

UNIVERZITA KARLOVA
Přírodovědecká fakulta
Katedra fyzické geografie a geoekologie

Geografie
Geografie a kartografie



**ANALÝZA BLOKOVBAHENNÍHO PROUDU V OBLASTI OLTREPÒ PAVESE V
APENINÁCH**

Debris flow analysis in the Oltrepò Pavese region in the Apennines

Bakalářská práce

Řešitel: Petr Fišer

Vedoucí bakalářské práce: Prof. RNDr. Vít Vilímek, CSc.

Prysk 2019

Zadání bakalářské práce

Název práce

Analýza blokovobahenního proudu v regionu Oltrepò Pavese v Apeninách

Debris flow analysis in the Oltrepò Pavese region in the Apennines

Cíle práce

Cílem práce je vytvoření rešerše, která bude podávat ucelený přehled o klasifikaci a faktorech vzniku blokovobahenních proudů. Následně provést analýzu blokovobahenního proudu v italských Apeninách.

Díličmi cíli jsou:

- identifikace a zmapování tvarů reliéfu vznikajících při blokovobahenních prouděch
- kvantifikace uvolněných hmot
- provést časoprostorovou analýzu vývoje blokovobahenního proudu pomocí dat o úhrnech srážek a leteckých snímků

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

Na úvod se práce snaží za pomoci odborné literatury sestavit obecný přehled klasifikace a faktorů, které ovlivňují vznik blokovobahenních proudů. V další části byla s využitím terénního výzkumu zhotovena geomorfologická mapa modelového proudu v Severních Apeninách v blízkosti sídla Godiasco (Itálie). Na základě digitálního modelu terénu byly odhadnuty hmoty, které se při události uvolnily a z dostupných srážkových dat a leteckých snímků se práce snaží co nejpřesněji datovat jeho vývojové etapy.

Zadáno: 21. 12. 2018

Petr Fišer

Podpis studenta:

Prof. RNDr. Vít Vilímek, CSc.

Podpis vedoucího práce:

Prohlašuji, že jsem zadanou bakalářskou práci vypracoval samostatně, a že jsem uvedl veškeré použité informační zdroje.

V Pysku dne 9. 5. 2019

.....

podpis

Poděkování

Na tomto místě bych chtěl poděkovat prof. RNDr. Vítu Vilímkovi, CSc. za jeho cenné rady, připomínky a přívětivý přístup. Dále výzkumnému týmu, jež se účastnil mezinárodního projektu 2nd International Summer School Val Tidone/Oltrepò, který probíhal pod hlavičkou University of Pavia.

Abstrakt

Tato práce se zabývá tématem blokovobahenních proudů, jejich systematickým zařazením a analýzou faktorů, jež mají vliv na vznik těchto katastrofických svahových pohybů. Na modelovém území v regionu Oltrepò Pavese v Apeninách na severu Itálie byl dále proveden terénní průzkum jednoho z proudů a zhotovena geomorfologická mapa. Díky digitálnímu modelu terénu (DTM) byly odhadnuty kubatury uvolněných hmot. V rámci práce proběhla i analýza srážkových úhrnů a leteckých snímků s cílem co nejpřesněji datovat jednotlivé vývojově etapy blokovobahenního proudu.

Klíčová slova

Blokovobahenní proud, faktory vzniku blokovobahenních proudů, geomorfologická mapa, topografické profily.

Abstrakt

This study deals with the topic of debris flows, their systematic classification and analysis of factors, which have an influence on the occurrence of these catastrophic slope movements. A field research of the debris flow was made in the study area in the region Oltrepò Pavese in the Apenines in northern Italy and then geomorphological map was made. Due to the digital terrain model (DTM) an estimation of entrained mass was made. Also, in the course of the thesis an analysis of rainfall pattern and aerial photographs was made in order to most accurately date each phase of development of the debris flow.

Key words

Debris flow, Factors of debris flows, Geomorphological map, Topographical profiles.

Obsah

1. ÚVOD	7
1.1 Svahové procesy.....	7
1.2 Cíle práce.....	9
2. KLASIFIKACE BLOKOVABAHENNÍCH PROUDŮ	10
3. FAKTORY VZNIKU BLOKOVABAHENNÍCH PROUDŮ	12
3.1 Srážky.....	12
3.2 Materiál a jeho vlastnosti.....	16
3.3 Vegetace.....	19
3.4 Svahové poměry.....	21
3.5 Tektonika a seismičita.....	24
3.6 Další faktory.....	26
4. FYZICKOGEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA ZKOUMANÉHO ÚZEMÍ	28
4.1 Poloha a význam zkoumaného území.....	28
4.2 Geologická charakteristika.....	29
4.3 Geomorfologická charakteristika.....	30
4.4 Klimatická charakteristika.....	31
4.5 Hydrologická charakteristika.....	32
4.6 Pedologická charakteristika.....	33
4.7 Biogeografická charakteristika.....	34
5. METODIKA A DATA	35
6. VÝSLEDKY	38
6.1 Geomorfologická analýza.....	38
6.2 Analýza leteckých snímků.....	48
6.3 Analýza topografických profilů.....	45
6.4 Odhad uvolněných hmot.....	55
6.5 Analýza srážek.....	59
7. DISKUZE	64
8. ZÁVĚR	67
9. POUŽITÉ ZDROJE	68
10. PŘÍLOHY	73
10.1 Seznam tabulek.....	73
10.2 Seznam obrázků.....	73
10.3 Seznam map.....	73
10.4 Seznam grafů.....	74

1. ÚVOD

1.1 Svahové procesy

Svahy jsou nejrozšířenějším a současně i nejdynamičtějším prvkem souše a pokrývají až 90 % její rozlohy (Demek 1987). Jejich dynamika spočívá především v množství svahových pohybů, jež mají nezanedbatelný vliv na tvar a podobu reliéfu. Obecně mají svahové procesy velmi rozdílný vznik, průběh i dosah. Základním principem je však vždy přemísťování materiálu po svahu dolů ve směru působení zemské tíže s cílem dosažení rovnovážného stavu v geosystému (Demek 1987). Výsledkem je pak vždy vznik svahové deformace (Ondrášik, Vlčko 2011). Demek (1987) rovněž uvádí, že více než 15 % těchto událostí se řadí mezi rychle působící, jakými jsou řícení, sesouvání, laviny či bahenní proudy. Zbýlých 85 % zahrnují pomalé svahové pochody na mírných svazích, jako je ploužení, mrazové vzdouvání nebo soliflukce (Demek 1987).

Studium svahových procesů, jejich příčin a správná klasifikace mají význam i z důvodu určení jejich důsledků. Ondrášik, Vlčko (2011) zdůrazňují především škody v oblasti zemědělství, inženýrských sítí, dopravy, stavebnictví a vodohospodářství. K těm nejničivějším patří bezpochyby procesy s velkou rychlostí pohybu a značným objemem unášené hmoty. Mezi ně patří právě i blokovobahenní proudy (debris flows), které jsou cílem zájmu této práce. Hungr (2005) je specifikuje jako „velmi rychlé až extrémně rychlé proudy vodou nasycených neplastických úlomků hornin ve strmém korytě“. Tyto proudy tekoucí hmoty mohou mít rychlost až 100 km/h a mohou výrazně měnit tvář georeliéfu (Demek 1987). Vyskytují se zejména na strmých svazích s přívalovými dešti (Ondrášik, Vlčko 2011) a kromě srážek jejich výskyt ovlivňuje i množství dostupného materiálu (Hu et al. 2010). Právě příkré svahy zvyšují hybnost a tím pádem i unášecí schopnost proudu, což vede ke strhávání ještě větších objemů hmoty (Ma, Deng, Wang 2018). Jelikož jsou tyto proudy jen těžko předvídatelné, mají velkou rychlost i ničivou sílu a jsou způsobovány širokým spektrem faktorů, jedná se o jedny z největších přírodních rizik vůbec (Hungr 2005). Navíc existuje poměrně málo historických údajů o jejich četnosti a intenzitě na rozdíl od jiných přírodních hrozeb, jako jsou zemětřesení či povodně (Aleotti, Chowdhury 1999). Ze všech svahových procesů jsou vůbec nejnebezpečnější a způsobují největší ztráty na lidských životech (Alexander 2004). Gares, Sherman, Nordstrom (1994) navíc předpokládají, že škody budou nadále růst s tím, jak se městské aglomerace rozrůstají do blízkosti strmých svahů.

Jedním z prvních vědců, který se problematice věnoval, byl rakouský geolog Josef Stiny (1910), který tyto proudy popsal jako „viskózní hmotu skládající se z vody, půdy, písku, šterku, kamenů a dřeva, která teče jako láva údolím“. V průběhu výzkumu svahových procesů vzniklo několik druhů klasifikací, které se tuto problematiku snaží pojmout v co největším rozsahu. Jednu z nejucelenějších a nejuznávanějších vytvořil D. J. Varnes (1978). Následně byla několikrát upravena či doplněna jinými výzkumníky. Právě správná identifikace daného svahového procesu spolu s jeho spouštěcími faktory nám může pomoci lépe předvídat vznik a důsledky, a tedy i včas varovat před jeho ničivými účinky a vytvářet vhodná preventivní opatření, která budou minimalizovat vzniklé škody.

1.2 Cíle práce

Práce se zabývá klasifikaci svahových pohybů, a to především té nejpoužívanější, jež vytvořil D. J. Varnes (1978). Tu se současně snaží využít i pro charakteristiku svahového pohybu v terénní části práce. Dále se věnuje problematice faktorů blokovobahenních proudů, jež mají vliv na vznik těchto katastrofických svahových pohybů. Pomocí odborné literatury se snaží rešeršní cestou určit a popsat co nejvíce těchto faktorů a vytvořit jejich ucelený soupis.

V praktické části se věnuje interpretaci výsledků terénního průzkumu v italské oblasti zvané Oltrépo Pavese v Severních Apeninách, jež se uskutečnil od 2. do 7. července roku 2018. Cílem je modelový blokovobahenní proud podrobně popsat za pomoci geomorfologického mapování a topografických profilů. Za přispění systému GIS a digitálního modelu terénu (DTM) se pak práce pokouší kvantifikovat hmoty uvolněné při této konkrétní události. Jeho genezi a vývoj v čase se snaží zachytit pomocí dostupných leteckých snímků lokality a dat o srážkových úhrnech, které patří k jedněm z primárních faktorů vzniku blokovobahenních proudů.

2. KLASIFIKACE BLOKOVBAHENNÍCH PROUDŮ

Tabulka č. 1 - Dělení „proudových“ svahových pohybů podle D. J. Varnese.

rychlost pohybu	geologické podloží	úlomky (<80 % písek a jemnější)	zemina (> 80 % písek a jemnější)
velká (>1,5 m/den)	tok hornin (kríp, sedání svahu)	blokovobahenní proud	proud vlhkého písku a siltu
		suťová lavina	rychlý proud zeminy
nízká (<1,5 m/den)		soliflukce	sprašový proud
		půdní kríp	proud suchého písku
		skalní suťový proud	zemní proud

zdroj: Hungr (2005)

Tabulka č. 2 - Typy svahových pohybů podle D. J. Varnese (zkráceno).

typ pohybu	horniny		
	skalní a poloskalní	zeminy	
		převážně sypké, nesoudržné	převážně jemnozrnné soudržné
řícení	skalní řícení	opadávání úlomků	opadávání zemín
překlápění	překlápění skalních hornin	opadávání sutin	překlápění zemín
sesouvání	rotační	blokový sesuv	sesuv sutin
	translační		
posouvání bloků	posun skalních bloků	posun bloků sutě	posun bloků zeminy
boční posouvání	boční posouvání skalních bloků	boční posouvání bloků zeminy	boční posouvání zeminy
tečení	ploužení hornin (kríp hlubokých struktur)	suťové proudy, popolézání sutin	zemní proudy
komplexní (složený)	kombinace dvou nebo více typů		

zdroj: Ondrášik, Vlčko, Fendeková (2011)

Tabulka č. 3 - Klasifikace velikosti blokobahenních proudů podle M. Jakoba (zkráceno).

velikostní třída	objem materiálu (m ³)	maximální průtok blokového proudu (m ³ /s)	plocha zaplavená proudem (m ²)	potenciální následek
1	<10 ²	<5	<4x10 ²	lokální škody, známa úmrtí lesních dělníků v úzkých roklích, poškození malých budov

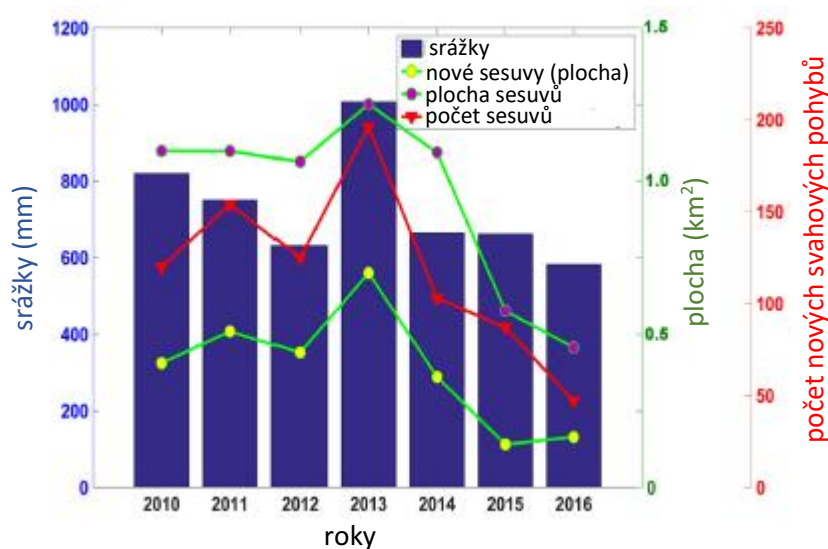
2	10^2-10^3	5-30	$4 \times 10^2-2 \times 10^3$	může pohřbít auta, zničit malé dřevěné stavby, lámat stromy, blokovat propustky, vykolejit vlak
3	10^3-10^4	30-200	$2 \times 10^3-9 \times 10^3$	může zničit větší budovy, poškodit betonové mostní pilíře, blokovat či poškodit silnice a potrubí
4	10^4-10^5	200-1500	$9 \times 10^3-4 \times 10^4$	může zničit část vesnice, zničit úseky infrastrukturních koridorů a mostů, blokovat potoky
5	10^5-10^6	1500-12000	$4 \times 10^4-2 \times 10^5$	může zničit část města, zničit les o rozloze 2 km ² , blokovat potoky a menší řeky
6	10^5-10^6	nezaznamenáno	$>2 \times 10^5$	může zničit město, zahladit údolí či sedimentární kužely o rozloze až několik desítek km ² , zahradit řeku
7	10^6-10^7	nezaznamenáno	nezaznamenáno	může zničit část velkoměsta, zahladit údolí či sedimentární kužely o rozloze až několik desítek km ² , zahradit větší řeky
8	10^7-10^8	nezaznamenáno	nezaznamenáno	může zničit velkoměsto, zaplavit údolí rozlehlá údolí o rozloze až 100 km ² , zahradit větší řeky
9	10^8-10^9	nezaznamenáno	nezaznamenáno	kompletní zničení ploch o rozloze až 100vky km ²
10	$>10^9$	nezaznamenáno	nezaznamenáno	kompletní zničení ploch o rozloze až 100vky km ²

zdroj: Jakob (2005)

3. FAKTORY VZNIKU BLOKOVBAHENNÍCH PROUDŮ

3.1 Srážky

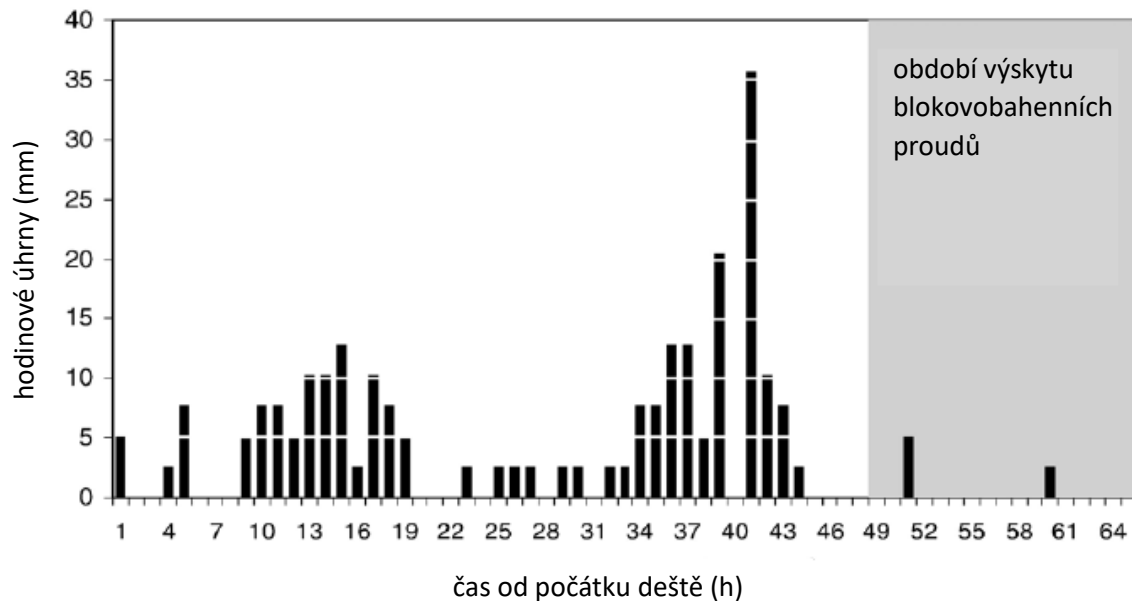
Srážkové úhrny patří k jednomu z nejvýznamnějších faktorů, které ovlivňují vznik blokovobahenních proudů, neboť proudy se spouští z podnětu nasycení kamenitohlinitých či balvanitých deluvií vodou (Mrázová, Krupička 2011). Voda přispívá k narušení stability svahu i zvýšením hmotnosti sedimentů (Savage, Baum 2005). Navíc vlhké klima zvyšuje intenzitu chemického zvětrávání, které poskytuje větší objemy nestabilního materiálu (García-Delgado, Machuca, Medina 2019). Caine (2018) poté upřesňuje, že srážky mají nepřímý vliv na stabilitu svahu, neboť ovlivňují tlakové poměry v půdních pórech. Wieczorek, Glade (2005) a Ondrášik, Vlčko, Fendeková (2011) zmiňují v tomto ohledu i negativní změny v úrovni podzemních vod. Caine (1980) dále uvádí, že jsou to především extrémní úhrny srážek, jež jsou základním spouštěčovým faktorem. Wieczorek, Glade (2005) rovněž udávají, že rychlá infiltrace intenzivních dešťů je faktor odpovědný za nejvíce blokovobahenních proudů. Vliv nadprůměrných dešťů potvrzují například Li, Wang, Liu (2018), kteří zaznamenali v oblasti Wenchuanu (Čína), postižené rozsáhlými sesuvy a proudy, nejvyšší srážky za posledních 25 let (graf č. 1). Ondrášik, Vlčko, Fendeková (2011) dále tvrdí, že krátké intenzivní lijáky mají rozhodující vliv na výskyt proudů bez ohledu na dlouhodobou srážkovou bilanci v území. V povodí toku Orlicher (Německo) se v roce 2006 objevily proudy po srážkách s frekvencí výskytu jednou za 200-1000 let, kdy během hodiny napršelo až 100 mm srážek, ačkoliv jsou podobné katastrofy v této oblasti velmi vzácné (Ozturk et al. 2018). Je však velmi složité stanovit přesnou prahovou hodnotu pro vznik těchto událostí, neboť každá lokalita se vyznačuje rozdílnými fyzikogeografickými podmínkami (Hu et al. 2010), což přirozeně stěžuje předpověď, kdy a kde se blokovobahenní proud či jiný svahový pohyb může objevit. Jako příklad uvádí Hu et al. (2010) Taiwan, kde blokovobahenní proudy vznikly při srážkách 100 mm/den, kdežto v povodí řeky Xiaojiang v provincii Yunnan (Čína) stačily k jejich mobilizaci srážky v rozmezí 20 – 50 mm/den. V oblasti pánve Subaohe (Čína) pak výskyt svahových pohybů nejvíce koreloval s hodnotami srážek mezi 18,4 – 38,4 mm/den (Hu et al. 2010). Pro změnu mnohem intenzivnější srážky byly zaznamenány v okolí města Mocoa (Kolumbie) roku 2017, kdy se úhrny 130 mm objevily během pouhých 3 hodin (García-Delgado, Machuca, Medina 2019). Významnou roli hrají i orografické poměry dané oblasti, které významně mění rozložení srážek na relativně malém území (Smolíková, Blahut, Vilímek 2016), (Oakley et al. 2018), (Ma, Deng, Wang 2018).



