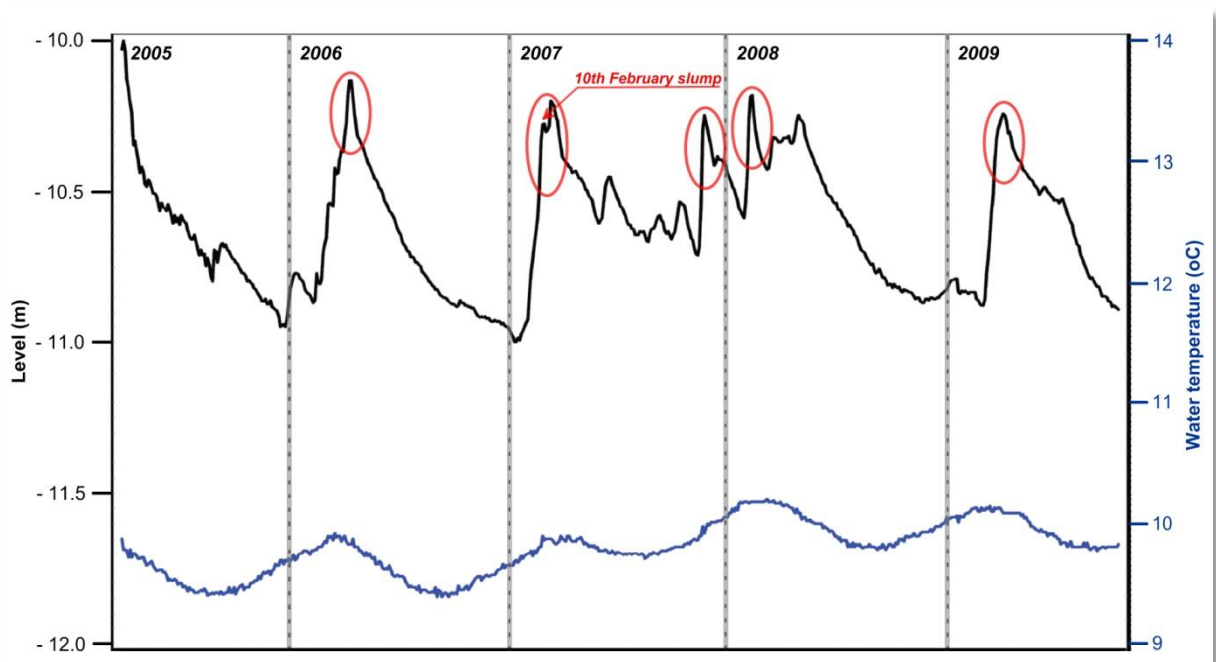


Fig. B2.7 Fluctuations of water table and water temperature in the JZ 212 borehole. Red marks indicate increasing groundwater level in the same period when values of 3D shift increased (taken from: Chán et al., 2009).

we estimated the velocity of the earthflows "A" and "B" on the basis of our analysis of geodetic points located mainly at the edges of the landslide bodies. Even so, these geodetic

points are influenced by the landslide activity and so they showed continuously increased values of displacement. The actual velocity within the earthflow, however, is higher than

the measured values. The fact that minimal values of displacement were measured on the southwest-facing slope from 2005 to 2007, despite the fact that, according to orthophotographs and field mapping, the landslides evolved there, can also be explained by the low density of geodetic points. Due to the nature of landslides, which exhibit the characteristics of a flow, it is not possible to stabilize geodetic points in the landslide bodies. Existing geodetic points which were installed in the landslide body were destroyed, a short time after the main activity. Therefore, they could not be used for long-term analysis of landslide activity.

There are significant insufficiencies regarding this geodetic method, when trying to analyse flow-like landslide dynamics. In general, this study shows that combinations of the methods used (geodetic monitoring data, geomorphic mapping, orthophotograph analysis, utilization of climate and hydrogeological data and geophysical investigation) can provide a powerful tool for the analysis of mass movement dynamics and their triggers in a significantly anthropogenic-influenced area.

The findings demonstrate that the landslides are triggered by precipitation infiltration and the resulting water table increase. Rybář and Novotný (2005) and others (Rybář 2006; Burda and Vilímek 2010) have also discussed the influence of climatic factors in landslide occurrence. In general, they suggest that deep-seated landslides have occurred in the study area, due to culmination of long-term precipitation with up to two years delay. The rotational landslide under Mt. Jezerka (Rybář and Novotný 2005) is a typical and often cited example of such slope failure (its depth was 50-60 m with a total volume of about 3 mil. m³). The main movement activity occurred in summer 1983, one and half years after the rainfall culmination. In contrast, the deep-seated landslides studied herein are evolving with no or minimal delay after long-term precipitation culminations.

This can be explained by a combination of two factors: 1) The study site is situated in the foreground of the mouth of the Šramnický Brook's valley; 2) Recent slope failures have caused the slope to relax, which in turn has led to easier deep-soaking of rainfall water or snow-thaw water from the entire catchment area. Both parts of the protective pillar, where increased values were measured, have been affected by recent deep-seated landslides. The SE-facing slope collapsed completely in June 2005 (before monitoring began) as a result of a large deep-seated landslide, the volume of which was about 7 mil. m³ (Rybář and Novotný 2005; see in *Fig. B2.3*).

The first cracks were mapped at the site of the landslide complex back in 1952 (Špůrek 1974, BCRI archive). After this part of the slope was undermined by the Koněv underground mine (see in *Fig. B2.3*). The reactivation of these cracks has been evident since June 1990 (Rybář 1997), with an average annual vertical drop of 28 mm in the body of landslide "C" (Pichler 2008).

Although the area has been drained artificially, numerous springs in the landslide complex show that the triggering area is permanently saturated with groundwater. The lowest drainage ditch was even interrupted by landslide "A", during April 2010. Apparently, water gets to the source area from deeper horizons. This theory was also confirmed by an ERT investigation that revealed markedly conductive material in the Tertiary complex. It is probable that the extremely conductive part of these clays, situated at an average depth of 14 to 15 m, is conditioned by weathered and water-saturated clays and represents an assumed water-bearing shear plane. The system of groundwater flow is affected by the configuration of the Quaternary structures and the crystalline roof. The source area corresponds to the mountain slopes and inflows of groundwater work their way through the disrupted crystalline roof with Quaternary sediments. The water table of the Quaternary aquifer is dependent entirely on precipitation and on water flowing from the

adjacent slopes of the Krušné Hory Mountains and from the catchment of Šramnický Brook. The processed model of groundwater flow directions (see in *Fig. B2.3*) exactly matches the actual locations of observed water springs. The tributaries of these waters flows introduce complications and they are the main source of stability problems.

Despite detailed geomorphic mapping and the ERT investigation, the structure of landslide "C" is still not fully clear. The ERT investigation was limited by the maximum depth of penetration which was 20 m. Ground water flowing along the interference of Quaternary and Tertiary sediments was reliably identified, but the maximum depth of the shear plane could be much greater (possibly up to 60 m as is the depth of the coal seam). In this case, it could be a slow moving, block-rotated, deep-seated failure similar to slope failures occurring in Flysh Belt in the Czech Republic (Baroň et al. 2004).

B2.8 CONCLUSIONS

This study shows that large earth-flows and slumps evolved in specific anthropogenic relief near the foothills of the Krušné Hory Mountains. Specific geological, geomorphological and anthropogenic conditions caused mass movements here to be similar to the Flysh Carpathians region, where the magnitude and dynamics of mass movements are greatest in the Czech Republic (Klimeš et al. 2009).

Two zones of high 3D displacement values were found on the basis of geomorphic mapping, aerial orthophotographs and geodetic monitoring data analysis. The landslide complex, consisting of slow moving, deep-seated rotational failure and two earthflows, was mapped in the western part of the study area. Landslide mechanics in this part of the protective pillar are characterised by sliding, slowly passing into flowing; however due to measurement error, it is impossible to detect initial creep. The eastern part of the protective pillar was largely reclaimed during 2007 and,

consequently, it was not possible to map slope failures from 2005 and 2007.

All of the selected geodetic points are usually in motion in the beginning of the year (January through March). In assessing the conditions in which the mass movements are developing, it is necessary to consider the combined influence of several factors. The landslide activity is triggered by the mutual effects of high cumulative precipitations and snow melt water. This results in high water tables and increased pore water pressure eventually leading to the mobilization of weathered claystones and overlaying Quaternary colluvial and alluvial sediments.

The fact that these deep-seated landslides occurred with no or minimal delay following precipitation culmination (*Fig. B2.6*) indicates that water is quickly soaking to deeper horizons. This is apparently the consequence of thickness of the colluvial mantle, saturated by ground water from the Šramnický Brook catchment and former slope failures, which occurred in 1952 and 2005 and led to the relaxation of the slope.

Generally speaking, detailed field mapping in this area of significant anthropogenic influence is difficult and so most of the landslides could only be mapped from orthophotographs. Groundwork, reclamations and dump advancing led to significant changes in the landslide surface and to the burial of former accumulation toes. Therefore, the estimated landslide characteristics presented above are only indicative and the total volume and surface area could be higher.

In subsequent years, the results of this research will be supplemented with three additional ERT profiles and the dynamic of the landslide complex will be monitored by a terrestrial LIDAR system from the beginning of 2011. The results will be used for planning reclamation and groundwork following the end of coal mining in the area.

Acknowledgements

The research was supported by these projects:

- Grant Project of Charles University in Prague (GAUK) No. 155610: "Analysis of recent mass movement distribution and their dynamic in the Jezeří area, Krušné Hory Mountains."

- MŠMT 1M06007: "Research Centre for Integrated System of Side Products Use from Energy Sources Exploitation, Preparation and Processing "

- Grant SVV-2011- 261 201: "Research on the physical-geographical changes in the natural environment of the Earth"

B3 ANALÝZA FAKTORŮ PODMIŇUJÍCÍCH VZNIK SESUVŮ

Jan Burda^{1,2}, Filip Hartvich^{2,3}, Jan Valenta³, Václav Smítka⁴ and Jan Rybář³

“Climate-induced landslide reactivation at the edge of Most Basin (Czech Republic)”

¹Útvar geotechniky a hydrogeologie, Výzkumný ústav pro hnědé uhlí a.s., Budovatelů 2830, Most

²Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy, Albertov 6, 128 43 Praha 2

³Ústav struktury a mechaniky hornin Akademie věd ČR, V Holešovičkách 41, 182 09 Praha 8

⁴Katedra speciální geodézie, České vysoké učení technické, Thákurova 7, 166 29 Praha 6

*v recenzním řízení: Natural Hazards and Earth System Science
odesláno do redakce: 4. června 2012*

Abstract

The catastrophic landslide at Eisenberg in North Bohemia was reactivated during January 2011. This study integrates a range of geoscientific evidence in order to constrain the spatial and temporal development of this reactivation. It has investigated long-term geodetic measurements to assess the morphological development of the site over last two decades. There is evidence to suggest that, over this period, the site had been subjected to progressive deformation caused by the collapse of an old mine gallery. However, climatic data show that the reactivation itself was triggered by a dramatic rise in the water table induced by rapid snowmelt during a period of winter warming. Furthermore, geomorphological mapping has been used to characterise the morphology of the reactivated landslide and geophysical profiling has been used to analyse its internal structure. The results show that fissures are continuing to develop above the reactivated

landslide scarp while highly saturated stiff-fissured claystones provide an incipient slide plane. The application of laser scanning has shown minimal evidence for ongoing landslide activity. It is, however, clear that future landslide events will occur here due to the favourable lithological, structural, and geotechnical conditions. Finally, we propose that future landslide activity at the site may be predicted by the height of water table as this defines a theoretical pore pressure at the depth of the shear plane.

B3.1 INTRODUCTION

The catastrophic landslide at Eisenberg in North Bohemian was reactivated during January 2011. It is located at the boundary between the Krušné Hory Mountains and the Most Basin. This slope deformation originally formed as a result of mining for brown coal in the Most Basin. The mining began at the beginning of the 20th Century. It first created depressions in the overlying sedimentary

layers which finally resulted in a catastrophic collapse during a landslide event that began in 1952 (Rybář, 1997). This landslide led to the destruction and subsequent abandonment of the village of Eisenberg. Thereafter, mining continued in the form of open-pit exploitation which further reduced the stability of the adjacent slopes.

The Eisenberg landslide reactivation is the most significant event to have occurred in the Most Basin since 2005 (Burda et al., 2011) when the side slope of a nearby open-pit mine collapsed as a result of long-term rainfall accumulation (Rybář and Novotný, 2005; Burda and Vilímek, 2010). The investigated landslide developed outside the open-pit mining area. It occurred within a large and complex landsliding area (Burda et al., 2011) and represents one of the largest runout landslides in the Czech Republic (c.f. Klimeš et al., 2009; Pánek et al., 2011). The toe of the accumulation flows as far as the bottom of the coal mine pit. It was, therefore, possible to include monitoring of the mine-pit slopes in this study. Despite the fact that landslide reactivation had been anticipated, which reduced damage to property, the cost of the mitigation works is still expected to exceed 600 000 EUR.

This paper integrates a range of geoscientific evidence in order to constrain the spatial and temporal development of this reactivation. The objectives are fivefold. First, to investigate the geodetic measurements in order to assess the development of the site over last two decades. Second, to analyse the climatic data in order to constrain the trigger for the reactivation. Third, to undertake geomorphological mapping in order to characterise the morphology of the reactivated landslide. Fourth, to undertake geophysical profiling in order to analyse the internal structure of both the old and reactivated landslides. Fifth, to apply laser scanning in order to determine whether the slope deformation is ongoing. It should then be possible, with these data, to assess the probability of future landslide activity at the

site and to suggest how this activity may be recognised.

B3.2 GENERAL GEOLOGICAL AND GEOMORPHIC SETTINGS

The study area is situated along the boundary between the Krušné Hory Mountains and the Most Basin (Škvor, 1975; Malkovský et al., 1985) at the foot of a southeasterly facing slope near the northern margin of an open-pit mine (*Fig. B3.1*). The Krušné Hory Mountains comprise orthogenesis and various crystalline rocks while the Most Basin comprises various Cenozoic sediments dominated by Miocene claystones, a coal seam, sands, and clastic rocks. The contact between these two physiographic provinces is associated with a complicated geological structure (Marek, 1983b) characterised by numerous slope failures from the Miocene, Pleistocene, and Recent (Zmítko, 1983). The uplift of Krušné Hory Mountains in the Miocene-Pleistocene is expressed by the monoclonal folding of basin sediments near the edge of the mountains (Malkovský, 1977).

The overlying sedimentary complex comprises a group of clays and sandy-clays with variable carbonate occurrence above the coal seam (Malkovský et al., 1985). The thickness of this overlying complex attains up to c. 175 m (the maximum thickness of the entire sedimentary fill was proved at 231 m). Its upper 40-60 m has disintegrated into shard fragments as a result of the regelation processes during the Pleistocene (Pichler, 1989). It is frequently difficult to locate the boundary between the sedimentary complex and the Quaternary sediments. This is especially the case in the vicinity of the mountain slopes. The Quaternary sediments predominately comprise coarse-grained gravels, sandy gravels, and clays with crystalline fragments. The thickness of sediments varies from 0.1 m to 40 m with the greatest thicknesses found to be associated with the alluvial fans of former tributaries.

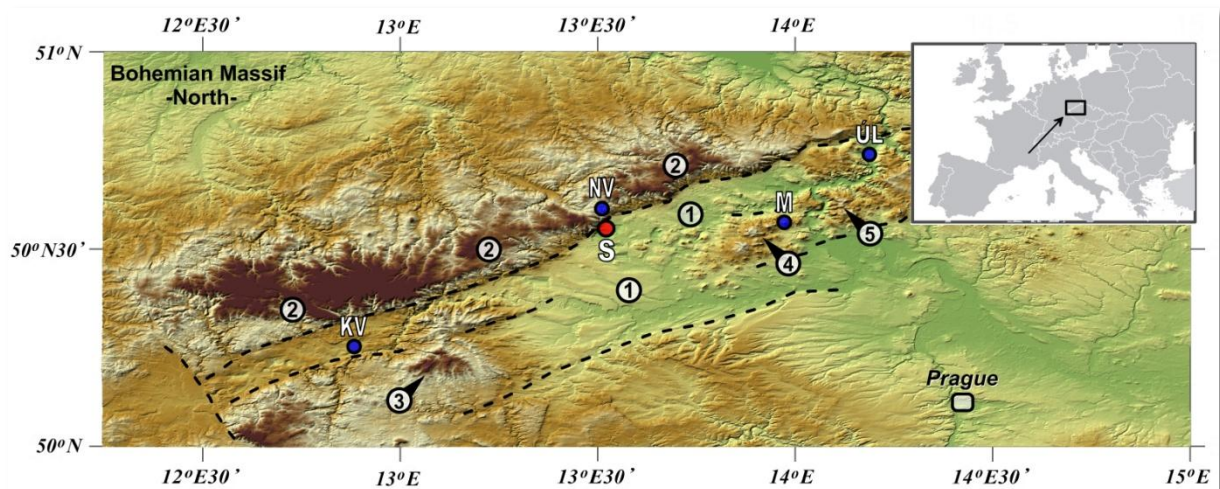


Fig. B3.1 A general topographic overview of the northern part of the Bohemian Massif (SRTM DEM). 1: Most Basin; 2: Krušné Hory Mountains; 3: Doupovské Hory Mountains (Cenozoic stratovolcano); 4: western part of the České středohoří Mountains (Cenozoic volcanic complex); 5: eastern part of the České středohoří Mountains. The dashed lines represent the main faults according to Malkovský (1977). Selected climatological stations of the Czech Hydrometeorological Institute (CHMI) are also shown - KV: Karlovy Vary; NV: Nová Ves v Horách; M: Milešovka; ÚL: Ústí nad Labem. The study area is marked (S).

These alluvial fans contain mainly coarse-grained gravel, sands, loams, and crystalline fragments. The latter may be between one to five metres in diameter. Near the Krušné Hory Mountains, there are areas in which solitary boulders are found within gravel debris (Marek, 1980a). These sediments commonly form aquifers and their saturation depends on its thickness, grain size composition, and the content of clay components. The groundwater saturation of the Quaternary sediments varies according to those factors listed. The gravels and alluvial fan sediments have good permeability (up to 10^{-4} m.s⁻¹) (Žižka and Halíř, 2009).

The relief is anthropogenic where the open-pit mine abuts the mountains. In this area, 15 m high overburden benches pass seamlessly into the steep structural slope of the mountains. The inclination of this anthropogenic slope is c. 10° around the study site but in the mountains behind the margin of the basin the slope is 30-40°. The main morphological processes that have modelled the anthropogenic slope during last two decades are those of stream erosion and mass movements. The geomorphological setting is influenced by structural-geological conditions, fault tectonics, periglacial and anthropogenic processes. In addition, it is also influenced by

the headward erosion of the Šramnický Brook, which has incised a valley to a depth of 100 m. The study area is situated in the month of this valley (Burda et al., 2011). In the 1980s, a deep cut-off wall and new channel was built in order to provide hydrogeological protection for the open-pit mine. The water was captured and diverted into the new channel (Marek, 1980b).

B3.3 MATERIAL AND METHODS

B3.3.1 Field mapping

The geomorphological and engineering geological mapping of recent slope deformations has been undertaken along the northwestern edge of the Most Basin since the 1960s (Váně, 1960; Špůrek, 1974; Marek, 1983b; Rybář, 1997). The fundamental morphological characteristics of the study area were assessed during geomorphological mapping of whole landslide complex in 2009 and 2010 (Burda et al., 2011). Immediately after the main movement activity in January 2011, the main deformation features were mapped at a scale of 1:5 000 using GPS. The mapped features included accumulation toes, scarps, erosion scarps, tension cracks, and the margins of the landslide. In addition, aerial stereoscopic orthophotographs (November 2010 and March 2011) and aerial photographs

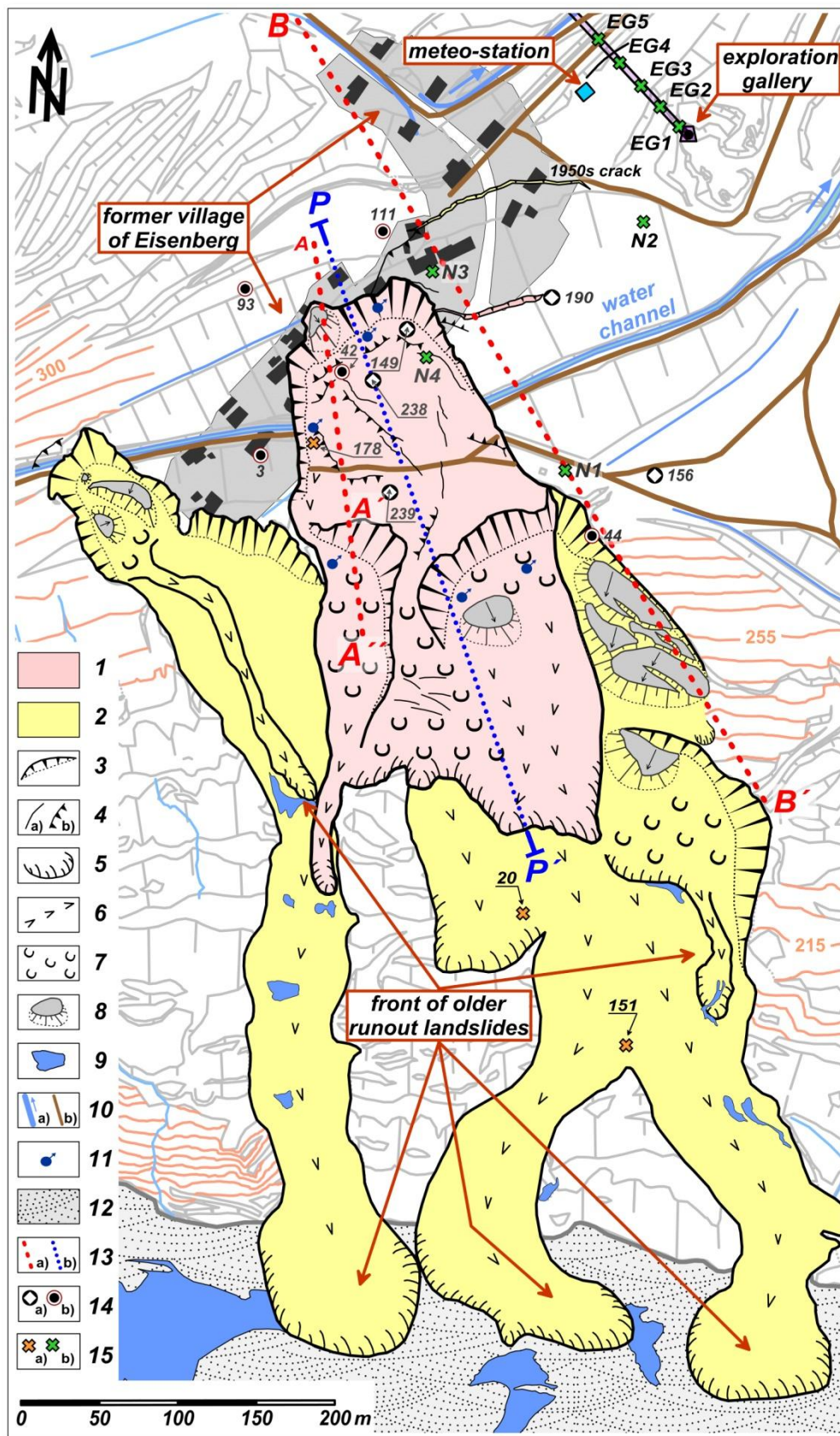


Fig. B3.2 A geomorphological map of the area around the landslide that occurred during January 2011 - 1: the landslide of January 2011; 2: older landslides within the landslide complex; 3: headscarps; 4: (a) tension cracks (b) tension cracks with vertical offset; 5: accumulation toes; 6: earthflows; 7: landslide accumulation surfaces; 8: landslide blocks within the landslide complex; 9: shallow colluvial depression; 10: (a) brooks and channels (b) road; 11: spring; 12: dump; 13: (a) ERT profile (b) longitudinal profile across the landslide; 14: (a) inclinometric borehole (b) structural test hole; 15: observed geodetic points (a) ATR - reflective prism (b) precise leveling - bench-marks.

(February 2011) were analysed in order to determine the overall context of the landslide, survey those accumulation areas that were inaccessible, and to estimate the total horizontal displacement. The field mapping was then compared to older maps, technical reports, and research publications (Špůrek, 1974; Rybář, 1997; and the archive of the Brown Coal Research Institute (BCRI)). This was done in order to assess the relationship between the reactivated landslide and older slope failures, to analyse the inclinometric records, and to assess anthropogenic influences.

B3.3.2 Geophysical profiling

The inner structure of the landslide and its vicinity was studied using 2D electrical resistivity tomography (ERT). This is an elaborate method of resistivity profiling (cf. Loke, 1995; Hartvich and Valenta, 2011) that is particularly suitable for geomorphological studies as it gives insight into the subsurface (Schrott and Sass, 2008). The depth range of ERT depends on number of factors although, in normal circumstances, reasonably detailed images are obtained to depths of several tens of metres. Two-dimensional electrical resistivity tomography uses a high number of electrodes placed along a profile and an automatic measuring unit that alternately switches the electrodes from current to potential (Loke and Barker, 1996; Dahlin, 2001). The number of electrodes, inter-electrode distances, and measurement configuration determines the depth and resolution of acquired data (Dahlin and Zhou, 2004; Loke et al., 2010). The result is a distribution of resistivity with depth along a profile which can be interpreted in terms of the geology.

The main objectives of this geophysical survey were to observe the depth, course, and geometry of the sliding plane; the depth of the quaternary slope deposits; the water-saturated zones within the sliding body; and to identify any other significant phenomena. ERT was chosen as the most suitable geophysical

technique as it was expected to show the resistivity differences that exist between the surficial sediments, sliding plane, and underlying claystones as well as shallow water saturated zones within the sliding body. The technique provides sufficient depth, in contrast to other common geophysical methods such as shallow seismic refraction or GPR, while maintaining high spatial resolution and sensitivity (Schrott and Sass, 2008).

Three profiles were measured using the Wenner-Schlumberger array in July 2010, April 2011, and October 2011 (*Fig. B3.2*). The ARES system has been used for these profiles, manufactured by the Czech-based company GF Instruments. The system has a powerful transmitter which enables measurements with large electrode distances (the maximum current electrode separation was 550 metres) leading to a high depth reach (more than 100 metres). However, the resolution decreases exponentially with depth along with the decreasing number of measured points towards the bottom of the profile. The first profile (A-A') was measured before landslide reactivation in July 2010. The aim of this profile was to assess the depth and overall character of the slope deformation (Burda et al., 2011). The profile was 186 m long with an electrode span of 2 m. It crossed the most active part of the slope deformation from N-S (175°). The second profile (A-A'') was measured in October 2011. This profile followed the same course as the first profile but with an increase the downslope length and depth penetration. The aim of this profile was to compare the results with those derived from the first profile (A-A'), i.e. before and after the landslide. The profile was 270 m long with an electrode span of 2 m. The third profile (B-B') was measured in April 2011. This profile is approximately parallel (160°) to the first and second profiles. It crossed a potentially active area next to the reactivated landslide. Here, two incipient scarps were observed, as well as a verified shallow aquifer (*Fig. B3.2*). The profile was 590 m long with an electrode span of 5 m.

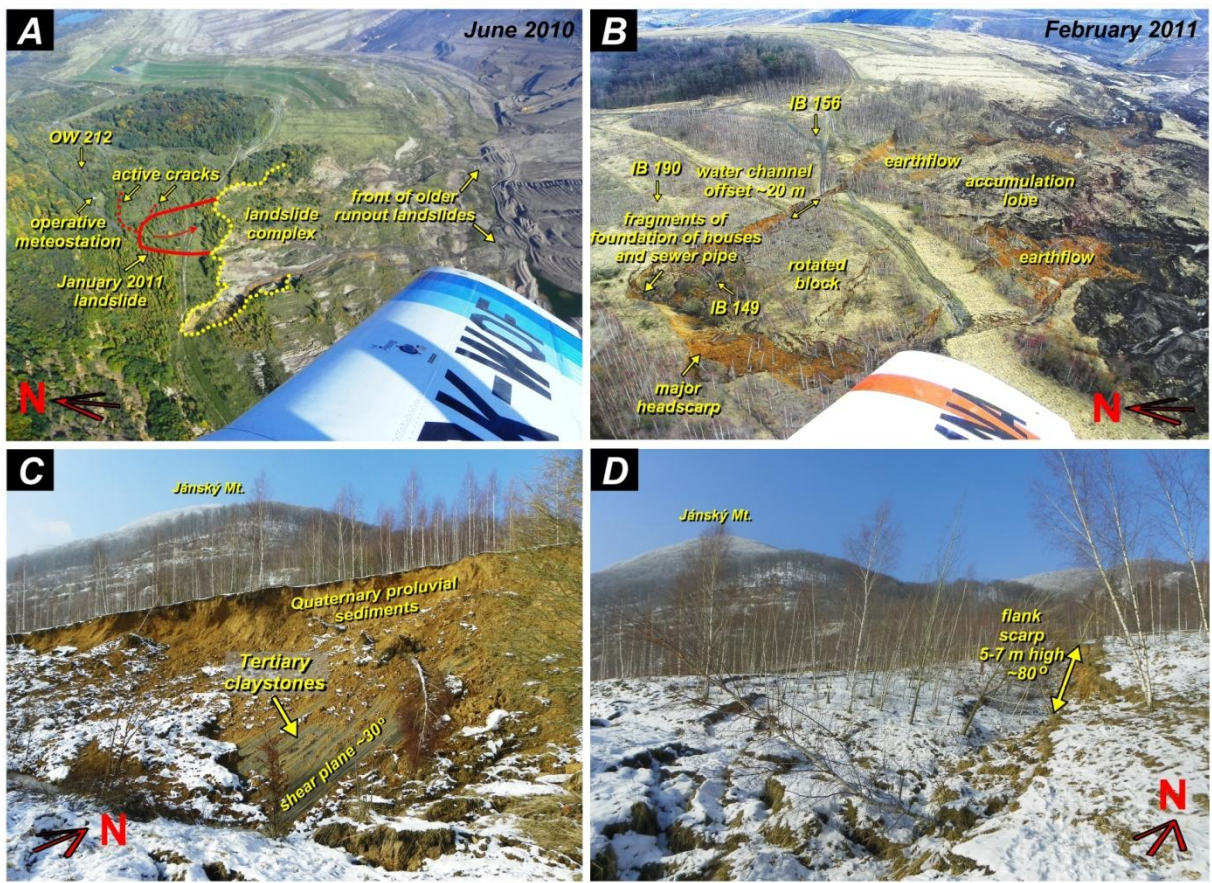


Fig. B3.3 **A:** an aerial overview of the landslide complex situated at the edge of the open-pit mine - the position of the landslide during January 2011 is marked by the red line while the positions of the meteorostation, observation well, and main morphological features are marked by the yellow line and arrows. **B:** a detailed aerial view of the landslide during January 2011 - the position of inclinometric boreholes is marked as well as significant morphological features. **C:** the major headscarp of the landslide during January 2011. **D:** the rotated block is limited to the east by the steep flank scarp.

The three profiles were taken along the slope dropline and in the direction of movement of the slide. It was, thus, possible to assess the depth and geometry of the sliding plane and to identify the vertical and horizontal anomalies in the resistivity. The length of the profiles was limited by the relief and so, unfortunately, these were the maximum possible. Field data (apparent resistivities) were processed using a 2-D inverse method implemented in the program Res2DInv (Loke and Barker, 1996). This resulted in a resistivity cross section that included topography.

The processed profiles were interpreted using information from nearby geological boreholes. In the 1980s and 1990s, three inclinometric boreholes were drilled in the vicinity of the profile lines (IB 149, IB 190, and IB 156 (Fig. B3.2)). Boreholes IB 149 and IB 190 were sheared by the movement of the landslide at depths of 12-14 m. The last

measurements on these were taken in 2004. Borehole IB 156 was measured after the landslide in March 2011. Boreholes IB 238 and IB 239 were instrumented in September 2011. The data from the inclinometric observations were used in the interpretation of the profiles, particularly in the identification of the sliding plane depth.

B3.3.3 Geodetic measurements

Precise levelling became the foundation of long-term monitoring in the area of landslide complex. The levelling measurements have been taken as a part of detailed geodetic measurements of three special levelling circuits carried out on the slopes of the Krušné Hory Mountain since the 1980s (Kalvoda et al., 1990). Four bench-marks were instrumented in the landslide area and have been measured periodically since 1990.

Similarly, five points have been measured in front part of the Jezeří exploration gallery (Marek, 1983b). These measurements are carried out twice every year, in spring and autumn, in accord with the methods of previous levelling measurements in the region (Kalvoda et al., 1990). To verify the movement trends and to remove measurement noise, the measurements were undertaken quarterly during the first five years. Benchmark No. 124 (333.0934 m asl) of the special levelling circuit Z₂b 3 was chosen as the reference point for the surface measurements. The deeply stabilised point placed in hard rock of the exploration gallery face is the reference point for measurements within the gallery. According to Pichler (2009), the mean kilometre error (m_o) is ± 0.0002 m and deviation between backsight and foresight stations measuring (λ) does not exceed 0.0013m.

A geodetic network of reflective prisms was placed in the vicinity of the landslide in 2005. This could, therefore, be used in the continual monitoring of the nearby open-pit mine (Bláha et al. 2006). This monitoring is undertaken with the Leica TCR 2003A total station and an automatic target recognition (ATR) system (Brown et al., 2007). The ATR system automatically monitors the position of all the reflective prisms at an interval of one-hour. The reflective prisms are placed on 3.5 m long standing pipes cemented to a depth of 2 m. The hourly measurements enable the precise calculation of daily accumulative and relative displacement (Burda and Vilímek, 2010). This eliminates the measurement error of particular aiming, which is 0.02-0.03 m (Hampacher et al., 2008). Three geodetic points (reflective prisms, *Fig. B3.2*) situated within the landslide and its immediate vicinity were used to describe the temporal development of movements within the slope deformation.

B3.3.4 Laser scanning

Laser scanning is currently applied in many fields as a contactless method for determining spatial coordinates (Štroner and Pospíšil, 2008). This includes monitoring geomorphological units (Rowlands et al., 2003). During the laser scanning process, a large number of points are measured within a predefined grid covering the area of interest. It is, therefore, a particularly suitable method for generating digital terrain models (Wack and Stelzel, 2005). The laser scanning method has been used here as substitute for classical geodetic monitoring measurements as the latter have been stopped due to the destruction of the point designed for this monitoring.

The laser scanning measurements of the reactivated landslide were undertaken in March 2011, June 2011, and August 2011. These were used to generate high-resolution digital terrain models. During each of the three months, the landslide and its immediate vicinity was scanned with a scanning density of 20 mm x 20 mm at a distance of 10 m. Each point cloud, representing the measurements taken during the individual months, consists of around 4.5 million points. The measurements were all carried out in reference to a coordinate system defined by five control points located outside the limits of the reactivated landslide. The subsequent comparison and analysis of the digital terrain models assessed the surface movements that occurred between the three months in which the laser scanning was undertaken. The measurements were made using the Leica HDS3000 laser scanning system. It has a horizontal accuracy of 5 mm and an angular accuracy of 0.06 mrad.

B3.3.5 Climatological analyses

The influence of climatic factors on slope stability is generally accepted (Schuster and Wiczorek, 2002). This influence has been confirmed in the study area by specific case studies (Rybář and Novotný, 2005; Burda and Vilímek, 2010). The data from a working meteorostation, operated by the BCRI, situated

near the landslide have been analysed in order to investigate the possible causes of reactivation (*Fig. B3.2*). These data comprise hourly measurements of air temperature and precipitation. The snow layer thickness was calculated from data recorded at four climatological stations, at between 6 km and 60 km from the reactivated landslide, by the Czech Hydrometeorological Institute (*Fig. B3.1*). The reference Quaternary observation well OW 212 is located 450 m northeast from the reactivated landslide.

B3.4 RESULTS

B3.4.1 The morphology and internal characteristics of the landslide

B3.4.1.1 Description of the landslide morphology

The studied landslide constitutes the reactivated component of a large complex slope deformation initiated in 1952 (Špůrek, 1974; Rybář, 1987). The geomorphological mapping reveals a 1.5 m high headscarp and a series of tension cracks together with sagging of the landslide mass in the scarp area of the developing landslide. This disturbed area reflects the surface outcrop of a developing shear plane that has been described previously by Rybář (1997). It is thought that the origin of this shear plane dates back to the 1990s. The reactivated landslide can be described as a complex landslide (Dikau, 2004) as it was characterised by a change in motion mechanics from sliding to flowing (*Fig. B3.2* and *Fig. B3.3*). The body of the reactivated landslide consists of a rotated block with a length of c. 150 m and a width of c.120 m together with a long frontal accumulation lobe that has flowed over the scarps of older runout landslides.

The headscarp is located at an elevation of c. 295 m asl. It has a typical amphitheatral shape with a width of 102 m and a height of up to 13 m. In the outcrop of the headscarp, it is possible to see the soil, bouldery gneiss proluvium, weathered claystones, and interbedded overlying sands. Fragments,

mainly ruined building foundations, from the former village of Eisenberg were found in eastern part of the headscarp (*Fig. B3.3b*). The remains of a sewer pipe was also found, from which water was still being discharged one week after the landslide at roughly $1\text{-}5\text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$. The main scarp continues to the northeast in the form of a significant tension crack that runs for 200 m. This probably defines the unstable part of the reactivated landslide. On the western side, a smooth shear plane is exposed with an inclination of up to 30° . On the eastern side, a minor scarp with a height of 5-7 m defines the limit of the reactivated landslide body (*Fig. B3.3d*).

The landslide body has shifted horizontally, as determined from orthophotographic analysis. The upper part of rotated block, below the headscarp, has shifted by 12-14 m while the middle part, including the road and artificial water channel, has shifted by 23-25 m (*Fig. B3.4*). The area of older headscarps in the lower part has shifted up to 26.4 m. At elevations of 250-265 m asl, the frontal part of the landslide body was thrust over the upper overburden bench which meant that the material lost its cohesion and was subsequently deposited upon the eroded overburden benches and older runout landslides (*Fig. B3.3a*). This accumulation lobe has a length of c. 150 m and the characteristics of an earthflow on both the western and eastern sides, where the material was fully saturated and without cohesion.

B3.4.1.2 The internal structure of the landslide

The ERT data were processed and inverted in RES2DINV. The data were then exported in the form of a raster image and interpreted with reference to the nearby documented boreholes. The resistivities along profile A-A' span from 5 to 800 ohm.m (*Fig. B3.5*). The soil horizon is seen at depths ranging from 0.5 to 2.5 m. Below this lies the non-conductive coarse-gravel slope deposits (in the borehole record these are described as bouldery gneiss proluvium). The base of these deposits is seen

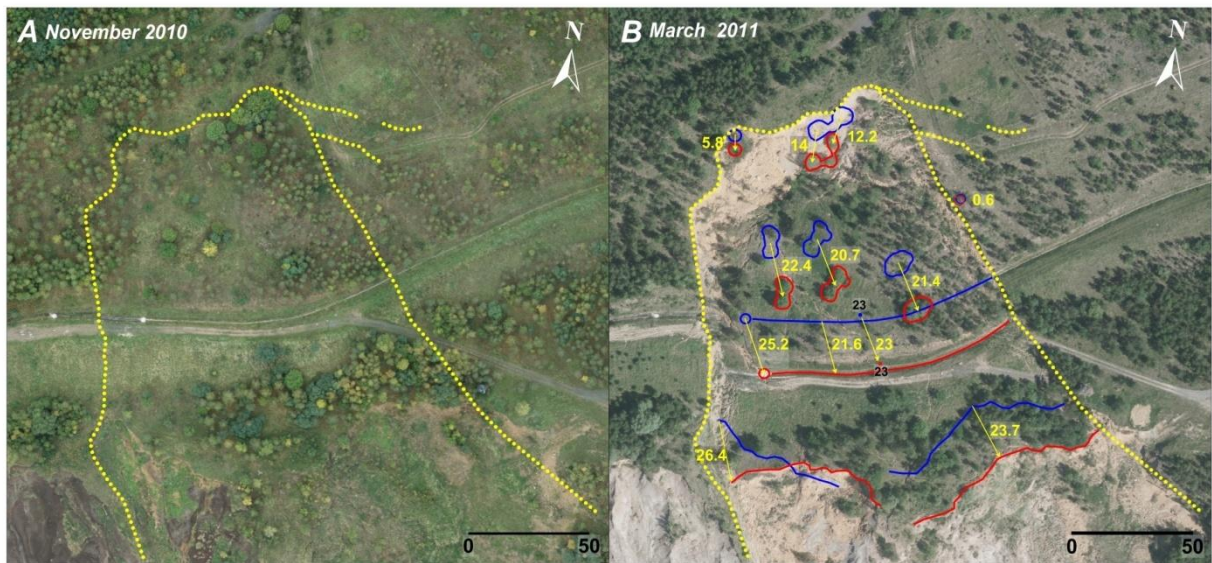


Fig. B3.4 The orthophotos from 2010 (A) and 2011 (B) with the contours of the landslide body (dashed yellow line). The orthophoto from 2011 (B) shows the original (blue) and displaced (red) positions of selected objects for which the displacement vectors (yellow arrows) and horizontal displacement in metres (yellow numbers) were identified. Point 23 represents a key geodetic marker as its position was measured both before and after the main period of landslide activity.

at depths ranging from 8 m to 13 m. The substratum comprises the markedly conductive stiff-fissured Miocene clays (an assumed water-bearing shear plane) but with more sandy facies between Stations 46 and 56. The Tertiary sedimentary fill of the Most Basin has the character of a quasi-homogeneous discontinuous environment where the anisotropy is applied (Rybář, 1978). The Miocene clays are characterised by a dense system of fault planes and joints as well as the original bedding planes. In addition to the highly variable primary and secondary fissure permeability, infiltration is also influenced by the fracturing caused by regelation prior to the Holocene. The headscarp area characterised by a sub-vertical conductive zone disrupting the high resistivity layer between Stations 64 and 75. The minimum depth of the shear plane estimated from this profile was estimated to be 15 m (Burda et al., 2011).

The main structures found on Profile A-A' are all visible on Profile A-A'' (cf. Fig. B3.5: middle and bottom). Profile A-A'' clearly shows that the landslide body predominately comprises coarse gravelly slope deposits. The shear plane, however, passes through the stiff-fissured claystones at depths of 15-20 m. This is a zone of sensitive clays, according to Pletichová (2006). The zone of very low

resistivity between Stations 230 and 280 reflects a water-saturated accumulation lobe formed by a mixture of Quaternary and weathered Miocene sediments. These sediments have been deposited on the eroded overburden benches of the open-pit mine (Fig. B3.6). This accumulation has the characteristics of an earthflow and cannot be distinguished on the profile from the underlying conductive claystones.

