

Univerzita Hradec Králové

Přírodovědecká fakulta

Katedra Biologie

Prostorově-časová rekonstrukce blokovobahenních
proudů a sněhových lavin v Obřím dole

Diplomová práce

Autor:	Michal Kozák
Studijní program:	N1501 – Biologie
Studijní obor:	Systematická biologie a ekologie
Vedoucí práce:	doc. RNDr. Karel Šilhán, Ph.D.

Hradec Králové

Leden 2019

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem diplomovou práci na téma „Prostorově-časová rekonstrukce blokovobahenních proudů a sněhových lavin v Obřím dole“ vypracoval samostatně a že jsem v seznamu použité literatury uvedl všechny zdroje, ze kterých jsem vycházel.

V Hradci Králové dne:

.....

Kozák Michal

Poděkování:

Na tomto místě bych rád poděkoval mému školiteli doc. Karlovi Šilhánovi za odborné vedení diplomové práce, správě Krkonošského národního parku za umožnění výzkumu v oblasti první zóny národního parku. Dále děkuji doktorce Mileně Kociánové za odborné rady a připomínky. Poděkování patří také mé rodině za podporu a trpělivost a mé přítelkyni za to jak o mne pečovala po dobu psaní této práce.

Anotace

Kozák M (2019): *Prostorově-časová rekonstrukce blokovobahenních proudů a sněhových lavin v Obřím dole*, Diplomová práce na Přírodovědecké fakultě University Hradec Králové. Vedoucí diplomové práce Karel Šilhán, Hradec Králové 77 s.

Abstrakt

Blokovobahenní proudy a sněhové laviny jsou přírodní fenomény s významným vlivem na charakter přírodního prostředí velehorských i středohorských oblastí. Aplikací dendrochronologických metod byla rekonstruována časová chronologie a prostorový rozsah zaznamenaných událostí. Metodou intrasezonálního datování byly určeny spouštěcí faktory (lavina nebo blokovobahenní proud) na dráze zájmového území, Čertova zahrádka, v Obřím dole v Krkonoších. Na dráze zájmového území byly odebrány vzorky z 10 stromů, na kterých bylo určeno celkem 18 disturbancí (jizvy, traumatické pryskyřičné kanálky, reakční dřevo, prudké růstové zúžení nebo rozšíření letokruhů). Celkové časové rozpětí retrospektivní analýzy dosáhlo od současnosti až do roku 1910, během této doby byly dendrochronologicky datovány a určeny 3 blokovobahenní eventy, 2 lavinové eventy a spouštěcí faktor jedné události nebyl určen. Zaznamenané události byly porovnány s daty z meteostanice v Peci pod Sněžkou s údaji z lavinového katastru a s historickými leteckými snímky. Vzhledem k malému počtu analyzovaných jedinců a nemožnosti zachytit všechny události, lze tento počet považovat pouze za minimální údaj. Výsledky dokládají možnou korelaci a vzájemné ovlivňování obou procesů a tudíž značný potenciál dendrogeomorfologických metod ve studii drah blokovobahenních proudů a lavin.

Klíčová slova: lavina – blokovobahenní proud – Obří důl – Čertova zahrádka - Krkonoše

Annotation

Kozák M (2019): *Spatio-temporal reconstruction of debris flows and snow avalanches in Obří důl*, Diploma thesis at Faculty of Science University of Hradec Králové. Thesis Supervisor Karel Šilhán, Hradec Králové 77 p.

Abstract

Debris flows and snow avalanches are natural phenomena with a significant effect on the character of the natural environment in the mountainous regions. By application of dendrochronological methods the time chronology and spatial extent of the recorded events were reconstructed. By the method of intra-seasonal dating were determined triggering factors (snow avalanche or debris flow) in the area of interest, Čertova zahrádka, in the Obří důl in the Giant Mountains. In the interest area were sampled 10 trees, and 18 disturbances were determined (scars, traumatic resin ductus, reaction wood, growth expansion, or narrowing of the tree rings). The total time span of the retrospective analysis reached from the present until 1910, during this time were 3 debris flow events, 2 snow avalanche events determined and dated by the dendrochronological methods, and the trigger factor of one event was not determined. The determined events were compared with data from the climatic station in Pec pod Sněžkou, from the avalanche cadastre and historical orthophotographic photographs. Because of the small number of individuals analyzed and the inability to capture all events can be this number considered as a minimum. The results demonstrate a possible correlation and interaction of both processes and, therefore, the considerable potential of dendrogeomorphological methods in the study of debris flow and avalanches.

Key words: snow avalanche – debris flow – Obří důl – Čertova zahrádka – Giant Mts.

Obsah

1. Úvod.....	8
2. Dendrochronologie a dendrogeomorfologie.....	10
2.1. Dendrochronologie	10
2.2. Význam dendrochronologie.....	10
2.3. Dendrogeomorfologie a její metody	11
2.4. Růst stromu.....	12
2.5. Efekty geomorfologických disturbancí při růstu stromu	13
2.5.1. Jizva.....	14
2.5.2. Tvorba traumatických pryskyřičných kanálků (TRD)	14
2.5.3. Změny v míře přírůstu	15
2.5.4. Reakční dřevo (tlakové a tahové dřevo)	17
2.5.5. Pohřbení kmene.....	18
2.5.6. Exhumace kořenů.....	18
2.5.7. Setnutí stromu a ulomení větví.....	19
2.5.8. Mrtvé dřevo a kolonizace	20
3. Blokovahenní proudy.....	21
3.1. Charakteristika blokovahenního proudu	21
3.2. Příčiny vzniku blokovahenních proudů.....	23
3.3. Klasifikace blokovahenních proudů	23
4. Sněhové laviny	25
4.1. Charakteristika sněhové laviny	25
4.2. Význam lavin a význam pro Krkonoše	25
4.3. Sněhové laviny v Krkonoších se zaměřením na zájmové území.....	26
4.4. Klasifikace sněhových lavin Krkonoš.....	27
4.5. Dendrochronologie na sněhových lavinách v Krkonoších.....	28
5. Fyzicko - geografické poměry a historie studované lokality.....	30
5.1. Geografické vymezení Obřího dolu se zaměřením na zájmové území.....	30
5.2. Topografické vymezení Obřího dolu se zaměřením na zájmové území.....	31
5.3. Geologická charakteristika Obřího dolu se zaměřením na zájmové území.....	33
5.4. Klimatické a povětrnostní podmínky Obřího dolu se zaměřením na zájmové území.....	34

5.5.	Vegetační výškové stupně Krkonoš s ohledem na zájmové území.....	35
5.6.	Vodní bilance Obřího dolu s ohledem na zájmové území.....	36
5.7.	Dráhy blokovobahenních proudů a lavin v Obřím dole	36
5.8.	Čertova zahrádka – zájmové území	37
5.9.	Historie blokovobahenních proudů a sněhových lavin v Obřím dole a zájmovém území	39
6.	Metodika.....	43
6.1.	Terénní metody	43
6.1.1.	Mapování	43
6.1.2.	Odběr vzorků	44
6.1.3.	Odběr vzorků pro referenční chronologii.....	46
6.2.	Laboratorní zpracování	47
6.2.1.	Sušení, lepení a broušení vzorků.....	47
6.2.2.	Měření šířky letokruhů a počítání letokruhů	48
6.2.3.	Referenční chronologie a odstranění šumu	49
6.2.4.	Příprava mikrořezů	50
6.2.5.	Určení disturbancí a jejich intrasezónní datování.....	50
6.2.6.	Sestavení chronologie.....	55
6.2.7.	Prostorová rekonstrukce rozsahu proudu	56
7.	Výsledky	57
7.1.	Geomorfologická situace.....	57
7.2.	Analyzované stromy	58
7.3.	Chronologie událostí.....	59
7.4.	Prostorový rozsah událostí.....	61
7.5.	Srovnání výsledků s klimatickými grafy	62
7.6.	Verifikace výsledků pomocí leteckých snímků.....	64
8.	Diskuze.....	68
9.	Závěr	71
10.	Seznam použité literatury.....	72
11.	Přílohy	76

1. Úvod

Tato práce je zaměřena na rekonstrukci blokovobahenních proudů a sněhových lavin, vyskytujících se současně v rámci jedné dráhy, pomocí dendrochronologické analýzy. Studované území bylo vybráno na základě předběžného vytipování z leteckých snímků a následné terénní výpravy ve společnosti odborného doprovodu Karla Šilhána a Mileny Kociánové, během které byla potvrzena aktivita obou procesů a tudíž i vhodnost pro následný výzkum.

Zájmové území se nachází ve Východních Krkonoších v Obřím dole, a jelikož se lokalita nachází v 1. zóně národního parku a v botanicky jedné z nejcennějších lokalit v Krkonoších, bylo zapotřebí, zajistit potřebné povolení pro výzkum. To bylo uděleno s omezením na 20 stromů, nicméně pro tuto práci dostačujících.

Tato práce navazuje, a také se opírá, na činnost Vlastimila Pilouse, geomorfologa správy KRNP, který jako první popsal blokovobahenní proudy (Demek, 1987), nebo také mury (pochází z němčiny, dnes už zastaralé) v Obřím dole a Krkonoších (Pilous, 1973). Pilous ve svých pracích (z let 1973, 1975, 1977) datuje uvolnění blokovobahenních proudů převážně na základě přímého pozorování, fotografie, dokladu o katastrofické události nebo korelace s klimatickými údaji a stejným způsobem jsou dokumentovány lavinové události (Vrba and Spusta, 1975; Spusta and Kociánová, 1998; Spusta et al., 2003; 2006). V této práci jsou pro časové rekonstrukce jednotlivých událostí ať už blokovobahenních proudů či sněhových lavin použity dendrochronologické metody.

Zájmová oblast se nachází v Obřím dole, což je oblast, která je díky svým specifickým podmínkám v současnosti jedna z nejaktivnějších a zároveň nejkoncentrovanější oblastí s výskytem blokovobahenních proudů a lavinových drah (Pilous, 1973; Spusta and Kociánová, 1998). Během čtvrtohor vznikl v Obřím dole ledovec, který vymodeloval údolí do typického trogového tvaru „U“, čímž vznikly strmé svahy podmiňující přítomnost blokovobahenních proudů (Pilous, 1973). A zároveň je díky své orientaci a působení anemo-orografického systému (Jeník, 1961) jednou z nejaktivnějších oblastí co se týče lavinových událostí (Kociánová et al. 2013). Lavinová aktivita na jižní straně Čertova hřebínku je umocněna existencí dvou roklí, z nichž jedna nese název Čertova zahrádka – objekt mého zájmu.

Cílem této práce je pomocí dendrogeomorfologických metod popsat časovou historii, frekvenci a prostorový rozsah blokovobahenní /lavinové dráhy Čertova zahrádka a popřípadě najít korelaci mezi těmito událostmi. Dílčími cíli jsou, vytvořit rešerši zaměřenou na charakteristiku a klasifikaci blokovobahenních proudů a lavinových drah a popsat dendrochronologické indikátory lavin a blokovobahenních proudů a oddělit je od sebe. Pomocí výsledků dendrochronologického datování rekonstruovat prostorový rozsah datovaných událostí a identifikovat možné klimatické spouštěcí faktory větších dendrochronologicky zaznamenaných eventů v Obřím dole (Čertově zahrádce).

Struktura diplomové práce je následující – teoretická část s obecnou charakteristikou metod dendrochronologie a dendrogeomorfologie, charakteristika blokovobahenních proudů a lavinových drah, dále fyzicko-geografická charakteristika zájmového území, následuje metodická část, ve které jsou popsány metody zpracování a odběru vzorků, výsledky s historickými záznamy z meteostanice a historickými leteckými snímky zájmového území, diskuze, závěr a přílohy s fotografiemi.

2. Dendrochronologie a dendrogeomorfologie

2.1. Dendrochronologie

Dendrochronologie je věda studující a popisující přírodní události, které mění okolní krajinu (McDonald et al., 2008) a životní prostředí (Cook and Kairiukstis, 1990) metodou datování, založené na analýze letokruhové série. Název je odvozen z řeckých slov, *dendron* (strom), *chronos* (čas) a *logia* (studium). Věda je založena na faktu, že stromy rostoucí v sezónním klimatickém pásmu, tvoří každý rok jeden letokruh, který je tvořen rozdílnými typy buněk. Během jara a začátkem léta tvoří stromy velké buňky s tenkými buněčnými stěnami. Během léta a brzkého podzimu pak strom tvoří malé buňky s tlustými stěnami. V zimě je pak strom ve vegetačním klidu a netvoří buňky žádné. Díky rozdílné velikosti buněk a šířky jejich buněčných stěn u jarního a letního dřeva je dobře patrná hranice mezi jednotlivými letokruhy.

Primárně se z letokruhových dat získávají informace o věku stromů. Následně lze studovat informace obsažené ve struktuře datovaných letokruhů a to převážně na stromech, vyskytujících se v klimaticky, či jinak, stresovaném prostředí, kde je jejich růst ovlivněn. Tato ovlivnění se projevují změnou v míře přírůstu letokruhů, nebo změnou struktury buněk dřeva (Shroder, 1978; Stoffel et al., 2005, Stoffel and Hitz, 2008).

2.2. Význam dendrochronologie

Přímá pozorování dlouhodobých environmentálních změn jsou ojedinělá, proto je nezbytné sledovat nepřímé indikátory uchovávající informace o přírodním prostředí z dob minulých, to jsou například letokruhové záznamy. Dendrochronologie má široké uplatnění v řadě oborů a environmentálním prostředí: klima (dendroklimatologie) (Bradley, 1999), ledovce (dendroglaciologie) (Smith et al., 2009), voda (dendrohydrologie) (Loaiciga, 1993), požáry (dendropyrologie) (Stephens et al., 2003), ekologie dřevin a lesa (dendroekologie) (Fritts and Swetnam, 1989), geomorfologie (dendrogeomorphologie) (Shroder, 1978). Další uplatnění má dendrochronologie v archeologii (Cook and Kairiukstis, 1990). Na základě letokruhových dat lze

rekonstruovat i množství disturbancí, jako požáry, záplavy, vichřice, sesuvy, konkurence, infekce, napadení nebo okus vysokou zvěří nebo imisní zatížení (Stoffel, 2010; Bollschweiler et al., 2007a). Stromy tak fungují jako přírodní kroniky.

2.3. Dendrogeomorfologie a její metody

Dendrogeomorfologie využívá datovací metody a poznatky dendrochronologie k určení stáří geomorfologických procesů a to např.: svahových, fluviálních, glaciálních, eolických a dalších. V tomto ohledu lze dendrogeomorfologii považovat za nové vědní odvětví, které vzniklo interdisciplinární kombinací dendrochronologie a geomorfologie.

Hlavním předpokladem pro aplikaci dendrochronologických metod pro datování všech typů svahových i nesvahových disturbancí je, že daný proces vede ke změně lokálních až regionálních ekologických podmínek růstu stromu, na které jedinec reaguje změnou v míře přírůstu, nebo změnou anatomické stavby nově vytvářeného dřeva (Shroder, 1978). Dendrogeomorfologie je odvětvím dendrochronologie vycházející z ekologie dřevin a dendrochronologických dat k výzkumu výskytu, intenzity a chronologie geomorfologických procesů. Fritz and Swetnam (1989) popsali základní principy, které je nutno dodržovat při využití dendrochronologických informací.

Uniformitarianismus – princip uniformity aplikovaný na přírodní procesy. V minulosti působily na Zemi stejné přírodní procesy jako dnes. „Přítomnost je klíčem k minulosti.“

Limitující faktor – proces růstu letokruhů je limitován dostupností zdrojů (voda, slunce, teplo, minerální výživa). Změny v dostupnosti těchto zdrojů mohou zaznamenat pouze stromy, které jsou na tyto změny citlivé.

Výběr místa - všechny stromy jsou ovlivněné makroklimatem stejně, ale stromy rostoucí v prostředí s malou dostupností zdrojů, odrážejí projevy limitujících faktorů v maximální míře.

Citlivost – šířka letokruhů je odrazem limitujících faktorů v čase.

Křížové datování (cross dating) – v některých letech stromy přirostou o více než jeden letokruh (falešný letokruh), v jiných letech se nemusí letokruh vytvořit vůbec. Napasováním letokruhových sérií více stromů na sebe, můžeme odhalit, chybějící nebo přebývající letokruhy, které korespondují s roky, kdy strom příliš nerostl, nebo vytvořil

více letokruhů (Wiles et al., 1996). Kvůli přesnému datování jednotlivých letokruhů je nutné tyto falešné nebo chybějící letokruhy identifikovat a odfiltrovat.

Ověření - u stromů s větší četností chybějících nebo přebývajících letokruhů musí být použity objektivní metody a kritéria založené na dostatečném počtu vyhodnocovaných vzorků.

2.4. Růst stromu

Strom roste činností dělivého pletiva kambia, což je skupina nediferencovaných buněk, díky němu je strom schopen tvořit dřevo a sekundárně tloustnout. Kambium vytváří do středu kmene buňky sekundárního dřeva a směrem ven buňky sekundárního lýka. Svoji dělivou funkci si zachovává po celou dobu své existence (Votrubová, 2001). Činnost kambia je v periodicky střídajícím se klimatickém prostředí omezena pouze na část roku, klimaticky vhodnou pro růst stromu (vegetační období), po zbytek roku zůstává činnost kambia utlumena (období vegetačního klidu) (Schweingruber, 1996). Vegetační období trvá na území ČR většinou od května do srpna s největší aktivitou v červnu (Votrubová, 2001). Avšak u jehličnanů je kambium aktivní i na začátku září (Drápela and Zach, 2000). V tomto období však probíhají zásadní změny v charakteru klimatu a to ovlivňuje tvorbu buněk. Buňky jsou pak na začátku vegetačního období morfologicky odlišné než na jejím konci. V jarních měsících za dostatku vláhy a relativně mírných teplot, vznikají buňky, na průřezu pravidelně kulaté s tenkými buněčnými stěnami, ty se pak jeví jako světlá část letokruhu. Naproti tomu v horkých letních měsících s nedostatkem vláhy vznikají buňky s tlustou stěnou, které se jeví jako tmavší část letokruhu (Votrubová, 2001). Střídání světlých a tmavých vrstev tvoří na příčném řezu kmene charakteristickou strukturu letokruhů. Letokruh tak odpovídá vrstvě dřeva jarního s různě ostrou hranicí přechodu na vrstvu dřeva letního.

Stres může v určitých letech vyvolat neobvyklý růst, což se může projevit chybějícím letokruhem (dvojitým), nebo naopak mohou vzniknout dva i více letokruhů v jednom roce (falešné letokruhy) (Drápela and Zach, 2001). Šířka letokruhu je dána činností kambia, souborem genetických vlastností a kombinací vnějších faktorů (Schweingruber, 1996). Genetika má vliv na rychlost růstu, životnost, citlivost na vnější projevy a na proměnlivost těchto vlastností s přibývajícím věkem (Stoffel and Bollschweiler, 2008). Maximální šířka přírůstu kmene je u báze stromu ve věku 30 let, poté dochází, se

zvětšujícím se povrchem, ke zvýšení antiklinálního dělení buněk kambia a snížení periklinálního dělení (Schweingruber, 1996). Vnější podmínky ovlivňující růst představují stresové situace, na které strom svojí změnou přírůstu reaguje. Tyto stresové situace se dělí podle svého původu na biotické a abiotické. Biotické faktory může představovat např.: činnost parazitů a herbivorů, ale také kompetice o zdroje s okolními dřevinami. Mezi abiotické stresory patří světlo, teplo, vláha, větrné proudění, atp., jejich význam je zcela zásadní pro růst stromu a aplikaci dendrochronologických metod (Schweingruber, 1996).

2.5. Efekty geomorfologických disturbancí při růstu stromu

Během náhlých geomorfologických událostí dochází k disturbancím, na které strom reaguje specifickou reakcí, či řadou reakcí (Stoffel and Bollschweiler, 2008). Jde především o okamžité snížení fyziologické aktivity, usměrnění asimilačního proudu do oblastí důležitých k přežití a uzavření poškozeného pletiva (Schweingruber, 1996). Díky tomu je strom schopen přežít i výrazné mechanické poškození způsobené lavinou nebo blokovobahenním proudem.

Dendrogeomorfologický výzkum je obvykle založen na konceptu: proces – událost – reakce (Shroder, 1978). V případě datování blokovobahenních proudů nebo lavin se procesem myslí uvolnění blokovobahenního proudu nebo pádu konkrétní laviny, což vede ke změně ekologických podmínek – událost. Událostí je myšleno např. naklonění kmene, obnažení části kořenového systému, zjizvení kmene, odstranění konkurenčních stromů v okolí nebo úplné setnutí kmene/koruny. Tyto události vedou ke změně podmínek pro další vývoj dřeviny. Reakce – dřevina reaguje na změny ekologických podmínek např. prudkými změnami v míře přírůstu, rozdílnou mírou přírůstu po obvodu kmene, tvorbou traumatických pryskyřičných kanálků, tvorbou hojivého pletiva, kalusu, růstu výmladků (Casteller et al., 2007), nebo úplnou změnou růstové formy. Mohou vznikat např. lavinové formy smrku ztepilého (*Picea abies*), jako kandelábrovitý růst (Jeník, 1958).

V následujícím textu jsou představeny různé typy ovlivnění stromů geomorfologickými činiteli a specifické odezvy stromů na ně. Se zaměřením na příklady odlišných reakcí stromu na událost způsobenou buď sněhovou lavinou nebo blokovobahenním proudem.

2.5.1. Jizva

Jizvy vznikají důsledkem mechanického poškození kůry a dřeva stromů kmene nejčastěji vlivem nárazu klastů v případě blokovobahenního proudu, nebo lavinou unášených kmenů ostatních stromů, ale v menší míře i klastů, v případě sněhových lavin. Jizvy jsou pro potřeby dendrochronologického datování eventů nejčastěji používaným indikátorem (Tumajer and Treml, 2013). S dostatečnou energií geomorfologického procesu může dojít k lokálnímu poničení dělivého pletiva, kambia, což se projevuje nepravidelným vzrůstem, jelikož strom v místě poškození přestane ročně přirůstat do šířky (Stoffel and Perret, 2006). Takové poranění může být vstupní branou pro další napadení a infekce. Strom začne téměř okamžitě po poškození reagovat produkcí chaotického, hojivého, parenchymatického pletiva na okrajích jizvy (kalus) (Pallardy and Kozłowski, 2008). Vlivem produkce tohoto pletiva začnou buňky kambia postupně přerůstat jizvu a v ideálním případě dochází ke kompletnímu vyhojení jizvy.

Pro následné laboratorního zpracování a určení přesného data a ročního období vzniku události by jako nejvýhodnější a nejsnazší cestou bylo odebrat celý přírůstkový kotouč. Tato metoda je však destruktivní a tudíž pro práci v I. Zóně NP nevhodná. Odběr vývrtů je tak často jedinou možností, v takovém případě je však velmi důležité věnovat velkou pozornost místu vrtání. Pokud je vývrt správně odebrán a obsahuje kompletní záznam, je možné dosáhnout i intra-sezonního datování vzniku jizvy (Schneuwly and Stoffel 2008; Arbellay et al., 2010).

2.5.2. Tvorba traumatických pryskyřičných kanálků (TRD)

Tvorba pryskyřičných kanálků a pryskyřice je obranný mechanismus a reakce na mechanické či jiné poškození typických druhů jehličnanů, smrk ztepilý (*Picea abies*), modřín opadavý (*Larix decidua*) a jedle bělokorá (*Abies alba*) (Stoffel, 2008). Tyto pryskyřičné kanálky mají přívlástek - traumatické, protože jejich vznik je vázán na silnou stresovou disturbanci (Stoffel, 2008). Pokud dojde k poškození stromu v době jeho vegetační aktivity, strom téměř okamžitě začíná produkovat pryskyřici. Traumatické pryskyřičné kanálky se pak začnou tvořit do třech týdnů od události.

V případě, že k poškození kmene došlo v období vegetačního klidu, měly by se traumatické pryskyřičné kanálky nacházet mezi prvními vrstvami tracheid jarního dřeva

následujícího letokruhu, dá se proto předpokládat, že poškození bylo způsobeno sněhovou lavinou. Pokud se TRD vyskytují v později vytvořených částech letokruhu, došlo k disturbanci v části vegetačního období (Stoffel et al., 2006; Stoffel, 2008) a jednalo by se tak např. o blokovobahenní proud.

Toto pravidlo je však do jisté míry pouze teoretické a v reálu je konkrétní rozsah a okamžik tvorby traumatických pryskyřičných kanálků ovlivněn kromě roční sezóny i dalšími faktory, např. druhem dřeviny (Gaertner and Heinrich, 2009), nebo mechanismem svahového pohybu (Stoffel and Hitz, 2008). Datování s lepším než ročním rozlišením pomocí traumatických pryskyřičných kanálků kromě výše uvedených výjimek komplikuje i fakt, že tvorba TRD se zpožďuje směrem po obvodu letokruhu od poraněného místa (Stoffel, 2008). Proto je zvláště při analýzách mikroskopických indikátorů disturbance nutné brát značný ohled na směr a orientaci odběru vývrtnu. Při svahových pohybech lze očekávat, že nejintenzivnější tvorba TRD s nejmenší časovou prodlevou nastává na horní straně kmene v nejbližším okolí poraněného místa.