Graf č. 1 - Závislost četnosti výskytu svahových procesů na ročních úhrnech srážek (Wenchuan, Čína). zdroj: Li, Wang, Liu (2018)

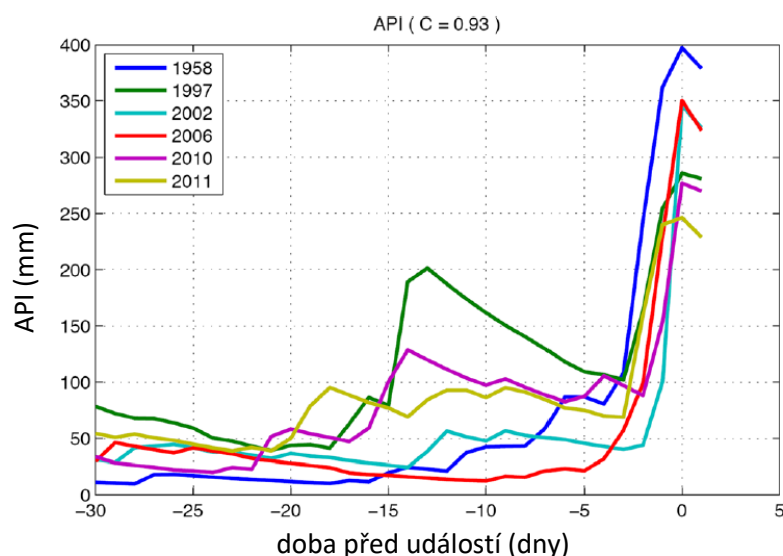
Meteorologickým jevům, které do oblasti vzniku proudů přinášejí takto vysoké a intenzivní úhrny srážek, se věnoval v oblasti Kalifornie (USA) Oakley et al. (2018), který zaznamenal nejvyšší úhrny srážek během přechodu úzkého dešťového pásma podél studené fronty. V oblasti Bádenska-Württemberska (Německo) spustila blokovobahenní proudy velmi výjimečná klimatická situace, kdy výběžek vysokého tlaku nad Velkou Británií bránil téměř 2 týdny výměnám vlhkých a nestabilních hmot a tyto vzdušné masy způsobily vytrvalé a intenzivní deště na stejných lokalitách (Piper et al. 2016). Vlivem budoucích klimatických změn na stabilitu svahů se věnovali například Moreiras, Lisboa, Mastrantonio (2012), kteří zkoumali možný vliv klimatického fenoménu El Niño na svahové pohyby v Acongacua Park (Argentina), neboť tento jev přináší do oblasti vydatné srážky. Pozitivní korelace byla nakonec nalezena s pohyby identifikovanými na jaře, neboť teplá fáze jižní oscilace do lokality přináší více sněhových srážek (Vargas, Compagnucci 1985), které posléze tály v teplejším období a teprve tehdy ovlivňovaly nasycení svahů vodou (Moreiras, Lisboa, Mastrantonio 2012). Stejně tak se obává změn v rozložení srážek i Li et al. (2018) v provincii S'-čchuan (Čína), předpokládá se totiž snížení celkových úhrnů srážek, ale naopak zvýšení četnosti výskytu intenzivních dešťů, které zvýší riziko vzniku blokovobahenních proudů o 5,9 %. Velmi vysoké srážky jsou často spojeny s extrémními meteorologickými jevy, jakými jsou tropické cyklony. Na Taiwanu bylo množství proudů způsobeno úhrny, které do oblasti přinesl tajfun Herb v roce 1996 (Chyan-Deng, Cheng-Lung 2005).

Průzkumy ukazují, že základními vlastnostmi srážek je nejenom jejich množství, ale i intenzita (Starkel 1979), (Wieczorek, Glade 2005). Pokud jsou však srážky intenzivní, ale mají dobu trvání pouze do 10 minut, nejsou se podle Caineho (2018) schopny dostatečně hluboko infiltrovat a ovlivnit tlak vody v půdních pórech. Nicméně právě kratší intervaly intenzivních srážek bývají pro vznik blokovobahenních proudů velmi důležité, což lze tvrdit na základě následujících výzkumů. Oakley et al. (2018) udává jako nejlepší interval měření srážek pro předpověď proudů 15 minut. To, že dlouhodobější úhrny srážek nemusí mít dostatečně prokazatelné vlivy, prezentuje právě Oakley et al. (2018), který při výzkumu blokovobahenních proudů, které vznikly roku 2018 v jižní Kalifornii, zjistil, že denní srážky neměly nikterak nadprůměrné hodnoty, ale krátkodobé, v rozmezí pouhých 5-ti minut, dosáhly rekordních 15,24 mm. Délky intervalů měření však nejsou ve všech výzkumech jednotné a je tedy otázkou, které mají skutečně největší význam. Pro změnu Smolíková, Blahut, Vilímek (2016) využívali pro analýzu na Smědavské hoře (Česko) 10-ti minutový interval stejně jako Ma, Deng, Wang (2018) v Miyun County (Čína). Je však možné, že právě rozdílné klimatické a orografické podmínky mohou mít zásadní vliv i na délku intervalu deště, který způsobí následný blokovobahenní proud. V některých případech totiž i menší úhrny srážek způsobily vznik proudů za podmínek rozsáhlých svahových poruch či velkého množství potenciálního materiálu (Lin et al. 2004). Jak je zřejmé z grafu č. 2, proudy se nevyskytují současně s vrcholem srážek, ale s jistou prodlevou. Že začátek svahových pohybů měl zpoždění oproti maximální intenzitě srážek zpozorovali i Ma, Deng, Wang (2018).



Graf č. 2 - Časové rozložení výskytu srážek a blokovobahenních proudů (centrální Kalifornie, USA). zdroj: Gabet a Mudd (2006)

Význam srážek, které vedou ke vzniku blokovobahenních proudů, však ovlivňují i srážky předchozí, neboť mají roli při změně vlhkosti půdy (Chen 1985), (Iverson 2000). Chen (1985) je názoru, že vliv mohou mít srážky v předstihu až 20 dní před samotnými svahovými pohyby. Naopak jejich absence může zmírňovat vliv samotných primárních srážek, které spustí blokovobahenní proud (Wieczorek, Glade 2005). Hu et al. (2010) podle této teorie zjistil, že proudy ve Wenchuanu (Čína) v r. 2004 způsobily denní srážky pouhých 24 mm, nicméně v předchozích 20 dnech oblast zasáhly dvě intenzivní bouře. Vliv předchozích srážek pomocí indexu API (viz. Smolíková, Blahut, Vilímek (2016)) zkoumali také Smolíková, Blahut, Vilímek (2016), kteří analyzovali předchozí úhrny srážek v okolí Smědavské hory (Česko) a snažili se vysvětlit, proč v některých letech přes vysoké hodnoty blokovobahenní proudy nevznikly (1997, 2002, 2006, 2011) a v jiných ano (1958, 2010). Na grafu č. 3 můžeme vidět, že v r. 1958 zasáhly oblast velmi prudké deště, avšak v relativně krátké době. Naopak v roce 2010 měly srážky dlouhodobý efekt v délce trvání 14 dní se dvěma vrcholy, v roce 1997 byly taktéž vysoké v tomto čase před událostí, ale zároveň došlo ke strmému úbytku srážek v dalších dnech (Smolíková, Blahut, Vilímek 2016). Toto zjištění by souhlasilo i se závěry Wieczorka, Sarmienteho (1988), kteří označují předchozí srážky v rozmezí 7-15 dní před událostí jako nejrelevantnější. Celkově lze tedy říci, že předchozí srážky mají různý vliv v závislosti na ročním období, neboť jejich účinnost může být ovlivněna například různou evapotranspirací během roku (Wieczorek, Glade 2005).



Graf č. 3 - Rozložení extrémních srážkových úhrnů před vznikem blokovahenních proudů (Smědavská hora, Česko). zdroj: Smolíková, Blahut a Vilímek (2016)

Jak již bylo zmíněno, kapalně srážky mohou být ve vyšších nadmořských výškách (případně vyšších zeměpisných šířkách) nahrazeny těmi sněhovými, které později podléhají tání (Wieczorek, Glade 2005), (Ondrášik, Vlčko, Fendeková 2011). Tání může přijít v součinnosti s deštěm. Church, Miles (1987) jmenuje v souvislosti s výzkumy v Britské Kolumbii (Kanada) kombinace průměrného deště s táním sněhu, slabého deště se silným táním, ale i silného deště na zmrzlou půdu. Wieczorek, Glade (2005) i Ondrášik, Vlčko, Fendeková (2011) pro úplnost zmiňují i případy rychlého tání sněhu díky sopečné činnosti na vulkánech pokrytých sněhem či ledovcem. Výzkumem stability svahů v závislosti na tání sněhu se v okolí Aconcaguy (Argentina) věnovali Moreiras, Lisboa, Mastrantonio (2012). Ti došli k závěru, že sníh, který se nahromadil během zimní sezóny a následně odtával, měl na svahové procesy ve vyšších nadmořských výškách významnější vliv než aktuální úhrny srážek (Moreiras, Lisboa, Mastrantonio 2012).

3.2 Materiál a jeho vlastnosti

Základním aspektem pro vznik blokovahenního proudu je dostatečné množství nekonsolidovaného materiálu, kterým svah disponuje (Záruba, Mencl 1987), (Savage, Baum 2005), (Li, Wang, Liu 2018). Pro správnou charakteristiku daného materiálu je tedy nutné brát v úvahu vlastnosti skalního podloží, sedimentového pláště a druhu půdy (Aleotti, Chowdhury 1999). Protože blokovahenní proudy se velice často mobilizují z jiných druhů svahových pohybů, mohou potřebný materiál poskytnout již v minulosti proběhlé mělké sesuvy (Aleotti,

Chowdhury 1999), (Hürlimann, Baeza 2002), (Lin et al. 2004), (Savage, Baum 2005), (Li, Wang, Liu 2018), (Ma, Deng, Wang 2018), rotační sesuvy (Hürlimann, Baeza 2002) či suťové sesuvy (Sassa, Wang 2005). To je i jeden z důvodů, proč blokovobahenní proudy obecně nejsou tak častým jevem jako výše zmíněné typy sesuvů (Hu et al. 2010), (Ma, Deng a Wang 2018). Proudly však mohou být spuštěny i sedimenty, jejichž transportačním médiem je povrchový odtok, který dále strhává další hmotu (Benko, Stead 2002), (Ma, Deng, Wang 2018). Ozturk et al. (2018) při svém výzkumu zjistil, že až 80 % unášené hmoty pocházelo z eroze koryta a materiálu v korytě již uloženém, naopak starší sesuvy poskytly jen 15 % materiálu. To tedy nahrává faktu, že velkou část masy proud strhne až během svého pohybu. Mnohé lokality jsou těmto pochodům vystaveny dlouhodobě a s většími či menšími časovými rozestupy se opakují (Záruba, Mencil 1987), (Ozturk et al. 2018). Proto svah, který byl v nedávné minulosti vystaven pohybům, může trpět nedostatkem potenciálního materiálu a být tak svým způsobem odolnější vůči novým svahovým událostem. Podobně uvažuje také Preston (1999), který zmiňuje důležitost schopnosti svahu regenerovat se z předcházejících svahových pohybů. Smolíková, Blahut, Vilímek (2016) se domnívají, že vysoké úhrny srážek v r. 2011 na Smědavské hoře (Česko) nezpůsobily svahové pohyby právě kvůli nedostatku materiálu na svazích, jež byl mobilizován předchozí rok.

Různé typy substrátů rovněž vykazují rozdílné reakce na vysoké úhrny srážek. Tímto materiálem bývá relativně zvětralé reziduum skalního podloží nebo půda (Savage, Baum 2005). Demek (1987) tento materiál definuje jako jemnozrnný s podílem úlomků skalních hornin. Ma, Deng, Wang (2018) se zaměřuje na drobnější materiál s tím, že proudy obsahují nízký poměr částic o velikosti $<0,1$ mm a vyšší podíl částic o rozměrech 0,1-2 mm. Wang, Sassa (2003), kteří studovali důkladněji vliv velikosti zrn materiálu, zjistili, že jemnější písek je náchylnější k sesuvům než hrubší materiál. Ondrášik, Vlčko, Fendeková (2011) dělí blokovobahenní proudy podle unášeného materiálu na kamenité, bahnitokamenité a bahnité. Příkladem proudů s kamenitým charakterem mohou být ty, jež se mobilizují z morénových akumulací v periglaciálním prostředí (Moreiras, Lisboa, Mastrantonio 2012), (Klimeš, Vilímek, Vlčko 2007). Benko, Stead (2002) pro změnu proudy pozorovali na mělkých lesních koluviálních půdách. Oakley et al. (2018) zmiňuje výskyt vysoce erozivních půd v oblasti Transverse Range (USA), kde bylo v posledních třech desetiletích zaznamenáno několik proudů. Měkkými a snadno erozivními horninami jsou pak například břidlice, fylity nebo

pískovce (Hu et al. 2010). Nicméně široké spektrum hornin náchylných k blokovobahenním proudům potvrzuje výzkum Ozturka et al. (2018), který je pozoroval v krasové oblasti s výskytem lasturnatých vápenců, které jsou silně rozpraskané a usnadňují tedy infiltraci srážek. Záruba, Mencl (1987) zase zkoumal proudy skládající se ze žulových balvanů, jež byly doplněny drobnějším štěrkem. Mrázová, Krupička (2011) se u granitů pozastavují nad četnými poruchami s mocnostmi až 100 cm, které mohou také sloužit k pronikání srážkové vody do hlubších vrstev.

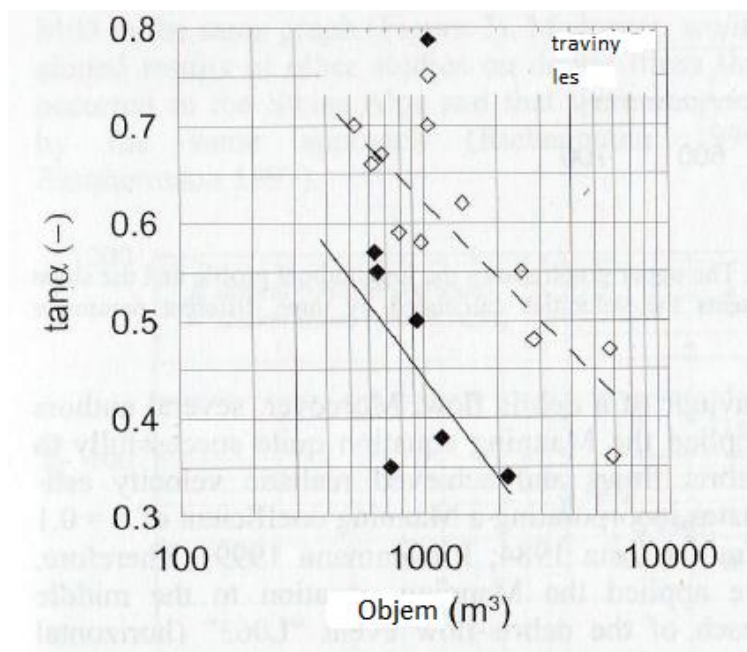
Iverson (2000) a Gabet, Mudd (2006) dále tvrdí, že písčité půdy dosahují stavu mobilizace snadněji, avšak Hürlimann, Baeza (2002) upřesňují, že jílovité materiály potřebují k mobilizaci celkově méně vody. V některých terénních výzkumech měl dokonce obsah písku větší vliv na tvorbu proudů než samotná poréznost půdy (Gabet, Mudd 2006). Voda v případě písčitých substrátů snadněji proniká ke smykové zóně, po které se následný proud pohybuje, naopak u husté jemně zrnité půdy voda prostupuje hmotou pomaleji (Iverson 2000). Proto je podle Gabeta, Mudda (2006) pro mobilizaci proudu stěžejní poměr písku a jemnějších částic. Hydraulická vodivost materiálu rovněž prodlužuje dobu mezi vrcholem srážek a samotným pohybem (Gabet, Mudd 2006). Iverson (2000) tento jev logicky přisuzuje i tenčí pedosféře, kterou voda pronikne rychleji než mocnějšími vrstvami. Stabilita svahových sedimentů se rovněž zvyšuje se schopností sát vlhkost (Iverson 2000), (Savage, Baum 2005).

Velmi důležitým faktorem ve stabilitě svahu je úroveň tlaku podzemních vod v půdních pórech (Caine 1980), (Iverson 2000), (Savage, Baum 2005). Vývoj tlaků mají na svědomí zejména změny v úhrnech srážek (Iverson 2000). Gabet, Mudd (2006) a Iverson (2000) uvádějí zvýšení tlaků v pórech jako základní milník vedoucí ke ztekucení svahových sedimentů, naopak nízký tlak v pórech pohybu přirozeně brání. K rychlému zvýšení tlaků uvnitř makropórů může dojít i v případě jejich ucpání či uzavření (Benko, Stead 2002). V případě vysoce porézních materiálů může dokonce dojít ke ztekucení materiálu okamžitě po uvedení svahu do pohybu (Iverson et al. 2000). Právě Iverson et al. (2000) pozoroval rozdílnou rychlost pohybu hmot v závislosti na rozdílné porozitě jinak zcela totožných materiálů. Naopak malá porozita může mít za následek příliš malé množství vody, které vyplní celkový prostor v půdních pórech a tedy nedochází ke svahovému pohybu (Iverson et al. 2000). Pod vlivem vyšší vlhkosti dochází u půd ke dvěma rozdílným reakcím, půdy dilatační při vyšší vlhkosti bobtnají a roste tedy i velikost půdních pórů, tlak v nich klesá (Savage, Baum 2005), (Gabet, Mudd 2006). Kontrakční půdy

mají naopak tendenci se smršťovat a dochází ke zmenšení velikosti pórů a zvyšuje se vnitřní tlak (Savage, Baum 2005). Navzdory těmto faktům právě Gabet, Mudd (2006) došli k závěrům, že se blokovobahenní proudy vyskytly na půdách dilatačních, které přešly do kontrakčních stavů. Tuto transformaci však nedokázali zcela ujasnit. Možné vysvětlení podává Savage, Baum (2005), který zmiňuje, že právě větší póry dilatačních půd dokáží pojmout další vodní hmotu a tedy i fakt, že tlak nakonec naroste i v těchto typech půd. Podle Iversona et al. (2000) jsou pro hutné půdy typické dilatační vlastnosti, zatímco půdy s nižšími hustotami mají tendenci ke kontrakčnímu chování. Zároveň však Iverson et al. (2000) dodává, že dilatační půdy mají spíše sklon pohyb po svahu brzdit. Vliv, jakým bude půda infiltrovat srážkovou vodu závisí i na její textuře a stupni nasycení (Demek 1987). Právě u míst s vysoce nasyceným materiálem se velmi zvyšuje pravděpodobnost výskytu blokovobahenních proudů (Mrázová, Krupička 2011).

3.3 Vegetace

Vliv vegetace na stabilitu svahů je na první pohled zřejmý především díky jejímu kořenovému systému, který napomáhá k soudržnosti nezpevněných svahových uloženin. Rostlinný pokryv rovněž zmírňuje intenzivní infiltraci dešťových srážek (Demek 1987). Aridní krajiny jsou tak v tomto ohledu vystaveny většímu riziku, neboť vegetace je zde řídká (Záruba, Mencl 1987). Li, Wang, Liu (2018) si například všimli, že na lokalitách s rychlejším zarůstáním byla značně snížena svahová aktivita. Na lokalitách s vyšším stupněm obnovy vegetace tedy dochází k rychlejší regeneraci svahu (Li, Wang, Liu 2018). Gabet, Mudd (2006) pozorovali, že během intenzivních dešťů se v centrální Kalifornii (USA) na lokalitách pokrytých porosty šalvěje a travin spustily blokovobahenní proudy právě na těchto plochách, kde převažuje pouze mělký kořenový systém. Až 56 % sesuvů se zde mobilizovalo v blokovobahenní proudy, ačkoliv na jiných místech urazily sesuvy jen několik metrů a zastavily se jako sesuvy s rotační smykovou plochou (Gabet, Mudd 2006). O nestálosti svahů porostlých travinami, díky jejich hustým, ale krátkým kořenům, které tvoří souvislou vrstvu a nezpevní materiál do hloubky, hovoří i Kanský (1935). Hürlimann, Baeza (2002) porovnávali soudržnost svahů s porosty travin a borovic. Jak je vidět na grafu č. 4, větší stabilitu vykazovaly lokality s borovicemi, které disponují silnými a hlubokými kořeny.



Graf č. 4 - Závislost sklonu svahu a objemu materiálu blokovobahenních proudů v souvislosti s typem vegetačního pokryvu (východní Pyreneje, Španělsko). zdroj: Hürlimann a Baeza (2002)

Ovšem i narušení staré drnové pokrývky rozoráním může výrazně zvýšit nadměrné vsakování do hlubších vrstev a tedy i destabilizovat ukloněné povrchy (Záruba, Mencil 1987). Nepřímo na vliv vegetace poukazuje i Oakley et al. (2018), který dává výskyt proudů v jižní Kalifornii (USA) na přelomu roků 2017 a 2018 do souvislosti s obrovským požárem, který zdevastoval místní lesní porosty a vystavil obnaženou půdu následným prudkým lijákům. Stromy či celkově lesní porost má také schopnost zachytávat a zastavovat větší částice proudu, jako jsou kamenné bloky či větší kameny (Ma, Deng, Wang 2018). V případě vzniku svahového pohybu však mohou tvořit i součást unášené masy a zvyšovat tak ničivý efekt (Demek 1987), (Mrázová, Krupička 2011), (Ozturk et al. 2018). Na zalesněných svazích mohou tvořit až 60 % unášené hmoty (Hungar 2005). Některé negativní faktory vegetace na stabilitu svahu potvrzuje i tabulka č. 4, kdy je zmíněna například zátěž svahů způsobená vegetačním pokryvem, zejména pak stromovým patrem. Benko, Stead (2002) dále uvádějí i vliv tlejících zbytků vegetace, po kterých zůstávají v půdách makropóry, jimiž do hlubších vrstev proniká povrchová či srážková voda. To, jak odlesnění může ovlivňovat stabilitu svahů, zkoumali v Britské Kolumbii (Kanada) právě Benko, Stead (2002), kteří po intenzivní těžbě zpozorovali zvýšený objem sedimentů v řekách díky vyšší erozi, ovlivnění mechanických a hydrologických vlastností půd a také zvýšení aktivity svahových pohybů.