Profile B-B' (Fig. B3.5) starts in clearly identifiable crystalline bedrock (paragneisses according to the geological map and borehole documentation). The bedrock loses some of its compactness towards Station 100, as reflected by decreasing resistivity. The zone of very low resistivity between Stations 100-150 is interpreted as the Krušnohorský Fault. It is one of the most prominent and active faults along which the tectonic basin has descended. The fault is steeply inclined towards the basin at 75-80°. Its presence is corroborated by two of the borehole records which penetrated the rock massif to depths of 90 m and 117 m (STH 111 and STH 6 (not shown on Fig. B3.5)). A high resistivity surface layer is seen along the top of the profile at depths of between 10-15 m, although in places it reaches depths of 20-25 m (e.g. between Stations 325-375) and it is virtually absent between Stations 115-150. The

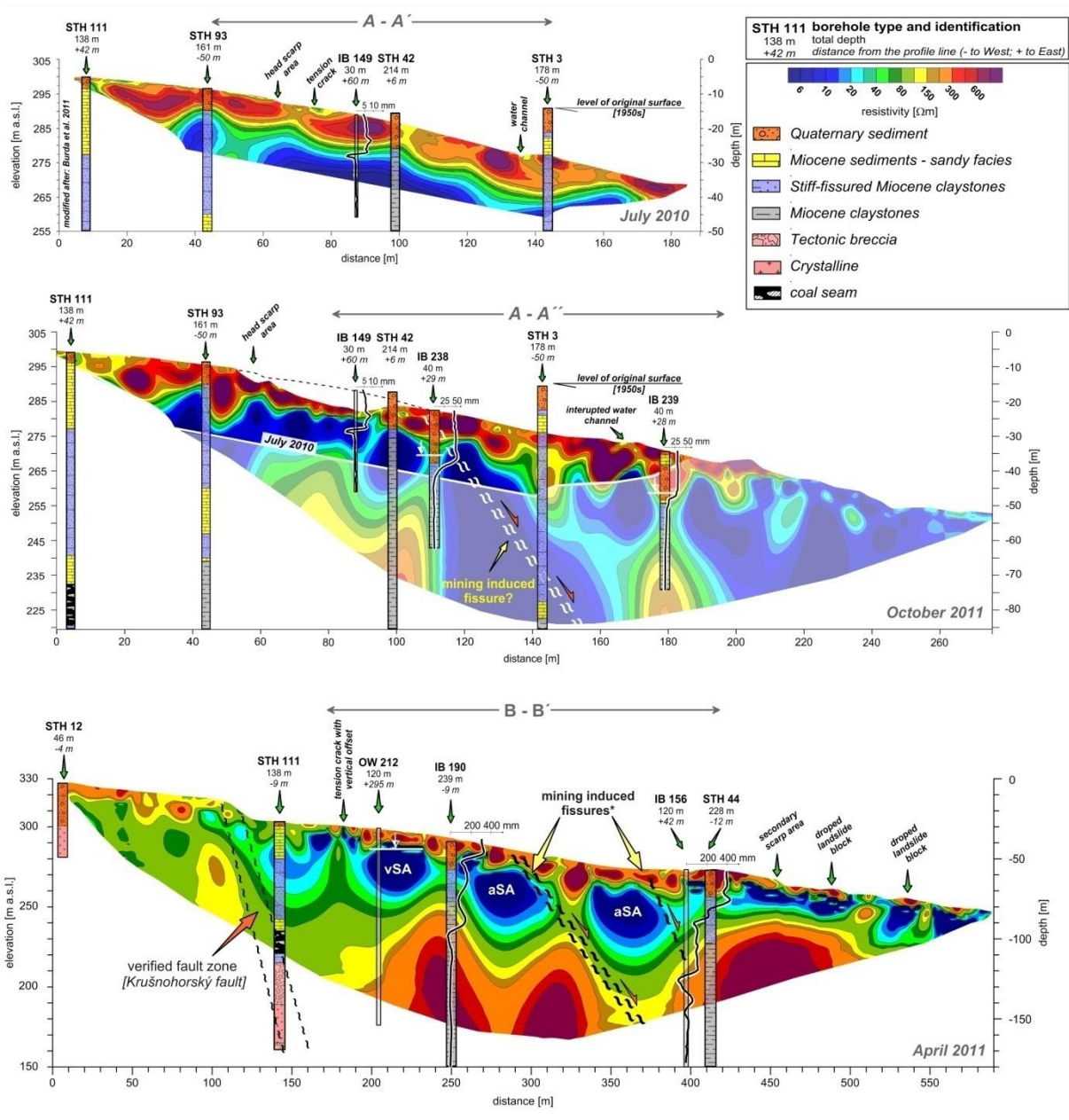


Fig. B3.5 The ERT profiles taken across the landslide (locations depicted on Fig. B3.2). STH: structural test hole; IB: inclinometric borehole; OW: observation well; vSA: verified shallow aquifer; aSA: assumed shallow aquifer.

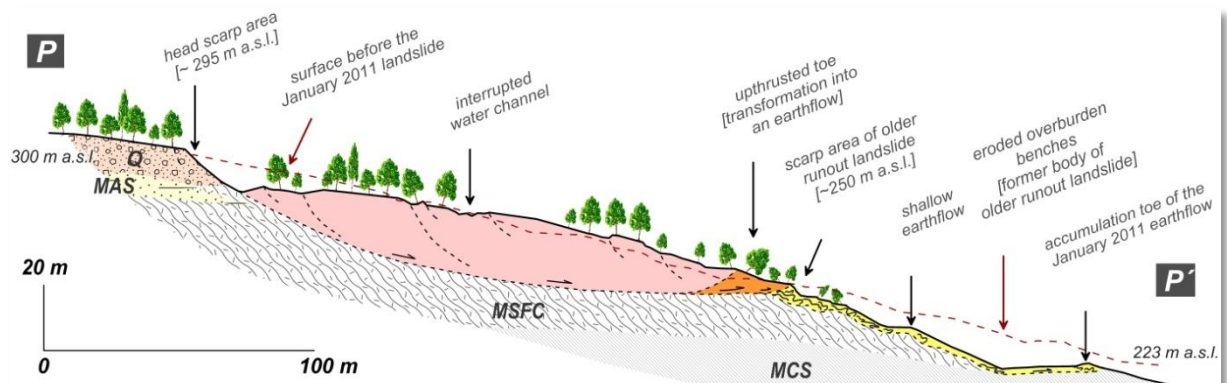


Fig. B3.6 A generalised longitudinal profile taken across the landslide during January 2011. The profile is based on geomorphological field mapping, the results of the ERT, and the analysis of IB 149, IB 238, and IB 239. Its location is shown in Fig. B3.2 (Q: Quaternary sediments; MAS: Miocene argillaceous sands; MSFC: Miocene stiff-fissured claystones; MCS: Miocene claystones (solid)).

thickness of 15 m at Station 390 corresponds well to that found in the nearby Borehole STH 44. This is again the coarse-gravel slope deposits, which also forms the body of the nearby landslide. Underlying the high resistivity surface layer is a zone of very low resistivity and highly variable thickness (15-50 m). This zone most likely reflects wet clays, which are also observed below 15 m in Boreholes IB 190 and STH 44. It is probable that any future extension of the landslide would be activated along this slide plane. The varying resistivities probably reflect the varying physical properties of the clay. The higher resistivities may be associated with dryer and more compact claystones, possibly with a greater sand content. In some places, these dry claystones separate water saturated clays (e.g. Station 330).

B3.4.2 The development of the landslide since the 1990s

The development of the landslide since 1990 can be investigated using the results of the precise levelling of benchmarks N1-N4. The measured accumulative displacement values are shown on *Fig. B3.7*. It is clear that significant movements have been recorded at all four measuring sites. The mean rate of movements at N1 and N2 was linear from 1993-2010 (6.4 mm/yr and 9.4 mm/yr, respectively). However, at N3 and N4 the mean rate of movements accelerated significantly after 2008 (from 19.5 mm/yr to 31.5 mm/yr and from 21 mm/yr to 55.5 mm/yr, respectively). The long-term development of the landslide was also reflected by all five points located within the exploration gallery. The vertical shift was between 1.2-4.2 mm/yr during the 1990s and has been between 1.6-2.4 mm/yr for the past 11 years. These movements were accompanied by crack extension at between 61.5-85.6 m from the entrance to the gallery. The extension is characterised by acceleration in the spring and deceleration in the winter deceleration, as previously

described by Kalvoda et al. (1990) and Rybář (1997).

The reactivated landslide activity was well documented by N1 (-20.5 mm) and N3 (-37.3 mm) (*Fig. B3.7*). N4, situated in the scarp area, was destroyed with the vertical drop calculated from the stereoscopic orthophotographs thought to be c. 5 m. Furthermore, detailed information about development of the landslide in 2010 was recorded by the automatic target recognition monitoring of reflective prism No. 178. This was placed in the landslide in June 2009. This point showed linear deformation during first year of monitoring as well as the first period of acceleration in Spring 2010 and subsequent deceleration during Summer 2010. The main movement occurred in January 2011, but the movement velocity started to increase during December 2010 (*Fig. B3.7*). Between the 9th and 14th of January 2011, the daily rate of movement increased steadily to 20 mm/day. On 15th January at 8:01 p.m., reflective prism No. 178 was measured for the last time, with a total accumulative displacement of 777 mm. The ATR system, assuming that it had not been completely destroyed, would be able to find the reflective prism if it was within 5.5 m of its previous position (Bláha et al. 2006). It is thought, therefore, that the final movements were sudden and relatively fast (m/hr) with the point destroyed shortly after reactivation of the landslide.

B3.4.3 The development of the reactivated landslide since 2011

The laser scanning data were processed in stages and the primary output from each was a three-dimensional terrain model (*Fig. B3.8*). It is clear that a problem occurs during the generation of these models that stems from the presence of vegetation within the area of interest. The problem may result from trees within the landslide and the long grasses that grew during the summer months and, although special software was used to filter these points, the quality of the measured data were

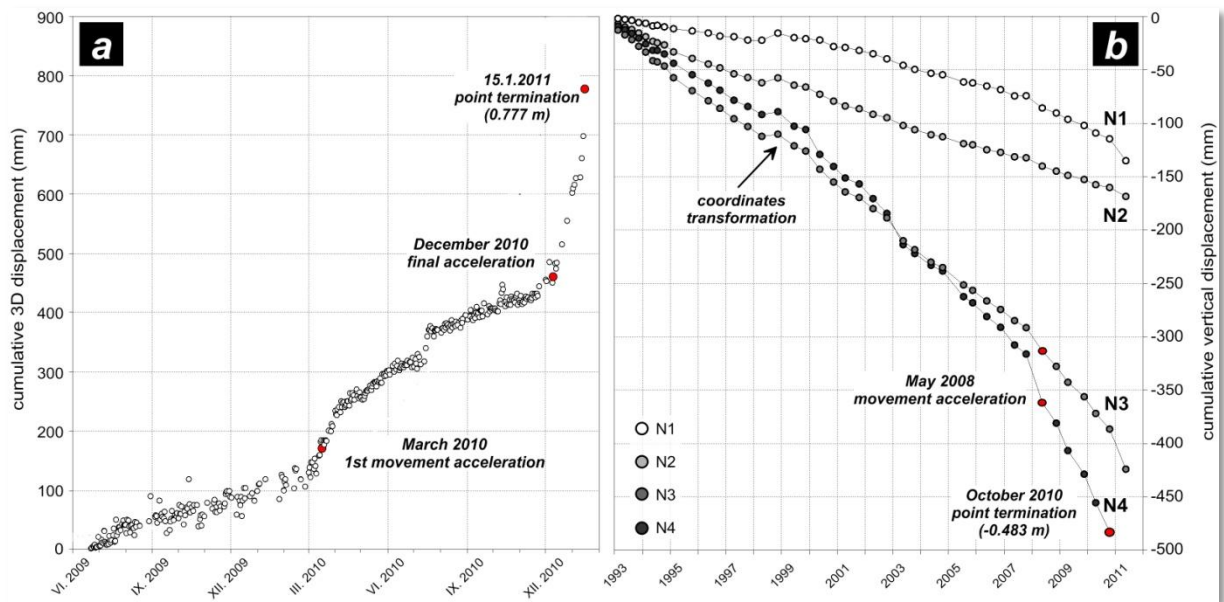


Fig. B3.7 **A:** an accumulative three-dimensional displacement versus time diagram showing the development of the landslide in the two years prior to January 2011. It is clear that there are two cycles of acceleration, the first in March 2010 and the second in December 2010. **B:** an accumulative vertical displacement versus time diagram measured on four leveling benchmarks since the 1990s.

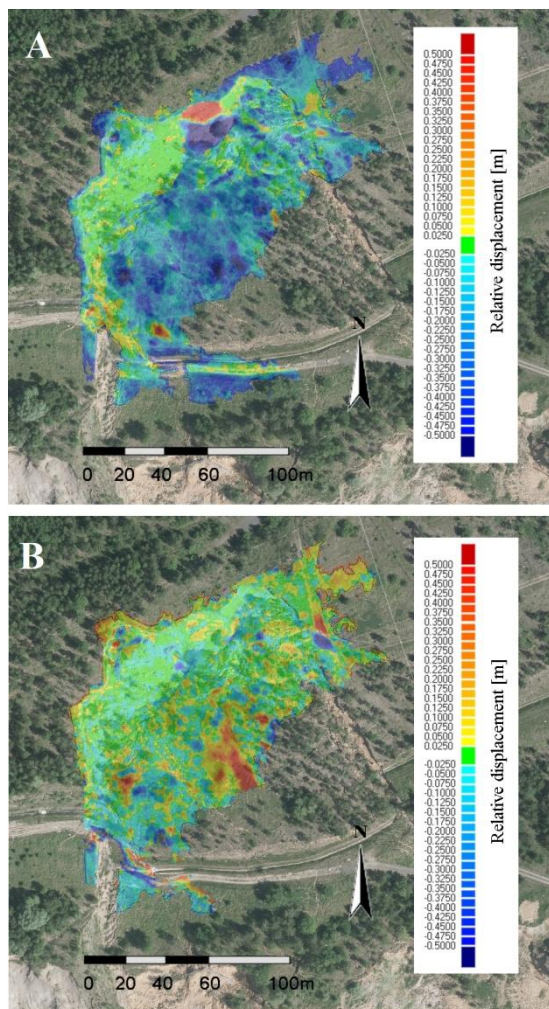


Fig. B3.8 The differential models that show the relative displacement within the body of landslide in 2011. **(A)** presents the difference between the 1st and 2nd stage while **(B)** presents the difference between the 2nd and 3rd stage.

significantly affected. The generated digital terrain models were then used to create hypsometric models that characterise the differences in terrain form that have developed between the individual stages. These may not be wholly accurate where the measured data have been compromised by the occurrence of vegetation, i.e. in the lower part of the landslide where movements of 100 mm have been recorded between individual stages. In contrast, in those places where no vegetation has regenerated, such as in the headscarp, the differential models accurately reflect the changes that have occurred between individual stages.

The first differential model, between the 1st and 2nd stages, shows the separation of a large block from the headscarp (block diameter: c. 5 m). The total movement at this location was 470 mm. The toe of the landslide, as a result of soil slip, moved by up to 500 mm. However, it is also clear from the first differential model that on the rest of the area is associated with no, or very small, small shifts of less than 100 mm (Fig. B3.8 (green and light blue)). The second differential model, between the 2nd and 3rd stages, shows a number of localised movements of the soil at the edge of the landslide (Fig. B3.8 (light yellow and light

blue)). These movements attain maximum distances of 180 mm. It appears that the base of the landslide has moved by up to 500 mm. However, this area was covered with tall grass, the occurrence of which greatly influenced the measured data and its quality. It is, therefore, not possible to say with certainty whether these movements are real or apparent.

B3.4.4 The trigger of the landslide reactivation

The winter of 2010-2011 was characterised by a greater than average snow cover in North Bohemia. At three of the four selected meteorological stations, the measured snow cover was the highest ever recorded while it was only slightly less than the highest ever recorded at the fourth station (*Table B3.1*). In addition, the progressive development of the winter snow cover was unusual when set against previous years. In 2010-2011, the peak snow cover at all stations was recorded in the second half of December whereas in recent years it has normally occurred in the second half of January or in February (*Fig. B3.9a-d*). The rapid cooling in late November and early December was followed by considerable warming that began on the 7th January. From the 7th to the 16th January, the temperature did not drop below 0°C. The average daily temperature reached 7°C on the 14th and 6°C on the 15th. The maximum temperature recorded during this period was 10.7°C on the 16th. In central Europe, this type of December-January warming may occur on isolated days (Rybář, 2001). The protracted nature of this warming event makes it unique, at least for the meteorological station Jezeří. It led to a rapid melting of the record snow cover with an estimated snow water equivalent of c. 200 mm (*Fig. B3.10*) and an immediate rise in the water table (*Fig. B3.9e*). The total precipitation measured at Jezeří was 7 mm (13th-15th January). The records of other meteorological stations demonstrate that this rapid thaw occurred throughout the Krušné hory Mountains.

However, the final movement acceleration occurred at the beginning of December 2010 when a separated warming event on the 11th December led to partial melting snow and subsequent rising of water table. On the 11th December, the average temperature was 2.8°C and the daily maximum was 4.9°C while there was also 7 mm of rainfall (*Fig. B3.9*). The subsequent saturation of the material led to the mobilisation of the older earthflow masses. This mobilisation destroyed geodetic Points 20 and 151 (*Fig. B3.2*) on the 13th December (i.e. with a two-day lag following the temperature peak).

B3.5 DISCUSSION

The landslide that took place in January 2011 represents the largest slope deformation to have occurred at the edge of the Most Basin since 2005 (Rybář and Novotný, 2005; Burda et al., 2011). This landslide represents the reactivation of a large complex slope deformation that has been recorded previously (Špůrek, 1974; Rybář, 1997). The headscarp and eastern extension of the reactivated landslide follow the headscarp of the earlier slope deformation from 1952. This original slope deformation occurred as a result of surface subsidence due to the collapse of parts of the gallery at Koněv Mine (Špůrek, 1974). It deformed the entire mass of overlying rocks and, at least in part, contributed to the development of deep-seated fault planes. These subsidence-induced fault planes enable water from the permanent and intermittent aquifers infiltrate more easily into the underlying claystones and to, thereby, become a significant mechanical discontinuity surface.

The system of fractures and fissures further accelerates the flow of water through the colluvial mantle as well as accelerating groundwater flow in the claystones (10^{-6} m.s^{-1}). The results of Pletichová (2006) and the electrical resistivity tomography support this hypothesis by showing three very low resistivity zones (less than 5 ohm.m) - these represent aquifers in the stiff-fissured

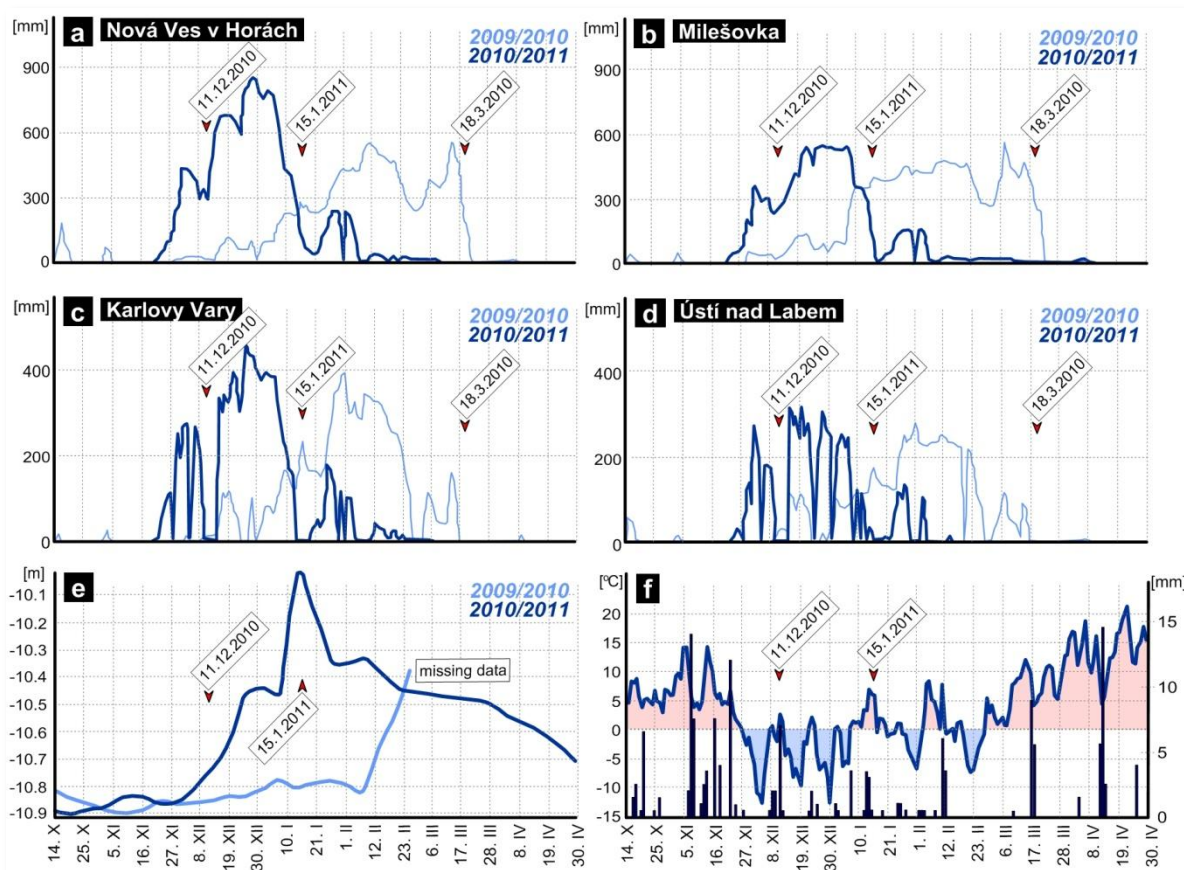


Fig. B3.9 The main triggering factors of the landslide reactivation were rapid melting of the thick snow cover (a-d) and a sudden increase in the water table in OW 212 (e). These factors resulted from the increase in average-temperature during January (f) (Data sources: Czech Hydrometeorological Institute; the meteostation operated by BCRI; Chán et al., 2011).

Table B3.1 Comparing of the snow cover thickness at selected climatological stations and comparing of the 2010/11 winter with historical peaks (data source: Czech Hydrometeorological Institute).

Meteostation	Elevation (m a.s.l.)	Distance from the landslide	snow cover thickness (mm)	
			2010/11 max.	hist. max.
Nová Ves v Horách	725	6 km	810	810
Ústí nad Labem	375	40 km	310	310
Milešovka	836	30 km	540	550
Karlovy Vary	606	57 km	450	450

claystones. The high-resistivity body of the landslide, formed by permeable slope deposits, overlies this water saturated zone. The bases of the profiles are also associated with high resistivity zones that most likely reflect impermeable ($< 10^{-8} \text{ m.s}^{-1}$) dry compact claystones. These sensitive stiff-fissured claystones hold water in the aquifer and, thereby, create an ideal sliding plane for the landslide (also by confirmed the inclinometric boreholes). They are characterised by a liquid limit of c. 73 % and a plasticity index of c. 23 % (Pichler, 1989) while exhibiting a large difference between the fully softened and

residual friction angles (mainly in the upper 30 m). It is thought that the mobilised shear strength is lower than the fully softened shear strength in these stiff-fissured claystones when associated with such liquid limits (Stark and Eid, 1997). This means that, after reaching the liquid limit, a mass movement may occur when the safety factor (F_s) has been calculated > 1 .

The landslide reactivation was the culmination of a progressive development has been caused by the ongoing weakening of resisting forces. Since 1990, the movement was characterised linear creep. Then, in 2008, the function of cut-off wall was terminated

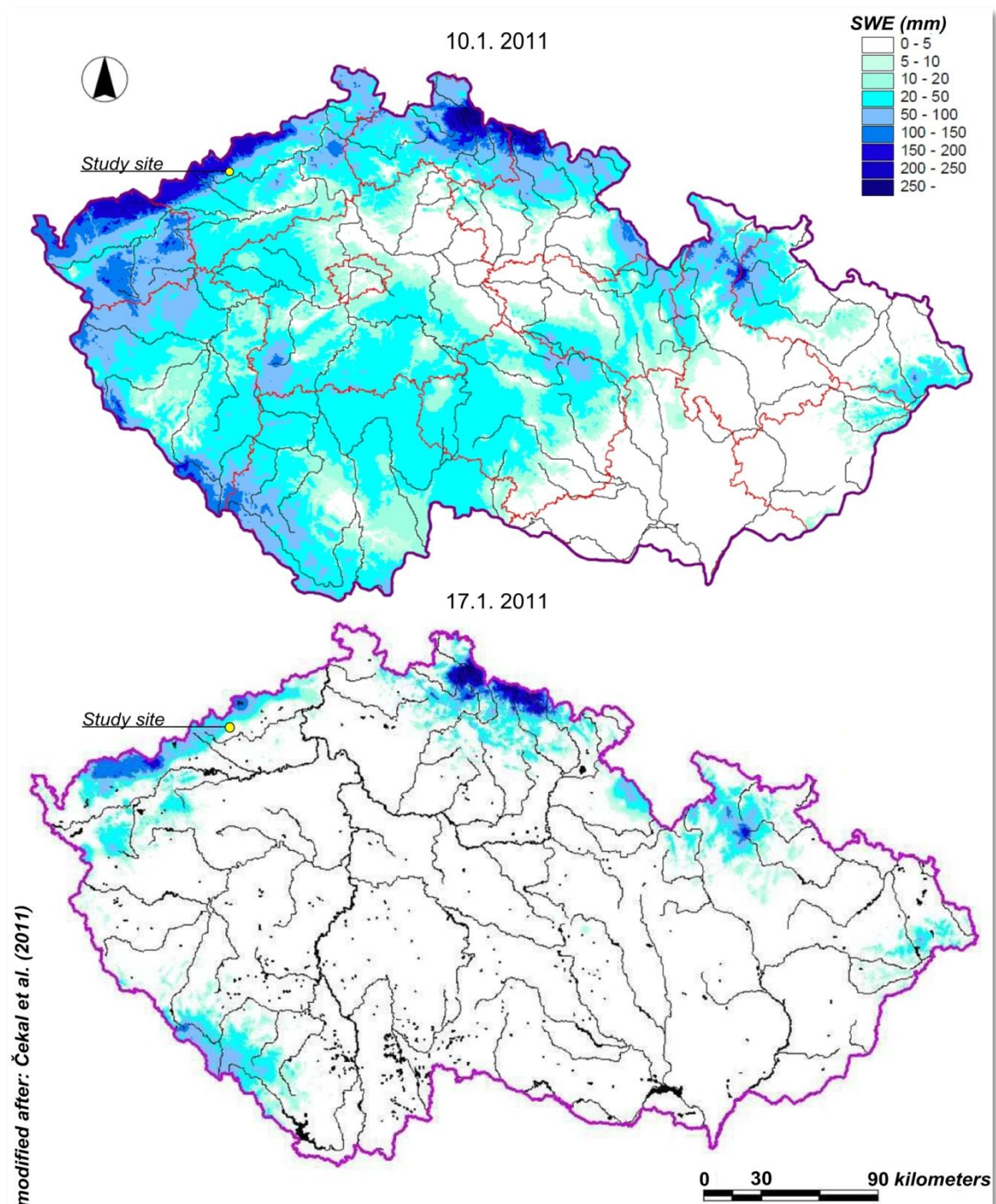


Fig. B3.10 The distribution of snow water equivalent (SWE) in the Czech Republic during January 2011 (Čekal et al. 2011).

during vandalism and pumping of water captured by the cut-off wall was stopped. The intercepted waters reached the top of the cut-off wall and, subsequently, soaked into surroundings sediments and penetrated into the landslide area (Burda et al., 2011). This led to the sudden movement acceleration outlined above. The water flowed through the permeable mantle and into stiff-fissured claystones while the solid crystalline basement

rocks prevented deeper water penetration. The function of cut-off wall was restored by the mining company at the end of 2011, on the basis of research and recommendations (Pichler, 2011; Burda et al., 2011). Therefore, an improvement in the stability conditions is expected for the time being but further geotechnical and hydrogeological monitoring is necessary because the average slope gradient still exceeds 9°.

This study and that of Burda et al. (2011) both show that finding these zones through the application of electrical resistivity tomography is essential to estimation of minimum depth and geometry of the shear plane. This method, combined with detailed field mapping, improves our ability to predict the depth and extent of future landslide activity. It is seen that Profiles A-A', A-A'', and B-B' all have analogous zones of low resistivities (c. 5 ohm.m). Profile B-B' was taken outside the area affected by the reactivated landslide. However, the geotechnical conditions along that profile suggest that future landslide activity should also be expected here. It is also known that the claystones forming anthropogenic slopes are unstable over protracted periods if the mean slope gradient is greater than 9°.

Further research must focus on developing a systematic monitoring system. The majority of landslide early warning systems are based on geodetic methods (Bláha et al., 2006). However, a seven year observation of the water table at OW 212 (Burda and Vilímek, 2010; Chán et al., 2011) has shown that this may also provide a suitable basis. The movement accelerations always occurred when the water table rose above -10.25 m, which corresponds to a theoretical pore pressure of 68 kPa at the depth of the shear plane. This can be understood as a threshold value above which landsliding may be initiated (as happened in 2005, 2006, 2007, 2008, 2009, 2010, and 2011). It can be assumed that the value of the plasticity index is exceeded under these conditions, which leads to subsequent mass mobilisation. This hypothesis does, however, need further investigation in order to better understand the influence of other factors such as rainfall and snow water equivalent.

B3.6 CONCLUSIONS

This study has integrated a range of geoscientific evidence in order to constrain the

spatial and temporal development of the reactivated catastrophic landslide at Eisenberg in North Bohemia. The key findings presented in this paper are:

- The geodetic measurements have shown that over the past two decades the site had been subjected to progressive deformation caused by the collapse of an old mine gallery.
- The climatic data have shown that the reactivation itself was triggered by a dramatic rise in the water table induced by rapid snowmelt during a period of winter warming.
- The geomorphological mapping and geophysical profiling have shown that fissures are continuing to develop above the reactivated landslide scarp while highly saturated stiff-fissured claystones provide an incipient slide plane.
- The laser scanning shows that there is little evidence for ongoing landslide activity.

The landslide will continue to develop in the future due to the favourable lithological, structural, and geotechnical conditions. It is thought the endangered area may extend as far as the Krušnohorský Fault. It is proposed that future landslide activity at the site may be predicted by the height of water table as this defines a theoretical pore pressure at the depth of the shear plane.

Acknowledgements

The research was funded by the grant projects "GA UK 155610", "SVV 265-212", and by the Research Centre "MŠMT 1M06007".

The authors would like acknowledge the help of their colleagues Jan Klimeš, Jiří Dohnal and Tomáš Nýdl for their assistance during field research and geophysical profiling.

The authors would also like to thank Dr. Matthew Rowberry for language editing and for his advices that helped to improve the paper.

KAPITOLA C

Publikace zaměřené na dendrogeomorfologickou analýzu svahových deformací

Součástí výzkumu byla rovněž dendrogeomorfologická analýza stromové vegetace rostoucí v zájmové lokalitě. Výzkum byl zaměřen na studium různých typů svahových pohybů v různých částech řešeného území. Na strmých svazích krušných hor bylo doloženo ploužení zvětralinového pláště. Zkoumáním růstových disturbancí břízy bělokoré byl analyzován sesuv z ledna 2011, čímž byla demonstrována možnost využití tohoto druhu stromu při datování svahových deformací.

Burda J. (2011): *Spatio-temporal activity of mass movements in the Krušné Hory Mountains (Czech Republic): dendrogeomorphological case study*. AUC Geographica, 46, č. 2, s. 15–30.

Tumajer J. and Burda J. (in rev): *Exploitation of *Betula pendula* in mass movement studies, A preliminary study*. AUC Geographica.

C1 HODNOCENÍ DYNAMIKY PLOUŽIVÝCH POHYBŮ NA SVAZÍCH KRUŠNÝCH HOR

Jan Burda¹

“Spatio-temporal activity of mass movements in the Krušné Hory Mountains (Czech Republic): dendrogeomorphological case study”

¹Katedra fyzické geografie a geoekologie PŘF UK, Albertov 6, 128 43 Praha 2

*publikováno: AUC Geographica 2011, 115, č. 4, s. 440–460
odesláno do redakce: 19. dubna 2011, přijato k tisku: 28. září 2010*

ABSTRACT

This article utilizes dendrogeomorphology to investigate the spatial and temporal variation of mass movement dynamics on south-east-facing slopes of the Krušné Hory Mountains, an area affected by open-pit mining. It is based on 93 samples collected from 35 disturbed *Fagus sylvatica* trees. These samples were taken in five model locations, representing the most problematic sections of the entire area. For reasons of sample depth, the analysis was limited to the period from 1900 to 2006. The article focuses on growth disturbances such as eccentric growth of annual tree-rings and abrupt growth changes. The strongest disturbances were most commonly found in trees located near the base of the mountains, where growth disturbances has occurred periodically, since 1900. To analyze past mass movement dynamics, we introduce a “creep rate”, defined as the proportion of eccentric tree-rings per decade. The results clearly demonstrate that “creep rates” culminated

during the period from the 1940s to the 1970s, as a result of deep-seated slope failure the developed during the 1950s near the foot of the mountains.

Key words: dendrogeomorphology – tree-ring analysis – growth disturbances – creep – Krušné Hory Mountains

C1.1 INTRODUCTION

The research locality is situated in the Krušné Hory Mountains, an area that has been markedly transformed by anthropogenic activities, primarily connected to brown coal mining. Such mining is done here in open-pit mines, which exploit the overburden from the area of Most Basin. During the 1980s, the open-pit mine reached the foot of the Krušné Hory Mountains and scientific literature began discussing the negative influence of mining on local slope stability (Rybář 1981a,b, Marek 1983a,b; Kalvoda et al. 1990; Kloss 1994,

Rybář 1997). According to Hurník (1982b), the removal of 400 hundred million tons of overburden per year (in 1970s and 1980s) could have caused the elastic lifting of the mountain massif and the destabilization of the upper part of the slope. To verify this speculation, in the spring of 1983, the entire area came under the observation of a special levelling circuit, Z₂b 11, which connected planation surfaces along the top of the Krušné Hory Mountains with the Jezeří Castle area and the foothills of the Krušné Hory Mountains (Kalvoda et al. 1990). Vertical movements of the earth's surface have been observed at geodetic points in two different locations. Kloss (1994) confirms this and, on the basis of a finite element method (FEM) analysis, predicts not only continued uplift, but also gravitational movements of crystalline towards the basin.

The results of this study build upon previous dendrochronological research conducted near Salesius Hill, which is about 14 km west of this study's location (Vilímek et al. 2002). Although dendrogeomorphology is worldwide method used for reconstruction of the beginning, duration, scope and frequency of many geomorphological processes (Alestalo 1971, Braam et al. 1987a,b, Strunk 1997, Bodoque et al. 2005, McAullife et al. 2006, Stoffel et al. 2005a,b; Stoffel 2006, Stoffel and Perret 2006. Within the area of the Czech Republic, we cite the research of Fantucci et al. 2000, Daňhelka 2001, Vilímek et al. 2002, Burda 2008, Klimeš et al. 2009, Šilhán 2009, Šilhán 2010 and Žižala et al. 2010), this method have never been used in the study area.

The aim of this study is to identify places and periods of potential mass movement developments and to verify assumptions concerning low stability ratios, as a result of open-pit mining, as well as the destabilization of upper parts of the slope. The study also refers to a reference curve, which was compared with precipitation amounts from the Czech Hydrometeorological Institute's (CHMI) Boleboř meteo-station.

C1.2 THE STUDY SITE

The study site is located in the Krušné Hory Mountains in the Kateřinohorská Vault area. The location is situated on a south-east facing slope between Mt. Jezerka (707 m a.s.l.), Mt. Jánský (739 m a.s.l.) and Jezeří Castle (*Fig. C1.1*). The geological characteristics of this part of the Krušné Hory Mountains have been described many times (Bárta et al. 1973; Škvor 1975; Rybář 1981a,b, Marek 1983a; Horáček 1994; Marek 1994b; etc.) as have the geological conditions of the Most Basin (Rybář 1981b, Malkovský et al. 1985; Zmítko 1983; Žižka and Halíř 2009; etc.). Král (1968) gives a geomorphic overview of the upper parts of these mountains and Vilímek has published the results of detailed geomorphic mapping of Kateřinohorská Vault (Vilímek 1992; Vilímek 1994; Kalvoda et al. 1994; Stolínová and Vilímek 2002).

The core of this vault consists of orthogneisses, which are adjacent to a series of crystalline shales the foliation of which inclines fanwise to the basin with an inclination of more than 50°, in rare cases even more than 70° (Marek 1983a). It is interrupted, in many places, by numerous faults, primarily in a north-west to south-east direction (Škvor 1975). This system of faults also occurs at the top areas of the massif (Marek 1994b; Vilímek 1994). These fractures divide the mountain massif into a system of blocks (Marek 1983b).

The basin's sediments are composed of the underlying complex, coal seams and the overlying complex. Stratigraphically, these are heterogeneous units with various Tertiary complex sediments (clays, sandstones, sands) and Cretaceous sediments (quartzite, sandstones, calcareous clays, marlites, limestones; Malkovský et al. 1985).

Quaternary sediments primarily include coarse-grained gravel, sandy gravel and clays with crystalline fragments. The thickness of these sediments varies from 0.1 m to 40 m. Increased thickness is characteristic in the area of alluvial cones of former tributaries (Vesnický Brook, Šramnický Brook and

Černický Brook). The alluvial fans consist mainly of coarse grained gravel, sands, loam and fragments of crystalline. The highest thickness of Quaternary sediments (up to 70 m) is located under the structural slope of Mt. Jezerka and consists of the material of a Würm rockslide (Rybář in: Kalvoda et al. 1994). Špůrek (1974) estimates the total volume of this rockslide at 25 milion m³ with a total surface area of 63.5 ha. The head scarp is located on a 30° to 40° steep slope between Mt. Jezerka and Mt. Janský about 500 to 650 m a.s.l. (Zmítko 1983). Kalvoda et al. (1994) suggested that the rockslide was triggered by an earthquake. Although most of the large accumulation was extracted during the 1970s and 1980s, the forefront of this accumulation is still morphologically distinct.

C1.3 MATERIAL AND METHODS

This investigation of spatial and temporal mass movement activity in the Krušné Hory Mountains is based on a dendrochronological analysis of GD in extracted samples of *Fagus sylvatica* trees. “A visual inspection of the tree-rings will in no case allow determination of the process that was causing the disturbance. Therefore, a detailed identification of geomorphic processes present at the study site as well as an accurate identification of features related to previous events imperatively need to proceed the sampling of increment cores or cross-sections in the field as well as their analysis and interpretation in the laboratory” (Stoffel and Bollschweiler 2008, p. 192).

In this regard, we needed detailed geomorphic mapping data on the study location. Vilímek mapped the study site at a 1:25 000 scale in 1992. However, because it is an area with extensive anthropogenic influences, this map has been modified according to its original methodology (see Vilímek 1992). In updating this map, we focused primarily on the foothills, where the biggest changes in relief occurred. In addition, the historical extent of the open-pit mine was determined, according to ortho-photographs

from 1952, 1975, 1987 and 2008. We defined the positions of former slope failures using a Czech Geological Survey – Geofond on-line application and relevant technical reports.

C1.3.1 Sampling strategy

Figure C1.1 shows the positions of all of the 35 sampled trees. In order to include the oldest possible events, we selected the oldest trees. European Beech (*Fagus sylvatica*) was found in all of the selected areas. Incremental drills 700 and 500 mm long were used for taking samples. Samples were extracted at the height of stem curvature, whenever possible, otherwise at breast height (~ 130 cm). The 3D position, macroscopic stem defects (tilted stem, hollow trunk, stem curvature, etc.), local morphology and position of each sample were recorded (Stoffel et al. 2005b).

Two or three samples were taken from each tree. In general, sample A was taken upslope sample C was taken in the opposite direction (downslope). Sample B was taken perpendicularly to the previous samples. Two samples were taken from trees distinctively tilted in only one direction. Where we could not clearly determine the dominant direction of stem declination (i.e. „S-form“ trunk), all three samples were taken. This sampling strategy enabled us to gather accurate information concerning possible eccentricity or loosening of tree-rings during various phases of tree growth (Braam et al. 1987b).

For the research itself, we selected trees showing visible GD. The following conditions applied, in this case:

- 1) Growth anomalies shall be demonstrably caused by the researched phenomenon (mass movement in this case).

- 2) We shall select the dominant and co-dominant trees in a given location (thereby eliminating growth signals caused by competitive effects and acquiring a longer historical range).

During the research, we excluded more inclined trees growing on the erosion slopes of brooks. In this way, we eliminated trees, whose

stem inclination was caused by the erosion activity of mountain brooks. We also excluded trees growing in the immediate vicinity of roads, which undercut the slope in several places. Also, we excluded trees, whose stems were damaged by corrosion in a possible drilling spot, from the research.

CI.3.2 Sampling sites

In accordance with the geomorphic mapping, we selected five different locations in the study site (groups A – E; *Figs. CI.1 and CI.2*). Three sites are located at the foothill near the open-pit mine. The two remaining sites are higher on the slope at locations where historical vertical movements of points on a Z2b 11 levelling circuit have been observed. We therefore analyze each part separately:

Group "A": The first six trees selected are located on a gentle slope (15°) at the foot of the structural slope of Mt. Jezerka. The location is not in the immediate vicinity of the open-pit mine but it is along an edge of the accumulation area of the Würm rockslide. Some rocks are scattered in a pattern of rock debris higher on the slope. These fragments of crystalline can reach one to five metres in size. The current thickness of preserved Quaternary sediments (after excavation) under the slope of Mt. Jezerka is estimated to vary between 30 and 40 metres.

Group "B": This location is very close to the mining activities. Some trees grow mere metres from the edge of the overburdened benches of the open-pit mine. A typical anthropogenic slope fluidly transitions into the structural slope (27 – 35°) with numerous rock outcrops, rock debris and erosion scars. In the Šramnický Brook valley, the slope decreases significantly (less than 15°). Morphologically, a talus cone, composed of gritty colluviofluvial sediments, dominates. Tilted and curved trees

as well as soil ripples and ridges indicate slow creep of colluvium over bedrock outcrops. We analysed 16 trees in this location and, due to the terrain morphology and the extent of anthropogenic activity, we expect the biggest GD to be found here.