2.5.3. Změny v míře přírůstu

Jedním z nejběžnějších projevů svahového pohybu na růst stromů, je změna v ročním přírůstu letokruhů, proto je šířka letokruhu historicky nejdéle využívaným dendrochronologickým parametrem (McGraw, 2003). V závislosti na způsobu disturbance, stáří a poloze jedince rostoucím v zasaženém území můžeme očekávat jak zpomalení, tak i zrychlení růstu (Schweingruber, 1996).

Následkem geomorfologického poranění může nastat celá řada různě silných deformací kmene, koruny nebo kořenů zasažených dřevin. Vlivem toho má strom omezenou schopnost fotosyntézy a rozvodu vody, asimilátů a živin (Pallardy and Kozłowski, 2008). Poškozený strom začne, v závislosti na rozsahu poškození, reagovat a koncentrovat svůj růst do místa poškození, to může vyvolat v blízkosti jizvy náhlé rozšíření letokruhů a naopak je tím omezen šířkový přírůst v ostatních částech kmene v následujících letech. U rozsáhlého mechanického poškození může dojít i k úplnému zastavení dělení kambia na několik let, ve kterých pak letokruhy zcela chybí (Corona et al., 2012). Naopak nápadné rozšíření letokruhu může nastat následkem translokace živin během sesuvného pohybu k bázi kmenů rostoucích v akumulární zóně (Gaertner, 2007) nebo v případě tekoucích svahových pohybů lepším vodním režimem nově

naneseného substrátu (Fantucci and Sorriso-Valvo, 1999). Další možnost rozšíření letokruhů následkem disturbance vysvětluje (Šilhán and Pánek 2008; Stoffel et al., 2005). Dojde-li k rychlému a náhlému svahovému procesu, jsou starší a méně pružné kmeny více náchylné ke zlomení či vyvrácení, zatímco mladší jedinci se ohnou a takovou událost přečkají s menšími deformacemi. V následujícím vegetačním období tak dochází, díky poklesu kompetičního tlaku, ke zrychlení jejich růstu.

Změny v ročním přírůstu však nejsou ovlivněny pouze svahovými pohyby, hlavní vliv na růst má působení environmentálních faktorů (Cook and Kairiukstis, 1990; Schweingruber, 1996). Tyto faktory však pro dendrogeomorfologické účely představují šum, který je potřeba odfiltrovat. Hlavní z těchto faktorů definuje Cook and Kairiukstis (1990) ve svém zákonu – model šířky letokruhu. Mezi tyto faktory patří: stárnutí stromu, klimatické fluktuace, endogenní faktor a náhodné odchylky. Stárnutí stromu neboli věkový trend je přítomen ve většině letokruhových křivek stromů (Schweingruber, 1996) a jeho odfiltrování je klíčové k aplikaci dendrogeomorfologických metod (Cook, Kairiukstis, 1990). V porovnání s náhlou disturbancí (prudká růstová změna), má věkový trend pozvolný a kontinuální charakter a nedochází v něm k náhlým změnám, je proto obvykle dobře patrný a v případě zaměření mé diplomové práce na rychlé svahové pohyby (laviny a blokovobahenní proudy) není potřeba toto dentrendování vůbec provádět (Bollschweiler et al., 2007b).

Klimatické fluktuace nebo jiné plošné výkyvy (napadení škůdci) mohou být na rozdíl od věkového trendu náhlejší a více výrazné, proto je nutné tento klimatický signál odfiltrovat. Provádí se proto tzv. referenční chronologie. To spočívá v porovnání letokruhových křivek disturbovaných stromů se standardní letokruhovou křivkou, vytvořenou z dominantních jedinců rostoucích ve stejných klimatických podmínkách jako plocha postižená svahovým pohybem, ale prokazatelně nedisturbovaných (Cook and Kairiukstis, 1990; Schweingruber, 1996). Shodné výkyvy v letokruhových sériích budou následně odfiltrovány a nebudou brány v potaz jako reakce na geomorfologickou událost (Schneuwly-Bollschweiler et al., 2013).

2.5.4. Reakční dřevo (tlakové a tahové dřevo)

Celkem běžným projevem na území postiženém geomorfologickou činností jsou nakloněné kmene. Vychýlení kmene může být způsobeno jak procesy rychlými a náhlými, jako jsou blokovobahenní proudy nebo sněhové laviny, tak i procesy pomalými, ale kontinuálně destabilizujícími pozici stromu např. pomalá soliflukce (Demek, 1987). Tyto procesy vychylují strom z původní polohy nejčastěji působením naakumulovaného materiálu nebo destabilizací stromu podemletím kořenového valu. Nakloněný strom se vždy snaží vrátit do původního vertikálního směru růstu, což se projevuje ohnutím kmene. V místě, kde došlo k vychýlení těžiště, začne strom vytvářet rozdílnou mírou dřevní buňky, tzv. reakční dřevo po obvodu letokruhu (Schweingruber, 1996; Kozłowski and Pallardy, 1997) a nastává excentrický růst. Ten je patrný v následných sériích letokruhů, což umožňuje relativně přesné datování události (Stoffel et al., 2006). Vztah excentricity letokruhů a výskytu reakčního dřeva je komplikovanější a neexistuje mezi nimi 100% závislost. Výrazná excentricita se může vyskytnout i bez reakčního dřeva a naopak (Schweingruber, 1996).

Pozice reakčního dřeva je odlišná u jehličnatých a listnatých stromů. U listnáčů je aktivita kambia ovlivňována tahem, proto vznikající specifické dřevo, na straně kmene přivrácené ke směru působení geomorfologického procesu v důsledku vychýlení stromu, nazýváme tahové (tenzní) (Heinrich and Gaertner, 2008). Toto dřevo se vyznačuje zejména množstvím vláken a zmenšením velikosti pórů, tak aby byla posílena opěrná funkce dřeva. Naopak u jehličnatých stromů se vytváří tlakové (kompresní) dřevo na straně opačné oproti působení geomorfologického procesu (Schweingruber, 1996). Vznikající xylém kompresního dřeva jehličnanů má vyšší hustotu a ve srovnání s xylémem na opačné straně kmene je výrazně širší a mírně tmavší a vyskytují se v něm hojně intraceluláry. To je dáno mnohem tlustšími a zaoblenějšími buněčnými stěnami buněk s vyšším množstvím ligninu (Pallardy and Kozłowski, 1998). U jehličnatých stromů je toto tlakové dřevo rozeznatelné pouhým okem, naopak tahové dřevo listnáčů je dobře rozlišitelné pouze pod mikroskopem.

Přesné datování události podle výskytu tlakového a tahového dřeva však představuje významné riziko. U jedinců silně stresovaných disturbačními mechanismy, může nastat zpoždění tvorby reakčního dřeva, jelikož se tyto jedinci vyrovnávají se stresovou situací často nejdříve jinými mechanismy (Carrara and O'Neil, 2003).

To vyžaduje zvýšenou opatrnost při interpretaci výsledků, hlavně pokud prvnímu roku s výskytem reakčního dřeva předchází sekvence úzkých či chybějících letokruhů.

2.5.5. Pohřbení kmene

Nejčastějšími procesy, které mohou způsobit pohřbení kmenu, jsou blokovobahenní proudy, povodně, skalní řícení, případně sesuvy. Během těchto událostí může dojít k nahromadění materiálu při bázi kmene a způsobit tak anomálie oproti normálnímu růstu stromu (Stoffel and Bollschweiler, 2008). Obvykle je růst těchto stromů snížen, protože dodávky vody a živin jsou dočasně narušeny nebo alespoň omezeny. Výjimečně může pohřbení kmene způsobit zrychlení růstu. To je však možné pouze za předpokladu, že materiál, který pohřbil bázi kmene je bohatý na živiny dostupné pro kořenový systém a hloubka pohřbení nebyla příliš velká (Strunk, 1995). Podle výsledků studie z italských dolomit, (Strunk, 1991) na smrku ztepilém (*Picea abies*) je maximální hodnota tolerance pohřbení do výšky 1,6 až 1,9 metru. Lze předpokládat, že maximální hloubka pohřbení v regionech, kde jsou blokovobahenní proudy tvořeny velkými balvany z krystalických hornin, bude víceméně podobná, jako v prostředích, v nichž dominují jemnozrnné blokovobahenní toky složené z vápnatého a dolomitového materiálu (Strunk, 1997).

Pohřbení kmene může v prvních letech vyvolat růst adventivních kořenů v blízkosti nového povrchu země. Adventivní kořeny mohou být použity pro přibližné datování sedimentačních procesů, jak ukazuje např. (Strunk, 1989). Pokud byl strom pohřbíván opakovaně a vytvořil několik pater adventivních kořenů, lze odhadnout sedimentační hloubky jednotlivých událostí (Stoffel and Bollschweiler, 2008).

2.5.6. Exhumace kořenů

Erozní procesy mohou způsobit částečné, nebo úplné obnažení kořenů. To může vyvolat různé růstové reakce jak na kmenech, tak i na obnažených kořenech. Typ a intenzita reakce však silně závisí na povaze erozivní události, která může mít pozvolný a stálý průběh, anebo náhlý proces (Stoffel and Bollschweiler, 2008). To představuje jisté riziko v interpretaci událostí datovaných na základě analýzy odhalených kořenů. Tyto dvě situace lze jednoduše rozlišit prostřednictvím metodiky navržené Gaertnerem

(2007). Exhumaci způsobenou rychlou událostí a pomalým souvislým procesem lze odlišit odebráním více vzorků z různých částí jednoho odhaleného kořene nebo ideálně z různých vertikálních kořenových úrovní. Je-li odkrytí důsledkem jednoho rychlého procesu, měly by všechny vzorky (nebo alespoň jejich většina) vykazovat exhumaci ve stejném roce (Malik and Matyja, 2008). Dalším způsobem jak datovat periodické svahové pohyby, je využití jizev na již odhalených kořenech, které lze následně využít pro datování podobně, jako bylo popsáno výše u jizev na kmenech (Šilhán, 2010).

Kompletně obnažené kořeny vlivem náhlého erozního procesu (blokovobahenní proud, povodeň, atd.) nejsou déle schopny zajistit své primární funkce a rychle odumírají. Následkem toho strom trpí nedostatkem přísunu vody a živin, což má za následek potlačený růst a tvorbu úzkých letokruhů na kmenech (Carrara a Carroll, 1979). V případě, že je obnažena pouze část kořene, a jeho koncová část zůstane v zemi, kořen může růst dál a plnit své funkce. V exponované části se však objeví anatomické změny, ale individuální růst letokruhů pokračuje podobně jak na kmenech a větvích. Celkově anatomická struktura jednotlivých kořenů závisí na jejich funkci a hloubce pod povrchem půdy. Dřevo kořenů a podzemních částí kmene je vzhledem k omezení mechanické oporné funkce tvořeno dominantně buňkami s velkou plochou lumenu a malou tloušťkou buněčných stěn. To vede na makroskopické úrovni, v porovnání s xylémem v nadzemních orgánech, k tvorbě málo výrazných letokruhů se špatně vylišeným pozdním dřevem (Pallardy and Kozlowski, 2008).

Dojde-li však v důsledku svahového pohybu nebo eroze k odkrytí kořenů z půdy, mění se i anatomická struktura nově vytvářených kořenů (Malik and Matyja, 2008). Nejznámější jsou anatomické změny u jehličnatých stromů. Projevují se tak, že v letech po obnažení kořeny produkují výrazně menší (až o 50%) buňky jarního dřeva a výrazně se rozšíří vrstva buněk letního dřeva. U listnáčů je v kořenech také častá odlišná pórovitost, většinou méně uspořádaná než ve kmenech a větvích (Hitz et al., 2008).

2.5.7. Setnutí stromu a ulomení větví

Na lavinových i blokovobahenních drahách se můžeme setkat jak s jedinci s různou mírou naklonění kmene, tak s jedinci s poškozeným nebo zcela setnutým kmenem/korunou (Corona et al., 2012). Po odlomení apexu obvykle přebírají vertikální růstovou funkci větví, které se v průběhu dalšího růstu stáčí nahoru. Habitus dřeviny

po několika letech připomíná lampu a bývá označován jako „candelabra tree-form“ (Schweingruber, 1996). Souhrnně se těmto růstovým formám poškozených dřevin, říká tzv. lavinové formy dřevin, které popsal Jeník (1958) právě v Krkonoších. Ačkoliv hodnocení vnějších tvarových parametrů habitů stromů přímo neslouží k datování eventů, může být velice užitečné v terénu pro základní odhad rozsahu oblasti, která je danou disturbancí postihována. Rozdílné úhly naklonění navíc mohou poukázat na intenzitu pohybu v různých částech svahu (Šilhán et al., 2013).

2.5.8. Mrtvé dřevo a kolonizace

Extrémně silné eventy svahových pohybů mohou vést ke zničení celého lesního porostu v zasaženém území a odstranění všech vzrostlých stromů z povrchu (Kociánová and Spusta, 2000). V určitých případech mohou být zbytky mrtvého dřeva, akumulované v koncové části lavinové trajektorie nebo ještě v transportní zóně, křížově datovány a využity pro určení roku vyvrácení stromu, který lze ztotožnit se stářím laviny (Schweingruber, 1996). Při odběru vzorků je však nutné věnovat zvýšenou pozornost výběru kmenů, ze kterých budou odebrány vzorky, aby mezi ně nebyly zahrnuty i stromy, které se vyvrátily z jiné příčiny. Jako kritérium pro vhodný výběr mrtvého dřeva slouží směr jeho depozice, který by měl být většinou rovnoběžný (korunou po proudu, ale i proti proudu) s orientací lavinové dráhy (Reardon et al., 2008).

V případě, že je z povrchu lavinové dráhy skutečně odstraněn veškerý vzrostlý porost, lze určit minimální stáří disturbanční události prostřednictvím stromů, které lavinovou dráhu nově kolonizovaly. Vedla-li, totiž lavina skutečně ke zničení všech jedinců, kteří pokrývali danou trajektorii, musí být věk v současné době nejstaršího stromu v zasaženém území menší než stáří laviny. Vývrty by při pořizování vzorků, v takovém případě, měly být odebrány co nejnižší k bázi kmene, aby na nich bylo zachyceno co nejvíce letokruhů (Schweingruber, 1996). Vzhledem k tomu, že kolonizace dřevin na „uvolněný“ povrch nastává až s určitým zpožděním, je nutné výsledky takového datování důsledně interpretovat jako minimální stáří (Sorg et al., 2010). Trvání tohoto zpoždění je silně variabilní, hlavně v závislosti na charakteru substrátu a druhovém složení okolního porostu. Ačkoliv, tato forma datování je nejčastěji využívána pro studium svahových pohybů, typu stékání (Bollschweiler et al., 2008; Sorg et al., 2010), byla v praxi úspěšně aplikována i při datování lavin (Casteller et al., 2007).

3. Blokovobahenní proudy

3.1. Charakteristika blokovobahenního proudu

Blokovobahenní proud (debris flow), je jev geomorfologicky velmi významný a v některých částech pohoří má zásadní vliv na vývoj reliéfu (Bollsweiler, 2007; Demek, 1987). Jedná se o plastický pohyb vodou nasyceného materiálu ve směru sklonu svahu, který může dosahovat rychlosti 1-100 km/h (Demek, 1987). Unášený materiál je jemnozrnny až humózní s příměsí rozměrově různorodého materiálu zvětralinového původu (Demek, 1987). Poměr zvětralinového materiálu a vody se pohybuje okolo 1:1 (Pilous, 1973). V závislosti na množství transportovaného materiálu se masa pohybuje v buď již dříve vzniklých erozních brázdách a prohlubuje je, nebo dochází k přelití a vytvářejí se tak nová či vedlejší koryta, ve kterých je devastována veškerá vegetace (Pilous, 1973). Po dosažení dna údolí, či zmírnění sklonu svahu, dochází k roztečení, nebo vsáknutí vody do propustného podloží a blokovobahenní proud se zastaví.

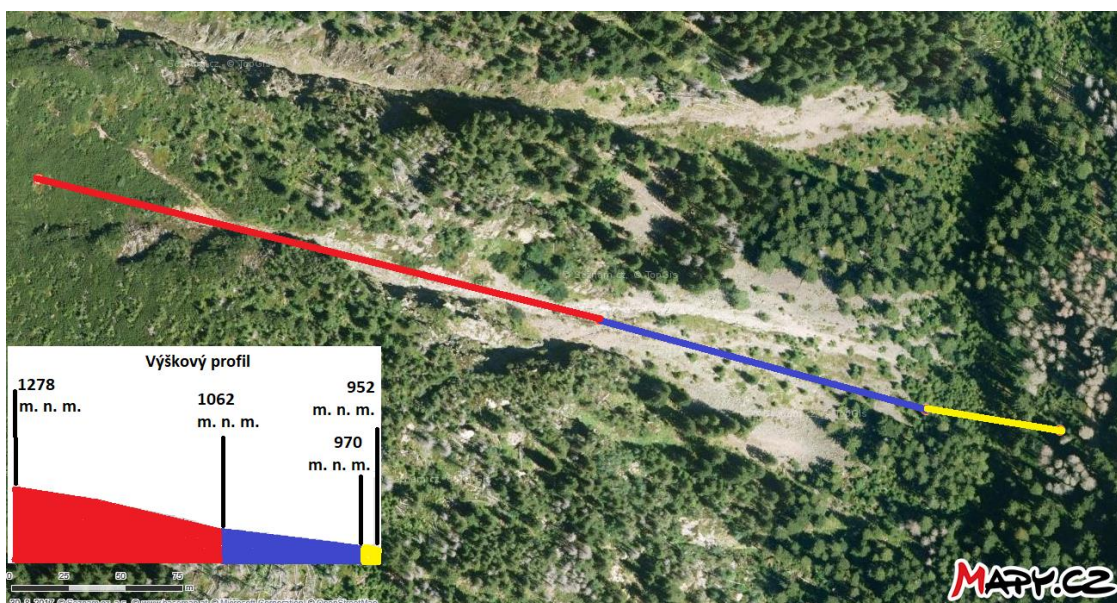
Pilous (1973) uvádí, že v jedné dráze dochází k opakovaným událostem a to v určitém koloběhu, ve kterém dochází ke střídání obnažení skalního podloží během uvolnění blokovobahenního proudu a opětovnému obnovení vrstvy zvětraliny, humusu a půdy na skalním podloží. Tento cyklus může trvat řádově několik let až desetiletí.

Hungr (2005) popisuje typickou dráhu blokovobahenního proudu jako dráhu skládající se z několika částí (zón). Odlučná zóna (initiation zone), transportní (transportion zone) a akumuláčnní (deposition zone)(obr. 1). Obecně se odlučná zóna nachází na svazích se sklonem 20 – 45°, nejčastěji však mezi 35 - 40° (Flejšman, 1960 in Pilous, 1973). Svahy s nižším sklonem nemají dostatek potenciální energie k uvolnění rozvolněné masy materiálu a naopak na svazích strmější než 45° jsou svahy obvykle pokryty tak tenkou vrstvou zvětraliny, že nedojde k jejímu sesuvu. Odlučná zóna je zpravidla svahová porucha s obnaženým skalním výchozem, na kterém se uplatňují erozivní procesy. Může mít plošný charakter nebo podobu amfiteátru (Pilous, 1973). Amfiteátrová odlučná zóna je charakteristická strmými až svislými okraji tvořící půlkruhový amfiteátr a větší mocností odtržené zvětraliny.

Transportní zóna je zpravidla nejdelší část dráhy proudu, sklon této části svahu bývá menší než u odlučné zóny. Jedná se o strž nebo svahovou rokli, kudy proudí pohybující se materiál z odlučné zóny do místa své akumulace. Jde o materiál zpočátku rozměrově

velice heterogenní a nevytříděný, během toku tohoto materiálu však k jistému třídění dochází. Hrubší materiál je unášen na čele a po stranách blokovobahenního proudů což vede k vytvoření valů, jemnější materiál se nachází ve střední části sutinového proudu a nejjemnější částice spolu s vodou nasyceným materiálem najdeme na samotném závěru proudu (Hungr, 2005). V transportní zóně může dojít k vytvoření dvou typů akumulčních tvarů. Ve spodních částech této zóny může docházet k vytlačení materiálu, který se nevejde do koryta, do podoby bočních valů. Tyto valy se nacházejí na okrajích koryta a pozvolna přecházejí v akumulční zónu, jsou tvořeny směsí jílu a siltu a na povrchu valu jsou balvany (Sharp, 1942 in Innes, 1983). Druhým typem akumulčních tvarů jsou valy vytvořené na čele blokovobahenního proudu a jde spíše o nevytříděný materiál (Innes, 1983).

V akumulční zóně dochází k zastavení a hromadění transportovaného materiálu, nejčastěji k tomu dochází na dně údolí, ale k zastavení proudu může dojít i při výrazném snížení sklonitosti svahu. Akumulovaný materiál vytváří v ústí dráhy blokovobahenního proudu charakteristický kužel, kde dochází ke třídění materiálu (Hungr, 2005). U ústí dráhy do osypového kužele vytváří hrubý materiál mocné sedimenty, naopak v okrajových částech se akumulují méně mocné vrstvy jemného naplaveného materiálu. V akumulční zóně mohou blokovobahenní proudy tvořit tvary různých podob, například jazykové akumulace, což jsou akumulace protáhlého tvaru s delší podélnou osou, bočníkovité, suťovité nebo valovité akumulace (Pilous, 1973).



Obr. 1: Ortofotografický snímek zájmové oblasti s výškovým profilem. Lokalita je morfologicky rozdělena na části: Odlučná zóna – červená, transportní zóna – modrá, akumulční zóna – žlutá. Měřítko 1:10000. Mapový podklad: www.mapy.cz.

3.2. Příčiny vzniku blokovobahenních proudů

Vznik blokovobahenního proudu je dán souborem geologických, geomorfologických, klimatických a hydrologických faktorů. Dále je výskyt těchto proudů vázán na sklon svahu, v našich podmínkách je to nejčastěji sklon od 20° do 50° (Pilous, 1973). Nejčastější příčinou vzniku blokovobahenního proudu jsou intenzivní dešťové srážky, ale důležitou roli může hrát také tání sněhové pokrývky (Rickenmann, 1999). Zásadní pro uvolnění blokovobahenního proudu je také mocnost zvětralinové vrstvy, která je ovlivněna řadou procesů, nejdůležitější z nich je regelace (Pilous, 1973). Při silném zavlhčení této vrstvy dochází k poklesu vnitřního tření a po překročení kritické hodnoty ztrácí zvětralina stabilitu a dává se do pohybu. Z počátku je tento pohyb spíše plíživý ale za přispění síly gravitační se mění statická energie tření na kinetickou energii a dochází k prudkému nárůstu rychlosti, která může dosahovat až 100 km/h (Demek, 1987).

3.3. Klasifikace blokovobahenních proudů

Klasifikace blokovobahenních proudů je poměrně složitá. Lze je klasifikovat na základě geneze, typu a velikosti transportovaného materiálu, morfologie, obecné charakteristiky proudění, kulminačního průtoku či velikosti zasažené oblasti.

Demek (1987) klasifikuje blokovobahenní proud společně s pomalou soliflukcí, rychlou soliflukcí a bahenními proudy do skupiny soliflukčních pohybů. Soliflukce je plastický pohyb vodou nasyceného materiálu ve směru sklonu svahu. Soliflukci dělíme na základě velikosti unášeného materiálu, rychlosti pohybu a saturace vodou (Demek, 1987). Dle Demkovi klasifikace je blokovobahenní proud, proud tekoucí hmoty v němž se vedle jemnozrného materiálu nacházejí úlomky až bloky skalních hornin. Pohyb proudu je značně rychlý a dosahuje rychlosti až 100 Km/h.

Hungr et al. (2001) navrhl klasifikaci svahových proudů na základě velikosti unášeného materiálu a obsahu vody. Dělí je na: blokovobahenní proudy (debris flow), unášeující jemné částice i větší balvany, bahnotoky (mudflow), proudy jemnozrného materiálu s vysokým obsahem vody a extrémní rychlostí pohybu, suťové přívaly (debris flood), velmi rychlý proud klastů na strmých svazích a suťové laviny (debris avalanche) až extrémně rychlé bez nutnosti existence již vzniklé svahové rokle či strže.