Tabulka č. 4 - Vliv vegetace na stabilitu svahu.

faktor	popis
pohlcování srážek	redukce energie dopadajících srážek, umožnění evaporace ještě před stykem vody s půdou
mulčování země	poskytování pravidelného přítoku vody, snižování povrchového odtoku a jeho rychlosti (snížení eroze), zvýšení drsnosti povrchu, nahrazení ztrát odneseného materiálu
evapotranspirace	snižování úrovně spodních vod, snižování hmotnosti půdních jednotek, zvyšování sací schopnosti v nenasyceném stavu
zpevnění půdy	zvyšování stability půd na svazích, rozklad kořenů a doprovodné snížení soudržnosti půd
zátěž svahu	zatížení svahů velkými stromy a přenášení větrné energie do země, narušování a obnažování minerálních vrstev vyvrácením stromů, narušování stabilní lokality a zvyšování eroze, náchylnost okrajových stromů k vyvrácení

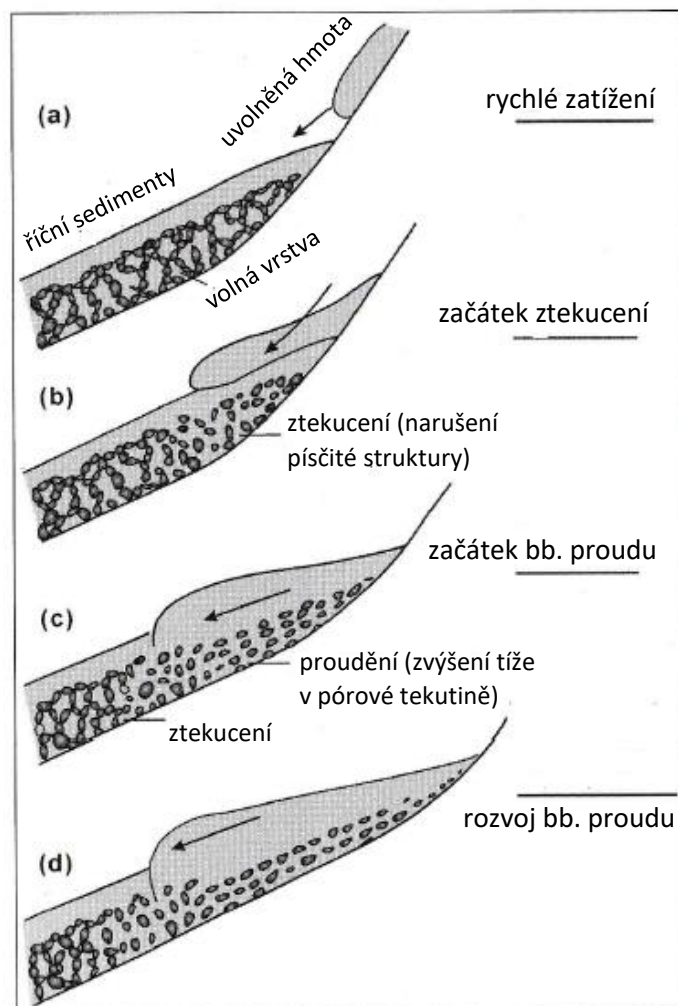
zdroj: Benko a Stead (2002)

3.4 Svahové poměry

Geomorfologické a topografické poměry území jsou dalším neopomenutelným aspektem blokovobahenních proudů a celkově svahových pohybů (Benko, Stead 2002). Jedná se především o energii svahu a jeho členitost (Ondrášik, Vlčko, Fendeková 2011). Protože se proudy přizpůsobují tvaru reliéfu, sklon a členitost svahu ovlivňují, jakou unášená hmota urazí vzdálenost a její směr (Záruba, Mencl 1987). O blokovobahenním proudu totiž můžeme často hovořit až poté, co unášená hmota vstoupí do již existujícího koryta či úžlabiny (Záruba, Mencl 1987), (Benko, Stead 2002), (Hungar 2005), (Sassa, Wang 2005), (tabulka č. 5), kde se pohyb hmoty transformuje na turbiditní. Vliv má však členitost i v mnohem menším měřítku, například Gabet, Mudd (2006) si všimli akumulací půdy s horší hydraulickou vodivostí, za kterými se hromadila srážková voda, která se následně mohla infiltrovat do hlubších vrstev a narušovat stabilitu svahu. Tento jev potvrzují i Benko, Stead (2002), kteří vznik depresí přisuzují rozdílné intenzitě zvětrávání a eroze v místech diskontinuit podloží nebo předchozí svahové aktivitě. I Savage, Baum (2005) mluví o prohlubních a depresích jako o místech vzniku svahových pohybů. O hromadění vody za překážkami ve svahu hovoří i Klimeš, Vilímek, Vlčko (2007). Ti předpokládají, že blokovobahenní proud v údolí Urubamba (Peru) způsobilo

protržení přírodní hráze, kterou na místním toku vytvořil předešlý sesuv. O možnostech protržení sesuvných hrází a vzniku proudů se zmiňují i Ondrášik, Vlčko, Fendeková (2011). Čím více je pak svah narušen křehkými poruchami či jinými nespojitostmi, tím lépe může voda pronikat do podloží svahu. Odlučné hrany svahových pohybů se často váží na horní části svahů (Záruba, Mencl 1987), (Li, Wang, Liu 2018) nebo na povrchové výstupy podzemních vod (Záruba, Mencl 1987), (Benko, Stead 2002), (Mrázová, Krupička 2011), (Ondrášik, Vlčko, Fendeková 2011). Příkladem narušení svahu v menším měřítku mohou být křehké poruchy horninového masivu a dominující směr ploch nespojitosti (Mrázová, Krupička 2011), (Ondrášik, Vlčko, Fendeková 2011), trhliny vznikající napětím (Benko, Stead 2002) nebo i činnost živočichů, kteří svah narušují hrabáním nor a chodeb (Savage, Baum 2005).

Jak již bylo zmíněno v kapitole 3.2 Materiál a jeho vlastnosti, hmotu blokovobahennímu proudu mohou dodávat i mělké sesuvy, rotační sesuvy či suťové sesuvy. Tyto svahové pohyby však nemusí pouze poskytovat materiál, ale i způsobit výrazné zatížení svahu. Sassa, Wang (2005) zpozorovali u vodního toku Gamahara (Japonsko) jev, kdy místní sesuvy zatížily vodou nasycené říční sedimenty, ty nebyly schopné tlaku odolat a podél smykové zóny se spolu s hmotou sesuvu transformovaly do blokovobahenního proudu. Ostatně podobného jevu si všimli i Benko, Stead (2002) v Britské Kolumbii (Kanada), kteří uvádějí, že sesuv se transformoval na blokovobahenní proud poté, co vstoupil do koryta místního vodního toku a zmobilizoval zde uložené sedimenty. Tento fenomén je znázorněn na obrázku č. 1. Vliv má však i celkové uložení hornin vzhledem k orientaci svahu. Kuský (1935) například uvádí, že pokud je uložení horninových vrstev se svahem vodorovné či dokonce proti němu, mohou výše položené vrstvy po nasáknutí vodou výrazně zvýšit hmotnost a ta způsobí vytlačení níže položené nepropustné vrstvy ve formě proudového tělesa. Koneckonců o důležitosti uložení hornin pro svahové pohyby hovoří i Ondrášik, Vlčko, Fendeková (2011). Na objemech unášených hmot má však zásadní vliv i velikost povodí, v němž se proud či jiný svahový proces vyskytl (Hürlimann, Baeza 2002), (Ma, Deng, Wang 2018).



Obrázek č. 1 - Proces ztekucení říčních sedimentů vlivem jejich zatížení. zdroj: Sassa (1985)

Další důležitou vlastností pro vznik blokovobahenních proudů je svažitost. Sklon určuje i to, jakým způsobem se bude srážková voda infiltrovat (Demek 1987). Na první pohled by se mohlo zdát, že riziko roste s větším sklonem svahů, ale opak je pravdou. Hungr (2005) uvádí, že svahy se sklonem 45° a více mají většinou příliš slabou či nesouvislou vrstvu sedimentů a půdy, aby vůbec ke svahovým pohybům došlo. Zároveň uvádí rozpětí sklonů, mezi kterými se blokovobahenní proudy spouštějí nejčastěji, jako 20-45° (Hungr 2005). Do tohoto intervalu spadají i proudy v centrální Kalifornii (USA), které pozorovali Gabet, Mudd (2006). V jejich případě bylo rozmezí sklonů 28-32°. Blokovobahenní proud zkoumaný Ozturkem et al. (2018) v Bádensku-Württembersku (Německo) se vyznačoval sklonem 30°. Že však toto vymezení není zcela striktně dáno potvrzují Mrázová, Krupička (2011), kteří určili střední sklon svahu dvou blokovobahenních proudů na Smědavské hoře (Česko) na 50° a 55°. Ma, Deng, Wang (2018) navíc zjistili, že se obecně s příkřejšími svahy zvyšuje vymílání koryta a proud tak ve

svém důsledku unáší více hmoty. Největší erozi proudu v Miyu County (Čína) zaznamenali v úseku se sklonem 28,8° (Ma, Deng, Wang 2018). Úklon svahů navíc významně ovlivňuje chování těchto pohybů, proto lze identifikovat jejich tři základní části: zdrojovou část, transportní část a akumulační část (Záruba, Mencl 1987), (Hungar 2005). Každá z těchto zón má charakteristický sklon, který podmiňuje ukládání či pohyb materiálu. Podrobněji se touto otázkou v Kordillerách (Kanada) zabýval Van Dine (1985), který pro zdrojovou část určil sklon větší než 25°, pro transportní v rozmezí 13-35° a pro akumulační menší než 10°. Souhlasí s ním i Záruba, Mencl (1987), který pro dané zóny zjistil na blokovobahenním proudu na Slavkovském štítu (Slovensko) hodnoty 32° ve zdrojové, 14-18° v transportní a 8° v akumulační.

Tabulka č. 5 - Faktory ovlivňující mobilizaci sesuvu do blokovobahenního proudu.

faktory
objem materiálu, který vstoupí do koryta proudu
zrychlení sesuvu při vstupu do koryta proudu
složení materiálu sesuvu
úhel při vstupu sesuvu do koryta proudu
sklon koryta proudu
množství přítomné vody při sesuvu

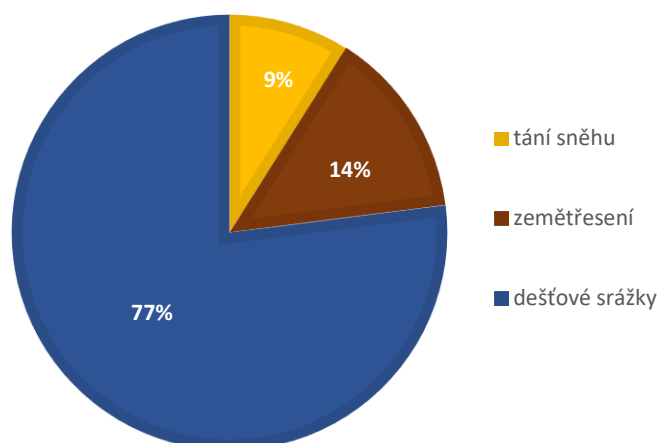
zdroj: Benko a Stead (2002)

3.5 Tektonika a seismicita

Tektonika i seismicita jsou dalšími faktory, které mohou výrazně ovlivnit tvář reliéfu či být přímo jedním ze spouštěvých faktorů blokovobahenních proudů a dalších svahových pohybů. Že má na stabilitu svahů vliv i současná tektonika potvrzují Ondrášik, Vlčko a Fendeková (2011). Tektonické zlomy jsou velmi často zdrojem zemětřesných událostí a tyto dva geologické úkazy se úzce prolínají. Tuto spojitost potvrzují například Lin et al. (2004) nebo García-Martínez, López (2005). Na Taiwanu se mnohé sesuvy a blokovobahenní proudy vázaly na poruchy způsobené zemětřesením, neboť vzniklé trhliny usnadňovaly infiltraci dešťové vody (Lin et al. 2004). Stejně tak naznačují oslabení lokality z důvodů tektonických zdvihů i García-Delgado, Machuca, Medina (2019) v okolí města Mocoa (Kolumbie). Carlini et al. (2018) si v oblasti Severních Apenin (Itálie) všiml výrazně strmějších svahů v oblastech tektonických poruch, kde se toky silně zařezávaly do skalního podloží. V místech poruch se

potvrdila větší potenciální energie svahů i podle Carliniho et al. (2018). Tektonické zlomy mají vliv i na orientaci vodních toků (García-Martínez, López 2005) a obecně lze tedy tvrdit, že tektonika výrazně ovlivňuje reliéf, který se stává náchylnější ke vzniku svahových pohybů.

Celkově zemětřesení nemají takový vliv na výskyt proudů jako klimatické faktory (Wieczorek, Glade 2005), (graf č. 5). Avšak jejich schopnost narušovat stabilitu svahů nelze dozajista zanedbat. Zemětřesné události se svou silou mohou být považovány za jedny z nejúčinnějších narušitelů stabilního reliéfu. Jibson, Harp, Michael (2000) uvádějí, že silné pohyby mohou destabilizovat svahy a uvolnit sesuvy, ze kterých se následně mobilizují blokovobahenní proudy. Vlivem silných zemětřesení v oblasti centrálního Taiwanu se zabýval Lin et al. (2004), který pozoroval jednak nárůst frekvence výskytu blokovobahenních proudů z předchozích 1x za 5 let na 6x za 2 roky a jednak přemístění událostí na strmější svahy, které byly doposud bez pohybů. V jak dlouhém časovém úseku je tedy stále patrný vliv zemětřesení je otázkou. Li, Wang, Liu (2018) při svém výzkumu v oblasti Wenchuan (Čína) odhaduje, že místní svahy postižené roku 2008 zemětřesením, podle Mercalliho stupnice s ničivými až katastrofickými následky (X-XI), dospějí k rovnovážnému stavu v rozmezí 50-100 let. Na rozdíl od Lina et al. (2004) však Li, Wang, Liu (2018) v tomto případě pozorovali přesun svahových pohybů na mírnější svahy než dosud. Lin et al. (2004) dále uvádí, že po zemětřesení stačily ke vzniku proudů pouze třetinové úhrny srážek. Ke stejným závěrům ohledně množství potřebných srážek na poruchami postižené lokalitě došel i Hu et al. (2010) v oblasti pánve Subahoe (Čína). Potřebné magnitudo zemětřesení však není všude jednotné. Moreiras, Lenzano, Riveros (2008) zjistili, že svahové pohyby v oblasti Aconcagua Park (Argentina) jsou spojeny se zemětřeseními s $M > 3.9$. V oblasti Longmenshanu (Čína) pak mnoho blokovobahenních proudů způsobilo mnohem silnější zemětřesení o síle $M = 8$ (Hu et al. 2010).



Graf č. 5 - Hlavní spouštěcí faktory svahových pohybů v Aconcagua Park (Argentina) v letech 1822-2010.
zdroj: Moreiras, Lisboa, Mastrantonio (2012)

3.6 Další faktory

Ačkoliv se předcházející kapitoly snažily popsat faktory, jež mají významný vliv na tvorbu blokovobahenních proudů, do tohoto procesu vstupuje mnohem více potenciálních vlivů. Ty sice nemusí být přímo primární a nejdůležitější, ale mohou vznik výrazně usnadnit a urychlit.

Vzhledem k poloze zkoumaného blokovobahenního proudu v oblasti Severních Apenin nebyl popsán vliv sopečné činnosti, která však ve vybraných lokalitách může být zcela zásadním faktorem. Těmto proudům se blíže věnují například Major, Pierson, Scott (2005) nebo Vallance (2005). Proudů generované sopečnou činností, někdy zvané lahary, mohou být spuštěny v případech, kdy vrchol vulkánů pokrývá ledovec či sníh nebo pokud je kráter vyplněn jezerem (Vallance 2005). Tyto zdroje vodnosti pak poskytují dostatečné množství transportního média pro mobilizaci velkého objemu hmoty, proto proudy se sopečným původem patří k těm vůbec největším (Major, Pierson, Scott 2005). Velké objemy těchto proudů jsou způsobeny i snadno erodovatelnými vulkanickými horninami, které se během intenzivních dešťů snadněji mobilizují (Vallance 2005). K jednomu z nejlépe zdokumentovaných proudů tohoto původu patří ty z okolí Mount St. Helens (USA) (Major, Pierson, Scott 2005).

Dalším možným faktorem vstupujícím do hry je eroze vodních toků, které podemílají úpatí svahů (Záruba, Mencl 1987). Ondrášik, Vlčko, Fendeková (2011) tento fakt potvrzují z hlediska vlivu vodních toků na energii svahu a také výkyvu v průtocích, které mění úroveň hladiny podzemních vod (kapitoly 3.1 Srážky, 3.2 Materiál a jeho vlastnosti). V případě

přemístění hmot do vodního toku by koryto mohlo zároveň sloužit jako transportní zóna, o které hovoří Záruba, Mencl (1987), Benko, Stead (2002), Hungr (2005) nebo Sassa, Wang (2005).

V neposlední řadě do tvorby svahových procesů vstupuje krom přírodních sil i člověk. Antropogenní činnost může výrazně ovlivnit stabilitu svahů odlesňováním, které mimo jiné mění mechanické i hydrologické vlastnosti půdy (Benko, Stead 2002), (García-Delgado, Machuca, Medina 2019). Benko, Stead (2002) při výzkumu v Britské Kolumbii (Kanada) došli k závěru, že se odlučné hrany blokovobahenních proudů nacházejí v místech, kde je svah protnut konstrukcí nekvalitních lesních cest s nezpevněnými okraji. Člověk navíc ovlivňuje i tvar reliéfu budováním násypů či zářezů pro dopravní komunikace (Ondrášik, Vlčko, Fendeková 2011). Dalšími narušujícími činnostmi může být těžba lomová nebo důlní, která podporuje sedání svahu (Záruba, Mencl 1987).

4. FYZICKOGEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA ZKOUMANÉHO ÚZEMÍ

4.1 Poloha a význam zkoumaného území

Území trojúhelníkovitého tvaru známé jako Oltrepò Pavese je označení pro jižní část italské provincie Pavia, jež spadá pod ekonomicky významný region Lombardie. Z východu a západu je ohraničena hranicemi příslušného regionu, severní hranici tvoří italský veletok Pád. Z hospodářského hlediska je území významné jako produkční oblast vinné révy.

Samotný blokovobahenní proud se nachází na severních svazích údolí řeky Torrente Ardivestra ústící do Staffory. Nejbližším sídlem je Giarone, jež spadá pod vyšší administrativní jednotku comune Rocca Sussella. Zeměpisné souřadnice akumulární části proudu jsou 44.892842 N a 9.0840486 E.



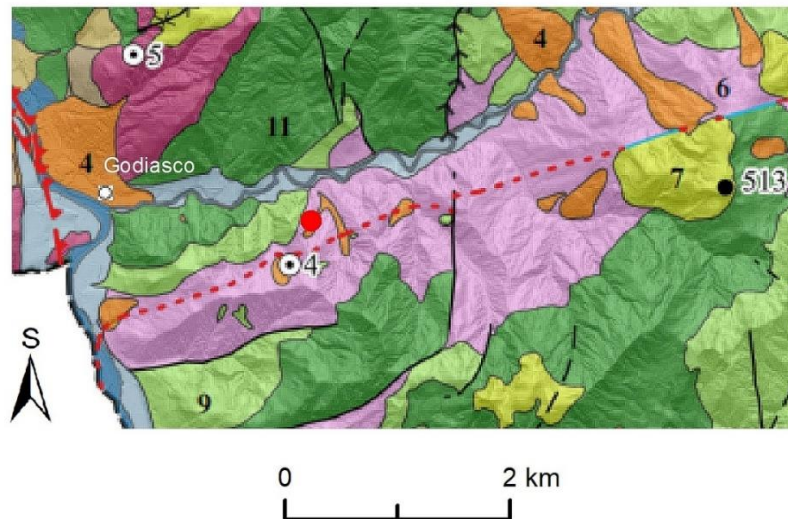
Mapa č. 1 - Poloha Oltrepò Pavese v rámci italských regionů. zdroj: DIVA-GIS 2019

4.2 Geologická charakteristika

Horská pásma Severních Apenin jsou složena převážně z jílovců, slínovců a pískovců ve flyšovém vývoji (Kráal 1999). Jílovce jsou zpevněné jílové uloženiny, jíl je tvořen částicemi o velikosti menší než 1/512 mm (Petránek et al. 2016). Slínovce jsou zpevněné hybridní horniny a náleží rovněž do řady jílu, jde o přechodnou fázi jílovitého vápence a vápnitého jílovce (Petránek et al. 2016). V oblasti rovněž nalézáme pískovce, jež jsou zpevněné klastické sedimenty se zrny pískové frakce (0,06-2 mm) o obsahu nejméně 25 % (Petránek et al. 2016). Právě tyto typy hornin jsou velmi často uloženy ve flyšovém souvrství, které je charakterizováno jako komplex vrstev mořského původu s rytmickým zvrstvením a mocností minimálně 500 m (Petránek et al. 2016). Krajním případem flyšů jsou tzv. divoké flyše složené z nevytříděných bloků, balvanů a valounů, které jsou uloženy v základní jílové hmotě (Petránek et al. 2016).

Povodí řeky Staffory, kam studovaná lokalita spadá, lze z geologického hlediska zhruba rozdělit na severní a jižní část podél linie na níž leží město Varzi. Jižní sektor je tvořen převážně vápenci a pískovci s menšími plochami s jílovcovým a slínovcovým podložím (Fontana et al. 1994), (Carrara, Crosta, Frattini 2003), (Bosino et al. in press). Naopak v severním sektoru převládají slínovce, méně se pak objevují pískovce a jílovce (Gelati et al. 1974), (Bosino et al. in print). V okolí vodních toků jsou přítomny úzké a protáhlé struktury říčních naplavenin tvořené štěrkem, pískem a jílem (Carrara, Crosta, Frattini 2003), (Bosino et al. in print). Plošně nezanedbatelné jsou uloženiny dřívějších svahových pohybů (Bosino et al. in print).

Studovaný blokovobahenní proud leží z hlediska povodí Staffory v málo zastoupené geologické jednotce tvořené melanží (Bosino et al. in print). Carrara, Crosta, Frattini (2003) lokalitu specifikuje jako chaotický komplex s obsahem jílovců. Melanž je nesourodý komplex tektonických útržků, různého složení a původu, které jsou uzavřeny v plastičtější materiálu (Petránek et al. 2016). Materiál melanže má submarinní původ, bloky jsou uloženy v materiálu jílové až siltové zrnitosti a mají šedou až načervenalou barvu (Bosino et al. in print). Tyto formy nemají zřetelnou diferenciaci ve stratigrafii, struktuře ani primární genezi (Panini et al. 2002). K takovému neuspořádanému stavu došlo buď z důvodů již proběhlých svahových procesů nebo kvůli vícefázovým deformacím jílovcových, vápnitých a arenických sekvencí (Panini et al. 2002).