Group "C": In the geomorphologically distinct structural slope under the Castle complex, we found only two trees that were appropriate for this dendrogeomorphic research. The slope has an inclination from 30 to 35° and is composed of a solid gneiss rock, which is sparsely covered by a layer of colluvial debris. Historically, part of the castle Arboretum (since the end of the 17th century) was located here, but it was clear cut in the 1980s, limiting the number of available trees at this site.

Group "D": This group of trees was also selected from the structural slope above the castle complex. We include these trees in the research, because of the vertical movements of Z2b 11 geodetic points during the 1980s. The slope's gradient is over 35° and the selected trees grow on a ridge that is a relict of the original structural slope which, to the south-west and north-east, has become steep erosion-denuding slopes. This site has a number of rock outcroppings and rock faces. We selected five trees from this location.

Group "E": The last six trees were found on the slope of Mt. Jezerka where, as in the previous case, movements of the points of a Z2b 11 levelling circuit were observed. The location is characterized by a 40° erosion-denuding slope that gradually transitions into the more moderate edge of Mt. Jezerka's peak (15 - 20°). Morphologically, the site includes dominant products of periglacial processes, such as frost cliff rock towers and rock outcroppings.

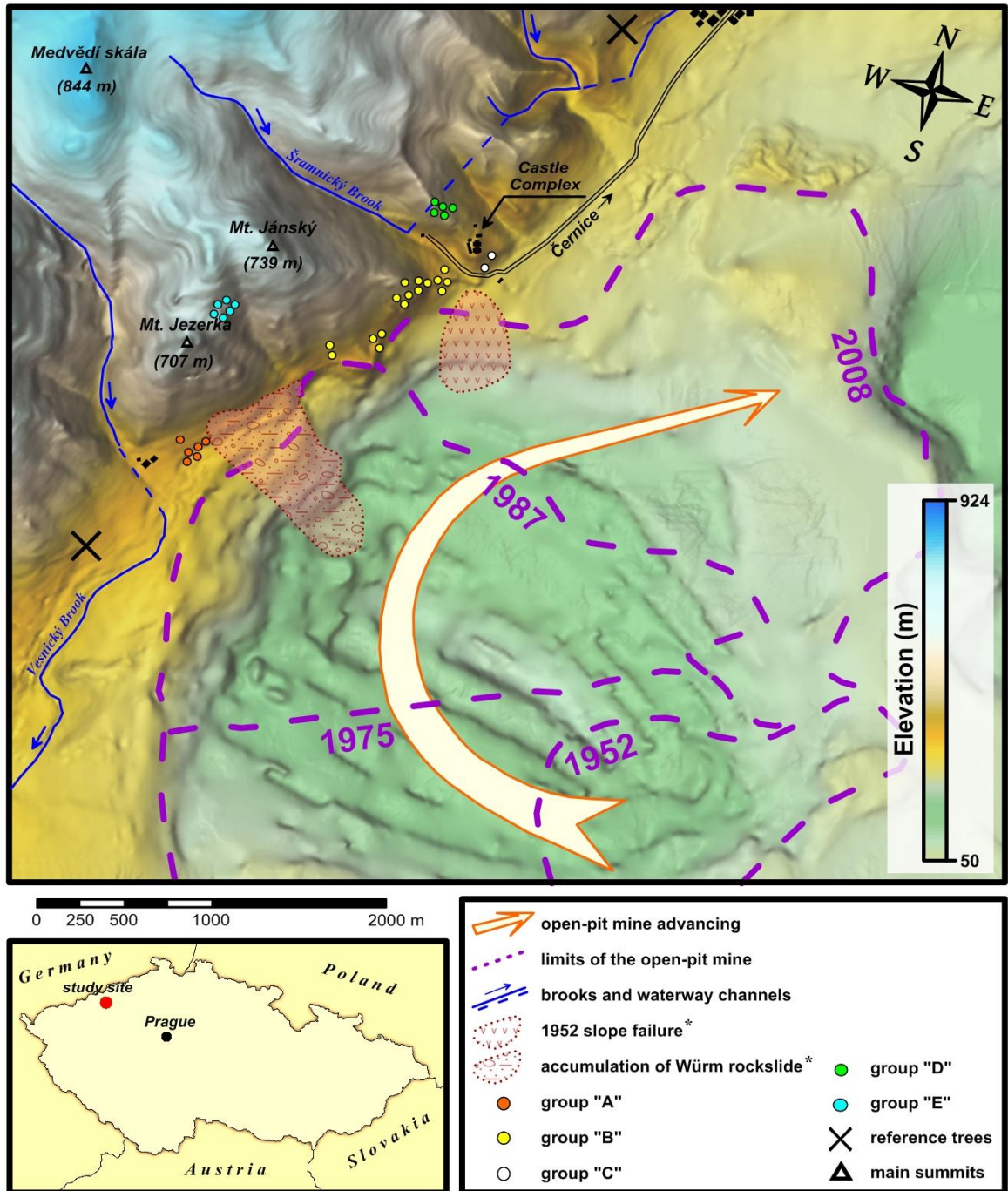


Fig. C1.1 The study area and its geographic setting. Locations of the open-pit mine and of the analyzed and reference trees is indicated on the map (* according CGS - GEOFOND).

C1.3.3 Tree-ring analysis

To complete the tree-ring analysis of our samples we used Past4 software (SCIEM) and a TimeTable measuring device, which gave exact measurements of the width of tree-rings to the nearest 0.01 mm (Fig. C1.3). We assessed the eccentricity of individual tree-rings in given year and any abrupt growth changes. When trees exhibit eccentric growth in a particular year, we can assume that tree

inclination is occurring. To confirm eccentric growth patterns, we compared samples B and C or A and B (depending on the direction of stem inclination or stem curvature; equation 1 and 1.1).

We used tree-ring analysis of the samples taken from particular trees to determine the eccentricity of each year (E_i). In 1971, Alestalo (1971) proposed a method for the numerical

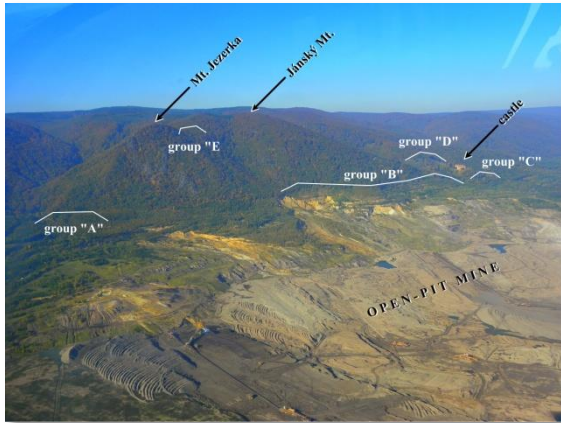


Fig. C1.2 Aerial view of the study area, south-east facing slope of the Krušné Hory Mts. (foto: J. Burda, 2010).

calculation of eccentricity. Braam et al. (1987a) modified this formula.

$$E_i = (RC_i - RB_i) / (RC_i + RB_i) \quad (1)$$

or

$$E_i = (RA_i - RB_i) / (RA_i + RB_i) \quad (1.1)$$

E_i = annual eccentricity of a tree-ring

RX_i = width of a tree-ring in the respective direction

In this study, we modify Braam's formula to be applicable for deciduous trees, which form reaction wood on the opposite side, in comparison with coniferous trees. Braam et al. (1987b) speculate that, during its growth, a tree can be influenced by mass movements with differing dynamics and direction. When an analysed tree showed macroscopic signs of different inclination, we determined E_i from all three samples (Braam et al. 1987b). By simply plotting the E_i values in a graph, we obtain linear data, from which the running inclination of a tree over the years can be read.

According to their E_i values, we divided tree-rings into three categories: slightly eccentric (E_i 0.1 – 0.3), medium eccentric (E_i 0.31 – 0.5) and highly eccentric ($E_i > 0.5$) (Burda 2008; Žížala et al. 2010). We then weighted the observed eccentricities, on the basis of their E_i value; i.e. E_i values between

0.31 and 0.5 received a weight of 0.5 and tree-rings with E_i values greater than 0.5 were weighted with a factor of one (Daňhelka 2001; Klimeš et al. 2009).

The percentage of trees showing inclination in a given year can aid in analyzing temporal variability of mass movement in the area (Braam et al. 1987a). This variability can be expressed with an index number (I_i), calculated for each year (equation 2):

$$I_i = (\sum R(k)_i) / (\sum A(k)_i) * 100\% \quad (2)$$

I_i = is index of activity in year i ,

$R(k)_i$ = trees inclined in a particular year i ,

$A(k)_i$ = examined trees in a particular year i .

Fantucci (1999), Daňhelka (2001) or Žížala et al. (2010) also use this formula. It indicates the percentage of tree-rings which show eccentric growth in a given year. By recording the values in the graph, one can easily describe the temporal variability of mass movements in a particular year.

We analysed the spatial and temporal distribution of eccentric tree-rings by decade using a Geographical Information System (GIS). Data on sample trees (their position and I_i index value per decade) were transformed into geo-objects to enable the spatial visualization of GD. We used Surfer 9 (Golden Software) to investigate the data and, in particular, to examine spatial relationships between all the trees. Linear interpolations (grid size 30 x 30 m) including data from five decades (1900 -1919, 1920 – 1939, 1940 – 1959, 1960 – 1989 and 1990 - 2006) were performed (Stoffel et al. 2005b).

The study also evaluates abrupt growth changes between individual tree-rings. According to Fantucci (1999), these growth changes were divided into six categories. Categories S1 through S3 (S1 = 40–55%, S2 = 56–70%, S3 > 70%) describe growth

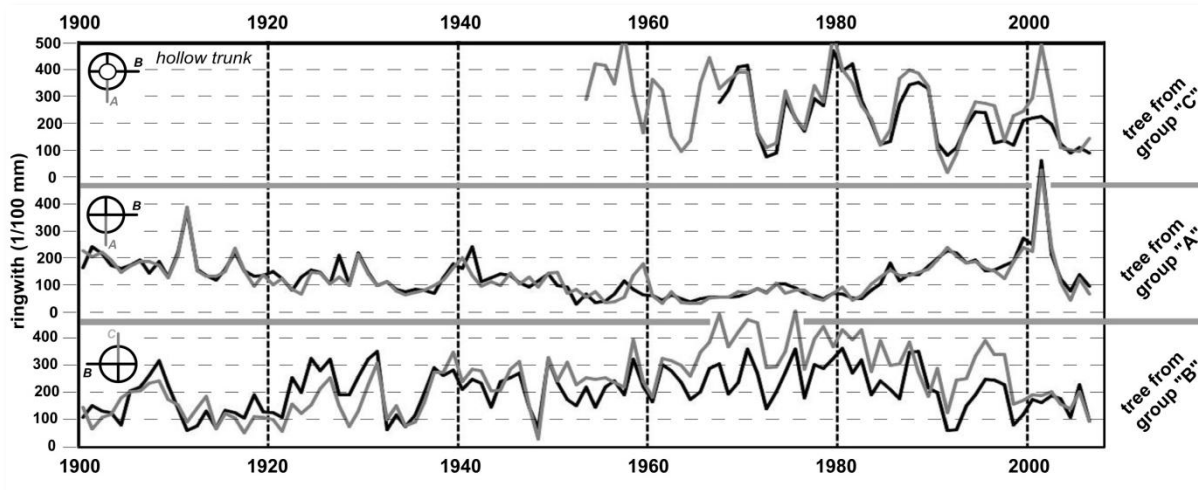


Fig. C1.3 Growth curves from different trees. The first depicts repeat, abrupt growth changes as a result of stem and crown breakage (top). The second is an undisturbed tree (middle). The third shows GD resulting from creep that causes the tilting of a tree (down).

suppression, while R1 through R3 (R1 = 50–100%, R2 = 101–200%, R3 > 200%) describe release of growth. These GD indicate tree reactions to a specific change in the surrounding conditions. For example, a tree might react to trunk damage due to rockfall or root system damage connected to a shallow landslide by suppressing growth.

Abrupt growth release generally results from a decrease in competitive stress due to the removal of surrounding vegetation. Abrupt growth changes can also be caused by a change in the conditions of a particular location (for example atmospheric precipitation, nutrients). To correctly interpret these changes it is necessary to compare the assessed samples with a reference curve and rule out any impact of unusually dry or extremely rainy years. Very similar to the analysis of eccentric tree-rings, we calculated the I_i index for SX and RX categories, which characterise proportion of GD in a given year.

C1.3.4 Reference chronology

A fundamental element of any dendrogeomorphological research is a reference curve, which is essential for identifying GD that occur independently of the slope movement activity (Stoffel and Bollschweiler 2008). This is why the selection of suitable trees is so important. In selecting

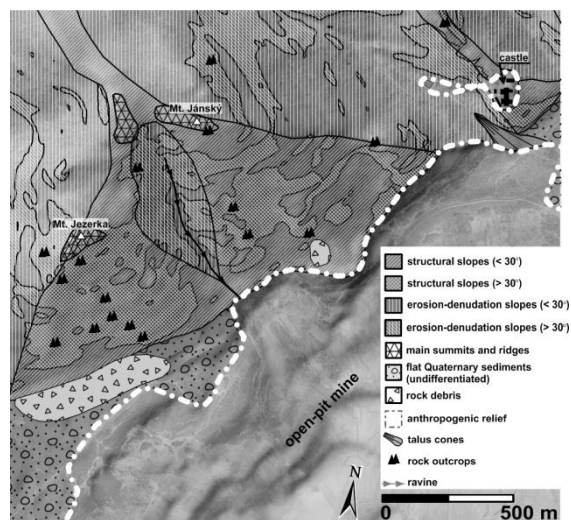


Fig. C1.4 Generalized geomorphological sketch map of the study site.

trees for this study, we followed these guidelines (Principles of correct procedures for the selection of suitable trees can be found in the comprehensive works of Cook (1985), Cook and Kairiukstis (1992), Stoffel (2005) or Janda (2008):

- 1) select trees growing in the vicinity of the researched location
- 2) do not observe growth disturbances at a researched tree
- 3) choose dominant trees, solitary if possible.

We retrieved 15 samples from trees growing in near the study site. The selected trees should not be afflicted by mass

movements and, consequently, records from these trees can be used to eliminate local influences or errors encountered during evaluation that could distort the results. We used ArsStan software (Cook 1985) to create a local non-detrended reference curve. Using this reference curve, we can determine whether GD could have been caused by climatic influences (mainly by dry years). We used data from the CHMI (Czech Hydrometeorological Institute) climatologic station in Boleboř to evaluate precipitation amounts. The station is situated in the mountains about seven kilometres northwest of Jezeří Castle at an altitude of approximately 640 m a.s.l. The location of this station is not ideal, in regards to the study area, but other local climatologic stations either have much shorter historical records or lie outside the Krušné Hory Mountains. Data records from the Boleboř station date back to 1955. We created graphs of annual precipitation; precipitation during growing season and precipitation in April to June were created from climatic data.

C1.4 RESULTS

Figure C1.4 shows an updated geomorphic map. No recent landslides or rockslides were found during the remapping of the mountain region (recent landslides occur in the basin - Burda et al. 2011). Former slope failures (from 1952 and from the Würm period – see in Fig. C1.2), found with the CGS – Geofond on-line application, are now indistinct due to the advancement of the open-pit mine along with ground works. Based on the morphology as well as visible GD (tilted and “pistol-butted” stems dominate; Tab. B1.1), we estimated that the creep of a colluvial mantle is now the dominant geomorphic process at the sampling sites.

C1.4.1 Growth disturbances

Figure C1.5 presents the main results of this dendrogeomorphological study. We divided eccentric tree-rings into three groups, according to E_i value: slightly eccentric, medium eccentric and highly eccentric. We also calculated an I_i value for each year. Figure C1.5a clearly shows periods of increased I_i values. These include the years 1903, 1904, 1906, 1909 through 1911, 1914, 1923, 1927 and 1928. There is also an observable increase in values, beginning in 1955 and culminating in the years 1957 through 1964, 1967 through 1969, 1972 through 1974, 1981, 1985, 1992 and 2004 through 2006. On the other hand, 1901, 1915, 1925, 1936, 1937 and 1942 are years that exhibit minimal production of eccentric tree-rings.

Table C1.1 Different types of macroscopic stem defects observed during the research.

Visible defects	
tilted stem	19 (54%)
stem curvature	
• "pistol-butted" form	12 (34,5%)
• "S-form"	4 (11,5%)
total	35 (100%)

The increase in I_i values is particularly notable after 1955 only dipping below 40% in six of these years. This is due to the trees from group "B", within which the strongest GD were observed, after 1940. To be able to more accurately identify years in which the dynamics of mass movements could have been more intensive, we conducted various assessments of tree-rings (from group "B") with high and medium eccentricity, weighting them appropriately (Fig. C1.5c). It is clear that the largest disturbances happened between 1959 and 1961 and between 1972 and 1974. An overall increase in observed GD is also evident after the mid 1940s.

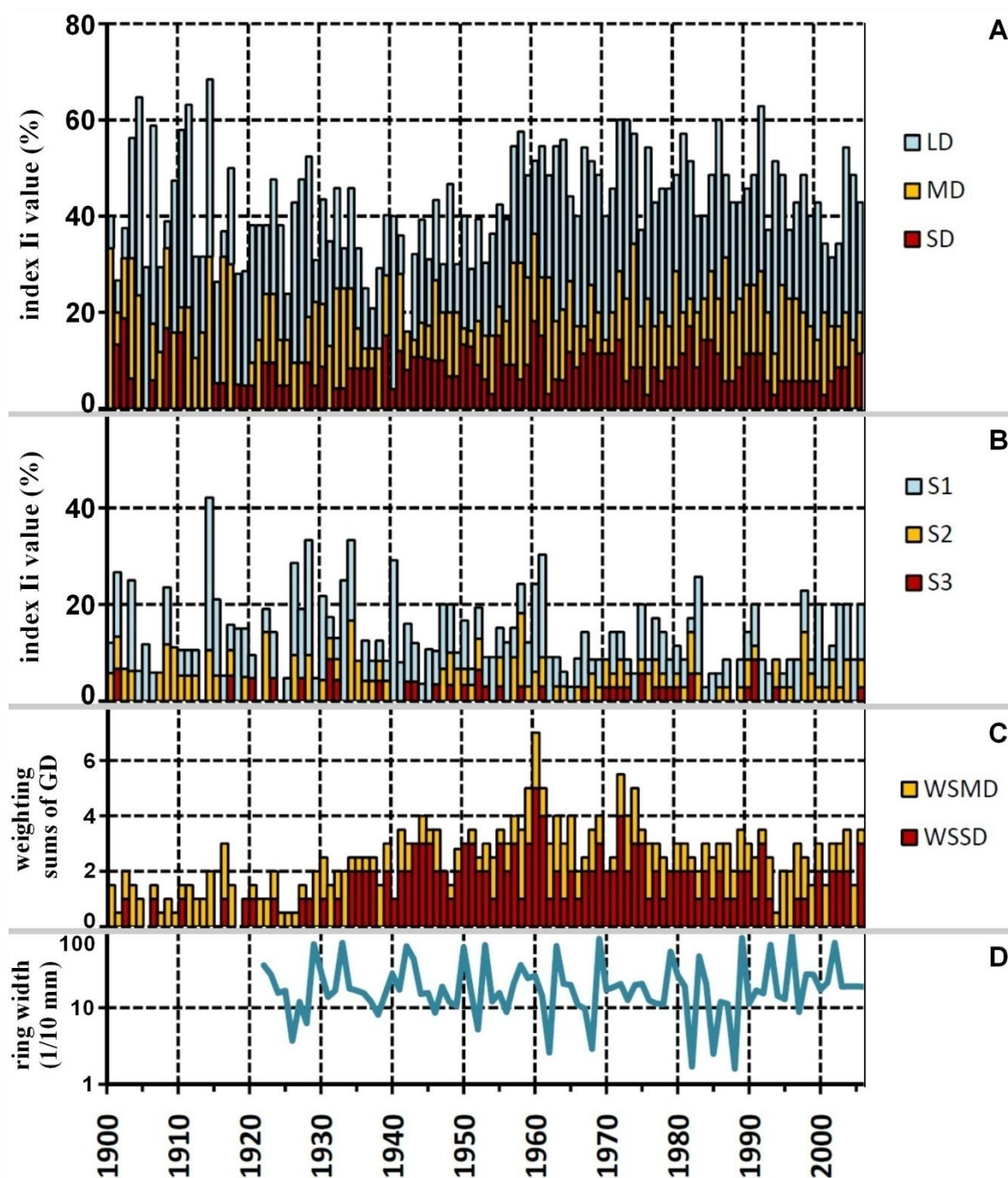


Fig. C1.5 An overview of primary results. **A)** I_i index, describing the proportion of eccentric tree-rings, LD ($E_i = 0.1-0.3$), MD ($E_i = 0.31-0.5$), SD ($E_i > 0.5$). **B)** Proportions of categories S1 – S3 characterizing abrupt growth suppression. **C)** Weighted sums of eccentric tree-rings per year. Medium disturbances - WSMD ($E_i 0.1 - 0.3$) are weighted with a factor of 0.5 and strong disturbances - WSSD ($E_i > 0.5$) by a factor of 1. A separate graph was created for trees in the “B” group. **D)** Local reference curve (non-det.) that was created from 15 undisturbed reference trees.

Our research focused on abrupt growth changes (primarily on growth suppression) that demonstrate changes in the conditions of a given location. We divided GD, such as suppression and release, into six categories: S1 through S3 and R1 through R3. In the event that a tree produced an eccentric tree-ring in a given year, sample B should show sudden

growth suppression caused by impact of this eccentric growth. In the graphs, such years should be the same as those years, in which eccentric tree-rings emerged. Figure C1.5b shows I_i index values for tree-rings that exhibit abrupt growth suppression. In particular, the years 1914, 1928, 1934, 1940, 1958, 1960 and 1961 correlate well with strong years of

eccentric growth (*Fig. C1.5a*). Eccentric tree-rings likely emerged, during these years, causing growth suppression in sample B.

Because atmospheric precipitation (especially during the growing season) is one of the key factors influencing the growth and width of tree-rings, we tried to explore the ways, in which precipitation variations in the observed location influenced the creation of tree-rings. *Figure C1.6* illustrates the amount of annual precipitation, precipitation during the growing season (April to June) as well as precipitation during first months of the growing season (April and May). Different interannual precipitation amounts are another factor influencing the growth of annual tree-rings. In periods when we observe the greatest differences in precipitation amounts between two years, we can also expect to find the greatest abrupt growth changes.

To shed light on vegetation's reaction to precipitation extremes as well as to interannual precipitation differences, we compared critical years with the reference curve visually. This demonstrates that the vegetation reacts sensitively to low precipitation amounts or to distinctly lower interannual precipitation. This is quite clear in 1982 and 1985 when low increments correlate well with subnormal annual precipitation, as well as in 1968 and 1988 when low increments coincidence with subnormal precipitation during the growing season or April – May, respectively (*Fig. C1.6*). Therefore, we can claim that the majority of suppression GD in the reference curve are caused by climatic effects. On the other hand, we detected no distinct growth changes during years exhibiting significant interannual precipitation amounts or above-average precipitation.

If we compare the reference curve with a graph of growth suppression visually (*Fig. C1.5b* and *C1.5d*), we find that the two are similar only in 1926 and 1928. Therefore, in the study area, the majority of suppression GD that we discovered are connected with non-

climatic factors (trunk tilting resulting in eccentric tree-ring growth).

C1.4.2 Spatio-temporal distributions of growth disturbances

We also tried to find locations and decades exhibiting accelerated creep movement as well as places of repeat activity. Therefore “creep rate” was defined to determine the dynamics of past mass movements. The “creep rate” was defined as the proportion of eccentric tree-rings per decade (1900 – 1919, 1920 – 1939, 1940 – 1959, 1960 – 1979, 1980 - 2006). This is based on the notion that more GD (eccentric tree-rings) indicate a creep acceleration or longer lasting activity in an observed decade. We analyzed medium and highly eccentric tree-rings separately. *Figure C1.7* describes the spatio-temporal distribution of “creep rates”. The figure shows that eccentric tree-rings occurred during the period from 1900 to 2006 in trees in all of the five analyzed groups. As in *Fig. C1.5a* and *C1.5c*, we can observe an increasing proportion of highly eccentric tree-rings since the 1940s and 1950s.

The spatial pattern reveals that the site of group “A” was less frequently disturbed by mass movement than the other locations. In contrast, the highest “creep rates” occurred in group “B”. More than 80% of the tree-rings in two trees from this group were eccentric ($E_i > 0.31$) during the 1940-1959 period. During the period from 1960 to 1979, there were even two trees showing more than 90% eccentric tree-rings ($E_i > 0.31$). A similar trend is evident in lower picture which shows the proportion of highly eccentric tree-rings ($E_i > 0.5$). During the first decade, the proportion of eccentricities did not reach 15%, but over following decades (particularly after 1940) the proportion increases dramatically. This indicates a higher “creep rate” after 1940. A concentration of disturbed trees in the area of the Šramnický Brook's valley mouth is quite clear, during periods of greatest eccentricity (1940 – 1959, 1960 – 1979).

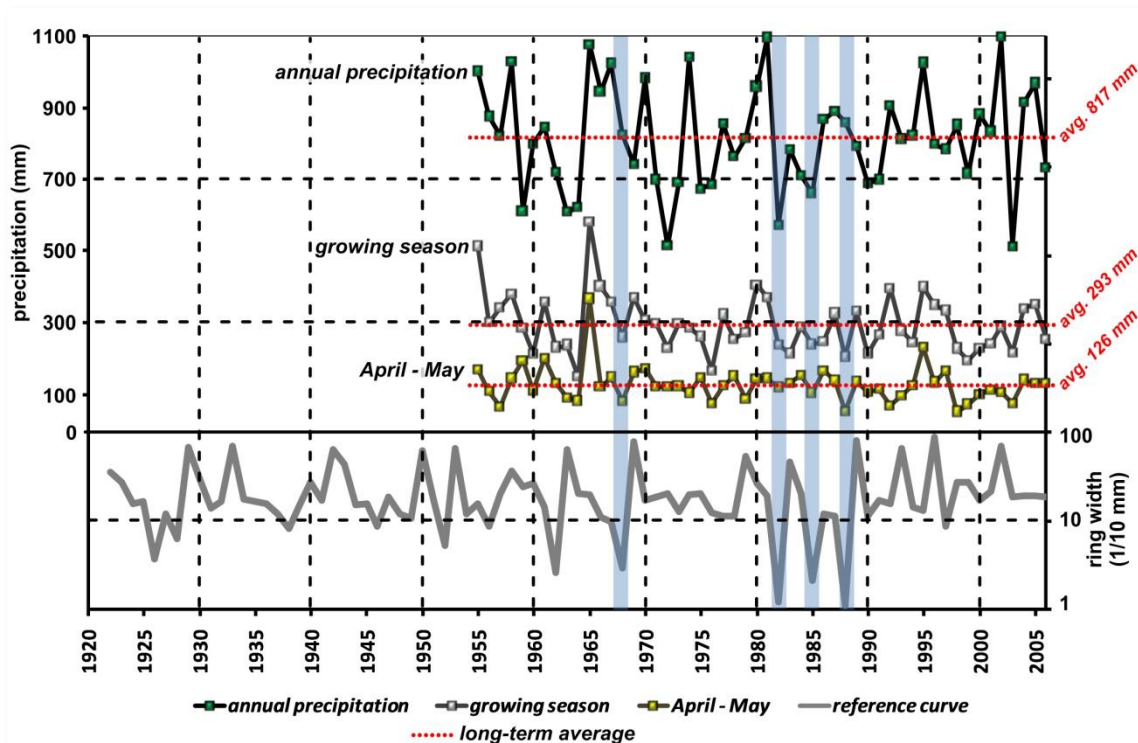


Fig. C1.6 Comparison of annual precipitation, precipitation during growing season, precipitation in April–May and reference curve.

Open-pit mining directly affected the site of group “B” at the end of 1980s and the beginning of the 1990s. By evaluating individual E_i values for each tree, however, we realise that significant GD occurred in only four trees during this period. These are trees nos. 9, 13, 15 and 25, growing near the edge of the open-pit mine (Fig. C1.8). The highest eccentricities were identified during 1991 and 1992, or to a lesser degree in 1987. The highest E_i values vary between 0.45 and 0.84.

C1.5 DISCUSSION

Because the study area is not a landslide location, we consider the resulting GD values to be relatively high (compared, for instance, with landslide areas described in Daňhelka 2001; Klimeš et al. 2009 and Žizala et al. 2010). Because the I_i value of eccentricities reaches maximum values in the 70% range, it is clear that movements of all observed parts of the slope do not come at the same time. The spatio-temporal analysis also confirmed that movements of smaller areas within the observed location are more likely to occur. Repeat movements probably occurred in the

area of group “B”, where values of “creep rates” are higher than 45% ($E_i > 0.31$) in each of the decades studied.

The largest GD occurred between 1959 and 1961 and also between 1972 and 1974. We recognise deformations of relief caused by the impacts of previous underground mining as a possible reason for these GD (Vilímek et al. (2002)) arrived at similar conclusions during a dendrogeomorphological investigation of slope deformation on Salesius Hill]. Deformations culminated from 1952 to 1954, when they evolved into large deep-seated slope failure in the area of the former village of Jezeří, which was, incidentally, destroyed by this slope failure (Špůrek 1974; Marek 2006).

After 1940, the highest “creep rates” were recorded in the Šramnický Brook valley, near the 1952 slope failure. This slope failure probably caused a release of tension over the larger part of the slope and, therefore, could be the primary cause of the observed eccentricities. GD from the end of the 1950s are very likely signs of the sudden acceleration of subsequent Quaternary colluvial and proluvial sediment creep movements.

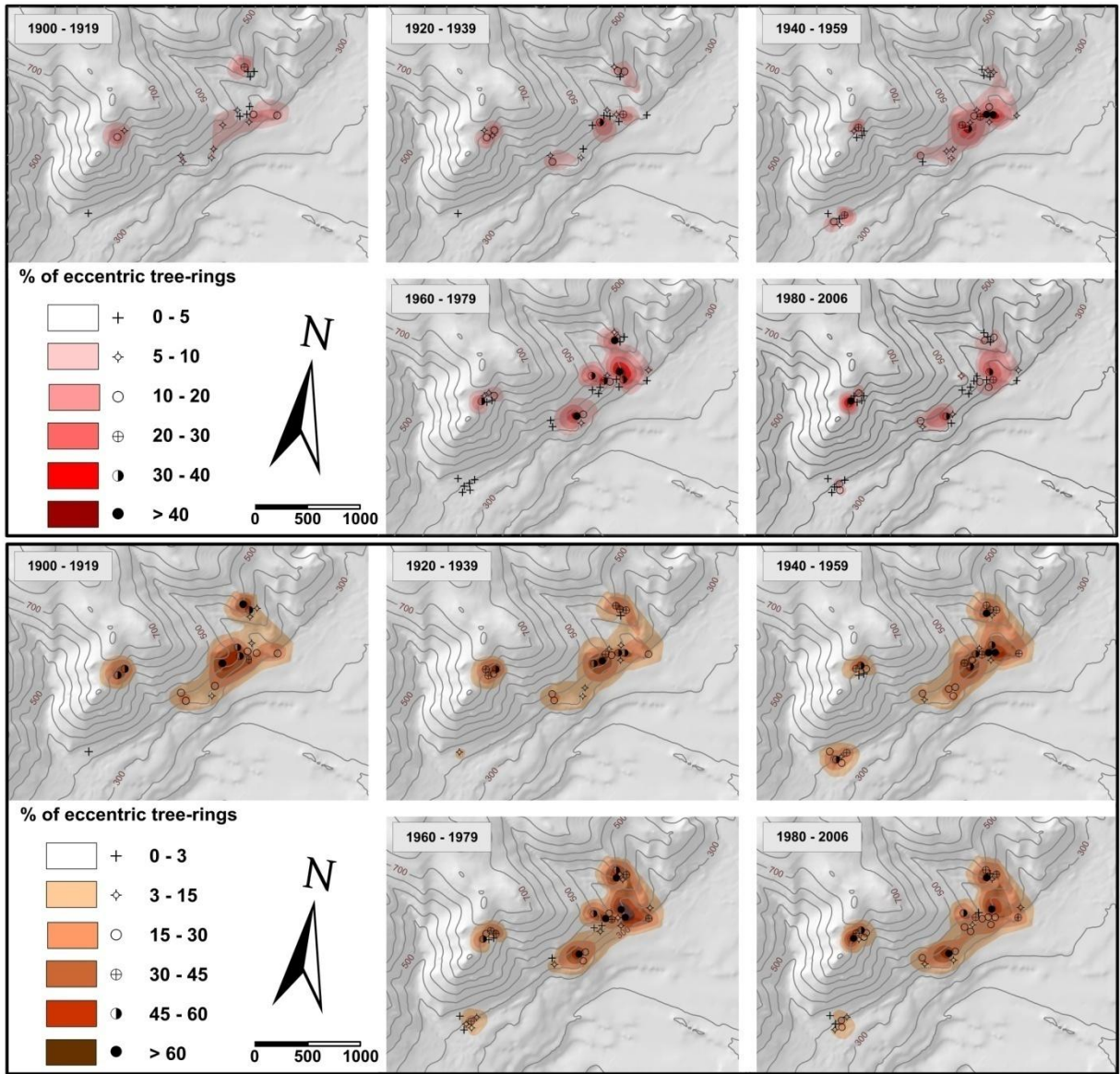


Fig. C1.7 “Creep rates” by decade, based on the proportion of highly eccentric tree-rings ($E_i > 0.5$; top) and on the proportion of medium eccentric tree-rings ($E_i > 0.31$; down). The patterns have been generalized based on linear interpolation.

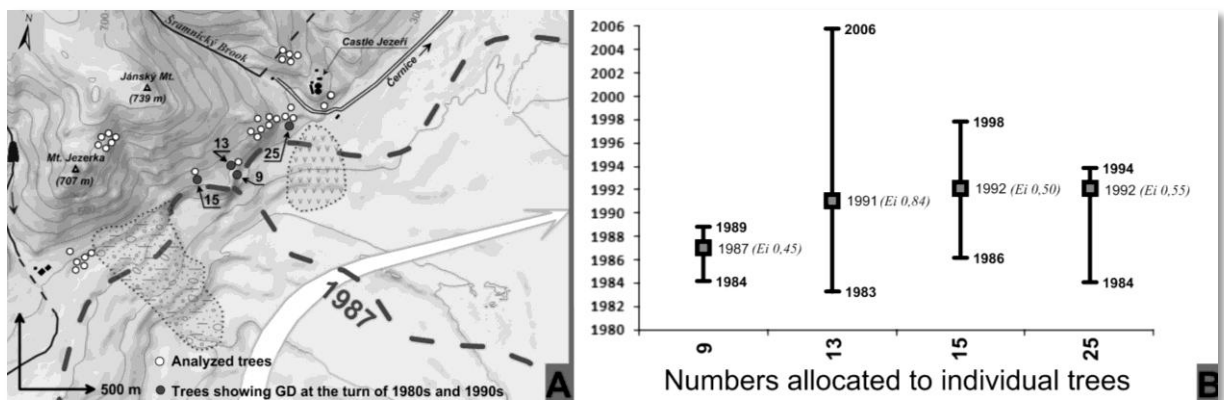


Fig. C1.8 A) Position of trees exhibiting creep acceleration at the end of the 1980s and the beginning of the 1990s. B) Duration and culmination (highest eccentricity) of eccentric tree-ring growth that was likely caused by acceleration of creep movements in relation to the mining.

During 1958, an above-average precipitation year, disrupted sediments probably became aquifers which resulted in subsequent creeping.

Similar GD from 1972 to 1974 are likely not a reaction to running exploitation because the open-pit mine did not yet extend towards the foot of the Krušné Hory Mountains. In spite of low precipitation in 1972 and 1973, the cause of the GD mentioned can be found in above-average precipitation in 1970 which, again, resulted in the destabilisation of Quaternary sediments. A similar situation occurred in 1974 when abnormally high precipitation was followed by disturbances in 1975 and 1976. The following years of average precipitation caused settling and a decrease in the occurrence of GD. On the whole, these results correspond with previous conclusions that precipitation is a triggering factor, destabilizing exposed parts of the slope (Burda and Vilímek, 2010).

In general, we expected GD to be connected with the advancement of the open-pit mine. However, this theory was confirmed in only four trees from group "B" that were located near the edge of the open-pit mine. The identified GD (culminating during the 1987 – 1992 period) probably reflect local slope destabilization and creep acceleration resulting from mining. According to Figures *CI.5c* and *BI.7*, GD occurred in the study site before the open-pit mine reached the mountains.

Only four samples from two trees were taken from the group "C" sampling point. These trees grow on the structural slope, which is the base of the crystalline block, upon which the castle complex lies. Potential GD could indicate movements of the gneiss block, on which the Castle complex is situated. If we assess eccentricity, 1958 stands out, because the E_i index reaches high values in both cases (E_i 0.70; 0.32). Other common peaks occur in 1990 – 91 (E_i 0.70; 0.60) and 2000 (E_i 0.56; 0.37). The evaluation of only four samples (that were, moreover, low in quality and in sample depth) from this location presents a deficiency and it is not possible to establish

precisely what factor caused significant GD or how to interpret them.

In other groups the temporal variability of "creep rates" does not change much over the decades and GD have occurred regularly, since 1900. Therefore, we can reject any connection between GD and the vertical movements of geodetic points in the Z₂b 11 levelling circuit. Beyond this, the vertical movements of geodetic points could be caused by the same factor leading to GD origin, i.e. Quaternary colluvial sediment creep which has been ongoing, at least, since 1900. Any exact determination of this lies beyond the current capabilities of dendrogeomorphology. However, we can state with certainty that GD occurred in the upper parts of the mountains before the open-pit mine was opened and that GD did not increase after the development of mining activities.

CI.6 CONCLUSION

This study uses the outlined, dendrogeomorphological approach, for the first time, to analyze spatial and temporal variations in mass movements on south-east-facing slopes of the Krušné Hory Mountains. With added insights from geomorphic mapping, the results prove that creep is a dominant type of mass movement process in the study area. We successfully determined spatial variation in the "creep rate", as well as intervals of movement acceleration.

The highest "creep rates" were found at the foot of the mountains, where Quaternary sediment layers are thickest. The largest GD, recorded from 1959 to 1962 and from 1972 to 1974, did not result from mining, but as a consequence of deep-seated slope failure from the 1950s. On the contrary, we confirmed an influence of mining, in the open-pit mine, on the occurrence of GD only during the last decade and only in four trees. In addition to local morphology and slope gradient, abnormal precipitation seems to be a significant factor leading to creep acceleration and, consequently, movement dynamics are

influenced by the saturation of Quaternary sediments.

Acknowledgement

This research was supported by these projects:

- Grant Project of Charles University in Prague (GAUK) No. 155610: "Analysis of recent mass movement distribution and their dynamic in the Jezeří area, Krušné Hory Mountains."
- Grant SVV-2011- 263 202: "Research on the physical-geographical changes in the natural environment of the Earth"

Resumé

ČASOPROSTOROVÁ AKTIVITA SVAHOVÝCH POHYBŮ V KRUŠNÝCH HORÁCH (ČESKÁ REPUBLIKA)

Hodnocení časoprostorové variability svahových pohybů na svazích Krušných hor se

primárně opírá o výsledky letokruhové analýzy (hodnocení excentrických letokruhů a růstových změn) 93 vzorků odebraných z 35 buků lesních (*Fagus sylvatica*). Při geomorfologickém mapování nebyly v zájmové lokalitě mezi Jezerkou (707 m n. m.) a zámekem Jezeří identifikovány recentní projevy skalních řícení a sesouvání, nicméně bylo konstatováno, že v oblasti dochází k ploužení kvartérních sedimentů.

K akceleraci těchto pohybů dochází epizodicky, zřejmě v důsledku zvodnění kvartérních sedimentů vodou. Kontinuální pohyby v celém území se neprokázaly. Největší dynamiku pohybu sledujeme v údolí Šramnického potoka od 50. let 20. stol. Primární příčinou akcelerace pohybů je vznik hluboce založené svahové deformace, která vznikla poddolováním území během hlubinné těžby. Naopak dopad povrchové těžby na akceleraci creepových pohybů byl prokázán jen na přelomu 80. a 90. let, a to pouze u čtyř stromů.

C2 MOŽNOSTI DENDROGEOMORFOLOGIE V DALŠÍM VÝZKUMU LOKALITY

Jan Tumajer¹ a Jan Burda^{1,2}

“Exploitation of *Betula pendula* in mass movement studies; A preliminary study”

¹Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF UK, Albertov 6, 128 43 Praha 2

²Útvar geotechniky a hydrogeologie, Výzkumný ústav pro hnědé uhlí a.s., Budovatelů 2830, Most

*v recenzním řízení: AUC Geographica
odesláno do redakce: 15. dubna 2012*

ABSTRACT

Investigation of relationship between vessel structures and exogenous geomorphic processes like landslides, rockfalls, debris flows as well as snow avalanches are common in present dendrogeomorphology. However, very little is known yet about change of the shape characteristics of vessels of *Betula pendula* as a result of different mass movements.

Analysis of vessel length (LL) and width (WL) change on 49 microsections prepared from 15 landslide-disturbed-birches was the goal of this study. A relationship between LW and LL was reported for the year before and after landslide separately using equation of linear regression. Slope of the regression line very well characterizes the relationship between LW and LL and evaluation of inter-annual change between LW and LL was carried out based on annual change index

(ACI). ACI was defined as a value of percentage change in the slope of the regression lines before and after the landslide disturbance. There is statistically significant change in vessel size parameters between the years 2010 and 2011. Overall, the highest values of ACI were calculated in microsections sampled in the direction of slope distribution - side of reaction wood production, where ACI average value was higher than 43% which is twice more than values from other samples. Increasing of isodiametricity is also typical, while it was found at 65% of analysed disturbed samples.

