

UNIVERZITA KARLOVA

PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA

KATEDRA FYZICKÉ GEOGRAFIE A GEOEKOLOGIE



Bc. Vít Kašpar

Dynamika a ovlivňující faktory vývoje strží na Kokořínsku

Dynamics and influencing factors of development of gullies in the Kokořínsko

Diplomová práce

Vedoucí diplomové práce: Mgr. Václav Tremel, PhD.

Praha 2017

Prohlašuji, že jsem tuto diplomovou práci vypracoval samostatně a že jsem uvedl a řádně citoval všechny použité informační zdroje a literaturu. Tištěná verze je shodná s elektronickou verzí. Práce jako celek ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze 14. 05. 2017

Podpis:

Rád bych poděkoval vedoucímu mé práce Mgr. Václavu Tremlovi, Ph.D. za odborné vedení, cenné rady a ochotu, které přispěly k vypracování této bakalářské práce. Dále bych chtěl poděkovat Mgr. Janu Tumajerovi a Mgr. Jakubovi Kašparovi za postřehy a konzultace při laboratorním zpracování vzorků kořenů a výpomoc při terénním mapování strží. Poděkování si zaslouží i moje rodina, která mně finančně podporovala během doby studia. V neposlední řadě bych rád projevils uznání i mé přítelkyni.

Zadání diplomové práce

Téma práce

Dynamika a ovlivňující faktory vývoje strží na Kokořínsku

Hlavní cíle

Pomocí dendrochronologických metod datovat vznik a dynamiku následného vývoje strží.

Dílčí cíle

Detailně popsat morfologii strží.

Dendrochronologicky datovat jejich vývoj.

Analyzovat faktory ovlivňující vznik a vývoj strží.

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

Datum zadání: 16.12. 2014

Jméno studenta: Bc. Vít Kašpar

Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce: Mgr. Václav Tremel, Ph.D.

Podpis vedoucího práce:

Abstrakt

Přestože stržová eroze představuje významný proces půdní degradace, není dosud v Česku mnoho studií, které by se zabývaly kvantifikací její intenzity. Kvůli komplexnosti a nelinearitě dynamiky tohoto procesu, vyžaduje zhodnocení intenzity stržové eroze dlouhodobý a technicky náročný výzkum. Nicméně, nové přístupy v dendrogeomorfologii umožňují rekonstruovat vývoj stržové eroze a vyjádřit její intenzitu eroze. Pomocí geodetické stanice bylo provedeno detailní terénní mapování morfologie čtyř strží v Polomených horách. Následně byla na základě analýzy 73 odhalených kořenů listnatých stromů vyjádřena intenzita erozního procesu. První odhalení kořene bylo zjištěno v roce 1981, avšak většina odhalení nastala až v posledních 15 letech. Vývoj strží probíhal epizodicky o střední intenzitě eroze mezi 10,0 – 13,4 mm za rok. Přestože topografie a změny využití území ve sběrných povodí strží mohly mít vliv na akceleraci intenzity stržové eroze, většina epizod erozní aktivity byla pravděpodobně zapříčiněna extrémními srážkovými událostmi. Tato studie naznačuje, že stržová eroze může probíhat o relativně velké intenzitě i na lesních půdách. Přítomnost vegetačního krytu nezabraňuje působení stržové eroze, avšak může ovlivnit morfologii svahů strží.

Klíčová slova: strž, intenzita eroze, odhalené kořeny, dendrogeomorfologie, faktory eroze

Abstract

Although gully erosion represents an important process of land degradation, only a few studies in the Czechia have quantified the gully erosion rate yet. Because of the complex and nonlinear dynamics, the estimation of the gully erosion rate requires a long term and technically difficult research. However, a recent methodological approach in dendrogeomorphology allows to reconstruct a gully development and assess gully erosion rate. Based on geodetic survey, a detailed mapping of four gullies in the Polomené Mountains was carried out. Subsequently, the gully erosion rate was evaluated by the analysis of 73 exposed roots of broadleaved trees. The first erosion episode was detected in 1981, however, most of the roots were exposed in the last 15 years. Gullies have been forming non-continuously showing median erosion rates between 10.0 to 13.4 mm/year. Even though topographic parameters and land use changes in drainage basin area may affect the intensity of erosion, most of the erosion episodes have been probably triggered by extreme rainfall events. This study exemplifies that intensive gully erosion may occur even on forest soils. Vegetation cover influences a morphology of gully slopes, but its ability to prevent intensive gully erosion is limited.

Keywords: gully, erosion rate, exposed roots, dendrogeomorphology, erosion factors

Obsah

Abstrakt/Abstract	5
1. Úvod.....	8
2. Vývoj stržové eroze.....	9
2.1. Vymezení pojmů.....	9
2.2. Proces stržové eroze	10
2.3. Faktory vývoje strží	11
2.3.1. Klimatický faktor	11
2.3.2. Pedologický a litologický faktor	11
2.3.3. Topografický faktor.....	12
2.3.4. Faktor využití území.....	13
3. Výzkum stržové eroze	15
3.1. Způsoby vyjádření	15
3.2. Metody výzkumu stržové eroze	15
3.3. Výzkum stržové eroze v Česku na Slovensku	21
4. Fyzickogeografická charakteristika zájmových území	24
4.1. Lokality Dobřeň 1 a Dobřeň 2	25
4.2. Lokalita Nedamov.....	27
4.3. Lokalita Vidim.....	28
5. Metodika.....	30
5.1. Morfometrická analýza reliéfu	30
5.2. Odhalené kořeny a kvantifikace stržové eroze.....	33
5.3. Morfometrická analýza reliéfu sběrného povodí	36
5.4. Změna využití sběrného povodí.....	37
5.5. Vztah erozních faktorů.....	37
6. Výsledky	39
6.1. Morfometrická analýza reliéfu strží.....	39
6.1.1. Dobřeň 1	39
6.1.2. Dobřeň 2	40
6.1.3. Nedamov.....	42
6.1.4. Vidim.....	45

6.2.	Odhalené kořeny a kvantifikace stržové eroze.....	47
6.2.1.	Dobřeň 1	47
6.2.2.	Dobřeň 2	51
6.2.3.	Nedamov.....	54
6.2.4.	Vidim.....	57
6.3.	Morfometrická analýza reliéfu sběrného povodí	60
6.3.1.	Dobřeň 1 a Dobřeň 2	60
6.3.2.	Nedamov.....	62
6.3.3.	Vidim.....	63
6.4.	Změna využití sběrného povodí.....	65
6.4.1.	Dobřeň 1	65
6.4.2.	Dobřeň 2	66
6.4.3.	Nedamov.....	67
6.4.4.	Vidim.....	68
6.4.	Porovnání jednotlivých strží	69
7.	Diskuse.....	76
7.1.	Morfologie a vývoj stržové eroze.....	76
7.2.	Intenzita stržové eroze	76
7.3.	Příčinné faktory eroze	78
7.1.	Nejistoty dendrogeomorfologické metody odhalených kořenů.....	82
8.	Závěr	84
	Seznam zdrojů.....	85
	Seznam obrázků, tabulek a příloh.....	93

1. Úvod

Půdní eroze představuje celosvětově jednu z hlavních příčin půdní degradace a výrazných ztrát v zemědělské produkci (Pimentel et al. 1995). Například, jen v samotném Česku ohrožuje vodní eroze více jak 50 % zemědělského půdního fondu (Janeneček et al. 2012). Půdní eroze způsobuje škody jak v místě odnosu, kde ohrožuje produkční i mimoprodukční funkce půd, tak i tam, kde se erodovaný materiál akumuluje. V akumulačních prostorech dochází vlivem půdní eroze například ke znečištění povrchových vod, nebo snížení retenční kapacity vodních nádrží a protipovodňových poldrů, což může potenciálně zvýšit přírodní riziko způsobené povodněmi (Zgłobicki et al. 2015).

Jako dílčí proces půdní eroze se projevuje stržová eroze, která se v některých případech podílí až na 94 % objemu transportovaných sedimentů vodní erozí (Krause et al. 2003; de Vente et al. 2005; Huon et al. 2005). To vede k výrazným ztrátám půdy nebo poškození silniční infrastruktury a majetku v intravilánu obcí (Poesen et al. 2003, Valentin et al. 2005; Makanzu Imwangana et al. 2014). Přestože stržová eroze výrazně přispívá k toku látek v prostředí a zvyšuje tak jeho konektivitu (Valentin et al. 2005), do nedávna nebylo tomuto procesu věnováno dostatek pozornosti. Příčinou byla hlavně technická obtížnost monitoringu v tak velkých prostorových dimenzích, ve kterých stržová eroze může probíhat (Valentin et al. 2005).

Přestože se v posledním desetiletí zvýšil zájem studia stržové eroze, jež bylo reflektováno vývojem nových metodických přístupů a konáním dvou významných mezinárodních konferencí v Lovani (Poesen, Valentin 2003) a Chengdu (Li et al. 2004), stále zůstává diskutabilní samotná kvantifikace rychlosti stržové eroze. Například v prostoru klimamorfogenetické oblasti Českého masívu a Západních Karpat měl výzkum stržové eroze velkou tradici již od druhé poloviny 20. století (Stehlík 1954; Láznička 1957; Gam 1957; Gam, Stehlík 1957; Zachar 1970; Holý 1978). Přesto je do dnes představa zejména o rychlosti procesu stržové erozi na našem území poměrně ojedinělá.

Cílem této práce je pomocí dendrogeomorfologické metody obnažených kořenů datovat vývoj stržové eroze na vybraných lokalitách v Polomených horách. Za další je snahou kvantifikovat rychlost stržové eroze a stanovit možnou příčinnost rozvoje strží s erodibilními faktory sběrných povodí. Tímto způsobem tak bude možné nejen zhodnotit vhodnost aplikace nové metody pro další studium stržové eroze, ale i posoudit míru, se kterou se na území Polomených hor projevuje stržová eroze.

2. Vývoj stržové eroze

2.1. Vymezení pojmů

Stržová eroze (někdy též výmolová eroze) je definována jako subtyp lineární eroze, který za působení erozní činnosti koncentrovaného povrchového odtoku vytváří během krátké časové periody ostře zařízlou protaženou sníženinu reliéfu (Poesen et al. 2003). V iniciačním stádiu zahlubování srážkové vody do půdního krytu nebo horninového podloží se jedná o rýhovou erozi. Intenzivnějším nebo dlouhodobějším působením se rýhy mění v hlubší stružky a mluvíme již o stružkové erozi. V pokročilém stádiu působení lineární eroze vznikají strže (Rubín et al. 1986).

Termín strž nejčastěji evokuje erozní rýhu velkých rozměrů zařízlou v málo zpevněném regolitu účinkem povrchového odtoku vody z tajícího sněhu nebo intenzivních srážek (Rubín et al. 1986). Samotný proces vzniku a vývoje strží je však variabilní, stejně tak jako fyzickogeografické podmínky v místech jejich výskytu, a tudíž se morfologie strží mezi regiony značně liší (Goudie et al. 2004). Proto se v literatuře objevuje několik různých pojmenování strží. Například na Madagaskaru a jiných oblastech světa se objevuje hned několik různých lokálních jmen pro termín strž, zahrnující názvy jako *donga*, *voraroca*, *ramp* nebo *lavaka* (Goudie et al. 2004). Strže jsou často napojeny na hlavní údolní síť příčně nebo v místě, kde dochází ke zpětnému rozšiřování konce údolí. Mohou se však vyskytovat i samostatně, nespojitě, jako náhlý erozní zářez na sklonitých svazích. K dalšímu rozvoji a posunu strží může docházet jak ve směru povrchového odtoku, rozšiřováním svahů boční erozí nebo zpětným posunem zhlaví strže směrem k horním částem povodí. Většina strží má relativně jednoduché paralelně vedené údolnice, nicméně během procesu zpětné eroze může dojít k rozdělení a větvení do komplexních dendritických sítí, které se nakonec mohou při rozvodí propojovat a vytvářet kontinuální stržové systémy (Goudie et al. 2004).

Pojem strže je obecně velmi vágně morfometricky definován. Přestože se některé studie již pokusily přinést přesné morfometrické odlišení mezi stružkou, strží a říčním korytem (Nachtergaele et al. 2002), například rozlišení strží od roklí a občasných řečišť (*wadi*, *arroyo*, *barranca*) zůstává problematické. Dokazuje to například francouzské slovo *ravine*, které explicitně zahrnuje, jak strž, větší údolí, tak rokli (Goudie et al. 2004). Přesto je obecný rozdíl hlavně v litologii podkladu. Rokle jsou obvykle zařízle ve zpevněném skalním podloží, zatímco strže jsou zahloubeny v málo zpevněných sedimentech (Goudie et al. 2004).