Horniny:

	říční sedimenty (1)
	sedimenty říčních teras (2)
	svahové sedimenty (3)
	sedimenty sesuvů (4)
	slepence (5)
	melanž (6)
	pískovce (7)
	střídavě vrstevnaté horniny (9)
	střídavě vrstevnaté jílovce (11)

Tektonické útvary:

	pozorovaný zlom
	hypotetický zlom
	pozorovaný přesmyk
	pozorovaný pokles
	hypotetický přesmyk
	předpokládaný příkrov
	lineament
	horizontální posun
	synklinála

Ostatní:

	hranice oblasti
	říční síť
	vzorkový bod
	sídlo
	blokovobahenní proud
	kóta

Mapa č. 2 - Geologické poměry zkoumaného území. zdroj: Bosino et al. (in print)

4.3 Geomorfologická charakteristika

Apeninská soustava je součástí alpsko-himálajské vrásné soustavy (Král 1999). Jedná se o pohoří neogenního stáří, kdy se daly do pohybu místní horotvorné pohyby (Král 1999). Neogén je jednou ze tří etap třetihor a datuje se do období přibližně před 23,3-2,6 miliony let (ČGS 2011). Vznik byl doprovázen tvorbou příkrovů a četných rozlámání (Král 1999). Zlomy v blízkosti studované oblasti mají orientaci ve směru JZ až SV (Carrara, Crosta, Frattini 2003). Dříve podlehla vrásnění západněji položená pásma během miocénu (Král 1999), tedy před 23 až 5,3 miliony let (Encyclopaedia Britannica 2018), východnější byla tvarována až v průběhu pliocénu v období mezi 5,3 až 2,6 miliony let (Král 1999), (Encyclopaedia Britannica 2011). V době pliocénu rovněž probíhaly zdvihy pásem z moře, které pokračovaly až do kvartéru

(Král 1999). I proto je do dnešních dnů oblast Apeninského poloostrova územím tektonických pohybů (Král 1999). Ty jsou doprovázeny sopečnou činností, stejně jako četnými zemětřeseními. Právě zemětřesení bývají často doprovázena sesuvnými pohyby, vývěry nových pramenů a změnami směrů vodních toků (Král 1999). Konkrétně ve studovaném území došlo k poslednímu zemětřesení v listopadu 2013 s centrem u města Voghera Rivanazzano, které dosáhlo $M = 3,9$ (Volcano Discovery 2013).

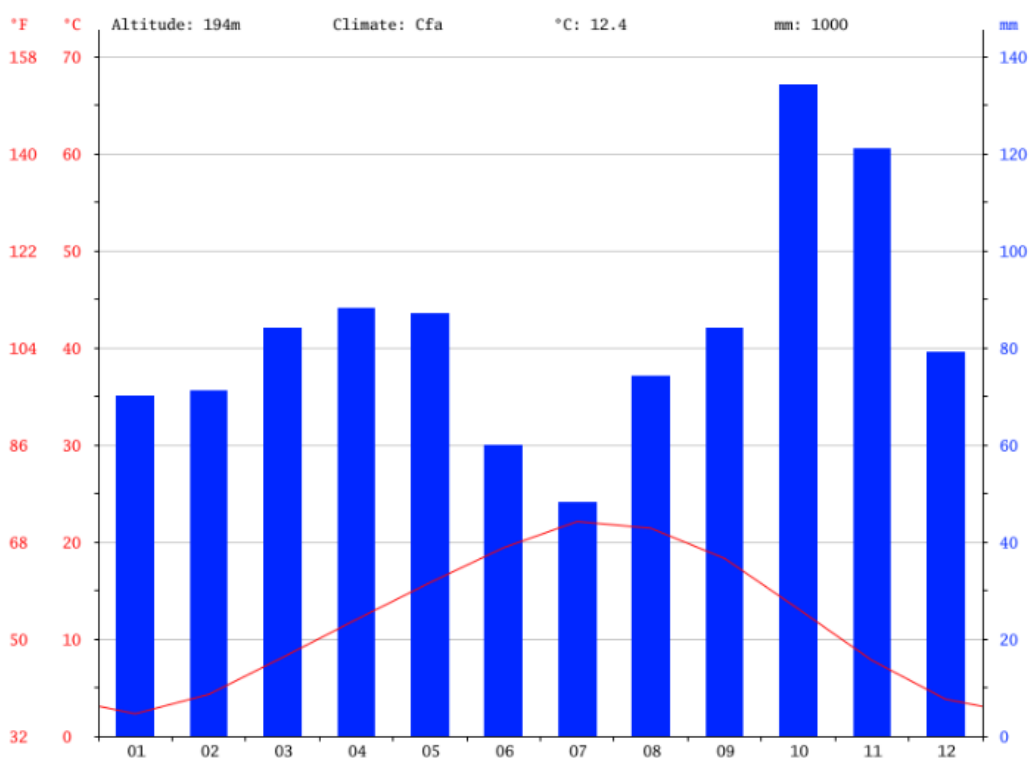
Severní Apeniny jsou typické horskými hřbety se zaoblenými tvary, které jsou výrazně asymetrické (Král 1999). Severní svahy spadající k Pádské nížině jsou dlouhé a rozbrázděné četnými údolími (Netopil, Bičík, Brinke 1989), (Král 1999). V jílovitých horninách vznikají erozí rýhy zvané calanchi, které při větvení a vzájemném propojování tvoří krajinu známou jako badlands (Král 1999). Ve flyšových souvrstvích jsou časté svahové pohyby (Král 1999), (Carrara, Crosta, Frattini 2003), (Accordi, Parotto, Poulsen 2009), jímž se v místním prostředí říká frane (Kunský 1935), (Král 1999). Jejich výskyt je závislý na intenzivních deštích i zemětřeseních (Netopil, Bičík, Brinke 1989).

Samotná lokalita již spadá pod Severní Apeniny. Podrobněji je Králem (1999) vymezena jako Apenin Ligursko-piacenzský, jehož nejvyšší vrchol je Monte Maggiorasca s výškou 1799 m n. m. Samotný reliéf je velmi ovlivněn typem a strukturou geologického podloží, severní část povodí Staffory se vyznačuje menšími relativními výškami a pozvolnějšími svahy (Carrara, Crosta, Frattini 2003). Nejčastějšími svahovými procesy v lokalitě jsou pak zemní proudy a translační sesuvy (Carrara, Crosta, Frattini 2003). Výrazné svahové události v povodí Staffory proběhly v minulosti v letech 1951, 1959, 1976–1977, 1993, 1997 a 2000 (Ballabio, Sterlacchini 2012).

4.4 Klimatická charakteristika

Území Severních Apenin tvoří výraznou klimatickou hranici mezi Pádskou nížinou a samotným poloostrovem (Král 1999). Tento fakt potvrzují i klimadiagramy okolních obcí, které se pohybují na rozhraní kategorie Cfa a Cfb podle Köppena (Climate-data.org 2012). Obecně je kategorie C charakterizována jako podnebí mírně teplé, vlhké subtropické s horkými léty, které je ohraničeno izotermou nejchladnějšího měsíce 18°C na jihu a -3°C na severu (Chromov 1968). Cf je poté mírně teplá oblast s rovnoměrným rozložením srážek během celého roku (Chromov 1968). Obec Godiasco patří podle Climate-data.org, jež využívá data od roku 1982 do roku 2012, do kategorie Cfa (graf č. 6). Cfa značí, že teplota nejteplejšího měsíce je 22°C

a větší (Arnfield 2018). Podle klimadiagramu Climate-data.org (2012) obce Godiasco lze vidět, že nejteplejším měsícem je červenec s průměrnou teplotou 22,1°C, což potvrzuje zmíněnou těsnost mezi jednotlivými kategoriemi, naopak nejchladnějším je leden s průměrnými hodnotami 2,3°C. Průměrná roční teplota se pak pohybuje kolem 12,4°C. Co se týče srážek, jsou přítomna dvě maxima, a to během jara (březen-květen) a především během podzimu (říjen-listopad). Nejsušším měsícem je naopak červenec s úhrny kolem 48 mm. Celkově během roku spadne okolo 1000 mm srážek.



Graf č. 6 - Klimadiagram obce Godiasco. zdroj: Climate-data.org (2012)

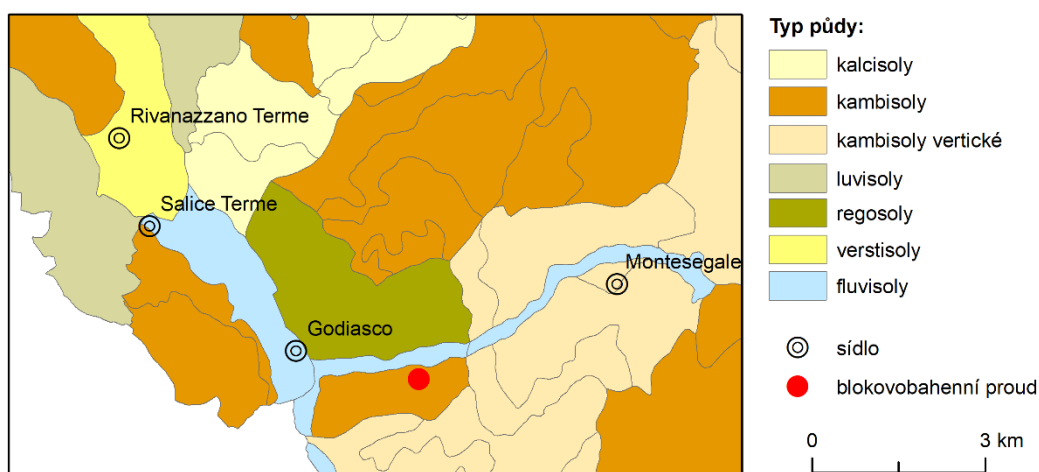
4.5 Hydrologická charakteristika

Lokalita je z hydrologického hlediska odvodňována tokem Torrente Ardivestra, jež je podle absolutní řádovosti podle Gravelia klasifikován III. řádem. Ten se po 14 km vlévá do řeky Torrente Staffora, toku II. řádu, který pro změnu odvádí své vody do italského veletoku Po, který se jako tok I. řádu vlévá do Jaderského moře na okraji zálivu Golfo di Venezia. Typickým prvkem je velká rozkolísanost spojená s rozvodněním a mnohonásobně zvýšeným průtokem, který doprovází silná eroze břehů (Comunità Montana dell’Oltrepò Pavese 2019). Navíc během období vyšších vodních stavů toky unášejí značné množství kalu, štěrku a písku (Netopil, Bičík, Brinke 1989). Řeky apeninské oblasti jsou napájeny zejména dešti a podíl podzemních vod není velký (Netopil 1972), (Votýpka 1994). Jejich režim závisí na tom, zda se

v pramenné oblasti vyskytuje sníh, což je právě případ řeky Staffora, která pramení pod horou Monte Chiappo (1699 m n. m.). Sníh však v těchto oblastech většinou nevydrží dlouho a rychle taje, zejména pokud začne pršet (Netopil 1972). V závislosti na výskytu sněhu v povodí jsou řeky buď pluvialního nebo pluvio-niválního režimu s dvěma maximy v jarním období během dubna a května a na přelomu podzimu a zimy (Netopil 1972).

4.6 Pedologická charakteristika

Podle pedologických podkladů Geoportale della Lombardia (2013) se na území blokovoahenního proudu nalézají typy půd zvané kambisoly. Jedná se o půdy vyskytující se především v členitém a horském prostředí a jsou vyvinuty ze svahovin pevných nebo zpevněných matečných hornin (Němeček, Smolíková a Kutílek 1990). Obecně se u kambisolů setkáváme s velkým spektrem substrátů a mají poměrně široké využití od lesních fondů po zemědělství (Němeček, Smolíková, Kutílek 1990). Vyvíjejí se v místech braunifikace a transformací jílu při dostatečné biologické činnosti organismů (Duchaufour 1977). Vodní režim může být ustický nebo xerický a stratigraficky se člení na horizonty O-Ah-Bv-IIbC-IIC nebo Ap-Bv-IIbC-IIC (Němeček, Smolíková, Kutílek 1990). Typický je pak výskyt kambického (braunifikovaného) horizontu (Němeček et al. 2001).



Mapa č. 3 - Půdní poměry zkoumaného území. zdroj: Geoportale della Lombardia (2013)

O vlastnostech zdejších půd rovněž vypovídá blízký výskyt vertikálních kambisolů. V těchto půdách se vytvářejí hluboké trhliny, klínovité pedy a šikmé skluzné plochy ve smektických jílech, které dlouhodobě prosychají (ustický režim) (Němeček et al. 2001). Právě tyto trhliny mohou složit jako vstupní otvory pro průnik srážkové vody do hlubších vrstev, a tedy podporovat tvorbu svahových pohybů.

Častým problémem půd v severní části povodí Staffory je zejména její využití pro pěstování vinné révy, které provází kypření a okopávání, jež vede ke zvýšené infiltraci vody a narušení stability svahů (Carrara, Crosta, Frattini 2003).

4.7 Biogeografická charakteristika

Z fyto geografického hlediska se oblast nachází v největší oblasti holarktické, která zabírá většinu severní polokoule, včetně celé Evropy. Při detailnějším členění pak patří do subtropické mediteránní podoblasti (Král 1999). V hornaté Apeninské části jsou rostliny uspořádány do výškových vegetačních stupňů (Král 1999). Zkoumaná lokalita náleží ke stupni submontánních listnatých lesů, kde jsou nejhojněji zastoupeny duby (Netopil, Bičík, Brinke 1989), (Král 1999). Konkrétně pak dub letní (*Quercus robur*), dub zimní (*Quercus petraea*) a dub pýřitý (*Quercus pubescens*) (Král 1999). Ty jsou na některých místech doplněny nepůvodním kaštanem (*Castanea sativa*), trnovníkem akátem (*Robinia pseudacacia*) či na vlhčích stanovištích keřem netvařcem křovitým (*Amorpha fruticosa*) (Král 1999), (Cavagna, Ruggeri, Marinuzzi 2006). Ve vyšších polohách se pak rozprostírají borovicové lesy (Comunità Montana dell'Oltrepò Pavese 2019). Co se týče bylin, můžeme se v oblasti setkat s typickými evropskými druhy jako šťovíkem koňským (*Rumex hydrolapathum*) nebo orobincem širokolistým (*Typha latifolia*) (Cavagna, Ruggeri, Marinuzzi 2006).

Zoogeograficky nadřazeným celkem je palearktická oblast. Z podtřídy ptáků se v oblasti můžeme setkat s volavkou popelavou (*Ardea cinerea*) či vlhou pestrou (*Merops apiaster*), z plazů je to ještěrka obecná (*Lacerta agilis*) či užovka maurská (*Natrix maura*), hmyz zastupuje motýl běloskvrnáč pampeliškový (*Syntomis phegea*) nebo Perla Grandis z řádu pošvatek, typickým zástupcem místních řek je *Telestes muticellus* patřící mezi kaprovité (Cavagna, Ruggeri, Marinuzzi 2006).

5. METODIKA A DATA

Fakta pro rešeršní část byla čerpána ze zdrojů odborných publikací a odborných článků z databáze Web of Science. Prostorová data k fyzickogeografické části byla převážně stažena z geoportálu Geoportale della Lombardia, v případě administrativních hranic států a regionů z databází DIVA-GIS a GitHub. Kromě odborné literatury či online verze encyklopedie Britannica byla využita geologická mapa od Bosino et al. (in print) vydaná jako samostatný mapový list. Data o klimatu a zemětřesení jsou z webu CLIMATE-DATA.ORG a Volcano Discovery.

Geomorfologické mapování proběhlo formou fotografování a terénní pochůzky lokalitou, kdy geometrie zaznamenaných tvarů reliéfu byla později upřesněna pomocí snímků z map Google Earth a leteckých snímků od Geoportale della Lombardia. Pro samotný mapový list byl použit letecký snímek z roku 2015, neboť od té doby se tvary blokovobahenního proudu nezměnily. Pomocí programu ArcMap 10.6.1. a ortofot oblasti byl vytvořen samotný mapový list se zákresem všech identifikovaných geomorfologických tvarů. Legenda byla vytvořena na základě vlastního uvážení, aby co nejvíce reflektovala genezi a vlastnosti tvarů reliéfu. Mapa sklonitosti byla vytvořena z digitálního modelu terénu DTM 5x5 - Modello digitale del terreno z roku 2015 s prostorovým rozlišením 5 m. V programu ArcMap 10.6.1. byl následně použit nástroj Slope. Dále bylo manuálně upraveno množství a velikost jednotlivých intervalů sklonu. Pro lepší přehlednost mapy bylo těchto intervalů zvoleno 6. Ty byly vzhledem k rozložení sklonových poměrů svahu a informací čerpaných z odborné literatury určeny v rozmezí 10° a méně, 10-15°, 15-20°, 20-25°, 25-35° a 35° a více.

Pro důkladnější zmapování oblasti byly vytvořeny i tři topografické profily území. Jejich tvorba probíhala týmovou prací přímo v terénu za pomoci laserového sklonoměru, kdy každý dílčí úsek profilu je charakterizován přibližně stejným sklonem, aby nedošlo k zanedbání výraznějších změn reliéfu na trase profilu. Lomený průběh profilů byl zvolen zejména kvůli horší dostupnosti a přehlednosti terénu. Na každém měřícím místě byly rovněž zaznamenány souřadnice GPS, aby bylo možné trasu profilu porovnat s geomorfologickou mapou.

Snímky z virtuálního glóbu Google Earth a letecké snímky od Geoportale della Lombardia byly využity kromě geomorfologického mapování i k časové analýze leteckých snímků. Byly využity snímky z let 1954, 1975, 1998, 2003, 2007, 2009, 2010, 2011, 2012, 2014 a 2015. Tyto roky byly vybrány i z důvodu viditelných změn ve vývoji blokovobahenního

proudu. Pro zachycení změn v těchto obdobích byly využity celkové snímky i výřezy jednotlivých zón pro detailnější identifikaci plošně méně rozsáhlých tvarů reliéfu. Problémem této metody byla zejména absence přesného data pořízení některých leteckých snímků, jejich kvalita, rozdílná denní doba pořízení snímků, která v některých místech způsobovala matoucí stíny, a také různý rozvoj vegetačního pokryvu, který mnohé tvary zakrýval a jejich identifikace nebyla zcela jednoznačná. Z těchto důvodů je možné, že vybrané tvary nebyly časově zcela správně zařazeny. Snímky z geoportálu Geoportale della Lombardia byly tedy využity k analýze dlouhodobějšího vývoje lokality od 50. let minulého století do roku 2015 a přesně datované snímky Google Earth k analýze posledních velkých změn v lokalitě v letech 2010-2014.

Při odhadu uvolněných hmot se postupovalo pomocí příčných topografických profilů, které byly vytvořeny z digitálního modelu terénu DTM 5x5 - Modello digitale del terreno s prostorovým rozlišením 5 m. Profily byly vygenerovány v programu ArcMap 10.6.1. pomocí 3D Analyst, který na základě zvolené linie (Interpolate Line) vygeneruje graf topografického profilu (Profile Graph). Na základě těchto grafů byla vytvořena předpokládaná úroveň původního údolního dna v návaznosti na proudem nezasažené části svahů. Linie předpokládané úrovně původního dna údolí byla vedena v přibližně stejném sklonu jako nepoznamenané svahy a s co nejhladším průběhem. Pro veškeré identifikované akumulace ve svahu byla poté pomocí nástroje Create Fishnet vytvořena mřížka s velikostí polí 5x5 m. Tento rozměr byl zvolen zejména z důvodu stejného rozlišení digitálního modelu terénu. Na základě profilů a předpokládané úrovně původního dna byla každému poli mřížky přiřazena odhadnutá mocnost akumulace. Následně byly veškeré mocnosti vynásobeny plochou polí a sečteny v rámci dané akumulace. Tato metoda se opírá především o podrobnost digitálního modelu terénu, který však není dostatečně podrobný, aby zachytil drobné nerovnosti včetně balvanů. Tento problém nastal zejména u menších akumulací ve zdrojové a transportní zóně blokovobahenního proudu, které byly v některých úsecích poměrně špatně čitelné. Tato metoda rovněž nedokáže zachytit skutečný reliéf původního dna údolí a může zde docházet k nepřesnostem v odhadu mocnosti akumulace v daném místě.

Data srážek za roky 2004-2017 v oblasti Oltrepò Pavese pocházejí od ARPA Lombardia, kterou provozuje Regione Lombardia. Srážky mají desetiminutový interval. S tímto intervalem je nadále pracováno beze změn z důvodu významu krátkodobých úhrnů srážek na vznik blokovobahenních proudů. Pouze pro rok 2013 jsou dostupná jen hodinová data. Časové

období pro analýzu srážek bylo zvoleno v rozmezí let 2010-2014, kdy podle analýzy leteckých snímků došlo k posledním větším změnám. Data pocházejí celkem ze tří měřících stanic: Fortunago (9 km), Vogrhera v. Cambiaso (11 km) a Varzi v. Mazzini (12 km). Z hlediska vzdálenosti od blokovobahenního proudu se dále detailněji pracuje s daty ze stanice Fortunago. Právě vzdálenost měřících stanic je největším problémem analýzy, neboť ve zvlněném terénu mohly mít srážky rozdílnou délku trvání i intenzitu na relativně blízkých lokalitách.

6. VÝSLEDKY

6.1 Geomorfologická analýza

Blokovobahenní proud vznikl v jihozápadní části menšího údolí asi 0,5 km od sídla Giarone v oblasti Oltrepò Pavese. Dále se podkapitola zabývá interpretací geomorfologické mapy blokovobahenního proudu (mapa č. 4, příloha) a je doplněna dokumentačními fotografiemi. Zdrojová část (obrázek č. 2) má vějířovitý tvar a směrem k severovýchodu se zužuje, jak proud vstupuje do své transportní zóny. Horní okraje zóny v koruně svahu tvoří z velké části odlučné hrany v místech, kde terén prudce mění sklon a svažuje se do údolí. Severněji položené odlučné hrany jsou již stabilizované a pozvolna zarůstají vegetací. Naproti tomu jižněji lokalizované vykazují nadále aktivitu. V horních partiích rozděluje tyto dvě části nevelký skalní výchoz, který však nebyl událostí výrazněji ovlivněn a na jeho dolní části se vytváří menší akumulární těleso. V zóně rovněž zůstal zachován blok zeminy původního povrchu údolí, který byl erozí odseparován od původní pozice, avšak nestal se součástí proudu. Rovněž zde nalézáme další z typů svahových pohybů, a to sesuv podél rotační smykové plochy (obrázek č. 5). Tento sesuv urazil pouze několik m a nesl menší množství materiálu. V terénu byl však velmi dobře identifikovatelný, stejně jako podloží, po které se pohyboval (obrázek č. 6). Protože horní strmá část zdrojové zóny přechází poměrně rychle do mírnějšího úklonu, proud začal ukládat materiál již na rozhraní zdrojové a transportní zóny, kde vytvořil dvě sobě blízké akumulace (obrázek č. 3 a 4).