Bogoljubov (1957 in Pilous, 1973) navrhl další způsob klasifikace blokovobahenních proudů podle tehdejší sovětské typologie. Toto rozdělení se dnes používá v České i Slovenské republice. Rozděluje blokovobahenní proudy na strukturní a turbulentní. Strukturní blokovobahenní proudy se vyznačují z počátku velmi pomalým, plíživým pohybem, který se po rozrušení strukturních vazeb materiálu výrazně zrychluje. Hlavním transportním prostředkem není voda, ale gravitační pohyb. Turbulentní blokovobahenní proudy mají charakteristický poměr vody a zvětralinového materiálu přibližně 1 : 1, hlavním transportním procesem je tedy voda. Tento typ blokovobahenního proudu je vázán na vysokohorské oblasti (Tatry nebo Alpy), zatímco ke vzniku strukturních blokovobahenních proudů dochází spíše ve středohorských podmínkách, panujících např. v Krkonoších (Pilous, 1973). Dle čtyřčlenného klasifikačního systému (pahorkatina: pohoří: středohoří: vysokohoří) patří Krkonoše do středohoří se silně zastoupeným vysokohorským fenoménem (Jeník, 1973).

Dalším možným dělením je dělení dle Innese (1983) na základě objemu transportovaného materiálu. V mikroměřítku je objem transportovaného materiálu pod 1 m³, v malém měřítku hovoříme o 1 až 1000 m³, proudy středního měřítko transportují 1000 až 100 000 m³ materiálu a proudy velkého měřítko nad 100 000 m³.

Další klasifikací blokovobahenních proudů je jejich rozdělení dle Brundsena (1973 in Jakob and Hungr, 2005) na základě měřítko a charakteru zdrojové zóny a to: katastrofické proudy, proudy na horských svazích (hillslope flows), suťové proudy omezené na údolí (valley-confinedflow) a lahary. Lahar je specifický typ blokovobahenního proudu, skládající se ze směsi sutin, bláta, pyroklastik, popela a velkého množství vody. Vzniká při sopečných erupcích nebo krátce po nich (Innes 1983). Katastrofické blokovobahenní proudy vznikají následkem větší události např. protržením kráterového jezera, zemětřesením nebo vulkanickou erupcí.

4. Sněhové laviny

4.1. Charakteristika sněhové laviny

Lavina je označení pro náhlé uvolnění a rychlý sesuv sněhu po dráze delší než 50 m o objemu větším než 100 m³ (Quervain et al., 1973). Je-li pohyb kratší, označujeme jej jako lavinový splaz (Kukal and Pošmourný, 2005). Vznik sněhové laviny je závislý na řadě faktorů: svažítost terénu, nejčastěji 28°- 45°, ale k uvolnění dochází už od 15° sklonu, expozicí a profilu svahu, mikroreliefu, členitosti povrchu, vegetačním pokryvu, změně teplot a samozřejmě sněhové pokrývky a jejími vlastnostmi (Quervain et al., 1973). Kombinací těchto faktorů a příznivých klimatických podmínek může dojít k destabilizaci a narušení soudržných podmínek sněhové pokrývky a následnému uvolnění sněhové laviny. Sněhová lavina má často destruktivní vlastnosti, závisí však na objemu, vlhkosti a rychlosti. Zejména u mohutných prachových lavin dochází k ničivým účinkům vytvořením tlakové vlny. Dochází k ní stlačením okolního vzduchu před rychle se pohybující lavinou a jeho zpětném nasávání za lavinou (Quervain et al., 1973).

Místo, kde došlo k odtržení sněhové laviny, se nazývá pásmo, nebo zóna odtrhu. Transportní pásmo nebo také zóna je označení pro dráhu, kterou se řítí sněhová lavina. Místem kde se sněhová lavina zastaví a vytvoří lavinový nános, který může být mocný až několik metrů, je označováno jako pásmo, nebo zóna nánosu (Quervain et al., 1973).

4.2. Význam lavin a význam pro Krkonoše

Sněhová lavina je přirozený přírodní fenomén, který se významně podílí na utváření charakteru rozsáhlých horských ekosystémů, horského terénu a průběhu jeho horní hranice lesa, vytváří vhodné prostředí pro rozvoj světlomilné vegetace a estetické hodnoty krajiny (Jeník, 1958, 1961; Corona et al., 2010; Kociánová et al., 2013). Ve své dráze ničí a strhávají vše, co jim stojí v cestě, vzrostlé stromy, horská stavení, cesty a silnice. Díky tomu zde můžeme pozorovat přirozený vývoj dynamické krajiny (Spusta and Kociánová, 1998). V podmínkách Krkonoš laviny nejenže vytvářejí prostor pro výskyt vysoké biodiverzity, ale pravděpodobně od dob holocénu, svojí

erozní činností a následným ukládáním strženého materiálu s různou intenzitou, avšak po tisíceletí ovlivňují vzhled a modelaci lavinových svahů (Kociánová et al., 2013). Pro člověka a infrastrukturu ovšem představují potenciální nebezpečí a jsou tak i všeobecně vnímány. Je pravděpodobné, že bez diverzifikujícího působení lavin a dalších disturbancí by byla celá řada druhů kompetičně vytlačena z naší přírody nejvyššího pohoří a proto mají krkonošské lavinové dráhy vyšší nejenom celkovou biodiverzitu, ale často i dílčí diverzitu dřevin (Jeník, 1961, 1998).

Lavinové dráhy jsou považovány za hodnotná prostředí z pohledu druhové bohatosti. Vysoká druhová diverzita není dána pouze disturbančním působením lavin, ale také díky prouděním západních větrů, které transportují semena rostlin, drobné živočichy a částičky půdy z blízkých a vzdálených míst, která jsou naopak ochuzovaná a vegetace je mechanicky rozrušovaná. Tento proces zvaný mechanismus anemo-orografických systémů objevil a popsal (Jeník, 1961) právě v Krkonoších.

4.3. Sněhové laviny v Krkonoších se zaměřením na zájmové území

Krkonoše představují nejvyšší horský masiv na našem území. Svou výškou však nepředstavuje nikterak výrazné pohoří. Patří do kategorie středohorských (subalpínských) pásem. Oblé a travnaté vrcholy a rozsáhlé náhorní plošiny strmě spadající do ledovcových karů, dolů, jam, žlabů a roklí, spolu s častými extrémními sněhovými a větrnými podmínkami vytvářejí v tomto pohoří dokonalé podmínky pro vznik sněhových lavin (Spusta and Vrba, 1975). Hřebenová část Krkonoš vystupuje v délce přibližně 15 km nad horní hranici lesa a sníh na ní leží i přes půl roku, od listopadu do května (Kociánová et al., 2013). V současnosti je na české straně Krkonoš 54 lavinových drah a 51 na polské straně, na kterých spadne v průměru 50 lavin za sezónu, záleží však na klimatických a sněhových podmínkách. Nejvíce lavin je na nich zaznamenáno v měsících leden a březen a nejméně pak v listopadu a květnu (Kociánová et al., 2013). V posledním desetiletí se ale počet lavin na začátku a na konci zimní sezony zvyšuje, což pravděpodobně souvisí s čtenějšími extrémními projevy počasí v těchto měsících. Průměrná výška sněhové pokrývky dosahuje 180 cm s maximem kolem 360 cm. Na některých závětrných svazích však může dosahovat výšky i přes 15 m. (Kociánová et al., 2013). Díky orientaci svahů a uplatnění anemo-orografického systému (Jeník, 1961) patří Obří důl společně se svahy Labského dolu,

Kotelních jam, Bílého Labe a Dlouhého dolu do nejvíce aktivních lavinových oblastí v České republice.

V Krkonošském národním parku se lavinové dráhy vyskytují v první zóně, čímž lidem významně nepřekážejí, avšak z minulosti je doloženo několik tragických událostí (Kociánová et al., 2013). Lavinové dráhy padající z Čertova hřebínku – oblast zájmu (1350–975 m n. m.) dovolují vznik lavin žlabových, které končí na osypových kuželech popřípadě sjíždějí do smrkového porostu na úrovni toku řeky Úpy. Menší laviny zde padají téměř ročně po každém intenzivnějším sněžení (Kociánová et al., 2013).

4.4. Klasifikace sněhových lavin Krkonoš

Vznik lavin v Krkonoších je podmíněn hornatým terénem a turbulentním prouděním vzduchu, které v zimě přemísťuje sníh a v létě zase podporuje rezistenci sněhové pokrývky (Vrba and Spusta, 1975). Díky působení silných větrů a kumulaci nového sněhu vzniká 80-85% lavin právě z čerstvého sněhu, který tvoří měkké deskové povrchové laviny. Zbýlých 15-20% jsou laviny základové, tvořené mocným starým sněhem, který je delší dobu akumulovaný na relativně teplém, okolo 0 °C, podkladu. Základové laviny jsou zastoupeny dvěma typy lavin. První z nich je v Krkonoších poměrně vzácný, lavina je tvořena ze smíšených firnových vrstev, druhý typ je tvořen vlhkým až mokrým firnem, v Krkonoších běžnější (Vrba and Spusta, 1975).

Charakter sněhové pokrývky velmi výrazně ovlivňuje i její ničivost. Extrémně silné katastrofické laviny jsou schopné zvětšit rozsah lavinové dráhy zničením porostu na jejím okraji nebo dojezdu, působením tlaku okolo 106 n.m⁻². Mohou však vznikat téměř výhradně jenom z čerstvého sněhu (Vrba and Spusta, 1975).

Z pohledu tvaru odtrhu zcela dominují liniové formy, které představují 78% všech lavin v Krkonoších. Většinou se jedná o eventy vyvolané klimaticky nebo celkovou nesoudržností sněhové masy, bodové odtrhy jsou naproti tomu vázané spíše na místa, kde dochází k odlomení a pádu převěje a jsou zastoupeny zbylými 22%.

Další klasifikace lavin je dle skluzného horizontu, kdy 91% tvoří laviny s odtrhem ve sněhovém profilu, jsou to tzv. laviny povrchové, zbylých 9% je zastoupeno lavinami základového typu z nich pouze 3% tvoří laviny, při nichž je odtržen celý sněhový profil až na podloží a 6% tvoří laviny kombinované (Spusta et al. 2006). To souvisí i s obecným

zjištěním, že více než 80% eventů nastává v průběhu nebo po vánicích. Základové laviny jsou obecně naopak vázány na podmínky vzniku dutinové jinovatky, tj. velmi studený (-10 až -20 °C) mocný, starý sníh, delší dobu akumulovaný na relativně teplém (okolo 0 °C) podkladu (Vrba and Spusta, 1975).

Podle tvaru dráhy převažují laviny smíšené, tzn. část dráhy má charakter laviny žlabové projíždějící skalními žlaby nebo roklemi, část dráhy probíhá po otevřeném svahu jako lavina plošná. Podle typu pohybu převládají laviny tekoucí, kdy sníh sjíždí v podobě kvádrů, hrud nebo beztvaré masy.

Zhruba 10% všech lavin v Krkonoších má charakter laviny prachové, vznikající z prachového sněhu. Rychlost a ničivost lavin závisí mimo jiné právě na hustotě sněhu. V Krkonoších je rychlost tekoucích lavin z mokrého sněhu odhadována na 20–40m/s, rychlosti 40–70m/s dosahují laviny ze suchého sněhu, rychlost lavin prachových je až 70–220 m/s (Spusta et al. 2006).

4.5. Dendrochronologie na sněhových lavinách v Krkonoších

Na lavinových svazích Krkonoš proběhl dendrochronologický výzkum již v minulých letech. Časoprostorovou rekonstrukci lavinových událostí zde podrobně zkoumali ve svých diplomových pracích (Tumajer, 2013; Langová, 2015). V Krkonoších také proběhl výzkum o vypovídající schopnosti dendrochronologie při datování lavinových událostí (Tumajer and Treml, 2015).

Krkonoše jsou vhodným místem, kde lze studovat historické laviny pomocí dendrochronologie. Je to oblast s vysokou lavinovou aktivitou. Vyskytují se zde laviny v mnoha formách a velikostech (Tumajer and Treml, 2015).

Krkonošské laviny způsobují převážně narušení povrchu terénu a lesního porostu (Kociánová and Spusta, 2000, Kociánová et al., 2004). Lavinové dráhy se vyskytují v první zóně Krkonošského národního parku. Dnes už lavinové dráhy nejsou osídleny a místní obyvatelé tak nemohou být přímo ohroženi a tím se zvedá na významu jejich přírodovědná hodnota. Můžeme tak pozorovat přirozený vývoj dynamické krajiny (Spusta and Kociánová, 1998).

Základem studia lavin je přesné vymezení oblastí s výskytem aktivních lavinových drah. Studium sněhových lavin pomocí dendrochronologie vychází ze základního předpokladu, že lavina je výrazná disturbance vývoje ekosystému, která

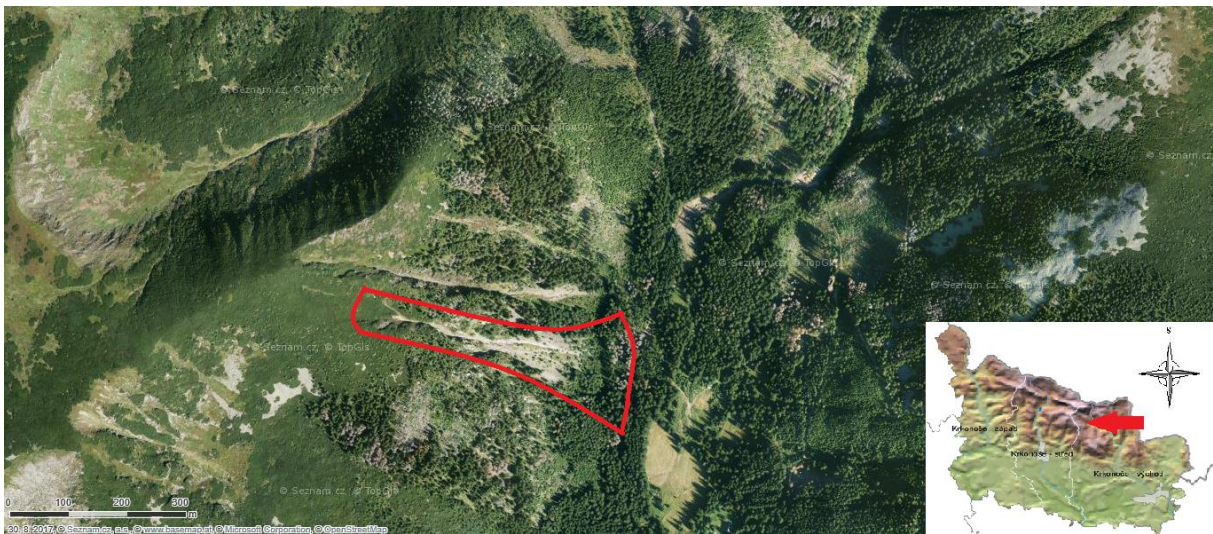
z něj odstraňuje převážně starší stromy, nebo na nich zanechá stopy po disturbanci (Casteller et al., 2007). Využívá při tom rozdílnou věkovou strukturu lesa v různých částech svahu. V oblastech pravidelně postihovaných lavinami je prokazatelně průměrné stáří dřevin nižší než v sektorech, kde k jejich pádům nedochází. Výsledná hodnota průměrného stáří však obvykle výrazně převyšuje dobu od pádu laviny, tudíž tento údaj nelze použít pro přesné datování pádu laviny, ale pouze pro představu prostorového rozsahu laviny (Casteller et al., 2007).

Pro přesné datování pádů lavin je vhodnější pozorovat změny ve struktuře dřeva, ke kterým dochází při pádu lavin s destruktivními účinky (viz kap. 2.5). Pokud zkoumáme jedince přímo v lavinovém poli, je nejvhodnější odběr vzorků z jedinců nesoucí známky zasažení klasy, nebo jiným kmenem (Corona et al., 2010). Použitelnými indikátory na jedincích v lavinovém poli jsou pryskyřičné kanálky, jizvy, nebo náhlé růstové změny (Stoffel and Hitz, 2008). Ničivá síla laviny může být tak velká, že se projeví spíše celkovou devastací nebo úplným vyvrácením stromu. Jako další možný indikátor pro dendrochronologickou analýzu mohou být využity stromy, které byly lavinou zcela vyvráceny a usmrceny. Pokud byla jejich smrt skutečně zapříčiněna sněhovou lavinou, je možné datovat událost posledním vytvořeným letokruhem daného stromu. Vhodným indikátorem vyvrácených stromů účinkem sněhové laviny je směr jejich uložení, který by měl být rovnoběžný s předpokládaným směrem laviny. (Corona et al., 2010). Pokud je strom korunou ve směru proudu (po svahu), byl vyvrácen nebo přeražen, pokud je strom uložen korunou proti směru (proti svahu) lavinového proudu, mohl být podražen. V obou případech však kmen stromu leží přibližně rovnoběžně ve směru působení laviny. Pokud je centrum lavinové dráhy zcela vymýcené, lze analýzu zaměřit na stromové jedince rostoucí na okrajích dráhy. Tito jedinci nebyly vystaveny tak ničivým vlastnostem, přesto mohly zaznamenat účinky laviny. Tlak, který byl vyvíjen na okrajové stromy během pádu lavin lze indikovat například tvorbou reakčního dřeva, nebo excentricitou, vyvolané v důsledku náklonu kmene (Casteller et al., 2007). Pro tuto analýzu je vhodné odebrat průřez kmene a to co nejblíže k bázi stromu, do maximální výše 2 m. Tím se sníží riziko, že disturbance byla vyvolána jiným než svahovým pohybem, např. říťového charakteru (Reardon et al., 2008). Další možnost indikace disturbance může být náhlé zúžení letokruhů v důsledku mechanického poškození nebo náhlé rozšíření letokruhů a zrychlení růstu vlivem odstranění konkurenčních jedinců v okolí (Casteller et al., 2007).

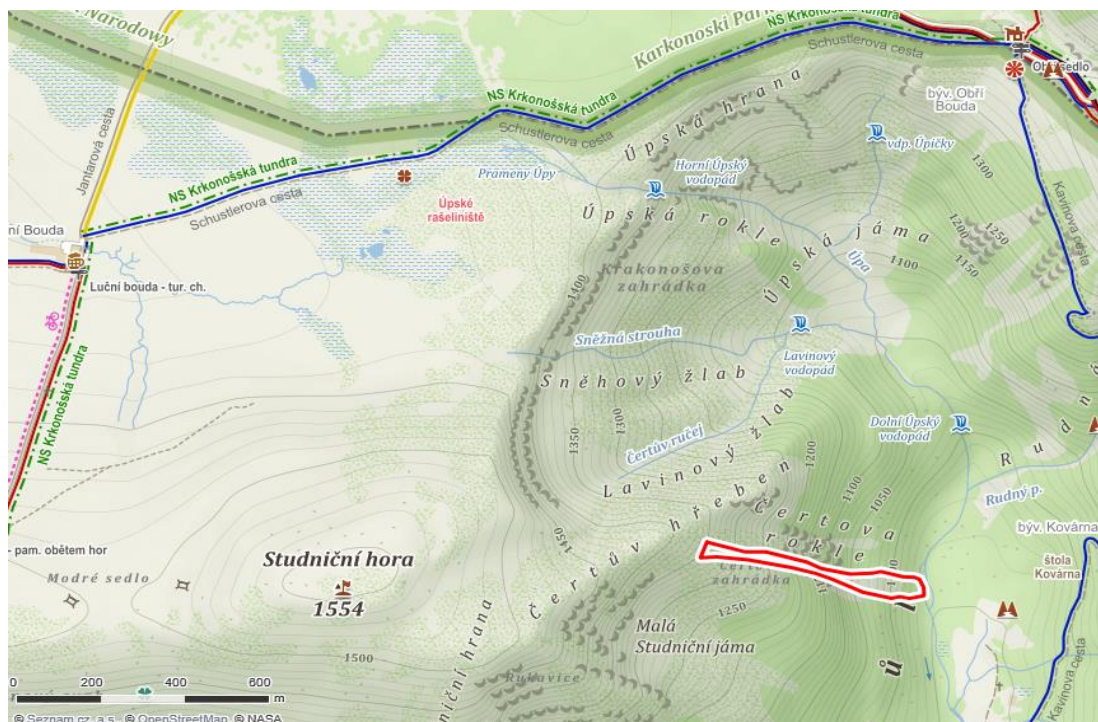
5. Fyzicko - geografické poměry a historie studované lokality

5.1. Geografické vymezení Obřího dolu se zaměřením na zájmové území

Zájmové území se nachází ve východních Krkonoších na pravém úbočí Obřího dolu. Souřadnice: 50°73' severní šířky, 15°72' východní délky. Obří důl se rozprostírá od úpatí Sněžky (1602 m. n. m.) po Pec pod Sněžkou (800 m. n. m.). Studovaná lokalita leží na východním úbočí Studniční hory (1554 m. n. m.) zvaném Čertův hřebínek, pod Čertovou zahrádkou, ze které se odtrhávají laviny nebo kamenné bloky, a proto nese stejnojmenný název, Čertova zahrádka (obr. 2). Severněji od dráhy Čertova zahrádka jsou další dvě, a to Čertova rokle a další nepojmenovaná, které však nejsou tolik aktivní.



Obr. 2: Ortofotografická mapa s vyznačeným zájmovým územím a jeho lokalizace v rámci Krkonošského národního parku. Měřítko 1:15000. Mapový podklad: www.mapy.cz.



Obr. 3: Turistická mapa severní části Obřího dolu a Studniční hory s vyznačeným zájmovým územím. Měřítko 1: 20 000. Mapová kompozice: www.mapy.cz.

5.2. Topografické vymezení Obřího dolu se zaměřením na zájmové území

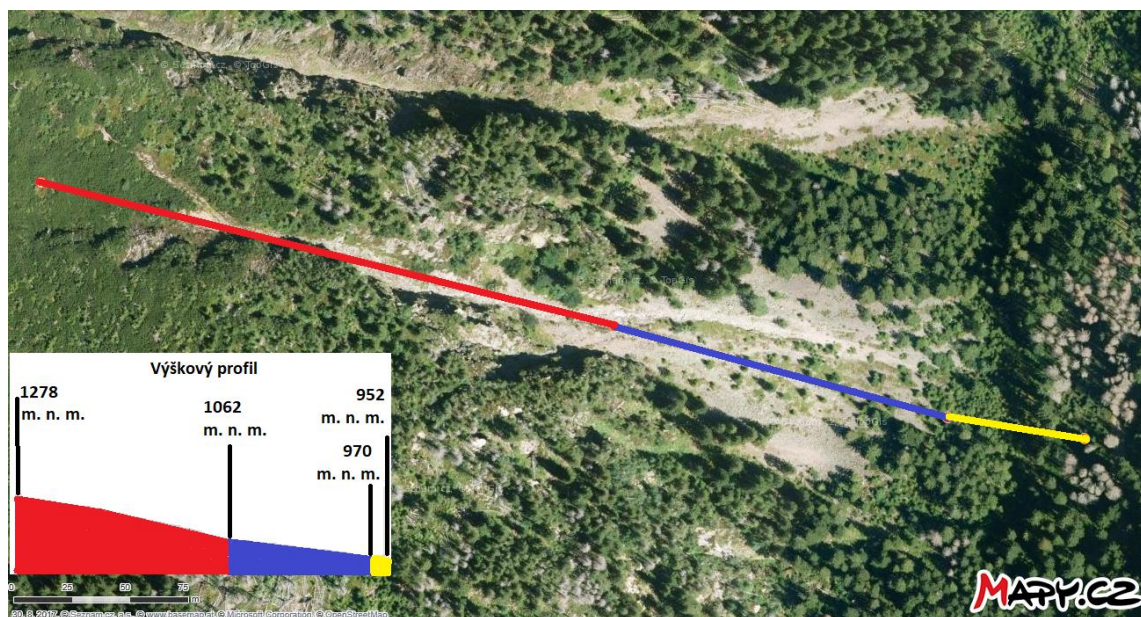
Zájmová oblast se nachází v Obřím dole, což je oblast, která je, v současnosti díky svým specifickým podmínkám, jedna z neaktivnějších a zároveň nejkoncentrovanějších oblastí s výskytem blokovobahenních proudů a lavinových drah (Pilous, 1973; Kociánová et al., 2013). V závislosti na okolních horách je hloubka Obřího dolu od 480 do 650m. Během čtvrtohor vznikl v Obřím dole ledoec, který vymodeloval údolí do typického trogového tvaru „U“. Tento tvar reliéfu má vliv na modifikaci teplotních poměrů, edafických podmínek a ovlivňuje frekvenci výskytu určitých disturbancí, navíc strmé svahy Obřího dolu podmiňují přítomnost blokovobahenních proudů (Pilous, 1973). Zároveň je díky své orientaci a působení anemo-orografického systému (Jeník, 1961) jednou z neaktivnějších oblastí co se týče lavinových událostí (Kociánová et al., 2013).

Protože dráha zájmového území je nezávisle popsána dvěma způsoby: jako lavinová dráha (Spusta and Kociánová, 1998) a jako dráha blokovobahenního proudu (Pilous, 1977), uvádím pro srovnání oba popisy.

Lavinová dráha zájmového území má sklon od 45° do 55°, JV expozici, zónu odtrhu v 1350 m. n. m. o šířce 30 m a zónu dojezdu v 975 m. n. m. Výškový rozdíl je 375 m, délka dráhy 300 – 550 a šířka dráhy je v nejužším místě 4 a v nejširším 60 m.