Některé publikace člení strže na permanentní a efemérní (Poesen et al. 2003). Jako samostatnou kategorii poprvé termín efemérní strže uvádí ve své studii Foster (1986). Jsou popisovány jako strže, jež je možné meliorovat během běžné orby pozemku (Soil Science Society

of America 2001) a představují přechodnou fázi mezi nestálými a mělkými stružkami a permanentními stržemi (Foster 1986). Oproti stružkám nebo rýhám je Poesen (1995) vymezuje velikostí plochy 929 cm² (čtvereční stopa). Další kritéria zahrnují minimální šířku 0,3 m a hloubku 0,6 m (Brice 1966). Objevují se především na obdělávaných plochách sprašového pásu Belgie (Vandaele, Poesen 1995), v Číně (Tang et al. 2013) nebo v jižní Evropě (Casalí et al. 1999). Oproti tomu permanentní strže jsou pak několik metrů hluboké erozní zářezy, typicky v rozmezí 0,5 – 30 metrů, které je velmi náročné meliorovat zemědělskou technikou (Soil Science Society of America 2001). Na druhou stranu však v podstatě neexistuje jednotné horní morfometrické ohraničení strží. Proto je lépe uvažovat stržovou erozi jako kontinuum mezi rýhovou erozí a erozním působením tekoucí vody v říčním korytě (Poesen et al. 2003).

2.2. Proces stržové eroze

Po iniciačním zářezu probíhá série dílčích procesů, které vedou k následnému rozšiřování strže. Jedním z nich je vznik napěťových trhlin jako následek tahového napětí při vysychání půd (Poesen et al. 2003). Vyskytují se často paralelně k zhlaví strže v dobře vyvinutých napěťových zónách těžkých půd náchylných k vysoušení (Poesen et al. 2003). Při zářezu strže a na strmých bočních svazích může docházet k výmolové činnosti skapávající vody na dno strže (Poesen et al. 2003). K podobnému efektu eroze dochází u míst, kde tekoucí voda překonává výrazný výškový gradient, tak jako například u vodopádů nebo říčních kataraktů. Výsledkem je vymílání dna strže při svazích a tvorba převislých svahů (Poesen et al. 2003). Kromě působení povrchového odtoku ovlivňuje vývoj strží i podpovrchový odtok, a to zejména u pórovitých sedimentárních hornin a lehkých půd (Goudie et al. 2004). Sufoze má za následek zvětšení prostor mezi póry a vytváření podložních odtokových chodeb. Kolaps horních pater podzemních prostorů může následně napomáhat hloubkové erozi strže (Goudie et al. 2004). V rámci procesu boční eroze, při kterém ustupují svahy strže, se uplatňují mimo samotné působení povrchového odtoku i svahové pohyby mikroreliefu. Obvyklé jsou u homogenních materiálů hlavně dva typy pohybů (Poesen et al. 2003). V prvním případě se jedná o dlouhodobě kontinuální pohyb ploužení svahů, který je však velmi pozvolný a v krátkodobém měřítku nevýrazný. Druhý typ zahrnuje jednorázové epizody sesouvání nebo řícení svahů. Rychlé svahové pohyby se projevují, když je půdní pevnost ve smyku překročena, ať už z důvodu zvětrávání, saturace půdních pórů nebo zatížením svahu (Poesen et al. 2003).

2.3. Faktory vývoje strží

2.3.1. Klimatický faktor

Ráz a vývoj stržové eroze je dán především četností a intenzitou srážek, jako hlavního aktivního činitele (Zachar 1970). Prahové hodnoty úhrnů srážek, při kterých již dochází k vývoji strží se v literatuře různí v závislosti na ostatních faktorech erodibility. Nicméně z výsledků studií vyplývá, že vznik efemérních strží je na zemědělských plochách iniciován srážkami mezi 15–22 mm za den (Casali et al. 1999; Vandekerckhove et al. 2001; Nachtergaele 2001). Rozvoj permanentních strží pod vegetačním krytem pak Prosser a Soufi (1998) dávají do souvislosti s hodnotami denních úhrnů srážek nad 80 mm. Více než denní úhrny srážek jsou pro stržovou erozi rozhodující události v krátkém časovém intervalu. Pro oblast Česka jako potenciálně erozně nebezpečné deště uvažuje Janeček et al. (2012) srážky o intenzitě 12,5 mm za hodinu, přičemž během 15 minut by mělo spadnout alespoň 6,25 mm. Při této intenzitě dochází k silnému rozrušení přízemní půdní vrstvy kinetickou energií dopadajících dešťových kapek. Navíc není půda ani schopna dostatečně efektivně srážky vsakovat a ty následně odtékají při povrchu. Nejmenší hodnoty erozního působení přívalového deště jsou v Česku uváděny pro oblast Žatecka a Lounska ve srážkovém stínu Krušných hor. Naopak největší ve vrcholových partiích Krkonoš, Orlických hor a Moravskoslezských Beskyd (Tolász et al. 2007). V klimatických podmínkách střední Evropy se nejedná o kontinuální proces, ale výskyt intenzivních srážek je spojen hlavně s přívalovými dešti během letního období roku. Z dlouhodobého pozorování vyplývá, že až 80 % erozně nebezpečných dešťů se v Česku vyskytne mezi červnem a srpnem (Janeček et al. 2012).

Dále k tvorbě náhlého zvýšení povrchové odtoku může docházet i v souvislosti s rychlou jarní oblevou a táním sněhové pokrývky na promrzlé půdní vrstvě. Øygarden (2003) zdokumentoval, jak kombinace zmrzlé půdy v podloží, vodou saturovaných povrchových půdních horizontů a rychlého odtávání sněhové pokrývky, vedla k vývoji efemérních strží v Norsku. Přestože se jednalo o lokality na mírných svazích, součinnost intenzivního deště a specifických pedologických podmínek způsobila náhlý vznik stržových zářezů, které se rychle zahlubovaly.

2.3.2. Pedologický a litologický faktor

Prostorové uspořádání a rychlost stržové eroze je ovlivněna i vlastnostmi půdního a horninového prostředí (Bryan 2004). Přestože je tento faktor oproti působení srážek pasivní a v čase se jen relativně málo vyvíjí, způsobuje selektivnost a prostorovou diferenciaci účinku srážek (Zachar 1970). Erozní potenciál půd je určen zejména jejich texturou, strukturou a obsahem organické hmoty, které ovlivňují vsakování atmosférických srážek (Bryan 2000).

Kromě těchto běžně akceptovaných vlastností, které zásadně determinují erodibilitu půd, se rozvoj stržové eroze váže i na tzv. půdní krusty. Jedná se o málo propustnou svrchní vrstvu půdy, která zmenšuje schopnost infiltrace (Zhu, Cai 2004). Tím se zrychluje a zvětšuje povrchových odtok, jehož erozní potenciál se kumuluje. Půdní krusty se vyskytují hlavně v aridních a semiaridních regionech, například sprašového pásu Číny (Zhu, Ca, 2004), nebo mediteránní Evropy (Martinez-Casnovas et al. 2003). Přestože jsou půdní krusty odolnější proti mechanickému působení povrchové odtoku a do jisté míry mohou oddálit vznik stržové eroze (Zhu, Cai 2004), energie naakumulovaného odtoku nakonec převáží smykovou pevnost agregátů půdní krusty a iniciuje zářez strže (Valentin et al. 2005). U půd s půdními krustami se tak více než plošná eroze projevuje lineární eroze, a to i na mírně sklonitých svazích (Zhu, Cai 2004). Půdní krusty vysvětlují i důvod vzniku strží na velmi písčitéch půdách Sahelu, kde by za normálních okolností měly být půdy velmi dobře propustné (Descloitres et al. 2003).

Dále může vznik stružek a strží být zapříčiněn souborem procesů podpovrchové sufoze. Prosakující voda do podpovrchových prostorů eroduje podložní materiál a zvětšuje velikost půdních pórů. Tento jev se označuje jako tunelový efekt (*tunelling*) (Münster 2007; Valentin et al. 2005). Podobně může být vznik podpovrchových koryt mezi makropóry ovlivněn i disperzí půd (Bryan, Jones 2000). V půdních vrstvách, ve kterých jsou jílové minerály saturovány sodíkovými ionty, dochází k rozpadu půdních frakcí na nejjemnější částice, jež jsou následně vymyty. Vytváří se podobné podzemní chodby (*piping*), které v případě propadnutí jejich horních pater vedou ke vzniku stružek a strží (Valentin et al. 2005).

Vývoj strží může být indukován i tektonicky. Kompresní a tažné síly v horninovém podloží mohou způsobit trhliny, podél kterých dochází následně ke strukturálnímu oslabení a většímu mechanickému zvětrávání horniny. Jelikož je tento materiál rychleji podpovrchově erodován než jeho okolí, projeví se tato místa na povrchu sníženinou. V nich se pak následně soustředí povrchový odtok, a nakonec i stržová eroze (Valentin et al. 2005).

2.3.3. Topografický faktor

Erozní schopnost povrchového odtoku kromě intenzity deště závisí i na morfologii svahů. Jednou z vlastností, která určuje erozní působení povrchového odtoku je nepřerušovaná délka svahu (Wischmeier, Smith, 1978). S postupem strže proti rozvodnici se zmenšuje plocha sběrného povodí a zkracuje délka odtokové dráhy. Tím klesá i energie povrchového odtoku, a nakonec i působení stržové eroze. Z tohoto důvodu je proces stržové eroze omezen zpravidla polohou rozvodí.

Dále je pro vznik stržové eroze zásadní i sklonitost povrchu. Li et al. (2004) analyzovaly kritické hodnoty sklonu svahů, při kterých dochází ke stržové, respektive stružkové erozi.

Na svazích o gradientu 2 stupně vznikají stružky do hloubky 0,3 metrů. Při sklonu 5 stupňů se pak vytvářejí hlubší efemérní strže a při sklonu nad 8 stupňů pak hluboké permanentní strže o hloubce dva a více metrů. Nicméně jiní autoři ukazují, že se stržová eroze může projevovat i na sklonech menších, a to od 2 stupňů (Zhu, Cai, 2004). Zachar (1970) udává, že již při sklonu 2 stupně se na spraších a sprašových hlínách může projevovat svahový zářez, zatímco při podobných klimatických podmínkách na neogénním flyši je nutná svažítost minimálně 3 stupně. Pro krystalické horniny pak v povodí Váhu udává Bučko (1960) největší výskyt strží od 5 do 10 stupňů. Pro určení kritické hodnoty sklonitosti svahů, při které dochází k iniciaci stržové eroze, se tak musí zohlednit i další fyzickogeografické aspekty podmiňující stržovou erozi.

Výskyt současných rozsáhlých stržových systémů na velkém výškovém gradientu může být rovněž výsledkem dlouhodobých antecedentních procesů (Valentin et al., 2005). Při zvýšení výškového gradientu dojde ke zrychlení povrchového odtoku a tím k nárůstu erozního potenciálu. To může být způsobeno tektonickým výzdvihem pramenných částí povodí, subsidencí oblastí při dolním toku, nebo poklesem výšky erozní báze (Goudie et al. 2004). Jako jeden z možných faktorů vývoje stržových systémů a suchých údolí v Polomených horách autoři Balatka a Sládek (1981) zmiňovali právě změnu erozní báze Labe v průběhu pleistocénu, která se měnila v závislosti na glacieustatických pohybech. Poklesem hladiny světových moří vzrostl výškový gradient mezi strukturními plošinami a erozní bází a tím i erozní potenciál povrchového odtoku.

2.3.4. Faktor využití území

Výrazný protierozní faktor představuje vegetační kryt. Projevuje se ochranou půdního povrchu před přímým impaktem dešťových kapek. Dále zlepšuje infiltraci srážkové vody a celkově tak zpomaluje povrchový odtok. Navíc vlivem zastínění půdy snižuje výpar půdní vody, což má za následek zachování příznivého vlhkostního stavu a stabilitu půdních agregátů (Janeček et al. 2012). Vegetační kryt kromě toho svým kořenovým systémem zpevňuje půdní povrch. Účinek vegetace se však liší podle jejího druhu a stavu. Holý (1978) na základě terénního pozorování seřadil různé způsoby využití území podle účinnosti proti erozi. Nejlepším půdoochranným způsobem využití území je lesní porost. Půdy pod hustým korunovým zápojem s neporušenou vrstvou nadložního humusu mají vysokou infiltrační schopnost, a to kvůli značnému množství organických látek a členitému mikroreliéfu (Zachar 1970).

Nicméně vliv stromových porostů může být zejména v ekosystémech neopadavých listnatých lesů i negativní. Tyto stromy neposkytují listový opad a pod hustým zápojem se vytváří chudý bylinný podrost. Naopak značné množství srážek se kumuluje v korunách stromů,

kteřé následně spadávají s větší kinetickou energií na holý povrch půd. Způsobují tak ve výsledku větší rozrušení půdních částic (Valentin et al. 2005).

V případě, že je lesní porost využíván k těžbě, může být stržová eroze aktivována průjezdy těžké těžební techniky. V místech lesních cest, jednorázově vytvořených za účelem svozu dřeva, dochází k silnému rozrušení lesních půd (Kliment 2003). Pokud není takto znehodnocená povrchová vrstva půdy následně obnovena, může následně podléhat eroznímu působení povrchového odtoku a vyvíjet se v úvozové cesty a strže (Buzek 1983).