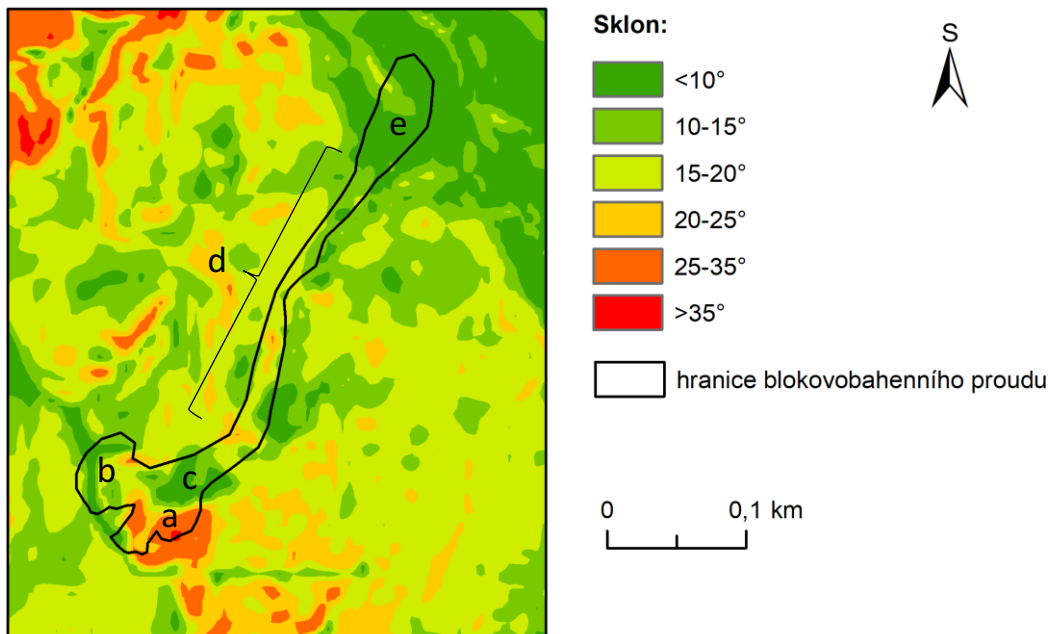
Transportní zóna má oproti zdrojové a akumulární výrazně protáhlý tvar (obrázek č. 9). Tato zóna sloužila v podstatě jako koryto pro unášení uvolněného materiálu. V horní části je rovněž několik akumulací, z nichž ta větší má plochu 412 m². Tento úsek je charakteristický mírnějším sklonem než ostatní části zóny (mapa č. 5). Ve dvou místech transportní zóny se rovněž vyskytují akumulární valy podlouhlého tvaru (obrázek č. 7). Ty vznikly ukládáním materiálu při samotném pohybu na okrajích dna údolí po pravé straně ve směru toku materiálu. V dolní části jsou pak velmi výrazné drenáže (obrázek č. 11) hluboké až několik desítek centimetrů, které byly vyhloubeny občasnými toky (v době průzkumu bez vody). V počátečním úseku tyto drenáže vstupují pod povrch a v délce několika metrů vytvářejí podzemní tok, který se vzápětí vynořuje a pokračuje povrchovou cestou až do akumulární zóny. V transportní zóně se rovněž vyskytují dvě (ve zdrojové pak jedna) malé, avšak snadno identifikovatelné deprese, ve kterých se dlouhodobě drží stojatá voda (obrázek č. 8). V dolní části zóny se trajektorie proudu změnila a neprocházela celou šíří údolí. Na východní straně

tak zůstal zachován úsek nepoznamenaný činností proudu a lze předpokládat, že se jedná o zbytek původního dna údolí a podává nám tak lepší představu o změně úrovně dna před a po svahové deformaci. Před přechodem do akumulární zóny byla zaznamenána přítomnost velkých skalních bloků o rozměrech až několik metrů, které dokládají, s jakou transportní silou se blokovobahenní proud pohyboval.

Akumulační zóna má lalokovitý tvar a je rovněž typická výskytem velkých kamenných bloků (obrázek č. 10). Hlavním rysem je však ukládání materiálu do akumulárních laloků. Tyto tvary se rozšiřují, jak proud opustil úzce profilovanou transportní zónu a v poměrech mírnějších sklonů a otevřenějšího údolního dna začal ztrácet unášecí schopnost a materiál se začal ukládat.

Do povodí blokovobahenního proudu patří i jižní závěrová část údolí. Ta sice nebyla proudem výrazněji zasažena, nicméně množství mělkých sesuvů (obrázek č. 12), přítomnost krípu (obrázek č. 11) a akumulace materiálu v oblasti menšího lesíka poukazují na výraznou svahovou aktivitu. Stabilita svahu mohla být silně ovlivněna i proběhlým blokovobahenním proudem, který částečně podemlel jeho dolní část. Do budoucna by tak tento svah mohl představovat potenciální riziko pro další svahové procesy větších rozměrů.

Protože jsou svahové pohyby velmi závislé na sklonu svahu, je vhodné interpretovat svahové poměry i u blokovobahenního proudu na mapě č. 5. Především jižněji položená část zdrojové zóny (a) se vyznačuje strmým sklonem s hodnotami nad 25° , to však neplatí u severní části této zóny (b), kde převažuje sklon menší než 20° . V nejnižší položené části zdrojové zóny (c) je patrné snížení sklonu pod hranici 10° , to vysvětluje při srovnatelné šířce údolí přítomnost akumulací v této části proudu. Transportní část (d) je víceméně charakterizována sklony v rozmezí $15-20^\circ$. V akumulární zóně (e) se pak sklon snižuje výhradně pod 10° .



Mapa č. 5 - Sklonitost terénu v lokalitě blokovobahenního proudu.



Obrázek č. 2 - Zdrojová zóna proudu s akumulacemi ve spodní části. foto: Petr Fišer



Obrázek č. 3 - Akumulace na rozhraní zdrojové a transportní zóny I. foto: Petr Fišer



Obrázek č. 4 - Akumulace na rozhraní zdrojové a transportní zóny II. foto: Petr Fišer



Obrázek č. 5 - Zdrojová a transportní zóna rotačního sesuvu. foto: Petr Fišer



Obrázek č. 6 - Detail skluzné plochy rotačního sesuvu. foto: Petr Fišer



Obrázek č. 7 - Podélné akumulční valy u transportní zóny. foto: Petr Fišer



Obrázek č. 8 - Silně rozpraskaná půda v místech depresí. foto: Petr Fišer



Obrázek č. 9 - Zarůstající transportní zóna blokovobahenního proudu. foto: Petr Fišer



Obrázek č. 10 - Přemístěné bloky v akumulční zóně blokovobahenního proudu. foto: Petr Fišer



Obrázek č. 11 - Koryto občasného vodního toku v akumulční zóně proudu. foto: Petr Fišer



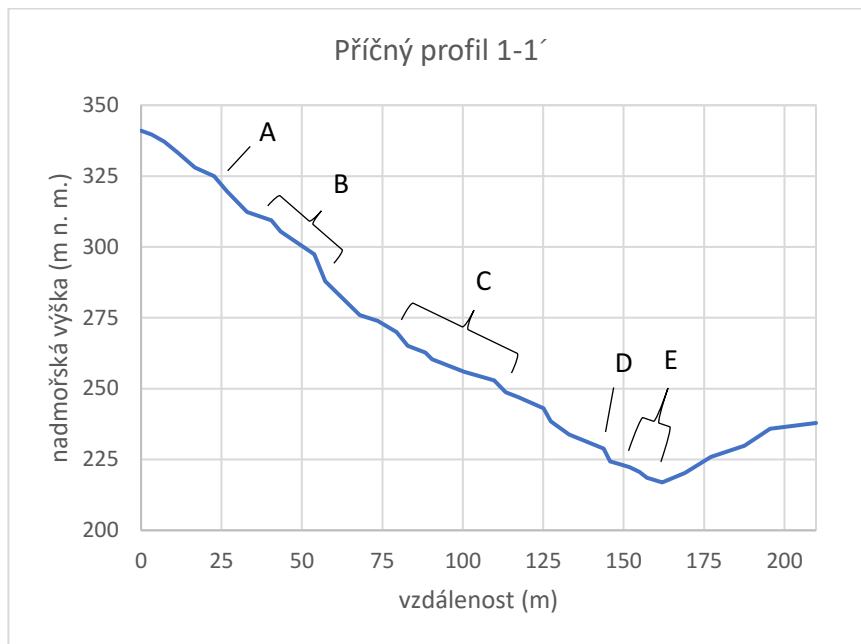
Obrázek č. 12 - Současná svahová aktivita v jižní části údolí. foto: Petr Fišer



Obrázek č. 13 - Takzvaný „opilý les“ je známkou pomalých svahových pohybů, jakým je například kríp (jižní část údolí). foto: Petr Fišer

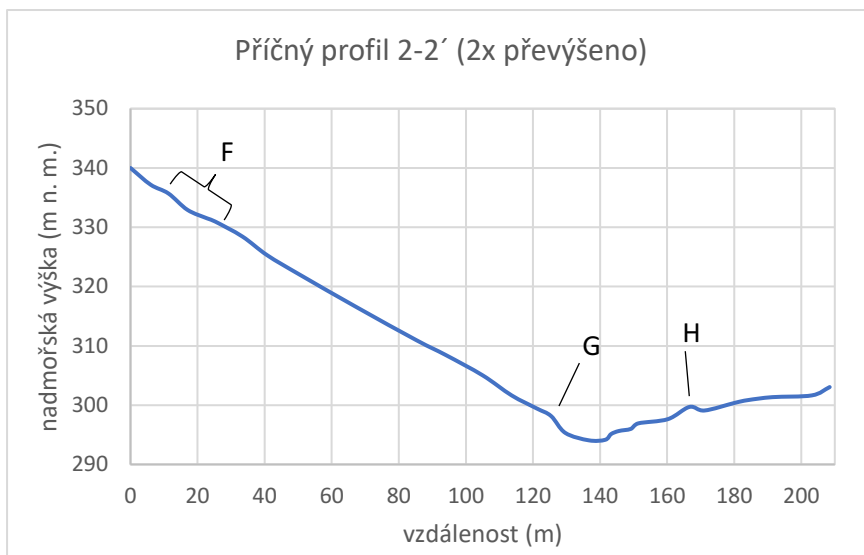
6.3 Analýza topografických profilů

Pro lepší interpretaci nově vzniklých tvarů a geomorfologické mapy č. 4 byly vytvořeny i tři topografické profily. Dva příčné a jeden podélný. Příčné mapují zejména potenciálně nebezpečný jižní svah údolí a přecházejí i přes transportní zónu blokovobahenního proudu. Podélný pak celou délku proudu napříč všemi zónami.



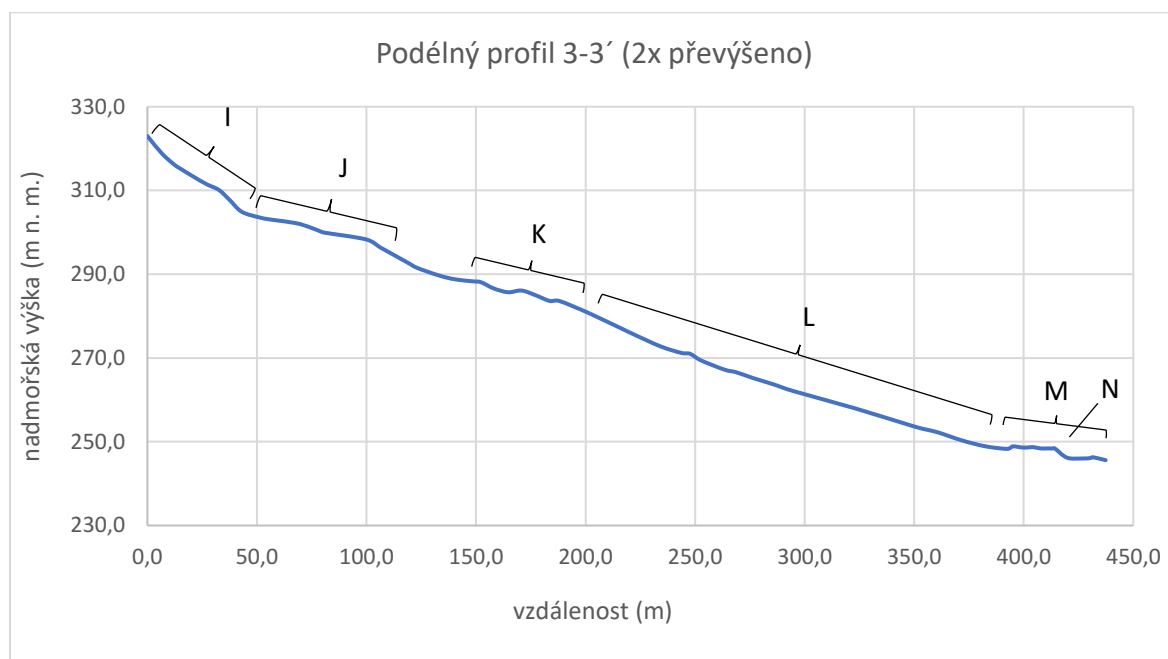
Graf č. 7 - Topografický profil 1-1'.

První z příčných profilů 1-1' má velmi různorodý průběh. Velmi rychle se zde mění sklon svahu na krátkých úsecích. Hlavním důvodem je především přechod profilu přes zónu, která vyniká velkou svahovou aktivitou. V úseku 30. až 55. metru je vidět výraznější akumulace (B). Jedná se právě o materiál jednoho z mělkých sesuvů, jehož odlučná hrana je okolo 23. metru (A). I v úseku 78. metru až 110. dochází k přechodu přes zónu mělkých sesuvů (C). Jejich reliéf však není tak výrazný a na profilu příliš nevyniká. Ve 140. metru profil spadá do transportní zóny proudu (D), kontinuita koryta je však narušena akumulací, kterou proud uložil na své cestě do nižších poloh. Tato akumulace je vidět jako menší vyvýšenina u 150. m (E). další průběh profilu je pozvolný a menším sklonem přechází do protějšího svahu.



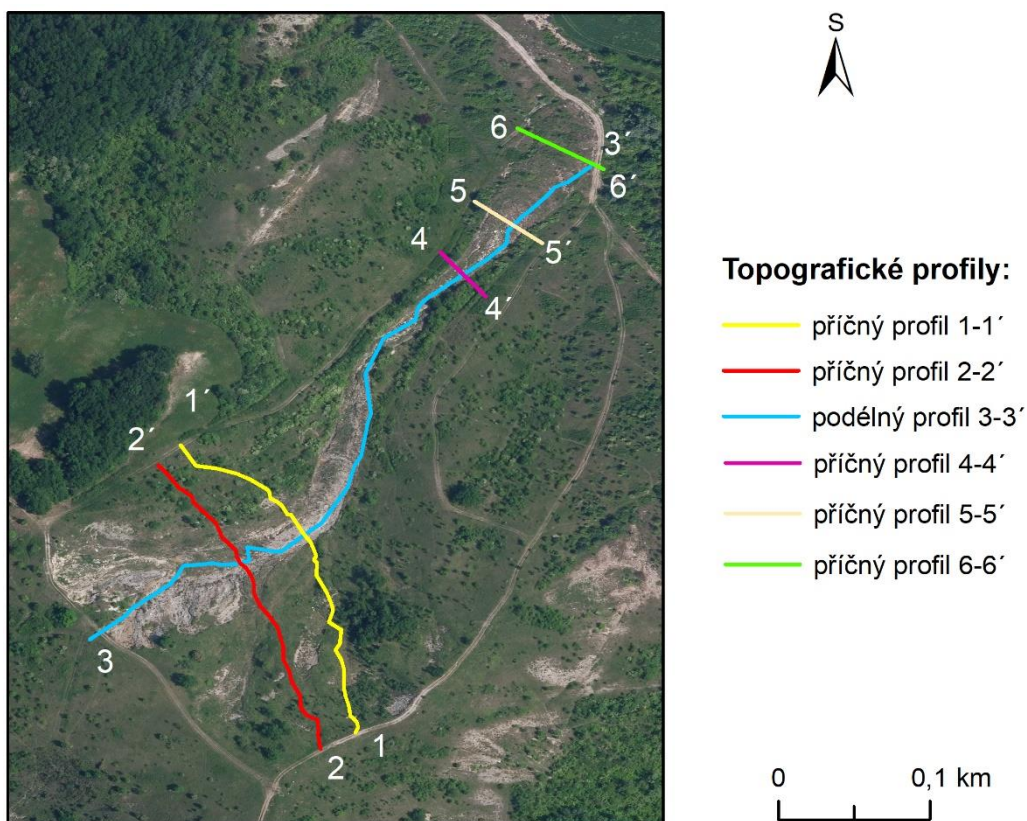
Graf č. 8 - Topografický profil 2-2'.

U příčného profilu 2-2' vidíme mnohem hladší průběh svahu. Pouze kolem 10. metru přichází mírné zvlnění v důsledku přechodu profilu přes jeden z mělkých sesuvů (F). Jinak prakticky terén nemění sklon až do 125. metru, kdy profil vstupuje do transportní zóny blokovobahenního proudu (G), jejíž okraje jsou charakteristické strmým spádem a tvarem připomíná koryto vodního toku. Při přechodu na druhý břeh údolí je patrný pozvolnější přechod transportní zóny do svahu. Sklon je zde obecně mírnější a v oblasti 170. metru je vidět výrazná vyvýšenina, pravděpodobně pozůstatek starší svahové aktivity (H).



Graf č. 9 - Topografický profil 3-3'.

Na podélném profilu 3-3' je prvních přibližně 40 m nejstrmějších, což nám označuje zdrojovou část proudu (I). V úseku 50-100 m se sklon výrazně zmírnil a došlo k tvorbě dvou akumulčních těles v těsném sousedství za sebou (J). U 140. m přichází další úsek s akumulacemi a to přibližně do 190. m, kde profil přechází přes okraj plošně největší akumulace ve středu transportní zóny (K). V dalším úseku je průběh velmi hladký a nepozorujeme výrazné změny reliéfu a je zřejmé, že tento úsek sloužil jako výhradně transportní bez výrazného ukládání materiálu (L). Tento trend pokračuje do 390. m, kde začíná nejvýraznější akumulace celého proudu v akumulčních lalocích se schodovitou strukturou (M), která je zřejmá při začátku akumulace, drobným vrcholem mezi prvním a druhým lalokem a hlavně velmi výrazným přechodem mezi druhým a třetím lalokem kolem 420. m (N).



Mapa č. 6 - Trasy topografických profilů. zdroj: *Geoportale della Lombardia* (2015)

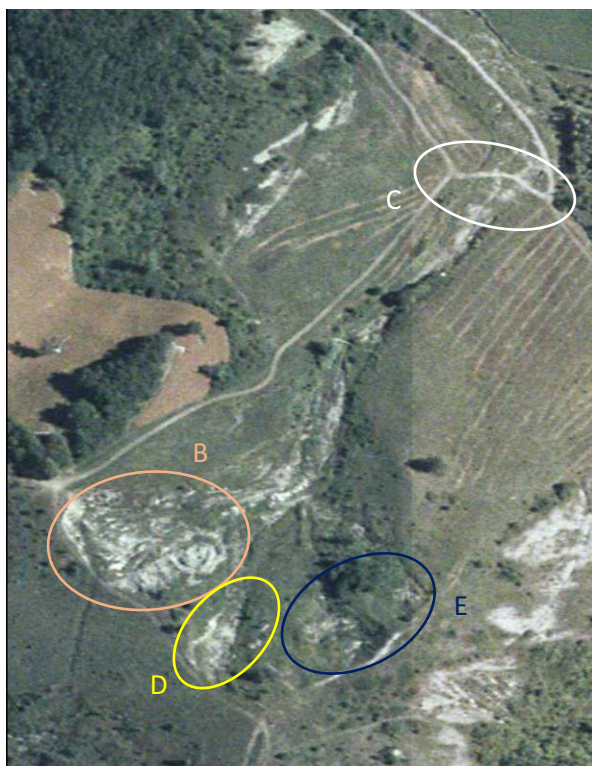
6.2 Analýza leteckých snímků



Obrázek č. 14 - Ortofoto 1954.



Obrázek č. 15 - Ortofoto 1975.



Obrázek č. 16 - Ortofoto 1998.



Obrázek č. 17 - Ortofoto 2003.



Obrázek č. 18 - Ortofoto 2007.

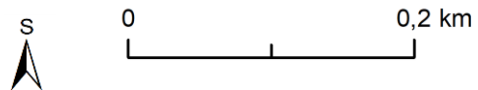


Obrázek č. 19 - Ortofoto 2012.



Obrázek č. 20 - Ortofoto 2015.

zdroj: Geoportale della Lombardia



Letecké snímky lokality nám na první pohled dokazují, že blokovobahenní proud nebyl jednorázovou událostí, ale že se během daného časového období vyvíjel v etapách. Na nejstarším snímku z roku 1954 (obrázek č. 14) lze vidět ve zdrojové zóně dvě výrazné odlučné hrany (A), ze kterých se blok zeminy odtrhl a urazil pouze několik metrů. Materiál se tak do transportní zóny posledního blokovobahenního proudu nedostal. Ačkoliv je mezi dalším snímkem z roku 1975 (obrázek č. 15) časová mezera 21 let, nezdá se, že by lokalita byla narušena další svahovou činností, naopak vše nasvědčuje faktu, že i odlučné hrany viditelné v roce 1954 se stabilizovaly a byly pokryty vegetací. Po dalších 23 letech se však svah výrazně změnil (obrázek č. 16) a lze pozorovat, že se v koruně svahu oddělilo velké množství materiálu (B), které částečně vstoupilo do transportní zóny, avšak akumulací zóny proudu dosáhlo jen omezené množství materiálu (C). Navíc velká část materiálu setrvala ve zdrojové zóně a urazila jen krátkou vzdálenost. Jižně od zdrojové zóny je také zřetelný další sesuv (D), ze kterého se nad hranicí transportní zóny vytvořil menší náplavový kužel. Navíc jsou zřetelné i obnažené plochy v místech jižní části údolí (E), která je i dnes pod vlivem svahových procesů, jako jsou mělké sesuvy a kríp. Vzhledem ke stupni pokrytí vegetací je však pravděpodobné, že událost je starší než z roku 1998. Na snímku z roku 2003 (obrázek č. 17) nelze pozorovat žádné výrazné změny a lze předpokládat, že lokalita byla v tomto období v klidu. Tento názor podporuje výrazné zarůstání uvolněných bloků zeminy a odlučných hran a to i v případě jižní části údolí s mělkými sesuvy (E). Na snímku z roku 2007 (obrázek č. 18) vidíme změny zejména v jižní části zdrojové zóny (F), která je zcela bez vegetace. Protože se však bezprostřední okolí této plochy nezměnilo, lze říci, že změny probíhaly jen v rámci této části akumulací zóny. Možným vysvětlením by mohlo být přesun uvolněného materiálu do nižších partií pod severněji položenou část zdrojové zóny. Navíc se zdá, že se opět obnovila svahová aktivita v jižní části údolí (E). Tato interpretace však může být z části ovlivněna jinou vegetační dobou snímků v roce 2003 a 2007. Další výrazná událost je patrná na snímku z roku 2012 (obrázek č. 19), zde je zřejmá mobilizace materiálu, který se na snímku z roku 1998 držel ve zdrojové zóně proudu (B). Tentokrát materiál prokazatelně podruhé za pozorované období dosáhl transportní zóny, kterou se dostal až do akumulací, kde pohřbil účelovou komunikaci a vytvořil strukturu lalokovitých akumulací (C). Jižní část zdrojové zóny zřejmě při této události proud příliš materiálně nepodpořila, neboť její reliéf se nejeví výrazně pozměněn. Spíše byl odnesen materiál, který se hromadil při spodní části této zóny. Vzhledem k tomu, že je celá plocha proudu prakticky bez vegetace, vznikl pohyb pravděpodobně nedlouho před pořízením

leteckého snímku. Na posledním ortofotu z roku 2015 (obrázek č. 20) je pak zřejmé, že proud zůstával víceméně nepozměněn, jeho transportní a akumulční část výrazně zarostla vegetací. Změny však můžeme pozorovat v nejsevernější části zdrojové zóny, kde se opět objevila aktivní odlučná hrana (G) a především nový mělký sesuv v jižní části údolí (H) (obrázek č. 25).