Dráha blokovobahenního proudu je dlouhá cca 500 m, začíná v 1280 m. n. m. a končí v 970 m. n. m., výškový rozdíl je 310 m. Průměrný sklon dráhy blokovobahenního proudu je 50°, sklon v odlučné zóně je 33-70° a šířka dráhy 5-30 m. Plocha blokovobahenního proudu má přibližně 70 arů. Typ akumulace – osypový kužel. Zóna odtrhu má plošně zahloubený charakter, tranzitní zóna žlabovitý, akumulací zóna je jazykovitá (Pilous, 1977).

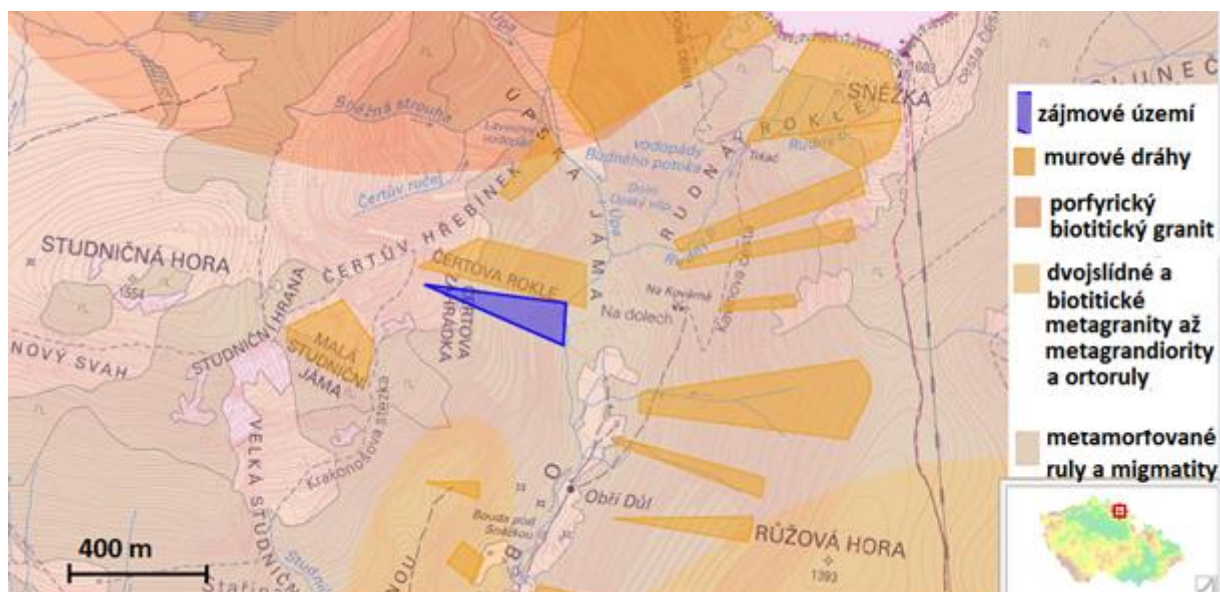
Pro dráhu zájmového území jsou charakteristické tři zóny (obr. 4). Dráhu lze morfologicky odlišit (viz kap. 2.1), ale pro jednotlivé zóny je také charakteristický sklon. Červená: odlučná zóna (1278 – 1062) m. n. m. je 253 m dlouhá a průměrný sklon je 49°. Modrá: transportní zóna (1062 – 970) m. n. m. je dlouhá 169 m a průměrný sklon je 31°. Žlutá: akumulací zóna (970 -952) m. n. m. je dlouhá 41 m a průměrný sklon je 25°.



Obr. 4: Ortofotografie zájmové oblasti s výškovým profilem. Lokalita je morfologicky rozdělena na části: Odlučná zóna – červená, transportní zóna – modrá, akumulací zóna – žlutá. Měřítko 1:10000. Mapový podklad: www.mapy.cz.

5.3. Geologická charakteristika Obřího dolu se zaměřením na zájmové území

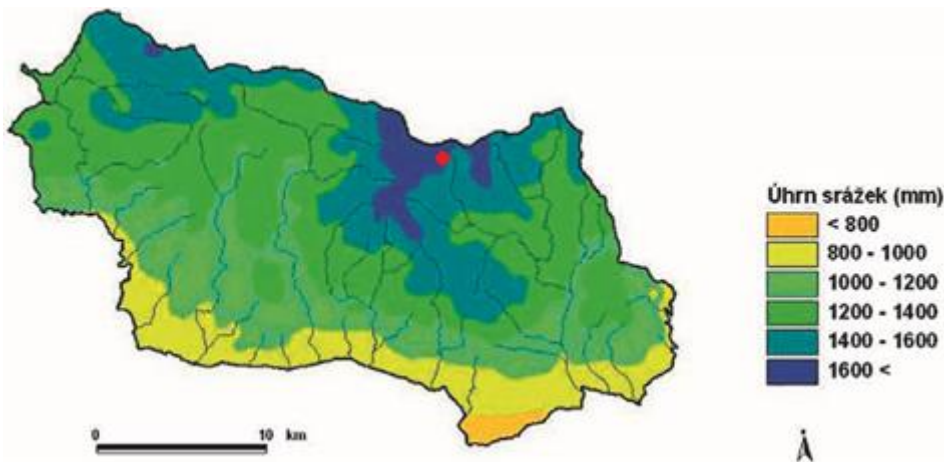
Severní část obřího dolu (Úpská jáma) je petrograficky vytvořena v silně rozpukané, porfyrické biotické žule, popřípadě adamellitu. Pukliny vznikají převážně ve směru sever – jih (Pilous, 1977). Jižněji, počínaje Čertovým hřebínkem a Rudnou roklí, je metamorfovaná rula prostoupena úzkými pruhy muskovititických albitických svorů. Také podloží zájmového území je tvořeno tímto petrografickým prvkem. Vrchol Růžové hory a jižní část pravého úbočí Obřího dolu je tvořeno metamorfovanými rulami a migmatity, Prekambického až Paleozoického stáří. Je patrné, že horninový podklad svahů, na kterých vznikají blokovobahenní proudy, je pestrý a tudíž existence těchto proudů není přímo vázána na určitý typ hornin (Pilous, 1973). Odlučná zóna zájmového území je tvořena horninou muskovitivky albitický svor (Pilous, 1977).



Obr. 5: Geologická mapa Obřího dolu, s vyznačeným zájmovým územím a územím aktivních drah blokovobahenních proudů převzatými z (Pilous, 1977). Měřítko 1:25 000. Mapový podklad: www.geoportal.gov.

5.4. Klimatické a povětrnostní podmínky Obřího dolu se zaměřením na zájmové území

Výšková členitost pohoří výrazně ovlivňuje většinu hlavních klimatických prvků. Průměrná roční teplota ve vrcholových oblastech nejvyšších krkonošských hor se pohybuje v rozmezí od cca 0 °C do cca 7 °C (Halásová et al., 2007). Obří důl má však díky svému reliéfu, hluboko zaříznutého údolí, pravidelnou výškovou stupňovitost narušenou a dává tak vznik specifickým mikro- až mezoklimatickým podmínkám. Dle většiny meteorologických stanic v Krkonoších je nejchladnějším měsícem v roce leden a naopak nejteplejším je červenec. Roční úhrn srážek v nejvyšších partiích Krkonoš může přesahovat až 1600 mm (obr. 6). Nejvíce srážek v roce spadne v měsících červen a prosinec a naopak nejméně v měsících duben, září/říjen (Halásová et al. 2007).



Obr. 6: Dlouhodobé průměrné roční úhrny srážek v Krkonoších (1961–2000) s vyznačenou polohou zájmového územím. Měřítko 1:500 000. Upraveno z (Halásová et al., 2007).

Pro klima krkonošských údolí je významný faktor, systém anemo-orografického proudění, který právě zde popsal prof. Jeník (1961). Podle jeho teorie A-O systému, představují hluboká údolí vodící koridory pro větrné proudění. V závislosti na lokální topografii a charakteru reliéfu ovlivňuje větrné proudění živé i neživé složky přírody na konkrétním místě. Pro A-O systém blíží se ideálnímu modelu je charakteristické pravidelné údolí bez prudkých změn v reliéfu a pozvolné stoupání, což umožňuje napřímení větrných proudnic a potlačení lokálních turbulencí (Jeník, 1961). Tato specifická interakce větrů, převážně západní orientace, a reliéfu, má významné důsledky pro procesy akumulace a deflace sněhu a živin, změny lokálních podmínek (teplota vzduchu a půdy, vlhkost půdy), lokální reaktivace

svahových pohybů, výskyt ekologicky hodnotných ekosystémů, jako je Čertova zahrádka, ve vrcholových partiích údolí, růst dřevin a mnohé další (Jeník, 1961). Jeník (1961) v našem nejvyšším pohoří vymezil tři A-O systémy prvního řádu; údolí Obřího dolu, Údolí Bílého Labe a údolí Mumlavy a několik dalších nižších řádů.

5.5. Vegetační výškové stupně Krkonoš s ohledem na zájmové území

V Krkonoších je živá příroda uspořádána a vyvinuta do celkem 5. vegetačních výškových stupňů. Tato stupňovitost je projevem souhry mnoha přírodních podmínek – zeměpisné šířky, nadmořské výšky pohoří, geologického podloží, orientace a sklonu svahů, větrného proudění, teploty, množství srážek, sněhové pokrývky a činnosti lavin.

Submontání (podhorský) stupeň se rozkládá v krkonošském podhůří a na úpatí hor (400 až 800 m n. m.) a představuje 50% z celkové rozlohy Krkonoš. Původní vegetací tohoto stupně byly listnaté lesy nebo smíšené horské pralesy. Obvyklými dřevinami byly: buk, javor, jasan, jeřáb a olše. V průběhu kolonizace hor došlo však k výrazným změnám a dnes je většina těchto lesů vytěžena a nahrazena buď smrkovými monokulturami, nebo přeměněna na louky, pastviny a pole (Vacek et al., 2007). Zbytky listnatých nebo smíšených horských lesů jsou zachovány v údolích kolem řek a potoků.

Montání (horský) stupeň zaujímá většinovou plochu zájmového území a také 40% z celkové rozlohy Krkonoš. Jedná se o svahovou část Krkonoš od 800 do 1200 m n. m. Původní lesy měly charakter hustě smíšených až horských smrčín, ty však v uplynulých staletích prodělaly v důsledku dolování, těžby dříví, sklářství a budního hospodářství značné změny a velká část horských lesů byla vykácena. Na jejich místě vznikaly (zejména v období budního hospodářství v 17. –19. st.) bezlesé osídlené horské enklávy s druhově bohatými květnatými horskými loukami. V tomto vegetačním stupni také leží tranzitní a akumulární zóna dráhy zájmového území (Lokvenc, 1978).

Alpínská (horní) hranice lesa zaujímá vrchní část zájmového území, ve které dochází k akumulaci sněhu a erozivním pochodům. V Krkonoších probíhá v rozmezí od 1200 do 1350 m n. m a představuje důležitý předěl v horské krajině, oddělující od sebe stupeň montání a spodní alpínský. Její průběh sledoval v Krkonoších Tremil (2004), Kociánová a Spusta (2000). Na řadě míst tuto hranici významně změnil člověk při zakládání horských bezlesých enkláv. V tomto vegetačním stupni se nachází odlučná (odtrhová) zóna dráhy zájmového území.

Spodní alpínský (subalpínský) stupeň zaujímá pásmo nad alpínskou hranicí lesa, 9,3% z celkové rozlohy Krkonoš, v nadmořských výškách 1200 až 1450 m. Vyskytuje se převážně na náhorních plošinách západních a východních Krkonoš a na přilehlých svazích. Má charakteristiku velkoplošných mozaikových rozsáhlých klečových porostů, přirozených i druhotných smilkových luk a severských rašelinišť. Místo stromů zde rostou už jen keře, keříčky, traviny a byliny. I toto pásmo však bylo v důsledku kolonizace ovlivněno, kdy zde docházelo především ke klučení klečových porostů kvůli rozšiřování pasteveckých ploch (Lokvenc, 1995).

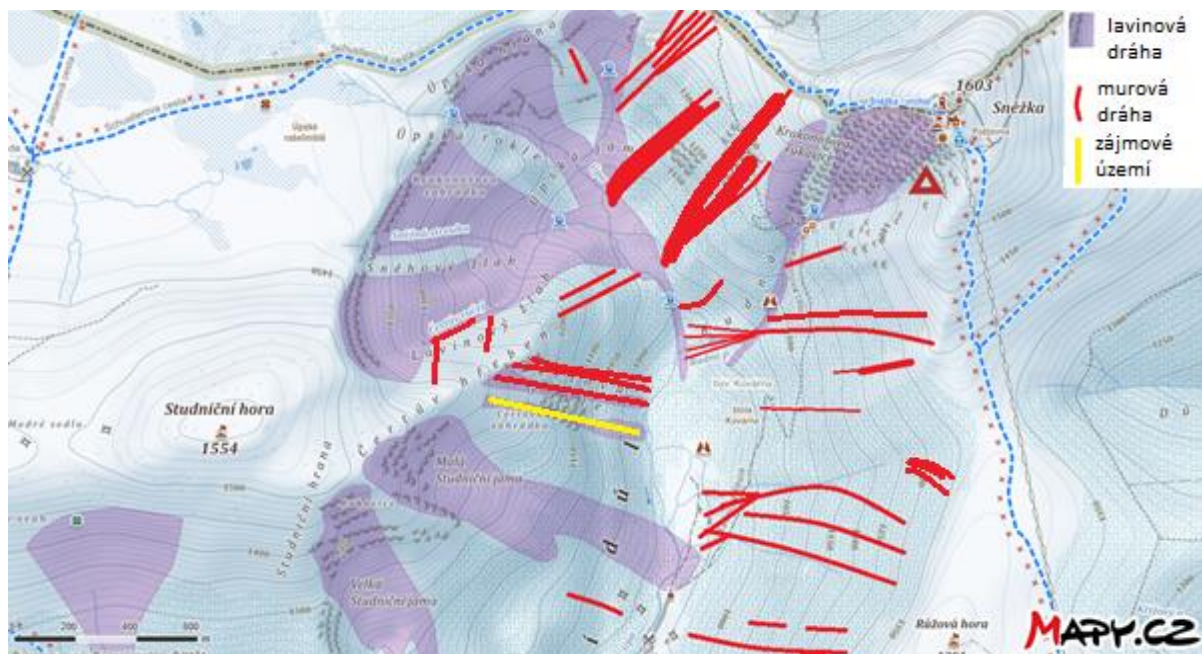
Polohy mezi 1450 až 1602 m. n. m. s rozlohou 0,7% rozlohy Krkonoš, představuje svrchní alpínský stupeň. Je vytvořen pouze na nejvyšších, izolovaných vrcholech Krkonoš, jako jsou: Sněžka, Studniční a Luční hora, Smogornia a Vysoké Kolo. Reliéf i vegetaci nejvyšších horských poloh Krkonoš významně ovlivňuje opakované mrznutí a tání trvale vlhké a podchlazené půdy, tvorba půdního ledu, půdotok (soliflukce) a vznik a přítomnost periglaciálních jevů, věrně připomínajících severskou tundru. Charakter vegetace tu určují drobné keříčky, traviny, mechy a lišejníky (Halda et al., 2010).

5.6. Vodní bilance Obřího dolu s ohledem na zájmové území

Průtok vody v horských tocích, stejně jako v zájmovém území je silně závislý na zimní akumulaci vody ve formě sněhu a následnému roztáváním v průběhu jara a brzkého léta. Maximální průtok je proto v měsících duben a květen a minimální v lednu a únoru (Halášová et al., 2007). Nejvíce srážek zde spadne v měsících říjen, v podobě dešťových, a prosinec, v podobě sněhových, ročně je to přes 1600 mm (Halášová et al., 2007). Malá průměrná délka toků, velký sklon a vysoká hodnota odtokového koeficientu mají za následek, že odezva povodí na kapalně srážky bývá velmi rychlá a změny průtoků v měrných profilech velmi prudké. Toho je živým důkazem právě řeka Úpa, která pramení na Bílé louce (1432 m. n. m.) severně od Studniční hory, protéká Obřím dolem a se svými 79 km se v Jaroměři vlévá do Labe. Svým divočími toky rozplavuje erodovaný materiál akumulčních kuželů blokovobahenních proudů Obřího dolu a silně tak ovlivňuje charakter údolí svojí erozivní činností.

5.7. Dráhy blokovobahenních proudů a lavin v Obřím dole

Toto údolí bylo během čtvrtohor modelováno ledovcem a proto má dnes typický trogový profil. Rozprostírá se od úpatí Sněžky po Pec pod Sněžkou a v jeho délce 4 km se nachází na 10 lavinových drah (Kociánová et al. 2013) a 51 drah blokovobahenních proudů (Pilous, 1977). Jejich překryv je v Obřím dole poměrně ojedinělý (obr. 7) stejně tak jak v celém pohoří.



Obr. 7: Zimní mapa s vyznačenými dráhami blokovobahenních proudů a lavin a zájmovým územím. Měřítko: 1: 30 000. Zdroj podkladové mapy: Mapy.cz, podklad pro dráhy blokovobahenních proudů (Pilous, 1977).

5.8. Čertova zahrádka – zájmové území

Zájmové území je tvořeno bezlesím, které je udržované aktivitou geomorfologických a lavinových procesů a je ohraničeno vzrostlým lesem (obr. 8). Dráha blokovobahenního proudu, Čertova zahrádka, začíná na, klečí a smrčinou porostlém, severním úbočí svahového úpadu, který přechází do rokle. Odlučná zóna je dlouhá 60 m a široká 6-8 m, je tvořena jak skeletovou zvětralinou s téměř polovičním podílem humózní mazlavé hlíny, tak obnaženým skalním podloží. Ve spodní části odlučné zóny stoupá podíl skeletu na 70-80% objemu. Odlučná zóna ústí do Čertova zářezu, kde blokovobahenní proud vyhloubil až 1,5 m hluboký zužující se žlab (6,5 -3 m) do tvaru „V“ i „U“ (Pilous, 1977).

Nejstarší zaznamenané uvolnění blokovahenního proudu zaznamenal Pilous (1977) 18. 6. 1974, kdy došlo k průtrži mračen, při které bylo na Sněžce naměřeno 72,9 mm srážek. Během toho dne došlo v okolí Čertova hřebínku k uvolnění celkem pěti blokovahenních proudů. Těmto událostem předcházelo několik velmi deštivých měsíců, během kterých, byla vrstva zvětralin v Obřím dole značně podmáčena (Pilous, 1977).

V roce 1974 se zvětralina ve skalnatém žlabu zvodnila potůčkem ze svahového úpadu, čímž získala spíše turbulentní charakter a vlila se do rokle Čertovy zahrádky, kde smetla veškerou vegetaci. Jakmile dosáhla vrcholu osypového kužele, začala se ihned roztékat do šířky. Turbulentní charakter proudu vryl do osypového kužele žlabovité dráhy, které se větví a některé opět spojují. Největší žlab na severní straně osypového kužele se mírně klikatí a v horním ohybu je lemován výraznou valovitou akumulací. Hloubka žlabu se směrem dolů zmenšuje a v dolní části se vyrovnává s okolní úrovní, kde přechází do akumulační zóny a tvoří nepravidelný laločnatý jazyk (Pilous, 1977).

Turbulentní zvodnělý charakter blokovahenního proudu je pro Krkonoše netypický, je charakteristický spíše pro Vysoké Tatry, Alpy a velehory vůbec. Nicméně „divočení“ turbulentního proudu na osypovém kuželu bylo umožněno také díky absenci lesa, což je pro Krkonoše spíše výjimečné (Pilous, 1977).



Obr. 8: *Dráha zájmového území - Čertova zahrádka. Foceno 8. 6. 2018 (Radek Tichavský).*

5.9. Historie blokovobahenních proudů a sněhových lavin v Obřím dole a zájmovém území

Blokovobahenní proudy

Historii vzniku blokovobahenních proudů popisuje ve své práci Pilous (1973), kde využívá nejstarší tehdy dostupné zdroje, proto jsem následující text čerpal hlavně z jeho díla.

Největší a nejstarší blokovobahenní dráhy v Krkonoších se nacházejí na východním úbočí Obřího dolu, na Rudníku. Je pravděpodobné, že blokovobahenní proudy se tu tvořily již v mnoha generacích. Nejstarší rytiny a litografie lze pozorovat na svahu Sněžky. Srovnáním posloupnosti a nejstarších fotografií lze vyvodit existenci těchto fosilních generací proudů, té však mohlo předcházet mnoho dalších generací.

Jedna z prvních doložených zmínek o přítomnosti dráhy blokovobahenního proudu pochází z roku 1804 od J. K. E. Hosera (in Pilous, 1973), který vyznačil zcela zřetelně sice pouze jednu dráhu na Rudníku, nicméně jeho zobrazení bylo poměrně výrazné, z toho lze usoudit, že se muselo jednat o dráhu blokovobahenního proudu velmi mladou. Nicméně na fotografiích z roku 1880 nebyla v těchto místech výraznější stopa po dráze. Za zmínku stojí rytiny a litografie G. Tauberta, pocházející z roku okolo 1850, kde lze zřetelně pozorovat dejekční kužel Rudného potoka, na němž se střídá les s pruhy rozplavených nánosů částečně blokovobahenního původu.

Největší počet dnes existujících blokovobahenních proudů pochází ze tří velkých průtrží mračen, které postihly Krkonoše 17. července 1882, 29. -30. července 1897 a 2. -3. července 1926 a jsou spojeny s katastrofálními povodněmi, které překračovaly hranice stoleté vody. Z poznámek tehdejších autorů (Schneider, 1897; Demuth, 1901; Jirásek, 1915; in Pilous, 1973) byl průběh průtrže mračen v roce 1882 následující: V odpoledních hodinách se spustil zvláště v nejvyšších polohách intenzivní déšť, kdy za celý den napršelo na Sněžce 226,6 mm srážek, z čehož 178 mm spadlo právě odpoledne. Po skončení deště, stékaly ze skal mohutné rozvodněné bystřiny. Na Rudníku, Sněžce, Růžové hoře a Studniční hoře vzniklo na 10 strukturních blokovobahenních proudů, některé z nich rozsáhlé, kdy sjížděl zvětralinový plášť s celým lesem. Z údajů však nelze přesně určit, které dnes existující blokovobahenní proudy v té době vznikly. Je také nutno konstatovat že autorům unikly menší blokovobahenní proudy v lesích, z toho důvodu nám ani údaje o počtech, pokud nejsou zpřesněny, nejsou zvláště platné.

Ještě katastrofičtější byla událost ve dnech 28. - 30. 7. 1897, které předcházelo 14 dní abnormálních srážek a v posledních 36 hodinách napršelo na Sněžce 255 mm a v Obřím dole dokonce 342 mm. Důsledkem byla katastrofická povodeň, která měla následky i v rozsáhlém podhůří. Obří důl byl k nepoznání, vzhled koryta Úpy byl zcela změněn, koryto řečiště bylo 60 -70 m široké, veškerá půda, štěrk i les byly odplaveny, bystřiny servaly na mnoha místech půdní vrstvu i s vegetačním krytem. Údaje o počtu a lokacích vzniklých blokovobahenních proudů se poněkud rozcházejí, shodují se však v informaci, že ze Studniční spadly tři blokovobahenní proudy. Během této události došlo také k tragickým ztrátám na životech, při zavalení několika domů, jedná se tak o nejtragičtější událost tohoto typu na českém území. O tom jak velká byla průtrž mračen v roce 1897 i následná povodeň svědčí fakt, že hodnota stoleté vody dosahuje

průtoku Úpy v Horním Maršově 241 m³/s, dne 30. 7. 1897 však dosáhl průtok hodnoty 326 m³/s. G. A. Koch (1875 in Pilous, 1973) naznačil, že na vzniku a následcích blokovobahenních proudů má často vliv i lidská činnost jako je odlesnění a pastva. Z dobových fotografií z přelomu století je patrné, že Obří důl byl v té době mnohem méně zalesněn než dnes. Následky povodní by proto nemusely být tak katastrofické, kdyby byly svahy více zalesněné.

Sněhové laviny

První zmínka o tragické lavinové události pochází z roku 1456, ve kterém nejmenovaný Benátčan procházel z Vrchlabí do nitra Krkonoš, obtěžkán zlatem a drahokamy. V Obřím dole narazil na vymýcenou paseku s množstvím lidských koster, z nichž některé měly mezi kostmi prstů zlatý prášek a drahé kameny vydolované z úbočí Sněžky (Vrba, 1969). Hodnověrnější zpráva o tragickém pádu laviny pochází z 15. února 1655, kde v obci Sklenářovice byly pohřbeny dvě chalupy a 8 lidí (Spusta et al., 2006).