Příznivě proti erozi působící je i trvalý travní porost (Holý 1978). Jeho účinek však závisí na kvalitě drnu. Pokud je trvalý travní porost využíván k intenzivní pastvě dobytka hrozí, že travní drn bude poničen. Tento problém je charakteristický pro semiaridní oblasti afrického Sahelu (Esteves, Lapetie 2003). Mnoho strží vzniklo i v místech dlouhodobě koncentrovaného pohybu dobytka (Kelley 1990). V těchto místech dochází nejenom k rozrušení svrchní humusové vrstvy půdy a travního krytu, ale i k tvorbě topografické sníženiny, kde se během dešťů koncentruje povrchový odtok. Rozdipaný povrch je náchylný k eroznímu působení odtoku a může přispívat k iniciaci lineární eroze.

Nejvíce zranitelné využití půdy je pěstování kulturních plodin (Janeček et al., 2012). Ochranný vliv konkrétní kulturní plodiny závisí na pokryvnosti a hustotě vegetačního krytu v době nejčastějšího výskytu erozně potenciálních dešťů (Janeček et al., 2012). Nejlepší protierozní ochranu tak představují porosty píce, jako vojtěšky nebo jetele, případně luštěnin. Nejméně vhodné jsou naopak širokořádkové plodiny jako kukuřice, okopaniny nebo chmel (Janeček et al., 2012).

Důležitý je i způsob obhospodařování polí. Například s intenzifikací zemědělství se rozvoj stržové eroze akceleroval (Valentin et al., 2005). Vyčerpání půdní organické hmoty redukuje stabilitu půdní struktury a podporuje vznik půdních krust a erozi. Vhodné je tedy respektovat protierozní pěstební postupy a střídání plodin, při kterém je ochuzování živinami limitováno.

Stržová eroze se může nakonec projevat i v urbánním prostředí. Při nekontrolovaném urbanizmu v méně vyspělých zemích často chybí kanalizační sítě a základní infrastruktura. Půdní pokryv je tak silně rozrušen pohybem obyvatel a povrchovým odtokem splašků, který v některých případech vedl k rozvoji stržové eroze (Guerra, 2004).

3. Výzkum stržové eroze

3.1. Způsoby vyjádření

Pro kvantifikaci rychlosti stržové eroze se používá několik způsobů vyjádření. V československých studiích zabývajících se stržovou erozí se již dlouho vyskytuje třídění intenzity stržové eroze podle hustoty délky strží na plošný kilometr (Bučko, Mazúrová 1958). Tento ukazatel, jakkoliv vypovídající o stavu degradace povrchu stržovou erozí, však nezohledňuje skutečnou aktivitu. Proto se v jiných publikacích používá ukazatele rychlosti růstu strží zpětnou – retrográdní erozí (*linear retreat rates*), který vyjadřuje relativní posun zhlaví strže ve směru proti proudu odtoku za jednotku času (Zachar 1970). Další způsob popisu intenzity stržové eroze je na základě objemu oderodované masy zeminy v m³ za rok (*volumetric retreat rates*), nebo její váhy v tunách za rok (*mass retreat rates*) (Vanmaercke et al. 2016). V jiných studiích se rychlost eroze vyjadřuje v milimetrech za rok, kterou Zachar (1970) označuje jako tzv. erozní výšku. Ta je definována jako mocnost odnesené vrstvy půdy za jeden rok. V jiné literatuře se tento ukazatel nazývá výška erozního odnosu, nebo míra denudace povrchu (*denudation rate*). Podle hodnoty erozní výšky pak můžeme stržovou erozi dělit do různých kategorií, jak ilustruje Tab. 1 (Zachar 1970).

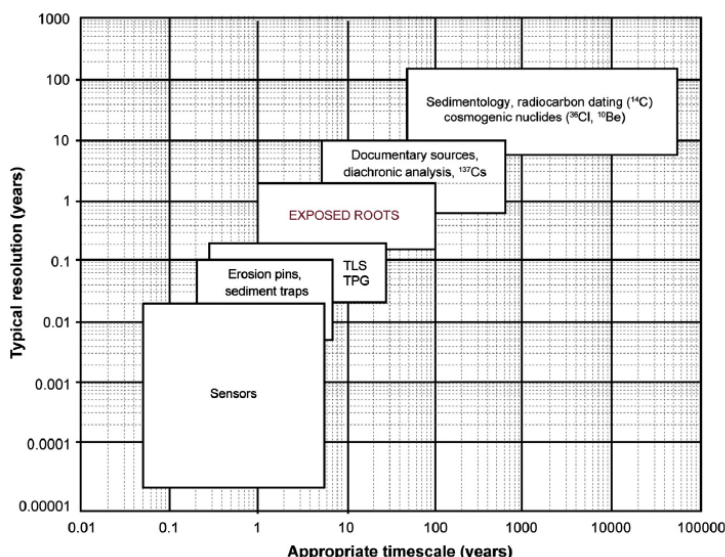
Tab. 1. Dělení intenzity stržové eroze (Zachar 1970).

Kategorie eroze	Erozní výška [mm/rok]	Charakteristika
neškodná	< 0,05	obnova půdy rychlejší než eroze
slabá	0,05 – 0,50	nepatrné ztráty živin
střední	0,5 – 1,5	odnos živin podobný jako spotřeba živin vegetací, nutné zavádět účinná opatření, doplnění hnojiv
silná	1,5 – 5,0	živiny ztracené erozním odnosem několikanásobně převyšují obsah živin spotřebovaný vegetací
velmi silná	5,0 – 20,0	zásadní zničení půdy, ornice odnesená do 40 let
katastrofická	> 20,0	odnos celé ornice a spodních horizontů

3.2. Metody výzkumu stržové eroze

Metody využívané k vyjádření stržové eroze se kromě své výpovědní přesnosti liší i prostorovým a časovým rozlišením. Obr. 1. srovnává časové rozlišení a dosah pro různé metody kvantifikace stržové eroze. Jejich volba by tak kromě dostupnosti měla zahrnovat i tento aspekt.

Obr. 1. Srovnání časového rozlišení a měřítka různých přístupů studia stržové eroze (Stoffel et al. 2013).



Často používaným způsobem kvantifikace rychlosti stržové eroze jsou metody dálkového průzkumu Země nebo kartografické (Kliment 1991). Ty jsou založené na porovnávání rozsahu strží z mapových podkladů nebo leteckých případně satelitních snímků ve dvou a více časových obdobích (Ries et al. 2003). Hlavní předností těchto metod je velký prostorový rozsah zájmových území v měřítku krajiny nebo geomorfologických celků (Münster 2007). Na druhou stranu jsou výsledky omezeny rozlišením rastru mapových zdrojů a v případě relativně dostupných leteckých nebo satelitních snímků i na oblasti mimo vegetační zápoj. Navíc se studie využívající tyto přístupy většinou zabývají pouze zpětnou erozí stržových zářezů, které jsou z dat nejlépe rozlišitelné, ale například boční erozi svahů nebo zahlubování strží, nepostihnou. Faktické vyčíslení oderodovného materiálu stržovou erozí je tak zkresleno (Martinez-Casasnovas, 2003). Možným řešením by mohlo být použití metody leteckého laserového snímkování (LiDAR), která k vyjádření detailního modelu terénu využívá hustou síť zaměřených bodů, a navíc umožňuje odfiltrování vlivu vegetace (Perroy, et al. 2010; James et al., 2007). Ačkoliv je tímto způsobem zajištěna kvalitní rozlišovací schopnost, letecké snímkování je relativně finančně náročné. Jako cenově dostupná alternativa se v současné době stále více nabízí aplikace bezpilotních letadel, tzv. UAV (*unmanned aerial vehicle*). Umožňují na nesený fotoaparát zaznamenat sérii fotografických snímků, ze kterých se může následným zpracováním vytvořit přesný 3D digitální model terénu (d'Oleire-Oltmanns et al. 2012; Frankl et al. 2015).

Další technikou využívanou k zjištění míry stržové eroze jsou metody geodetické (Kliment 1991). Podstatou je terénní měření výškových změn reliéfu opakovaným odečítáním vzdáleností od stacionárních nebo dočasných bodů. V současnosti se jako fixované body používají erozní kolíky. Představují je několik decimetrů dlouhé ocelové hřeby, které se zafixují do pevného půdního podloží. Opakovaným odečtem pozice současného povrchu vůči

statickému kolíku se určí erozní výška na tomto místě. Tato metoda je velmi prostým, ale efektivním a zároveň i cenově dostupným způsobem terénního měření (Ghimire et al. 2013). Na druhou stranu vykazuje metoda menší přesnost měření oproti jiným metodám a má řadu nedostatků. Při aplikaci kolíků do půdy může například dojít k poklesu a ztrátě půdního povrchu. Navíc mohou být erozní kolíky odcizeny, nebo jinak znehodnoceny lidskou činností (Ghimire et al. 2013). Další chybou může představovat aktivita zvířat, zejména přesuny materiálu způsobené mravenci (Moeyersons 1990). Hlavním nedostatkem je však bodová informace, která neumožňuje opakování měření po odebrání kolíků. Navíc se erozní výška odečítá pouze epizodicky a metoda tak nepostihne frekvenci a časovou dynamiku erozních jevů (Boix-Fayos et al. 2006). S rozvojem technologií se jako řešení nabízí použití fotoelektronových erozních kolíků, které kontinuálně zaznamenávají mocnost oderodované, případně naakumulované půdy. Průhledný akrylový erozní kolík zahrnuje podélnou sérii fotoelektronových článků, které reagují na dopadající světlo při obnažení půdního pokryvu. Signál o čase a intenzitě úměrné počtu obnažených článků je následně přenášen a zaznamenán v datovém úložišti. Tato metoda tak umožňuje sledovat přesný časový průběh, magnitudo a frekvenci erozních událostí (Lawler et al. 2001).

Oproti bodové informaci o stržové erozi získané fixními kolíky se může využít zaměření husté sítě bodů pomocí totální stanice nebo teodolitem, a následném zpracování, při kterém se vytvoří digitální model reliéfu strže. Přesnost modelu se bude odvíjet od počtu a distribuci zaměřených bodů a použité metodě interpolace. Opakovaným měřením lze však získat informaci o prostorové dynamice vývoje strže. Aby však byly dva modely z různých časových období porovnatelné, je třeba interpolovat body ze stejné polohy. To je však v praxi téměř nemožné, jelikož síť bodů zahrnuje až několik stovek bodů o hustotě jednotek bodů na metr čtvereční. Moderní geodetická metoda pozemního lidarového snímání o vysokém rozlišení však umožňuje modelování povrchu strže zpřesnit a pokud je umístění scanneru zaznamenáno například GPS, umožňuje i opakovaná měření (Perroy et al., 2010).

Mezi geodetické metody řadí Kliment (1991) i metodu volumetrickou, jež epizodicky měří objem odstraněné půdy pomocí šablon, nebo průmětů obdélníkových transektů vedených po vrstevnicích. Plocha a hloubka stružky ve vymezeném obdélníku se pak odečte měřidlem, ze kterého se odvodí příčné profily. Opakovaným měřením se dá vypočítat průměrná erozní výška, nebo objem oderodovaného materiálu na jednotku plochy (Zachar 1970).

Nepřímo určují rychlost stržové eroze metody deluometrické (Zachar 1970). Množství oderodovaného materiálu lze monitorovat na základě záchytných nádob v sedimentačních pastích při závěrovém profilu přesně ohraničeného povodí strží, tzv. deluometry (Descroix, Mathys

2003). V případě experimentálně vymezené odtokové parcely je nevýhodou hlavně časově náročné zaznamenávání odneseného materiálu, jež vyžaduje průběžnou obsluhu.

Podobně se princip retenčních prostor aplikuje i u metody pedologické nebo sedimentační, a to zejména k výzkumu dlouhodobých erozních procesů. Tyto metody vychází z analýzy půdních profilů a stratigrafie koluviálních sedimentů při ústí stržových systémů (Dotterweich et al. 2003). V takovém případě se však zhorší časová rozlišovací schopnost a relativně problematické je i ohraničení sběrného povodí, které se v průběhu času mohlo měnit. Oproti experimentálním sedimentačním pastím se ale dají vyzorovat i erozní události v dávné minulosti (Dotterweich 2005). To se odvíjí od mocnosti naakumulovaného materiálu a použité datovací metody. Ke kvantifikaci erozně-akumulačních procesů v dlouhodobém měříku se často využívá datování archeologických nálezů nebo radiokarbonového datování organických makrofosílií a uhlíků přítomných v sedimentech (Dotterweich et al. 2013). Dalším datovaným indikátorem může být přítomnost perzistentních organických polutantů, v případě že známe období jejich plošného používání (Zádorová et al. 2013). Mocnost a čas mezi dvěma datovanými objekty pak určí průměrné působení erozně akumulativních procesů. Datované objekty však mohou být i po depozici v profilu následně opětně uloženy (redeponovány), což představuje potenciální chybu měření (Lang 2003; Dreibrodt et al. 2009). Řešením je určování stáří sedimentů pomocí metody opticky stimulované luminiscence nebo paleomagneticky (Lang 2003; Kadereit et al. 2010). Dále se pro studium stržové eroze využívá i dalších radioizotopů, například Pb-210 s poločasem rozpadu 22 let (Sikorski, Bluszcz 2008; Grygar et al. 2012), nebo Cs-137 (Samani et al. 2011), jež bylo v sedimentech globálně uloženo jako následek nukleárních pokusů na začátku 50. let (He, Walling 1996).