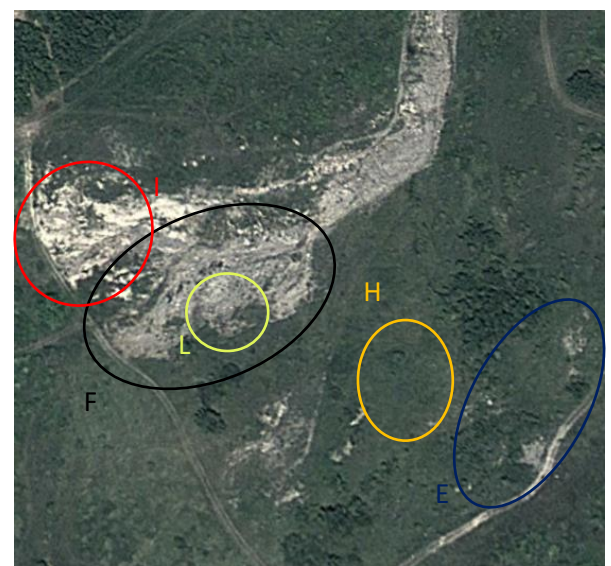
Obrázek č. 21 - Ortofoto 2. 6. 2009.



Obrázek č. 22 - Ortofoto 20. 9. 2010.



Obrázek č. 23 - Ortofoto 25. 5. 2011.



Obrázek č. 24 - Ortofoto 29. 5. 2012.



Obrázek č. 25 - Ortofoto 2. 9. 2014.



Obrázek č. 26 - Ortofoto 30. 8. 2015.



Obrázek č. 27 - Ortofoto 20. 9. 2010.



Obrázek č. 28 - Ortofoto 25. 5. 2011.



Obrázek č. 29 - Ortofoto 29. 5. 2012.



Obrázek č. 30 - Ortofoto 20. 9. 2010.



Obrázek č. 31 - Ortofoto 25. 5. 2011.



Obrázek č. 32 - Ortofoto 29. 5. 2012.

zdroj: Google Earth (2019)



Po úvodním zjištění, že největší změny v lokalitě probíhaly, vyjma události před rokem 1998, v rozmezí let 2009-2012, se práce detailněji zaměřila právě na tyto roky. Případně i na ty, kde byly zřejmé změny ve vývoji proudu.

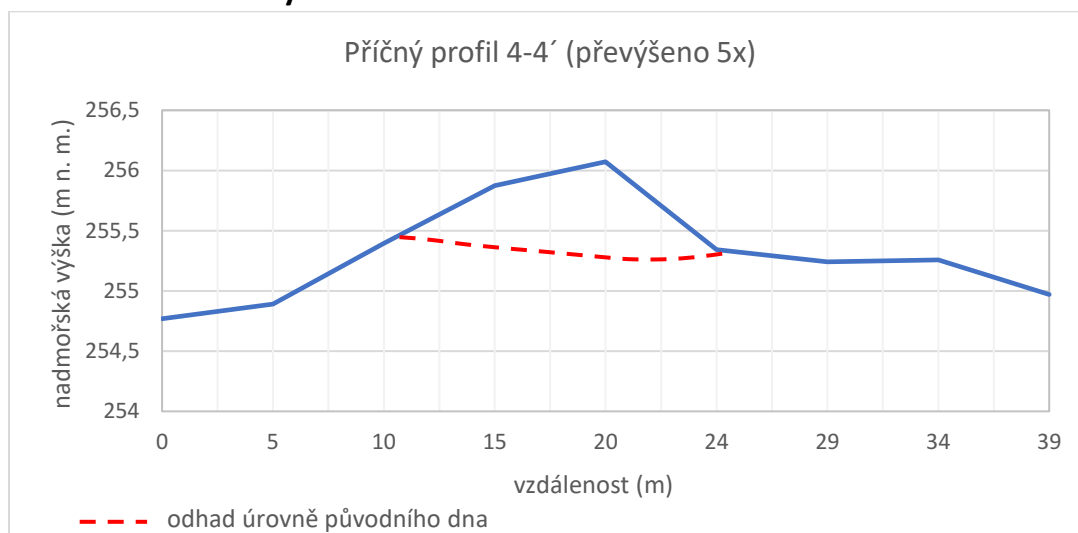
U jižní části zdrojové zóny (F) je možné pozorovat, že se reliéf v letech 2009-2012 příliš nezměnil a lze tedy předpokládat, že se na události materiálově příliš nepodílela (obrázek č. 21 a 24). To platí i pro svah v jižní části údolí, kde se rovněž nezdá, že by docházelo k výrazným změnám (E) (obrázek č. 21 a 24). Mezi roky 2010 a 2011 (obrázek č. 22 a 23) se ovšem zdá, že se mírně změnil tvar odvodňovací drenáže ze severní části údolí (J). Tento fakt by znamenal pohyb materiálu z této části zdrojové zóny, což lze potvrdit výskytem nových obnažených ploch (I). Materiál zde uložený se však roku 2012 dostal do pohybu ve velkém objemu (I) a přemístil se do níže položených partií proudu (obrázek č. 24). Mezi lety 2012-2014 se zdá, že se neudály pohyby větších kubatur (obrázek č. 24 a 25). Jižní část zdrojové zóny (F) však vykazuje známky velmi silného rozbrázdění, pravděpodobně se jedná o důsledek intenzivní vodní eroze. V této části je také poprvé zřetelně identifikovatelná odlučná hrana rotačního sesuvu (L). Svahovou aktivitu v tomto rozmezí let potvrzuje i nový mělký sesuv v jižní část údolí (H). V dalších letech nebyla pozorována žádná výrazná změna této zóny, pouze v roce 2015 (obrázek č. 26) se s největší pravděpodobností zvětšila odlučná hrana v severní části (K).

U transportní zóny byly rovněž prozkoumány snímky mezi lety 2009 a 2012. V roce 2010 (obrázek č. 27) se oblast silně pokryla vegetací a byla bez známky aktivních pohybů. To se však do roku 2011 (obrázek č. 28) změnilo a reliéf zóny byl poznamenán vytvořením lalokovité akumulace ve střední části (M) a také změnami v její výše položené části (N), kde se dnes nachází množství akumulací na rozhraní se zdrojovou zónou. Na snímku z roku 2012 (obrázek č. 29), kdy došlo k velkým pohybům hmot, již není vidět lalokovitá akumulace (M). Hlavním rysem je však očividná absence vegetace a celkový dojem nedávných pohybů, ačkoliv je snímek z doby pozdního května, kdy již začala vegetační sezóna.

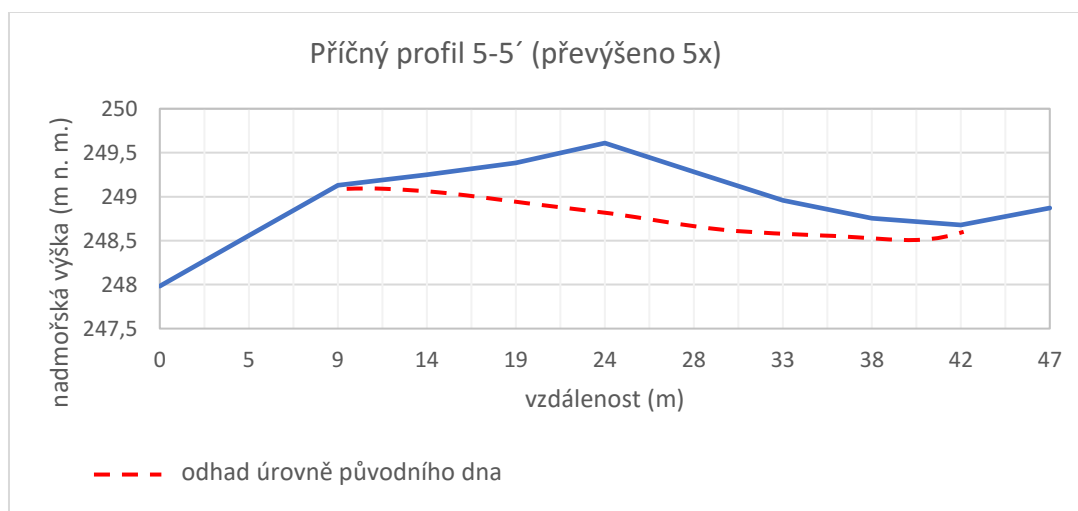
U akumulační zóny se v tomto období projeví změny především mezi lety 2011-2012 (obrázek č. 31 a 32). V tomto období se výrazně zvětšila rozloha akumulační zóny, byla pohřbena účelová komunikace na jejím původním okraji (C) a vytvořila se struktura rozsáhlých akumulačních laloků, které jsou v terénu zřetelné dodnes.

Celkově lze konstatovat, že lokalita byla pod vlivem svahových pohybů minimálně od 50. let 20. století. Dvě nejvýznamnější události proběhly mezi lety 1975 a 1998, kdy se spustil první blokovobahenní proud, který dosáhl akumulární zóny, a v rozmezí května 2011 a května 2012, kdy se utrhl další velký objem hmoty ve zdrojové zóně, který vytvořil v akumulární zóně strukturu lalokovitých akumulací viditelnou dodnes. V následujících době do září 2014 svah narušovaly pouze menší deformace, jakými byl rotační sesuv ve zdrojové zóně (L) nebo mělký sesuv v jižní části údolí (H).

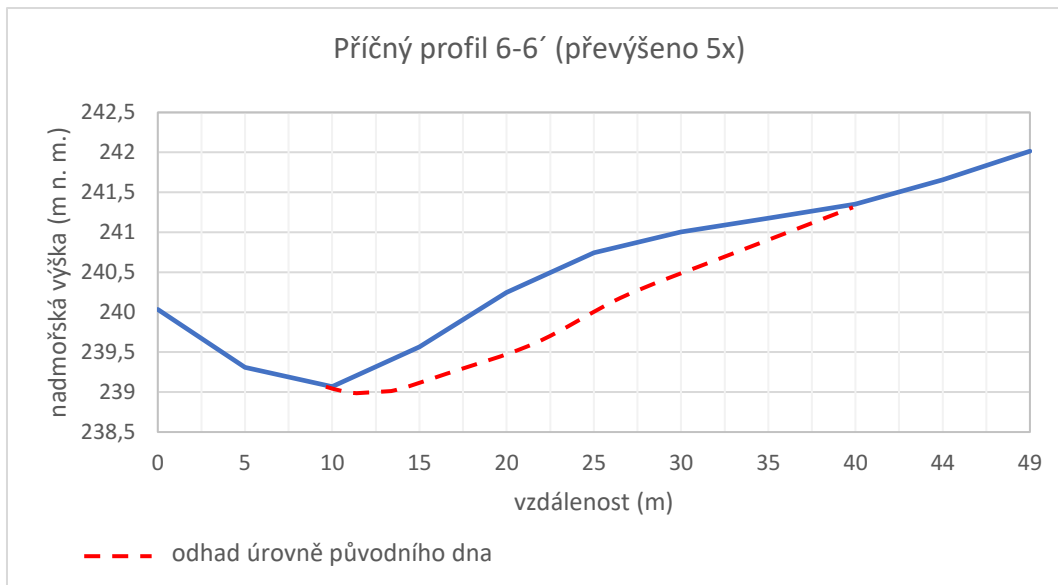
6.4 Odhad uvolněných hmot



Graf č. 10 - Topografický profil 4-4'.

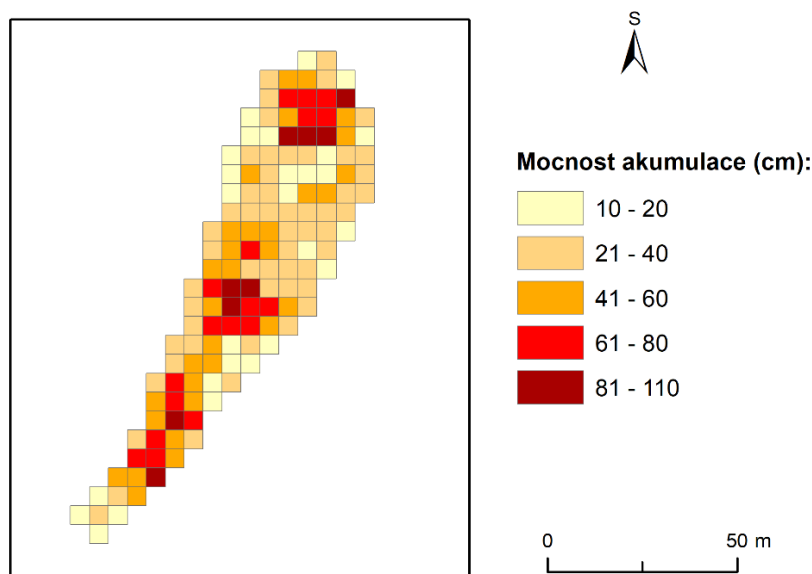


Graf č. 11 - Topografický profil 5-5'.



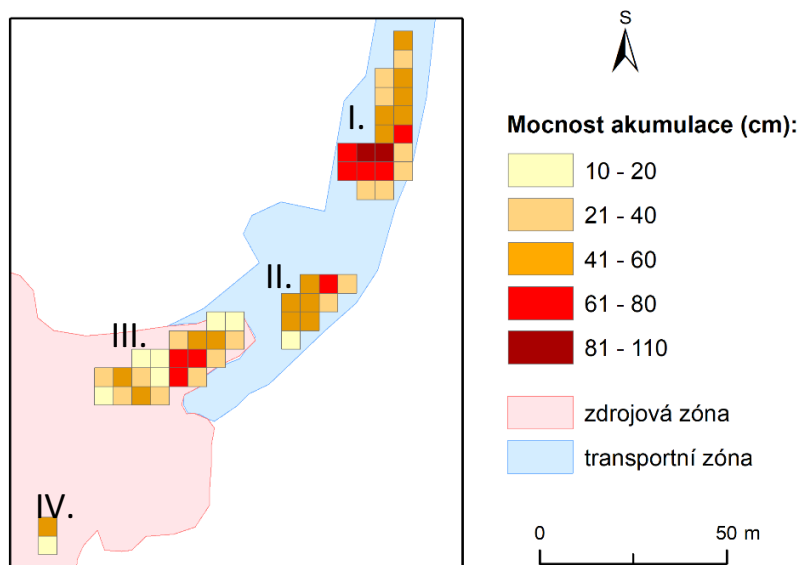
Graf č. 12 - Topografický profil 6-6'.

Příčné profily akumulční zónou dokazují (trasy profilů na mapě č. 6), že blokovobahenní proud se rozvinul v poměrně členitém terénu, který je bohatý na tvary staršího původu. U grafu č. 10 je zřetelný úzký profil akumulace ve stále ještě relativně uzavřené akumulční zóně. Zde se tedy materiál soustředil do mocnějších vrstev. U středové části akumulční zóny reprezentované grafem č. 11 je zřetelné rozložení sedimentů do stran z důvodu rozšiřujícího se dna údolí. Mocnost sedimentů tu klesá a reliéf je obecně hladší bez výraznějších relativních rozdílů. Graf č. 12 poukazuje na typický charakter čelní části zkoumaného blokovobahenního proudu. Koryto proudu totiž ústí na svažité terén a akumulční část je tu lehce ukloněna k severu. To je i důsledkem menších mocností na výše položeném okraji akumulace v této části akumulční zóny.



Mapa č. 7 - Mocnost akumulací v akumulární zóně.

U akumulární zóny na mapě č. 7 můžeme vidět celkem tři místa s většími mocnostmi sedimentů. Nejseverněji položená je na čele proudu. To není nijak překvapivé zjištění, neboť objemnější hmota má díky většímu zrychlení získanému během pohybu po svahu i větší setrvačnost a urazí delší vzdálenost. Za touto akumulací je dále poměrně velká plocha, kde mocnost kolísá kolem intervalu 21-40 cm. Tento úkaz by mohl být interpretován jako vliv rozšiřujícího se údolí, kdy se hmota pohybovala více do boků akumulární zóny a snížila se tak mocnost. Další výraznější akumulace je přibližně ve středu této zóny, tedy i v místě, kde se soustředilo větší množství unášených bloků. Vysvětlením této zvýšené ukládací činnosti proudu může být například nerovnost v úrovni původního dna údolí ve formě prahu. Poslední mocnější akumulace jsou uloženy v nejužší části akumulární zóny, kde se hmota nemohla šířit do stran.



Mapa č. 8 - Mocnost akumulací ve zdrojové a transportní zóně.

Akumulace ve zdrojové a transportní zóně na mapě č. 8 nejsou příliš plošně rozsáhlé, čemuž odpovídá i jejich mocnost, která jen ojediněle překračuje hodnotu 80 cm. Nejvíce vyniká plošně nejrozsáhlejší akumulace v transportní zóně (I.), která má největší mocnost v jižní části. Druhým nejvýraznějším tvarem je dvojí akumulace v závěru zdrojové zóny (III.), která se uložila v místech s mírnějším sklonem (kapitola Geomorfologická analýza 6.1). Ostatní dvě akumulace mají plošně menší význam. Nicméně z hlediska sklonu je překvapivý výskyt nejmenší akumulace v jižní části zdrojové zóny (IV.), kde je poměrně strmý sráz se sklonem v rozmezí 20-25°.

Tabulka č. 6 - Objem jednotlivých akumulací blokovobahenního proudu.

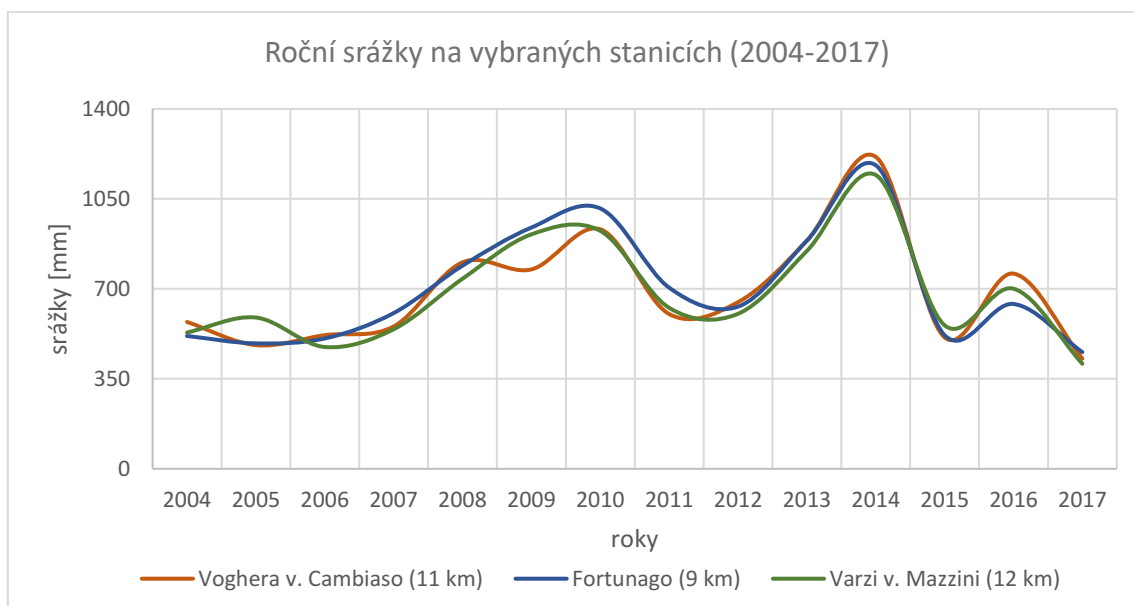
akumulace	objem (m ³)	podíl na celkovém objemu akumulací (%)
akumulační zóna	1 550	81,2
akumulace I.	170	8,9
akumulace II.	60	3,1
akumulace III.	120	6,3
akumulace IV.	10	0,5
celkem	1 910	100

V tabulce č. 6 uvedený celkový odhad uvolněných hmot, které se během jednotlivých etap blokovobahenního proudu přemístily, ukazuje, jak dominantní je z tohoto hlediska akumulace v akumulaci zóně, která objemově výrazně převyšuje akumulace v ostatních zónách. Pokud je

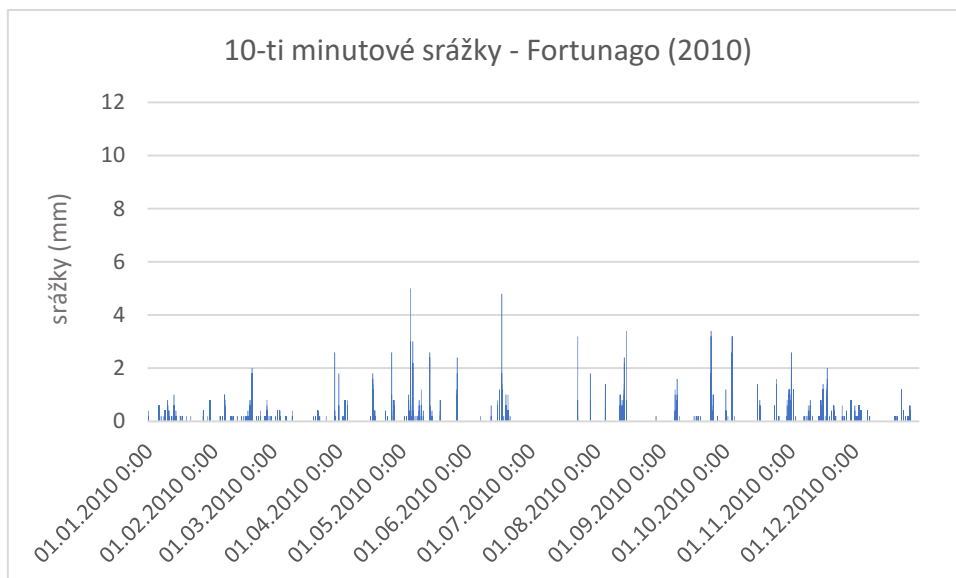
tedy zanedbán materiál uložený proudem mimo výrazné akumulace, výsledné hmoty mají celkový objem 1 910 m³.