Key words: mass movements – dendrogeomorphology – *Betula pendula* – wood anatomy – vessels

C2.1 INTRODUCTION

Numerous geomorphic events and processes have significant impacts on trees and leave permanent signs within the wood anatomy (Schweingruber 1996). These signals, manifested as variations in tree-ring widths, as well as structural modifications of the wood mass, allow us backward reconstruction of the beginning, duration, scope and frequency of many geomorphic processes (Strunk 1997, Sass and Eckstein 1995). Since 1960s, tree-ring analysis have been used as a leading method of climate reconstruction, environmental changes analysis, and geomorphic processes such as debris flows, landslides, rockfalls and snow avalanches dating (Alestalo 1971, Braam et al. 1987, Schweingruber 1996, Lang et al. 1997, etc.). The recent studies focus on wood anatomical reactions (variations in tension or compression wood, varying vessel sizes and numbers) and application of wood anatomical techniques to study additional information of severity and intensity of past impacts on tree growth (Stoffel et al. 2005b, Perret et al. 2006, Casteller et al. 2007, Heinrich et al. 2007, Heinrich and Gärtner 2008, Schneuwly and Stoffel 2008, Gärtner and Heinrich 2009, Sorg et al. 2010, Bollschweiler et al. 2010, Corona et al. 2010, Bollschweiler et al. 2011, Casteller et al. 2011, etc.)

Although dendrogeomorphology is worldwide method used for analysis of many geomorphic processes the vast majority of published studies focus on species of spruce - *Picea* (Casteller et al. 2007, Perret et al. 2006, Bollschweiller et al. 2007 and others), larch - *Larix* (Corona et al. 2010, Stoffel et al. 2005a, b; Schneuwly and Stoffel 2008 and others), pine - *Pinus* (Santilli and Pelfini 2002, Muntán et al. 2009, Bollschweiler et al. 2010 and others), firs - *Abies* (Yoshida et al. 1997, Bollschweiler et al. 2010, Köse et al. 2010) and deciduous trees, house beech - *Fagus* (Šilhán and Pánek 2008, Van Den Eeckhaut et

al. 2009, Burda 2010, Žižala et al. 2010 and others), oak - *Quercus* (Fantucci and Sorriso-Valvo 1999, Stefanini 2004, Moya et al. 2010 and others), or maple - *Acer* (Daňhelka 2001, Šilhán 2010 and others). Selection of analysed trees or examined species is given by geographical conditions of the habitat, which directly determine the growth of individual species. It is noteworthy that the surveys based on analysis of birch species (*Betula*) are sporadic in published studies, mainly because it has very difficult anatomy of wood, which results in poor visibility of its tree-rings. From number of dendrogeomorphological mass movements' studies this species was used by Casteller et al. (2007), Decaulne and Sæmundsson (2008), Arbelay et al. (2010) and Szymczak et al. (2010).

There are sites where self-seeded trees, which are commonly party interest, represent spatial extensive monocultures. An ideal example of such region is anthropogenic relief of Most Basin (Czech Republic) intensively formed from the second half of the 20th century (Fig. C3.1). Extensive areas of dump bodies, heaps and abandoned open-pit mines are the places of evolution of a number of new geomorphologic landforms. These areas remain aside of interests the professional and lay public very often, which also means aside research or monitoring. Numerous slope deformations, many of which have not been mapped or not further investigated, evolved in the past in these areas (e.g. landslides on dumps).

Except for reclaimed areas there were many sites left to natural succession, therefore many of these sites are dominated by self-seeded tree species, especially Silver Birch - *Betula pendula* (Lipský 2006).

Dendrogeomorphological investigation of *Betula pendula* is one of few possibilities of retrospective research of the dynamics and scope of geomorphic processes and exact dating of newly evolved landforms.

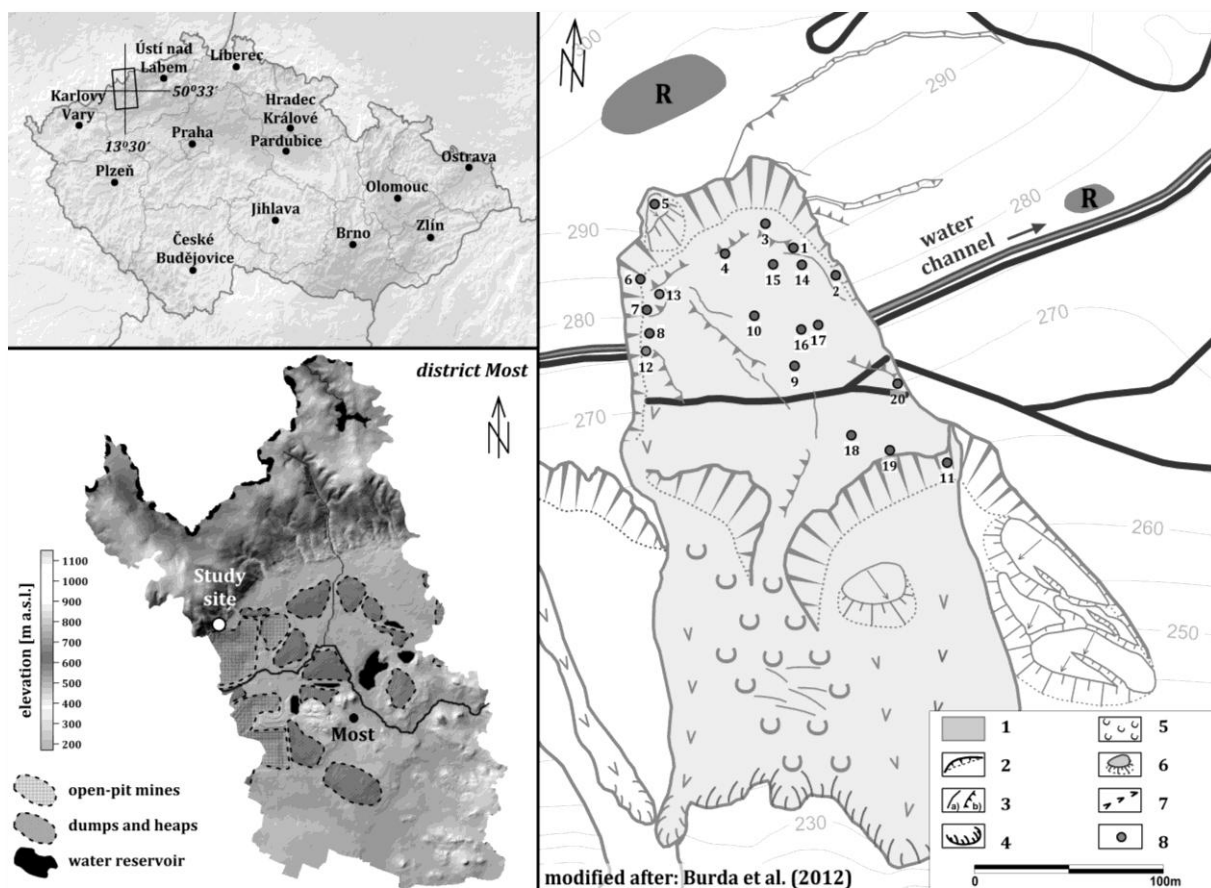


Fig. C2.1 The experimental research area (right) is located in the edge of Most basin in the Most town district (bottom left) in the northwest of the Czech Republic (top left). The position of sampled trees is shown in the geomorphology sketch map (right): 1 - investigated January 2011 landslide; 2 - headscarps; 3 - (a) tension cracks, (b) tension cracks with vertical offset; 4 - accumulation toes; 5 - accumulation surfaces of landslides; 6 - landslide blocks within the landslide complex; 7 - earthflows; 8 - selected trees.

C2.2 MATERIAL AND METHODS

Twenty Silver Birches were selected for purposes of this dendrogeomorphological experiment in the area of Jezeří landslide (Fig. C2.1). Overall morphology, morphometry as well as triggering factors and landslide evolution were described by Burda et al. (2011) and Burda et al. (in rev). The self-seeded forest stand (8–18 yr old) was damaged during the main movement activity in 15 January 2011 (Fig. 2.2), which means before the beginning of growing season.

In the study site, we selected trees with different degree and type of macroscopic deformations, four different disturbed groups (T1 to T3) and one undisturbed reference group (R) were set up (Fig. C2.3). Figure C2.2 shows the positions of all of the 20 sampled trees. From the sampled trees, 11 stem discs were sawn and polished (nos. 1 - 11) and 9

increment cores were extracted from rest 9 trees (nos. 12 - 20). Increment cores were drilled through the stem in B – D direction that corresponds to the direction of slope disturbance (Fig. C2.4). Other 10 cores were extracted from 10 undisturbed trees near the landslide area (Fig. C3.1). We used these samples as a reference group for comparison to disturbed groups (T1, T1er, T2 and T3) and were extracted in A – C direction.

Both stem disc and increment cores were extracted at the height of stem curvature and, whenever possible, otherwise at breast height (~ 130 cm). The position, macroscopic stem defects (angle of inclination, stem curvature, etc.), local morphology and position of each sample were recorded.

According to Schweingruber et al. (2008), the stem sections and increment cores were cut into 20 µm thick transverse microsections using GSL 1 core-microtome.



Fig. C2.2 Aerial view on the study site with marked position of selected trees (foto: J. Burda, 2011).

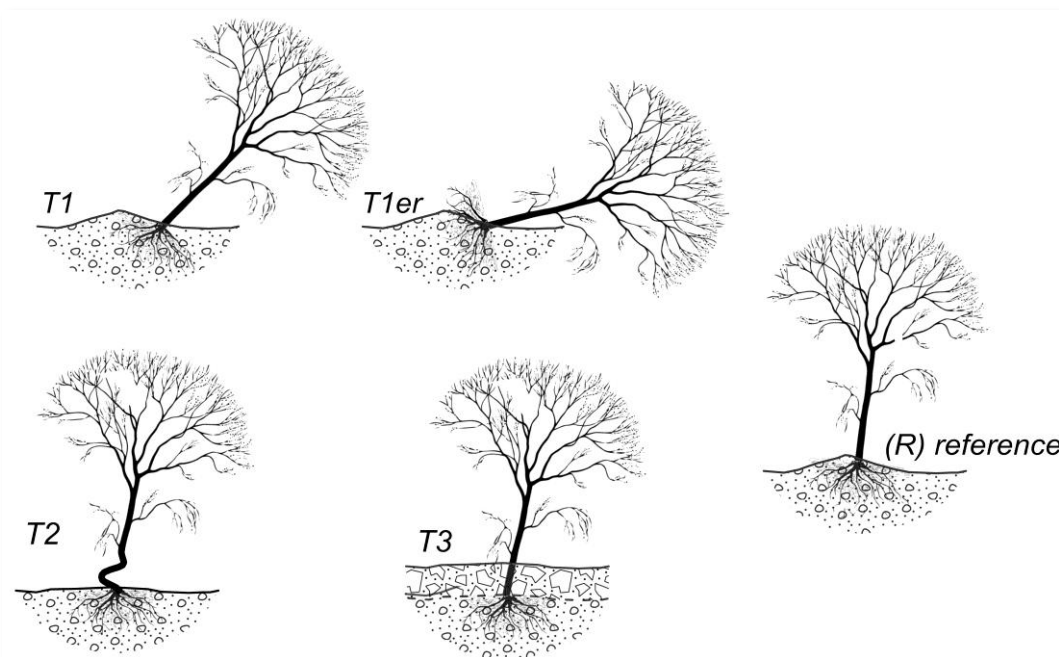


Fig. C2.3 Basic groups of macroscopic stem defects found in the study site: T1 – stem tilted from vertical direction; T1er – stem tilted from vertical directions and with exposed roots; T2 – significant stem curvature; T3 – buried stem; R – undisturbed tree.

Four microsections (A – D) were prepared from each stem disc and two (in respective directions) from each increment core; subsequently stained using safaranin and astra blue in order to increase the contrast between lumens and walls of vessels. The preparation

of microsections from birch proved to be very complicated process due to the high hardness of xylem. Particularly in the case of increment cores it was often impossible to saw a microsection of sufficient quality for subsequent image analysis. Therefore we were

able to prepare 49 microsections from 15 disturbed trees and 18 microsections from 9 reference trees.

C2.2.1 Variations in vessels parameters

In this experimental research, we focused on measurement of parameters of shape of vessel and its changes after the slope disturbance. The measurement was performed using the WinCell Pro 2011 software (Regent Instrument Inc.) and vessel parameters were analysed in two years; in the year preceding the slope disturbance (2010) and the year after landslide (2011).

Unlike other studies, which also investigated the relationship between vessel structures and exogenous factors (e.g.; Arbella et al., 2010; Ballesteros et al., 2010; Kames et al., 2011) and which are most focused on Vessel Lumen Area (VLA) changes, in our case much more attention was paid to the shape characteristics of vessels (i.e., mainly the length and width of vessels and their mutual relationship). As some studies (e.g. González and Eckstein 2003) pointed out the strong influence of spring precipitation on VLA in a specific tree-ring, difficulties with filtering this climatic effect can occur in applications of VLA as pointer of the geomorphological disturbance. Although strong positive correlation between VLA and diameter of the vessel has been documented (Arbella et al. 2010), climate probably can have only a very limited influence on the ratio between perpendicular diameters of lumens, which are further analysed and discussed.

The WinCell software can understand the concept of width and length in different ways, depending on the user settings - in our case, the length of the vessel lumen (LL) was defined as the longest possible connecting line of lumen borders and width (LW) as the longest possible connecting line perpendicular to the LL (Fig. C2.4). So always pay $LW < LL$, only in the case of regular geometric shapes (circles, squares) is $LW = LL$ (Fig. C2.4).

A relationship between LW and LL is reported for each year (2010 and 2011) and each sample separately using developed equation of linear regression based on all vessels that were measured in the annual ring (after manual exclusion of outliers). Slope of the regression line very well characterizes the relationship between LW and LL in the annual ring. It is in addition to our hypothesis, that inter-annual rate of percentage change in slope of the regression lines is a good indicator of the possible effect of external disturbance (Fig. C2.5). Evaluation of inter-annual change between LW and LL was carried out based on annual change index (ACI). ACI was defined as a value of percentage change in the slope of the regression lines before and after the landslide disturbance.

$$ACI = 100 \cdot \left| \frac{slope(2011)}{slope(2010)} - 1 \right|$$

Various differences in ACI between reference and disturbed trees and also between different orientations of sample around the stem have been described by means of statistical procedures described e.g. by Hendl (2009). To test the significance of annual changes in slopes, non-parametric tests of mean (Wilcoxon test, Sign test) were used. Differences in ACI values among 4 directions of sampling were tested with ANOVA (and subsequent post-hoc tests).

C2.3 RESULTS

In total, 67 microsections from 24 trees of *Betula pendula* specie were analysed in order to describe parameters of shape of vessels. From these, 8236 vessels were measured, which corresponds to an average of about 340 vessels per tree and 134 vessels per sample. In general, more vessel elements were measured on disturbed samples (134 per sample) and substantially fewer on reference samples (102 per sample). This is mainly due to larger surface of microsection prepared from the stem section than from the increment core.

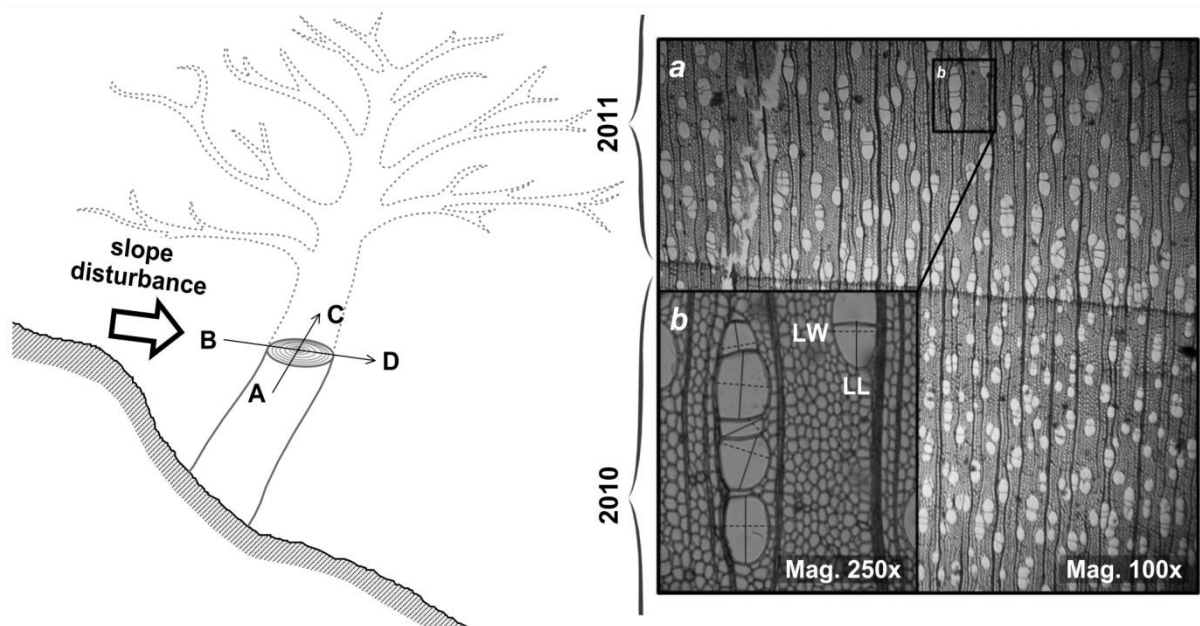


Fig. C2.4 A method of sampling strategy in respective directions (A – D). Micro-photo of anatomical structure of xylem of *Betula pendula* (4a - approximate magnifications 100x). Solid lines represent orientations of measurement of LL, dashed lines orientations of measurement of LW (4b - Approximate magnifications 250x).

C2.3.1 Variations in vessel parameters

Calculated values of ACI fluctuated between 1 to 85.3% in disturbed trees and in the range from 1 to 70.3% in undisturbed trees. The distribution of ACI values is very similar in A, C and D directions; the most of calculated ACI values is lower than 20 % (Fig. C2.6), that is also reflected in ACI average values (Fig. C2.7). The ACI exceeds 60% only in one case which relationship to the distribution of other observations showed the character of remote observation (outlier), and was therefore excluded from further analysis. ACI averages for samples A, C and D are 21.1%, 21.7% and 26.2%. Similar values, but with more uniform distribution (Fig. C2.8), were found in both directions (A and C) of reference group. In these cases the ACI value did not reach 45%, higher value (70.3%) was found only in one sample and was excluded as an outlier.

The analysis of change of vessels shape parameters in the microsections prepared from samples B looks quite different, which corresponds to the direction of slope deformation (Fig. C2.4) and the side of tension wood production. Most of the values of ACI is in the range of 30 and 50 % with an average

value of 43.7% (Figs. C2.6 and C2.8). In general, the values fluctuated between 1.1 % and 85.3 % - which is the highest identified value in the data set.

The relationship between the values of slope of the regression lines in 2010 and 2011 were tested using non-parametric tests of mean (Wilcoxon test, Sign test). While in the case of disturbed trees, differences between the slope of regression line in years before and after the event were clearly demonstrable (p-value < 0.001 in both tests), no significant change occurred in reference trees (p-values 0.814 respectively 0.711). ANOVA analysis also pointed (p-value 0.0459); the ACI is different when it is calculated at disturbed trees in different directions in relation to the effect of slope movement. As it was already mentioned above, the highest is in the direction B, i.e. in the direction similar to the slope disturbance. The second highest values (26.2%) of ACI were found in the opposite direction (D), while the lowest and almost identical values were found in the directions perpendicular to the slope disturbance (A and C). The post-hoc test (LSD test) documented significant difference of ACI values calculated in the direction B comparing to other directions, among which there is no demonstrable difference. On the

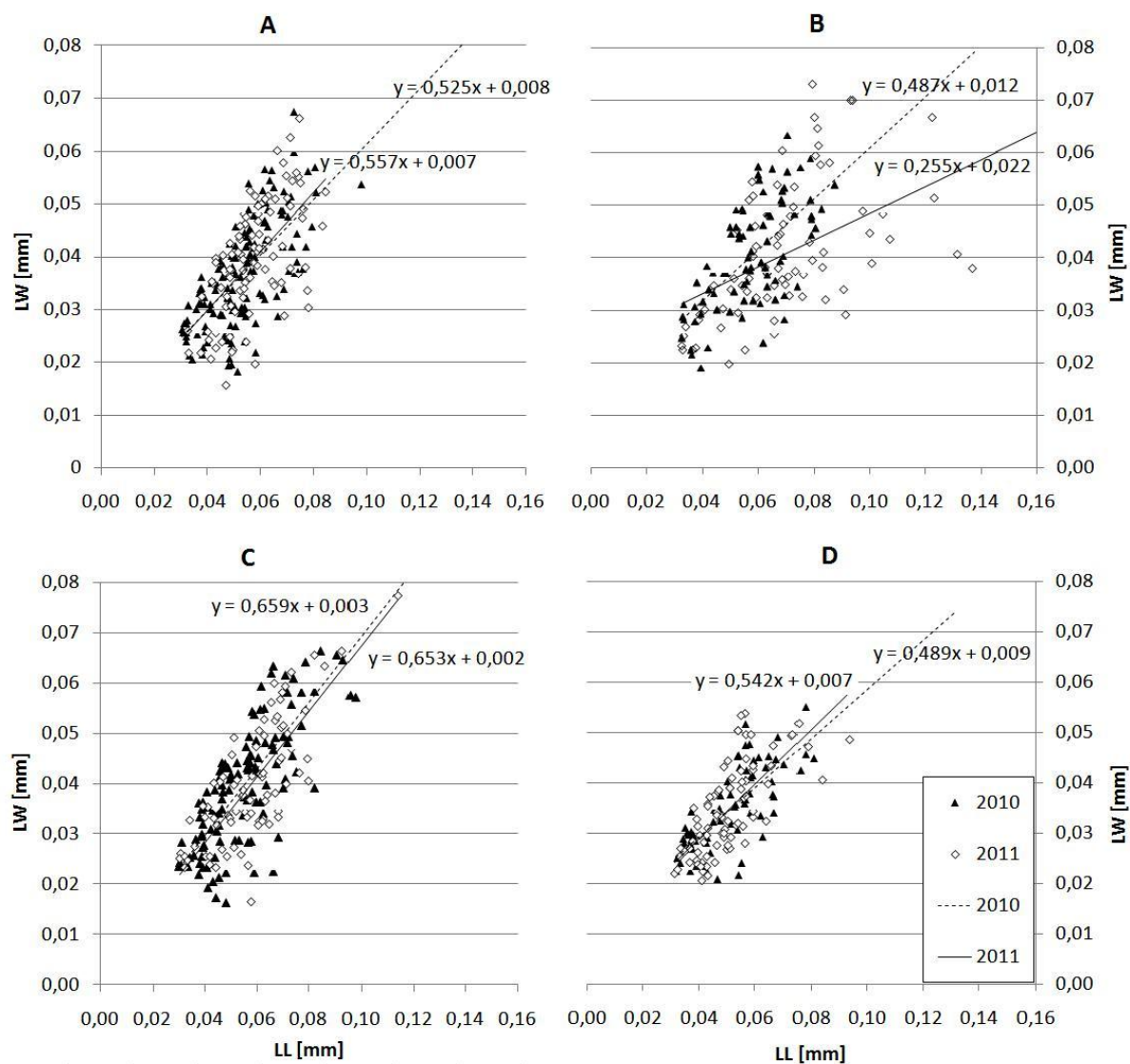


Fig. C2.5 Charts of LW-LL relations for vessels from disturbed tree no. 11.

contrary, in the case of reference trees, the differences between the ACI values measured in different directions are not statistically significant (p-value 0.344).

The direction of change in the slope of the regression line (i.e. whether there was increase or decrease in vessels' isodiametricity after the landslide) was significantly represented by both possibilities in analysed microsections. In microsections from disturbed trees, 32 samples of vessels' isodiametricity increase was observed after the slope disturbance, which is almost twice as much in comparison to isodiametricity decrease – formation of asymmetric vessels (18 samples). The situation

is quite balanced in reference group where 10 samples show isodiametricity increase and 8 samples decrease. From these results, there is no clear pattern of these changes with respect to the direction of the slope disturbance.

C2.4 DISCUSSION

Slope of the regression line defining the relationship between LW and LL has a positive value in all analysed samples before as well as after the landslide (minimum value recorded before the landslide was 0.16 and 0.18 after the landslide). This is in consistent with the findings of Arbella et al. (2010), who pointed

out the positive correlation of these characteristics of vessels parameters (LL and WL) to each other as well as to the VLA. This means that with increasing vessel' cross-section also both dimensions grow. The relatively low ACI values observed in the reference trees within our study show, that in the case of trees whose growth was not affected by external disturbances or environmental changes annual change of ratio between LL and LW is less significant. This is consistent with the fact that proportions of reference trees with increasing/decreasing isodiametricity between years 2010 and 2011 are very similar.

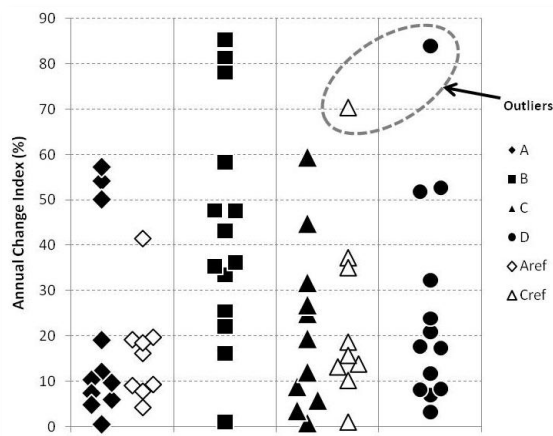


Fig. C2.6 ACI values for individual samples with respect to their category (reference or disturbed) and position around the stem circumference.

Conversely, ACI values were significantly higher in the category of disturbed trees. Vessels' isodiametricity increase was documented twice more than isodiametricity decrease. Decrease of both vessel' shape characteristics (LL and LW) was most common in the year after the landslide (2011) and LL decrease was slightly higher comparing to LW decrease. Due to the fact that $LL \geq LW$, such a change leads just to mentioned isodiametricity increase. Similar character and trend of changes were documented on smaller statistical sample of seven birches scarred by debris-flow (Arbellay et al., 2010) – average observed LL decrease was 26% while LW decrease 22%. These findings suggest that the vessels longer diameter (LL) of *Betula pendula*

species (which usually corresponds to approximate radial orientation; see Fig. C2.4) is more susceptible to disturbance-induced changes than the tangential diameter (LW). The same relationship between exogenous disturbance-induced changes in LL and LW were found in other deciduous species - such as *Alnus glutinosa*, *Fraxinus angustifolia* and *Quercus pyrenaica* (Ballesteros et al., 2010).

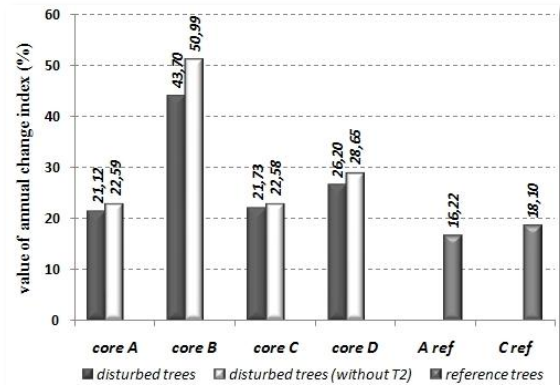


Fig. C2.7 Average values of annual change index (ACI) for respective directions of disturbed and undisturbed trees as well as with excluded trees from T2.

Some differences in ACI values were found also between individual disturbed groups (Fig. C2.8). In general, tilted trees with exposed and damaged root system (T1er) show high fluctuation of ACI values in respective directions and in direction of slope disturbance, the values of ACI were overall some of the highest detected (58 – 84%). Similar situation is in the group of trees tilted from the vertical direction (T1) with the difference, that maximal values of found ACI did not reach 60%. The highest found ACI value as well as the highest ACI fluctuation was found in tree no. 2 (T3 - buried stem). ACI maximum (in direction B) was 85.3%, but we were able to prepare microsections only from one single tree from T3 group and therefore this value has character of unproven observation. Remarkable fact is that among disturbed trees there were found tree examples (nos. 1, 9 a 16 all from T2) with very low ACI values; rather similar to the reference group (Fig. C2.8). These trees were slightly tilted from vertical direction (to 10°) with significant stem curvature (no. 1 – S-shape, no. 2 –

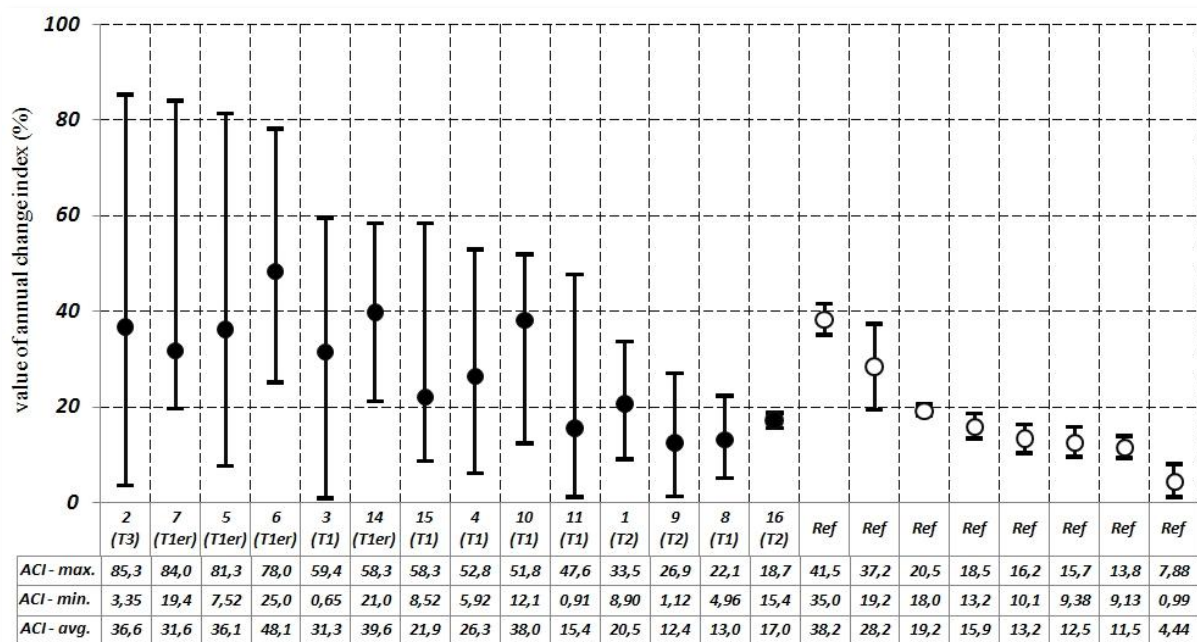


Fig. C2.8 Fluctuation of ACI values in individual trees; maximal, minimal and average ACI values have been plot for every single tree separately.

“pistol” butted and no. 16 – “candelabra” form) and so it is obvious trees were only transported within the compact landslide block during the main movement activity. Macroscopic stem deformation, which was the main reason for inclusion of these trees into research, occurred before the landslide initiation more probably as a result of strong heliophilicity of birch or due to other disturbances. If we exclude these three trees from ACI analysis, calculated average values of ACI increase by 1 to 2.5% in A, C and D directions, but to 51% in direction B (Fig. C2.7). This fully supports above mentioned results, that the landslide was significantly reflected by ACI in the direction similar to the slope disturbance.

C2.5 CONCLUSION AND FUTURE RESEARCH NEEDS

We tried to analyse suitability of birch in mass movements studies in this preliminary study. In total 67 microsections were prepared from 24 trees of *Betula pendula* specie selected in the area of a landslide from January 2011. We focused on vessel parameters variations (LL – lumen length and LW – lumen width) between two years, the year before landslide

(2010) and in the year of landslide event (2011). This relationship is expressed by the equation of regression line. Overall 8236 vessels were analysed and an annual change index (ACI) was calculated in order to describe percentage change in the slope of the regression line. ACI was calculated for each sample from each tree.

The results show that there is statistically significant change in vessel size parameters between the years 2010 and 2011. The highest values of ACI were calculated in samples B (direction similar to the slope distribution and side of reaction wood production), where the average value was higher than 43% which is twice more than values from other samples (directions A, C and D). Increase of isodiametricity (reduce of the asymmetry) was found at 65% of analysed disturbed samples (of total 49). No such trend was found at reference samples.

Highest values of ACI were found at the tress inclined from vertical and with exposed roots, which means in trees with strongest exogenous disturbance. For a more accurate assessment of the potential (in)dependence of exogenous disturbance (macroscopic defects) and ACI value it would be appropriate to analyse more samples from trees from different

landslides. There is also an assumption that after disturbance of different severity changed vessel shape parameters will return to the normal in different intervals (Arbellay et al., 2010). From this point of view, repeated ACI analysis with an interval of several years after exposure slope disturbance will be necessary.

Overall this study showed, analysing changes in vessel size parameters of Silver birch give us a powerful tool in mass movement studies and birch become important source of information in dendrogeomorphological researches.

Acknowledgement

This research was supported by the project GAUK No. 155610: “*Assessment of distribution and dynamics of recent slope activity in Jezeří, Krušné Hory Mountains*” and grant SVV – 265 212 and institutional research program MSM 0021620831.

Resumé

Využití břízy bělokoré ve výzkumu svahových deformací, Předběžná studie

Za účelem ověření vhodnosti břízy bělokoré pro dendrogeomorfologickou analýzu svahových pohybů bylo z prostoru lesního porostu poblíž Jezeří, poničeného sesuvem z ledna 2011, připraveno 67 trvalých preparátů z 24 vytipovaných stromů. Z výsečí i vývrtů byly připraveny trvalé preparáty prostřednictvím postupů popsaných např. v Schweingruber et al. 2008. Přibližně 20 μm tenké řezy byly pořízeny na mikrotomu GSL 1 a následně obarveny safraninem a astra modří, aby došlo ke zvýšení kontrastu mezi lumeny a buněčnými stěnami cév.

Zvláště v případě vývrtů často nebylo možné připravit vzorek dostatečně kvalitní pro následnou analýzu obrazu, a tak nakonec bylo do analýzy zahrnuto pouze 24 jedinců (15 disturbovaných a 9 referenčních).

Vlastní měření tvarových parametrů cév bylo provedeno pomocí softwaru WinCell Pro 2011a pro jeden rok předcházející svahové disturbance (2010) a rok přímo po ní následující (2011). Na rozdíl od jiných studií, které se zabývaly vztahem struktury cév a exogenními vlivy (např. Arbellay et al. 2010; Ballesteros et al. 2010; Kames et al. 2011) a které se nejvíce zaměřovaly na změny Vessel Lumen Area (VLA), byla v našem případě mnohem větší pozornost věnována tvarovým charakteristikám lumenů cév (tj. hlavně délce a šířce buněk a jejich vzájemnému vztahu). V našem případě byla délka lumenu cévy (LL) chápána jako nejdelší možná spojnice dvou hranic lumenu a šířka lumenu cévy (LW) jako nejdelší možná kolmice k délce, která celá leží uvnitř lumenu.

Závislost mezi LW a LL byla popsána pro každý rok a každý vzorek zvlášť pomocí rovnice regresní přímky vytvořené na základě všech cév, které byly v daném letokruhu naměřeny (po manuálním vyloučení - outliers). Směrnice regresní přímky velmi dobře charakterizuje vztah mezi LW a LL v daném letokruhu, naší hypotézou navíc je, že procentuální míra změny směrnice mezi dvěma po sobě jdoucími roky je dobrým ukazatelem na případné působení externí disturbance. Vlastní hodnocení meziročních změn tvaru cév tak bylo provedeno právě na základě absolutní hodnoty procentuální změny směrnice regresní přímky mezi lety před a po ovlivnění svahovým pohybem.

Celkově byly na zkoumaných preparátech naměřeny tvarové parametry 8236 cév, což v průměru odpovídá přibližně 340 cévám/strom a 123 cévám/vzorek. Vypočtené hodnoty meziroční procentuální změny směrnice dosahovaly v případě disturbovaných stromů hodnot od méně než 1% až po 85,3%, u referenčních jedinců bylo potom rozpětí od 1% až 70,3%. Rozložení hodnot je pro směry A, C a D velmi podobné – největší počet vzorků zaznamenal procentuální změnu směrnice mezi šířkou a délkou cévy nižší než 20%. Průměry pro směry A, C a D za všechna pozorování jsou 21,1%, 21,7% a 26,2%. Relativně

podobná rozložení, ovšem s rovnoměrnější distribucí, mají i referenční dřeviny pro oba směry měření. Zcela jinak ovšem vypadá distribuce míry změn tvarových parametrů cév ve směru B, tedy ve směru působení disturbance. Nejvíce pozorování se nachází přibližně v rozmezí 30 a 50% (průměr 43,7%).

Vztah mezi hodnotami směrnice regresní přímky v letech 2010 a 2011 byl otestován neparametrickými testy střední hodnoty – Wilcoxonovým testem a Sign testem. Zatímco v případě souboru disturbovaných stromů byly jasně prokázány rozdíly mezi oběma lety (u obou testů p-hodnota < 0,001), u referenčních k žádné signifikantní změně nedošlo (p-hodnoty 0,814 resp. 0,711). Analýza ANOVA navíc poukázala na 5% hladině testu (p-hodnota 0,0459), že míra procentuální změny směrnice je různá, pokud ji u disturbovaných dřevin měříme v různých směrech ve vztahu k působení svahového pohybu. Jak již bylo výše zmíněno největší je ve směru B, tj. ve směru, ze kterého disturbance působila, druhá nejvyšší je ve směru opačném (D), zatímco hodnoty zjištěné ve směrech kolmých na působení svahového pohybu (A a C) jsou nejnižší a podle očekávání téměř totožné. V rámci post-hoc testování (LSD test) byl doložen signifikantní rozdíl hodnot naměřených ve směru B vůči všem ostatním směrům, mezi kterými již prokazatelný rozdíl není. Naopak jedná-li se o jedince referenční, rozdíly mezi hodnotami naměřenými v různých směrech nejsou statisticky významné (p-hodnota 0,344).

Směr změny směrnice (tj. zda došlo po disturbanci k zvýšení nebo snížení isodiametričnosti buněk) byl mezi vzorky významně zastoupen oběma možnostmi. Ve skupině disturbovaných jedinců bylo na 32 vzorcích pozorován nárůst směrnice a na zbylých 17 pokles, zhruba dvakrát častěji tak došlo po disturbanci k vytvoření více isodiametrických a méně asymetrických buněk.

Zhruba dvakrát častěji byla dokumentována změna k větší izodiametrii příčného průřezu cévou než změna k větší nepravidelnosti. Nejčastěji docházelo v roce po svahovém

procesu k poklesu obou charakteristik tvarových parametrů cév, přičemž v průměru mírně rychleji dochází k poklesu LL oproti LW. Vzhledem k tomu, že $LL \geq LW$, vede takováto změna právě ke zmiňovanému nárůstu izodiametričnosti. Stejný charakter a trendy změn byly dokumentovány i na řádově menším vzorku (7) bříz zjizvených suťovým proudem (Arbellay et al. 2010) – zatímco zjištěný pokles LL činil v průměru 26%, hodnota u LW byla 22%. Tyto závěry tedy nasvědčují, že delší průměr cévy u druhu *Betula pendula* (který má nejčastěji přibližně radiální orientaci; Arbellay et al. 2010) je více náchylný ke změnám v důsledku disturbance než průměr tangenciální. Stejný vztah mezi exogenní disturbancí indukovanou změnou LL a LW byl zjištěn i u jiných listnatých druhů – např. *Alnus glutinosa*, *Fraxinus angustifolia* a *Quercus pyrenaica* (Ballesteros et al. 2010).

Co se týká velikosti ACI, vyskytovaly se ve skupině disturbovaných stromů i jedinci s poměrně nízkými hodnotami. V průběhu výzkumu byly odebrány vzorky ze všech jedinců, kteří se nacházeli v trajektorii svahové deformace (T1 – T3). Takto se do skupiny disturbovaných stromů mohly dostat i dřeviny, které nebyly svahovým pohybem nakloněny, ale pouze „přesunuty“. Vnější morfologická deformace tvaru kmene, která byla jedním z hlavních kritérií pro zařazení dřeviny mezi disturbované, teoreticky mohla vzniknout již před svahovým pohybem v důsledku silné světlomilnosti břízy. Tato situace nejspíše nastala v případě jedinců č. 1, 9 a 16 (všechny T2), rostoucích v hustším zápoji v severovýchodní části svahové deformace, což je pravděpodobně příčinou nižších hodnot ACI zjištěných právě u těchto stromů. V budoucích analýzách by tak bylo vhodné zjišťovat ACI nejenom v letech před a po svahovém pohybu, ale i mezi několika dvojicemi předcházejících let, aby bylo možné odfiltrovat situace, kdy k inklinaci kmene došlo jindy než v době pohybu svahu.

V rámci naší analýzy nebyly zjištěny významné rozdíly v míře změny ACI mezi jednotlivými skupinami stromů podle typu

deformace. Pro přesnější zhodnocení případné (ne)závislosti by bylo vhodné zpracovat vzorky z více stromů a z různých lokalit. Existuje také předpoklad, že po různě intenzivních deformacích se budou tvarové

parametry cév vracet do normálu nestejnou rychlostí (Arbellay et al. 2010). Za tímto účelem bude přínosné zopakovat analýzy s několikaletým časovým odstupem od působení svahové disturbance.

KAPITOLA D

Závěr

V závěru práce jsou stručně shrnuty výsledky předchozích kapitol, které jsou doplněny dílčími, doposud nepublikovanými poznatky. Dále jsou v kapitole vylíčeny hlavní závěry a nastíněn směr budoucího výzkumu.

D1 ZÁVĚREČNÉ SHRNUÍ HLAVNÍCH VÝSLEDKŮ

D1.1 ROZŠÍŘENÍ SVAHOVÝCH DEFORMACÍ

V průběhu terénních prací, které proběhly v letech 2010 – 2012, bylo ve zkoumané oblasti zmapováno několik recentních svahových deformací s různým stupněm aktivity (*kap. B2*). Z hlediska klasifikace svahových pohybů (Němčok et al. 1974)) byly v rámci tohoto výzkumu zjištěny všechny čtyři základní typy svahových pohybů – řízení, tečení, sesouvání a ploužení (*obr. D1.1*).

Vlastní geomorfologické mapování a inženýrsko-geologické se ukázalo jako problematické, neboť je zájmová oblast stále aktivní báňskou lokalitou a vzniklé svahové deformace jsou v řadě případů zahlazovány těžbou, sanačními pracemi nebo postupem vnitřní výsypky lomu.

V místech, kde kvartérní sedimenty nasedají přímo na krystalinický fundament, k sesouvání nedochází, ale plošně se uplatňují plouživé pohyby, které jsou akcelerovány především klimatogenními vlivy. Recentní svahové pohyby typu sesouvání a stékání jsou vázány na sedimenty Mostecké pánve.