Další skupinu metod používaných při výzkumu stržové eroze představují metody dendrogeomorfologické, někdy označované jako vegetační (Zachar, 1970). Ty vychází z poznatku, že stromy temperátních lesů vytvářejí každý rok sezónní přírůstky díky druhotnému tloustnutí (Fritts, 1976). Působením geomorfologických disturbancí pak může dojít k meziroční varianci přírůstků, které mohou být použity k přesnému datování externího procesu (Alestalo, 1971). Dendrogeomorfologie, pracující v ročním až sezónním časovém rozlišení a s dosahem až několika set let, tak představuje vhodnou datovací metodu při výzkumu vývoje povrchu v zalesněných lokalitách bez historických mapových podkladů. Přestože dendrogeomorfologie nachází již dlouhou dobu uplatnění při datování celé řady svahových a fluviálních geomorfologických procesů (Osterkamp, Hupp 1987; Begin, Filion 1988; Denneler, Schweingrubber 1993; Lang et al. 1999), studie zabývající se stržovou erozí byly do nedávné doby spíše sporadické (Eardley, 1967; LaMarche, 1968) a nezahrnovaly jednotný metodický rámec. Podobně jako u výzkumu svahových procesů se primární studie soustředily zejména

na růstové reakce v kmeni disturbovaných stromů při okrajích strží (Alestalo 1971; Shroder 1980). Pouze okrajově se studie věnovaly datování odhalených (Carrara, Carroll 1979; Hupp 1990) nebo adventivních (Strunk 1997) kořenů. Některé studie (Carrara, Carroll 1979) využívaly i například makroskopických znaků, zejména růstových jizev na odhalených kořenech, nebo variací v meziročních radiálních přírůstech (Krause, Eckstein 1993). Množství oderodovaného materiálu pak vyjadřovaly prostým odečtem doby uplynulé od výskytu makroskopického projevu v letokruzích kořene a vzdálenosti od současného povrchu. Ucelený metodologický koncept pro výzkum stržové eroze představuje až Vandekerckhove et al. (2001), kde autoři shrnují dosud známé dendrogeomorfologické přístupy a vytváří jednotný rámec kvantifikace stržové eroze za pomoci datování stromů a jejich kořenů. Kromě jiného inovativně aplikují datování semenáčků na dnech strží nebo kořenových výmladků, které u některých druhů dřevin (*Salix alba*) po odhalení kořenů rychle zmlazují a mohou tak detekovat stáří erozní události. Hlavním nedostatkem do té doby publikovaných studií je však předpoklad, že využívané zdroje datování vznikají jako bezprostřední reakce na stržovou erozi. V případě růstových jizev na kořenech, ale mohou být způsobeny i okusem velkých herbivorů a nemusí značit dobu ihned po odhalení (Vandekerckhove et al. 2001). Stále tedy nestačí k přesnému časovému zaznamenání a následné kvantifikaci erozního působení.

Zásadní posun ve zpřesnění dendrogeomorfologické metody představuje až využití poznatků z mikroskopické anatomie dřevin. Přestože již starší studie ukázaly na možnost využití diagnostických anatomických znaků v růstu kořenových letokruhů (Fayle 1968), průkazné identifikace roku odhalení kořenů byly dlouho nejednoznačné. Až v nedávných studiích se prokázala vhodnost využití mikroanatomických vlastností kořenů (Gärtner et al. 2001). Tyto studie potvrzují, že anatomické změny v kořenech stromů mohou souviset a indikovat změnu okolních podmínek. Výrazná změna nastává při odhalení kořene vlivem náhlé stržové eroze, kdy se kořen dostává částečně ke kontaktu s atmosférou a ztrácí tak svoji vyživovací a opěrnou funkci. Nutnou podmínkou však je, aby zejména kořenová čepička zůstala neporušena pod půdním povrchem, což zamezí následnému odumírání kořene (Gärtner et al. 2001). Jako reakce na jiné podmínky dochází k reakci a adaptaci v cévní struktuře nově tvořeného xylému. Anatomické projevy jsou nejvíce známy pro jehličnaté dřeviny, kde dochází po náhlém odhalení k poklesu velikosti tracheid v jarním dřevě o 50 % a zvýšením jejich početnosti v porovnání s předchozími letokruhy (Gärtner et al. 2001). Za další se zvýší i počet buněk letního dřeva a rozhraní jarního a letního dřeva je tak více nápadné. Obecně se anatomie kořene více připodobní anatomii kmene (Gärtner et al. 2001). Mikroskopicky lze zjišťovat i změny postupné denudace povrchu, které se projeví zvýšeným počtem tracheid jarního dřeva a zhuštěním buněčných stěn v dřevě letním. Možným vysvětlením modifikace buněčných stěn letního dřeva

může být adaptace na větší variabilitu půdní teploty při povrchu (Gärtner et al. 2001). Naproti tomu se neprojevuje dramatické zmenšení velikosti buněk, která pouze pozvolně klesá se snižujícím se mocností nadložního materiálu (Gärtner et al. 2001). Přestože jsou projevy u jehličnatých stromů průkaznější, objevují se výzkumy, které prokazují použitelnost metody i u druhů listnatých dřevin (Hitz et al. 2008; Šilhán et al. 2016). V tomto případě jsou však anatomické změny více komplexní a zahrnují například i změnu tvaru cév a rozšíření letokruhů v roce následujícím po odhalení (Stoffel et al. 2013). Navíc se detailní znaky mohou lišit i mezi roztroušeně pórovitými a kruhově pórovitými dřevinami (Morawska, Wronska-Walach 2012). Nicméně hlavním projevem u mnoha listnatých dřevin (např. *Fagus sylvatica L.*) je obdobná redukce velikosti buněk jarního dřeva jako v případě jehličnanů (Sahling et al. 2003). Navíc dochází i k poklesu velikosti buněk letního dřeva (Hitz et al. 2008).

Jak ilustruje Tab. 2, využití metody odhalených kořenů ke kvantifikaci stržové eroze je v posledních letech na vzestupu. Kromě určování zpětné eroze zhlaví strže, zahlubování a denudace dna nebo boční eroze se používá například i k datování plošné eroze a raných fází lineární eroze (Bodoque et al. 2011). Závěry studií ukazují velký rozptyl výsledků nejen v rámci odlišných klimamorfogenetických oblastí, ale i v rámci jednotlivých strží. Přestože některé výsledky mohou poukazovat na nejistoty metody, extrémní hodnoty rychlosti eroze mohou vypovídat i o výrazných jednorázových erozních událostech po intenzivních deštích. Navíc dochází postupem času ke zpřesňování identifikace anatomických změn za použití sofistikovaných softwarů (WinCELL) a jejich statistického vyhodnocení. Dalšího posunu bylo dosaženo zjištěním, že kořen reaguje na odhalení ještě pod minimální půdní vrstvou (Gärtner 2007). Ve výpočtech se uvažuje s mocností 3 mm půdy, pod kterou již dochází k anatomickým projevům (Gärtner 2007), přestože jiní autoři upozorňují, že tato hodnota se zřejmě bude lišit v závislosti na zkoumaném druhu (Corona et al. 2011)

Ačkoliv mohou při analýze anatomických změn u kořenů nastat jisté nepřesnosti, metoda se stále poměrně dynamicky vyvíjí a při srovnání výsledků s výsledky jiných metod (fotogrammetrických, sedimentačních) nebylo nalezeno signifikantně odlišných hodnot (Lopez Saez et al. 2011). I přes poměrně náročné zpracování tak metoda obnažených kořenů představuje další validní metodu při zkoumání procesu stržové eroze v oblastech s výskytem dřevin.

Tab. 2. Studie využívající metody odhalených kořenů ke kvantifikaci stržové eroze.

Lokalita	Rychlost eroze	Jednotky	Druhy	Reference
Španělsko	0,1 - 5,6	m ³ /rok	<i>Pinus halepensis</i> , <i>Prunus dulcis</i> , <i>Salix alba</i>	Vandekerckhove et al. 2001
Polsko	30 – 5 000	mm/rok	<i>Fagus sylvatica</i>	Malik 2008
Francie	5,9 – 6,2	mm/rok	<i>Pinus sylvestris</i>	Corona et al. 2011
Francie	1,9 – 13,8	mm/rok	<i>Pinus sylvestris</i>	Lopez Saez et al. 2011
Španělsko	6,2 – 8,8	mm/rok	<i>Pinus sylvestris</i> , <i>pinaster</i>	Bodoque et al. 2011
Česko	150 – 3 000	mm/rok	<i>Picea abies</i> , <i>Larix decidua</i>	Šilhán 2012
Argentina	-	-	<i>Austrocedrus chilensis</i> , <i>Nothofagus dombeyi</i> , <i>Pseudotsuga menziesii</i>	Stoffel et al. 2012
Španělsko	1,8 – 163,4	mm/rok	<i>Pinus pinaster</i>	Ballesteros – Canovas et al. 2015
Slovensko	2,6 – 22,0	mm/rok	<i>Tilia cordata</i> , <i>Carpinus betulus</i> , <i>Quercus petraea</i> , <i>Rubinia pseudoacacia</i>	Šilhán et al. 2016
Argentina	-	-	<i>Polylepis australis</i>	Chartier et al. 2016

3.3. Výzkum stržové eroze v Česku a na Slovensku

Studie zabývající se popisem a určením rychlosti stržové eroze v Česku a okolních oblastech se objevují od 50. let 20. století (Láznička 1957; Gam 1957). Většina z prvotních publikací se zabývala mapováním stržové eroze a stanovením příčinných faktorů (Holý 1978). Díky Lázničkovi (1957), Lochmanovi (1960) a hlavně Gamovi (1957) máme tak představu o prostorové distribuci stržové eroze v Čechách, která se výrazněji projevuje na velkých svahových gradientech podél údolí Vltavy, v České křídové tabuli, v permokarbonu na Plzeňsku a na spraších ve středních Čechách. Další mladší studie z Čech doplňují detailní informace o stržové erozi na Plzeňsku (Kastner 1981; Kliment 1991; Kliment 2003) a v Jizerských horách (Stehlík 1982). Naopak Gam a Stehlík (1957) zmapovali stržovou erozi na Moravě a ve Slezsku, jež je velmi intenzivní zejména ve flyšových Západních Karpatech. Stržovou erozí na Slovensku se pak zabývali Bučko a Mazurová (1958), Bučko (1955), Mazúrová (1955) a Zachar (1970). Největší hustoty strží zaznamenali v Ondavské vrchovině, Krupinské vrchovině, Trnavské tabuli a Tematínských vrších. Podle Zachaře (1970) bylo v tehdejší Československu stržovou erozí zasaženo území o celkové velikosti 29 301 km², tedy více jak 23 % rozlohy.

Kromě popisu a klasifikace se ostatní publikace zaměřují na vyjádření hustoty stržové eroze v zájmových oblastech. Největší hustoty strží byly zmapovány v Čechách na sedimentech permského a křídového podloží, například na Plzeňsku, Žatecku a Chomutovsku, kde dosahuje hustota tvarů od 0,5 do 0,75 km na km² (Buzek 1983). Detailně se zabýval stržovou erozí v Čechách i Kliment (1991, 2003), který zkoumal erozní projevy v Rakovnické pahorkatině, jež se

vyznačuje velkou reliéfovou energií podél údolí řeky Střely. Podle sklonitosti svahů a v závislosti na litologickém podloží dominantních permokarbonových sedimentů vyčíslil hustotu strží mezi 0,1 až 7,5 km na km². Na Moravě a ve Slezsku dosahuje stržová eroze největšího rozsahu v předkarpatských sníženinách na sprašových pokryvech a mladotřetihorních sedimentech karpatského flyše o hustotě 1 km na km² (Buzek 1983). Podobné hustoty strží zjistil i Láznička (1957), který zmapoval oblast východně od Českomoravské vrchoviny mezi Boskovicemi a Znojmem, kde stanovil průměrnou hustotu strží na 1,9 km na km². Řádově vyšší hodnoty v rozmezí od 5 do 40 km na km² zjistil Münster (2007), který na čtyřech zájmových lokalitách v Brněnské vrchovině využívá jak terénního průzkumu, tak topografických map v měřítku 1:10 000. Obdobně vysoké hustoty okolo 12 km na km² zjišťuje i Stankovianky (2003) pro oblast Myjavské pahorkatiny.