6.5 Analýza srážek

Vzhledem k časovému vývoji blokovobahenního proudu, kdy byly díky leteckým snímkům zaznamenány poslední rozsáhlejší změny v letech 2010-2014 (respektive od 20. září 2010 do 2. září 2014), se analýza srážek věnuje především období mezi těmito roky. Konkrétně k největším změnám v poslední době došlo mezi 20. zářím 2010 a 29. květnem 2012. Na grafu č. 13 lze pozorovat, že se v tomto časovém úseku objevily vysoké roční úhrny v letech 2009, 2010, 2013 a zejména 2014, kdy na třech nejbližších měřicích stanicích spadlo průměrně 1 179 mm. Naopak od roku 2004 do roku 2008 a od roku 2015 do roku 2017 oblast zaznamenala roční úhrny v naprosté většině pod 700 mm. Protože jsou však pro výskyt blokovobahenních proudů významné především krátkodobé a intenzivní srážky, je třeba brát v úvahu především je.



Graf č. 13 - Celkové roční úhrny srážek v oblasti blokovobahenního proudu. zdroj: ARPA Lombardia (2017)



Graf č. 14 - Rozložení srážek na stanici Fortunago v roce 2010. zdroj: ARPA Lombardia (2017)

Na grafu č. 14 lze pozorovat, že srážky během roku 2010 byly rozloženy poměrně rovnoměrně, ovšem v některých případech se vyskytly nárazově. Budou-li brány v potaz pouze srážky po 20. září 2010 (kapitola 6.2 Analýza leteckých snímků), lze pozorovat výrazné vrcholy 24. září a 4. října. Tyto intenzivní srážky měly krátké trvání a nebyly podpořeny dalšími výraznými úhrny. 4. října však za jediný den spadlo 44,8 mm. Výrazný úhrn během 4 dnů se odehrál i od 30. října do 2. listopadu, kdy srážky činily 135,6 mm. Na srážky bohatý listopad je reprezentován i vysokými úhrny v období od 15. do 25. listopadu, kdy však spadlo pouze 69,2 mm. Tyto hodnoty tedy nepředstavují tak intenzivní srážky a jsou rovnoměrněji rozložené.



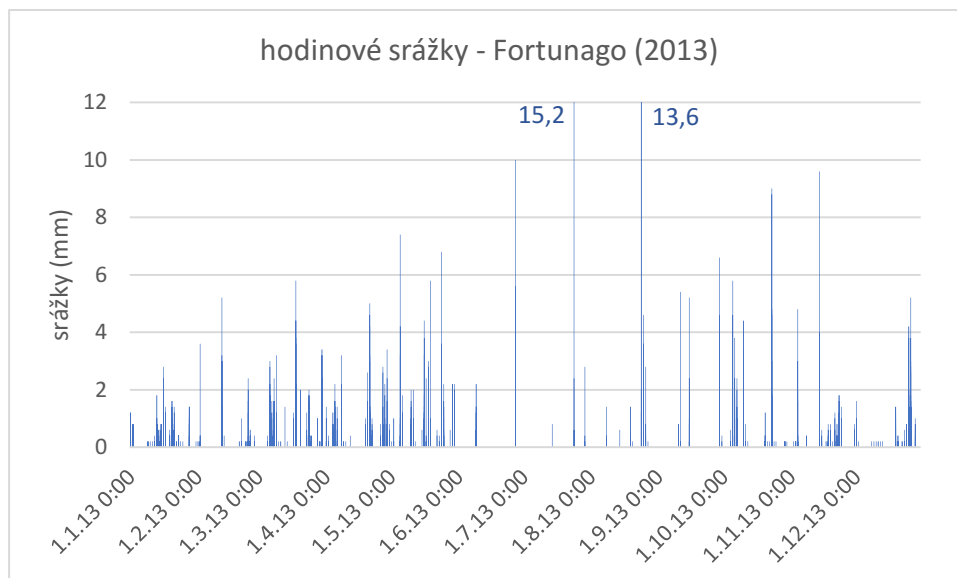
Graf č. 15 - Rozložení srážek na stanici Fortunago v roce 2011. zdroj: ARPA Lombardia (2017)

Graf č. 15 z roku 2011 poukazuje na poměrně suchý začátek roku. Navíc pokud se srážky objevily, nebyly příliš intenzivní nebo delšího trvání. Velká změna však přichází v období od 27. května do 9. června, kdy spadlo 152,8 mm, z toho ovšem 5. června rovných 49,4 mm. Během 10:40 a 15:00 pak spadlo celkem 34,6 mm. V dalších obdobích roku se vyskytlo více srážkových extrémů. 4. září spadlo během tří hodin (19:30-22:30) 46 mm a během celého dne 65 mm, tento na srážky bohatý den však nebyl doplněn dalšími výraznějšími dešti během předešlých či následujících dní. Velké úhrny byly zaznamenány i během 4. a 5. listopadu, kdy spadlo dohromady 125,4 mm. Tyto srážky však měly charakter většího rozložení během dne než zmiňované extrémy. Nicméně vzhledem k absolutnímu množství se jedná o hodnoty, které je nutné brát v úvahu.



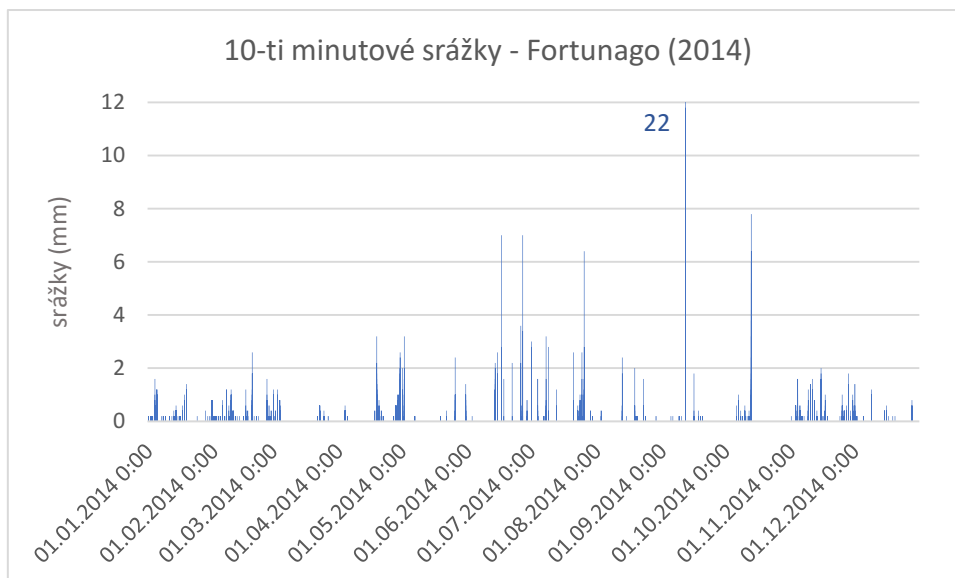
Graf č. 16 - Rozložení srážek na stanici Fortunago v roce 2012. zdroj: ARPA Lombardia (2017)

Srážky během roku 2012 nebyly celkově příliš výrazné, větší úhrny lze pozorovat kolem 5. března, kdy spadlo během dne 23,4 mm. Měsíc duben se vyznačuje poměrně vysokými celkovými úhrny, avšak hodnoty během kratších intervalů naznačují, že se jednalo o méně intenzivní deště s poměrně krátkým trváním do 3 hodin. Do 29. května, kdy je na snímcích již zřetelný odnos hmoty ze zdrojové zóny se vyskytla již pouze jedna výraznější srážková událost, kdy během 20. a 21. května spadlo 32,4 mm srážek, což však není z hlediska rozložení srážek během obou dnů nikterak extrémní událost. Velmi silný déšť oblast zasáhl i 31. srpna, kdy během krátkého časového úseku od 16:10 do 17:40 spadlo 33,6 mm srážek.



Graf č. 17 - Rozložení srážek na stanici Fortunago v roce 2013. zdroj: ARPA Lombardia (2017)

Srážky z roku 2013 jsou dostupné pouze v hodinovém formátu a je tedy nutné brát tuto skutečnost při interpretaci v úvahu. Celkově činily úhrny v tomto roce 887,4 mm a z grafu č. 17 lze pozorovat, že byly rovnoměrně rozložené. Pouze léto bylo na srážky chudší. Rovněž je vidět, že extrémní události se vyskytly zejména v druhé polovině roku. Jarní období bylo na srážky bohaté, nicméně byly poměrně dobře rozložené, jako 6.-8. března, kdy během tří dnů spadlo 52,2 mm. Vyšší hodinové úhrny lze pozorovat 27. června (10 mm), 24. července (15,2 mm) a 24. srpna (13,6 mm), všem těmto událostem předcházelo výrazně sušší období, ale zároveň tyto srážky nebyly doplněny dalšími úhrny. Stejně tvrzení platí i o podzimních událostech, kdy 14.-15. listopadu spadlo mezi 20:00 a 2:00 21,6 mm, ale další dva dny již pouze 0,6 mm.



Graf č. 18 - Rozložení srážek na stanici Fortunago v roce 2014. zdroj: ARPA Lombardia (2017)

Z celkového hlediska byl rok 2014 v rozmezí let 2004-2017 na srážky v oblasti Oltrepò Pavese nejbohatší. Na přelomu dubna a května spadlo mezi 28. dubnem a 2. květnem 82,4 mm s hodinovými maximy až 10 mm. Výrazné srážkové úhrny se také odehrály během června a července. V noci ze 14. na 15. června spadlo mezi 19:20-6:30 34,5 mm. Pro změnu 27. června během 0,5 hodiny spadlo 10,8 mm srážek. 27. července pak během 2,5 h rovných 19,8 mm. 12. září v časovém rozmezí 1:40-1:50 činily srážky extrémních 22 mm, během 40 minut pak hodnoty dosahovaly 40,4 mm. Tento úhrn se však odehrál v době, kdy již byla v jižní části zdrojové zóny pozorována výrazná eroze a v jižní části údolí nově vzniklý mělký sesuv.

7. DISKUZE

Pokud by měl být blokovobahenní proud charakterizován podle klasifikací D. J. Varnese v kapitole Klasifikace blokovobahenních proudů (2), jedná se o svahový pohyb s rychlostí vyšší než 1,5 m/den. Materiál tvoří z méně než 80 % písek a jemnější materiál, zeminy jsou převážně sypké a nesoudržné. Typ pohybu je tečení.

Vzhledem k tomu, že cílem této práce nebyla podrobnější charakteristika geologických a pedologických vlastností svahových sedimentů, které se daly do pohybu, lze pouze potvrdit, že se proud vyskytl v oblasti velmi náchylné na svahové pohyby, což tvrdí Král (1999), Carrara, Crosta, Frattini (2003), Accordi, Parotto, Poulsen (2009), Ballabio, Sterlacchini (2012) nebo Carlini et al. (2018). Význam pro infiltraci srážek pak mohly mít i trhliny vznikající za období sucha (obrázek č. 7). O podobných trhlinách vznikajících napětím se zmiňuje například Benko, Stead (2002). Co se týče vlivu vegetace, lokalita proudu je z drtivé části pokryta pouze travinami s roztroušenými keři a stromy (obrázek č. 1). Právě o snadném vývoji svahových pohybů na travnatých plochách informoval Gabet, Mudd (2006). Naopak pokud dojde k plošnému rozvoji především vyšších dřevin, lokalita by mohla být výrazně stabilizována mimo jiné z důvodu zpevňujících vlastností kořenových systémů (Záruba, Mencl 1987), (Benko, Stead 2002), (tabulka č. 4).

U geomorfologického mapování se podařilo rozčlenit blokovobahenní proud na tři základní části, které jsou podle Záruby, Mencla (1987) a Hungra (2005) pro tyto proudy typické, tedy zdrojovou, transportní a akumulaci. Pokud budou srovnány sklonitostní poměry lokality s výsledky výzkumů Van Dineho (1985), Záruby, Mencla (1987) a Hungra (2005), zjistíme, že veškeré zóny a pro ně typické sklony jsou naprosto v souladu s těmito zjištěními. Jediná část, která tomuto trendu nedopovídá je severní část zdrojové zóny, kde se předpokládané sklony přes 25° vyskytují pouze na jedné odlučné hraně. Vysvětlením této anomálie by mohlo být výrazné porušení svahu z předchozích svahových událostí. Nízké sklony pod 10° byly dále pozorovány i v dolní části zdrojové zóny, kde se z tohoto důvodu vytvořily četné akumulace.

Dle analýzy leteckých snímků proudu lze vidět, že se nejednalo o jednorázovou událost, ale dnešní podoba je výsledkem vývojových etap, které přicházely v delším časovém sledu, minimálně od 50. let minulého století. Výskyt blokovobahenního proudu v místech předchozího menšího proudu sledovali například v oblasti Machu Picchu (Peru) i Klimeš,

Vilímek, Vlčko (2007). Stejně tak poukazoval na náchylnost již narušených svahů v oblasti Wenchuan (Čína) i Li, Wang, Liu (2018). Dále se zdá, že materiál uvolněný mezi 25. květnem 2011 a 29. květnem 2012 měl nejprve charakter sesuvu, který urazil vzdálenost pouze v řádech metrů. Právě mobilizace blokovobahenních proudů z akumulací jiných druhů svahových událostí je široce přijímaný fakt, o kterém hovoří Aleotti, Chowdhury (1999), Hürlimann, Baeza (2002), Lin et al. (2004), Sassa, Wang (2005), Savage, Baum (2005), Li, Wang, Liu (2018) nebo Ma, Deng, Wang (2018).

Vzhledem k odhadnutému objemu uvolněných hmot $1\,550\text{ m}^3$ a ploše $3\,412\text{ m}^2$ zasažené těmito hmotami, by se zkoumaný blokovobahenní proud řadil podle Jakoba (2005) do kategorie 3 s objemy hmot $10^3\text{-}10^4\text{ m}^3$. Takto velká svahová událost by za určitých okolností mohla zničit větší budovy, poškodit betonové mostní pilíře nebo blokovat či poškodit silnice a potrubí (Jakob 2005). V případě zkoumaného blokovobahenního proudu byla zavalena místní účelová komunikace. Průtok těchto proudů se pak pohybuje maximálně v rozmezí $30\text{-}200\text{ m}^3/\text{s}$ a zasažená plocha má rozlohu v rozmezí $2 \times 10^3\text{-}9 \times 10^3\text{ m}^2$ (Jakob 2005). V této klasifikační třídě by se tedy proud zařadil k menším. Tato třída je pro proudy s nevulkanickým původem a malými povodími typická (Jakob 2005). Právě rozloha nevelkého povodí ($49\,372\text{ m}^2$) mohla mít na množství uvolněných hmot zásadní vliv, jako to zmiňují Hürlimann, Baeza (2002) nebo Ma, Deng, Wang (2018). Pokud bychom odhadnuté hmoty srovnali například s blokovobahenními proudy pozorovanými Klimešem, Vilímkem, Vlčkem (2007) v okolí Machu Picchu (Peru), jednalo by se s velikostí 3 podle Jakoba (2005) zcela jistě o menší proud, neboť proudy v této lokalitě dosahovaly velikostí v rozmezí 3-8. To platí i o proudu u Dubkové (Slovensko), který dosáhl mnohonásobně větších kubatur, konkrétně $12\,000\text{ m}^3$ (Záruba, Mencl 1987). Rovněž blokovobahenní proud v Miyu County (Čína) se vyznačoval většími objemy materiálu dosahující hodnot $18\,000\text{ m}^3$. Mnohem srovnatelnějšími blokovobahenními proudy 3. kategorie jsou jiné dva v italských Apeninách u San Rocco a Bertogny s objemy $5\,000\text{ m}^3$ a $7\,000\text{ m}^3$ (Bianco, Franzi 2003). Podobně velké proudy s objemy hmot kolem $1\,000\text{ m}^3$ poté zkoumali Hürlimann, Baeza (2002) v Pyrenejích (Španělsko). Přesto tato srovnání dokazují, že svými parametry se zkoumaný blokovobahenní proud řadí k těm menším. Na druhou stranu zpřesnění uvolněných kubatur pomocí geofyzikálních měření nebo průzkumných vrtů by mohlo být úkolem dalších terénních výzkumů v oblasti.

I proto, že jsou podle Carliniho et al. (2018) v oblasti Severních Apenin hlavními spouštěcími faktory ty klimatické, zdá se analýza srážek jako velmi důležitá pro časové zařazení jednotlivých vývojových etap blokovobahenního proudu. Mezi 20. zářím 2010 a 25. květnem 2011, kdy došlo ke změnám v transportní a zdrojové zóně, se nejvýraznější srážky objevily 4. října 2010, kdy spadlo během jednoho dne 44,8 mm srážek. Takto intenzivní srážky způsobily vznik blokovobahenních proudů v pánvi Subaohe nebo provincii Yunnan (Čína) (Hu et al. 2010). Je tedy pravděpodobné, že právě tyto srážky se na změnách proudu podílely. Mnohem výraznější změny však nastaly v období od 25. května 2010 do 29. května 2011, kdy se utrhla velká část hmot ve zdrojové zóně a značně se zvětšila plocha akumulací zóny. Výrazné srážkové události byly zaznamenány v roce 2011. 49,4 mm/den z 5. června bylo doplněno od 31. května i předchozími srážkami, jejichž důležitost zmiňují Chen (1985), Iverson (2000) nebo Wieczorek, Glade (2005). Navíc těmto srážkám předcházelo poměrně suché období, které podle Ballabionioho, Sterlacchiniho (2012) často předchází srážkám, které způsobují v povodí Staffory svahové události. Nicméně další pohyby ze 4. září nebo 4.-5. listopadu 2011, kdy v prvním případě spadlo 46 mm/3 h (za den 65 mm) a v druhém případě za dva dny 125,4 mm mohly mít se svou velkou intenzitou i celkovými úhrny a předcházejícím sušším obdobím rozhodující vliv na pohyby blokovobahenního proudu. V pozdějších obdobích se v oblasti vyskytly další intenzivní úhrny, kdy 31. srpna 2012 spadlo za 1,5 h 33,6 mm nebo 12. září 2014, kdy spadlo za 40 minut 40,4 mm. Tyto srážky však v samotném proudu výrazné změny nezpůsobily a je pravděpodobné, že se setkáváme se stejnou situací, jakou pozorovali na Smědavské hoře (Česko) Smolíková, Blahut, Vilímek (2016), tedy že svah již přes další extrémní úhrny trpěl nedostatkem potenciálního materiálu. Neboť jak tvrdí Preston (1999), množství materiálu závisí i na schopnosti svahu regenerovat se z předchozí události. Tyto srážky však mohly způsobit změny v jižní části údolí, kdy se objevil jeden z mělkých sesuvů, stejně mohlo stabilitu oblasti ovlivnit i zemětřesení v listopadu 2013. Ostatně o vlivech zemětřesných událostí na destabilizaci svahů hovoří například Jibson, Harp, Michael (2000).

8. ZÁVĚR

Blokovobahenní proudy vznikají velmi často v součinnosti více faktorů. Ty mohou navzájem ovlivňovat své prahové hodnoty potřebné k zahájení svahové události. Stejně tak se zdá, že i zkoumaný blokovobahenní proud v oblasti Severních Apenin se jako většina těchto ničivých svahových pohybů inicioval v součinnosti více faktorů, kterým dominovaly především ty klimatické v podobě extrémních úhrnů srážek. Vliv však měly zřejmě i zdejší nestabilní geologické, pedologické a svahové poměry, stejně jako vegetační pokryv, tvořený zejména travinami a nízkými dřevinami. Zároveň letecké snímky prozradily, že proud měl několik vývojových etap a nebyl tedy jednorázovou událostí. Jako pravděpodobným obdobím pro vznik poslední deformace se jeví doby kolem 5. června, 4. září a 4.-5. listopadu 2011, kdy došlo k nejvýraznějším a nejintenzivnějším úhrnům srážek. Předchozí změny ve zdrojové a transportní zóně zase velmi pravděpodobně způsobily srážky 4. října 2010. Vzhledem ke geomorfologickým poměrům lokality lze konstatovat, že procesy eroze a akumulace jsou podmíněny sklonitostí a šířkou údolí. Povodí blokovobahenního proudu je zároveň místem výskytu dalších typů svahových pohybů, jako jsou mělké sesuvy v jižní části údolí nebo rotační sesuv ve zdrojové zóně. Tyto deformace mají dle analýzy leteckých snímků původ až v období mezi 25. květnem 2012 a 2. zářím 2014. I když od této doby nebyly v zónách proudu pozorovány výrazné změny, do budoucna by mohla představovat riziko jižní část údolí s četnými mělkými sesuvy a odlučnými hranami, stejně jako menší akumulace na rozhraní zdrojové a transportní zóny, které by mohly být opět zmobilizovány. Levý břeh povodí proudu je z tohoto pohledu mnohem méně aktivní z důvodu menších sklonů i rozvinutější vegetace, ale vzhledem k identifikovaným nerovnostem byl pravděpodobně i on v minulosti pod vlivem sesuvů. Na rozhraní transportní a akumulační zóny bylo rovněž identifikována množství kamenných bloků, které dokumentují sílu proudu. Z hlediska hodnot odhadnutých kubatur se blokovobahenní proud řadí k menším a svými strukturami a sklonitostními poměry se v zásadě neliší od jiných blokovobahenních proudů.