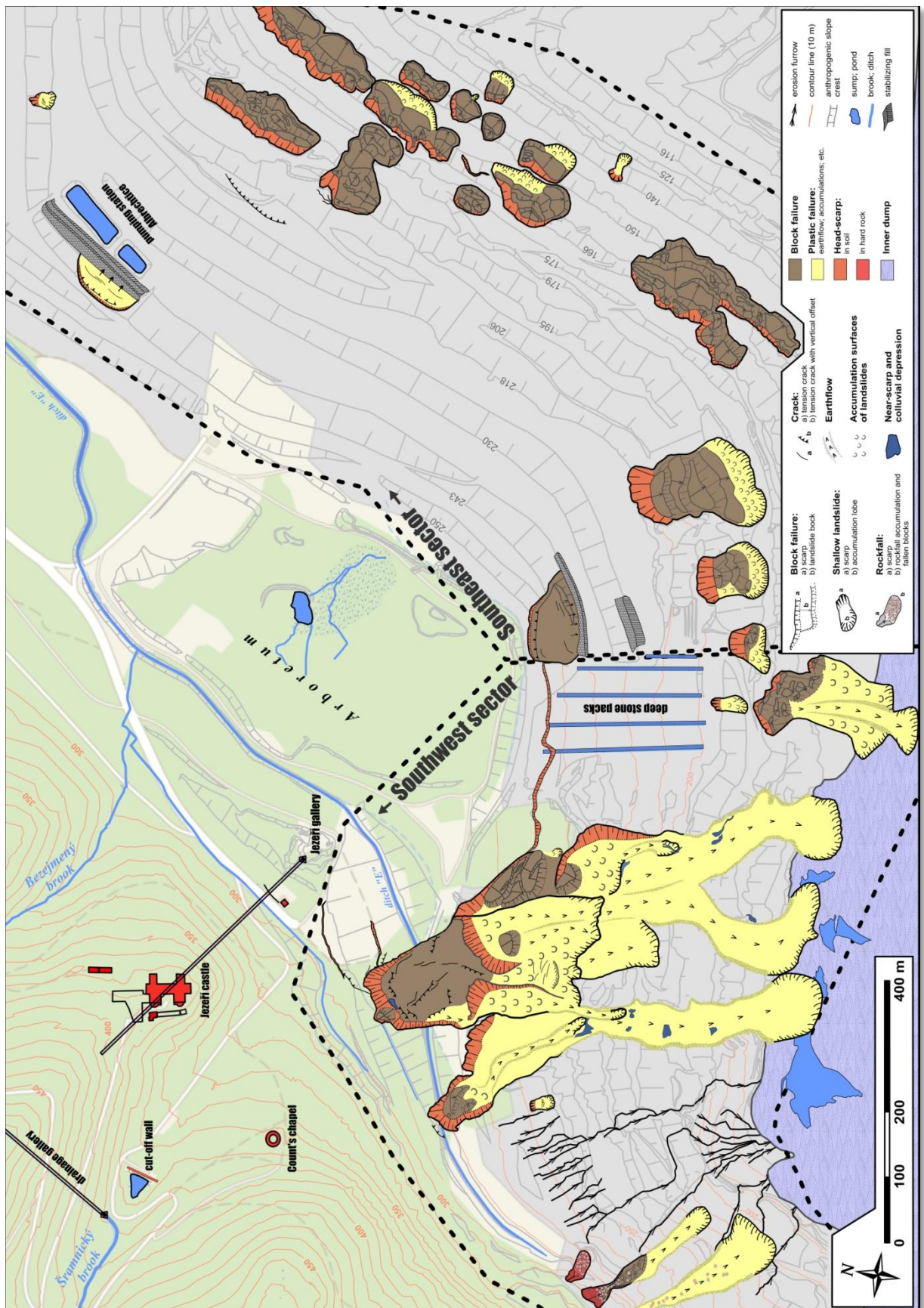
Na základě geologie, geomorfologických poměrů, typologie svahových deformací a příčin vzniku bylo zájmové území rozděleno na dvě dílčí oblasti – na jihovýchodní a jihozápadní svahy (*obr. D1.1*).

Nejčtenějším typem svahových deformací jsou sesuvy, pro jejichž vznik je kvazi-homogenní jílovcové prostředí ideální. Nejvíce takových sesuvů bylo zjištěno v jihovýchodním svahu pilíře Jezeří (*viz. obr. D1.1 – Southeast sector*). Výše ve svahu byly zmapovány pouze tři sesuvy (dva mělké –

poblíž Albrechtické čerpací stanice; a jeden sesuv hluboce založený – východně od stabilizačních žeber), jejichž odlučná oblast probíhá skrývkovými řezy 250 resp. 243 m n.m. Vyjdeme-li z prací Rybáře (1997) a Pichlera (2008) je zřejmé, že oba tyto sesuvy jsou vázány na oblasti, které byly svahovými deformacemi porušené v polovině 90. let 20. stol (poblíž kamenných žeber) resp. v roce 2007 (u Albrechtické čerpací stanice) a k jejich oživení došlo v průběhu lednové oblevy v roce 2012. Další progresi pohybů zabránily již dříve vybudované stabilizační lavice na patě svahu.

Za pozoruhodný fakt považují to, že v této části zkoumaného území jsou odlučné stěny sesuvů vázány prakticky výhradně na jednotlivé skrývkové řezy mezi 195 a 150 m n.m., kde vytvářejí souvislý sesuvný pás lemující stabilizační pilíř. Většina mapovaných sesuvů zde tedy vzniká pod hlavním geotechnickým rozhranním (*obr. A2.19*), v pevných jílovcích pod regelační zónou. To lze vysvětlit nižší hodnotou lokálního součinitele bezpečnosti u paty svahu oproti vyše položeným skrývkovým řezům, které jsou celkově nižší, méně strmé a zároveň zachovávají širší plošinu mezi jednotlivými řezy tak, aby byl zachován generální tvar svahu ponechávající více hmot na jeho patě. Jak je uvedeno v *kap. B2*, jihovýchodní svah byl v roce 2005 postižen rozsáhlým sesuvem.

Pichler (2006) uvádí, že statickým penetračním sondováním bylo ověřeno, že pohyb zemin byl vázán na bazální regelační zónu ve směrné úrovni 195 m n.m. Následnými sanačními pracemi v letech 2005 a 2006 byl svah odtěžením aktivních zemin nad úrovní 195 m n. m. znovu vytvářen a svrchní skrývkový řez posunut blíže směrem



Obr. D1.1 Geomorfologická mapa rozšíření svahových deformací v zájmové oblasti vytvořená na základě terénního mapování z let 2010-2012 a analýzy leteckých snímků a ortofot.

k Arboretu. Zmiňované sesuvy vznikají především v neupravených svazích právě pod kótou 195 m n.m., nově vytvarované vyšší skrývkové řezy se v současné době jeví jako stabilnější, s nižší četností svahových deformací. Jelikož, jak bylo uvedeno v kapitole A2.7, je stabilita skrývkových svahů závislá na jejich výšce, délce a zejména době porušování svahu, lze empiricky usuzovat, že sesuvy vzniklé v roce 2012 na kótách 250 resp. 243 m n.m. jsou prvním projevem lokálního poklesu součinitele bezpečnosti v těchto nově upravených svrchních skrývkových řezech.

Naprostá většina zde mapovaných deformací jsou hluboce založené, rotační či rotačně planární sesuvy (nejčastěji 10 – 20 m), postihující jeden nebo dva skrývkové řezy. Deformace mají nejčastěji charakter blokových sesuvů, při nichž dochází k pohybu rigidních jílovcových bloků po predisponované smykové ploše. Příznačná je následná dezintegrace sesuvného bloku na dílčí bloky podél ploch anizotropie (kap. A2.7). Na rozdíl od odlučné oblasti, pro niž je charakteristická vyhlazená smyková plocha, je akumulární oblast často hůře zřetelná. Ve většině případů zcela chybí pro sesuvy charakteristické nakypřené čelo. Naopak je časté nevýrazné vysouvání celých bloků podél tenké smykové plochy (příloha E2.7).

Jihozápadní část stabilizačního pilíře (obr. D1.1 – *Southwest sector*) se odlišuje jak komplikovanější geologickou stavbou, tak také morfologickými a morfometrickými parametry výsledných svahových deformací. Zatímco pro geologicky monotónní (jíly a jílovce) jihovýchodní svahy jsou typické lokální sesuvy jednoho či dvou skrývkových řezů, tak v geologicky i strukturně-geologicky pestrých jihozápadních svazích vznikají poměrně složité a plošně rozsáhlé komplexní svahové deformace (kapitoly B2 a B3).

Odlučné oblasti svahových deformací probíhají napříč skrývkovými řezy mezi 195 a 150 m n.m., ale také prvním, resp. za prvním skrývkovým řezem, tedy nad kótou 290 m n.m. Morfologicky dominantní je jednoznačně

komplexní svahová deformace v místě bývalé obce Jezeří (obr. B3.2), sestávající ze dvou zemních proudů A a B a hluboce založeného sesuvu C (obr. B2.3; tab. B2.2).

Deformace má charakteristický proudový tvar a morfometrickými charakteristikami (tab. B2.2) je nejvýznamnější svahovou deformací skrývkové svahu, která byla zjištěna v celé studované oblasti (viz. obr. D1.1), ale rovněž patří k největším deformacím svého typu v ČR (porovnej kapitoly B2, B3 a E1).

Příznačná je změna mechanismu pohybu, ze sesouvání ve stékání, přičemž smyková plocha probíhá regulační zónou nadložních jílovců (viz. kap. B2 a B3). Pro odlučnou oblast je vždy typický amfiteátr tvořený vyhlazenou smykovou plochou. Vlastní těleso sesuvu je tvořeno proluvialními sedimenty kvartérního stáří, které se v přípravné fázi pohybují po plasticky se chovajících miocenních jílovcích, v nichž se v průběhu finální akcelerace pohybu vytváří dokonale vyhlazená smyková plocha (obr. A2.22).

Na rozdíl od klasických rotačních sesuvů v jílovcových řezech jihovýchodních svahů zde předchází hlavní pohybové aktivitě značné horizontální přetvoření (v řádech dm; obr. B3.7) a během vlastní pohybové aktivity dochází k pohybům v řádech až desítek metrů (obr. B3.4). Čelo sesuvu je vždy vytlačeno přes hranu níže položeného řezu, díky čemuž sesuté hmoty ztrácejí přirozenou oporu a dochází k totální ztrátě jejich soudržnosti. Jelikož je sesouvání vždy doprovázeno vytlačováním vody v akumulární oblasti, jsou v místech zjištěných pramenů destruované zeminy okamžitě saturovány a materiál je formou proudu transportován dále na dno těžební jámy (obr. B2.3 a B3.2). Morfologicky dominantní jsou až 2 m vysoké vyvlečené boční valy (příloha E2.7). Celkově však na „původní“ antropogenní reliéf působí tyto zemní proudy destruktivně, neboť transportovaný materiál má značnou erozivní schopnost, čímž zde dochází k setření „původně“ terasovitého charakteru svahů. Již během jednoho roku po sesuvu tak prakticky nelze v terénu rozeznat místa původních plošin a řezů. Jak ilustruje

obr. B3.6 v místech, kde byly původně hrany jednotlivých řezů, je současný terén až o 6 m pod jejich původní úrovní.

Transformace akumulčního čela sesuvu do zemních proudů způsobuje trvalé odlehčování sesuvu v jeho patě, a tedy oslabování pasivních sil. Přirozeně tedy nedochází k dočasnému obnovení rovnovážného stavu a pohyby pokračují, dokud zcela nedojde k vyklizení odlučné oblasti (příloha E2.7).

Rybář (1997) i Valeš (1998) zde datují rozvoj popisovaných svahových pohybů do roku 1990 (kap. A2.3.1). V roce 1996 již byly plně vyvinuty hlavní kontury celé svahové deformace (příloha E2.8) a v následujících letech docházelo k regresivnímu rozšiřování odlučné oblasti směrem k úpatí hor (obr. B2.3). Vývoj vyvrcholil v lednu 2011, kdy došlo k sesuvu bloku o rozměrech 100 x 200 m (kap. B3).

Hlavní kontury svahové deformace přesně reflektují zdokumentovaný průběh tahových trhlin z let 1952-53 (Špůrek 1974, příloha E2.8), je tedy zřejmé, že se jedná o reaktivaci staré svahové deformace vzniklé jako důsledek poklesů nadloží vyvolaných hlubinnou těžbou v dole Koněv.

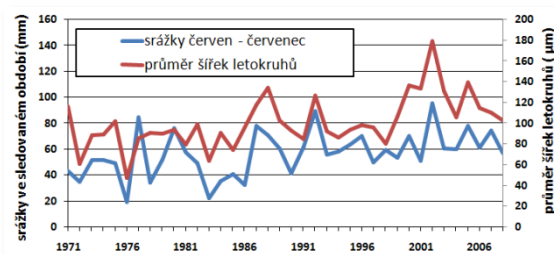
Další komplexní svahové deformace byly zmapovány západně, v oblasti pod Jánským vrchem (obr. D1.1), kde odlehčující skrývkové řezy zasahují až do krystalinika, jehož přirozený sklon přesahuje 40°. Odlučná oblast středně hlubokých sesuvů (2 – 10 m) je vázána na výchozovou linii pánevních sedimentů, čelo svahových deformací má opět charakter zemních proudů. Nad výchozovou partií pánve, na niž je vázán vznik smykové plochy, dochází v tlakově porušených horninách krystalinika ke vzniku svahových deformací typu řízení – nejčastěji řízení odvalová. Jednotlivé bloky jsou sesuvem transportovány níže do svahu, kde jsou dále zemními proudy roznášeny až na vzdálenost 300 m od odlučné oblasti (obr. B2.3).

V průběhu mapování a analýzy ortofografií byly v jihozápadních svazích vymezeny plochy, které se jeví dlouhodobě stabilní, nebo podmíněně stabilní. První plochu představuje

cca 250 m široký pás oddělující komplexní svahové deformace. Tato část skrývkového svahu je dominantně tvořena příbřežní pískovcovou facií. Pískovce jsou prokřemenělé a v reliéfu představují solidní, vůči svahovým deformacím odolný blok, který je však modelován stržovou erozí. Jednotlivé erozní rýhy jsou až 6 m široké, přes 3 m hluboké a až 400 m dlouhé. Nad kótou 250 m n.m. vytvářejí tyto erozní tvary velmi hustou a složitou síť (obr. D1.1), z níž jsou přivalové a tavné vody soustředěně odváděny několika erozními rýhami vyššího řádu až na svrchní výsypkové etáže, kde způsobují vznik dočasných jezírek.

Druhou plochou, kterou považují za podmíněně stabilní, je oblast hlubokých kamenných žeber budovaných v druhé polovině 90. let 20. stol. Žebra vznikala jako sanace starší svahové deformace (příloha E2.8) a tento způsob hlubkové drenáže svahu se mimořádně osvědčil, jelikož po kompletním vybudování žeber nebyla tato plocha svahovými pohyby zasažena. Nicméně, jak ukazuje obr. D1.1, svahové deformace vznikly v blízkém okolí této plochy a zejména sesuvy na její patě mohou negativně ovlivnit celkovou stabilitu této části svahu.

Výše ve svahu, za hranou lomu, nebyly v průběhu mapování svahové deformace typu sesouvání, řízení či stékání zjištěny. Celkový reliéf i charakter stromů naznačují, že zde dochází k ploužení pokrývných útvarů, což bylo ověřeno dendrogeomorfologickým výzkumem (kapitola C1).



Obr. D1.2 Závislost šířky letokruhů liliovníku tulipánokvětého (*Liliodendron tulipifera*) na srážkových úhrnech v červnu a červenci (zpracoval: J. Tumajer).

Zatímco v oblasti hor byly tyto pohyby zjištěny v průběhu celého zkoumaného období

(tedy od r. 1990), v prostoru Arboreta nebyly při dendrogeomorfologické analýze zjištěny žádné disturbance, resp. žádné disturbance vysvětlitelné svahovými pohyby. Jak na příkladu zkoumaného liliovníku ilustruje *obr. D1.2*, růstové křivky vegetace Arboreta jsou jednoznačně poplatné klimatickým vlivům.

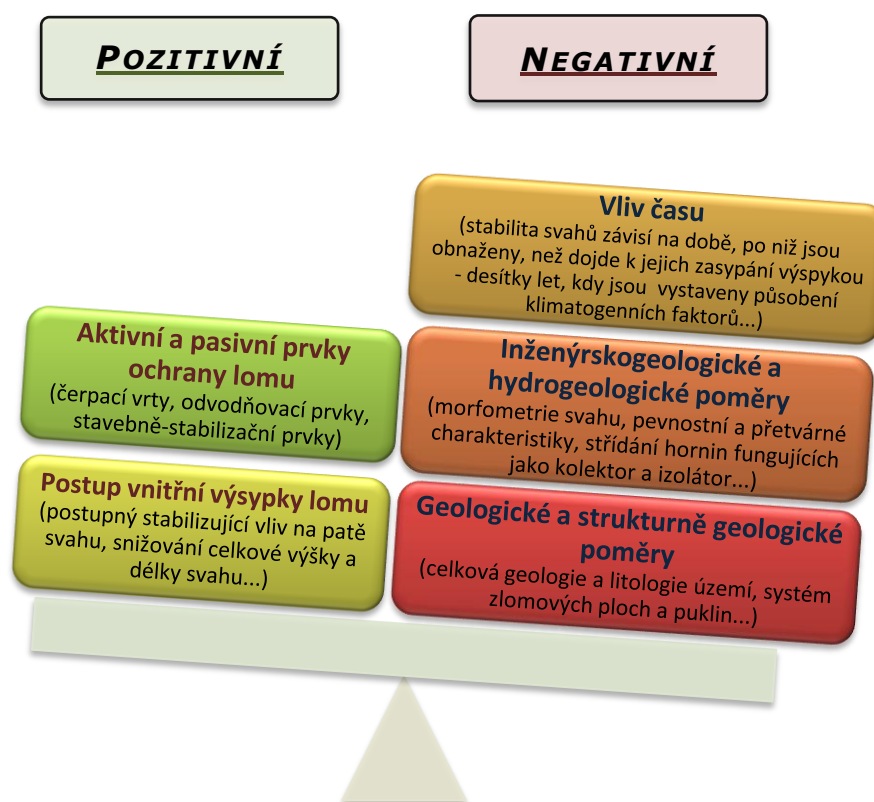
D1.2 PŘÍČINY VZNIKU SVAHOVÝCH DEFORMACÍ

Jelikož má výzkum stabilitních poměrů antropogenních svahů ve zkoumané lokalitě dlouholetou tradici (*kap. A3*), byly podmínky, které způsobují náchylnost území k sesouvání, v minulosti podrobně objasněny (viz. *kap. A2.7*). V této kapitole se blíže zaměřuji na činitele, které bezprostředně vedly k narušení rovnovážného stavu a vyvolaly vlastní pohyb.

U zkoumaných antropogenních svahů závisí jejich stabilita na době, po níž jsou obnaženy, než dojde k jejich zpětnému

zasypání vnitřní výsypkou, a po níž jsou přímo vystaveny působení klimatogenních vlivů (*obr. D1.3*). Jak vyplývá z kapitol *B* a *C* jsou primárním iniciátorem svahových pohybů právě vlivy klimatogenní ve vazbě na dobu existence svahu.

Rybář a Novotný (2005) a Pichler (2006) předpokládají, že pro vznik sesuvů středně hlubokých (do 10 m) a hlubokých (> 10 m) je rozhodující dlouhodobá srážková bilance, přičemž pro akceleraci pohybů musí být dosažena určitá kritická úroveň zvodnění. V jílovitých horninách sedimentární pánevní výplně nastává takováto situace většinou po dvouletém až tříletém období abnormálních srážek. Tento předpoklad se potvrdil (*kap. B1*), vznik všech významných svahových deformací – sesuv pilíře Jezerka (1983), sesuv bočního skryvkového svahu v červnu 2005 aj. – byl s určitou retardací vázán na období abnormálních srážek (*obr. B1.7*).



Obr. D1.3 Zjednodušené schéma obecných podmínek, které pozitivně, nebo negativně ovlivňují celkovou stabilitu antropogenních svahů. Faktory pozitivně ovlivňující stabilitu svahu se z dlouhodobého hlediska jeví jako nedostačující. Jako rozhodující činitel, který bezprostředně vede k akceleraci pohybů, se nejčastěji uplatňují různé klimatogenní vlivy.

Předpoklad, že ke vzniku svahových deformací dochází s dvou až tříletou retardací, je správný v oblasti jihovýchodních svahů, kde byla tato skutečnost opravdu prokázána (*kap. B1 a B2*). Svahy jsou tvořeny výhradně nadložními jílovci, jejichž propustnost je vysoce variabilní – v závislosti na hustotě ploch nespojitosti (Rybář a Dudek 1976). Obecně se toto prostředí však vyznačuje nízkým koeficientem filtrace ($n \cdot 10^{-6}$ až $^{-9}$ m/s; *kapitola B3*), díky čemuž dochází ke kritickému zvodnění skutečně až s několikaletým zpožděním a jako důsledek dlouhodobých srážkových abnormalit.

V prostoru jihozápadních svahů je však situace komplikovanější a původní předpoklad o dlouhodobé retardaci vzniku svahových deformací se zde nepotvrdil, resp. potvrdil pouze částečně.

Jak bylo uvedeno výše, první projevy svahových pohybů zde byly zaznamenány v roce 1990, kdy došlo k opětovnému oživení tahové trhliny z 50. let 20. století. Jelikož byla v této době povrchová těžba od prostoru jihozápadních svahů vzdálená (*obr. C1.1*), shodují se Rybář (1997) i Valeš (1998), že reaktivace této svahové deformace nemá souvislost s povrchovou těžbou, s čímž lze plně souhlasit. Na základě zkušeností z jiných sesuvů lze za příčinu považovat dvouleté období abnormálních srážek v letech 1988/89.

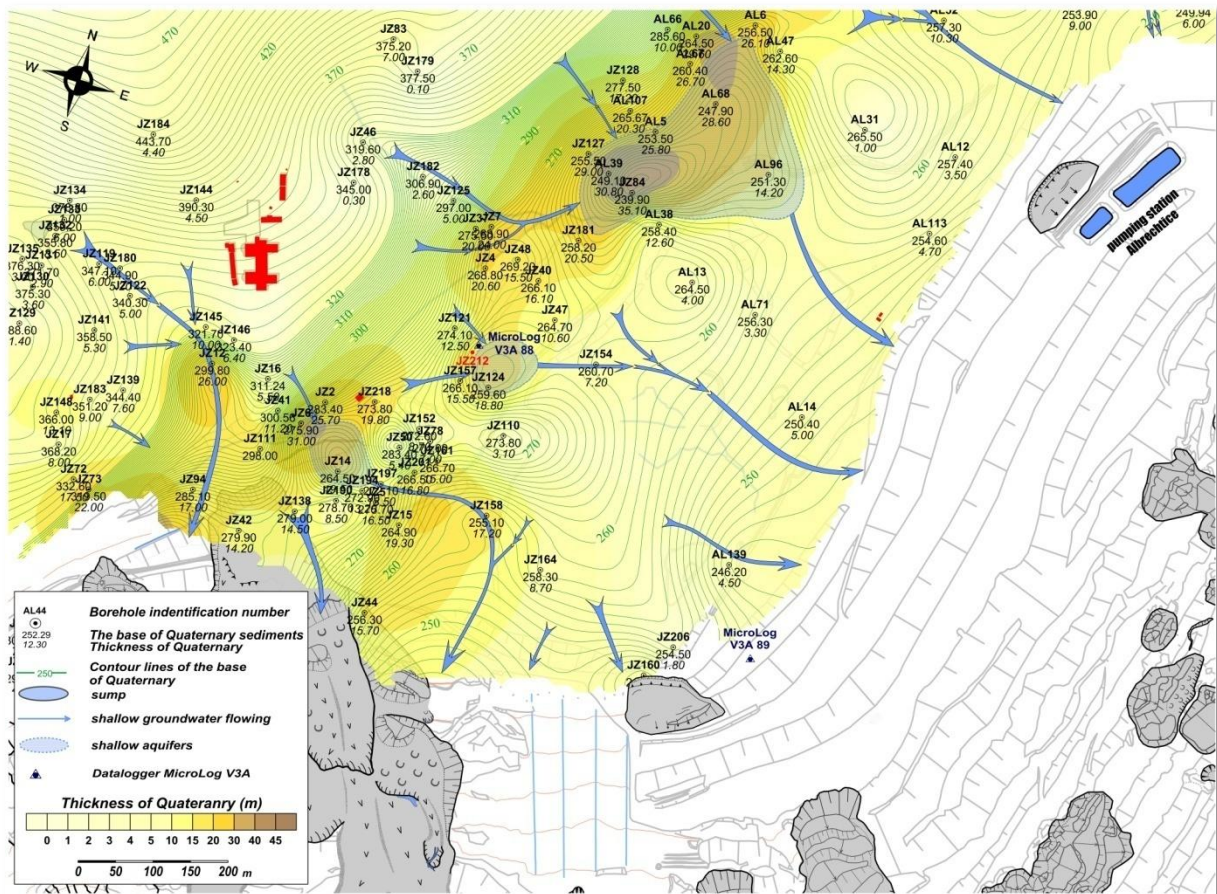
Nicméně bližší analýza pohybů geodetických bodů v prostoru jihozápadních svahů, atmosférických srážek a hladiny podzemní vody ukázala, že ke vzniku hluboce založených sesuvů (řádově 10 – 20 m) docházelo v průběhu posledních sedmi let s nulovou, či minimální retardací vůči krátkodobým a střednědobým klimatickým výkyvům (*kapitoly B1- B3*). Často není možné přesně stanovit jeden dominantní spouštěcí impuls, který vede k rozvoji sesuvu. Při hodnocení podmínek, při nichž zde svahové pohyby vznikají, je třeba uvažovat o kombinaci vlivu více faktorů, které vedou ke kritickému zvodnění, při němž je významně překročena mez plasticity nadložních jílovců –

23% (Pichler 1989). Taková situace může nastat při souběhu klimatických a hydrogeologických faktorů – obecně srážky či obleva v době zvýšené hladiny podzemní vody. Zpětnou analýzou kontinuálního záznamu pozorovacího vrtu JZ 2012 (provozován *Geofyzikálním ústavem AV ČR*) bylo zjištěno, že každý vzestup hladiny nad úroveň -10,23 m, byl reflektován akcelerací pohybů prokázanou geodetickým měřením nebo zdokumentovaným vznikem nové svahové deformace. Tuto výšku hladiny podzemní vody lze považovat do jisté míry za prahovou hodnotu, při níž dochází ke kritické úrovni zvodnění.

Jelikož však bylo doloženo, že smykové plochy hluboce založených sesuvů jsou zde vždy vázány na regulační zónu terciérních jílovců, bylo nutné definovat konkrétní příčiny, proč zde k pohybům dochází s minimálním zpožděním vůči impulzu, který je vyvolal.

Za prvé je třeba počítat se zcela odlišnou geologií jihozápadních svahů. Antropogenní svah zde nebyl tvarován pouze v nadložních jílovcích, ale v mnohem pestřejších podmínkách pánevního výchozu. Celý okraj Mostecké pánve při úpatí Krušných hor má charakter příbřežní facie vyznačující se střídáním jílu a miocénu ve spíše písčitém vývoji (*obr. B3.5*). Směrem k úpatí hor navíc značně narůstá mocnost kvartérních sedimentů, které zde byly, na rozdíl od svahů jihovýchodních, ponechány *in situ* (*obr. D1.4*).

S tím pochopitelně souvisí také specifické hydrogeologické podmínky, především souslednost různě propustných vrstev. Celý propustný kvartér ($n \cdot 10^{-4}$ m/s), v závislosti na své mocnosti, představuje preferenční cestu pro proudění mělké podzemní vody. Nad odlučnou oblastí vytváří kvartérní sedimenty tři více než 20 m mocné mísovité akumulace, které zároveň fungují jako kvartérní zvodně (*obr. D1.4*). V průběhu sucha jsou navíc tyto kolektory trvale dotovány krystalinickou zvodní (Pletichová 2006). Jak dokládá např. vrt JZ 111 (*obr. B3.5*), mnohde kvartérní proudění přímo komunikuje s polohami miocenních písků, které vytvářejí další preferenční cestu



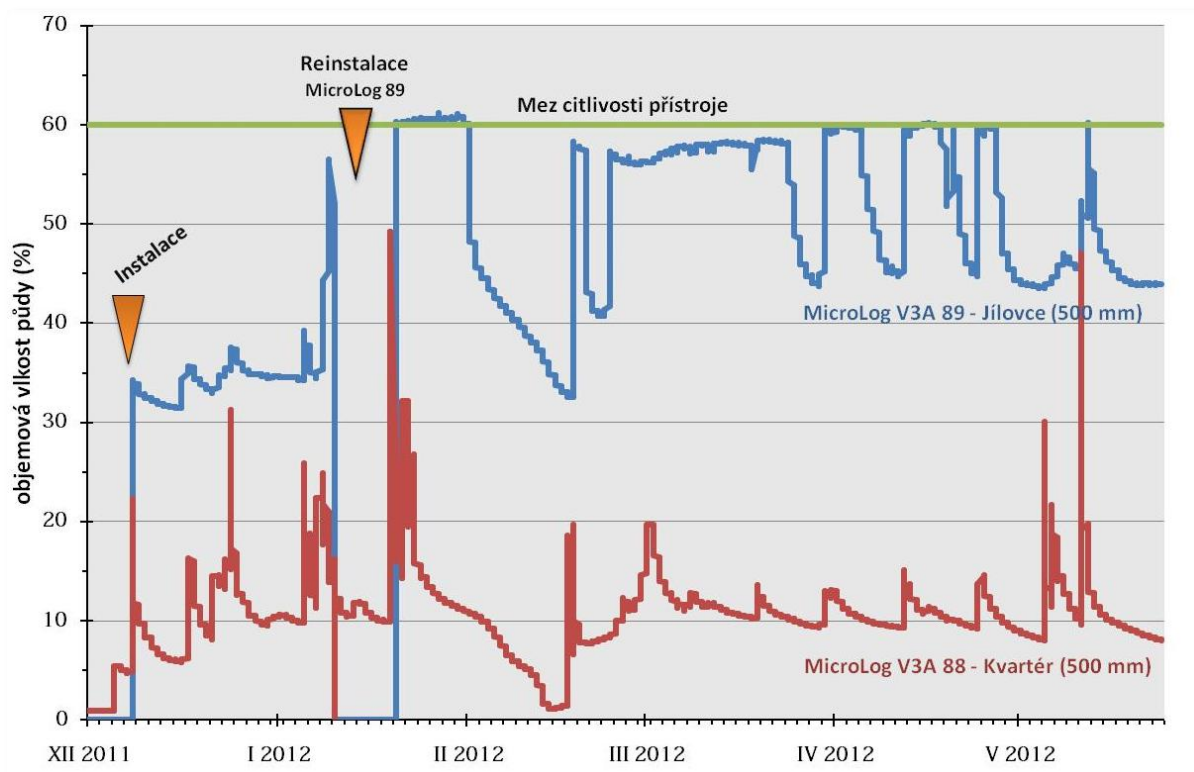
Obr. D1.4 Mapa báze kvartérních sedimentů a hydrogeologická situace zájmové oblasti znázorňující polohu zvodní v písovité kvartérní akumulaci a předpokládané směry proudění podzemní vody (sestavil: L. Žižka).

pro proudění mělké podzemní vody. Oproti svahům jihovýchodním, které jsou od úpatí hor vzdáleny až 600 m, je při úpatí hor výrazněji vyvinuta regelační zóna (Marek 1983a). Vyjma primárních ploch nespojitosti (Rybář 1978) se regelační zóna vyznačuje hustým systémem puklin, které představují komunikační cestu pro průnik vody do jílovitých hornin. Rovněž je nutné uvažovat vliv deformace z 50. let 20. stol., která se projevila tahovým rozvolněním horniny a vznikem hlubokých zálomových ploch.

Z hydrogeologického hlediska tak lze popisovanou oblast rozdělit do tří vrstev, které fungují jako kolektor, nebo izolátor. První vrstvu tvoří kvartérní sedimenty a písčité miocén, toto prostředí je propustné a vytváří zmíněné preferenční cesty pro proudění vody, díky malému podílu jílovité a hlinité složky (Marek 1980a), váže jen minimum vody (v průměru do 10% – viz. obr. D1.5) a projevuje se vysokými měrnými odpory. Druhou vrstvu

představuje svrchní část regelační zóny, do níž jsou systémem puklin gravitačně odváděny vody z kvartéru, popř. je přímo dotována miocenními písky – vrstva funguje jako kolektor. Vzniká tak permanentní zvoděň, jež byla ověřena geofyzikálním průzkumem (*kapitola B*), při němž se zvoděň projevila jako zóna mimořádně nízkých měrných odporů. Jíly jsou zde trvale na mezi, nebo za mezí plasticity, což se projevuje dlouhodobými deformacemi svahu (obr. B3.7). Třetí vrstvu tvoří méně porušené jílovce, které se chovají jako izolátor.

Voda do zájmové oblasti přitéká s povodí, jehož orograficky vymezená plocha činí cca 12 km². Hydrogeologickou rozvodnici lze stanovit jen stěží. Srážkové a tavné vody z celé plochy povodí proudí přímo do sesuvné oblasti, rychle zasakují do značných hloubek (> 10 m) a sytí porušené terciární jílovce, které jsou náchylné k rozbrzdění. Celý efekt byl umocněn v roce 2008, kdy byla porušena funkčnost těsnící



Obr. D1.5 Změny půdní vlhkosti v období prosinec 2011 – červen 2012 na obou monitorovacích místech (v horizontu 500 mm pod povrchem). Datalogger 88 je umístěn ve výrazné kvartérní akumulaci (viz. obr. D1.4). Datalogger 89 byl instalován na plošině prvního skryvkového řezu v exhumovaných jílovcích. Trend křivek odráží odlišnou propustnost prostředí – kvartér osciluje kolem 10%, zatímco jílovce okolo 50%. Kvartér se vyznačuje rychlým nástupem ale díky prostnosti i rychlým gravitačním odvodním, jily obecně váží podstatně více vody a na srážky reagují zhruba s odstupem 2 – 8h oproti kvartéru.

stěny, což se okamžitě projevilo zvýšeným přítokem vod do sesuvné oblasti a následnou akcelerací pohybů (obr. B3.7).

V průběhu svého studia svahových pohybů jsem se s podobnou hydrogeologickou specifičností, která je pospána výše, setkal v karpatském flyši, kde při střídání propustných a méně propustných plastických vrstev rovněž dochází k rychlému gravitačnímu odvodnění prosycených vrstev (Rybář et al. 2011). I přes značnou geologickou i litologickou odlišnost obou lokalit jsou tak obecné hydrogeologické geologické schéma, příčiny vzniku, pohybů, ale i morfologie a morfometrie svahových deformací podobné (viz. kapitola E1).

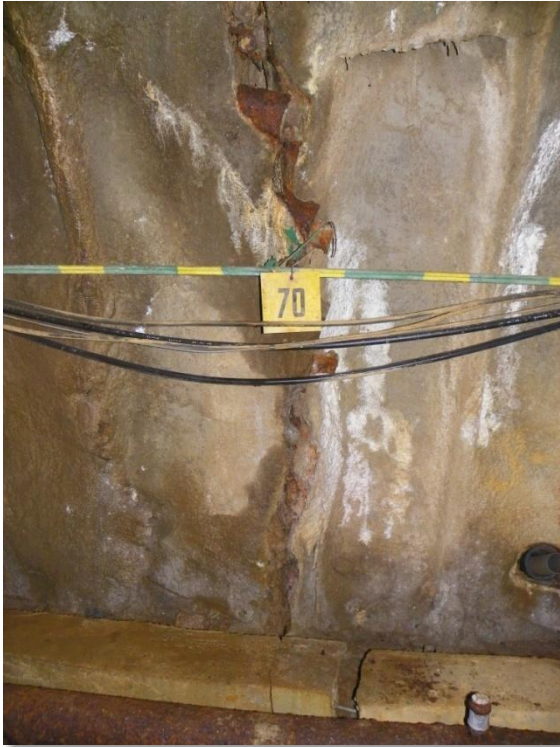
D1.3 PROGNÓZA DALŠÍHO VÝVOJE

V prostoru komplexní svahové deformace v jihozápadních svazích lze předpokládat další rozvoj pohybů a rozšiřování odlučné oblasti směrem k horám. Tento předpoklad opírám o několik indicií. Předně jde o konfiguraci

tahových trhlin, které vybíhají směrem ke štole Jezeří. Trhlina na povrchu sice vyznívá ještě před štolou, ale ve štole je dobře patrná (obr. D1.6 a D1.7), což svědčí o její značné hloubce a pokračování východním směrem. Trhlina je patrná ve staničení 70 m, tedy v místech, kde byla měřena extenze (kapitola B3). Průběh trhlin opět koresponduje s původními trhlinami z 50. let 20. stol.

Pohyb v oblasti je dlouhodobě doložen nivelačním měřením (obr. B3.7), navíc byla geofyzikálním průzkumem ověřena saturovaná zóna plastických jílu v oblasti pod kvartérními sedimenty – obdobné geotechnické podmínky jako v místě sesuvu z ledna 2011 (obr. B3.5).

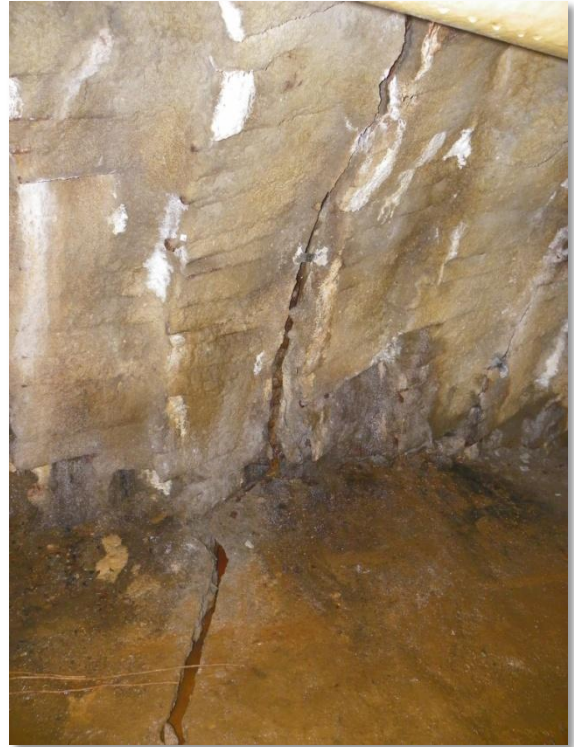
Severním resp. severovýchodním směrem narůstá mocnost kvartérních sedimentů, představujících preferenční cestu pro proudění vody do sesuvné oblasti (obr. D1.4) a zároveň zatěžujících zmíněné plastické jílovce. Vlivem dlouholeté evoluce svahových deformací navíc periodicky dochází k oslabování pasivních sil na patě svahu.



Obr. D1.6 Zjištěná extenze štoly Jezeří ve staničení 61,5 – 85,6 m se projevila vznikem výrazné tahové trhlin ve staničení 70 m (foto: J. Burda, 8.2. 2012).

Z celkového pohledu se navíc generel svahu jeví strmý, přesahující sklon 9° , což je empiricky ověřená mezní hodnota sklonu neodvodněného svahu (*kapitola B3*). Koncem roku 2011 byla obnovena funkce těsnící stěny a byly realizovány zemní práce s cílem odlehčit aktivní oblast svahové deformace (*obr. D1.8*). Lze proto předpokládat celkové střednědobé zlepšení stabilitních poměrů, které by potom mělo být reflektováno stagnací pohybů sledovaných bodů.

U jihovýchodních svahů lze předpokládat dlouhodobý progresivní vývoj smykových ploch, který je *de facto* také odvislý od času, během něhož jsou svahy obnaženy. Proto nelze v budoucnu vyloučit vznik svahových deformací i výše ve svahu, v místech vytvarovaných po sesuvu z června 2005 (*obr. D1.1*). Obě svahové deformace z počátku roku 2012 považují za první projev zhoršujících se stabilitních podmínek. Geodetický monitoring zatím ale žádné pohyby neindikuje (vyjma obou lokálních sesuvů z r. 2012).



Obr. D1.7 Výrazná tahová trhлина ve štole Jezeří porušující výztuž štoly po celém jejím obvodu (foto: J. Burda, 8.2. 2012).

Z hlediska dlouhodobé stability celého území bude rozhodující podsypání svahu vnitřní výsypkou. V prostoru jihozápadních svahů se jeví nutné podsypat svahy alespoň na úroveň 250 – 260 m n.m. tak, aby byl přikryt výchoz smykových ploch. Ve svazích jihovýchodních by postačila nižší úroveň, zřejmě kolem 230 m n.m. Jelikož je celá oblast mediálně exponovaná, stává se dlouhodobá stabilita předmětem veřejných diskuzí. V této souvislosti se často objevují různé názory, jako např.: „... Jediným řešením je zastavit těžbu u paty kopce.“ (V. Buřt; www.idnes.cz; 28.1. 2011 – k situaci sesuvu z ledna 2011), z čistě stabilitního hlediska považují tento přístup za chybný. Těžba pod svahem už neprobíhá několik let, a jelikož je zde báňská činnost prováděna formou technologických celků, její zastavení by znamenalo konec zakládání výsypkových zemín na patě svahu. Jelikož je však těžba v celkovém útlumu (Malá 2011), hrozí naopak nedostatek hmot pro účinné podsypání svahů na dostatečnou výšku. Např. v prostoru jihozápadních svahů je výsypka v současné době prakticky na konečné hodnotě



Obr. D1.8 Celkový pohled na zájmovou oblast. V oblasti komplexní svahové deformace pod zámek Jezeří probíhají od konce roku 2011 sanační práce spočívající v odlehčení odlučné oblasti sesuvu. Pod pilířem lze zároveň rozpoznat vnitřní výsypku lomu, která je v oblasti jihozápadních svahů v podstatě na konečné úrovni (foto: J. Hodač, 2012 - použito se souhlasem autora).

(obr. D1.8), tedy pod výše uvedeným horizontem 250 – 260 m n.m.

Poslední úvahou se pokusím nahlédnout do poněkud vzdálenější budoucnosti. Po ukončení těžby v prostoru lomu ČSA se předpokládá vodohospodářská rekultivace zbytkové jámy s hloubkou jezera ~150 m. Vyjma zásadní změny hydrogeologické situace a celkového vzestupu hladiny podzemní vody v jednotlivých kolektorech může být vznik jezera spojen s indukovanou seismicitou.