Z historických záznamů vyplývá, že velmi vysoká frekvence pádů lavin a s tím spojené ztráty na životech byla v období mezi 16. až 18. Stoletím, kdy k pádům lavin docházelo i na svazích, které jsou v dnešní době relativně stabilní. V těchto letech totiž docházelo v podhůří k rozmachu pastevectví, důlní těžbě, sklářství, výrobě dřevěného uhlí a za těmito účely byla odtěžena značná část lesů, včetně těch na příkrých svazích, což značně destabilizovalo sněhovou pokrývku v zimních měsících (Vrba and Spusta, 1975). Od počátku 19. století do konce první poloviny 20. století docházelo k výsadbě smrkových monokultur a vzniku vzrostlého lesa, čímž došlo k poklesu ve frekvenci pádů lavin a dočasnému zániku některých drah. Od druhé poloviny 20. století však došlo k výrazné degradaci smrkových porostů, čímž frekvence pádu lavin začala opět narůstat.

Historické pády lavin jsou vzhledem k osídlení více známy z podhůří Krkonoš. Mezi nejstarší zaznamenané katastrofické pády lavin patří roky: 1844 (Horní Lánov), 1846 (Studniční hora), 1846 (Rokytnice nad Jizerou), 1865 (Přední Labská), 1866 (Obří důl) a 1887 (Studniční hora) (Berger, 1998; Spusta and Kociánová, 1998). Únorová tragédie v roce 1935, kdy ve vichřici a lavině zahynulo 8 lidí, dala podnět k založení Horské záchranné služby. Největší katastrofa způsobená lavinou v Krkonoších se stala 20. března 1968, kde v Białym Jaru zahynulo 19 osob.

V rámci zájmového území, v lavinových katastrofách uváděném pod názvem a číslem 6A Čertova zahrádka, bylo od roku 1961 do roku 2005 zaznamenáno celkem 17 lavin a to v letech a dnech: 15. 3. 1962, 20. 3. 1963, 3. 2. 1964, 15. 2. 1965, 17. 2. 1967, 18. 3. 1968, 20. 3. 1970, 16. 3. 1971, 31. 1. 1982, 18. 3. 1984, 19. 1. 1986, 29. 12. 1986, 20. 3. 1988, 16. 12. 1990 a v roce 2002 byly zaznamenány dokonce 3 laviny – 2 v lednu a 1 v březnu (Spusta and Kociánová, 1998; Spusta et al., 2003; 2006). Nicméně (Spusta and Kociánová, 1998) popisují charakter lavinové dráhy zájmového území následovně. Odtrhovou zónu lavinové dráhy tvoří malé dráhy blokovobahenních proudů ve tvaru písmene "Y", které jsou částečně zarostlé klečí. Odtržená sněhová lavina se rozbije ve žlabu na drobné části a sjíždí do nízkého porostu smrkového lesa na osypovém kuželu. Rozbitá a rozptýlená lavina zde však působí pouze minimální škody. Deformace smrků jsou zde způsobeny převážně plazivým sněhem. Mohutnější laviny vznikají zřídka, protože zde chybí sběrná plocha. Naopak menší laviny jsou uvolňovány každým rokem, někdy i 2x za sezónu, tyto menší laviny však nejsou ani zaznamenávány.

Od prvního zdokumentovaného pádu katastrofické laviny uplynulo více než 350 let, za tu dobu se počet obětí bez ohledu na státní hranici vyšplhal přibližně na 70 osob (Berger, 1998). Od počátku 60. let minulého století se četnost a detailnost popisu lavinových událostí postupně zvyšovala, díky evidenci lavin a vytvoření lavinového katastru Krkonoš podle metodiky mezinárodní klasifikace lavin (Spusta and Kociánová 1998; Spusta et al., 2003; 2006). V současné době je využívána rozšířená morfologická varianta podle de Quervaina et al. (1973). V současnosti je vymezeno v rámci lavinového katastru 54 drah na české straně Krkonoš (Spusta and Kociánová, 1998) a dalších 51 na polské straně Krkonoš (Spusta et al., 2006).

6. Metodika

6.1. Terénní metody

6.1.1. Mapování

V předchozí kapitole 1.5. Efekty geomorfologických disturbancí při růstu stromů, bylo ukázáno, že na disturbovaných stromech se mohou vyskytovat různé typy růstových defektů, které mohou být přesně datovány. Protože pouhá vizuální inspekce letokruhů nemusela umožnit přesné stanovení procesu, který způsobil danou růstovou deformaci, bylo potřeba, aby vlastnímu procesu odběru vzorků předcházela detailní terénní identifikace geomorfologických procesů, vyskytujících se na daném místě. Odebrané vzorky bylo potřeba následně zpracovat a správně interpretovat v laboratoři.

Samotné terénní výpravě předcházela analýza ortofotografických map a leteckých snímků, studium archivních záznamů a identifikace geomorfologických procesů. V terénu bylo následně provedeno podrobnější pozorování, při kterém byl na základě morfologických projevů určen typ geomorfologických procesů a na základě hustoty vegetačního krytu byla odhadnuta aktivita a rozsah geomorfologických procesů.

Následně byla zaměřena přesná poloha vytipovaných stromů, vhodných pro odběr vzorku a analýzu a pomocí GPS lokátoru, byla jejich poloha zanesena do mapy.



Obr. 9: Letecký snímek zájmového území s vyznačenými body (1-10). Body představují GPS souřadnice stromů, z nichž byl odebrán vzorek. Měřítko 1:8000. Mapový podklad:mapy.cz.

6.1.2. Odběr vzorků

Vrtné jádro

Vzorkem je myšleno vrtné jádro nebo příčný řez. V této práci byly využity pouze vzorky vrtných jader, které jsou i v praxi nejvyužívanější. Tato metoda má však své omezení a nevýhody avšak pro dendrogeomorfologické studie, její výhody výrazně převažují. Mezi největší výhody vrtných jader patří; časová nenáročnost - pro odebrání vrtných jader se zpravidla využívá Presslerův nebozez, který je skladný, lehký a relativně levný, snadný transport - vývrt je velmi skladný a dobře se transportuje, analyzovaný jedinec přežije - vrt je pouze lokální a nehrozí nebezpečí dalšího poškození či napadení jedince plísněmi ani hnilobou, nenáročnost - získané vývrty nevyžadují žádnou zvláštní péči při uložení před vlastním měřením, dostupnost přístrojů - většina měřících přístrojů je dobře uzpůsobena pro měření vrtných jader. Naopak nevýhody jsou: fyzická náročnost - ruční odebrání vývrtů je fyzicky namáhavé, zvláště u některých dřevin (buk), přesnost - vhodné místo odběru se dá obtížně odhadnout, tak aby vývrt obsahoval poškozenou a současně nepoškozenou část kmene k tomu je obtížné udržet směr vrtání kolmý na podélnou osu kmene, dřev kmene může být uložena mimostředně, proto se ne vždy podaří vrt s obsahem dřevě, vrtná jádra jsou křehká a mohou se rozpadnout na několik částí, ty jsou prakticky nepoužitelné pro spolehlivé měření, nebozez je velmi náchylný na poškození a práce s ním vyžaduje zručnost a obezřetnost.

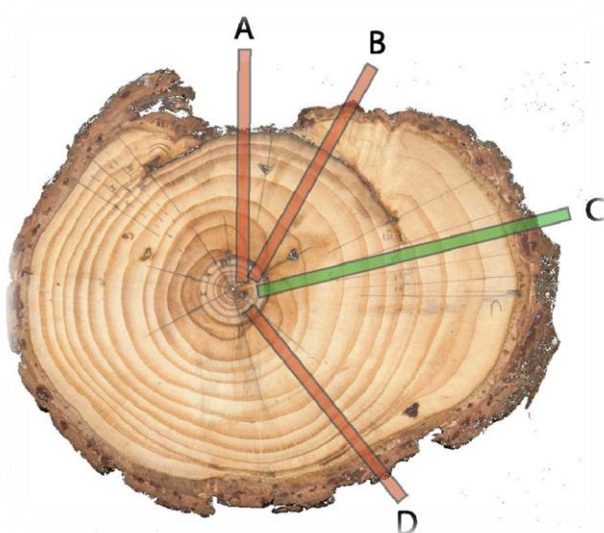
Odběr vzorku

Výška a směr odběru vzorku spolu s počtem vzorků z jednoho stromu je zásadně ovlivněna vzhledem viditelných defektů pozorovaných na morfologii stromu. Nejsnadnější datování stromů s viditelnými jizvami je pomocí destruktivní metody, kdy se za pomoci pily získá příčný řez kmene a to v nejširším místě jizvy. Protože tato metoda nebyla v souladu s povolením, bylo zapotřebí použít nedestruktivní metodu, čili Presslerův nebozez, který umožňuje z kmene dřeviny vyjmout úzký (0,5 cm) váleček dřeva od borky až do dřevě. V tomto případě odběrové místo vyplní pryskyřice a strom přežije.

Počet stromů, z kterých bylo možné odebrat vzorek, byl omezen na 20. Na sestavení křivky referenční chronologie (viz kap. 6.2.6.) bylo potřeba získat vzorky z minimálně 10 stromů, takže i analyzovaných stromů z dráhy zájmového území bylo 10.

Odběr byl zaměřen na zajizvené stromy a vzhledem k časté aktivitě procesů, která bránila vývinu nových jedinců, vhodných pro odběr, byly ovzorkovány prakticky všechny zajizvené stromy.

Odběr vzorků proběhl 8. června 2017 za spolupráce vedoucího práce, doc. Karla Šilhána a doktora Radka Tichavského. 9 z 10 vzorků bylo odebráno ze smrku ztepilého (*Picea abies*), pouze jeden vzorek byl odebrán z (vrby/olše). Jak už bylo zmíněno, počet vzorků byl omezen, proto byl odběr soustředěn pouze na jedince s úplným nebo částečným vyhojením jizvy. Při vrtání bylo postupováno dle metody (Stoffel and Bollschweiler, 2008), kteří doporučují z okolí každé jizvy odebrat vždy alespoň dva vývrty, přičemž klíčové je, aby jeden z nich byl vyvrtán z původního okraje jizvy před začátkem jejího zarůstání. Tento postup umožňuje velice přesné (až intra-sezónní) datování geomorfologických procesů prostřednictvím identifikace hojivého pletiva. Pro přesné určení procesů je také klíčová přítomnost traumatických pryskyřičných kanálků, to platí však pouze pro některé druhy jako; *Picea abies*, *Abies alba* nebo *Larix decidua*. Pokud by byl vývrt pořízen blízko ke středu jizvy, nemusel by obsahovat všechny letokruhy, které ji zarůstají. Naopak vývrt z části letokruhu, který nebyl poškozen, neposkytuje pro sezónní datování prakticky žádný přínos (obr. 10). U starších částečně zarostlých jizev lze však identifikovat původní okraj jizvy velmi obtížné, proto se také odběr ne vždy zdařil, ale i tak byl vzorek dále analyzován, avšak bez možnosti určení intra-sezónního vzniku disturbance. Vzhledem k možné abrazi dřeva a zničení některých starších letokruhů při nárazu klastu lze takto získaný údaj považovat pouze za maximální stáří eventu (Schneuwly and Stoffel, 2008). Odebrané válečky byly pečlivě popsány a uloženy.



Obr. 10: Vzorkování zajizveného stromu: A – vrt přes jizvu poskytuje nekompletní sérii letokruhů (vhodný pouze za předpokladu, že bude protažen napříč celým kmenem a rozdíl v počtu letokruhů na obou stranách kmene oznámí stáří jizvy), B – vrt mezi okrajem jizvy a okrajem přerůstajících letokruhů – je zcela nevhodný, obsahuje nekompletní sérii letokruhů, C – vrt vedený skrz okraj poškození stromu, zachycuje poškozenou i nepoškozenou část kmene - ideální řešení pro datování jizvy, i s intrasezonální přesností, D – vrt nepoškozenou částí kmene umožňuje datování pomocí TRD u určitých jehličnanů. Převzato z (Stoffel and Bollschweiler, 2008).

6.1.3. Odběr vzorků pro referenční chronologii

Smyslem referenční chronologie je odfiltrovat prudké růstové změny, které byly způsobeny jinými než geomorfologickými vlivy, postihujícími danou oblast (klimatické fluktuace, okus zvířít, nebo přemnožení hmyzích škůdců), od požadované informace aktivitě blokovobahenních proudů a lavin (Cook and Kairiukstis, 1990). Proto je potřeba vytvořit přírůstovou křivku ze stromů, jejichž růst byl ovlivněn výhradně těmito externími faktory, pro porovnání se vzorkovanými stromy.

Na základě této metody bylo vybráno deset stromů, rostoucích v bezprostřední blízkosti analyzované lokality, u nichž byl vyloučen vliv geomorfologického procesu na velikost jejich přírůstků – referenční oblast (obr. 11). Z každého stromu bylo odebráno jedno vrtné jádro paralelně s vrstevnicemi. Stromy pro referenční chronologii byly vybírány tak, aby byly starší než stromy rostoucí na analyzované lokalitě a pro získání co nejdelší referenční křivky. Dále byl brán zřetel na to, aby vzorkované stromy nenesly jakékoliv známky poškození nebo ovlivnění geomorfologickými procesy

a aby charakteristika referenčního místa odpovídala charakteristice analyzovaného místa (nadmořská výška, sklon, orientace svahu).



Obr. 11: *Letecký snímek zájmového území s vyznačenými body (1-10). Body představují GPS souřadnice stromů, z nichž byl odebrán vzorek. Červeně vyznačená oblast – referenční oblast, území, z kterého byly vybrány stromy pro referenční chronologii. Měřítko 1:8000. Mapový podklad:www.mapy.cz.*

6.2. Laboratorní zpracování

6.2.1. Sušení, lepení a broušení vzorků

Prvním krokem po dopravení vrtných jader do laboratoře bylo jejich vysušení. K tomu stačilo jejich uložení na vzdušné místo a ponechání jejich samovolnému vyschnutí. Protože při vysychání, které může trvat i 2 měsíce, dochází k deformaci vývrtů, a to zejména u vývrtů, které se při odebírání rozlomily, bylo třeba zamezit záměně částí vrtů různých stromů. K tomu stačilo vývrty sušit přímo v obalu, ve kterém byly přineseny, a do kterých byl umožněn přístup vzduchu. V opačném případě by vývrty mohly být napadeny plísní nebo hnilobou.

Protože samotný vysušený vývrt je velmi křehký a další postup by ho zničil, bylo potřeba vývrty stabilizovat. Pro tyto byly použity speciální dřevěné lišty, do nichž se vysušený vývrt vlepil. Každá lišta má v sobě podélnou drážku o přibližně poloviční hloubce, než je průměr vývrtu. Pro stabilizaci vrtného jádra byly použity lišty s šířkou drážky 5 mm a hloubkou 2,5 – 3 mm. Na dno drážky bylo nanášeno vonorozpustné lepidlo v délce vývrtu, vložen vývrt a zafixován kancelářskými sponkami. U vývrtů, které

byly rozlámány na několik částí, je důležité zachovat pořadí a směr jednotlivých částí. Při lepení bylo dbáno na to, aby vlákna dřeva rostoucí ve vertikální pozici, měla zachovanou orientaci, aby rozlámané části byly umístěny těsně za sebou tak, aby zrekonstruovaný vývrt vypadal stejně jako původní vývrt. Nakonec byly délky lišt upraveny podle délky vlepeného vývrtu a označeny kódem.

Dalším krokem ve zpracování vzorku pro následnou analýzu bylo zbroušení. Protože povrch vysušených vzorků je plný nerovností, drobných prasklinek a roztřepení vláken, či je jinak poškozen samotným odběrem, je téměř nemožné odečíst letokruhy natož provést analýzu anatomických změn ve dřevě. Proto bylo nezbytné provést důkladné ošetření povrchu vzorků a zbrousit pravidelně kruhovitý povrch na rovnou plochu. Pro zbroušení měkkého dřeva *Picea abies* byla použita pásová bruska s jemnějším vzorem smirkového papíru (120).

6.2.2. Měření šířky letokruhů a počítání letokruhů

Jakmile byly vzorky stabilizovány a jejich povrch patřičně upraven, následovala fáze počítání letokruhů a měření jejich šířek. Počítání letokruhů je jedna ze základních metod dendrochronologie, kdy je každému letokruhu přiřazen rok, ve kterém vznikl. U vzorků s širokými a dobře patrnými letokruhy jako je *Picea abies*, nebylo potřeba využít mikroskop, jednotlivé letokruhy byly patrné pouhým okem, popřípadě s pomocí binokulární lupy. Při samotném počítání letokruhů byl přímo na vzorek označen jednou tečkou každý desátý letokruh (např. 2010), dvěma tečkami každý padesátý letokruh (např. 1950) a třemi tečkami každý stý letokruh (např. 2000). Při počítání však může dojít k nepřesnostem, pokud strom (např. vlivem špatných ekologických podmínek) letokruhy v některých letech nevytvořil, nebo vytvořil letokruhy dva (tzv. falešné letokruhy). Tyto nepřesnosti lze odstranit porovnáním s referenční křivkou.

Prvním krokem pro sestavení křivky referenční chronologie bylo pomocí posuvného měřicího stolu TimeTable, který to dokáže s přesností na jednotky μm , naměření šířek letokruhů. Měřicí stůl je přímo propojený s počítačem a naměřená data byla okamžitě ukládána do jeho paměti. Průběh byl následující: na posuvný stůl se položil a zkorigoval vzorek tak, aby mikroskop s nitkovým křížem byl zaměřen na ukončení letokruhu, tato pozice byla zaznačena. Následně byla posunuta pozice stolu tak, aby se nitkový kříž nacházel na hranici následujícího letokruhu, tato pozice se znovu

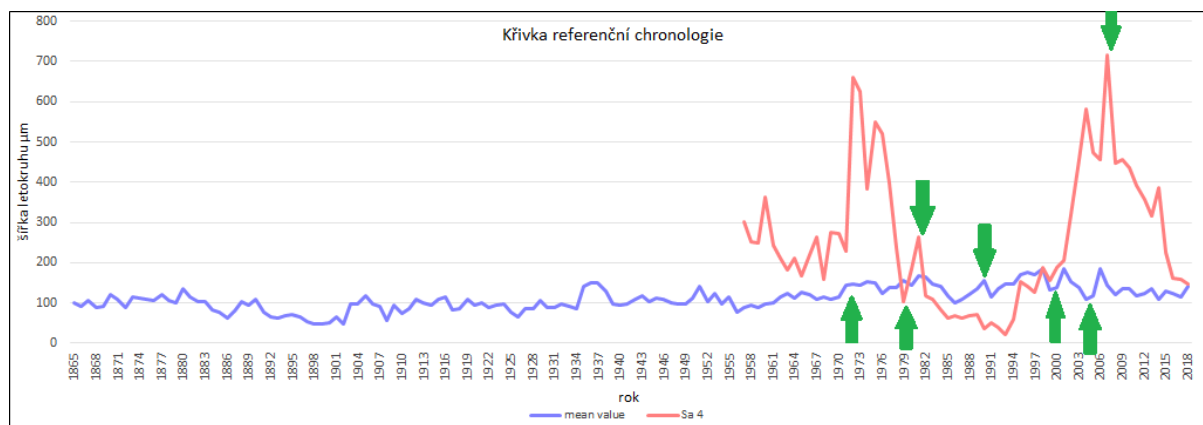
označila. Tímto způsobem byly naměřeny šířky letokruhů všech vzorků pro referenční chronologii a následně zprůměrovány. Pro vyhodnocení záznamů získaných pomocí posuvného stolu TimeTable byl využit software PAST 4.

6.2.3. Referenční chronologie a odstranění šumu

Jak již bylo zmíněno v kapitole 6.1.3., smyslem referenční chronologie je odfiltrovat prudké růstové změny způsobené jinými než geomorfologickými vlivy postihujícími rozsáhlejší oblast (klimatické fluktuace, kalamity škůdců,...) od požadované informace (Cook, Kairiukstis 1990; Schweingruber 1996).

Křivka referenční chronologie byla sestavena zprůměrováním hodnot dendrochronologických let u deseti stromů vyskytujících se v referenční oblasti.

Křivka referenční chronologie by měla zohledňovat pouze fluktuace rozsáhlejšího prostorového měřítka, které v minulosti ovlivnili také růst jedinců na drahách geomorfologicky aktivních. Pro vyloučení těchto fluktuací byla křivka analyzovaného stromu přiřazena ke křivce referenční chronologie. V letech, kdy nastala prudká růstová změna v referenční letokruhové křivce a současně v přírůstové křivce analyzovaných jedinců, nebyl tento indikátor brán jako dostatečný pro vymezení události. (obr. 12)



Obr. 12: Křivka referenční chronologie; Modrá – křivka průměrných hodnot šířek přírůstů v jednotlivých dendrochronologických letech referenčních stromů; Červená – křivka přírůstu dendrochronologických let analyzovaného vzorku (Sa 4); šipky označují roky, kdy došlo současně u obou křivek k náhlému rozšíření nebo zúžení šířek letokruhů a tudíž ke klimatickým změnám. Na červené křivce analyzovaného stromu je patrný pokles šířky letokruhů mezi lety 1980 až 1995, vzhledem k tomu, že ke stejnému poklesu došlo i v modré křivce referenční chronologie, lze tento projev přiřadit ke klimatickým původcům.

6.2.4. Příprava mikrořezů

Pro přesnější pozorování vnitřní struktury jednotlivých letokruhů a určení intrasezónního vzniku projevu disturbance bylo potřeba pracovat s mikrořezy vzorků. Mikrořez je velice tenký řez (průměrně okolo 20-30 μm), díky němuž bylo možné pozorovat jednotlivé buňky pod mikroskopem a odlišit je od sebe. Díky tomu pak bylo snadné určit přesný vznik a pozici chaotického hojivého pletiva. Mikrořezy byly získávány pomocí dendrochronologického přístroje, zvaném sáňkový mikrotom.

Před vlastní přípravou mikrořezu byl vzorek krátce máčen vodou a to kvůli změknutí. Po dostatečném změkčení byl zhotoven řez. Pro zviditelnění buněčných stěn byl mikrořez obarven safraninem. Obarvený mikrořez byl postupně odvodněn vzestupnou alkoholovou řadou (70%, 90%, 96% etanol) a poté byl propláchnut xylénem, následně byl vzorek zakápnut kanadským balzámem a upevněn na laboratorní sklíčko. Posledním krokem v úpravě mikrořezu bylo ponechání vzorku přes noc v troubě při 60°, aby vytvrdl. Po vyjmutí z trouby byl ztvrdlý a přebytečný balzám odstraněn a takto připravený mikrořez byl připraven k mikroskopické analýze.

6.2.5. Určení disturbancí a jejich intrasezónní datování

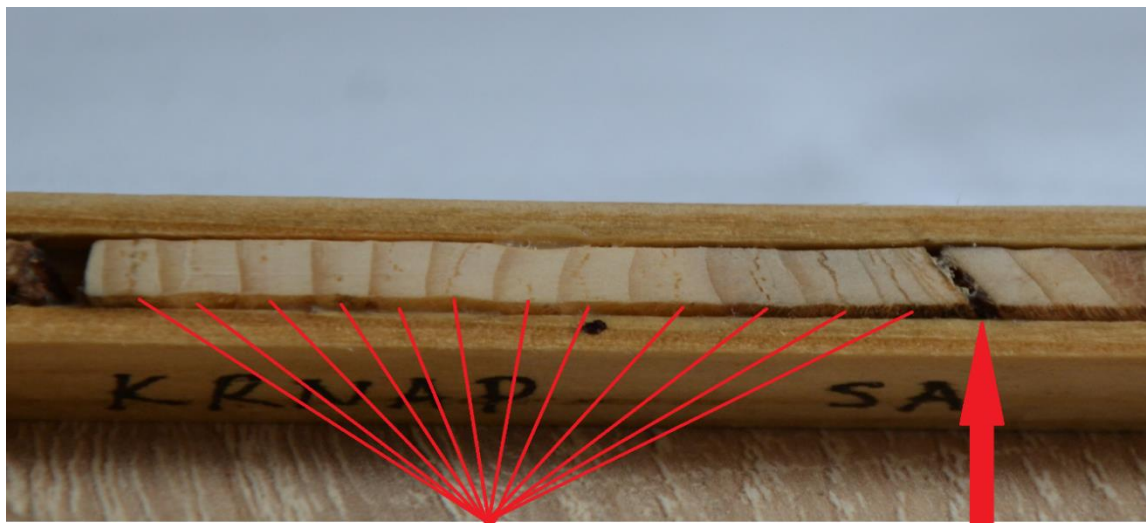
Po pečlivé úpravě povrchu odebraných vzorků, vytvoření přírůstové křivky a odstranění falešných případně doplnění chybějících letokruhů, následovala identifikace růstových disturbancí a datování geomorfologických procesů, které je způsobily. Identifikace všech disturbancí byla provedena prostou vizuální inspekcí povrchu ošetřených vzorků, avšak pro určení intrasezónního vzniku disturbance, bylo nutné zhotovit mikrořez a ten analyzovat pod mikroskopem. V následujícím textu této kapitoly je seznam nalezených disturbancí a možnosti jejich intrasezónního datování.