9. POUŽITÉ ZDROJE

- ACCORDI, B., PAROTTO, M., POULSEN, T. M. (2009): Apennine Range. Encyclopaedia Britannica. Dostupné z: <https://www.britannica.com/place/Apennine-Range>. (cit. 14. 3. 2019)
- ALEOTTI, R., CHOWDHURY, P. (1999): Landslide hazard assessment: summary review and new perspectives. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 58, 1, 21–44.
- ALEXANDER, D. (2004): Vulnerability to Landslides. In: Glade, T., Anderson, M., Crozier, J. M. (eds.): *Landslide Hazard and Risk*. John Wiley & Sons, Chichester, 175–198.
- ARNFIELD, A. J. (2018): Köppen climate classification. Encyclopaedia Britannica. Dostupné z: <https://www.britannica.com/science/Koppen-climate-classification>. (cit. 16. 3. 2019)
- ARPA LOMBARDIA (2017): ARPA Lombardia measured data. Dostupné z: https://www.arpalombardia.it/Pages/ARPA_Home_Page.aspx.
- BALLABIO, C., STERLACCHINI, S. (2012): Support Vector Machines for Landslide Susceptibility Mapping: The Staffora River Basin Case Study, Italy. *Mathematical Geosciences*, 44, 1, 47–70.
- BENKO, B., STEAD, D. (2002): Factors affecting landslides in forested terrain, Coastal British Columbia. In: Rybář, J., Stemberk, J., Wagner, P. (eds.): *Landslides*. A. A. Balkema Publishers, Lisse, 103–122.
- BIANCO, G., FRANZI, L. (2003): Comparison of debris-flow events in three contiguous basins, triggered during the same storm event. In: Rickenmann, D., Chen, C. -I. (eds.): *Proceedings of the Third International Conference on Debris Flow Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment*, Davos. Millpress, Rotterdam, 943–954.
- BOSINO, A., PELLEGRINI, L., OMRAN, A., BORDONI, M., MEISINA, C., MAERKER, M. (in print): Litho-structural map of the Oltrepo Pavese - Northern Apennines (Italy).
- CAINE, N. (1980): The Rainfall Intensity - Duration Control of Shallow Landslides and Debris Flows. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 62, 1-2, 23–27.
- CARLINI, M., CHELLI, A., FRANCESE, R., GIACOMELLI, S., GIORGI, M., QUAGLIARINI, A., CARPENA, A., TELLINI, C. (2018): Landslides types controlled by tectonics-induced evolution of valley slopes (Northern Apennines, Italy). *Landslides*, 15, 2, 283–296.
- CARRARA, A., CROSTA, G., FRATTINI, P. (2003): Geomorphological and historical data in assessing landslide hazard. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28, 10, 1125–1142.
- CAVAGNA, P., RUGGERI, D., MARINUZZI, C. (2006): ECOSISTEMA STAFFORA: DATI, INDICATORI E INDICI DI QUALITÀ. *Quaderni Museo di scienze naturali di Voghera*, 6, 5–45.
- ČGS (2011): Virtuální muzeum. Dostupné z: <http://muzeum.geology.cz/d.pl?l=>. (cit. 14. 3. 2019)
- CHEN, J. (1985): A preliminary analysis of the relation between debris flow and rainstorm at Jiangjia Gully of Dongchuan in Yunnan. In: *Memoirs of Lanzhou Institute of Glaciology and Cryopedology of Chinese Academy of Sciences*. Science Press, Beijing, 88–96.
- CHROMOV, S. P. (1968): *Meteorológia a klimatológia*. Vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied, Bratislava.
- CHURCH, M., MILES, M. J. (1987): Meteorological antecedents to debris flow in southwestern British Columbia: Some case studies. In: Costa, J. E., Wieczorek, G. F. (eds.): *Debris flow/Avalanches: Process, Recognition and Mitigation*. Geological Society of America, 63–80.
- CHYAN-DENG, J., CHENG-LUNG, C. (2005): Debris flow caused by Typhoon Herb in Taiwan. In: Jakob, M., Hungr, O. (eds.): *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Springer, Berlin, 539–564.

- CLIMATE-DATA.ORG (2012): Climate Godiasco. Dostupné z: <https://en.climate-data.org/europe/italy/lombardy/godiasco-891606/>. (cit. 16. 3. 2019)
- COMUNITÀ MONTANA DELL'OLTREPÒ PAVESE (2019): Ambiente e territorio. Dostupné z: <http://www.cmop.it/la-comunita-montana/ambiente-territorio/>. (cit. 22. 3. 2019)
- DEMEK, J. (1987): *Obečná geomorfologie*. Academia, Praha.
- DIVA-GIS (2019): Italy-Administrative areas. Dostupné z: <http://www.diva-gis.org/datadown>. (cit. 2. 3. 2019)
- DUCHAUFOR, P. (1977): *Pedology*. George Allen & Unwin, Sydney.
- ENCYCLOPAEDIA BRITANNICA (2011): Pliocene Epoch. Dostupné z: <https://www.britannica.com/science/Pliocene-Epoch>. (cit. 13. 3. 2019)
- ENCYCLOPAEDIA BRITANNICA (2018): Miocene Epoch. Dostupné z: <https://www.britannica.com/science/Miocene-Epoch>. (cit. 13. 3. 2019)
- FONTANA, D., SPADAFORA, E., STEFANI, C., STOCCHI, S., TATEO, F., VILLA, G., ZUFFA, G. (1994): The Upper Cretaceous Helminthoid Flysch of the Northern Apennines; provenance and sedimentation. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 48, 1, 237–514.
- GABET, E. J., MUDD, S. M. (2006): The mobilization of debris flows from shallow landslides. *Geomorphology*, 74, 1-4, 207–218.
- GARCÍA-DELGADO, H., MACHUCA, S., MEDINA, E. (2019): Dynamic and geomorphic characterizations of the Mocoa debris flow (March 31, 2017, Putumayo Department, southern Colombia). *Landslides*, 16, 3, 597–609.
- GARCÍA-MARTÍNEZ, R., LÓPEZ, J. L. (2005): Debris flows of December 1999 in Venezuela. In: Jakob, M., Hungr, O. (eds.): *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Springer, Berlin, 519–538.
- GARES, P. A., SHERMAN, D. J., NORDSTOM, K. F. (1994): Geomorphology and Natural Hazards. *Geomorphology*, 10, 1-4, 1–18.
- GELATI, R., BRUZZI, D., CATASTA, G., CATANEO, P. (1974): Evoluzione stratigrafico-strutturale dell'Appennino Vogherese a nord-est della Val Staffora. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 80, 3, 479–514.
- GEOPORTALE DELLA LOMBARDIA (2013): Base Informativa dei suoli, 2013. Dostupné z: <http://www.geoportale.regione.lombardia.it/>. (cit. 17. 3. 2019)
- GEOPORTALE DELLA LOMBARDIA (2015a): DTM 5x5 - Modello digitale del terreno. Dostupné z: <http://www.geoportale.regione.lombardia.it/download-ricerca>. (cit. 10. 12. 2018)
- GEOPORTALE DELLA LOMBARDIA (2015b): Ortofoto Agea 2015 (WMS). Dostupné z: <http://www.geoportale.regione.lombardia.it/>. (cit. 29. 8. 2018)
- GITHUB (2018): e_50m_admin_0_countries. Dostupné z: https://github.com/nvkelso/natural-earth-vector/blob/master/50m_cultural/ne_50m_admin_0_countries.shp (cit. 15. 10. 2018)
- GOOGLE INC. (2019): Google Earth Pro (Verze 7.3) [Software]. Staženo z: <https://www.google.cz/intl/cs/earth/download/gep/agree.html> (dne 12. 4. 2019)
- HU, K., CUI, P., WANG, C., LI, Y., LU, X. (2010): Characteristic rainfall for warning of debris flows. *Journal of Mountain Science*, 7, 3, 207–214.

- HUNGR, O. (2005): Classification and terminology. In: Jakob, M., Hungr, O. (eds.): Debris-flow Hazards and Related Phenomena. Springer, Berlin, 9–23.
- HÜRLIMANN, M., BAEZA, C. (2002): Analysis of debris-flow event in the Eastern Pyrenees, Spain. In: Rybář, J., Stemberk, J., Wagner, P. (eds.): Landslides. A. A. Balkema Publishers, Lisse, 213–220.
- IVERSON, M. R. (2000): Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resources Research*, 36, 7, 1897–1910.
- IVERSON, R. M., REID, M. E., IVERSON, N. R., LAHUSEN, R. G., LOGAN, M., MANN, J. E., BRIEN, D. L. (2000): Acute sensitivity of landslide rates to initial soil porosity. *Science*, 290, 5491, 513–516.
- JAKOB, M. (2005): A size classification for debris flows. *Engineering Geology*, 79, 3-4, 151–161.
- JIBSON, R. W., HARP, E. L., MICHAEL, J. A. (2000): A method for producing digital probabilistic landslide hazard maps. *Engineering Geology*, 58, 271–289.
- KLIMEŠ, J., VILÍMEK, V., VLČKO, J. (2007): Debris Flows in the Vicinity of the Machu Picchu Village, Peru. In: Sassa, K., Fukuoka, H., Wang, F., Wang, G. (eds.): *Progress in Landslide Science*. Springer, 313-314.
- KRÁL, V. (1999): *Fyzická geografie Evropy*. Academia, Praha.
- KUNSKÝ, J. (1935): *Geomorfologie*. Studentská knihtiskárna, Praha.
- LI, C., WANG, M., LIU, K. (2018): A decadal evolution of landslides and debris flows after the Wenchuan earthquake. *Geomorphology*, 323, 1–12.
- LI, M., TIAN, C. SHAN, WANG, Y. KUAN, LIU, Q., LU, Y. FENG, SHAN, W. (2018): Impacts of future climate change (2030-2059) on debris flow hazard: A case study in the Upper Minjiang River basin, China. *Journal of Mountain Science*, 15, 8, 1836–1850.
- LIN, C. W., SHIEH, C. L., YUAN, B. D., SHIEH, Y. C., LIU, S. H., LEE, S. Y. (2004): Impact of Chi-Chi earthquake on the occurrence of landslides and debris flows: Example from the Chenyulan River watershed, Nantou, Taiwan. *Engineering Geology*, 71, 1-2, 49–61.
- MA, C., DENG, J., WANG, R. (2018): Analysis of the triggering conditions and erosion of a runoff-triggered debris flow in Miyun County, Beijing, China. *Landslides*, 15, 12, 2475–2485.
- MAJOR, J., PIERSON, T., SCOTT, K. (2005): Debris flows at Mount St. Helens, Washington, USA. In: Jakob, M., Hungr, O. (eds.): *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Springer, Berlin, 687–731.
- MOREIRAS, S., LENZANO, M., RIVEROS, N. (2008): Inventario de procesos de remoción en masa en el Parque provincial Aconcagua, provincia de Mendoza – Argentina. *Multequina. Latin American Journal of Natural Resources*, 17, 129–146.
- MOREIRAS, S., LISBOA, M. S., MASTRANTONIO, L. (2012): The role of snow melting upon landslides in the central Argentinean Andes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 37, 10, 1106–1119.
- MRÁZOVÁ, Š., KRUPÍČKA, J. (2011): Svahové deformace a granitová tektonika na Smědavské hoře v Jizerských horách. *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2010, Česká geologická služba*, 70-73.
- NĚMEČEK, J., MACKŮ, J., VOKOUN, J., VAVŘÍČEK, D., NOVÁK, P. (2001): Taxonomický klasifikační systém půd České republiky. ČZU, Praha.
- NĚMEČEK, J., SMOLÍKOVÁ, L., KUTÍLEK, M. (1990): *Pedologie a paleopedologie*. Academia, Praha.
- NETOPIIL, R. (1972): *Hydrologie pevnin*. Academia, Praha.
- NETOPIIL, R., BIČÍK, I., BRINKE, J. (1989): *Geografie Evropy*. SPN, Praha.

- OAKLEY, N. S., CANNON, F., MUNROE, R., LANCASTER, J. T., GOMBERG, D., RALPH, F. M. (2018): Brief communication: Meteorological and climatological conditions associated with the 9 January 2018 post-fire debris flows in Montecito and Carpinteria, California, USA. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 18, 3037–3043.
- ONDRÁŠIK, R., VLČKO, J., FENDEKOVÁ, M. (2011): *Geologické hazardy a ich prevencia*. Univerzita Komenského, Bratislava.
- OZTURK, U., WENDI, D., CRISOLOGO, I., RIEMER, A., AGARWAL, A., VOGEL, K., LÓPEZ-TARAZÓN, J. A., KORUP, O. (2018): Rare flash floods and debris flows in southern Germany. *Science of the Total Environment*, 626, 941–952.
- PANINI, F., FIORONI, C., FREGNI, P., BONACCI, M. (2002): LE ROCCE CAOTICHE DELL 'OLTREPO PAVESE : NOTE ILLUSTRATIVE DELLA CARTA GEOLOGICA DELL 'APPENNINO VOGHERESE TRA BORGOPRIOLO E RUINO THE CHAOTIC ROCKS OF THE VOGHERA APENNINES (NORTHERN ITALY): EXPLANATORY NOTES FOR THE GEOLOGIC MAP OF THE AREA BETWEEN. *Atti Ticinesi di Scienze della Terra*, 43, 83–109.
- PETRÁNEK, J., BŘEZINA, J., BŘÍZOVÁ, E., CHÁB, J., LOUN, J., ZELENKA, P. (2016): *Encyklopedie geologie*. Česká geologická služba, Praha.
- PIPER, D., KUNZ, M., EHMELE, F., MOHR, S., MÜHR, B., KRON, A., DANIELL, J. (2016): Exceptional sequence of severe thunderstorms and related flash floods in May and June 2016 in Germany – Part 1: Meteorological background. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12, 16, 2835–2850.
- PRESTON, N. J. (1999): Event-induced changes in landsurface condition: Implications for subsequent slope stability. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 115, 157–173.
- SASSA, K. (1985): The mechanism of debris flow. In: *Proceedings of XI International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, San Francisco. A. A. Balkema Publishers, Rotterdam, 1173–1176.
- SASSA, K., WANG, G. (2005): Mechanism of landslide-triggered debris flow: Liquefaction phenomena due to the undrained loading of torrent deposits. In: Jakob, M., Hungr, O. (eds.): *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Springer, Berlin, 81–104.
- SAVAGE, W., BAUM, R. (2005): Instability of steep slopes. In: Jakob, M., Hungr, O. (eds.): *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Springer, Berlin, 53–79.
- SMOLÍKOVÁ, J., BLAHUT, J., VILÍMEK, V. (2016): Analysis of rainfall preceding debris flows on the Smědavská hora Mt., Jizerské hory Mts., Czech Republic. *Landslides*, 13, 4, 683–696.
- STARKEL, L. (1979): The role of extreme meteorological events in the Superficial Mass Movements in Mountain Regions. *Geographia Polonica*, 41, 23–25.
- STINY, J. (1910): *Die Muren - Versuch einer Monographie mit besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse in den Tiroler Alpen*. Universitätsbibliothek Innsbruck, Innsbruck. (cit. in Hungr 2005)
- VALLANCE, J. W. (2005): Volcanic debris flow. In: Jakob, M., Hungr, O. (eds.): *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Springer, Berlin, 247–274.
- VAN DINE, D. F. (1985): Debris flows and debris torrents in the Southern Canadian Cordillera. *Canadian Geotechnical Journal*, 22, 44–62. (cit. in Záruba, Mencl, 1987)
- VARGAS, W., COMPAGNUCCI, R. H. (1985): Relaciones del régimen de precipitación entre Santiago de Chile y las series de la región cordillerana. *Geoacta*, 13, 1, 83–95.

VOLCANO DISCOVERY (2013): Italy earthquakes - complete list & interactive map. Dostupné z: <https://www.volcanodiscovery.com/earthquakes/italy/archive/2013.html>. (cit. 2. 4. 2019)

VOTÝPKA, J. (1994): Fyzická geografie Evropy. Univerzita Karlova, Praha.

WANG, G., SASSA, K. (2003): Pore-pressure generation and movement of rainfall-induced landslides: Effects of grain size and fine-particle content. *Engineering Geology*, 69, 1-2, 109–125.

WIECZOREK, G. F., GLADE, T. (2005): Climatic factors influencing occurrence of debris flow. In: Jakob, M., Hungr, O. (eds.): *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Springer, Berlin, 325–362.

WIECZOREK, G. F., SARMIENTO, J. (1988): Rainfall, piezometric levels and debris flows near La Honda, California in the January 3-5, 1982, and other storms between 1975 and 1983. In: Ellen, S. D., Wieczorek, G. F. (eds.): *Landslides, Floods and Marine Effects of the January 3-5, 1982, Storm in the San Francisco Bay Region, California*. US Geological Survey, Reston, 43–62.

ZÁRUBA, Q., MENCL, V. (1987): *Sesuvy a zabezpečování svahů*. Academia, Praha.

10. PŘÍLOHY

10.1 Seznam tabulek

Tabulka č. 1 - Dělení „proudových“ svahových pohybů podle D. J. Varnese.	10
Tabulka č. 2 - Typy svahových pohybů podle D. J. Varnese (zkráceno).	10
Tabulka č. 3 - Klasifikace velikosti blokovobahenních proudů podle M. Jakoba (zkráceno).....	10
Tabulka č. 4 - Vliv vegetace na stabilitu svahu.	21
Tabulka č. 5 - Faktory ovlivňující mobilizaci sesuvu do blokovobahenního proudu.	24
Tabulka č. 6 - Objem jednotlivých akumulací blokovobahenního proudu.....	58

10.2 Seznam obrázků

Obrázek č. 1 - Proces ztekucení říčních sedimentů vlivem jejich zatížení.....	23
Obrázek č. 2 - Zdrojová zóna proudu s akumulacemi ve spodní části.....	40
Obrázek č. 3 - Akumulace na rozhraní zdrojové a transportní zóny I.	40
Obrázek č. 4 - Akumulace na rozhraní zdrojové a transportní zóny II.	41
Obrázek č. 5 - Zdrojová a transportní zóna rotačního sesuvu.....	41
Obrázek č. 6 - Detail skluzné plochy rotačního sesuvu.	42
Obrázek č. 7 - Podélné akumulární valy u transportní zóny.	42
Obrázek č. 8 - Silně rozpraskaná půda v místech depresí.	42
Obrázek č. 9 - Zarůstající transportní zóna blokovobahenního proudu.....	43
Obrázek č. 10 - Přemístěné bloky v akumulární zóně blokovobahenního proudu.....	43
Obrázek č. 11 - Koryto občasného vodního toku v akumulární zóně proudu.....	43
Obrázek č. 12 - Současná svahová aktivita v jižní části údolí.	44
Obrázek č. 13 - Takzvaný „opilý les“ je známkou pomalých svahových pohybů, jakým je například kríp (jižní část údolí).....	44
Obrázek č. 14 - Ortofoto 1954.....	48
Obrázek č. 15 - Ortofoto 1975.....	48
Obrázek č. 16 - Ortofoto 1998.....	48
Obrázek č. 17 - Ortofoto 2003.....	48
Obrázek č. 18 - Ortofoto 2007.....	49
Obrázek č. 19 - Ortofoto 2012.....	49
Obrázek č. 20 - Ortofoto 2015.....	49
Obrázek č. 21 - Ortofoto 2. 6. 2009.....	51
Obrázek č. 22 - Ortofoto 20. 9. 2010.....	51
Obrázek č. 23 - Ortofoto 25. 5. 2011.....	51
Obrázek č. 24 - Ortofoto 29. 5. 2012.....	51
Obrázek č. 25 - Ortofoto 2. 9. 2014.....	52
Obrázek č. 26 - Ortofoto 30. 8. 2015.....	52
Obrázek č. 27 - Ortofoto 20. 9. 2010.....	52
Obrázek č. 28 - Ortofoto 25. 5. 2011.....	52
Obrázek č. 29 - Ortofoto 29. 5. 2012.....	53
Obrázek č. 30 - Ortofoto 20. 9. 2010.....	53
Obrázek č. 31 - Ortofoto 25. 5. 2011.....	53
Obrázek č. 32 - Ortofoto 29. 5. 2012.....	53

10.3 Seznam map

Mapa č. 1 - Poloha Oltrepò Pavese v rámci italských regionů.	28
Mapa č. 2 - Geologické poměry zkoumaného území.	30
Mapa č. 3 - Půdní poměry zkoumaného území.....	33

Mapa č. 4 – Geomorfologie blokovobahenního proudu.....(příloha)	
Mapa č. 5 - Sklonitost terénu v lokalitě blokovobahenního proudu.....	40
Mapa č. 6 - Trasy topografických profilů.....	47
Mapa č. 7 - Mocnost akumulací v akumulační zóně.	57
Mapa č. 8 - Mocnost akumulací ve zdrojové a transportní zóně.	58

10.4 Seznam grafů

Graf č. 1 - Závislost četnosti výskytu svahových procesů na ročních úhrnech srážek (Wenchuan, Čína).	13
Graf č. 2 - Časové rozložení výskytu srážek a blokovobahenních proudů (centrální Kalifornie, USA) ..	15
Graf č. 3 - Rozložení extrémních srážkových úhrnů před vznikem blokovobahenních proudů (Smědavská hora, Česko).	16
Graf č. 4 - Závislost sklonu svahu a objemu materiálu blokovobahenních proudů v souvislosti s typem vegetačního pokryvu (východní Pyreneje, Španělsko).	20
Graf č. 5 - Hlavní spouštěcí faktory svahových pohybů v Aconcagua Park (Argentina) v letech 1822- 2010.....	26
Graf č. 6 - Klimadiagram obce Godiasco.....	32
Graf č. 7 - Topografický profil 1-1'.....	45
Graf č. 8 - Topografický profil 2-2'.....	46
Graf č. 9 - Topografický profil 3-3'.....	46
Graf č. 10 - Topografický profil 4-4'.....	55
Graf č. 11 - Topografický profil 5-5'.....	55
Graf č. 12 - Topografický profil 6-6'.....	56
Graf č. 13 - Celkové roční úhrny srážek v oblasti blokovobahenního proudu.....	59
Graf č. 14 - Rozložení srážek na stanici Fortunago v roce 2010.	60
Graf č. 15 - Rozložení srážek na stanici Fortunago v roce 2011.	60
Graf č. 16 - Rozložení srážek na stanici Fortunago v roce 2012.	61
Graf č. 17 - Rozložení srážek na stanici Fortunago v roce 2013.	62
Graf č. 18 - Rozložení srážek na stanici Fortunago v roce 2014.....	63