Tyto studie nicméně pouze vyjadřovaly rozsah zasaženého území stržovou erozí, případně popisovaly stádium vývoje strží. Konkrétní závěry o intenzitě stržové eroze však chybí. Ojedinelou publikací je v tomto smyslu Zachar (1970), který se za použití jednoduchých nivelačních metod, historických pramenů a výpovědí místních obyvatel dobral k závěrům o rychlosti stržové eroze na vybraných lokalitách Slovenska. Ty se navíc nachází v podobných klimamorfogenetických oblastech, jako předkládaná studie z Polomených hor, a nabízí tedy zajímavá srovnání. Jeden z výzkumů rozsáhlých recentních stržových systémů probíhal v oblasti sprašových hlín východně od obce Sobrance (Zachar, 1970). Území nacházející se na rozhraní Východoslovenské nížiny a Vihorlatských vrchů bylo v minulosti zasaženo různými projevy lineární eroze. V některých místech probíhala rýhová eroze půdy již na svazích o sklonitosti 1°. Při růstu svazitosti pak postupně dominovala stržová eroze s hloubkou dna 6 a více metrů, kde se strž zařezávala do podložních tufových a andezitových hornin. Intenzivní stržová eroze zachycená během roku 1958 dosahovala od 30 do 90 m³ na hektar za jeden rok. Podle výpovědí místních obyvatel však v tomto roce panovaly ještě relativně příznivé podnebné podmínky (postupná obleva sněhové pokrývky a malé intenzity srážek letních přívalových dešťů) a průměrná rychlost eroze při sklonu 10° tak byla odhadována až na 100 m³ na hektar. Jednalo se o příklad lokality velmi silné stržové eroze na dlouhodobě nevhodně obdělávané orné půdě při vyšší sklonitosti a erozně vhodných pedologických a litologických faktorech. Další výzkum probíhal u vodní nádrže Hriňová na úbočí pohoří Poľana a Veporské rudohorie (Zachar, 1970). Na přilehlých strmých svazích byla při stavbě přehrady částečně shrnuta povrchová vrstva půdy. Při silných lijácích v roce 1966 pak na obnažených svazích při průměrných sklonech od 12° do 20° došlo k stružkové erozi. Hloubka stružek na zvětralých krystalických horninách pokrytých svahovými sedimenty dosahovala až 38 cm. Celková rychlost eroze způsobena sérií prudkých dešťů během jednoho roku se pohybovala mezi 229 až 431 m³ na hektar. Přestože jsou tyto

hodnoty zřejmě nadhodnoceny absencí humusu a při běžných půdních vlastnostech by byly zřejmě nižší, zároveň dokazují, že i v podmínkách střední Evropy může probíhat eroze půdy při extrémních srážkových událostech velmi rychle. Podobně se odezvu krátké katastrofální srážkové události z května roku 1958 podařilo zachytit Zacharovi (1970) v katastru obce Hiadel na jižním úbočí Nízkých Tater. Silný přivalový déšť zasáhl pole o délce 47 metrů a sklonu 17° s terasovitými úpravami, které v tu dobu bylo pouze částečně pokryto jařinami a brambory. Během jednoho dne pak byla vytvořena hustá síť stružek o hloubce až deseti centimetrů na 25 % zasaženého pole. Celkový odnes dosahoval až 200 m³ na hektar u jařin a 235 m³ na hektar u brambor.

Výše zmíněné výzkumy se však soustředily na kvantifikaci stržové eroze na obnažených plochách orné půdy. Konkrétní údaje o rychlosti stržové eroze z prostředí temperátních lesů přináší až Malik (2008). Zabývá se datováním starých stržových systémů v Proboszczowické planině na jihu Polska za pomoci metody obnažených kořenů. Tato publikace, podobně jako předkládaná studie z Polomených hor, vypovídá o procesech stržové eroze na rozhraní lesem pokrytých údolí a zarovnaných povrchů, které jsou intenzivně zemědělsky obhospodařovány. Navíc jsou srovnatelné i klimatické poměry a litologické složení hornin. Při povrchu byly v místě výzkumu uloženy spraše, místy nahrazované glacifluviálními sedimenty. Autor se zaměřil na devět různě vyvinutých strží v rámci dvou paralelních stržových systémů. Pomocí 32 datovaných kořenů rekonstruoval vývoj strží v posledních 46 letech při průměrné rychlosti 630 mm za rok. Nicméně rychlosti se podle polohy kořene značně lišily, přičemž výraznější byla hloubková eroze o rychlosti denudace mezi 180 a 1 980 mm/rok, oproti boční erozi svahů o rychlosti od 210 do 520 mm/rok.

Podobně metodu odhalených kořenů s mírně revidovaným výpočtem (Gärtner 2007) využil i Šilhán (2012), aby rekonstruoval vývoj stržové eroze ve Vsetínských vrších. Závěry této studie napovídají o extrémně rychlém vývoji strží při průměrné rychlosti eroze 890 mm za rok, které bylo zapříčiněno souhrou intenzivních srážkových událostí a erozně příznivým litologickým složením flyšových souvrství s dominancí jílovců a pískovců. Podstatně nižších hodnot erozních výšek o průměru 10 mm za rok se pak Šilhán et al. (2016) dobírají za obdobné metody u obce Kozárovce v Hronské pahorkatině. Na základě mikroskopické analýzy 53 kořenů různých listnatých dřevin, autoři kvantifikují rychlost posunu strží v kompaktních vulkanických andezitech pokrytých deluviálními sedimenty spraší a sprašových hlín.

4. Fyzickogeografická charakteristika zájmových území

Předkládaná studie se zabývala vývojem čtyř strží v geomorfologickém celku Ralská pahorkatina, okrsek Polomené hory (Demek et al. 1987). Polomené hory představují specifický typ erozně denudačního reliéfu na svrchnokřídových sedimentech a třetihorních neovulkanitech. Mezi sedimenty dominují především dobře propustné a silně rozpukané křemité, vápnité, slínité pískovce a písčité slínovce středního turonu. Oproti okolním rovinám na západě a jihozápadě se Polomené hory odlišují členitějším povrchem převládajících pahorkatin a vrchovin. S ohledem na relativně tektonicky neporušený vývoj, litologické poměry horizontálně uložených sedimentů a blízkou erozní bázi je toto území typické vývojem zarovnaných strukturních povrchů a hustou sítí ostře zařízlých údolních tvarů. Hlavní údolí Polomených hor se tvořila již od neogénu podél průběhu tektonických linií a puklin. Od konce středního pleistocénu je jejich základní údolní síť již v podstatě neměnná (Balatka, Sládek 1981). Místy jsou tyto tvary protkány vypouklými elevacemi na neovulkanických horninách, které jsou odolnější proti působící denudaci povrchu. V mezoformách jsou zastoupeny tvary selektivního zvětrávání a eroze, mezi něž patří například pokličky, voštiny nebo tvary pseudokrasu. Vědecký potenciál Polomených hor představují mimo jiné i údolní zářezy, na kterých lze sledovat recentní vývoj erozních procesů. Jejich specifický vývoj je podmíněn výskytem různě odolných poloh svrchně křídových souvrství a velkým výškovým gradientem nad erozní bází, jež představuje koryto Pšovky a Liběchovky, respektive nedalekého Labe. Právě změna polohy erozní báze Labe v průběhu pleistocénu představovala jeden z faktorů vývoje reliéfu Polomených hor (Balatka, Sládek 1981; Pražák 1991).

Zájmové lokality se nachází právě na rozhraní pliocenních nebo pleistocenních strukturních plošin a ostře sklonitých svahů níže položených údolí, které se zpětnou erozí rozšiřují proti směru povrchového odtoku. Závěrové profily a většina plochy studovaných stržových systémů se ve všech případech vyskytují pod vegetačním krytem. Pouze u lokality Dobřeň 1 se strž při zářezu rozšiřuje i mimo lesní plochu a zpětnou erozí se zahlubuje do výše položené plochy orné půdy. V ostatních případech se však strže nacházejí ještě pod lesním zápojem a půdní povrch je při nízké intenzitě erozních procesů krytý lesní opadankou.

Všechny zájmové lokality zároveň leží v Kokořínském biogeografickém regionu, hercynské podprovincie (Culek et al., 2005) a jsou územně chráněny v rámci Chráněné krajinné oblasti Kokořínsko – Machův kraj (Obr. 2). V ní spadají do třetí zóny ochrany, která zahrnuje zejména člověkem pozměněné ekosystémy s nepřírozenou druhovou a věkovou skladbou dřevin a částečně přírodě blízké biotopy. Zájmové lokality jsou v rámci fyto geografického členění

rovněž součástí Českomoravského mezofytika, obvod Mesophyticum Massivi bohemicí (Skalický, 1988).

Obr. 2. Digitální model terénu CHKO Kokořínsko – Máchův kraj, část Kokořínsko.



4.1. Lokality Dobřeň 1 a Dobřeň 2

Dvě se zájmových strží Dobřeň 1 a Dobřeň 2 se nachází v severním výběžku údolí Žebrák, které je bočním vyústění Planého dolu (Obr. 3). Přesné zeměpisné souřadnice závěrových profilů v systému WGS 84 jsou $50^{\circ}28.80498'$ s. š., $14^{\circ}34.23510'$ v. d. pro lokalitu Dobřeň 1 a $50^{\circ}28.82298'$ s. š., $14^{\circ}34.24500'$ v. d. pro lokalitu Dobřeň 2. Strže jsou od sebe vzdálené 17 metrů a nachází se v katastrálním území obce Dobřeň, okres Mělník. Celá oblast je součástí povodí 2,2 km dlouhého potoka Žebrák, který se u obce Vojtěchov zprava vlévá do Pšovky. Závěrový profil strže v lokalitě Dobřeň 1 se nachází v nadmořské výšce 328 m n. m., zatímco ústí strže Dobřeň 2 je ve výšce 331 m n. m. Vymezená sběrná povodí zájmových strží dosahují nadmořské výšky 343 m n. m. pro lokalitu Dobřeň 1, respektive 360 m n. m. pro lokalitu Dobřeň 2.

Podle Quitovy klasifikace spadají obě lokality do mírně teplé oblasti MT9 (Quitt 1971). Dlouhodobá průměrná teplota se pohybuje mezi 8 a 9 °C (Tolasz et al. 2007). Průměrné roční srážkové úhrny dosahují 550-600 mm srážek (Tolasz et al. 2007). Mezi 400-450 mm srážek spadne během vegetačního období, zatímco v zimním období dosahují úhrny mezi 250 až 300 mm. Během 100 až 140 dní v roce se vyskytnou srážkové události překračující 1 mm vodního sloupce (Quitt 1971), přičemž průměrně jednou za rok zde nastane extrémní srážková událost

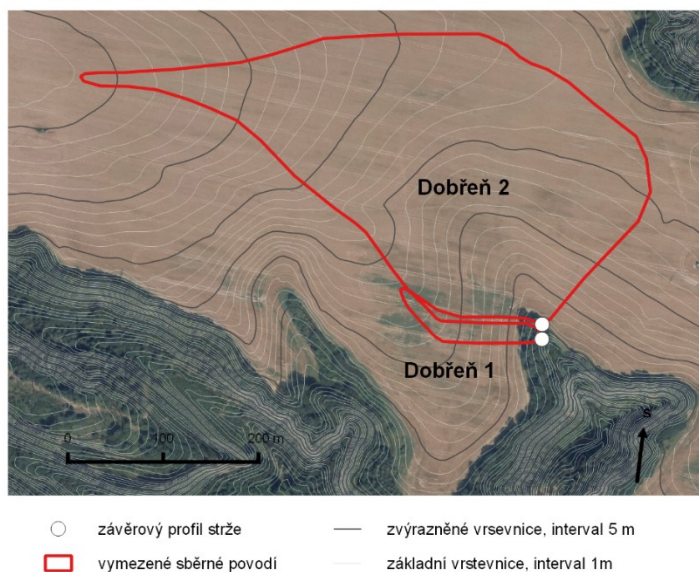
s úhrnem nad 30 mm srážek za 24 hodin (Tolasz et al. 2007). Nejintenzivnější úhrny srážek se vyskytují v letním období roku (Tolasz et al. 2007).

V akumulčních prostorech strží se nacházejí lehké písčité lesní půdy a koluvizemě s příměsí detritu a smyté spraše. Ty do podloží přechází v křemenné pískovce. V oblasti spádových povodí na strukturních plošinách se vyskytuje půdní typ luvické hnědozemě, s písčitohlinitou až hlinitou zrnitostí a destičkovou strukturou. Hloubka půd při přechodu do substrátu byla podle výběrových sod při Komplexním průzkumu půd změřena na 90 až 100 cm (VÚMOP 2014). Půdní substrát tvoří spraš o hloubce asi 30–50 cm.

Ve většině sběrného povodí se dnes nachází plocha orné půdy, na které se konvenčně hospodaří (LPIS 2017). Na části půdního bloku, konkrétně na ploše 9,1 ha v místě aktivního úpadu před stržových zářezem, se vyskytuje mírně erozně ohrožené půda. Podle výpočtu dlouhodobé průměrné ztráty půdy vodní erozí (Wischmeier, Smith 1978) dosahuje v některých částech sběrných povodí rychlost eroze více jak 30 t/ha/rok (VÚMOP 2016). Na těchto plochách se musí dodržovat protierozní opatření B2, které zahrnuje pěstování úzkořádkových plodin, nebo pěstování širokořádkových plodin (kukuřice, brambory, slunečnice aj.) pouze s využitím půdoochranných technologií.

Obě lokality spadají do fyto geografického okrsku Polomených hor s převažujícím biotopem borových doubrav s minimálním zastoupením smrku ztepilého (*Picea abies*) a zbytků bučin (Skalický 1988). Potenciální přirozenou vegetaci představují bikové bučiny (Neuhäuslová et al. 1998). V nejbližším okolí zájmových strží na rozhraní lesních ploch a orné půdy dnes dominují topol osika *Populus tremula*) a bříza bělokora (*Betula pendula*).