Traumatické pryskyřičné kanálky (Traumatic Resin Ducts - TRD)

Traumatické pryskyřičné kanálky byly identifikovány přímo z povrchu vzorku. Při interpretaci tohoto projevu disturbance byl brán zřetel na to, aby se vytvořené a zaznamenané TRD vyskytovaly kontinuálně v několika po sobě jdoucích letokruzích (pokud šlo o výskyt v jednom letokruhu, jednalo se pravděpodobně o reakci na okus

zvěří či jiné napadení) a aby TRD byly výrazně zvětšené. Za rok vzniku geomorfologického procesu byl brán rok, v kterém se TRD poprvé vyskytovaly, v některých případech je možné pomocí jejich pozice v rámci letokruhu datovat i intra-sezónní projev procesů.

Při interpretaci události bylo však nutné brát v úvahu, že TRD u smrku ztepilého (*Picea abies*) se mohou objevit i se zpožděním od události a to 1 až 5 let (Stoffel and Bollschweiler, 2008). Aby nedošlo k chybné interpretaci, byl brán rok, kdy se vyskytl první TRD v letokruhu, za rok vzniku události, pouze pokud se tento projev shodoval s datem vzniku ještě alespoň u jednoho dalšího projevu jiného jedince.



Kontinuální řada TRD v posobě
jdoucích letokruzích

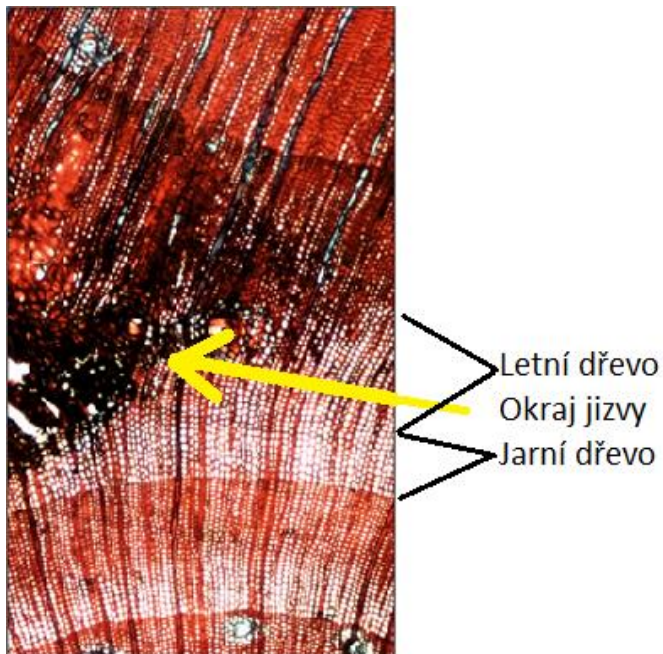
Jizva

Obr. 13: Fotografie vzorku s patrným zajizvením a následnou kontinuální řadou traumatických pryskyřičných kanálek.

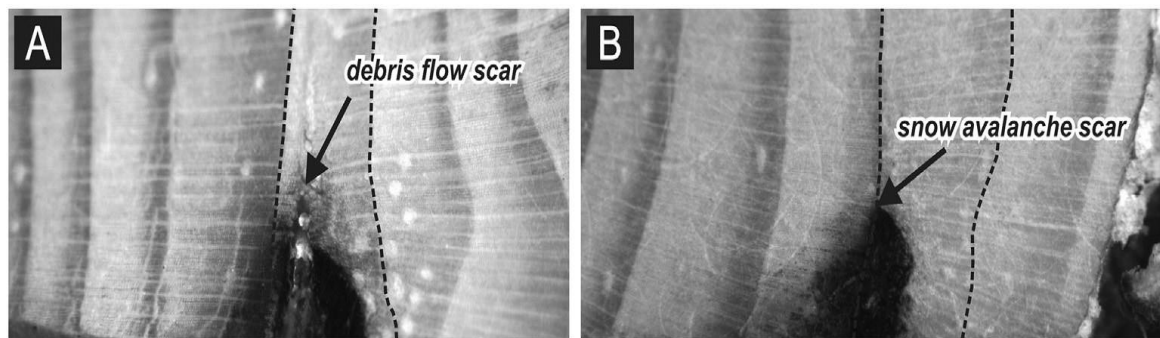
Zajizvení rány a kalus

Jizva společně s hojivým pletivem (kalus) je ve vývrtnu dobře patrná pouhým okem, určení intra-sezónního vzniku zajizvení však představovalo menší problém. Po poškození začne strom téměř okamžitě produkovat hojivé pletivo, které bylo velmi dobře pozorovatelné pod mikroskopem na mikrořezu a jeho pozice s ohledem na poslední poškozený letokruh umožnila přesné roční datování geomorfologického procesu (obr. 14). Geomorfologický proces často nejen že obnažil první podkorní letokruh, ale většinou došlo k poškození případně i odstranění dělivého pletiva včetně několika starších letokruhů. Abych se vyhnul nepřesnostem v datování intra-sezónního projevu, u vzorků, kde nebyl zachycen okraj jizvy, byly spočítány pouze nové, celé

letokruhy, bez bližšího sezónního určení. Pouze u vzorků, ve kterých se podařilo zachytit okraj jizvy s hojivým pletivem, bylo možné určit intra-sezónní projev procesů. Z hlediska malého počtu vzorků, byla tomuto jednoznačnému projevu přiřazována největší důležitost.



Obr. 14: Mikrořez vzorku se zachyceným okrajem jizvy zasahující do letního dřeva, zvětšeno 50x.

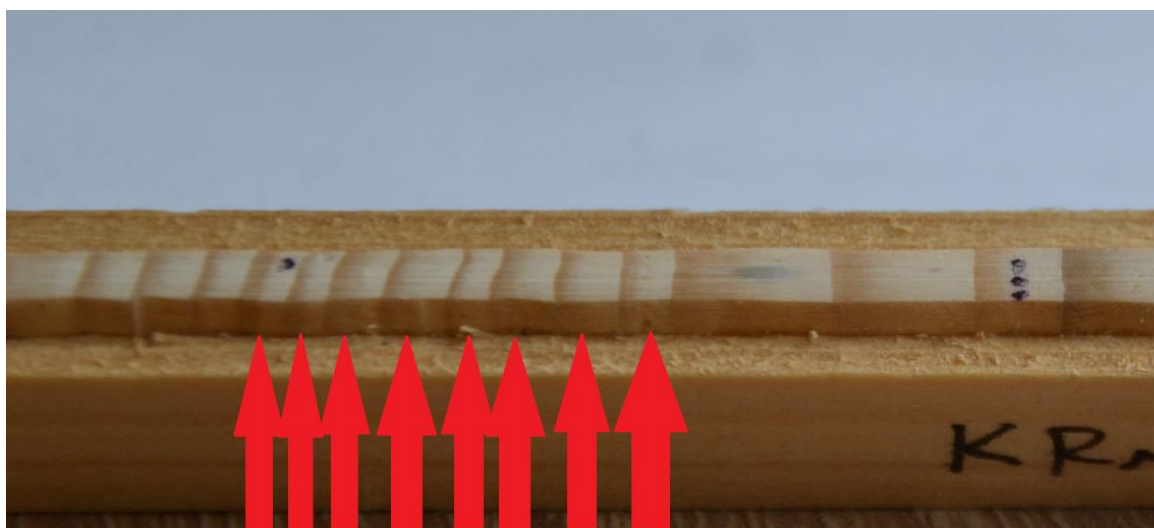


Obr. 15: Detail jizev vzniklých v různém sezónním období. A – tkáň kalusu se nachází v letním dřevě – jizva byla způsobena blokovobahenním proudem (debris flow). B – tkáň kalusu leží na rozhraní letokruhu – jizva vznikla v období vegetačního klidu (zima), byla způsobena sněhovou lavinou (snow avalanche). Převzato z (Šilhán and Tichavský, 2017).

Náhlé zúžení letokruhů

Náhlé zúžení letokruhů je jednou z nejčastějších reakcí stromů a mohou ho vyvolat různé typy geomorfologických procesů. Strom může reagovat zpomaleným růstem po celém svém obvodu, nebo jen v jeho části. Protože k dispozici jsem měl pouze vrtná jádra z oblasti zajizvení (směru působení geomorfologických procesů), je vysoce pravděpodobné, že případné zúžení je způsobené právě poškozením povrchu kmene a jeho zajizvením, popřípadě nakloněním stromu (snížený přírůst je na opačné straně vzniku reakčního dřeva).

Náhlé zúžení letokruhů bylo možné identifikovat přímo ze vzorku (obr. 16). Při interpretaci tohoto projevu bylo nezbytné porovnávat každé náhlé zúžení, s křivkou referenční chronologie, kvůli vyloučení projevu klimatických faktorů. Jako projev reakce stromu na geomorfologický proces byla brána řada několika za sebou následujících zúžených letokruhů a rokem vzniku je brán poslední letokruh před zúžením. Výskyt ojedinělých zúžených letokruhů nebyl brán jako projev geomorfologické události. Určení intra-sezónního vzniku disturbance je v tomto případě pouhým pozorováním nemožné. Vzhledem k tomu, že se tento projev může vyskytovat se zpožděním, byl brán jako událost, pouze pokud se vyskytoval společně s další disturbancí (např. TRD, reakční dřevo) jiného jedince.



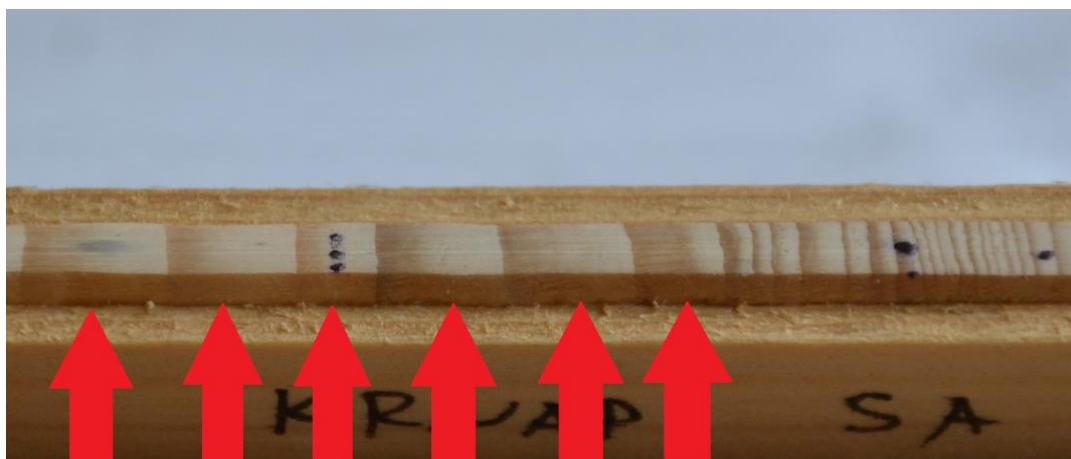
Obr. 16: Fotografie vzorku s patrným náhlým zúžením kontinuální řady letokruhů, označeno šipkami.

Náhlé rozšíření letokruhů

Náhlé rozšíření letokruhů není tak častým projevem geomorfologické události, jako je tomu např. u zúžení letokruhů. Růstovým rozšířením po celém obvodu letokruhů

může strom reagovat např. na odstranění konkurenčních dřevin v okolí, nebo náhlý přísun živin k bázi stromu. Tyto projevy však nejsou okamžité a mohou se projevit se zpožděním až několika let.

Metodou vrtných jader do okolí zajizvení bylo analyzováno lokální rozšíření následkem poškození kmene. Náhlé zvýšení šířky letokruhů bylo identifikovatelné přímým pozorováním povrchu vzorků (obr. 17). Stejně jako u zúžení bylo dbáno na porovnání každého rozšíření s křivkou referenční chronologie. Jako projev reakce na geomorfologický proces bylo bráno několik po sobě jdoucích rozšíření letokruhů. Rokem vzniku geomorfologického procesu byl určen poslední letokruh před rozšířením. Stejně jako u náhlého zúžení, je určení intra-sezónního vzniku rozšíření pouhým pozorováním nemožné a vzhledem k výskytu projevu se zpožděním, byl brán jako indikátor události pouze s kombinací jiného faktoru (např. TRD, reakční dřevo).



Obr. 17: Fotografie vzorku s patrným náhlým rozšířením kontinuální řady letokruhů, označených šipkami.

Přítomnost reakčního dřeva

Geomorfologické procesy mohou vyvolat naklonění kmene, na které strom reaguje formováním reakčního dřeva. Identifikace reakčního dřeva pouhým pozorováním, byla možná díky vyhlazenému povrchu vzorku, a protože reakční (kompresní) dřevo jehličnatých stromů se vyznačuje výrazně tmavší, patrnou barvou a často je doprovázeno náhlým růstovým rozšířením letokruhů (obr. 18). To je způsobeno anatomickou změnou přirůstajících dřevních buněk, které mají tlustší buněčné stěny. Jako rok působení geomorfologického procesu byl brán rok před prvním výskytem reakčního dřeva.

Při interpretaci bylo však třeba dbát stejně jako u TRD zvýšené opatrnosti. U jedinců, silně stresovaných disturbačními mechanismy, může nastat zpoždění tvorby reakčního dřeva, jelikož se tyto jedinci vyrovnávají se stresovou situací často nejdříve jinými mechanismy (Carrara and O'Neil, 2003). Proto byl tento indikátor brán jako ukazatel události, pouze pokud se vyskytl ve stejném roce ještě s alespoň jedním dalším indikátorem jiného stromu.



Obr. 18: Fotografie se vzorkem s kontinuální řadou reakčního dřeva, označenou šipkami.

6.2.6. Sestavení chronologie

Z vrtných jader byly získány všechny výše zmíněné indikátory disturbance. Odezva na událost měla často více projevů, které se vyskytovaly buď v rámci jednoho letokruhu, nebo byly obsaženy v následných letokruzích. Jako reakce na událost byl proto vybrán nejsilnější projev, který se zároveň vyskytoval v prvním roce letokruhové série, která vykazovala poškození. Jako jednoznačně nejsilnější projev byl brán vznik jizvy, poté výskyt TRD, reakčního dřeva a jako nejslabší projev bylo bráno zúžení a rozšíření letokruhů. Takto zvolené nejsilnější odezvě na disturbanci byl přidělen příslušný rok, popřípadě roční období (zima, léto), ve kterém vznikla. Dle Shrodera (1978) bylo vlastní vymezování statisticky významných let, ve kterých došlo k uvolnění blokovobahenního proudu nebo pádu laviny, založeno na určení podílu stromů, které v daném roce zaznamenaly alespoň jednu z výše uvedených reakcí na celkový počet vzorkovaných stromů. Vzhledem k malému počtu ovzorkovaných jedinců bylo finální kritérium zvoleno relativně přísně. Za událost byl považován rok (sezóna) kdy více než

20% stromů vykazovalo jakoukoliv reakci na disturbance anebo rok kdy alespoň 10% stromů vykazovalo zajizvení. Rok kdy byla zaznamenána ojedinělá reakce, jiná než zajizvení, nebyl brán jako rok vzniku události. Vzhledem k počtu analyzovaných stromů byla událost zaznamenána v každém roce, kdy došlo k zajizvení stromu, nebo kdy v roce došlo alespoň ke dvěma reakcím. V letech kdy byla jednoznačně prokázána intrasezónní reakce na událost a současně reakce, u které nebylo možno určit intrasezónní vznik, byl vznik této reakce přidělen k příslušné intrasezónní reakci ve stejném roce. Rok, ve kterém nebylo možné určit intrasezónní vznik reakce, tudíž nebylo možné určit, zda za vznikem reakce stojí pád laviny nebo uvolnění blokovobahenního proudu, byl brán jako neurčený.

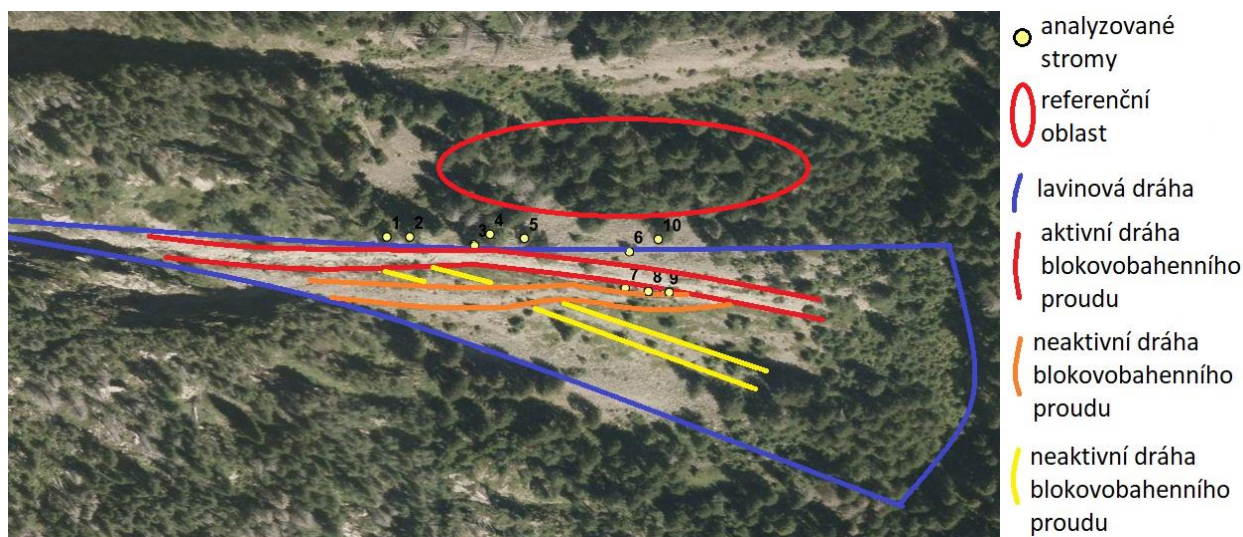
6.2.7. Prostorová rekonstrukce rozsahu proudu

Geografické souřadnice analyzovaných stromů zájmového území byly z GPS lokátoru převedeny do bodů topografické mapy zájmového území. Pro jednotlivé roky, ve kterých byla zaznamenána událost, byly sestaveny topografické mapy se zvýrazněnými body, představujícími analyzované stromy. Následně byly pro každý dendrochronologický rok, kdy došlo k události, vizualizovány skupiny nereagujících a reagujících jedinců, na základě kterých bylo možné zhodnotit prostorový rozsah jednotlivých eventů, zvláště pro blokovobahenní proudy a zvláště pro lavinové události.

7. Výsledky

7.1. Geomorfologická situace

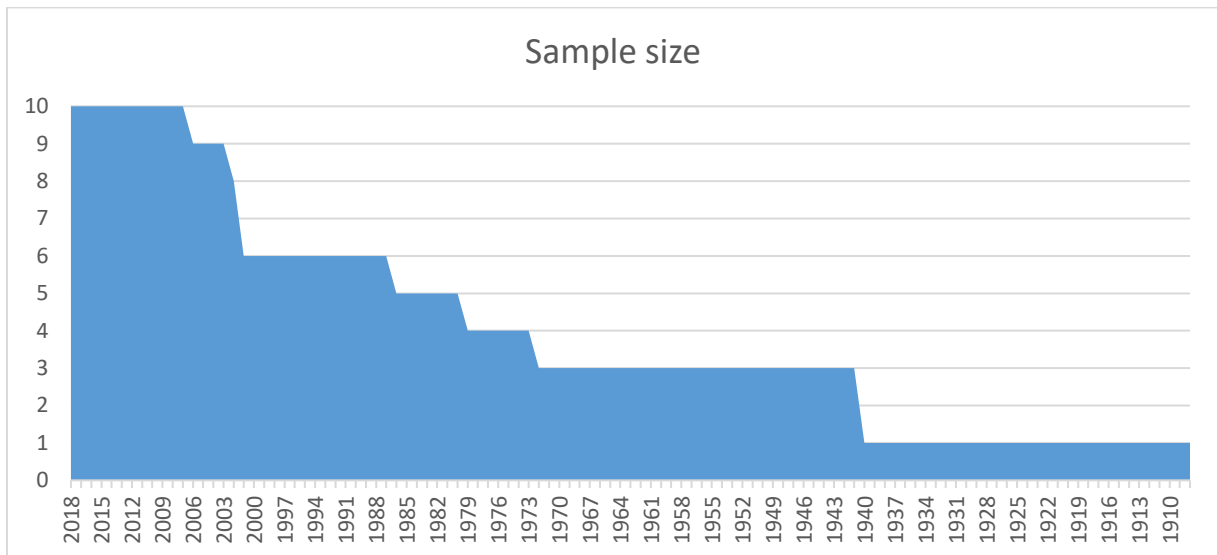
Dráha zájmového území vykazovala na první pohled aktivitu jak lavinovou tak i blokovobahenních proudů. Na ploše transportní zóny byl pozorován velice řídký vegetační kryt s hloučkovitým výskytem stromů *Picea abies*, které měly spíše lavinovou formu vzrůstu s převážným „kandelábrovitým“ charakterem (viz obr. v příloze), nezapojený výskyt trsnatých trav a kvetoucích rostlin. Byly zaznamenány jedinci nesoucí známky současné geomorfnní aktivity (polámání, vyvrácení, usychající avšak stále zelení jedinci) (viz foto. v příloze), tak známky geomorfnní aktivity v minulosti (hojící se jizvy, lavinové formy dřevin). Dráha byla ohraničena vzrostlými, 100 a více let starými, jedinci, jejichž růst nebyl lavinami ani blokovobahenními proudy ovlivněn. V transportní zóně byly z leteckých snímků zaznamenány dráhy blokovobahenních proudů (obr. 19) Celkem byly zaznamenány tři kanály, některé už zarůstaly smrčinou, která nevykazovala známky poškození, a proto nebyly vzorkovány. Stromy zvolené pro analýzu lemovaly v současnosti neaktivnější blokovobahenní proud a současně lavinovou dráhu. Povrch tohoto proudu byl tvořen nevytríděnými nezpevněnými klasty o velikosti 1-100 cm.



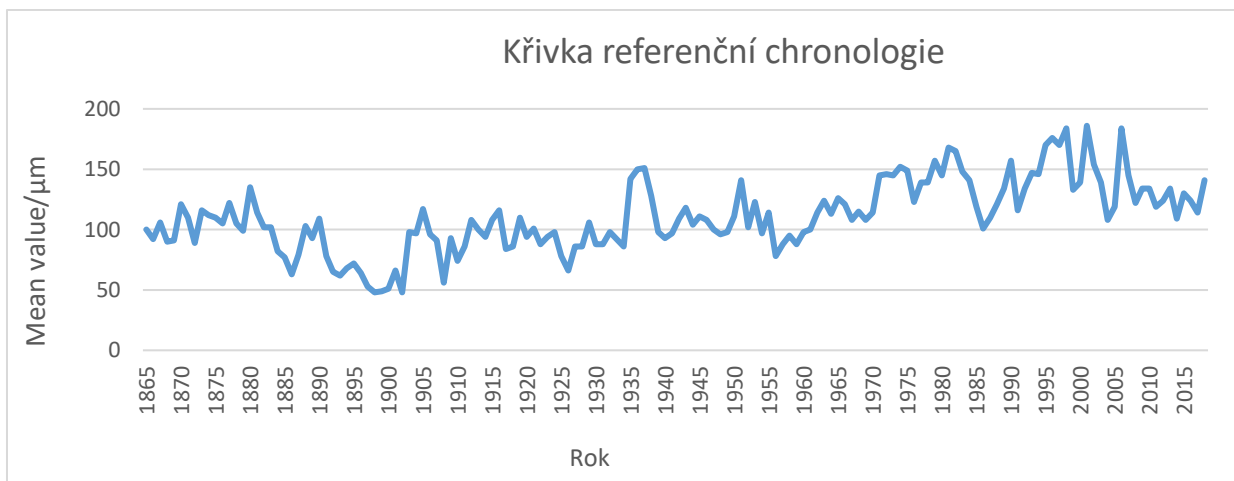
Obr. 19: Orotofotografická mapa zájmového území se zvýrazněnými analyzovanými stromy, referenční oblastí a dráhami. Měřítko: 1:7000. Mapový podklad: [www. Mapy.cz](http://www.Mapy.cz)

7.2. Analyzované stromy

Celkem bylo odebráno 29 vrtných jader z 20 stromů, z nichž 10 bylo určeno pro referenční chronologii a 10 pro analýzu geomorfologických procesů. Nejmladší vzorek pro geomorfologickou analýzu obsahoval 15 letokruhů, nejstarší vzorek 110 letokruhů, průměrný počet letokruhů byl 42 let.



Obr. 20: Graf: Sample size znázorňuje počet analyzovaných stromů vyskytujících se v jednotlivých letech.



Obr. 21: Křivka referenční chronologie znázorňuje průměrnou šířku letokruhů referenčních stromů v jednotlivých letech.