Tento problém zde nastínil již Hurník (1982b) tvrdící, že k možným otřesům může dojít po dosažení výšky vodního sloupce 100 m. Vzhledem k značné četnosti poruchových zón a zlomů se tento scénář jeví jako reálný, což dokládá seizmický otřes ($M \sim 2$) z 2.1.2011 v prostoru napouštěného jezera Most (J. Mrlina, GFU AV ČR, ústní sdělení), kde v době otřesu výška vodního sloupce činila ~70 m (50 mil. m³ vody; PKÚ s.p., www.pku.cz; 5/2012). Jelikož jsou zemětřesení (nejčastěji $M > 4$) častým impulsem, který

iniciuje pohyb hmot (Schuster and Wiecek 2002), mohou tak i zde v budoucnu vznikat seizmicky indukované sesuvy.

D1.4 HLAVNÍ PŘÍNOSY PRÁCE, NOVÉ VÝZVY A SMĚR BUDOUCÍHO VÝZKUMU

V rámci výzkumu byla provedena kritická rešerše literatury, proběhlo vymapování a kategorizace svahových deformací a dále byly analyzovány příčiny jejich vzniku.

- Vůbec poprvé byla v lokalitě analyzována **komplexní svahová deformace**: byla popsána morfologie, základní morfometrické charakteristiky, mechanismus pohybu a příčiny vzniku této deformace.

- Zároveň se částečně podařilo **definovat „prahovou“ hodnotu**¹¹, při níž

¹¹ Nejmenší hodnota (vstupní veličiny), která dokáže vyvolat pozorovatelnou reakci, hodnota určité veličiny, která je rozhodující pro vznik daného jevu nebo změny vlastnosti (mechanické, fyzikální).

dochází k akceleraci svahových pohybů a vzniku nových svahových deformací. V uplynulých 6 letech došlo k akceleraci pohybů vždy, když hladina vody v pozorovacím vrtu JZ 212 stoupla nad **hodnotu -10,25 m, což odpovídá teoretické hodnotě pórového tlaku 68 kPa**. Ačkoliv prozatím můžeme o této hodnotě uvažovat jako o mezi kritického varovného stavu (Rozsypal 2011) spíše než o klasické prahové hodnotě, vidím v tomto směru výzkumu hlavní linii budoucího bádání.

- Za tímto účelem byl v lokalitě koncem roku 2011 **založen monitoring změn půdní vlhkosti** – instalace dvou Datalogerů MicrologV3A (*obr. D1.5*). V kombinaci se znalostí rychlosti pohybů, srážkových úhrnů a hladiny podzemní vody bychom měli být v budoucnu schopni určit skutečné prahové hodnoty, které v této lokalitě vedou k iniciaci svahových pohybů. Už teď je jasné, že vyjma srážek bude nutné brát v potaz vliv jarního tání, zohlednit konzistenční meze i trvalé přítoky z krystalinické zvodně. Vzhledem k ploše zkoumaného území a rozsahu a komplexnosti monitoringu se tento cíl jeví jako reálný.

- Značný potenciál spatřuji ve výsledcích geofyzikálního průzkumu. **Moderní metody geofyzikálního průzkumu zde byly v takovém rozsahu úspěšně aplikovány vůbec poprvé**, předchozí geoelektrická měření (Halíř 1996) měla minimální hloubkový dosah a georadarová měření (Tengler 2010) se ukázala jako zcela nevhodná a nereflektující vnitřní strukturu sesuvu.

Metoda ERT se osvědčila **při vyhledávání potenciálních smykových ploch a mělkých kolektorů**, což dokládá **úspěšná prostorová (rozsah a hloubka) predikce sesuvu z ledna r. 2011**.

- V kombinaci s geomorfologickým mapováním by v případě realizace 2. ekonomické etapy mohla ERT představovat

rychlou a finančně nenáročnou metodu terénního inženýrsko-geologického a hydrogeologického průzkumu zaměřeného na **vyhledávání oblastí náchylných k sesouvání** v prostoru budoucích bočních svahů lomu ČSA na kontaktu s úpatím Krušných hor.

- V kombinaci se stanovenými prahovými hodnotami bychom potom měli být schopni i **přesných časoprostorových predikcí**. S využitím znalostí o výskytu a vzniku svahových deformací bychom měli být schopni určit stupeň sesuvného ohrožení a definovat přímá rizika pro báňskou technologii.

- Jelikož je analýza ohrožení mimo jiné stanovena pravděpodobností výskytu a nástupu zkoumaného jevu (Klimeš a Blahůt 2011), skýtají v sobě značný potenciál i výsledky výzkumu **dokazující vhodnost břízy bělokoré k retrospektivnímu datování svahových pohybů**. Další výzkum bude nutné směřovat k ověření zjištěných závěrů na větším statistickém vzorku z různých lokalit a rovněž napříč celým růstovým záznamem – nikoliv jen mezi dvěma posledními lety.

- Výše popsaná **metoda analýzy tvarů cév břízy bělokoré jako indikátoru svahové disturbance je aplikovatelná i v dalších lokalitách** (např. Albrechtická výsypka, Radovesická výsypka, Kopistská výsypka, zbytková jáma Obránců míru, ale i jiné oblasti v ČR a ve světě), které stojí stranou monitoringu a kde tak dendrogeomorfologie může absenci dlouhodobých měření částečně nahradit.

Jelikož v rámci diskuze o energetické nezávislosti České republiky vyvstala v poslední době opět otázka možné realizace 2. ekonomické etapy lomu ČSA (postup lomu směrem k Litvínovu a chemickým závodům v Záluží), budou poznatky výzkumu uplatnitelné v celém 5 km dlouhém svahu při úpatí Krušných hor (Jezeří – Janov).

KAPITOLA E

Přílohy

První část kapitoly tvoří článek popisující komplexní svahovou deformaci v Hlubočích (Vnější Západní Karpaty). Na přípravě článku jsem se podílel jako spoluautor - dendrogeomorfologickou analýzu. I když tato publikace netvoří jádro mé disertace, její téma a získané výsledky považuji za vhodné k zařazení do této práce, neboť jsem tento článek v předchozích kapitolách několikrát citoval. Zároveň jsem při terénním výzkumu získal neocenitelné zkušenosti, které jsem později zužitkoval při své práci.

Druhou část kapitoly představuje fotografická příloha vhodně ilustrující textovou část práce.

PŘÍLOHA 1:

„Zkušenosti z karpatského flyše“

J. Klimeš¹, I. Baroň², T. Pánek³, T. Kosačík³, J. Burda⁴, F. Kresta⁵, and J. Hradecký³

“Investigation of recent catastrophic landslides in the flysch belt of Outer Western Carpathians (Czech Republic): progress towards better hazard assessment”

¹Institute of Rock Structure and Mechanics, Praha, Czech Republic

²Czech Geological Survey, Brno, Czech Republic

³University of Ostrava, Ostrava, Czech Republic

⁴Charles University, Prague, Czech Republic

⁵SG-Geotechnika Inc., Ostrava, Czech Republic

publikováno: Natural Hazards and Earth System Science 2009, 9, s. 119–128

odesláno do redakce: 4. dubna 2008, přijato k tisku: 14. ledna 2009

Abstract

Rapid snow melting and intense precipitation triggered and reactivated tens of mostly shallow landslides in the eastern part of the Czech Republic at the turn of March and April 2006. This area is build up by highly fractured flysch rock units with variable content of sandstones and claystones. The landslide complex at Hluboče (Brumov-Bylnice town) is composed of shallow translational (up to 10m thick) as well as deep-seated (up to 20m thick) rotational landslides, which generated a catastrophic earthflow at their toe. This earthflow destroyed three buildings, the access road and caused total loss of about 350 000 EUR. Detailed field investigation, review of the archive sources and interviewing of local inhabitants allowed brief description of slope movement history prior the catastrophic event as well as detailed reconstruction of slope failure mechanisms during the main movement activity (3–4 April 2006). This information, along with the

detailed description of the passive as well as aktive causative factors (structural and morphologic settings) can contribute towards better identification of potentially dangerous slope failures in the study region.

E1.1 Introduction

The entire region of the Outer Western Carpathians has intensively experienced both, past and recent mass-wasting activity. Such processes in the area of the flysch Carpathians are usually caused by heavy rainfalls. The region is characterized by average precipitation of 900–1000 mm per year and the best-documented historical landslide acceleration took place after the July 1997 floods, when an average of 257 mm of precipitation fell down during 5 days (Kirchner, 2001) in the eastern part of the Czech Republic. During this landslide event more than 1500 landslides of different types (e.g. soil slips, flows and translational landslides) originated causing

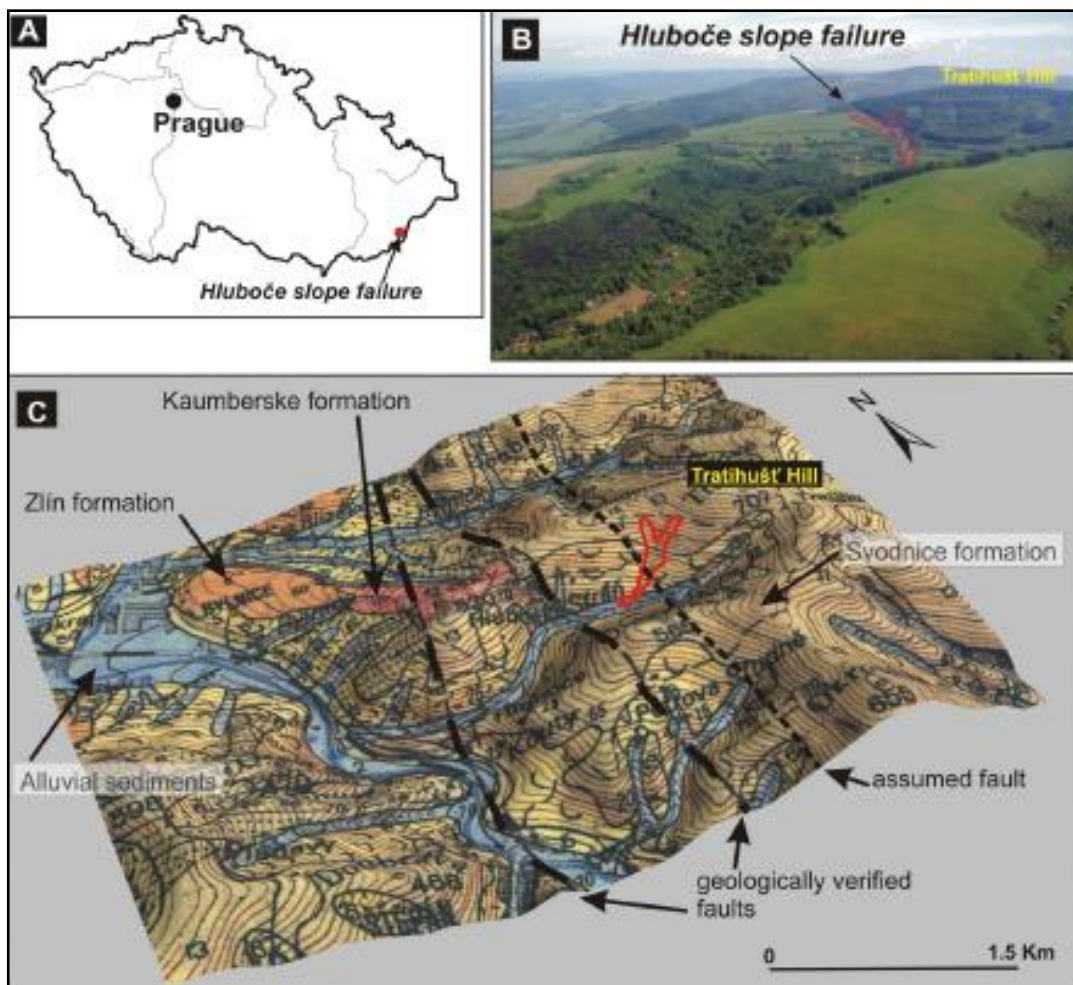


Fig. E1.1 (A) – location of the study site, (B) – oblique aerial view of the Hluboče landslide complex (to the NE, foto I. Baroň, 2006), (C) – topographic and geological overview.

extensive damage to buildings and infrastructure. Notable is the fact that about 40% of the active landslides occurred in relation to older, mainly deep-seated slope failures (Krejčí et al., 2002).

At the beginning of April 2006, more than 80 of mostly shallow landslides evolved during large landslide event in the mountainous eastern part of the Czech Republic (Bíl and Müller, 2008). During this period the landslide and earthflow complex Hluboče was also triggered. It developed in the Bílé Karpaty Highlands in the vicinity of the Brumov-Bylnice town in the site called Hluboče, 3.5 km W from the state border with Slovakia (Fig. E1.1). It is the longest active landslide complex (Table E1.1) that has been observed in the territory of the Czech Republic since the July 1997 event. Fortunately the Hluboče landslide complex did not develop in densely

inhabited area. However, it completely destroyed three buildings, damaged unpaved road, electric power line as well as part of the forest. The local authorities estimated total loss to about 350 000 Euro.

The paper presents results of field mapping, eyewitness reports, aerial photography interpretation and electrical resistivity tomography (ERT) investigations revealing causes and mechanisms of the origin and development of the landslide complex.

E1.2 General geological and morphological setting

The Hluboče landslide complex is situated on the southfacing slope of the Tratihuš' Mt. (707 m a.s.l.) which as gradient between 10 – 20 with the maximum inclination of 30 in the central part of the slope and with local relief up

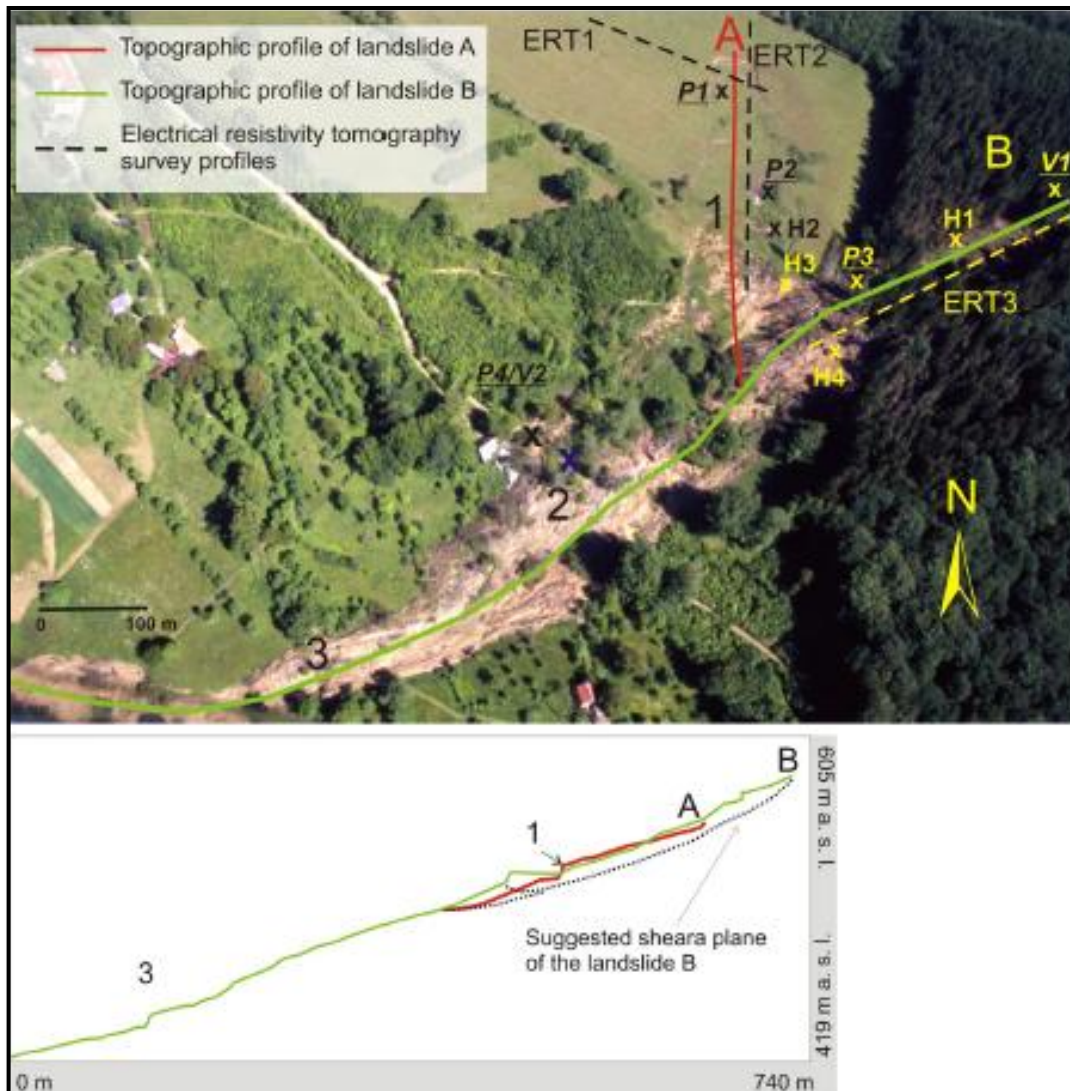


Fig. E1.2 Oblique aerial view of the studied landslide (foto J. Klimeš, 2006) showing topographic as well as ERT profiles, 1 – 5m high scarp, 2 – artesian spring occurred during the landslide movement, 3 – location of the third house destroyed by the earthflow, H1–H4 locations of sediment samples for mineral analyses, P1–P4 are sites of dynamic penetration tests, V1–V2 are boreholes locations and H4 – is location of the sample taken for the radiocarbon AMS dating.

to 300 m. Upper part of the slope has broad concave horizontal curvature with shallow dell-like depression in its Loir part reaching the valley floor.

In general, the Flysch Belt of the Outer Western Carpathians comprises mainly of folded alternating claystone, shale, and sandstone beds of Mesozoic and Tertiary age. The Czech part of the Flysch Belt is an allochthonous nappe system that was thrust over the West European Plate and part of its foredeep from the southeast during Paleogene and Early Neogene orogeny (Pícha et al., 2004). Host bedrock of the studied landslide complex consists of the Svodnice Formation of Magura Unit, with very abundant claystone

and shale rocks which produced rather thick weathering mantle. Structural and tectonic conditions of the study site remain largely unknown due to critical lack of bedrock outcrops both within the landslide complex and its surrounding. The only structural information can be approximated from the geological map at scale 1:50 000 which suggests that the bedding may be almost conform to the ground surface reaching the inclination between 20–50° to the S and SE (Krejčí, 1992).

Despite of the lack of outcropping bedrock with measurable tectonic features, thrust, normal and left-lateral faults should be expected here due to nappe structure and close

position of the collision zone of the Klippen Belt (oblique collision between the Central Carpathians and the European Platform, Pícha et al., 2004). Based on analysis of the SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) digital terrain models (NASA) and geological map (Krejčí, 1992), the expected left-lateral fault systems have mostly NE-SW and N-S strike (Fig. E1.1). The two faults (Krejčí, 1992) of N-S direction are cutting the mountain ridge in the vicinity of the landslide complex (Fig. E1.1c).

Table E1.1 Morphometric characteristics of the Hluboče komplex landslide.

Characteristics	Value
Maximum length	770 m
Maximum width	110 m
Length to width ration	7
Surface	60 000 m ²
Maximum depth	10–20 m
Volume*	40 000–140 000 m ³
Movement velocity**	0.6–0.8 m/h
Maximum altitude at crown	605 m
Minimum altitude at foot	419 m
Difference of altitude	186 m
Average slope gradient	14°

*calculated volume using formulas in Malamud et al. (2004)

** measured on site during the landslide activity

E1.3 Methods

The first observations and video recording of the Hluboče landslide complex provided local inhabitants and forest workers, who tried to protect buildings from moving trees. Interviewing of these people allowed detailed reconstruction of failure mechanism and its antecedent conditions.

Geomorphic field mapping, mineralogical analyses of the sediments and ultra-light airplane observations (Baroň et al., 2007) were used to complete necessary information about the landslide complex. Radiocarbon AMS dating of one sample taken from the older landslide body underlying contemporary Hluboče landslide complex was performed in the Radiocarbon Laboratory of the Institute of

Physics, Silesian University of Technology (Gliwice, Poland, Fig. E1.2).

The kinematics and spatial characteristic of the landslide complex were studied on a set of aerial ortho-photographs from 2003 and summer 2006 in ArcGIS 9.2 software (ESRI). The analysis enabled us to roughly summarize values and vectors of the horizontal displacements of the objects recognized on the both ortho-photographs. Analysing stereo-pairs of historical aerial photographs as well as dendrochronologic analysis allowed detailed reconstruction of activity of the studied landslide complex. Aerial photographs from the years 1950, 1977, 1990, 2003 and 2006 were used for the stereoscopic analysis.

Dendrochronologic research on eccentricity of annual tree-rings as a result of tree tilting was done to proof mass-movement activity between 1937 and 2006. Dendrochronologic drilling cores as well as digital photographs of tree stumps were taken from all parts of the landslide “B” (e.g. toe, flanks, block, crown). The cores were measured by standard dendrochronologic method (optical microscope, “dendrochronological timetable”) while the digital images of tree rings of 7 stumps were analysed by OSM 3 software (SCIEM). These images were taken 2 years after the landslide event. The identified eccentricities were weighted based on the E_i (eccentricity) value where E_i between 0.1 and 0.5 received weight 1 and tree-rings with E_i greater than 0.5 weight 2.

Internal structure of the landslide complex was investigated by electrical resistivity tomography (ERT) survey, core drillings and dynamic penetration testing. Three ERT profiles lead along the longer axis of the both “A” and “B” landslides and perpendicularly to the “A” landslide (Fig. E1.2). The Schlumberger electrode array was chosen for the resistivity measurements and the resulting apparent resistivity pseudosection was transformed into a model representing continuous distribution of calculated electrical resistivity in the subsurface by RES2Dinv software.

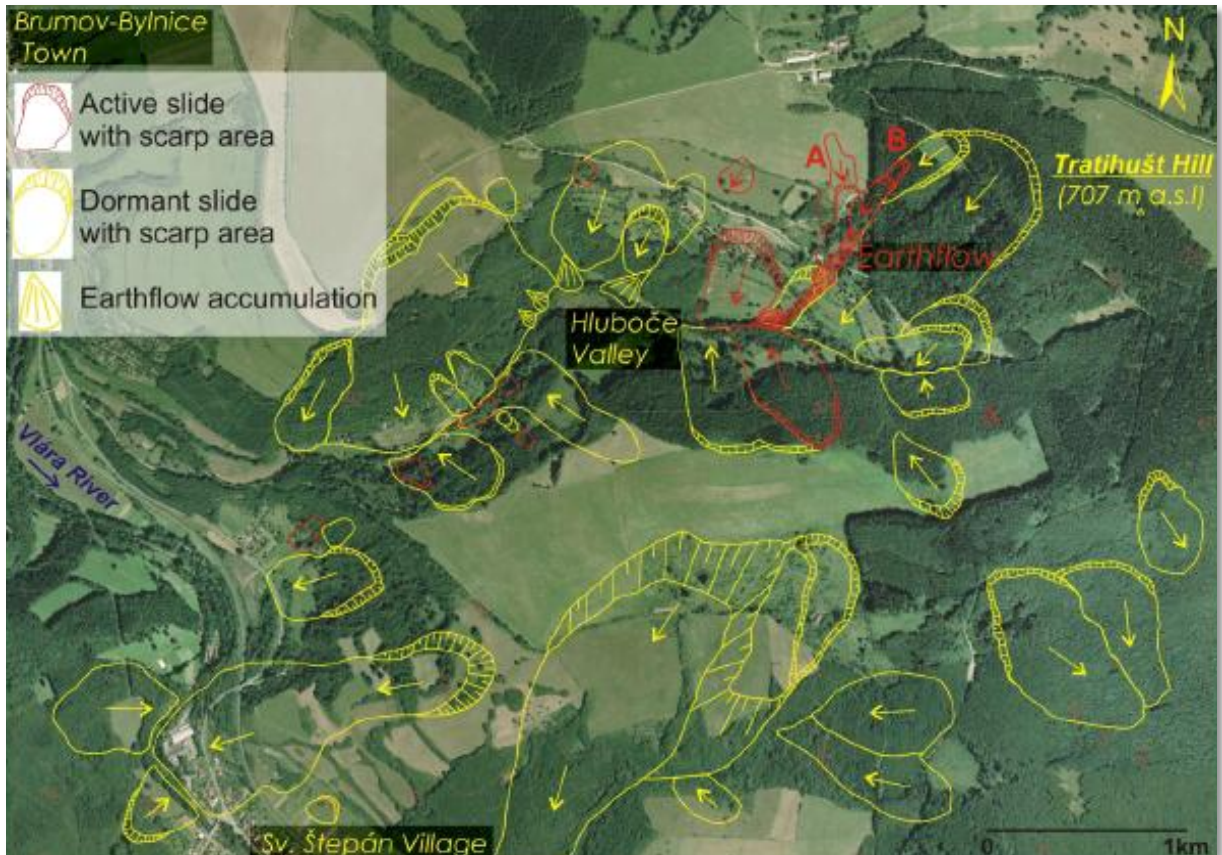


Fig. E1.3 Landslide inventory map of the Hluboče drainage basin, (A) and (B) refers to the parts of described landslide complex.

Two 6m deep boreholes (V1 and V2), surveyed by the NordMayer Machine were situated above the “B” landslide and at a place of one of the destroyed buildings. After rock/soil and water sampling they were filled with soil. Moreover, four dynamic penetration tests DP-1, DP-2, DP-3 and DP-4 were situated along the landslide complex (Fig. E1.2). The BORROS machine (DIN 4094 standard) with cone diameter of 43.7 mm, apex cross sectional area of 500 mm² and top angle of 90° were used. The rammer weight was 50.0 kg and fall height 0.50 m. Number of strokes per 100 mm penetration was recorded. Geotechnical strength tests of rock and soil samples were analysed in the laboratoř of S.G. – GEOTECHNIKA Ostrava, whereas water samples were analysed in the laboratory of the UNIGO Ostrava. Sediment mineralogy of clay size particles was acquired for 4 colluvium samples (Fig. E1.2).

E1.4 Morphology and structure of the Hluboče landslide complex

The active landslide complex is located within a large and much older deep-seated slope failure, which occupies almost entire southern slope of the Tratihušť Mt. (Fig. E1.3). The activated part is 770 m long (ground surface length), maximally 110m wide with relative relief of 186 m. The total landslide area is about 60 000 m² and volume calculated according to Malamud et al. (2004) is estimated between 40 000 m³ and 140 000 m³. The maximum depth of shear plane estimated from the ERT profiles is 20 m. The complex landslide is composed of different slope failure types. In the upper part, two active landslides “A” and “B” developed. The western “A” landslide is rather shallow translational one (up to 10m thick), whilst the eastern “B” is rotational and more than 10m thick. Their toes joined in the middle of the slope. The rotational landslide transformed into an earthflow here (Fig. E1.2). The western

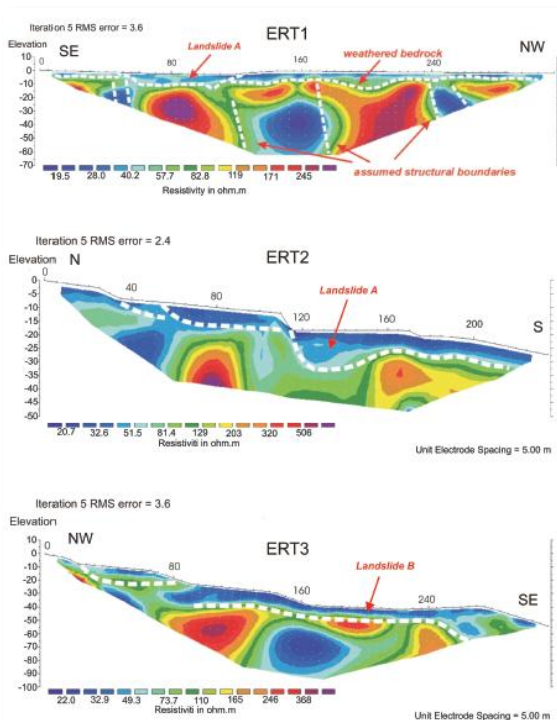


Fig. E1.4 Electrical resistivity tomography (ERT) profiles which location is depicted on Fig. E1.2.

translational “A” landslide is situated on the pasture and it starts with 1.2m high headscarp (at an elevation of 592 m a.s.l.) where only soil and highly weathered colluvium outcrop. Surface of the landslide body has irregular hummocky shape with very sharp, linear side limits. Several other headscarps, benches and counter-slope scarps are located in the middle part of the slope, where culminate by 5m high scarp at the elevation of 567 m a.s.l. (1 on Fig. E1.2) where also spring occurs. Below this scarp, the transport and accumulation part of the landslide “A” joins the accumulation of the landslide “B” (Fig. E1.2). A 27 m high scarp developed here subsequently.

The eastern landslide “B” (Fig. E1.2) reaches horizontal length of 255 m, width of 50 m. It has 9m high recent scarp situated at elevation of 605 m a.s.l. where also only soil and highly weathered colluvium outcrop. However, an ancient head-scarp and several minor scarps were observed above the current landslide limit and morphologically well pronounced ancient accumulation was recognised near the forest limit (letter H4 on Fig. E1.2). These are evidences for previous activity of this part of the landslide complex.

Electrical resistivity tomography (ERT) profile through western “A” landslide depicts 6–13 m thick low-resistivity (20–60 Ω m) water-saturated landslide mass (Fig. E1.4). The resistivity survey verified about 10m thick slightly back-tilted landslide block in the upper part of the eastern landslide “B” (Fig. E1.4).

Near the place, where slip-surfaces of the both landslides outcrop (below their junction), the slope failure starts to have a character of the earthflow accompanied by 3m high lateral levee. Thickness of the earthflow varies from 2.5 m to 3.5 m and its maximum width is 68 m. Toe moved through a shallow, dell-like slope concavity before it reached the valley bottom, where small brook was blocked. Dam was not formed due to the high water content and small thickness of the earthflow material.

Probable tectonic jointing was also observed in the ERT record (Fig. E1.4). Such tectonic jointing has weakened the bedrock strength properties, defined the principal unstable blocks and enabled different bedrock water-saturation and relatively deep weathering as visible in the ERT record. The ground-plan shape of the both recent landslides “A” and “B”, diagonal to the principal slope and orthogonal to each other, as well as a shape of other old landslides in the surroundings also evoke strong tectonic control of the landslide complex evolution.

E1.5 Hydrogeology and physical properties of the landslide complex material

The selected mechanical and strength properties of colluvial sediments and deeply weathered flysch bedrock forming the landslide complex body are in the Table E1.2. Majority of the values are similar, though the value of oedometric deformation module is 10 times higher for the bedrock than for the landslide material near the sliding surface. The bedrock is also less permeable which is largely due to clay formed during weathering of calcstones which are predominant component of the Svodnice Formation. Sandstones are the

Table E1.2 Mechanical properties of landslide complex material and rocks (ρ – unit weight, ϕ_{ef} – effective angle of internal friction, c_{ef} – effective cohesion, E_{def} – oedometric deformation module, μ – Poisson number, k_f – infiltration coefficient)

Geotechnical type	ρ (KN.m ⁻³)	ϕ_{ef} (°)	c_{ef} (kPa)	E_{def} (MPa)	μ	k_f (m.s ⁻¹)
colluvial material within the landslide body	19.5	25	10	10	0.35	10 ⁻⁶
material near sliding surface	19.5	20*	5*	4	0.35	10 ⁻⁶
weathered flysh bedrock – claystones with sand stones	20.0	25	15	40	0.30	10 ⁻⁷

* residual values

strongest, least weathered element of the bedrock (measured strength in the simple compression is 137MPa), but at the same time they are highly fractured enabling water percolation and accumulation. The landslide material near one of shear surfaces (dynamic penetration test site DP-3, Fig. E1.2) was characterized by residual values of angle of internal friction and cohesion and also lowest value of the oedometric deformation module showing the effects of shearing on the weathered colluvium.

Colluvial material covering the landslide complex is 2 to 5m thick and is formed by poorly graded gravelly clay or clayey gravel colluvium with stiff matrix. The gravel fraction is made by angular, weathered sandstone rocks in average 0.1m in diameter. Its basic mechanical properties are in Table E1.2. The colluvium is characterized by low to medium plasticity ($I_p=23\%$, $wL=48\%$) and very low activity of clay minerals ($A=0.45$). This corresponds with results of the mineralogical analysis which showed that the content of smectite (major swelling and shrinking clay mineral) in four studied samples was negligible and reached maximally 8% (Table E1.3).

Table E1.3 Mineral content (% of volume) of the clay fraction of the weathered bedrock (H1) and colluvium material from headscarps (H2, H3) and landslide accumulation (H4). Ch – chlorite, I – illite, K – kaolinite, I-V – mixed structure illite-vermiculite, Sm – smectite, Q – quartz, Plg – plagioclase, Ca – calcite

Sample	Minerals (%)							
	Ch	I	K	I-V	Sm	Q	Plg	Ca
H1	2	21	1	4	8	45	4	15
H2	7	27	12	3	7	32	5	7
H3	13	22	10	6	6	35	3	5
H4	11	22	8	6	4	34	4	15

Dynamic penetration tests (DP-1, 2 and 3) showed important interface characterized by abrupt change of the values of the specific dynamic resistance in depth between 3.0 to 3.7 m. Above this depth the specific dynamic resistance reaches values mostly around 5MPa or lower, whereas below the values always exceed 15MPa. The DP-4 located close to the destroyed houses and more aside from the main landslide movement shows highly variable values of specific dynamic resistance with no clear interface.

Both colluvial sediments and weathered flysch bedrock have very low permeability – relatively more permeable colluvial sediments are overlying less permeable flysch rocks (mostly formed by claystones) with highly variable fissure permeability. This is typical hydrogeological setting within the flysch region, where the colluvial mantle is being partly saturating during high precipitation events (Michlíček, 1986). Important, long term concentration of underground water flow documents the spring located in the middle of the landslide complex (between sample locations H2 and H3, Fig. E1.2) with verified yield of 1l per minute (August 2006). The spring water is slightly basic (pH=7.7) with high mineral content (hard water).

E1.6 Eyewitness account

According to the local residents and regional forestry workers, the main phase of the sliding took place between the 3 and 4 April 2006. The people woke up shortly after the midnight 2/3 April 2006 due to noise caused by the “B” landslide, which was destroying the forest. Subsequently, toe of the

earthflow buried two houses in the lower part of the slope at 01:00–02:00 p.m. The flow accumulation reached the valley floor on the 4 April 2006, approximately between 04:00–05:00 p.m. The landslide surface velocity measured by forestry workers was 0.6–0.8m per hour on the 4 April 2006. The major landslide activity stopped on the 4 April 2006, but minor displacement continued up to the 19 April 2006.

Some indications of the possible future activity of the landslide complex occurred several months before the catastrophic event. Local farmers observed that water completely disappeared from a spring, situated below the 5m high scarp of the western “A” landslide (*Fig. E1.2*) during the autumn 2005. It could result from first movements on the future shear plane several months prior the main activity phase. On the other hand, several springs occurred in a shallow dell-like depression below the mapped landslides just before the landslide activity. Moreover, more than 2 m high artesian spring emerged at the central part of the earthflow directly above the destroyed house during the 3 and 4 April 2006 (*Fig. E1.2*). Also the antecedent activity of the landslide “A” was directly observed by local farmers, who noticed occasional evolution of tension cracks within the scarp area during past decades as well as during the autumn 2005. All these observations indicated slow changes in ground-surface morphology and hydrogeological regime which suggested the future landslide activity several months before the main landsliding phase (Burkhardt et al., 1972; Crosta et al., 2004).

E1.7 Landslide-complex kinematics

Understanding its kinematics is one of the principal keys to better understand mechanism of the landslide-omplex. As shown on the set of aerial photographs (*Fig. E1.5*), every part of the source area of the earthflow performed different values and vectors of the horizontal displacements.

The translational landslide “A1” had the lowest horizontal displacement between 0.5 to 3.5 m. Mean displacement vector of this area was towards S. Rather rotational part “A2” moved in the same direction, but the displacement value reached up to 36 m. The highest displacement occurred in lower (accumulation) part of the rotational landslide “B2”, where the spruce-forest margin moved about 60m towards SW. Such high values of the displacement resulted probably from subsequent liquefaction and flowing rather than from rotational sliding. The flow originated in this part of the landslide complex moved 350m until it reached the valley bottom.

E1.8 Landslide-complex triggers

The immediate triggering factor of the April 2006 Hluboe landslide complex was water saturation of its material due to mutual effect of snow melt water and high cumulative precipitations at the last days of March and beginning of April 2006 (*Fig. E1.6*; Bíl and Müller, 2008). Abnormally cold winter 2005/2006 was characterised by very thick, long-lasting snow cover, which abruptly melted after sudden warming at the turn of March and April 2006 (*Fig. E1.6*). Maximal daily temperature varied between 14.4–18.6°C through 28 March and 2 April 2006. Additionally, total precipitation amount (75 mm) of March 2006 was 67% higher than the long-term average (45 mm). These climatic conditions produced exceptionally high values of total cumulative precipitation (143 mm at the nearest meteorological station) during the 2006 snow thaw period (Bíl and Müller, 2008) which was responsible for widespread occurrence of landslides. According to local residents, the sliding activity itself started 5 to 6h after the main precipitation event.

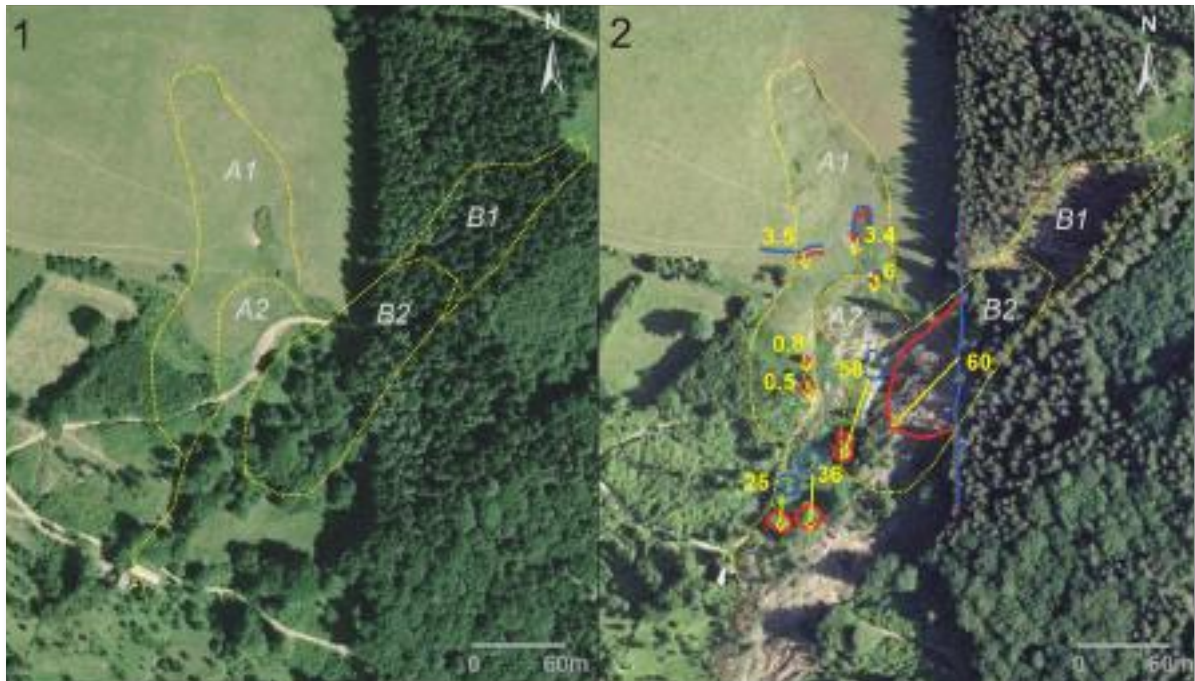


Fig. E1.5 Orthophoto from 2004 (1) shows contours of individual landslide bodies (dashed line) named A1, A2, B1 and B2; orthophoto from 2006 (2) shows original (blue) and displaced (red) positions of selected objects for which the displacement vectors (yellow arrows) and horizontal displacement in meters (yellow numbers) were identified.

E1.9 Previous landslide activity

Age of the entire deep-seated slope failure was not radiometrically established so far. However, several ancient earthflow lobes (situated downstream from the studied landslide complex, *Fig. E1.3*) document activity of similar slope failures, which were also fed by material from deep-seated slope failures in the past. Previous major landslide activity in the site of Hluboče landslide complex is evidenced by soil buried by older landslide accumulation, nowadays exposed in one of the headscarps of landslide “B” (letter H4 on *Fig. E1.2*). Buried soil reveals AMS age 1435 ± 30 14C BP (calibrated age with probability 95.4% is 571 AD–656 AD) and gives maximum age of mass movement preceding recent landslide activity.

More detailed description of the landslide activity and land-use changes since 1950s is possible by analysing stereopairs of historical aerial photographs. Stereo-pairs from August 1950 clearly show the existence of a dormant slope failure in the place of the present landslide “A”. An approximately 4m deep and 30m wide dell-like depression existed in the zone of the initial part of the earthflow. Photographs from

September 1977 indicate activity within the landslide area “A”. Moreover, an approximately 1m high headscarp, a hummocky relief and bare surfaces are evident on the future landslide tension zone in the middle part of the slope. Sliding activity was not apparent in the landslide “B” due to dense forest. Based on the stereo-pairs from July 1990, both landslides (“A” and “B”) seem to be inactive, but western landslide “A”, Situated on the meadow, can be morphologically recognized. Also the aerial photography from 2003 clearly depicts outline of the contemporary uppermost 1.2m high headscarp of the western landslide „A“ and small swampspring in the place of recent 5m high scarp (*Fig. E1.2*). The landslide “B” had already existed before the 2006 activation as evidenced by the headscarp and identified older accumulation near the forest limit. Moreover, the dendrochronologic analysis proved movement activity of the landslide “B” between years 1937 and 2006. Tilting upward the slope was typical for the trees growing on the main landslide block (B2 on *Fig. E1.5*). Trees growing in the compression part of the landslide “B” above the toe were tilted in

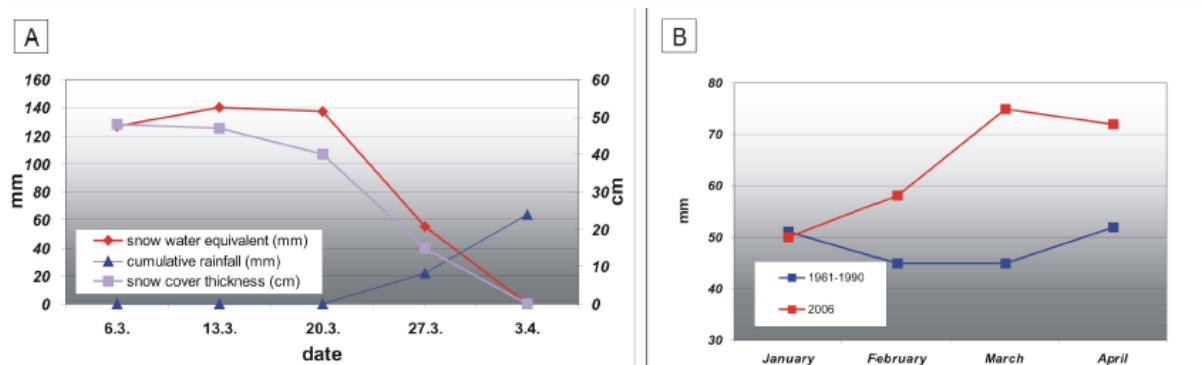


Fig. E1.6 Rapid thawing of the thick snow cover and increasing cumulative rainfall (A) along with above long-term average (1961–1990) monthly precipitations (B) were main triggering factors of the landslide complex (data provided by Czech Hydrometeorological Institute and modified from Bíl and Müller, 2008).

all modes. This behaviour is typical for compression and rather plastic mass deformation (Baroň et al., 2004). The highest tree growth disturbances caused by landslide activity were detected at the end of 1950s (1957–1958), beginning and end of 1960s (1961, 1962, 1967) and at the end of 1990s (1997).