Obr. 3. Vymezení lokality Dobřeň 1 a 2.



4.2. Lokalita Nedamov

Další zájmová strž se nachází v katastrálním území Nedamov, jež je součástí obce Dubá, okres Česká Lípa (Obr. 4). Přesná poloha závěrového profilu je lokalizována souřadnicemi 50°32'16.4" s. š. a 14°33'36.5" v. d. Samotná strž leží v horní části ostře zařízlého Ptačího dolu a v místě svého sběrného povodí přechází do výše položeného zarovnaného povrchu. Nadmořská výška v místě závěrového profilu je 273 m n. m., zatímco horní část sběrného povodí zasahuje až do nadmořské výšky 291 m n. m. Hydrograficky spadá tato strž do povodí řeky Liběchovky. Zpočátku je však povrchový odtok z místa strže odvodňován do Černého rybníka, jež je součástí soustavy rybníků a mokřadů při horním toku Liběchovky.

Lokalita Nedamov se nachází v mírně teplé klimatické oblasti MT7 (Quitt 1971). Ta se vyznačuje průměrnou roční teplotou mezi 7–8 °C a oproti oblasti MT9 pak průměrně vyšším počtem ledových dní, a naopak méně častými dny letními. Celkové průměrné roční úhrny srážek jsou 600–700 mm (Tolasz et al. 2007). Zatímco během vegetačního období spadne 400 až 450 mm, zimní měsíce jsou srážkově chudší o průměrných úhrnech do 120 mm (Quitt 1971).

Půdní typ v plochých částech sběrného povodí strže tvoří odvápněná luvická hnědozem, která do spodiny přechází ve sprašovou hlínu. Půdní zrnitost je písčitohlinitá až hlinitá. V podloží se pak vyskytují křemenné pískovce. Ty jsou obnažené na povrch v místě strže, kde vlivem intenzivní hloubkové eroze dochází k odnosu hnědých lesních půd. Na dně údolí Liběchovky jsou pak především zastoupeny fluviální písčito-hlinité sedimenty (Pražák 1990).

Fytogeograficky je lokalita Nedamov řazena mezi Polomené hory (Skalický 1988). Širší okolí strže bylo klasifikováno jako biotop hercynských dubohabřin a květnatých bučin (Chytrý et al. 2001). Samotná plocha strže je pokryta vegetačním krytem, ve kterém je stromové patro zastoupeno habry obecnými (*Carpinus betulus*). Potenciální přirozenou vegetaci však představuje biotop brusinkové borové doubravy (Neuhäuslová et al. 1998). Nad zhlaví strže pokračuje lesní plocha ještě asi 5 metrů, kde převládá mladý porost. Poté na většině sběrného povodí dominuje plocha orné půdy s průměrnou sklonitostí 2°. Dle Veřejného registru půd-LPIS (2017) se na tomto zemědělském pozemku hospodaří v konvenčním režimu, a jelikož je orná půdy hodnocen jako erozně neohrožena, není zde vyžadováno ani žádné protierozní opatření.

Obr. 4. Vymezení lokality Nedamov.



4.3. Lokalita Vidim

Strž v lokalitě Vidim se nachází v katastrálním území stejnojmenné obce Vidim v okrese Mělník (Obr. 5). Souřadnice závěrového profilu strže byly naměřeny na $50^{\circ}27'38.1''$ s. š. a $14^{\circ}29'59.8''$ v. d. Lokalita je součástí východního výběžku Vidimského dolu, který se zařezává do výše položené strukturní plošiny, jež je zemědělsky obhospodařovaná. V severním okraji plošiny se pak nachází místní část Horní Vidim. Hydrograficky představuje Vidimský důl příklad suchého údolí bez stálého povrchového odtoku, který se přes Hluboký důl v obci Tupadly napojuje na údolí Liběchovky. Závěrový profil strže se nachází v nadmořské výšce 281 m n. m., zatímco při horním rozvodí sběrného povodí dosahuje nadmořská výška 347 m n. m.

Klimaticky spadá lokalita Vidim do mírně teplé oblasti MT10 (Quitt 1971). Průměrná teplota se pohybuje mezi 7-8 °C (Tolasz et al. 2007), avšak kvůli jihozápadní orientaci svahu sběrného povodí se dají očekávat průměrné roční teploty v horní části povodí o něco vyšší. Odlišné mikroklimatické poměry se mohou projevat i při závěru strže na dně údolí, kde se mohou během roku vyskytovat teplotní inverze, a proto zde mohou být průměrné teploty naopak nižší. Teplotní poměry jsou oproti ostatním lokalitám o něco příznivější. V průměru se vyskytuje více letních dnů, mezi 40-50, a ubývá ledových dnů (Quitt 1971). Oblast je v porovnání s ostatními zájmovými lokalitami sušší. V dlouhodobém průměru zde spadne 500-600 mm srážek (Tolasz et al. 2007). Nejdeštivější období nastává v průběhu vegetační sezóny, kdy jsou udávány průměrné hodnoty 400-450 mm (Quitt 1971). Naopak v zimním období roku (prosinec-únor) jsou srážkové úhrny jen do 100 mm (Tolasz et al. 2007).

V místě sběrného povodí byla v roce 1964 při Komplexním průzkumu půd odebrána a následně laboratorně analyzována výběrová půdní sonda. Na strukturní plošině se podle této

analýzy vyskytovaly písčitohlinité pararendziny s mírným zastoupením štěrku při povrchu. Mělký povrchový půdní horizont o hloubce do 22 cm a drobtovité struktuře obsahoval střední množství humusu o hodnotě 2,14 %. Směrem do podloží přecházel do štěrkovitého horizontu s výrazným zastoupením CaCO_3 , jehož podíl dosahoval 20 %. Spodní půdní horizont v hloubce 45 cm nakonec pozvolně přecházel do substrátu, který tvořila spraš a dále vápnlitý pískovec (VÚMOP 2014). Vzhledem k poměrně sklonitému svahu a značnému časovému odstupu se dá předpokládat, že povrchový humusový horizont byl již značně oderodován a v současnosti dosahuje větší štěrkovitosti a zastoupení uhličitanu vápenatého. Půdní typ by se tak dnes mohl pravděpodobně klasifikovat jako pelická nebo karbonátová regozem (Šefrna, ústní sdělení). V místě stržového systému se střídají smyté regozemě, písčitohlinité hnědé lesní půdy a koluvizemě v závislosti na reliéfu. V nejvíce sklonitých částech strže se na povrch dostává i podložní substrát vápnlitých pískovců. Dlouhodobá průměrná ztráta půdy, vypočtená podle rovnice USLE, přesahuje na zhruba polovině sběrného území strže hodnoty nad 30 t/ha/rok (VÚMOP 2016). Plocha orné půdy je tak charakterizována jako mírně erozně ohrožena a je na těchto plochách nutné dodržovat protierozní opatření B2 (LPIS 2017).

Území strže spadá do fytogeografického okrsku Polomené hory s převažujícím biotopem hercynských dubohabřin, na exponovanějších skalních srázech jsou pak zastoupeny acidofilní bučiny (Chytrý et al. 2001). V nejbližším okolí strže se pak vyskytují především buky lesní (*Fagus sylvatica*), dále pak lípy srdčité (*Tilia cordata*) a bezy černé (*Sambucus nigra*). Přirozenou vegetaci představují bikové bučiny (Neuhäuslová et al. 1998). Okolí lokality je cenné i z pohledu ekologické stability krajiny. Celé širší okolí je totiž součástí nadregionálního biokoridoru v rámci Územního systému ekologické stability.

Obr. 5. Vymezení lokality Vidim.



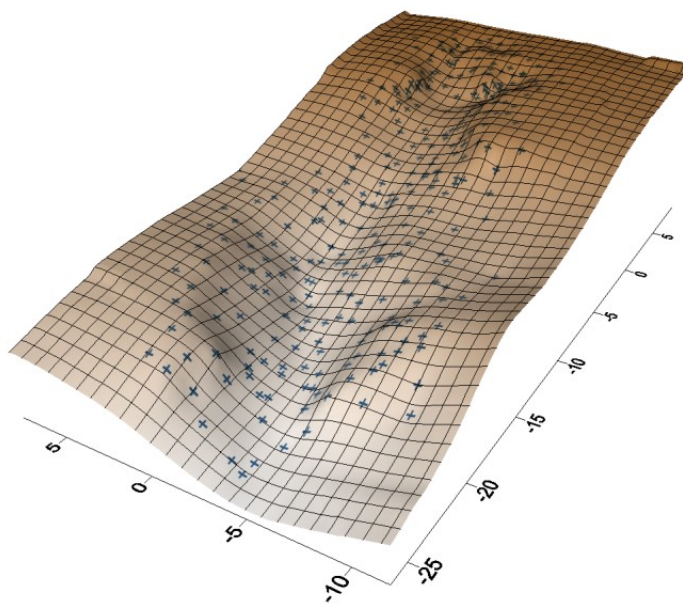
- | | |
|--------------------------|---------------------------------------|
| ○ závěrový profil strže | — zvýrazněné vrstevnice, interval 5 m |
| □ vymezené sběrné povodí | — základní vrstevnice, interval 1 m |

5. Metodika

5.1. Morfometrická analýza reliéfu strží

K detailnímu geomorfologickému průzkumu a následné vizualizaci bylo v terénu provedeno zaměření povrchu strží pomocí geodetické totální stanice Leica TPS 1200. Na základě měření vzdáleností a vodorovných a výškových úhlů mezi vytyčenými body hranolem, převedl vestavěný software polární souřadnice na souřadnice kartézské. Každému zaměřenému bodu tak byla přidělena souřadnice X, Y, Z. Síť bodů byla volena tak, aby pravidelně pokrývala plochu celé strže a přilehlého okolí a zároveň zohledňovala detailní terénní anomálie. Hustota sítě bodů se pohybovala od 2 do 10 bodů na metr čtvereční. Podobná metodika volby bodů byla použita i v obdobných studiích (Castillo et al. 2012). Zaměřené body byly následně interpolovány v softwaru Surfer 11 pomocí různých interpolačních metod. Ideální interpolační metoda byla vybrána na základě validace funkcí *CROSS VALIDATION*, která spočítá součet reziduálních hodnot nadmořských výšek vybraných bodů, které nejsou do interpolace zahrnuty, oproti hodnotám nadmořských výšek interpolovaných z ostatních bodů. Dále výběr zohledňoval i vizuální porovnání interpolovaného digitálního modelu terénu a skutečného povrchu. Tímto způsobem byl vytvořen digitální model terénu v rastrové formě s rozlišením 0,1 až 0,2 metrů v závislosti na velikosti zájmového území strže a počtu naměřených bodů. Následná vizualizace v trojrozměrné dimenzi byla provedena v prostředí Surfer 11 pomocí nástroje *3D SURFACE* (Obr. 6).

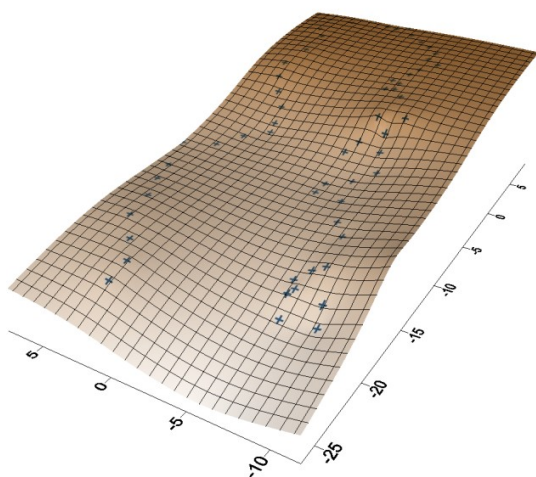
Obr. 6. Zaměřené body totální stanicí a interpolovaný 3D model současné strže, lokalita Vidim.



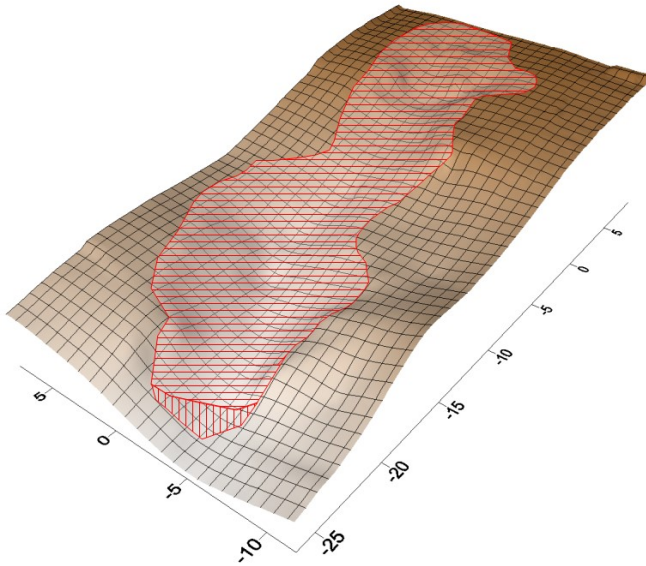
Volba rastrové formy digitálního modelu terénu oproti formě TIN (triangulated irregular network) byla vybrána z důvodu provedení následných morfometrických analýz v rastrové formě a pro kompatibilitu s vrstvou krajinného pokryvu (Křížek et al., 2016). Navíc hustota naměřených bodů nezajišťovala realistické zobrazení povrchu formou TIN, kdy zejména v okrajových částech zájmových území s malým počtem bodů docházelo k výraznému zkreslení. Obdobným způsobem se v terénu zaměřila i poloha okolních stromů, případně mladých semenáčků a odebraných kořenů ke kvantifikaci intenzity stržové eroze (viz dále).