7.3. Chronologie událostí

Celkem bylo identifikováno 18 disturbancí (GD) nejstarší v roce 1919 a nejmladší v letní sezóně 2013 (tab. 1). Z toho bylo 12 jizev (67%), 2 krát (11%) traumatické pryskyřičné kanálky (TRD), které se vyskytly společně se zúžením letokruhů, 3 krát (16%) reakční dřevo a 1 krát (6%) rozšíření letokruhů. Tyto disturbance byly následně rozděleny podle typu události na SA (lavinové) (tab. 2), BBP (blokovobahenní proud) (tab. 3) a disturbance, u kterých nebyl prokázán intrasezónní vznik (neurčeno) (tab. 4). Celkem bylo dendrochronologicky potvrzeno 6 událostí, z nichž dvě události byly vyvolány pádem laviny, tři události způsobil blokovobahenní proud a příčina vzniku jedné události nebyla určena.

ID	Age	Rok	GD
Sa 1a	47		
Sa 1b	110	1982	Jizva
		1941	Reakční dřevo
		1919	Reakční dřevo
Sa 1c	43		
Sa2a	30	2006 léto	Jizva
Sa 2b	31	2013	TRD + zúžení
Sa 2c	12		
Sa 3a	68	1992	Reakční dřevo
Sa 3b	77		
Sa 3c	68		
Sa 4a	63	2003	TRD + zúžení
Sa 4b	77	1997	Rozšíření
Sa 5a	45	2004 léto	Jizva
Sa 5b	25	2013 léto	Jizva
Sa6	16	2006 léto	Jizva
Sa7	16	2007/2008 zima	Jizva
Sa8	15	2013 léto	Jizva
Sa9	15	2013 léto	Jizva
		2007/2008 zima	Jizva
		2006/2007 zima	Jizva
Sa 10a	30		
Sa10b	38	2006	Jizva
		2004 léto	Jizva

Tab. 1: Seznam vrtných jader (ID) s příslušným stářím (Age), rokem a popřípadě i sezónou vzniku disturbance (Rok) a typem disturbance (GD)

SA	Jizva	TRD	reakční dřevo	zúžení letokruhů	rozšíření letokruhů
Celkem	3	0	0	0	0
%	100%	0%	0%	0%	0%

Tab. 2: Rozdělení disturbancí potvrzujících pád laviny (SA)

BBP	Jizva	TRD	reakční dřevo	zúžení letokruhů	rozšíření letokruhů
Celkem	8	1	0	1	0
%	80%	10%	0%	10%	8%

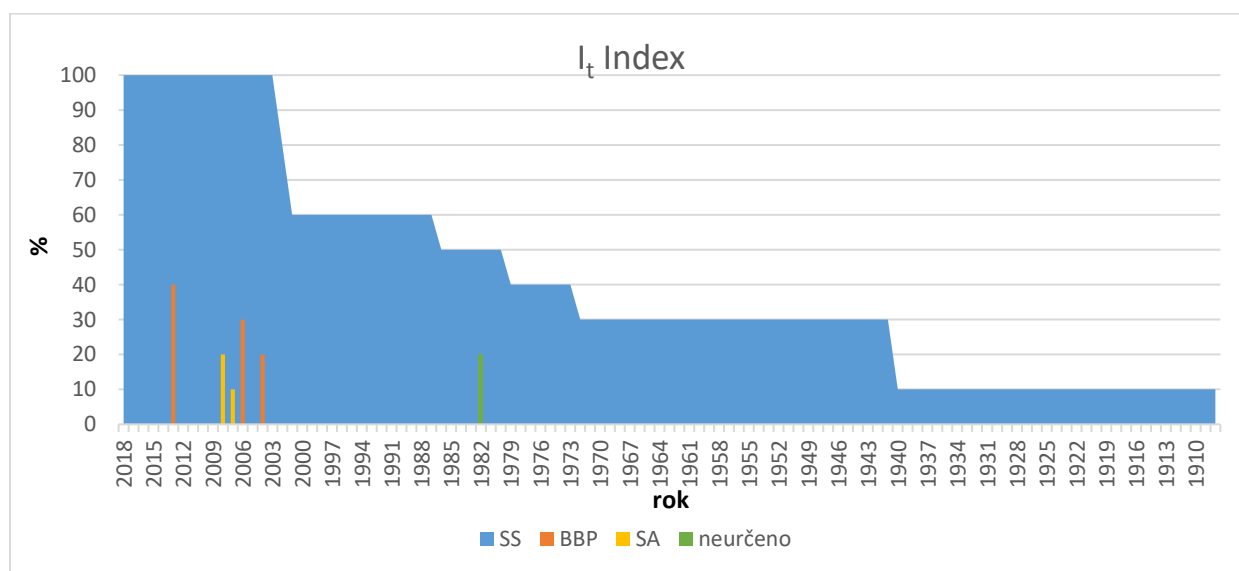
Tab. 3: Rozdělení disturbancí potvrzujících uvolnění blokovobahenního proudu (BBP)

neurčeno	Jizva	TRD	reakční dřevo	zúžení letokruhů	rozšíření letokruhů
Celkem	1	1	3	1	1
%	14%	14%	36%	14%	14%

Tab. 4: Rozdělení zaznamenaných disturbancí nepotvrzující událost. Jizva potvrzuje událost, ale nekonkrétní (SA, BBP)

I_t Index - Pro celkové vyjádření vývoje růstových anomálií se využívá tzv. „anomaly index“ (I_t), který lze vypočítat podle vzorce:

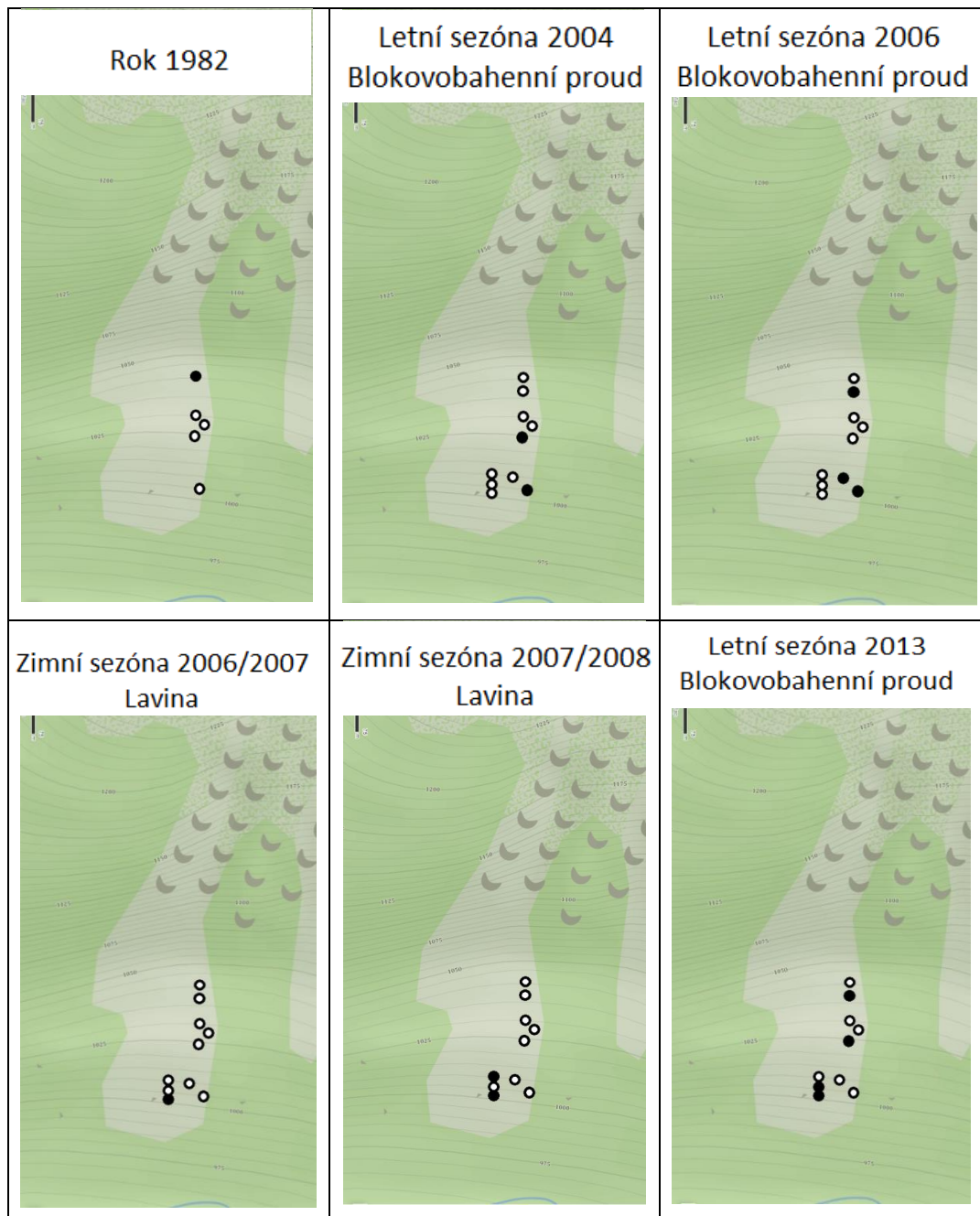
$I_t = (\sum R_t) / (\sum A_t) * 100$, kde R_t je počet růstových disturbancí datovaných v jednom roce (max. 1 pro 1 strom), A_t je počet stromů žijících v roce t.



Obr. 22: I_t Index – znázorňující procentuální podíl reakcí dané události na celkový počet stromů: SS - četnost stromů v daném roce; BBP – blokovobahenní proud, SA – sněhová lavina, neurčeno – nezařazená událost.

7.4. Prostorový rozsah událostí

Po převedení výsledků dendrochronologického datování do podoby reagujících a nereagujících jedinců na topografické mapě, bylo možné rekonstruovat přibližný prostorový rozsah jednotlivých datovaných eventů v letech 2013, 2007/2008, 2006/2007, 2006, 2004, 1982 (obr. 23). Podle rozmístění reagujících a nereagujících stromů byl vyhodnocen prostorový rozsah události. V letech zaznamenaných událostí byly znázorněny pouze jedinci, kteří byli přítomni a mohli událost zaznamenat.

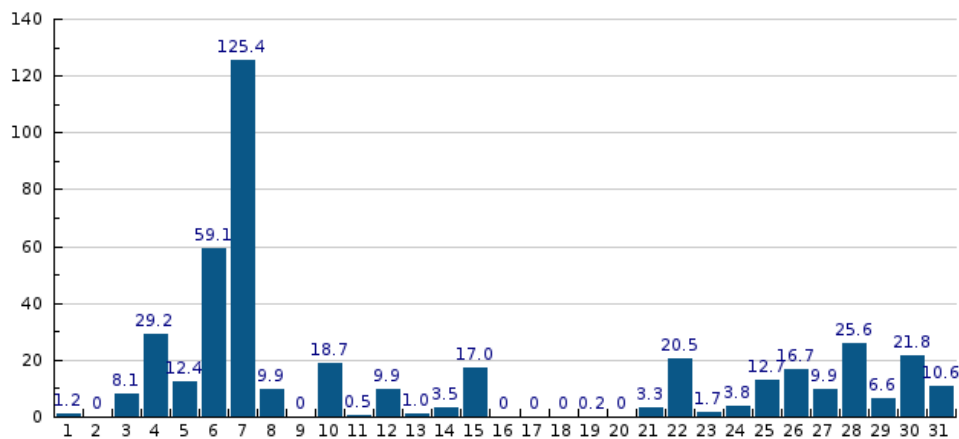


Obr. 23: Prostorový rozsah lavinových a blokovobahenních eventů. Černé body – reagující jedinci, bílé body – nereagující jedinci

7.5. Srovnání výsledků s klimatickými grafy

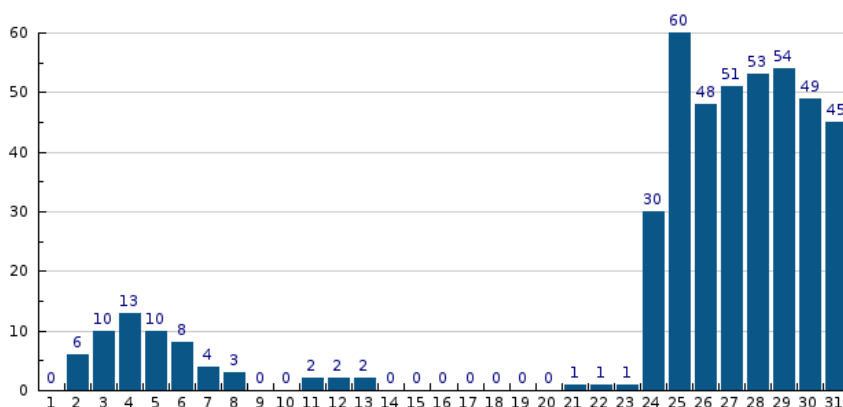
Pro většinu let (sezón), ve kterých byla potvrzena událost, byly vyhledány grafy z meteostanice v Peci pod Sněžkou. Pro roky dendrochronologicky potvrzených událostí, uvolnění blokovobahenního proudu, byly vyhledány srážkové grafy pro letní měsíce s nadměrným náhlým úhrnem srážek, které mohly být spouštěčem události. Pro roky dendrochronologicky potvrzených pádů sněžových lavin byly vyhledány grafy zimních měsíců, pro výšku sněhové pokrývky. Měsíc s nejvyšší sněhovou pokrývkou byl zaznamenán jako možný spouštěč lavinové události. Pro letní sezónu 2004 nebyl nalezen žádný měsíc s náhlým srážkovým přívalem, nebo dlouhodobým srážkovým úhrnem. Nicméně meteostanice v Peci pod Sněžkou je od zájmového území natolik vzdálená, že nelze vyloučit výskyt lokálních průtrží mračen nad zájmovou oblastí. Pro rok 1982 nebyly nalezeny žádné srážkové záznamy.

Data: Rok: Měsíc:



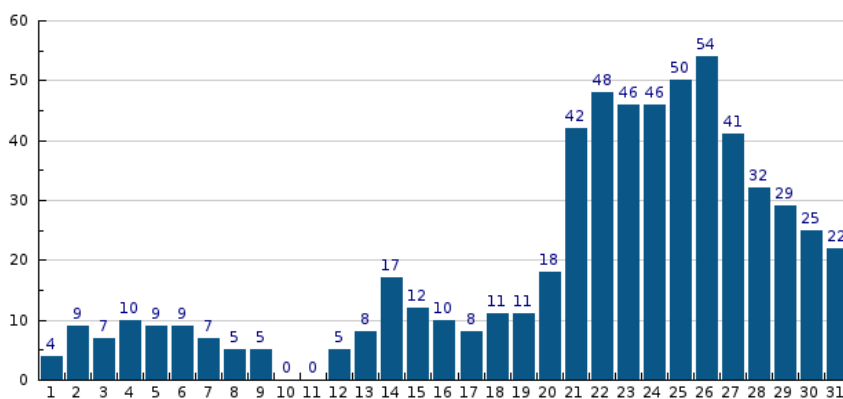
Obr. 24: Denní srážkové úhrny v srpnu 2006. Náhlý příval srážek 7. srpna 2006 pravděpodobně uvolnil blokovobahenní proud. Dostupné z: www.in-pocasi.cz

Data: Rok: 2007 ▼ Měsíc: Leden ▼ Zobrazit



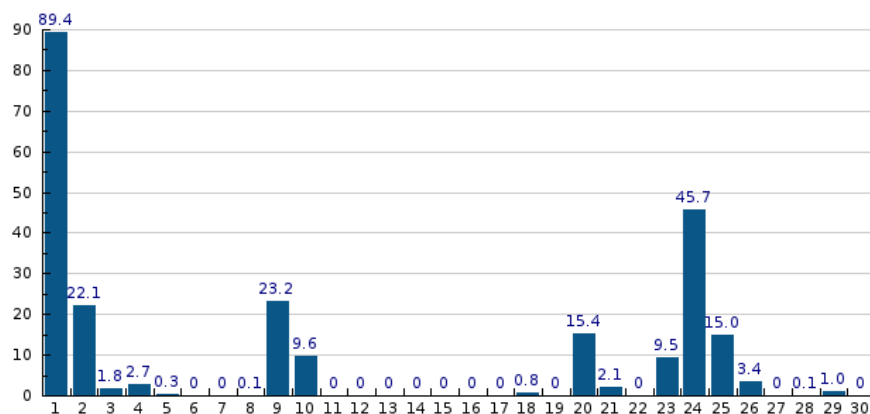
Obr. 25: Výška sněhové pokrývky v průběhu měsíce leden v roce 2007. Náhlý nárůst čerstvého sněhu mohl způsobit uvolnění laviny. Dostupné z: www.in-pocasi.cz

Data: Rok: 2008 ▼ Měsíc: Březen ▼ Zobrazit



Obr. 26: Výška sněhové pokrývky v průběhu měsíce březen v roce 2008. Náhlý nárůst čerstvého sněhu mohl způsobit uvolnění laviny. Dostupné z: www.in-pocasi.cz

Data: Rok: 2013 ▼ Měsíc: Červen ▼ Zobrazit



Obr. 27: Denní srážkové úhrny v červenci 2013. Náhlý příval srážek z 1. 6. 2013 pravděpodobně uvolnil blokovobahenní proud. Dostupné z: www.in-pocasi.cz

7.6. Verifikace výsledků pomocí leteckých snímků

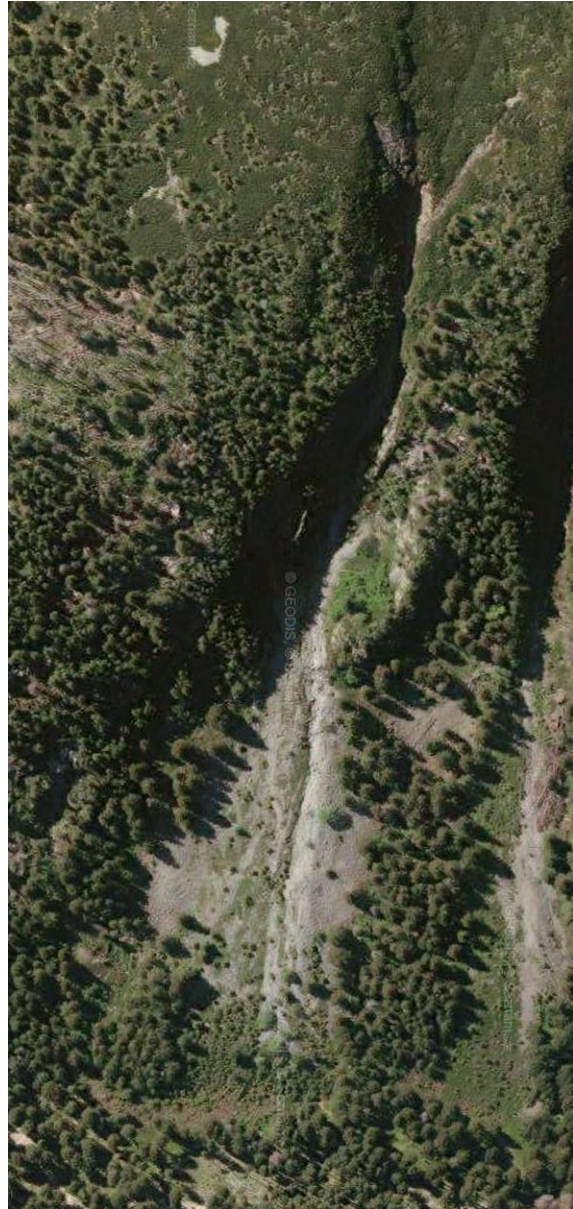
První dvojice snímků pochází z let 2012 a 2015. V létě roku 2013 bylo dendrochronologicky zaznamenané uvolnění blokovobahenního proudu. Na snímku z roku 2015 je patrný světlý proud klastů, červeně zvýrazněno, který dokazuje aktivitu tohoto procesu. Na snímku z roku 2012 není tento proud zcela patrný a ve spodní části již zarůstá vegetací.

Druhá dvojice snímků zachycuje rozdíly, které se staly mezi lety 2004 a 2006. Konkrétně šlo o událost v srpnu roku 2006, kdy došlo k prudkým lijákům a uvolnění blokovobahenního proudu. Na snímku z roku 2006 je patrné vymleté koryto s vytvořenými kamennými valy podél dráhy blokovobahenního proudu, znázorněné šipkami, a sporadická vegetace, která je naopak dobře patrná na snímku z roku 2004.

Na snímku z roku 1936 jsou patrné světlejší drobné dráhy blokovobahenního proudu a ve spodní části blokováný růst lesa, lavinovou činností.



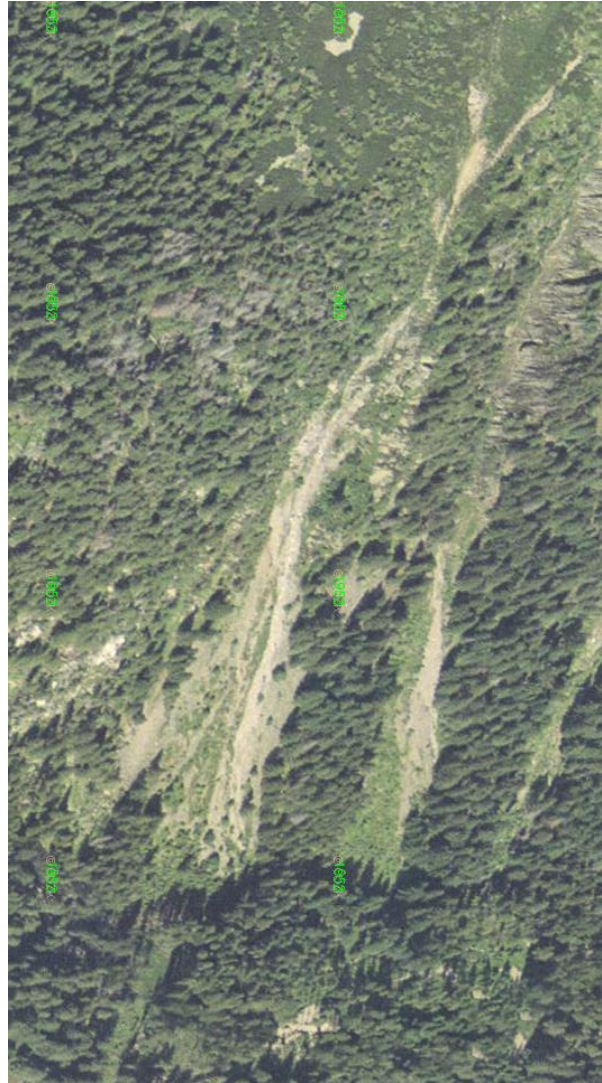
Obr. 28: Snímek zachycuje zájmové území v roce 2015. Červeně je vyznačená dráha blokovobahenního proudu, který se uvolnil v roce 2013. Mapový podklad: www.mapy.cz



Obr. 29: Snímek zájmového území v roce 2012, před událostí v roce 2013. Mapový podklad: www.mapy.cz



Obr. 30: Zájmové území v roce 2006.
 Šipky ukazují na kamenné valy vzniklé
 na okraji blokovobahenního proudu
 při události v roce 2004 nebo 2006.
 Mapový podklad: www.mapy.cz



Obr. 31: Zájmové území v roce 2004
 Mapový podklad: www.cuzk.cz



Obr. 32: Zájmové území v roce 1936
Mapový podklad: www.cuzk.cz

8. Diskuze

Celkem bylo zaznamenáno 18 disturbancí a potvrzeno 6 událostí dendrochronologickými metodami a to v rozpětí let 1982 až 2013. Následně byly události porovnány s klimatickými záznamy z meteostanice v Peci pod Sněžkou.

Dendrochronologicky potvrzená událost v letní sezóně 2006 se shoduje intra-sezónním vznikem disturbancí jak s klimatickými údaji ze stanice v Peci pod Sněžkou, která zaznamenala 7. srpna rekordní úhrn srážek, kdy během jednoho dne spadlo 125 mm, tak i s historickými záznamy (Spusta et al., 2006). Spusta et al. (2006) uvádějí, že během srpnových dešťů v roce 2006 došlo k obnažení podloží v odtrhových zónách několika lavinových drah v Obřím dole, a že takto obnažené podloží dává předpoklad k pádům základových lavin v následujících sezónách. Pilous (1973) také zmiňuje, že při přívalových deštích, jsou zvětralinové úlomky nejrůznějších velikostí ve svahových roklích a stržích spláchnuty. Uvažujme, že při přívalech v roce 2006 došlo v odlučné zóně k intenzivní saturaci zvětralinového i humózního podloží a rozvolnění vegetačního krytu. Za těchto podmínek došlo k uvolnění blokovobahenního proudu, který cestou ještě strhával drny, polykormony klečí a obnažil skalní podloží. Pilous (1977) popisuje charakter odlučné zóny ve dni uvolnění blokovobahenního proudu v roce 1974, jako zónu tvořenou jak skeletovou zvětralinou s téměř polovičním podílem humózní mazlavé hlíny, tak obnaženým skalním podložím. Na takto obnaženém skalním podloží trvá několik, až desítek, let k opětovnému nahromadění dostatečného množství materiálů pro uvolnění dalšího blokovobahenního proudu (Pilous, 1973).