Land use changes detected on the aerial pictures represent mostly reforestation without direct connectio to the landslide complex. The reforestation started in the most cases between 1950 and 1970. Only the narrow forest stripe uphill of the study site was probably clear-cut and eforested during the period 1977–1990. This is the only land-use chase which may possibly affect the landslide complex hydrological conditions.

E1.10 Discussion

The results of the Hluboče landslide complex investigations are useful for susceptibility analyses as well as landslide hazard prediction. Efficiency of their application largely depends on availability of the detailed and relevant landslide and geological information on regional scale. From this point of view, the presence of morphologically well pronounced older landslide bodies has the highest applicability for identification of potentially dangerous landslide locations. It is because the experiences from the flysch region have demonstrated that more than 40% of newly

occurred landslides evolve within the older landslide bodies (Krejčí et al., 2002; Rybář, 1999) which also confirmed the Hluboče landslide complex. This finding was accented during landslide inventory mapping at the scale 1:10 000, where also old, inactive landslides are shown. This mapping covers the majority of the Outer Western Carpathians on the territory of the Czech Republic (Krejčí et al., 2002). Its results show that in average 3% of the mapped flysch region in the Czech Republic is covered by landslides (Klimeš, 2007). Nevertheless, some areas can be covered with landslides from more than 10% and in the case of the Hluboče watershed, the coverage reaches up to 38%!

Information about structural and tectonic conditions as well as about thickness of colluvial mantle could further improve the prediction of spatial landslide hazard, since these conditions proved to be important causative factors for landslide occurrence within the studied flysch rock environment. Unlikely the information about old landslide bodies, the detailed and reliable structural information is available only for some case study sites. More over landslide susceptibility models using information about structural conditions for regional assessment has not been successful due to paucity of bedrock outcrops and high local variability caused by detailed faulting (Klimeš, 2005) of the flysch region. Nevertheless, the structural information contained in the 1:50 000 geological maps can be, with some caution, used as a proxy of local

structural settings and if favorable conditions for landsliding (e.g. presence of faults, conform bedding plane dip with slope), coincide with presence of old landslide bodies, more attention should be paid to such areas.

The research also proved that long recognized indicators of future landslide activity (e.g. creep movement, mening cracks on the surface and abrupt hydrological changes) as well as evidences of major past activations (e.g. buried soil horizons within the landslide body) should be considered seriously for prediction of future landslide hazard in the flysch regions. Nevertheless, these indicators should be always judged carefully in a broader context of the selected study site considering that additional triggering factor (e.g. precipitations) of certain magnitude is needed to trigger the landslide.

The chronic nature of the Hluboče landslide complex activity with repeating phases of major activations during long time range was proved by buried soil horizon. The soil was buried by old deep-seated landslide preceding the recent landslide activity. Minimum age of the soil horizon indicating the major landslide activity acquired by AMS ^{14}C dating is between 571 AD–656 AD. It corresponds to the extremely humid phase of the Subatlantic chronozone with numerus dated landslides identified both in the Czech and Polish parts of the Western Carpathians (Margielewski, 2006; Pánek et al., 2009). The time range 500–800 AD, during which the landslide activity occurred, is also characterized by several palaeofloods documented in floodplains facies of rivers in the Polish part of flysch Carpathians (Starkel et al., 1996).

Detailed investigations of the physical properties of the landslide complex material revealed important and sufficiently detailed information about the studied site. The use of this information for assessment of landslide susceptibility on similar setting or on regional scale is questionable for variety of reasons. The conducted research, as well as the most other similar studies, does not describe the same soil and rock properties outside the

landslide area, thus the acquired physical properties can not be used to distinguish possibly unstable slopes from those with more stable conditions. Moreover our experience suggests that even if such data would be available, they may fail contribute to better identification of more susceptible sites due to highly overlapping physical properties or rocks outside and inside the landslide areas. The conducted dynamic penetration (DP) tests are probably detecting active shearing surface in the depth between 3.0 and 3.7m with reworked landslide material above it. We think it is one of the more shallow shearing surfaces, which have not been detected by the ERT measurements due to coarser spatial resolution of the measurements than in case of penetration tests (vertical resolution of 0.1 m). The DP-4 site describes the less disturbed material close to west landslide complex limit whereas the other DP test sites detect highly reworked landslide material in the centre of the landslide. These differences can be also contributed to different horizontal displacement rates (*Fig. E1.5*) and the fact, that the previous landslide activity probably did not extensively affect the DP-4 site where less disturbed colluvium and bedrock are preserved.

The low permeability of colluvium and flysch bedrock suggests the importance of preferential water flow paths for water infiltration (Šanda, 1998). These flow paths evolve due to heterogeneity in colluvial material as well as highly variable, locally intense fracturing of the bedrock enabling water infiltration and its accumulation above less permeable layers of clay material. Occurrence of large number of landslides due to superficial water infiltration is well described also in areas with similar low values of infiltration coefficient (e.g. Cardinali et al., 1999; Klimeš, 2008). Initially we also thought that swelling/shrinking activity of particular clay minerals may enhance water infiltration effects on the landslide stability, but the analysed soil samples from the near surface zones contained only negligible portion of these minerals.

The liquefaction effect and development of rather shallow secondary landslides at the frontal parts of deep-seated rotational slope failures in the Flysch Belt of Outer West Carpathians similar to the Hluboče earthflow were noted by Baroň et al. (2004). These shallow landslides are usually much more rapid and destructive than their deep-seated precursors as shows also the Hluboče landslide complex where the horizontal displacement vectors can be used as proxy of the movement velocities (*Fig. E1.5*). The factors causing development of such shallow secondary landslides and earthflows still remain a subject of discussion. Nevertheless, it seems that they mostly originate due to local bulking, uplifting or tension of the material due to activity of the deep-seated slope failures.

The dendrochronologic analyses of the studied site well correlate with reported landslide activations as well as records from comparable slope deformations. The ascertain activity of the landslide “B” in 1967 (*Fig. E1.7*) well correlate with landslide activation in adjacent area recorded by Špůrek (1972). Similarly, 1957–1958, 1962 and 1997 activations very well correlate with results of dendrochronologic analysis of the Pustevny landslide (J. Burda, personal communication, 2008), which is situated about 50 km km NNE from the Hluboče landslide complex.

Moreover, the year 1997 showing important eccentric tree-ring grow, was characterized by exceptional precipitations (July) causing large floods and triggering hundreds of landslides within the Outer Western Carpathians region (Krejčí et al., 2002).

Land use changes do not give reasonable explanation for landslide reactivation at the studied site. The historical aerial photo interpretation showed that reforestation was the main land use change detected throughout the last 50 years. On the other hand, some other field data from the broader area (Baroň et al., 2007) shows that majority of the mostly shallow landslides from the spring 2006 landslide event occurred on grassland or cropland suggesting that the land-use played

important role in their spatial distribution. It may be due to faster melting outside the forest due to direct insolation, different snow cover thickness distribution within the forest and reinforcement effects of the tree roots. This observed spatial distribution of 2006 landslides contrasts with the distribution of landslides caused by heavy precipitation in July 1997 which occurred with equal probability within as well as outside forested areas (Klimeš, 2007).

Finally we tried assess the Hluboče landslide complex hazard, considering probability of occurrence of its triggering event, which was described by total cumulative precipitation (TCP) value of the sudden snow melt and precipitations. We used the probability of getting the equal or higher TCP value from the spring 2006 (143 mm at the nearest meteorological station) calculated by Bíl and Müller (2008) to 10^{-4} (0.12%). It is worth to note that 10% of the landslides from the spring 2006 occurred under or at 100mm of TCP (Bíl and Müller, 2008), thus the given probability should be considered as more conservative one. Its reliability is affected by short period of meteorological records available for its calculation (20 years) and the fact that no effort has been done to include the influence of possible climatic changes on the future TCP values. We determined the landslide hazard as the product of its magnitude and TCP yearly occurrence probability. The landslide magnitude is a measure of the expected damage caused to people or infrastructure in front as well as on top of the landslide. Several landslide characteristics (e.g. velocity, area, volume, kinetic energy and potential energy) can be used to assess the landslide magnitude. Relating these values to the property damage, the magnitude for the Hluboče landslide complex is always 1, since the total property damage occurred under observed landslide characteristics. It gives us the resulting hazard and specific risk to property loss equal to the TCP yearly occurrence probability which is 10^{-4} . This value can be considered as low risk.

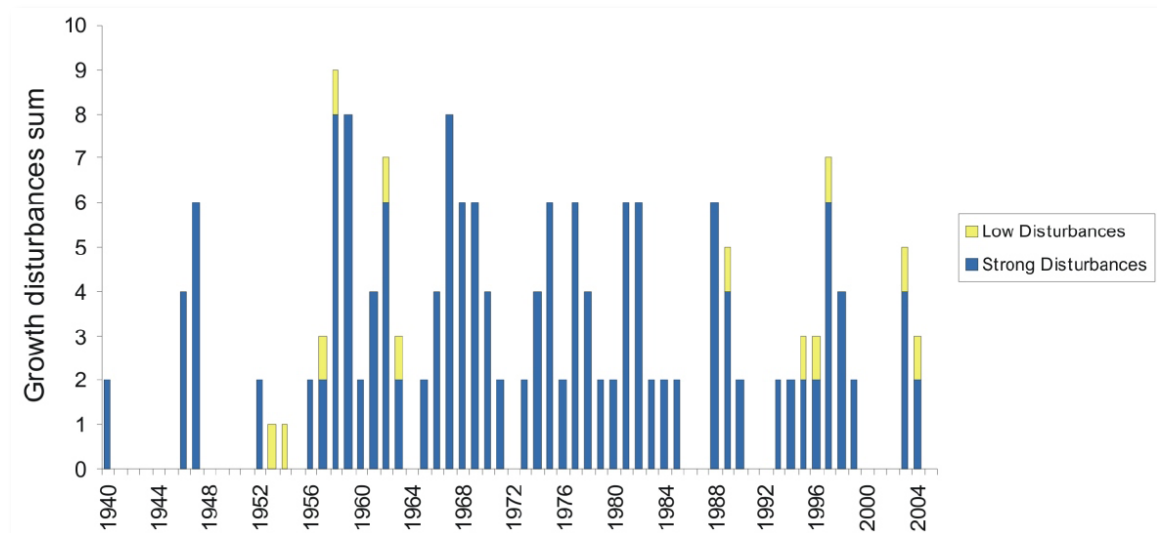


Fig. E1.7 Weighting sums of eccentric tree-rings per year. Low disturbances are defined by value of $E_i=0.1-0.5$, strong disturbances by $E_i > 0.5$.

Nevertheless it may not be acceptable from the point of view of local inhabitants since this low risk event was responsible for the total damage of their properties. On the other hand, the local authorities may perceive it as an acceptable risk level when comparing expenses of on site landslide mitigation measures and relocation of the residents to community houses.

E1.11 Conclusions

The Hluboče landslide case study shows that even in the midmountain conditions of the Flysch Belt of the Outer Western Carpathians, large flow-like landslides can originate under specific geological and morphological settings with considerable destructive capability even though under slower movement rate. The April 2006 Hluboče landslide complex was triggered by the rapid snowmelt and intensive rainfall mobilizing gravitationally and tectonically disrupted and deeply weathered flysch bedrock and colluvium. The catastrophic activity occurred after several decades of slope movement rates ranging from creep to sliding and/or flowing. Evidences of the landslide activity were found on aerial pictures (only for areas outside the forest) and confirmed by interviewing of local inhabitants and interpreting dendrochronological analyses. The research suggests at least ~1.5 ka of landslide activity. The recent acceleration was not

considerably affected by human intervention and resulted from internal dynamic of the studied landslide complex and extreme meteorological conditions.

Despite of evacuation of significant portion of the landslide mass in the form of the earthflow, considerable amount of unstable landslide material still remains thus increasing potential hazard for future development of the area.

This research shows how important are information about presence of antecedent landslide bodies and recognition of their ongoing movement activity for proper landslide hazard assessment. It also illustrates limitations of aerial photo interpretation which is not always capable to correctly detect these forms and indicators of their activity suggesting that field work is under presented natural conditions inevitable for accurate and reliable landslide information collection. The application of lessons learned during the conducted investigation to improve spatial as well as temporal landslide hazard prediction limits small availability of sufficiently detailed and relevant data on regional scale. Therefore it can mainly help to improve landslide hazard assessment for single case studies where such data are more likely to be accessible.

Finally we tried asses the Hluboče landslide complex hazard considering probability of occurrence of its triggering event represented

by the total cumulative precipitation (TCP) value of sudden snow melt and precipitations. We suggest that the probability of getting the equal or higher TCP value from the spring 2006 (143 mm at the nearest meteorological station) should be used. This probability was calculated by Bil and Müller (2008) to 10^{-4} (0.12%). We determined the landslide hazard as the product of its magnitude and yearly occurrence probability of its triggering mechanism. The magnitude of the Hluboče landslide complex is always 1, since it caused total property damage. It gives us the resulting hazard to property loss of 10^{-4} which can be considered as low. The landslide hazard calculated for the Hluboče landslide complex can be applied to other sites only if they hold similar properties including presence of previous landslide bodies still well morphologically pronounced and evidences of continuous creep movements.

Acknowledgements.

The research was supported by these projects:

- Grant project of the Academy of Sciences of the Czech Republic, No. KJB301870501: “Quaternary geochronology of slope deformations of the culmination part of the Western Beskydy Mountains: absolute and relative dating of landforms”
- Project of the Czech Geological Survey 215124-2: “Slope Instabilities Management, their Geological Investigation and Monitoring”, which is a part of the governmental program ISPROFIN (Ministry of the Environment of the Czech Republic) No. 215120 “Support of Prevention in the Areas Endangered by Unfavourable Climatic Events”
- Czech Science Foundation (GAČR) No. 205/05/2770, Endogenous factors of the slope failures – origin and evolution.

The authors would like also thank to A. Havlín, V. Baldík and O. Krejčí for their assistance during field research.

PŘÍLOHA 2:

„Náhled do světa sesuvů“

fotografická dokumentace

Příloha 2.1: Geologie

Nahoře

Kaolinizované a mylonitizované krystlinikum exhumované těžbou a svahovými pohyby při úpatí Jánského vrchu (foto: J. Burda; 6. 3. 2012).

Uprostřed

Charakteristický kostkový rozpad jílovců regelační zóny, hnědo-oranžové zabarvení je způsobené oxidačními účinky vody. Odlučná oblast lokálního sesuvu v prostoru pilíře Jezeří pod kamennými žebry - viz. *obr. D1.1* (foto: J. Burda; 19. 1. 2011).

Dole

Sedimenty Mostecké pánve strmě vyvlečené přes úpatí Krušných hor zachycené první rozrážkou štoly Jezeří. Sedimenty jsou lokálně uloženy i pod úhlem větším než 45°, což zde dokládá rozštěpená uhlená sloj v písčitém vývoji miocénu (foto: J. Burda; 8. 2. 2012).



Příloha 2.2: Geologický profil

Profil

Starý geologický profil centrální části Mostecké pánve zachycující polohy meziložních písků a polohy artézských „kuřavkových“ horizontů (*Schwimmsand*) – polohy písků s vysokým obsahem vody (až 45%). Ty se při závelech porubů odvodňují a způsobují poklesy celého nadloží a vznik pinek (*Pinge*), jako tomu bylo např. při průvalu v Mostě v roce 1895, kdy bylo zničeno více než 20 domů (Bárta et al. 1973). Ve vlastním profilu je zachycena deformace v prostoru tarého nádraží k níž došlo právě při zmiňované události (zdroj: vlastní archiv).

Příloha 2.3: Geomorfologie

Nahoře

Kamenné moře poblíž vrcholu Jezerky (foto: J. Burda, 21.4. 2006).

Uprostřed

Alochtonní kamenné moře, pozůstatek periglaciálního klimatu. „Plovoucí“ bloky červené ruly rozvečtené soliflukcí na mírném úpatí Jezerky (foto: J. Burda, 21.4. 2006).

Dole

Příklad menší skalní věže, kterých zde v periglaciálním klimatu vznikla celá řada (foto: J. Burda, 21.4. 2006).



Příloha 2.4: Řízení

Nahoře

Svahová deformace typu řízení s morfolo­gicky výrazným akumulacním kuželem v místě zmírnění sklonu svahu. Údolí řeky Urubamby, Peru (foto: J. Burda, 17. 9. 2011).

Dole

Osypové kužely vzniklé řízením strmých čedičových svahů podél predisponovaných ploch. Údolí řeky Jökulsá – n. p. Jökulsárgljúfur, Island (foto: J. Burda, 21. 6. 2010).



Příloha 2.5: Fossilní subakvatické skluzy

Nahoře

Gravitační skluzové deformace písčito-jílovitého nadloží uhelné sloje; lom Alois Jirásek, Ledvice (zdroj: vlastní archiv; původní foto a text: M. Prokš).

Uprostřed

Subakvatická skluzová deformace písčito-jílovitého nadloží uhelné sloje; lom Alois Jirásek, Ledvice (zdroj: vlastní archiv; původní foto a text: M. Prokš).

Dole

Chaotická deformace písčito-jílovitého souvrství a uhelné sloje vzniklá v hydroplastickém stavu při subakvatickém skluzu; lom Alois Jirásek, Ledvice (zdroj: vlastní archiv; původní foto a text: M. Prokš).



Příloha 2.6: Sesuvné jevy ve studované lokalitě a jejím okolí

Nahoře

Zatržený pokleslý blok v rozsáhlé odlučné oblasti hluboce založeného sesuvu z ledna roku 2012, který vznikl v prvním a druhém skrývkovém řezu pilíře Jezeří (foto: J. Burda, 2. 2. 2012).

Uprostřed

Malý, středně hluboce založený sesuv, který vznikl na přelomu let 2011 a 2012 v pilíři Jezeří pod kamennými žebry. Panoramatická fotografie zachycuje jak odlučnou oblast, tak akumulaci sesuvu, která poškodila potrubní svod napojený na drenážní kamenná žebra (foto: J. Burda, 2. 2. 2012).

Dole

Uprostřed snímku je zřetelný hluboce založený sesuv proudového tvaru vzniklý v září roku 2010 ve východním svahu lomu. Dále je rovněž patrná 10 – 20 m vysoká odlučná stěna hluboce založeného sesuvu, jehož smyková plocha prochází třiceti metrovým násypem Albrechtické výsypky (na snímku zalesněná elevace) a vybíhá v regelační zóně pánevního souvrství. Celková hloubka tohoto aktivního sesuvu činí minimálně 40 m a pohyb vykazuje cyklický charakter (Burda et al. 2012a). Zájmová oblast – pilíř Jezeří se nachází v levé části snímku a fotografie názorně ilustruje sklon antropogenního svahu (foto: J. Burda, 10. 10. 2010).



Příloha 2.7: Sesuvné jevy ve studované lokalitě a jejím okolí

Nahoře

Vyvlečené boční valy - výrazný tvar transportní oblasti zemních proudů (foto: J. Burda, 21.4. 2010).

Uprostřed

Výchoz tenké smykové plochy při patě skrývkového řezu v nadložních jílovcích (foto: J. Burda, 22.6. 2012).

Dole

Zcela vyklizená odlučná oblast zemního proudu „A“. Původně dokonale vyhlazené smykové plochy, které se vyvinuly v nadložních jílovcích, byly vlivem klimatogenních činitelů setřeny do stávající podoby (foto: J. Burda, 21.4. 2010).



*Příloha 2.8: Situace sesuvných jevů při úpatí Krušných hor v roce
1996*

Mapa

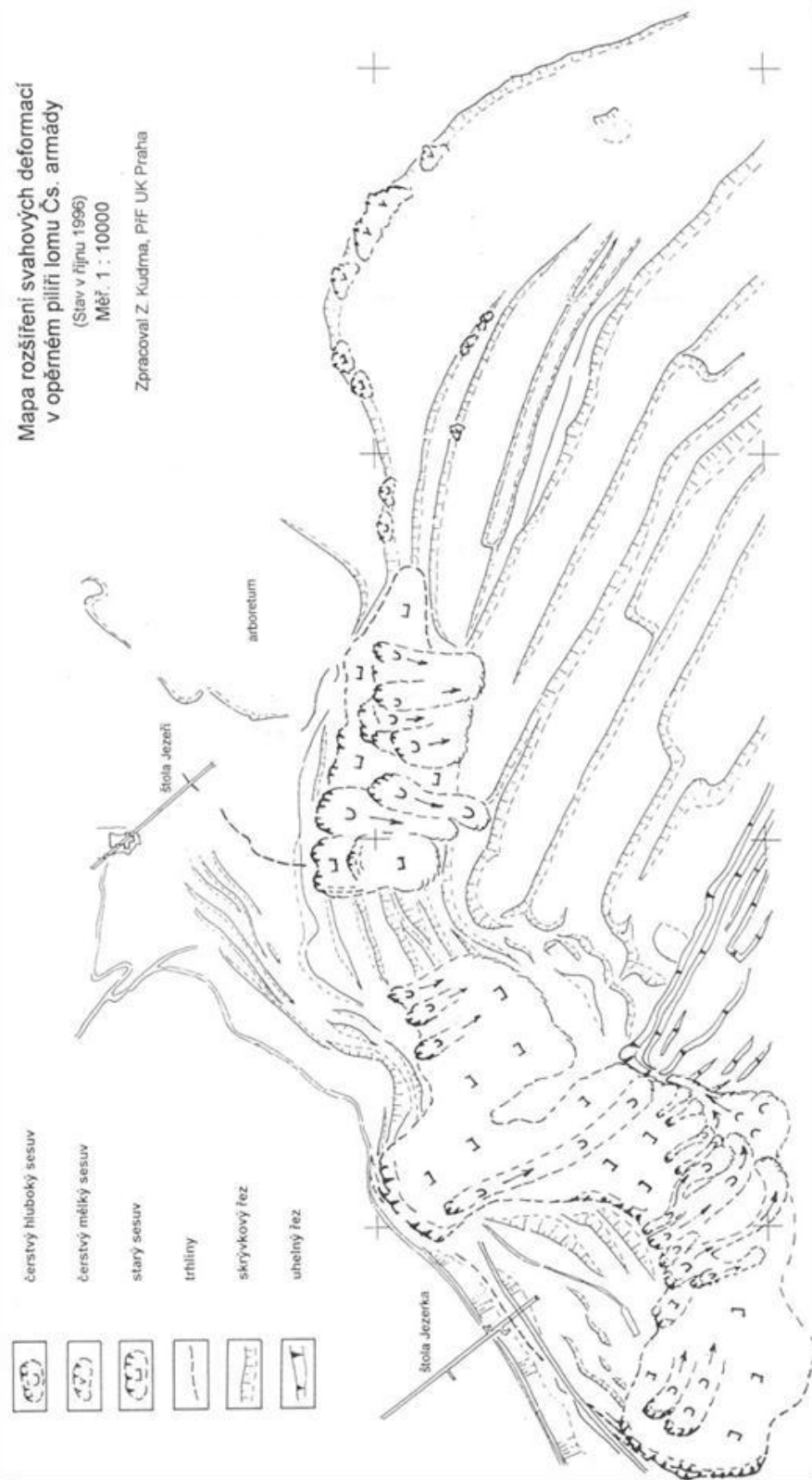
Pohleda na odlučnou stěnu lednového sesuvu vysokou místy až 13 m. Z fotografií je dobře patrná poloha sesuvu na okraji mostecké pánve, mezi zámekem Jezeří a Jánským vrchem (převzato: Rybář 1996).

Mapa rozšíření svahových deformací
v opěrném pilíři lomu Cs. armády

(Stav v říjnu 1996)

Měřt. 1 : 10000

Zpracoval Z. Kudrna, PřF UK Praha



SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY

A

ABSOLON, A. (1987): Výsledky geologického mapování Salesisovy vyšiny na úpatí Krušných hor. *Geol. Průzk.*, 29, č. 2, s. 36-38.

ALESTALO, J. (1971): Dendrochronological interpretation of geomorphic processes. *Fennia* 105, 140 s.

ARBELLAY, E., STOFFEL, M., BOLLSCHWEILER, M. (2010): Dendrogeomorphic reconstruction of past debrisflow activity using injured broad-leaved trees. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35, s. 399-406.

B

BALATKA, B., KALVODA, J. (2006): Geomorfologické členění Geomorfologické členění reliéfu Čech. *Kartografie Praha, Praha*, 79 s.

BALLESTEROS, J.A., STOFFEL, M., BOLLSCHWEILER, M., BODOQUE, J.M., DÍEZ-HERRERO, A. (2010): Flash-flood impacts cause changes in wood anatomy of *Alnus glutinosa*, *Fraxinus angustifolia* and *Quercus pyrenaica*. *Tree Physiology*, 30, s. 773–781.

BAROŇ, I. (2004): Structure, dynamics and history of deep-seated slope failures in the rača unit, magura nappes, outer western carpathians (Czech Republic). *Disertační práce, Ústav geologických věd PřF MU, Brno*, 98 s.

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). *Nat. Haz. Earth Sys. Sci.*, 4, s. 549–562.

BAROŇ, I., KREJČÍ, O., PRCHAL, J. (2007): Fotoletecká dokumentace kalamitní aktivity mělkých svahových deformací na jaře 2006 na Zlínsku. in: *Svahové deformace a pseudokras, Vsetín, na CD*.

BÁRTA, Z., BRUS, Z., HURNÍK, S., TOBĚRNÁ, V., TYRNER, P. (1973): *Příroda Mostecká. Severočeskí nakladatelství, Ústí n. Labem*, 208 s.

BAŽANT, V. (2010): Růstové vlastnosti dřevin na výsypkových stanovištích Mostecké pánve (Severočeské hnědouhelné pánve). *Disertační práce, Fakulta lesnická a dřevařská ČZU, Praha*, 118 s.

BEJŠOVEC, Z. (1992): Petrografické a geotechnické zhodnocení krystalinika ostrohu Jezeří. *Zpravodaj SHD*, č. 1, s. 54-63.

BÍL, M., MÜLLER, I. (2008): The origin of shallow landslides in Moravia (Czech Republic) in the spring 2006. *Geomorphology*, 99, s. 246–253.

BJERRUM, L. (1973): Problems of soil mechanics and construction on soft and structurally unstable soils (collapsible, expansive and others). *Proc. 8th Int. Conf. on Soil Mechanics and Foundation Engineering. Vol. 3, Moscow*, s. 111-159.

BLÁHA, J., BLÍN, J., STANISLAV, P. (2006): Nový systém sledování bočních svahů lomu ČSA. *Zpravodaj Hnědé uhlí*, č. 1, s. 20-27.

BODLÁK, P., DOMEČKA, K. (1986): Petrologická charakteristika geotechnické kvality hornin krušnohorského krystalinika v předpolí velkolomu Čs. Armády. *Geol. Průzk.*, č. 3, s. 76-79.

- BODOQUE, J.M., DÍEZ-HERRERO, A., MARTÍN-DOQUE, J.F., RUBIELAS, J.M. (2005): Sheet erosion rates determined by using dendrogeomorphological analysis of exposed tree roots: Two examples from Central Spain. *Catena*, 64, s. 81-102.
- BOLLSCHWEILER, M., STOFFEL, M., EHMISCH, M., MONBARON, M. (2007): Reconstructing spatio-temporal patterns of debris-flow activity using dendrogeomorphological methods. *Geomorphology*, 87, s. 337-351.
- BOLLSCHWEILER, M., STOFFEL, M., VÁZQUEZ-SELEM, L., PALACIOS, D. (2010): Tree-ring reconstruction of past lahar activity at Popocatepetl volcano, México. *The Holocene*, 20, s. 265-274.
- BOLLSCHWEILER, M., STOFFEL, M., SCHLÄPPY, R. (2011): Debris-flood reconstruction in a pre-alpine catchment in Switzerland based on tree-ring records of coniferous and broadleaved trees. *Geografiska Annaler Series*, 93, s. 1-15.
- BRAM, R. R., WEISS, E. J. J., BURROUGH, P. A. (1987a): Spatial and temporal analysis of mass movement using dendrogeomorphological. *Catena*, 14, s. 573-584.
- BRAM, R.R., WEISS, E.J.J., BURROUGH, P.A. (1987b): Dendrogeomorphological analysis of mass movement a technical mote of the research method. *Catena*, 14, s. 585-589.
- BROWN, N., KALOUSTIAN, S., ROECKLE, M. (2007): Monitoring of Open Pit Mines using Combined GNSS Satellite Receivers and Robotic Total Stations [online]. Uživatelská příručka, Leica-Microsystems, c2010, [cit. 2010-1-27], <http://www.leica-geosystems.com/en/>.
- BURDA, J. (2008): Hodnocení dynamiky recentních svahových pohybů v lokalitě Jezeří - po provedeném dendrogeomorfologickém výzkum. Diplomová práce, Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF UK, Praha, 107 s.
- BURDA, J. (2010): Dendrogeomorfologická analýza dynamiky svahových pohybů v lokalitě Jezeří. *Geografie*, 115, č. 4, s. 440-460.
- BURDA, J., VILIMEK, V. (2010): Vliv klimatických faktorů a kolísání hladiny podzemní vody na stabilitu antropogenních svahů Krušných hor. *Geografie*, 115, č. 4, s. 377-392.
- BURDA, J., ŽÍŽKA, L., DOHNAL, J. (2011): Investigation of recent mass movement activity in anthropogenic slopes of Krušné hory Mts. (Czech Republic). *Nat. Haz. Earth Sys. Sci.*, 9, s. 119-128.
- BURDA, J., DOHNAL, J. (2011): První etapa geofyzikálního průzkumu v prostoru plánované sanace severozápadních svahů lomu ČSA. *Zpravodaj hnědé uhlí*, č. 4, s. 3-8.
- BURDA, J., PICHLER, E. (2012): Průběžné sledování a vyhodnocování monitoringu bočních svahů lomu ČSA a technický dozor lomu ČSA – 7. etapa prací. *Závěrečná zpráva, Výzkumný ústav pro hnědé uhlí a.s., Most*, 43 s.
- BURKHARDT, E., LIŠKUTÍNOVÁ, D., PLÍČKA, M. (1972): Význačný sesuv u Oznice v Hostýnských vrších. *Sborník Československé společnosti zeměpisné*, 3, s. 219-225.
- BŮŽKOVÁ, H. (1994a): Inženýrsko-geologický a hydrogeologický průzkum předpolí uhelného velkolomu při patě Krušných hor. *Sbor. Geol. Věd, Ř. HIG*, 20, Praha, s. 5-8.
- BŮŽKOVÁ, H. (1994b): Využití matematického prostorového modelování geologických poměrů pro uhelný velkolom. *Sbor. Geol. Věd, Ř. HIG*, 20, Praha, s. 9-22.

C

- CARDINALI, M., ARDIZZONE, F., GALLI, M., GUZZETTI, F., REICHENBACH, P. (1999): Landslides triggered by rapid snow melting: the December 1996 – January 1997 event in central Italy, in: *Mediterranean Storms. Proceedings of the EGS Conference in Maratea Italy, October 1999*, s. 439-448.
- CASTELLER, A., STÖCKLI, V., VILLALBA, R., MAYER, A. C. (2007): An Evaluation of Dendroecological Indicators of Snow Avalanches in the Swiss Alps. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 39, s. 218-228.

- CASTELLER, A., VILLALBA, R., ARANEO, D., STÖCKLI, V. (2011): Reconstructing temporal patterns of snow avalanches at Lago del Desierto, southern Patagonian Andes. *Cold Regions Science and Technology*, 67, s. 68-78.
- COOK, E. R. (1985): A time series analysis approach to tree-ring standardization. University of Arizona. Tucson, 183 s.
- COOK, E., R., KAIRIUKSTIS, L., A. (1993): *Methods of Dendrochronology: Applications in the Environmental Science*. International Institute for Applied System Analysis, Dordrecht, Netherlands, 394 s.
- CORONA, CH., ROVÉRA, G., JÉRÔME, L. S., STOFFEL, M., PARFETTINI, P. (2010): Spatio-temporal reconstruction of snow avalanche activity using tree rings: Pierres Jean Jeanne avalanche talus, Massif de l'Oisans, France. *Catena*, 83, s. 107-118.
- CRANDELL, D. R. (1989): Gigantic Debris Avalanche of Pleistocene Age From Ancestral Mount Shasta Volcano, California, and Debris-Avalanche Hazard Zonation. *USGS Bulletin* 1861, 32 s.
- CROSTA, G. B., CHEN, H., LEE, C. F. (2004): Replay of the 1987 Val Pola Landslide, Italian Alps. *Geomorphology*, 60, s. 127-146.
- ČECH, F. (1977): K problematice rozvoje uhelných velkolomů na úpatí Krušných hor. *Geol. Průzk.*, 12, s. 373-374.
- ČEKAL, R., RYGLEWICZ, M., FRYČ, T., BOŘÍKOVÁ, L., SUCHÁ, M., PŘIBYL, J., KOTEK, R. (2011): Zpráva o povodni v lednu 2011. ČHMÚ, Praha, 73 s.
- ČHMÚ (2005): Dlouhodobé normály klimatických hodnot za období 1961-1990. [cit. 2012-2-3], <http://old.chmi.cz/meteo/ok/okdata12.html>.
- D**
- DAHLIN, T. (2001): The development of DC resistivity imaging techniques. *Computers & Geosciences*, 27, s. 1019-1029.
- DAHLIN, T., ZHOU, B. (2004): A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophysical Prospecting*, 52, s. 379-398.
- DAŇHELKA, J. (2001): Dendrogeomorfologický výzkum sesuvné lokality u Čeraniště. *Geografie*, 106, č. 3, s. 166-177.
- DECAULNE, A., SÆMUNDSSON, Þ. (2008): Dendrogeomorphology as a tool to unravel snow-avalanche activity: Preliminary results from the Fnjóskadalur test site, Northern Iceland. *Norwegian Journal of Geography*, 62, s. 55-65.
- DEMEK, J. (1977): Kvarterní vyvoj svahů a zarovnaných povrchů v ČSR. *Zpr. Geogr. Ust. Čs. Akademie Věd*, č. 15, s. 97-111.
- DIKAU, R. (2004): Mass Movement. In: Goudie, A. (ed.): *Encyclopedia of Geomorphology*. s. 644-652.
- DITTRICH, M. (1991): Inženýrsko-geologické mapování a rozbor stabilitních poměrů výchozové partie severočeské hnědouhelné pánve a přilehlého svahu Krušných hor. *Katedra hydrogeologie a inženýrské geologie PřF UK, Praha*, 49 s.
- DOMÁCÍ, L. (1972): Význam zaoblení klastických zrn pro stanovení báze severočeského terciéru. *VÚÚG*, 47, č. 4, s. 207-214.
- DOMÁCÍ, L. (1977): Litostratigrafie třetihorních sedimentů v hnědouhelné severočeské pánvi. *Acta Univ. Carol. Geol.*, 1, s. 75 - 80.
- DROZD, K., RYBÁŘ, J. (1983): Indukovaná seizmicita při povrchové těžbě hnědého uhlí. *Geol. Průzk.*, č. 2, s. 38-40.
- DYKAST, J. (1965): Příspěvek k poznání mineralogického složení nedložních jílů v severočeské hnědouhelné pánvi. *Mostecko - Litvínovsko, Regionální studie*, č. 3, *Okresní archiv v Mostě a Městské muzeum v Litvínově*, s. 25-42.
- DYKAST, I. (1998): Zvláštnosti stavby zemního tělesa Ervěnického koridoru. in: Valášek, V. et al.: *45 let Výzkumného ústavu pro hnědé uhlí v Mostě, Výzkumný ústav pro hnědé uhlí a.s., Most*, s. 80-84.

E

ELZNIC, A. (1964): Severozápadní omezení Chomutovsko-mostecko-teplické pánve. Věstník ÚÚG, 38, č. 4, s. 245-253.

ELZNIC, A. (1973): Sedimenty neogénu a vývoj uhelné slaje v mostecké části severočeské pánve. Věst. Ústř. Úst. Geol., 24, s. 175–204.

F

FANTUCCI, R. (1999): Dendrogeomorphology in Landslide Analysis. In: Casale, R., Margottini, C. (eds.): Floods and Landslides. Integrated Risk Assessment, Springer, s. 69-82.

FANTUCCI, R., SORRISO-VALVO, M. (1999): Dendrogeomorphological analysis of a slope near Lago, Calabria (Italy). Geomorphology, 30, s. 165-174.

FANTUCCI, R., RYBÁŘ, J., VILÍMEK, V. (2000): Dendrogeomorphological analysis of Čeřeniště landslide (Czech Republic). Convegno Geoben, s. 493-500.

G

GÄRTNER, H., HEINRICH, I. (2009): The Formation of Traumatic Rows of Resin Ducts in *Larix decidua* and *Picea abies* (Pinaceae) as a Result of Wounding Experiments in the Dormant Season. IAWA Journal, 30, s. 199-215.

GONZÁLEZ, I., ECKSTEIN, D. (2003): Climatic signal of earlywood vessels of oak on a maritime site. Tree Physiology, 23, s. 497–504.

H

HAAS, K. (1998): Hlavní činnost Vúhu, a.s. Most – v oboru hydrogeologie minulého období. in: Valášek, V. et al.: 45 let Výzkumného ústavu pro hnědé uhlí v Mostě, Výzkumný ústav pro hnědé uhlí a.s., Most, s. 102-107.

HALÍŘ, J. (1996): Historie a současnost arboreta pod zámkem Jezeří. Zpravodaj hnědé uhlí, č. 2, s. 40-46.

HAMPACHER, M., JIŘÍKOVSKÝ, T., KOSKA, B. (2008): Automatizovaný monitoring bočních svahů velkolomu ČSA. Odborný posudek, ČVUT v Praze, 20 s.

HÄNDL J., KURKA, J. (2010): Unikátní soubor dat z měření průvých tlaků v ochranném horninovém pilíři pod zámkem Jezeří. 30. Mez. Konf. Polní geotechnice metody, AZ Consult, Ústí nad Labem, s. 35-43.

HARTVICH, F., VALENTA, J. (2011): The identification of faults using morphostructural and geophysical methods: a case study from Strašín Cave. Acta geodynamica et geomaterialia, 8(4), s. 164.

HEINRICH, I., GÄRTNER, H., MONBARON, M. (2007): Tension wood formed in *fagus sylvatica* and *alnus glutinosa* after simulated mass movement events. IAWA Journal, 28, s. 39–48.

HEINRICH, I., GÄRTNER, H. (2008): Variations in tension wood of two broad-leaved tree species in response to different mechanical treatments: implications for dendrochronology and mass movement studies. International Journal of Plant Sciences, 169, s. 928-936.

HENDL, J. (2009): Přehled statistických metod zpracování dat. Portál. 696 s.

HERŠTUS, J., MÜHL DORF, J., LÍBAL, J. (1983): Současný stav poznání geomechanických vlastností hornin krystalinika Krušných hor. Stabilita svahů na povrchových hnědouhelných dolech, Souhrn přednášek, Výzkumný ústav pro hnědé uhlí, Most, s. 74-86.

HERŠTUS, J., ROZSYPAL, A. (1983): Výzkumné a praktické cíle kontrolního sledování na Jezerce v dole ČSA. Stabilita svahů na povrchových hnědouhelných dolech, Souhrn přednášek, Výzkumný ústav pro hnědé uhlí, Most, s. 87-100.

HERŠTUS, J. (1984): Metodika souborného vyhodnocení měření původní napjatosti horninového masívu pro řešení stability svahů Krušných hor. Geol. Průzk., č. 6, s. 167-169.

HOBLITT, R. P., MILLER, C. D., SCOTT, W. E. (1987): Volcanic Hazards with Regard to Siting Nuclear-Power Plants in the Pacific Northwest

[online]. U.S. Geological Survey, Open-File Report 87-297, [cit. 2012-1-25], <http://vulcan.wr.usgs.gov/>.

HORÁČEK, M. (1994): Srovnání poznatků o průzkumných důlních dílech mezi Jezerkou a Horním Jiřetínem v Krušných horách. Sbor. Geol. Věd., Ř. HIG, 20, Praha, s. 45-51.

HURNÍK, S., MAREK, D. (1962): Ke stratigrafii severočeského terciéru. Čas. Mineral. Geol., č. 1, s. 35-41.

HURNÍK, S. (1965): Ke kryopedologii Severočeské hnědouhelné pánve. Mostecko - Litvínovsko, Regionální studie, č. 3, Okresní archiv v Mostě a Městské muzeum v Litvínově, s. 25-42.

HURNÍK, S. (1969): Příspěvek ke geologické problematice tzv. Komořanského jezera. Mostecko - Litvínovsko, Regionální studie, č. 6, Dialog, Most, s. 5-14.

HURNÍK, S. (1982a): Krušnohorský zlom a jeho interpretace. Čas. Mineral. Geol. 28, č. 4, Praha, s. 445.

HURNÍK, S. (1982b): Endogenní geologické procesy a rozvoj velkolomů v severočeské hnědouhelné pánvi. Geol. Průzk., č. 5, s. 129-131.

HURNÍK, S., HAVLENA, V. (1984): Podkrušnohorské hnědouhelné pánve a Krušné hory jako součást neotektonické velevrásové stuktury. Čas. Mineral. Geol., 29, č. 1, s. 55-66.

HURNÍK, S. (1986a): K historii krušnohorského zlomu. Sbor. V. Uhel. Geol. Konf. PŘF UK, Praha, s. 71-74.

HURNÍK, S. (1986b): Geologická problematika Velkolomu Českoslovensé armády. Zpravodaj SHR, č. 3, s. 28-49.