Vytvořený digitální model terénu byl použit ke zjištění hlavních morfometrických charakteristik běžně uváděných v ostatních studiích ve stejné klimatomorfogenetické oblasti (Zachar, 1970). Jednalo se o: sklonitost, délku a výškový gradient podélného profilu, maximální a průměrnou sklonitost v oblasti celé strže, maximální a průměrnou hloubku strže, plochu a kubaturu strže. Navíc byly z modelu strží odvozeny v softwaru Surfer 11 podélné i příčné profily, ze kterých byla vypočítána průměrná a maximální šířka strže. Příčné profily byly konstruovány kolmo na údolnici strže a pod pravým úhlem k vrstevnicím (Borská, Křížek, 2009). Pro vypočtení kubatury čili celkového objemu materiálu, který byl erozí z oblasti strže odnesen, bylo nutné vytvořit digitální model terénu, který by odpovídal původnímu terénu před započtením stržové eroze. Ten se interpoloval na základě zaměřených vybraných bodů, které se nacházely nad hranou strže (Obr. 7). Rozdíl těchto dvou povrchů představoval vlastní kubaturu strže a byl vypočten pomocí funkce CUT FILL v extenzi Spatial Analyst a 3D Analyst v softwaru ArcMap 10.4., který je součástí programu ArcGIS for Desktop (Esri 2017). Výsledná rozdílná oblast byla definována jako vlastní plocha strže a vymezovala zónu výpočtů ostatních morfometrických charakteristik (Obr. 8).

Obr. 7. Interpolovaný 3D model původního terénu, lokalita Vidim.



Obr. 8. Oblast vlastní strže, odvozená z rozdílu mezi původním a současným povrchem.



Maximální a průměrná sklonitost byla pro vymezenou oblast strže zjištěna v programu ArcMap 10.4. kombinací funkcí *SLOPE* a *ZONAL STATISTICS AS TABLE*. Navíc se z vypočteného rastru sklonitosti svahů odečetla sklonitost v místě polohy odebraných kořenů pomocí funkce *EXTRACT VALUES TO POINTS*. Ta se zjišťovala z důvodu ověření hypotézy, zda rychlost obnažovaných kořenů souvisí se sklonem svahu v místě kořene, jak se prokázalo v jiných studiích (Lopez Saez, et al., 2011). Podélný profil byl odvozen v programu Surfer 11 a rozdílem jeho počáteční a konečné nadmořské výšky byl vypočten výškový gradient. Ten byl následně použit i k výpočtu průměrné sklonitosti podélného profilu, který byl vypočítán pomocí jednoduchého matematického výpočtu goniometrické funkce o známé přilehlé odvěsňě – délce podélného profilu a odlehlé odvěsňě – výškovému gradientu. Informace o hloubce byla převzata z výpočtu rozdílu nadmořských výšek mezi původním terénem před započítáním vývoje strže (Obr. 7), a současným povrchem strže (Obr. 6), pomocí funkce *RASTER CALCULATOR* v programu ArcMap 10.4. extenze Spatial Analyst. Byla zjištěna jak maximální hodnota hloubky strže, tak průměrná hloubka podél podélného profilu s využitím funkce *ZONAL STATISTICS AS TABLE*.

5.2. Odhalené kořeny a kvantifikace stržové eroze

Pro zjištění rychlosti stržové eroze byla použita dendrogeomorfologická metoda odhalených kořenů (Gärtner, 2007). Výběr kořenů byl podmíněn minimální vzdáleností 0,5 metrů od báze kmene. Do této vzdálenosti se totiž může u kořenů projevat tvorba kompresního dřeva a asymetrický růst v příčném profilu vlivem mechanického stresu kmene

(Fayle, 1976). Navíc jsou v takové blízkosti od kmene často kořeny odhaleny zejména kvůli stabilizaci stromu než samotné erozi půdy (Gärtner, 2007). Dalším kritériem výběru kořenů bylo jejich rovnoměrné rozložení v rámci zájmové strže. Kořeny byly většinou odebírány při výrazně sklonitých svazích, které po terénním průzkumu napovídaly spíše o prudkém náhlém obnažení než o pomalé kontinuální erozi. Tím se zpřesnily identifikace anatomických změn, které byly nápadnější. Odebrané kořeny byly stále živé a nevyhnilé. Některé byly při spodní straně v kontaktu s půdním pokryvem. Ostatní byly zcela obnaženy jen v odebraném úseku a jejich poloha tak byla stabilizována spodní částí s kořenovou čepičkou zakrytou půdní vrstvou.

Pro rekonstrukci přesného množství odnesené půdní vrstvy bylo nutné zaznamenat pozici kořene vůči současnému povrchu. S přesností na 0,5 cm byla pomocí svinovacího metru zaměřena vzdálenost mezi horní hranou kořene a současným povrchem ve vertikální rovině (Obr. 8). Zároveň byla poloha odebraného vzorku zaměřena pomocí totální stanice. Následně byl z kořene ruční pilou odebrán vzorek příčného řezu a na něm zaznačena horní odvrácená hrana kořene. Následující práce již probíhaly v dendrochronologické laboratoři.

K identifikaci anatomické změny v rámci letokruhové série kořenů, která by odkazovala k obnažení a erozní události, bylo nutné vytvořit mikroskopické preparáty. První fáze přípravy preparátů zahrnovala vytvoření tenkých řezů příčných profilů o tloušťce do 20 μm . K tomu byl použit mikrotom WSL GSL 1. Z každého vzorku kořene bylo odebráno hned několik příčných řezů v různých výsecích od dřeně k borce kořene. Tenké preparáty na podložním sklíčku byly pro ostřejší kontrast buněčných stěn následně obarveny do sytě modročervené směsi barviv Safraninu a Astrablue. Dále se preparáty dehydratovaly postupným vymýváním ethanolovou řadou se stupňující koncentrací roztoku (70 %, 90 %, 96 %, 100 %). Pro otestování dostatečné dehydratace vzorku byl poté použit diasol. Nakonec byl na preparát aplikován kanadský balzám, který připevnil přiložené krycí sklíčko. Preparát byl následně ponechán po dobu osmi hodin v rozehřáté troubě na 65 °C (Gärtner et al., 2001). Před optickým pozorováním byly ještě zbytky kanadského balzámu na krycím sklíčku opatrně mechanicky odstraněny.

Analytická část identifikace anatomických změn byla provedena vizuálně na optickém mikroskopu L2030. Všechny zkoumané vzorky byly zástupci listnatých dřevin. Proto byl jako důkaz odhalení kořene uvažován výrazný pokles velikost cév v rámci jednoho nebo dvou letokruhů. V některých případech došlo i k zvětšení šířky následujícího letokruhu (Hitz et al., 2008). Další, v publikacích zmiňovaný makroskopický projev v podobě růstové jizvy a tvorby hojivého pletiva kalusu (Šilhán 2013), byl brán v potaz pouze okrajově, jako nejmladší možný rok obnažení kořene. Mnohdy totiž dochází k mechanickému poškození kořene a následné tvorbě kalusu až v časové prodlevě po samotném obnažení. Může se tak stát například vlivem okusu

kořene zvěří, a výskyt jizev tak není nezbytně nutně spojený s erozní událostí. Za rok obnažení kořene se uvažoval poslední letokruh před anatomickou změnou, případně letokruh, kde se změna projevila v průběhu jednoho letokruhu (Šilhán 2013). Počet letokruhů mezi tímto letokruhem a borkou kořene určil dobu, která od obnažení kořene již uplynula. Na závěr byla zohledněna korekce zkreslení stáří anatomické změny vlivem některých růstových anomálií, jako například vklíněných letokruhů, které se u kořenů často objevují. Výseče ze stejného vzorku kořene byly mezi sebou vizuálně srovnány, což umožnilo identifikaci a následné odečtení nepravých letokruhů (Šilhán et al., 2016). Na závěr byla vyjádřena míra nejistoty datování, kdy jako *střední* míra nejistoty byly klasifikovány vzorky, u kterých se potenciální chyba datování pohybovala mezi 1 a 2 roky. Pokud byla nejistota větší, analyzovaný kořen byl ze souboru vyřazen. *Malou* míru nejistoty pak představovaly vzorky s maximální chybou do 1 roku. Kategorie *žádná* míra nejistoty charakterizovala vzorky, u kterých bylo stanovení roku odhalení a následného odečtu uplynulých roků, jisté.

K výpočtu rychlosti eroze byla použita metodika dle Gärtnera (2007). V případě, že byla spodní část kořene stále částečně pokryta půdou, byla k výpočtu použita tato rovnice:

$$E_r = E - Gr + \frac{B_1+B_2}{2} + \varepsilon$$

$$E_{ra} = \frac{E_r}{NR_{ex}}$$

E - výška kořene nad současným povrchem, měřeno k horní hraně kořene

Gr - nárůst kořene od doby odhalení

B1, B2 - šířka borky na horní a spodní straně

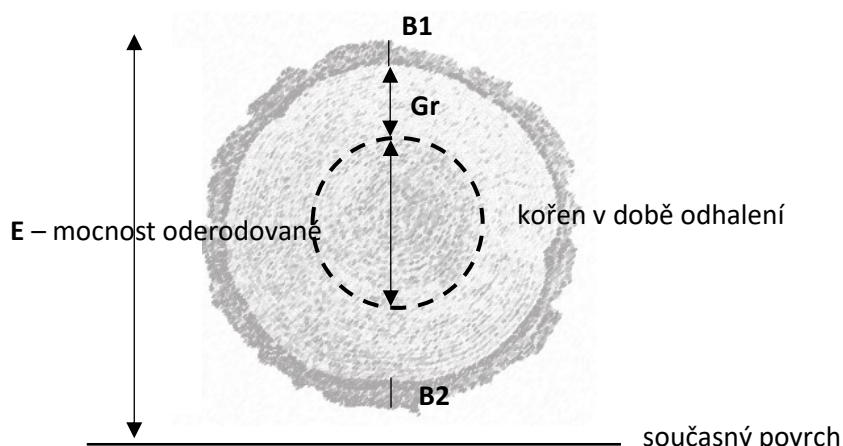
ε - bias, mocnost půdy nad původní polohou kořene, při které již dochází k anatomickým projevům na odhalení, uvažováno 30 mm (Corona et al., 2011)

NR_{ex} - počet let od odhalení

V případě, že byl kořen již zcela obnažen, stává se potenciálně nestabilní a lze předpokládat relativní vertikální zdvih polohy kořene, na který již nepůsobí tlak svrchní půdy. Výpočet erozní rychlosti nestabilních kořenů byl doplněn o korekci (Corona et al., 2011):

$$E_r = E - (Gr_1 + Gr_2) + \frac{B_1+B_2}{2} + \varepsilon$$

Obr. 9. Měřené charakteristiky vstupující do výpočetní rovnice.



Výsledná rychlost eroze vyjadřuje hodnotu odnosu půdního pokryvu, případně zvětralého substrátu v milimetrech za rok (*lowering rate*). Tento ukazatel se používá i v dalších dendrogeomorfologických studiích, zabývajících se stržovou nebo plošnou erozí (Stoffel et al. 2013). U každého kořene bylo navíc rozlišeno, zda se jedná o hloubkovou erozi dna strže, boční erozi svahů nebo zpětné zařezávání strže podle polohy kořene ve strži. Pro lepší názornost v kontextu celé nauky o erozi půdy byla rychlost eroze (*lowering rate*) přepočtena na častěji užívaný ukazatel erozní rychlosti na jednotku plochy (*unit erosion rate*), který je vyjádřen jako odnos tuny půdního materiálu na jeden hektar za rok (Lehre 2008).

$$Erb = Era \times 10^{-6} \times \rho \times 10^7$$

Era - rychlost eroze [mm/rok] - *lowering rate*

Erb - rychlost eroze [t/ha/rok] – *unit erosion rate*

ρ - objemová hmotnost suché půdy – *bulk density*

Objemové hmotnosti půd pro konkrétní půdní typ nacházející se na základě výběrových sond Komplexního průzkumu půd (VÚMOP 2014) v místě strže, byly odvozeny podle Handbook of Soil Science (Huang et al. 2000).