Další zaznamenané uvolnění blokovobahenního proudu bylo až v roce 2013, tedy po 7 letech. Mezi těmito událostmi však došlo ke dvěma dendrochronologicky potvrzeným pádům sněhových lavin. Je však pravděpodobné, že k pádům lavin docházelo mnohem častěji, (Kociánová and Spusta, 1998) uvádějí, že mohutnější laviny vznikají pouze zřídka, ale menší laviny jsou uvolňovány každým rokem a někdy i dvakrát za sezónu. Takto malé laviny však nejsou zaznamenávány ani horskou službou a v mém případě malého počtu analyzovaných jedinců, nemusely být zaznamenány ani stromy. Dendrochronologicky potvrzené pády lavin byly v zimních sezónách roku 2006/2007 a 2007/2008. Dle chronologie potvrzených událostí, lze uvažovat, že obnažené skalní podloží z roku 2006, mohlo přispět k uvolňování sněhových lavin v zimních měsících následujících let. Stejně však byl pravděpodobně náhlý příval sněhových srážek

v lednu roku 2007 a březnu 2008, za mrazivých teplot, což mělo za následek nárůst výšky sněhové pokrývky až na 60 cm v Peci pod Sněžkou, přičemž v horských partiích mohla být výška sněhové pokrývky mnohonásobně větší. Právě čerstvý sníh způsobuje ve vrcholových partiích Krkonoš pád lavin až v 85 % případů (Vrba and Spusta, 1975). Lavinové záznamy o těchto událostech však dosud nebyly zveřejněné.

Chronologicky nejstarší potvrzená událost byla z roku 1982. Vzhledem k velkému znečišťování imisemi z tepelných elektráren v Žitavské pánvi, počínaje rokem 1972 začaly stromy horských oblastí pociťovat velké změny (Vacek et al., 1994). Ty se nejvíce projevily v roce 1979, kdy začaly pomalu odumírat smrkové porosty na lavinových svazích (Kajzarová, 2012). Na vrtných jádrech stromů, zaznamenávající toto období, se to projevilo pozvolným avšak dlouhodobým zúžením ročního přírůstu letokruhů (viz křivka referenční chronologie). V tomto období začal, dobře přizpůsobený smrk ztepilý (*Picea abies*) na drsné klimatické podmínky Krkonoš, ztrácet jehličí, přestával plodit a usychal. Takto oslabený strom se těžko mohl bránit škůdcům, jako je lýkožrout smrkový (*Ips typographus*), nebo obaleč modřínový (*Zeiraphera diniana*), kteří vyvolali kalamitu (Vacek, 1992). Tato situace byla natolik závažná, že KRNAP byl v roce 1984 zařazen Světovou unií ochrany přírody (IUCN) mezi nejohroženější národní parky světa (Kajzarová, 2012).

Postupné odumírání lesa bylo příčinou mizení přirozené lavinové bariéry a lavinové dráhy se postupně rozšířily, prodloužily, obnovily nebo vznikly úplně nové (Vrba and Spusta, 1991), což dokazuje zaznamenaná událost v roce 1982. Nelze však s jistotou říci zda byla událost způsobena pádem laviny nebo uvolněním blokovobahenního proudu. Samotné určení roku vzniku disturbance, bylo kvůli nepatrnému ročnímu přírůstu velmi obtížné a určení intrasezónního vzniku disturbance prakticky nemožné. Záznamy z katastru lavinových událostí (Spusta and Kociánová, 1998) však uvádějí pád laviny v lavinové dráze, Čertova zahrádka, 31. 1. 1982. Z toho důvodu lze tuto událost přiřadit k lavinovému původu.

Pilous (1977) potvrdil a zdokumentoval uvolnění blokovobahenního proudu, Čertova zahrádka, v srpnu roku 1974, čímž přinesl nové poznatky do této problematiky. Zároveň toto datum uvádí jako vznik dráhy. Historické záznamy se však shodují, že při katastrofických průtržích mračen v roce 1897 se ze Studniční hory uvolnily 3 blokovobahenní proudy, bohužel bez přesnější lokalizace (Pilous, 1973). Nejstarší

dráhy blokovobahenních proudů v Krkonoších jsou datovány s přízviskem „asi“, protože k nim až do roku 1882, kdy došlo k průtrži mračen (Pilous, 1977), nejsou přímé důkazy.

Z historických snímků zájmového území, lze Pilousův závěr o vzniku dráhy blokovobahenního proudu v roce 1974, vyloučit. Nejstarší dostupná ortofotografie pochází z roku 1936 a je na ní patrná aktivita obou zkoumaných procesů. Spusta a Kociánová (1998) také dokládají lavinovou aktivitu z této lokality už před rokem 1974, kdy mezi lety 1961 až 1974 zaznamenali 8 lavin. Aktivitu před rokem 1974 také naznačují i dendrochronologicky zachycené disturbance (v letech 1919 a 1941), nicméně událost podle nastavených kritérií nepotvrzující. Z toho důvodu lze vznik blokovobahenní dráhy datovat minimálně do roku 1897 nebo 1882, ale i tak nelze vyloučit předchozí aktivitu lavinových nebo blokovobahenních událostí. Nelze však s jistotou říci, který z těchto jevů se na Čertově zahrádce objevil jako první. Na základě porovnání spouštěcích faktorů obou událostí se však domnívám, že jako první zde dominovaly lavinové události, kterým ke spuštění stačilo větší množství čerstvého sněhu. Sněhové laviny svou činností následně vyvracely nebo přerážely stromy, obnažovaly skalní podloží a rozvolňovaly terén, bez čehož by pravděpodobně nedošlo k uvolnění prvního blokovobahenního proudu a aktivování jeho cyklické činnosti.

Výzkum Tumajera a Tremla (2015) o vypovídající schopnosti dendrochronologie při datování lavinových událostí říká, že dendrochronologické metody jsou efektivnější v určování velkých lavin na lavinových drahách, kde je nižší frekvence disturbancí. K tomuto závěru se mohu také přiklonit, jelikož se na zkoumaném území objevují laviny téměř každý rok a jejich jednoznačné odlišení nebylo dendrochronologicky možné. Nicméně výrazné laviny se podařilo detekovat. Aktivita blokovobahenních proudů není tak častá a proto byla jejich identifikace dendrochronologickými metodami přesnější.

Shrňme všechna specifika zájmového území, dráhy Čertova zahrádka, v rámci Krkonošského národního parku: trogový tvar údolí Obřího dolu (Pilous, 1973), roční aktivita sněhových lavin (Kociánová and Spusta, 1998), aktivita blokovobahenního proudu a jeho turbulentní charakter (Pilous, 1977), spolupůsobení sněhových lavin a blokovobahenních proudů v jedné dráze, dlouhodobé roční úhrny srážek nad 1600 mm (Halášová et al., 2007), první řád A-O systému v Obřím dole (Jeník, 1961) a pravděpodobně by se daly najít i další. Kombinace těchto faktorů a specifík může naznačovat proč je právě Čertova zahrádka jednou z nejcennějších geobotanických lokalit v Krkonoších.

9. Závěr

V Krkonošském národním parku byla na základě předběžného vytipování a následné terénní výpravy, vybrána lokalita v Obřím dole s předpokládanou lavinovou a současně blokovobahenní aktivitou v jedné dráze.

Na lokalitě byla provedena dendrochronologická analýza. Dne 8. 6. 2018 bylo odebráno 29 vzorků vrtných jader z 10 disturbovaných stromů a z 10 referenčních stromů. Z vrtných jader disturbovaných stromů byla sestavena chronologie událostí, která byla porovnána s křivkou referenční chronologie sestavené z vrtných jader referenčních stromů. Celkem bylo dendrochronologickými metodami identifikováno 18 disturbancí (jizvy, traumatické pryskyřičné kanálky, reakční dřevo, prudké růstové zúžení nebo rozšíření letokruhů) a potvrzeno 6 událostí.

Metodou intrasezónního datování byly určeny spouštěcí faktory událostí zaznamenaných v zájmovém území. Tři události byly způsobené uvolněním blokovobahenního proudu, dvě události byly způsobené pádem sněhové laviny a spouštěcí faktor jedné události se nepodařilo určit. Tyto události byly porovnány s historickými záznamy z katastrů lavinových událostí s archivními záznamy dešťových srážek a výšek sněhové pokrývky zaznamenané meteostanicí v Peci pod Sněžkou a s historickými ortofotografickými snímky zájmového území.

Pozice disturbovaných stromů byla zaznamenána GPS lokátorem. GPS souřadnice analyzovaných jedinců byly následně převedeny do ortofotografické a topografické mapy a podle pozice reagujících a nereagujících jedinců byl vytvořen prostorový rozsah jednotlivých událostí. Vzhledem k malému počtu analyzovaných jedinců a nemožností zachytit všechny události, lze tento počet považovat pouze za minimální údaj. Výsledky dokládají možnou korelaci a vzájemné ovlivňování obou procesů a tudíž značný potenciál dendrogeomorfologických metod ve studii drah blokovobahenních proudu a lavin.

10. Seznam použité literatury

- Arbellay E, Stoffel M, Bollschweiler M (2010): Dendrogeomorphic reconstruction of past debris-flow activity using injured broadleaved trees. *Earth Surface Processes and Landforms* 35(4): 399-406.
- Bollschweiler M., Stoffel M., Schneuwly, D. M. (2007a): different dendroecological approaches, 72(1): 67–78.
- Bollschweiler M, Stoffel M, Ehmisch M, Monbaron M. (2007b): Reconstructing spatio-temporal patterns of debris-flow activity using dendrogeomorphological methods. *Geomorphology*, 87(4), 337–351. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.10.002>
- Bradley RS (1999): *PALEOCLIMATOLOGY: Reconstructing Climates of the Quaternary* Second Edition. University of Massachusetts 10: 397 – 438.
- Carrara PE, Carroll TR (1979): The determination of erosion rates from exposed tree roots in the Piceance Basin, Colorado, *Earth Surf. Process* 4: 307–317.
- Carrara PE, Neill JMO (2003): Tree-ring dated landslide movements and their relationship to seismic events in southwestern Montana, USA 59: 25–35.
- Casteller A, Stöckli V, Villalba R, Mayer AC (2007): An Evaluation of Dendroecological Indicators of Snow Avalanches in the Swiss Alps. *Arctic, Antarctic and Alpine Research* 39(2): 218-228
- Cook ER, Kairiukstis LA (1990): *Methods of Dendrochronology. Applications in the Environmental Sciences*. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht, Boston, London, 394 p.
- Corona C, Lopez Saez J, Stoffel M, Bonnefoy M, Richard D, Astrade L, Berger F (2012): How much of the real avalanche activity can be captured with tree rings? An evaluation of classic dendrogeomorphic approaches and comparison with historical archives. *Cold Regions Science and Technology*, 74–75(October), 31–42. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2012.01.003>
- Corona Ch, Rovéra G, Lopez Saez J, Stoffel M, Parfettini P (2010): Spatio-temporal reconstruction of snow avalanche activity using tree rings: Pierres Jean Jeanne avalanche talus, Massif de l’Oisans, France. *Catena* 83: 107-118.
- Demek J (1987): *Obecná geomorfologie: Učebnice pro přírodovědecké fakulty*. Praha: Academia. 476 s.
- Drápela K, Zach J (2000): *Dendrometrie (Dendrochronologie)*. Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně. Brno. 152 s.
- Fantucci R, Sorriso-Valvo M (1999): Dendrogeomorphological analysis of a slope near Lago, Calabria (Italy). *Geomorphology* 30: 165-174.
- Fritts HC, Swetnam TW (1989): *Dendroecology: A Tool for Evaluating Variations in Past and Present Forest Environments*, 111-188.
- Gaertner H (2007): Tree roots – Methodological review and new development in dating and quantifying erosive processes. *Geomorphology* 86(3-4): 243-251
- Gaertner H, Heinrich I (2009): The Formation of Traumatic Rows of Resin Ducts in *Larix decidua* and *Picea abies* (Pinaceae) as a Result of Wounding Experiments in the Dormant Season. *IAWA Journal* 30(2): 199-215
- Hitz OM (2008): *Dendrogeomorphologische Prozessanalyse zum Schwemmholaufkommen und Rekonstruktion von Ufererosion zweier voralpiner Wildbachsysteme*. PhD thesis, University of Fribourg.

- Halásová O, Hančarová E, Vašková I (2007): Časová a prostorová variabilita vybraných klimatologických a hydrologických prvků na území Krkonoš za období 1961–2000. *Opera Corcontica* 44(1): 171-178.
- Halda J, Kocourková J, Březina S, Šťastná P (2010): Lišejníky v alpínském pásmu Krkonoš (inventarizační průzkum a vegetační monitoring v rámci mezinárodního projektu GLORIA) 165–186.
- Hungr O (2005): Classification and terminology. In: Jakob, M., Hungr, O. (Eds.), *Debris- flow Hazards and Related Phenomena*. Praxis, Springer, Berlin, 9–24.
- Hungr O, Evans SG, Bovis M, Hutchinson JN (2001): Review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental and Engineering Geoscience*, VII:221-238.
- Innes JL (1983): Progress in Physical Geography. *Debris flows*, 7(4): 469–501.
- Jeník J (1958): Geobotanická studie lavinového pole v Modrém dole v Krkonoších. *Acta Univ. Carolinae – Biol.*, 5(1): 49–95.
- Jeník J (1961): Alpínská vegetace Krkonoš, Králického Sněžníku a Hrubého Jeseníku. Nakladatelství Československé akademie věd. Praha. 412 s.
- Jeník J (1973): Zařazení Krkonoš v klasifikačních systémech pohoří. *Opera Corcontica* 10: 93-99.
- Jeník J (1998): Biodiversity of the Hercynian mountains of central Europe, 83(c), 151–152.
- Kajzarová E (2012): Lesy Krkonošského národního parku a péče o ně: rosteme kolem vás. Správa Krkonošského národního parku, Vrchlabí, 47 s..
- Kociánová M, Spusta V (2000): Vliv lavinové aktivity na kolísání horní hranice lesa v Krkonoších. *Opera Corcontica* 37: 473-480.
- Kociánová M, Kožízek V, Spusta V, Brzeziński A (2013): Laviny v Krkonoších: příroda, katastr, historie, prevence, záchrana. Vrchlabí: Správa Krkonošského národního parku, 98 s. ISBN 978-80-86418-97-1.
- Kociánová M, Špatenková I, Tondrová A, Dvořák IJ, Pilous V (2004): Základové a smíšené laviny ve vztahu k přemísťování svahovin a dynamice vegetace. In: Štursa J., Mazurski K. R., Palucki A. & Potočka J. (eds.): *Sborník příspěvků z mezinárodní konference Geoekologické problémy Krkonoš*. Szklarska Poreba. *Opera Corcontica* 4: 86-99
- Kozłowski TT, Pallardy SG (1997): *Physiology of wood plants*. Academic Press, San Diego, 411 p.
- Kukal Z, Pošmourný K (2005): *Přírodní katastrofy a rizika*. Ministerstvo životního prostředí České republiky. Praha. 51 s
- Langová V (2015): Časoprostorová analýza lavin a jejich rekonstrukce pomocí letokruhových dat smrku ztepilého (*Picea abies*) v Krkonošském národním parku. České Budějovice, Czech Republic, diplomová práce, Faculty of Science, University of South Bohemia, vedoucí práce Jan Altman.
- Loaiciga HA (1993): Dendrohydrology and long-term hydrologic phenomena PHENOMENA LONG-TERM. <https://doi.org/10.1029/93RG00056>
- Lokvenc T (1995): Analýza antropogenně podmíněných změn porostů dřevin klečového stupně v Krkonoších. – *Opera Corcontica*, 32: 99–114.
- Malik I, Matyja M (2008): Bank erosion history of a mountain stream determined by means of anatomical changes in exposed tree roots over last 100 years (Bílá Opava River – Czech republic). *Geomorphology*. 98: 126- 142.
- Mcdonald-madden E, Grantham H, Hugh P (2008): The need for speed: informed land acquisitions for conservation in a dynamic property market, ISSN 1461023x
- McGraw DJ (2003): Andrew Ellicott Douglass and the giant sequoias in the founding of dendrochronology. *Tree-ring research* 59(1): 21-27.
- Pallardy SG, Kozłowski TT (2008): *Physiology of woody plants*. 3. vydání. Academic Press – Elsevier. Oxford. 454 p.

- Pilous V (1973): Strukturní mury v Krkonoších I část. *Opera Corcontica* 10: 15-69.
- Pilous V (1975): Strukturní mury v Krkonoších II část. *Opera Corcontica* 12: 7-50.
- Pilous V (1977): Strukturní mury v Krkonoších III část. *Opera Corcontica* 14: 7-94.
- de Quervain M, de Crécy L, LaChapelle ER, Losev K, Shoda M (1973): Reports of Commissions and Committees. *Avalanche Classification: Proporsal of the Working Group on Avalache Classification of the International Commission on Snow and Ice. Hydrological Science Bulletin* 18(4): 391-402.
- Reardon BA, Pederson GT, Caruso CJ, Fagre DB (2008): Spatial Reconstructions and Comparisons of Historic Snow Avalanche Frequency and Extent Using Tree Rings in Glacier National Park, Montana, U. S. A. *Arctic, Antarctic and Alpine Research* 40(1): 148-160.
- Rickenmann D (1999): Empirical relationships for debris flows. *Natural Hazards* 19: 47–77.
- Shroder JF (1978): Dendrogeomorphological Analysis of Mass Movement on Table Cliffs Plateau, Utah. *Quaternary Research* 9(2): 168-185.
- Schneuwly-Bollschweiler M, Corona C, Stoffel M (2013): How to improve dating quality and reduce noise in tree-ring based debris-flow reconstructions. *Quaternary Geochronology*, 18, 110–118. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2013.05.001>
- Schneuwly DM, Stoffel M (2008): Tree-ring based reconstruction of the seasonal timing, major events and origin of rockfall on a case study slope in the Swiss Alps. *Natural Hazards Earth System Sciences* 8(2): 203-211
- Schweingruber FH (1996):. Biermersdorf, Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research. Berne, Stuttgart, Vienna, Haupt. *Tree rings and Environment. Dendroecology*, 609 p.
- Smith JS, Chandler J, Rose J (2009): High spatial resolution data acquisition for the geosciences: kite aerial photography. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34(May), 155–161. <https://doi.org/10.1002/esp>
- Sorg A, Bugmann H, Bollschweiler M, Stoffel M (2010): Debris-flow activity along a torrent in the Swiss Alps: Minimum frequency of events and implications for forest dynamics. *Dendrochronologia* 28(4): 215- 223.
- Spusta V, Kociánová M (1998): Lavinový katastr české části Krkonoš v období 1961/62-1997/98. *Opera Corcontica* 35: 3-205.
- Spusta V sen, Spusta V jun, Kociánová M (2003): Lavinový katastr a zimní situace na hřebenu české části Krkonoš v období 1998/99-2002/03. *Opera Corcontica* 40: 5-86.
- Spusta V sen, Spusta V jun, Kociánová M (2006): Lavinový katastr české části Krkonoš v zimním období 2003/04 až 2005/06. *Opera Corcontica* 43: 81–93.
- Spusta V, Spusta V, Kociánová M (2005): Lavinový katastr a zimní situace na hřebencu české části Krkonoš v období 1998 / 99 – 2002 / 03 *Avalanche Cadastre and Winter Condition in Summit Area of the Giant Mts. (Czech part) during 1998 / 1999 – 2002 / 2003* 5–86.
- Stoffel M (2008): Dating past geomorphic processes with tangential rows of traumatic resin ducts. *Dendrochronologia* 26: 53–60.
- Stoffel M, Perret S (2006): Reconstructing past rockfall activity with tree rings: some methodological considerations. *Dendrochronologia*, 24(1):. 1–15.
- Stoffel M, Bollschweiler M, Hassler GR (2006): Differentiating events on a cone influenced by debris-flow and snow avalanche activity — a dendrogeomorphological approach. *Earth Surface Processes and Landforms* 31 (11): 1424–1437.
- Stoffel M, Bollschweiler M (2008): Tree-ring analysis in natural hazards research - an overview. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8(2): 187–202. <https://doi.org/10.5194/nhess-8-187-2008>
- Stoffel M (2010): *Tree rings and natural hazards: a state-of-the-art*. Springer, New York 505 p.

- Stoffel M, Hitz OM (2008): Rockfall and snow avalanche impacts leave different anatomical signatures in tree rings of juvenile *Larix decidua*. *Tree Physiology* 28(11): 1713–1720. <https://doi.org/10.1093/treephys/28.11.1713>
- Stoffel M, Schneuwly D, Bollschweiler M, Lièvre I, Delaloye R, Myint M, Monbarom M (2005): Analyzing rockfall activity (1600–2002) in a protection forest – a case study using dendrogeomorphology. *Geomorphology* 68: 224–241.
- Strunk H (1989): Dendrogeomorphology of debris flows, *Dendrochronologia*, 7: 15–25
- Strunk H (1991): Frequency distribution of debris flows in the Alps since the Little Ice Age. *Zeitschrift für Geomorphologie* 83:71–81
- Strunk H (1995): Dendrogeomorphologische Methoden zur Ermittlung der Murfrequenz und Beispiele ihrer Anwendung, Roderer, Regensburg, 196 p.
- Strunk H (1997): Dating of geomorphological processes using dendrogeomorphological methods. *Catena*. 31: 137–151.
- Šilhán K (2010): Dendrochronologické datování blokovobahenních proudů (příkladová studie Slavíč; Moravskoslezské Beskydy). *Dendrochronological dating of debris flows (case study Slavíč; the Moravskoslezské 92–95*.
- Šilhán K, Pánek T, Dušek R, Havlů D, Brázdil R, Kašíčková L, Hradecký J (2013): The dating of bedrock landslide reactivation using dendrogeomorphic techniques: the Mazák landslide, Outer Western Carpathians (Czech Republic). *Catena*, 104: 1–13.
- Šilhán K, Tichavský R (2017): Snow avalanche and debris flow activity in the High Tatras Mountains: New data from using dendrogeomorphic survey. *Cold Regions Science and Technology*, 134, 45–53. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2016.12.002>
- Treml V (2004): Recentní dynamika alpinské hranice lesa v Krkonoších. *Opera Corcontica* 41: 367–375.
- Tumajer J. (2013): Dendrochronologické datování lavin Krkonoš. Praha, The Czech Republic, Faculty of Science, Charles University, diplomová práce, školitel Treml Václav, 87 s.
- Tumajer J, Treml V (2013): Meta-analysis of dendrochronological dating of mass movements. *Geochronometria*, 40(1): 59–76.
- Tumajer J, Treml V (2015): Reconstruction ability of dendrochronology in dating avalanche events in the Giant Mountains, Czech Republic. *Dendrochronologia*, 34: 1–9. ISSN 11257865
- Vacek S (1992): Dynamika poškození horských ochranných lesů Krkonoš. – In: Hospodaření v lesích při horní hranici lesa. Sborník z mezinárodní konference. Kouty nad Desnou, MZe a ČLS, Praha 262–286.
- Vacek S, Lokvenc T, Balcar V, Henzlík V (1994): Obnova a stabilizace lesa v horských oblastech Sudet. In: Paschalis P, Zajaczkowski S (eds), *Protection of forest ecosystems. Selected problems of forestry in Sudety Mts.* Biuro GEF, Warszawa 93–119.
- Vacek S, Mikeska M, Podrázský V, Hejzman M (2007): Vývoj krajiny v bilaterální biosferické rezervaci Krkonoše/Karkonosze. – *Opera Corcontica*, 44: 497–507.
- Votrubová O (2001): Anatomie rostlin. Učební texty Univerzity Karlovy v Praze. Karolinum. Praha 89 s.
- Vrba M (1969): Laviny v Krkonoších: Příroda Krkonošského národního parku, 102–121.
- Vrba J, Spusta V (1975): Lavinový katastr Krkonoš. *Opera Corcontica* 12:65–90.
- Vrba J, Spusta V (1991): Lavinový katastr Krkonoš. *Opera Corcontica* 28: 47–58
- Wiles GC, Calkin PE, Jacoby GC (1996): Tree-ring analysis and Quaternary geology: Principles and recent applications. *Geomorphology*. 16: 259–272.

11. Přílohy



Příloha č. 1: *Dráha Čertova zahrádka, pohled z bývalého dolu Kovárna. 4. 6. 2014 (Martin Erlebach) Zdroj: www.mapy.cz*



Příloha č. 2: *Dráha zájmového území, krátce po pádu sněžové laviny. Na fotografii jsou patrné vyvrácené stromy a „kandelábrovitý“ habitat smrku ztepilého. Foceno 8. 6. 2018 (Radek Tichavský)*



Příloha č. 3: Zóna dojezdu dráhy Čertova zahrádka se zbytky sněhové laviny. Foceno 8. 6. 2018 (Radek Tichavský)