HURNÍK, S. (1992): Vývoj stařinové zvodně v mostecké části severočeské pánve. Zpravodaj SHD, č. 1, s. 68-80.

CH

CHÁN, B., MRLINA, J., POLÁK, V. (2003): Rpzšíření a modernizace systému náklonoměrného monitorování rizikových svahů

velkolomu ČSA v Mostě. Zpravodaj Hnědé uhlí, č. 3, s. 28-39.

CHÁN, B., MRLINA, J., SEIDL, M., POLÁK, V., SKALSKÝ, P. (2009): Monitorování náklonů a hladiny podzemní vody v lokalitě Jezeří. Odborný posudek, Geofyzikální ústav, Praha, 26 s.

CHÁN, B., MRLINA, J., SEIDL, M., POLÁK, V., SKALSKÝ, P. (2011): Monitorování náklonů a hladiny podzemní vody v lokalitě Jezeří. Odborný posudek, Geofyzikální ústav, Praha, 24 s.

J

JÁGR, L. (1983): Vodohospodářské řešení zájmové oblasti. Stabilita svahů na povrchových hnědouhelných dolech, Souhrn přednášek, Výzkumný ústav pro hnědé uhlí, Most, s. 41-55.

JANDA, M. (2008): Letokruhová chronologie smrku pro východní Krkonoše. Diplomová práce, Katedra fyzické geografie a geoekologie PŘF UK, Praha, 107 s.

JEZERSKÝ, Z. (1994): Hydrogeochemical investigation in the region of Horní Jiřetín and Jezeří forests in North Bohemia. Sbor. Geol. Věd., Ř. HIG, 20, Praha, s. 53-60.

K

KACHLÍK, V. (2003): Geologický vývoj území České republiky. SÚRAO, Praha, 65 s.

KALVODA, J., VILÍMEK, V. (1989): Geomorfologická interpretace měření pohybů zemského povrchu na zvláštním nivelačním pořadu Mikulovice – Jezeří v Krušných horách. Výzkum. zpr. Úgg čsav, Praha, 174 str.

KALVODA, J., STEMBERK, J., VILÍMEK, V., ZEMAN, A. (1990): Analysis of levelling measurements of the Earth's surface movements on the geodynamic polygon Mikulovice - Jezeří in the Krušné hory Mts. Proc. 6th Int. IAEG Cong., č. 3, Amsterdam, s. 1631-1637.

- KALVODA, J., VILÍMEK, V., ZEMAN, A. (1994): Earth's surface movements in the hazardous area of Jezeří castle – Krušné hory mountains. *Geojournal*, 32, č.3, Praha, s. 247-252.
- KAMES, S., TARDIF, J.C., BERGERON, Y. (2011): Anomalous earlywood vessel lumen area in black ash (*Fraxinus nigra* Marsh.) tree rings as a potential indicator of forest fires. *Dendrochronologia*. č. 2, 29, 109-114.
- KIRCHNER, K. (2001): Klimatologie, in: *Příroda Valašska (okres Vsetín)*. ČSOP ZO 76/06 Orchidea, Vsetín, Czech Republic, s. 61–66.
- KLIMEŠ, J. (2005): Statistical and GIS based spatial analysis of factors contributing to the landslide evolution, Outer Western Carpathians, Czech Republic. in: *Proceedings of the Conference, 15. Tagung für Ingenieurgeologie*, Erlangen, Germany, 6–9 March 2005, s. 61–66.
- KLIMEŠ, J. (2007): Analysis of the preparatory factors of landslides, Vsetínské vrchy Highland, Czech Republic. *Disertační práce*, Karlova Univerzita v Praze, 151 s.
- KLIMEŠ, J. (2008): Deterministický model náchylnosti území ke vzniku svahových deformací ve Vsetínských vrších. *Geografie*, 113, č. 1, s. 48-60.
- KLIMEŠ, J., BAROŇ, I., PÁNEK, T., KOSAČÍK, T., BURDA, J., KRESTA, F., HRADECKÝ, J. (2009): Investigation of recent catastrophic landslides in the flysch belt of Outer Western Carpathians (Czech Republic): progress towards better hazard assessment. *Nat. Haz. Earth Sys. Sci.*, 9, s. 119-128.
- KLIMEŠ, J., BLAHŮT, J. (2011): Příspěvek k české terminologii ve studiu rizik ze svahových deformací. *Geografie*, 116, č. 1, s. 79-90.
- KLOSS, K. (1994): Stabilita svahu uhelného velkolomu stanovená metodou konečných prvků. *Sbor. Geol. Věd*, 20, s. 39-44.
- KOHOUTEK, J. (1983): První výsledky řešení stability svahů „Jezerky“ na modelech z ekvivalentních materiálů. Stabilita svahů na povrchových hnědouhelných dolech, Souhrn přednášek, Výzkumný ústav pro hnědé uhlí, Most, s. 149-155.
- KOPECKÝ, L., KVĚT, R., MAREK, J. (1985): K otázce existence krušnohorského zlomu. *Ústř. Úst. Geol.*, 6, Brno, s. 164-168.
- KOPECKÝ, L. (1986): Ještě ke krušnohorskému zlomu. *Geol. Průzk.*, č. 5, s. 149.
- KOPECKÝ, A. (1989): Neotektonika severočeské hnědouhelné pánve a Krušných hor. *Sbor. Geol. Věd. Geol.*, 44, s. 155-170.
- KÖSE, N., AYDIN, A., AKKEMIK, Ü., YURTSEVEN, H., GÜNER, T. (2010): Using tree-ring signals and numerical model to identify the snow avalanche tracks in Kastamonu, Turkey. *Natural Hazards*, 54, s. 435-449.
- KOŠŤÁK, B., CHÁN, B., RYBÁŘ, J. (2006): Deformation trends in the Jezeří Castle massif, Krušné Hory Mts. *Acta Geodyn. Geomater*, 3, č. 2, s. 39-49.
- KOŠŤÁK, B., MRLINA, J., STEMBERK, J., CHÁN, B. (2011): Tectonic movements monitored in the Bohemian Massif. *Journal of Geodynamics*, 52, s. 34-77.
- KOUTECKÝ, D. (1963): Pravěké osídlení na katastru bývalého města Ervěnice. *Mostecko - Litvínovsko, Regionální studie*, č. 2., Okresní archiv v Mostě a Městské muzeum v Litvínově, s. 3-14.
- KRÁL, V. (1966): Geomorfologické poměry Krušných hor mezi Rolavou a Chomutovkou a problém paroviny. *Přírodovědecká fakulta UK*, Praha, 110 s.
- KRÁL, V. (1968): Geomorfologie vrcholové části krušných hor a problém paroviny. *Rozpravy Československé akademie věd*, 78, č. 9, Praha, s. 42-49.
- KREJČÍ, O., BAROŇ, I., BÍL, M., JUROVÁ, Z., HUBATKA, F., KIRCHNER, K. (2002): Slope movements in the Flysch Carpathians of Eastern Czech Republic triggered by extreme rainfalls in 1997: A case study. *Phys. Chem. Earth*, 27, s. 1567–1576.
- KREJČÍ, O. (1992): Geologická mapa ČR 1:50000, list 25–43 Púchov. ČGÚ Praha, mapa.

L

LANG, A., MOYA, J., COROMINAS, J., SCHROTT L., DIKAU, L. (1999): Classic and new dating methods for assessing the temporal occurrence of mass movements. *Geomorphology*, 30, s. 33-52.

LAUBE, G. (1876): *Geologie des Bohmischen Erzgebirges. Teil I.*, Prag, s. 208.

LAUBE, G. (1887): *Geologie des Bohmischen Erzgebirges. Teil II.*, Prag, s. 259.

LIPSKÝ, Z. (2006): Proměna Kopistské výsypky na regionální biocentrum. *Životné prostredie* 40, s. 200-205.

LOKE, M.H., BARKER, R.D. (1995): Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections. *Geophysics*, 60, s. 1682-1690.

LOKE, M.H. (1995): Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections. *Geophysics*, 60, s. 1682-1690.

LOKE, M. H., BARKER, R.D. (1996): Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, 44(1), s. 131-152.

LOKE, M.H., WILKINSON, P.B., CHAMBERS, J.E. (2010): Fast computation of optimized electrode arrays for 2D resistivity surveys. *Computers & Geosciences*, 36(11), s. 1414-1426.

M

MACŮREK, V. (2005): Zhodnocení možnosti dosahu rozvolněných kvartérních hornin nad vodárenskou cestou. Odborný posudek, Výzkumný ústav pro hnědé uhlí a.s., Most, 21 s.

MALÁ, M. (2010): Zánik sídel v důsledku povrchové těžby hnědého uhlí v okresech Most a Chomutov - příklad velkolomu ČSA. Bakalářská práce, Katedra sociální geografie a regionálního rozvoje PřF UK, Praha, 66 s.

MALAMUD, B.D., TURCOTTE, D.L., GUZZETI, F., REICHENBACH, P. (2004): Landslides

inventories and their statistical properties. *Earth Proc. Surf. Land.*, 29, s. 687-711.

MALKOVSKÝ, M. (1977): Důležité zlomy platformního pokryvu severní části Českého masívu. *Ústř. Úst. Geol.*, č. 14, Praha, s. 7-12.

MALKOVSKÝ, M. (1980): Model of the origin of the tertiary basins at the foot of the Krušné hory Mts.: volcano-tectonic subsidence. *Věst. Ústř. Úst. Geol.*, 55, č. 3, s. 141-150.

MALKOVSKÝ, M., ed. (1985): *Geologie Severočeské hnědouhelné pánve a jejího okolí.* Academia, Praha, 424 s.

MANN, J., JANEČKOVÁ, J. (1989): Báňsko-technická problematika a sledování bezpečnosti těžby na úpatí Krušných hor v oblasti VČSA. *Zpravodaj hnědé uhlí*, 12, č. 6, s. 20-23.

MAREK, J. (1977): Inženýrskogeologické problémy vyvolané rozšířením uhelných velkolomů k úpatí Krušných hor. *Geol. Průzk.*, 19, č. 6, Praha, s. 164-166.

MAREK, J. (1979): Šibeniční hůrka u Dřínova před odtěžením. *Uhlí*, 27, č. 11, s. 498-501.

MAREK, J. (1980a): Průzkum kvartéru v oblasti kateřinohorské klenby Krušných hor a v přilehlé části severočeské pánve. *Geol. Průzk.*, 22, č. 3, s. 65-68.

MAREK, J. (1980b): Štolové převedení Šramnického a Černického potoka v Krušných horách. *Geol. Průzk.*, 22, č. 9, s. 269-271.

MAREK, J. (1983a): Problematika Jezeří v Krušných horách po provedeném inženýrskogeologickém průzkumu. *Památ. a Přít.* 8, č. 4, Praha, s. 228-237.

MAREK, J. (1983b): Inženýrsko-geologický průzkum stability zámku Jezeří v předpolí uhelného velkolomu. *Geolog. Průzk.*, 25, s. 234-236.

MAREK, J. (1983c): Vývoj krušnohorských svahů a svahové pohyby. *Sbor. Prací Geograf. Úst. Čs. akad. Věd*, 1, Brno, s. 175-180.

MAREK, J. (1985): Existuje krušnohorský zlom? *Čas. Min. Geol.*, 30, č. 1, s. 39-49.

- MAREK, J. (1994a): Ohrožení horninového prostředí jv. svahů Krušných hor mezi Jezerkou a Jezeřím nestabilitou svahů a jeho důsledky pro rozvoj území. MS Geofond, GF P085581, Praha, 22 str. a 14 příloh.
- MAREK, J. (1994b): Inženýrskogeologické mapování a geologické poměry v okolí úpatí Krušných hor - Čechy. Sbor. Geol. Věd, Ř.HIG, Praha, 20, s. 23-37.
- MAREK, J. (2005): Jezeří znovu v ohrožení? (Část I.). Geotechnika, č. 4, s. 3-10.
- MAREK, J. (2006): Jezeří znovu v ohrožení? (Část II.). Geotechnika, č. 1, s. 3-13.
- MARGIELEWSKI, W. (2006): Records of the Late Glacial-Holocene palaeoenvironmental changes in landslide forms and deposits of the Beskid Makowski and Beskid Wyspowy Mts. Area (Polish Outer Carpathians). *Folia Quaternaria*, 76, s. 1-149.
- McAULIFFE, J. R., SCUDERI, L. A., McFADDEN, L. D. (2006): Tree-ring record of hillslope erosion and valley floor dynamics: Landscape responses to climate variation during the last 400yr in the Colorado Plateau, northeastern Arizona. Elsevier, *Global and Planetary Change*, 50, s. 184-201.
- MEJZLÍK, L., MENCL, V. (1983): Příspěvek k otázce stability svahu Jezeří. Stabilita svahů na povrchových hnědouhelných dolech, Souhrn přednášek, Výzkumný ústav pro hnědé uhlí, Most, s. 101-114.
- MEJZLÍK, L., MENCL, V. (1989a): Stabilita pilíře Jezerka. Stabilita svahů na povrchových hnědouhelných dolech, Souhrn přednášek, Výzkumný ústav pro hnědé uhlí, Most, s. 16-25.
- MEJZLÍK, L., MENCL, V. (1989b): Stabilita pilíře Jezeří. Stabilita svahů na povrchových hnědouhelných dolech, Souhrn přednášek, Výzkumný ústav pro hnědé uhlí, Most, s. 26-32.
- MOYA, J., COROMINAS, J., PÉREZ ARCAS, J., BAEZA C. (2010): Tree-ring based assessment of rockfall frequency on talus slopes at Solà d'Andorra, Eastern Pyrenees. *Geomorphology*, 118, s. 393-408.
- MICHLÍČEK, E. (1986): Hydrogeologické rajóny ČSR, svazek 2 Povodí Moravy a Odry. Geotest Brno, 165 s.
- MILLER, C. D. (1989): Potential Hazards from Future Volcanic Eruptions in California [online]. USGS Bulletin 1847, [cit. 2012-1-25], <http://vulcan.wr.usgs.gov/>.
- MUNTÁN, E., GARCÍA, C., OLLER, P., MARTÍ, G., GARCÍA, A., GUTIÉRREZ, E. (2009): Reconstructing snow avalanches in the Southeastern Pyrennes. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9, s. 1599-1612.
- MYŠKA, K. (1983): Dosavadní vývoj stabilního řešení VČSA. Stabilita svahů na povrchových hnědouhelných dolech, Souhrn přednášek, Výzkumný ústav pro hnědé uhlí, Most, s. 115-128.

N

NASA (2007): <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>, last access: 22 December.

NĚMČOK, A., PAŠEK, J., RYBÁŘ, J. (1972): Classification of landslides and other mass movements. *Rock Mechanics*, 4, s. 71-79.

NĚMČOK A., PAŠEK J., RYBÁŘ J. (1974): Dělení svahových pohybů. Sbor. Geol. Věd, Ř.HIG, 11, s. 77 – 97.

NOVÁK, J., ed. (1993): Komořansko – minulost a současnost. Doly a úpravny Komořany. Lom u Mostu, 189 s.

P

PÁNEK, T., HRADECKÝ, J., MINÁR, J., HUNGR, O., DUŠEK, R. (2009): Late Holocene catastrophic slope collapse affected by deep-seated gravitational deformation in flysch: Ropice Mountain, Czech Republic. *Geomorphology*, 103, s. 414-429.

PÁNEK, T., ŠILHÁN, K., TÁBOŘÍK, P., HRADECKÝ, J., SMOLKOVÁ, V., LENART, J., BRÁZDIL, R., KAŠIČKOVÁ, L., PAZDUR, A. (2011): Catastrophic slope failure and its origins:

- Case of the May 2010 Girová Mountain long-runout rockslide (Czech Republic). *Geomorphology*, 130, s. 352-364.
- PAŠEK, J., RYBÁŘ, J., ŠPŮREK, M. (1964): Zpráva o sesouvání v severočeském hnědouhelném revíru. MS Geofond, GF P015875, Praha, 10 str.
- PERRET, S., STOFFEL, M., KIENHOLZ, H. (2006): Spatial and temporal rockfall activity in a forest stand in the Swiss Prealps – A dendrogeomorphological case study. *Geomorphology*, 74, s. 219-231.
- PÍCHA, F. J., STRÁNÍK, Z., AND KREJČÍ, O. (2004): Geology and Hydrocarbon Resources of the Outer West Carpathians and the Foreland, Czech Republic, in: *The Carpathians: Geology and Hydrocarbon Resources*, AAPG Memoir, s. 49–176.
- PICHLER, E. (1989): Pevnostní a přetvárné charakteristiky nezpevněných a zpevněných jílovitých hornin. Stabilita svahů na povrchových hnědouhelných dolech, Souhrn přednášek, Výzkumný ústav pro hnědé uhlí, Most, s. 101-123.
- PICHLER, E. (1998): Svahové sesuvy na lomech. In: Valášek, V. (ed.): 45 let Výzkumného ústavu pro hnědé uhlí v Mostě. Výzkumný ústav pro hnědé uhlí a.s., Most, s. 54-64.
- PICHLER, E. (2006): Průběžné sledování a vyhodnocování monitoringu bočních svahů lomu ČSA a technický dozor lomu ČSA – 1. etapa prací. Závěrečná zpráva, Výzkumný ústav pro hnědé uhlí a.s., Most, 57 s.
- PICHLER, E. (2008): Průběžné sledování a vyhodnocování monitoringu bočních svahů lomu ČSA a technický dozor lomu ČSA – 3. etapa prací. Závěrečná zpráva, Výzkumný ústav pro hnědé uhlí a.s., Most, 44 s.
- PICHLER, E. (2009): Průběžné sledování a vyhodnocování monitoringu bočních svahů lomu ČSA a technický dozor lomu ČSA – 4. etapa prací. Závěrečná zpráva, Výzkumný ústav pro hnědé uhlí a.s., Most, 43 s.
- PICHLER, E. (2010): Průběžné sledování a vyhodnocování monitoringu bočních svahů lomu ČSA a technický dozor lomu ČSA – 5. etapa prací. Závěrečná zpráva, Výzkumný ústav pro hnědé uhlí a.s., Most, 36 s.
- PICHLER, E. (2011): Průběžné sledování a vyhodnocování monitoringu bočních svahů lomu ČSA a technický dozor lomu ČSA – 6. etapa prací. Závěrečná zpráva, Výzkumný ústav pro hnědé uhlí a.s., Most, 45 s.
- PLETICHOVÁ, M. (2006): Hydrogeologická problematika v prostoru ochranného pilíře SKPJ. *Zpravodaj Hnědé uhlí*, č. 3, s. 12-16.
- POŠTOLKA, V. (1972): Geomorfologické poměry jižního svahu Krušných hor mezi údolím Chomutovky a Kundratuického potoka. Fatedra Katedra kartografie a fyzické geografie PřF UK, Praha, 88 s.
- PROCHÁZKOVÁ, D., TOBYÁŠ, V., KNAISLOVÁ, D. (1984): Zemetřesen v oblasti povrchových dolů na Mostecku. *Geol. Průzk.*, č. 10, s. 276-279.
- ## Q
- QUITT, E. (1971): Klimatické oblasti Československa. *Studia Geographica* 16, GÚ ČSAV, Academia, Brno, 73 s.
- ## R
- ROWLANDS, K. A., JONES, L. D., WHITWORTH, M. (2003): Landslide Laser Scanning: a new look at an old problem Quarterly. *Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 36 s. 155-157.
- ROZSYPAL, A. (2001): Kontrolní sledování a rizika v geotechnice. *JAGA*, Bratislava, 220 s.
- RYBÁŘ, J., KOŠTÁK, B., KALVODA, J., ŠPŮREK, M., DUDEK, J., (1975): Závěrná zpráva o výzkumu zákonitostí vzniku a vývoje svahových pohybů v letech 1971 – 1975. MS Geofond, GFP024994, Praha, 116 s.
- RYBÁŘ, J., DUDEK, J. (1976): Vliv strukturálně geologických poměrů na stabilitu svahů povrchových dolů u Kyjic. *Sbor. Geol. Věd, HIG*, 13, s. 29-49.

- RYBÁŘ, J. (1978): Influence of discontinuities on the stability of slopes in the Miocene. Proc. 3th Int. IAEG Cong., s. 82-87.
- RYBÁŘ, J., KUDRNA, Z. (1979): Inženýrskogeologický výzkum stabilitních poměrů předpolí velkodolu ČSA. Dílčí zpráva za r. 1979, MS Geofond, GF P029974, Praha, 15 str. a 7 příloh.
- RYBÁŘ, J. (1981a): Inženýrskogeologické hodnocení stabilitách poměrů předpolí povrchových velkolomů při úpatí Krušných hor. Stabilitní řešení svahů a jejich zabezpečení, Sborník přednášek semináře, Most, s. 76-93.
- RYBÁŘ, J. (1981b): Aplikace nejnovějších poznatků o inženýrskogeologickém hodnocení krušnohorských svahů a jejich úpatí v prostoru Jezerka – Jezeří. Odborná zpráva, Praha, 16 s.
- RYBÁŘ, J., ZIKA, P., AVRAMOVA-TAČEVA, E. (1986): Využití empirických přístupů při hodnocení stability vysokých zlomových svahů v krystaliniku. Geol. Průzk., č. 8-9, s. 252-255.
- RYBÁŘ, J. (1987): Inženýrskogeologická rajonizace výchozové partie Severočeské hnědouhelné pánve při úpatí Krušných hor. Acta Montana, 77, s. 3-64.
- RYBÁŘ, J., ZMÍTKO, J. (1987): Báňsko-geologické podmínky rozvoje povrchového dobývání na úpatí Krušných hor a v nejhlubší centrální čánsti pánve. Hnědé uhlí, 10, č. 1, s. 7-30.
- RYBÁŘ, J. (1996): Hodnocení výsledků kontrolního sledování bočních svahů lomu Čs. armády v období 1983-1996. Závěrečná zpráva o řešení grantového projektu GA ČR: 205/94/1769, ÚSMH AV ČR, Praha, 10 s.
- RYBÁŘ, J. (1997): Interpretation of data about tectonic activity at the toe of Krušné Hory Mts. Affecting endogenous and exogenous processes in the rock environment. Acta Montana, Series AB, 106, č. 4, s. 9-24.
- RYBÁŘ, J. (1999): Rozbor příčin zvýšeného výskytu svahových deformací v České republice v červenci 1997, Geotechnika, č. 2, s. 7-14.
- RYBÁŘ, J. (2001): Bedeutung der klimatischen Verhältnisse für die Aktivität von Rutschungen (in German). Mitteilungen für Ingenieurgeologie und Geomechanik, 4, s. 89-104.
- RYBÁŘ, J., NOVOTNÝ, J. (2005): Vliv klimatogenních faktorů na stabilitu přirozených a antropogenních svahů. Zpravodaj Hnědé uhlí, 3, Most, s. 13-28.
- RYBÁŘ, J. (2006): Vliv klimatu na vývoj různých typů svahových pohybů. Zpr. Geol. Výz., s. 90-92.
- RYBÁŘ, J., KLIMEŠ, J., NOVOSAD, S. (2011): Mapy náchylností k sesouvání v hornicích Západních Karpat a verifikace jejich spolehlivosti po mimořádných dešťových srážkách v květnu 2011. Geotechnika, č. 4, s. 17-28.
- ŘÍHA, M., STOKLASA, J., LAFAROVÁ, M., DEJMAL, I., MAREK, J., PAKOSTA, P. (2005): Územní ekologické limity v SHP. Společnost pro krajinu, Praha, 56 s.
- RŮŽČKOVÁ, E., ZEMAN, A., HURNÍK, S. (1987): Vývoj jihovýchodního okraje Krušných hor a Mostecké pánve v mladším kenozoiku. Sbor. Geol. Věd., Ř.A, 18, Praha, s. 9-72.

S

- SANTILLI, M., PELFINI, M. (2002): Dendrogeomorphology and dating of debris flows in the Valle del Gallo, Central Alps, Italy. Dendrochronologia, 20, s. 269-284.
- SASS, U., ECKSTEIN, D. (1995): The variability of vessel size in beech (*Fagus sylvatica* L.) and its ecophysiological interpretation. Trees, 9, s. 247-252.
- SCHNEUWLY, D., M., STOFFEL, M. (2008): Spatial analysis of rockfall activity, bounce heights and geomorphic changes over the last 50 years – A case study using dendrogeomorphology. Geomorphology, 102, s. 522-531.
- SCHROTT, L., SASS, O. (2008): Application of field geophysics in geomorphology: Advances and limitations exemplified by case studies. Geomorphology, 93 (1-2), s. 55-73.

- SCHUSTER, R. L., CRANDELL, D. R. (1984): Catastrophic debris avalanches from volcanoes. *Proceedings IV Symposium on Landslides*, Toronto, v. 1, s. 567-572.
- SCHUSTER, R. L., WIECZOREK, G. F. (2002): Landslide triggers and types. In: Rybář, J., Stemberk, J., Wagner, P.: *Landslides*. A.A.Balkema Publishers. Lisse, Abingdon, Exton(pa), London. s. 59-79.
- SCHWEINGRUBER, F. H. (1996): Tree rings and Environment. *Dendroecology*. Biermersdorf, Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research. Berne, Stuttgart, Vienna, Haupt, 609 s.
- SCHWEINGRUBER, F. H., BÖRNER, A., SCHULZE, E-D. (2008): *Atlas of Woody Plant Stems. Evolution, Structure and Environmental Modifications*. Springer. Verlag, Berlin, Heidelberg. 229 s.
- SMOLOVÁ, I. (2008): Těžba nerostných surovin na území ČR a její geografické aspekty. Univerzita Palackého v Olomouci, 195 s.
- SORG, A., BUGMANN, H., BOLLSCHWEILER, M., STOFFEL, M. (2010): Debris-flow activity along a torrent in the Swiss Alps: Minimum frequency of events and implications for forest dynamics. *Dendrochronologia*, 28, s. 215-223.
- SPECTRUM TECH., Inc. (2011): *Waterscout SM100 Soil Moisture Sensor. Product manual*, 6460, Plainfield, 20 s.
- STANISLAV, P., BLÍN, J. (2007): Technické zabezpečení provozu automatické totální stanice Leica TCR 2003A v provozních podmínkách společnosti Mostecká uhelná a.s. *Acta Mont. Slov.*, 12, s. 554-558.
- STARK, T., D., EID, H., T. (1997): Slope stability analyses in stiff fissured clays. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 123(4), s. 335-343.
- STARKEL, L., KALICKI, T., KRAPIEC, M., SOJA, R., GEBICA, P., CZYZOWSKA, E. (1996): Hydrological changes of valley floors in Upper Vistula Basin during the last 15000 years. *Geographical Studies (Spec. Issue) IgiPZ PAN*, Warszawa, 9, s. 7-128.
- STEFANINI, M., C. (2004): Spatio-temporal analysis of a complex landslide in the Northern Apennines (Italy) by means of dendrochronology. *Geomorphology*, 63, s. 191-202.
- STOFFEL, M., (2005): Spatio-temporal variations of rockfall activity into forests – results from tree-ring and tree analysis. *Disertační práce*, University of Fribourg. *GeoFocus* 12, 188 s.
- STOFFEL, M., LIÈVRE, I., CONUS, D., GRICHTING, M., A., RAETZO, H., GÄRTNER, H., W., MONBARON, M. (2005a): 400 Years of Debris-Flow Activity and Triggering Weather Conditions: Ritigraben, Valais, Switzerland. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 37, s. 387-395.
- STOFFEL, M., SCHNEUWLYA, D., BOLLSCHWEILER, M. (2005b): Analyzing rockfall activity (1600–2002) in a protection forest a case study using dendrogeomorphology. *Geomorphology*, 68, č. 3-4, s. 224-241.
- STOFFEL, M. (2006): A Review of Studies Dealing with Tree Rings and Rockfall Activity: The Role of Dendrogeomorphology in Natural Hazard Research. *Natural Hazards*, 39, č. 1, Springer Netherlands, s. 51-70.
- STOFFEL, M., PERRET, S. (2006): Reconstructing past rockfall activity with tree rings: Some methodological considerations. *Elsevier, Dendrochronologia*, 24, s. 1-15.
- STOFFEL M, BOLLSCHWEILLER M (2008): Tree-ring analysis in natural hazards research – an overview. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci*, 8, s. 187-202.
- STOFFEL, M. (2008): Dating past geomorphic processes with tangencial rows of traumatic resin ducts. *Dendrochronologia*, 26, s. 53-60.
- STOLÍNOVÁ, E. (2002): Geomorfologická interpretace výsledků opakovaných nivelačních měření v předpolí velkodolu ČSA v Krušných horách. *Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF UK, Praha*, 68 str.
- STOLÍNOVÁ, E., VILÍMEK V. (2003): Geomorfologická interpretace geodetických měření v Krušných horách. *Geomorfologický sborník*, 2, s. 247–252.

- STRUNK, H. (1997): Dating of geomorphological processes using dendrogeomorphological methods. *Catena*, 31, s. 137-151.
- SZYMCZAK, S., BOLLSCHWEILER, M., STOFFEL, M., DIKAU, R. (2010): Debris-flow activity and snow avalanches in a steep watershed of the Valais Alps (Switzerland): dendrogeomorphic event reconstruction and identification of triggers. *Geomorphology*, 116, s. 107-114.
- ŠANDA, M. (1998): Proudění vody v púdním profilu na svahu horského povodí. M.S. Doktorské disertační minimum, ČVUT, Praha, 56 s.
- ŠILHÁN, K., PÁNEK, T. (2008): Historická chronologie blokovobahenních proudů v Moravskoslezských Beskydech. *Geomorphologia Slovaca et Bohemica*, 8, s. 82-94.
- ŠILHÁN, K. (2009): Dynamics of rockfall on the western slope of Smrk Mt. (the Moravskoslezské Beskydy Mts.). *Geomorfologický sborník*, 8, s. 59-60.
- ŠILHÁN, K. (2010): Dendrogeomorphology of spatio-temporal activity of rockfall in the Flysch Carpathians: a case study on the western slope of Mt. Smrk, Moravskoslezské Beskydy Mts. (Czech Republic). *Moravian Geographical Reports*, 18, s. 33-42.
- ŠKVOR, V. (1975): Geologie české části Krušných hor a Smrčin. *Academia*, Praha, 119 s.
- ŠPŮREK, M. (1972): Historical catalogue of slide phenomena. *Studia geographica* 19, GGÚ ČSAV Brno, 180 s.
- ŠPŮREK, M. (1974): Sesuvné jevy u Dřínova na Mostecku. *Věst. Ústř. Úst. Geol.*, 49, s. 231-234.
- ŠŤOVÍČEK, J. (1973): Geomorfologie střední části Krušných hor mezi údolím Kunderatického potoka a Šumným dolem. *Katedra ekonomické a regionální geografie PŘF UK, Praha*, 110 s.
- ŠTRONER, M., POSPÍŠIL, J. (2008): Terestrické skenovací systémy. *ČVUT, Prague*, s. 25.
- ŠULA, S. (1977): K problematice rozvoje uhelných velkolomů na úpatí Krušných hor. *Geol. Průzk.*, č. 12, s. 373.
- T**
- TENGLER, R. (2010): Orientační radarový průzkum. Závěrečná zpráva, Mělník, 11 s.
- TITL, F., MACŮREK, V., GALIANA, R. (2006): Analýza vývoje uhelné sloje a jejího podloží v prostoru Horní Jiřetín – Černice, se zaměřením na anomální mineralizaci sloje, možnosti užití suroviny a báňsko-geologické podmínky dobývání – I. Etapa. *Odborný posudek, Výzkumný ústav pro hnědé uhlí a.s., Most*, 53 s.
- TLUSTÝ, T. (1984): Seismicky průzkum při vyšetřování stabilitních problémů jihovýchodních svahů Krušných hor – lok. Jezeří. *Katedra užite geofyziky PŘF UK, Praha*, 70 s.
- V**
- VALEŠ, J. (1986): Problematika těžby uhlí pod úpatím Krušných hor. *Zpravodaj SHR, Zvláštní číslo, Hlavní výsledky výzkumu v 7. PLP*, s. 58-71.
- VALEŠ, J. (1998): Řešení stabilitních problémů na jižním úpatí Krušných hor. In: Valašek, V. (ed.): 45 let Výzkumného ústavu pro hnědé uhlí v Mostě, *Výzkumný ústav pro hnědé uhlí a.s., Most*, s. 95-100.
- VAN DEN EECKHAUT, M., MUYS, B., VAN LOY, K., BEECKMAN, H. (2009): Evidence for repeated re-activation of old landslide under forest. *Earth surface processes and landforms*, 34, s. 352-365.
- VÁNĚ, M. (1960): Debris and landslides at the foot of the krušné hory Mts., *Čas. Min. Geol.*, 5, č. 2, s. 174-177.
- VÁNĚ, M. (1985): Geologická stavba podkrušnohorského prolomu a jeho tektogeneze. *Sbor. Geol. Věd, Geologie*, 40, s. 147-181.
- VÁNĚ, M. (1989): Fosilní skluzy a intruze jílu v hnědouhelné sloji v Mostě. *Věst. Ústř. Úst. Geol.*, 64, č. 1, s. 31-38.
- VARADY, J., ČMEJREK, P. (2009): Likvidace vodorovného hlavního důlního díla štolý Jezerka kombinovanou metodou foukané a plavené základky. *Zpravoda hnědé uhlí*, č. 4, s. 10-13.

VĚTROVSKÝ, M. (2002): Zkušenosti s monitorováním deformací svahů automatickou totální stanicí LEICA TCA 1800. Zpravodaj Hnědé uhlí, 1, s. 5-10.

VILÍMEK, V. (1992): Morfostrukturní vývoj reliéfu kateřinohorské klenby v Krušných horách. Disertační práce, Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF UK, Praha, 235 s.

VILÍMEK, V. (1994): Přehled geomorfologických výzkumů střední části Krušných hor. Geografie, 99, č. 1, s. 29–38.

VILÍMEK, V. (1995): Quarternary development of Kateřinohorská vault relief in the Krušné hory mountains. AUC Geographica, 30, s. 115-137.

VILÍMEK, V. (1998): Morfostrukturní vývoj reliéfu Kateřinohorské klenby v Krušných horách. Acta Montana, Series AB, 108, č. 5, 127 s.

VILÍMEK, V., FANTUCCI, R., STEMBERK, J. (2002): Dendrogeomorphological investigations of slope deformation on Salesius Hill in Krušné Hory Mts. In: Rybář, J., Stemberk, J., Wagner, P.: Landslides. A.A.Balkema Publishers. Lise, Abingdon, Exton(pa), London. s. 321-326.

VYSKOČIL, P. (1983): Zhodnocení pohybové aktivity v předpolí velkolomu Čs. armády. Stabilita svahů na povrchových hnědouhelných dolech, Souhrn přednášek, Výzkumný ústav pro hnědé uhlí, Most, s. 56-73.

VYSKOČIL, P. (1989): Recentní pohyby v širším prostoru velkolomu ČSA. Stabilita svahů na povrchových hnědouhelných dolech, Souhrn přednášek, Výzkumný ústav pro hnědé uhlí, Most, s. 72-87.

W

WACK, R., STELZEL, H. (2005): Laser DTM generation for South-Tyrol and 3D-visualization. Work. Laser scanning 2005, Enschede, s. 48-53.

Y

YOSHIDA, K., KIKUCHI, S., NAKAMURA, F., NODA, M. (1997): Dendrochronological analysis of debris flow disturbance on Rishiri Island. Geomorphology, 20, s. 135-145.

Z

ZÁRUBA, Q., MENCL, V. (1974): Inženýrská geologie. Academia, Praha, 511 s.

ZÁRUBA, Q., MENCL, V. (1987): Sesuvy a zabezpečování svahů. Academia, Praha, 119 s.

ZELENKA, O., HORYNOVÁ, J., MACŮREK, V. (1983): Přehled výsledků geologického průzkumu podkrušnohorského okraje pánve VČSA pod Jezerkou. Stabilita svahů na povrchových hnědouhelných dolech, Souhrn přednášek, Výzkumný ústav pro hnědé uhlí, Most, s. 1-18.

ZMÍTOKO, J. (1983): Fossilní sesuvy při podkrušnohorském výchozu pánve. Zpravodaj Hnědé uhlí, 6, Most, s. 12-24.

ŽÍŽALA, D., ZVELEBIL, J., VILÍMEK, V. (2010): Using dendrogeomorphology in research on a slope deformation in Běleč, Czech-Moravian Highland (Czech Republic). AUC Geographica, 45, č. 2, s. 79-96.

ŽIŽKA, L., HALÍŘ, J. (2009): Geological model of the Quaternary sediments. Model CARE, s. 583-585.

CURRICULUM VITAE

PERSONAL DETAILS

JAN BURDA

Birth April, 1984, Czech Republic
Nationality Czech
Address Malíka 1002
Most
Czech Republic
E-mail: burda.geo@gmail.com



EDUCATION

Bachelor degree 2003 – 2006 Faculty of Science at Charles University in Prague
specialization : Geography and Cartography
Bachelors' thesis: *Slope movements in SE slope of Kateřinohorská Klenba Vault – Jezeří area*

MSc. degree 2006 – 2008 Faculty of Science at Charles University in Prague
specialization : Physical Geography and Geoecology
Master's thesis: *Assessment of recent mass movements dynamism in the area of Jezeří*

PhD. degree 2008 – 2012 Faculty of Science at Charles University in Prague
specialization: Physical Geography and Geoecology
Diploma thesis: *Dynamics and spatial extension of recent landslides at the foot of Krušné Hory Mts.*

WORK EXPERIENCE

2010 - present Brown Coal Research Institute j.s.c.
Dep. of Geotechnics and hydrogeology
position: *Scientist and researcher (2010 - 2011)*
Project manager (from 2012)

RESEARCH PROJECTS

2010 - 2012 GA UK no. 155610: *Analysis of recent mass movements distribution and their dynamic in Jezeří area, Krušné hory Mts.*
Foundation: Grant Agency of Charles University
Principal investigator: Jan Burda

PRINCIPAL PUBLICATIONS

Klimeš J., Baroň I., Pánek T., Kosačík T., Burda J., Kresta F., and Hradecký J. (2009): *Investigation of recent catastrophic landslides in the flysch belt of Outer Western Carpathians (Czech Republic): progress towards better hazard assessment*. Natural Hazards and Earth System Science, 9, s. 119-128.

Burda J., Vilímek V. (2010): *Vliv klimatických faktorů a kolísání hladiny podzemní vody na stabilitu antropogenních svahů Krušných hor*. Geografie, 110, č. 4, s. 377–392.

Burda J., Žižka L., and Dohnal J. (2011): *A monitoring of recent mass movement activity in anthropogenic slopes of the Krušné Hory Mountains (Czech Republic)*. Natural Hazards and Earth System Science, 9, s. 119-128.

Burda J. (2011): *Spatio-temporal activity of mass movements in the Krušné Hory Mountains (Czech Republic): dendrogeomorphological case study*. AUC Geographica, 46, č. 2, s. 15–30.

Burda J., Hartvich F., Valenta J., Smítka, V. and Rybář J. (in rev): *Climate-induced landslide reactivation at the edge of Most Basin (Czech Republic)*. Natural Hazards and Earth System Science.

Tumajer J., Burda J. (in rev): *Exploitation of Betula pendula in mass movement studies; A preliminary study*. AUC Geographica.

OTHER PUBLICATIONS

Burda J. (2009): *Hodnocení dynamiky recentních svahových pohybů v lokalitě Jezeří na základě dendrochronologického výzkumu*. Sborník referátů a prezentací z konference Svahové deformace a pseudokras, Vsetín, na CD.

Burda J. (2010): *Dendrogeomorfologická analýza dynamiky svahových pohybů v lokalitě Jezeří*. Geografie, 115, č. 4, s. 440–460.

Burda J., Klimeš J. (2010): *Dendrogeomorphological investigation of deep-seated slope deformations in flysch rocks, Czech Republic*. 11. mezinárodní konference Stav geomorfologických výzkumů v roce 2010, Geomorfologický sborník, 9, s. 10-11.

Burda J. (2010): *Effect of climatic factors and variations in groundwater level on the stability of anthropogenic foothill slopes of the Krušné hory Mts*. 11. mezinárodní konference Stav geomorfologických výzkumů v roce 2010, Geomorfologický sborník, 9, s. 74.

Burda J., Dohnal J. (2011): *První etapa geofyzikálního průzkumu v prostoru plánované sanace severozápadních svahů lomu ČSA*. Zpravodaj hnědé uhlí, č. 4, s. 3-8.

Burda J., Hartvich F., Valenta J., Dohnal J. (2011): *Application of ERT in the study of slope deformations in open-pit mines: Jezeří landslide case study (Czech Republic)*. Proc. 1st International Workshop on Geoelectrical Monitoring GELMON 2010, Vienna.

UNPUBLISHED REPORTS

Pichler E., Malá D., Burda J. (2010): *Průběžné sledování a vyhodnocování monitoringu bočních svahů lomu ČSA a technický dozor lomu ČSA - 5. etapa prací - rok 2009*. Odborný posudek, VUHU, 36 s.

Dykast I., Fultner J., Valvoda P., Burda, J. (2010): *Stabilitní posouzení zpřesněného návrhu zakládání na vnitřní výsypce lomu Jiří - období 2010*. Odborný posudek, VUHU, 117 s.

Pichler E., Burda J., Malá D. (2011): *Průběžné sledování a vyhodnocování monitoringu bočních svahů lomu ČSA a technický dozor lomu ČSA - 6. etapa prací - rok 2010*. Odborný posudek, VUHU, 45 s.

Halíř J., Burda J., Žižka L. (2011): *Řešení stability fosilní svahové deformace pod terasami severozápadních svahů lomu ČSA*. Odborný posudek, VUHU, 27 s.

Dykast I., Fultner J., Valvoda P., Burda, J. (2011): *Stabilitní posouzení zpřesněného návrhu zakládání na vnitřní výsypce lomu Jiří - období 2011*. Odborný posudek, VUHU, 120 s.

Burda J. (2012): *Závěrečná zpráva o výzkumu v lokalitě Jezeří*. Závěrečná zpráva, GAUK 155610, 8s.

Burda J., Pichler E. (2012): *Průběžné sledování a vyhodnocování monitoringu bočních svahů lomu ČSA a technický dozor lomu ČSA - 7. etapa prací - rok 2011*. Odborný posudek, VUHU, 43 s.

Dykast I., Fultner J., Valvoda P., Burda, J. (2012): *Stabilitní posouzení zpřesněného návrhu zakládání na vnitřní výsypce lomu Jiří - období 2012*. Odborný posudek, VUHU, 115 s.

Fultner J., Valvoda, P., Burda J. (2012): *Stabilitní posouzení vnitřní výsypky ČSA – stanovení generálního obrysu svahu výsypky v oblasti SZ svahů*. Odborný posudek, VUHU, 27 s.