5.3. Morfometrická analýza reliéfu sběrného povodí

Pro analýzu příčinných faktorů působících na vývoj stržové eroze bylo nejprve nutné vymezit oblast sběrného povodí strží. Jako podklad pro další morfometrické úlohy byl použit Digitální model reliéfu České republiky 4. generace (dále jen DMR) od Českého úřadu zeměměřického katastrálního v pravidelné síti bodů 5 x 5 metrů (ČÚZK 2013). Všechny úkoly byly zpracovány v programu ArcMap 10.4. za pomoci extenze Spatial Analyst. Nejprve byly v digitálním modelu identifikovány a odstraněny bezodtoké oblasti, které by při dalších analýzách odtokových drah vytvářely chyby. K tomu posloužila funkce *FILL*, která buňkám, jež mají hodnotu nadmořské výšky nižší než všechny okolní buňky, přiřadí hodnoty nejmenší okolní buňky. Tím se vyplní a zahladí topografická sníženina v DMR (Esri, 2017). V takto upraveném modelu terénu se určí směry odtoku pomocí dalšího nástroje *FLOW DIRECTION* z extenze Spatial Analyst. Tato funkce je založena na principu posuvného oka o rozměrech 3 x 3 pixelu, ve kterém nejnižší hodnota nadmořské výšky určí směr odtoku z prostřední buňky (Jedlička, Štych, 2007). Pro následné vymezení sběrného povodí bylo nutné předem zaznamenat polohu závěrového profilu strže. Ta byla změřena pomocí GPS Garmin 60Cs během terénního mapování strží. Získané body s polohovou informací byly poté převedeny do prostředí ArcMap, kde byly transformovány do souřadnicového systému DMR a sloužily jako vstupní parametr při vymezení povodí pomocí funkce *WATERSHED*. Ta kromě závěrových profilů využívá i vrstvu směru odtoku zpracovanou funkcí *FLOW DIRECTION*, která určí plochu všech pixelů, které mají stejný definovaný závěrový profil.

Ve vymezených sběrných povodích strží byly vypočteny některé morfometrické charakteristiky. Jednalo se o maximální a průměrnou sklonitost svahů povodí, které byly zjištěny kombinací funkcí *SLOPE* a *ZONAL STATISTICS AS TABLE* v programu ArcMap 10.4. Dalším zjišťovaným parametrem, který se v některých publikacích udává jako jeden z faktorů půdní eroze (Janeček et al. 2012), byla nepřerušená délka odtokových drah. Jelikož se závěrové profily u všech zájmových strží nacházely pod vegetačním krytem, který podle této metodiky přerušuje odtokovou dráhu (jednalo se o les), byla uvažována plocha pouze na orné půdě ve vyšších částech povodí. V ní byla vypočtena maximální délka odtokové dráhy pomocí funkce *FLOW LENGHT* v extenzi Spatial Analyst. Abychom dostali představu o vzdálenosti mezi rozhraním lesa a závěrovým profilem, byla délka odtokové dráhy obdobně vypočtena i na zbylé ploše a charakterizována jako délka přerušené odtokové dráhy. Posledním zohledněným morfometrickým údajem byla zakřivenost tvarů svahů. Funkce *CURVATURE* vypočítává průběh svahů a identifikuje konvexní tvary reliéfu, kterým přisuzuje kladné hodnoty, přímé svahy s nulovými hodnotami a konkávní, které nabývají hodnot záporných (Esri 2017). Podle toho

se dá určit, zda bude povrchový odtok potencionálně akcelarovat a s tím se i zvyšovat jeho erozní energie.

5.4. Změna využití území sběrného povodí

Jako další uvažovaný erozní faktor bylo zkoumáno využití ploch v zájmových území. Na vymezených sběrných subpovodí strží byly analyzovány současné a historické letecké snímky. Současný stav (za rok 2016) byl odvozen od leteckých snímků online distribuovaných ČÚZK. Historické snímky byly zakoupeny od Vojenského geografického a hydrometeorologického ústavu v Dobrušce (VGHMUř Dobruška 2017). Roky zaznamenaných snímků byly vybrány tak, aby v intervalu po zhruba 10 let pokrývaly celé datované období včetně stavu před prvním zaznamenaným odhalením kořene. Historické snímky v rozlišení 14, resp. 15 μm a známém měřítku a ohniskové vzdálenosti byly následně ortorektifikovány v modulu OrthoEngine PCI Geomatica pomocí lícovacích bodů do stejného zobrazení jako vymezená subpovodí (Křováčko zobrazení). K odstranění zkreslení vzniklé zakřivením povrchu byl využit DMR 4G. Výsledná transformovaná ortofota byla vektorizována v prostředí ArcMap 10.4. do nově vzniklé vrstvy a rozlišena do tříd podle způsobu využití území. Změny ve využití území pro jednotlivá sběrná povodí byly vyjádřeny popisnou statistikou v programu MS Excel.

5.5. Vztah erozních faktorů

Uspořádání zjištěných hodnot intenzity eroze v prostoru bylo analyzováno pomocí prostorové autokorelace. Ta vyjadřuje míru prostorové závislosti určitého jevu (Cliff, Ord 1973). Prostorová autokorelace byla posouzena na základě Moranova I kritéria, které je vhodné pro kvantitativní data spojitého měřítka (Spurná 2008). Moranovo I kritérium je definováno vzorcem:

$$I = \frac{\sum_i \sum_j w_{ij} c_{ij}}{s^2 \sum_i \sum_j w_{ij}},$$
$$c_{ij} = (z_i - \bar{z})(z_j - \bar{z}) \text{ a } s^2 = \frac{\sum_i (z_i - \bar{z})^2}{n},$$

, kde w_{ij} je prostorová váhící funkce, n charakterizuje počet analyzovaných jednotek, i a j jsou indexy pro dvě různé jednotky, z_i symbolizuje hodnotu proměnné v jednotce i a \bar{z} aritmetický průměr sledované proměnné (Cliff, Ord 1973). Výpočet Moranova I kritéria a jeho interpretace

je tak do jisté míry podobna Pearsonovu korelačnímu koeficientu. K výpočtu byl použit program ArcMap 10.4., funkce *SPATIAL AUTOCORRELATION (MORANS I)*. Zvolené vážící schéma bylo založeno na základě vzdáleností.

Dále bylo statisticky testováno, zda se intenzita eroze a sklonitosti svahů v místě odhalených kořenů mezi jednotlivými lokalitami liší. Rozdíly hodnot byly analyzovány na základě Kruskal-Wallisova testu po předchozím ověření normality dat (nebylo splněno). K výpočtu byl využit program IBM SPSS Statistics 20.

Jako potenciální erozní faktor determinující intenzitu stržové eroze byl, podobně jako v jiných studiích (Lopez Saez et al. 2011), hodnocen sklon svahů v místě odebraných kořenů. Nejprve bylo na základě grafického znázornění histogramů zjišťováno, zda obě proměnné splňují předpoklad normality dat. Jejich vztah byl následně statisticky hodnocen korelační analýzou pomocí Spearmanova korelačního koeficientu (Hendl 2004). Výpočet byl proveden v programu IBM SPSS Statistics 20.

Na úrovni celých strží byly na závěr posuzovány (bez statistického testování) vztahy dalších erozních faktorů a intenzity eroze. Jako proměnné byly uvažovány kromě morfometrických charakteristik sběrného povodí i změny ve využití území a půdní K faktor. K faktor, charakterizující erozní potenciál půd, byl vypočten na základě výpočetní formule udávané v metodice Ochrana zemědělské půdy před erozí (Janeček et al. 2012). Ke stanovení K faktoru byl použit odvozený vztah vycházející ze zastoupení jednotlivých půdních frakcí, obsahu humusu ornice, půdní struktury a třídy propustnosti. Pro zjištění těchto charakteristik posloužily archivní dokumentace výběrových půdních sond, jež se v místech zájmových povodí odebíraly a následně analyzovaly v průběhu Komplexního průzkumu půd (VÚMOP 2014).

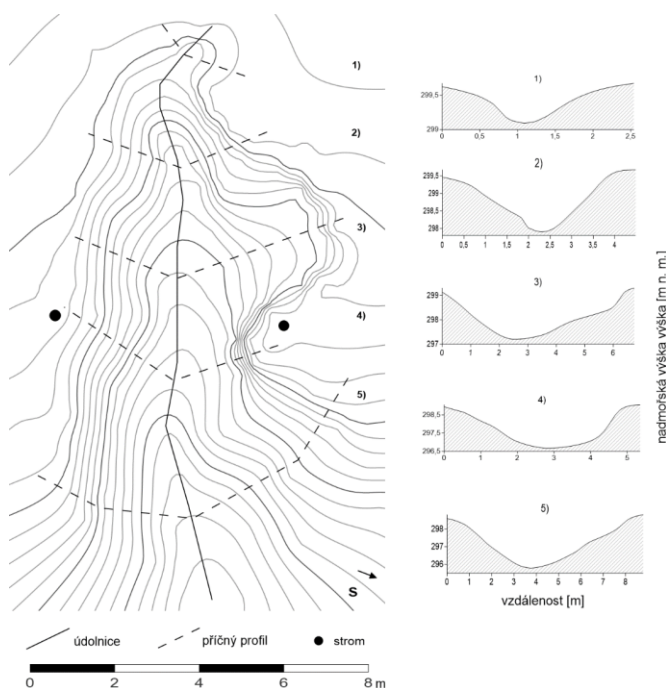
6. Výsledky

6.1. Morfometrická analýza reliéfu strží

6.1.1. Dobřeň 1

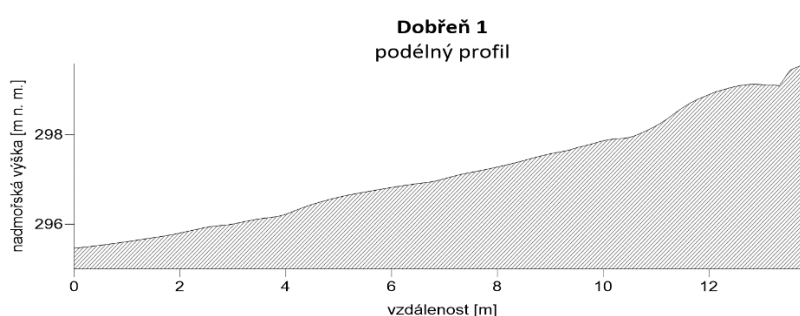
V lokalitě Dobřeň 1 bylo totální stanicí zaměřeno celkem 245 bodů s průměrnou hustotou tři body na metr čtvereční. Z nich byl vytvořen digitální model terénu na základě interpolace metodou Kriging (Obr. 10). Strž začíná mělkým zářezem o hloubce okolo 0,6 metru, který pozvolna navazuje na výše položenou plochu orné půdy. Orientace zářezu je lehce mimo hlavní osu strže směrem k západu. V dalším průběhu se strž hlouběji zařezává a vytváří široce rozevřený profil do tvaru V, jak je vidět na příčném profilu 2 (Obr. 10). Po necelých čtyřech metrech od zářezu strže v místě profilu 3 pak dochází k výraznějšímu rozšíření severního svahu strže, který ustupuje o zhruba 4 metry od hlavní údolnice. Protilehlý svah je však v tomto místě relativně neměnný a profil svahů strže v tomto místě je výrazně asymetrický (Obr. 10). V místě příčného profilu 4 se větvení severního svahu strže vrací zpět, kdy ústup svahu limituje vrostlý strom a jeho kořenový systém. Tato stabilizace svahu je patrná i na příčném profilu 4, kdy je zřejmá výrazná sklonitost pravého svahu a neckovitý tvar strže (Obr. 10). V dalším průběhu za ostrůvkovitým výčnělkem na severním svahu dochází k nerovnoměrnému ústupu obou svahů a dalšímu pozvolnému zahlubování. Výraznější rozšiřování je však opět zjevné na severní straně strže, kdy klesá sklon i gradient svahu. Naproti tomu jižní svah ustupuje jen mírně, klesá sklonitost, ale výškový gradient zůstává téměř konstantní.

Obr.10. Vrstevnicová topografická mapa a příčné profily strže z lokality Dobřeň 1. Interval vrstevnic je 0,2 metrů.



V podélném profilu se výrazněji jeví dva ostřejší přechody v horní části profilu (Obr. 11). První se vyskytuje v hloubce asi 50 cm pod původním povrchem, kdy má podélný profil výrazně strmý sklon a rázně přechází do malé sníženiny. Tento tvar může souviset s výraznou hloubkovou erozí stržového dna vlivem dopadajícího povrchového odtoku přes hranu strže. Poté se podélný profil opět výrazněji uklání, jako důsledek zrychlené eroze ve spraši a sprašových hlínách, které jsou erozně náchylnější. Druhý nápadný schod je v hloubce 170 cm, kde sklon profilu opět klesá. Hloubka se shoduje s litologickým přechodem spraše a zvětralých kvádrových pískovců. Od této hloubky je již tvar svahu víceméně lineární. Celkový výškový gradient podélného profilu je 4,1 metrů při průměrné sklonitosti 16,7° (Tab. 3).

Obr.11. Podélný profil strže z lokality Dobřeň 1. Nepřevýšeno.



Strž se nachází na ploše 73 m² a o objemu 57 m³. Celková délka od zářezu k ústí strže je 13,7 metrů. Hloubka se postupně zvyšuje směrem k ústí do hlavního údolí, kde se strž zahlubuje až do hloubky 2,1 metrů od hřbetu okolního svahu. Šířka strže se od zářezu nepravidelně mění od 2 do více jak 7 metrů (Tab. 3).

Tab.3. Morfometrické charakteristiky strže v lokalitě Dobřeň 1.

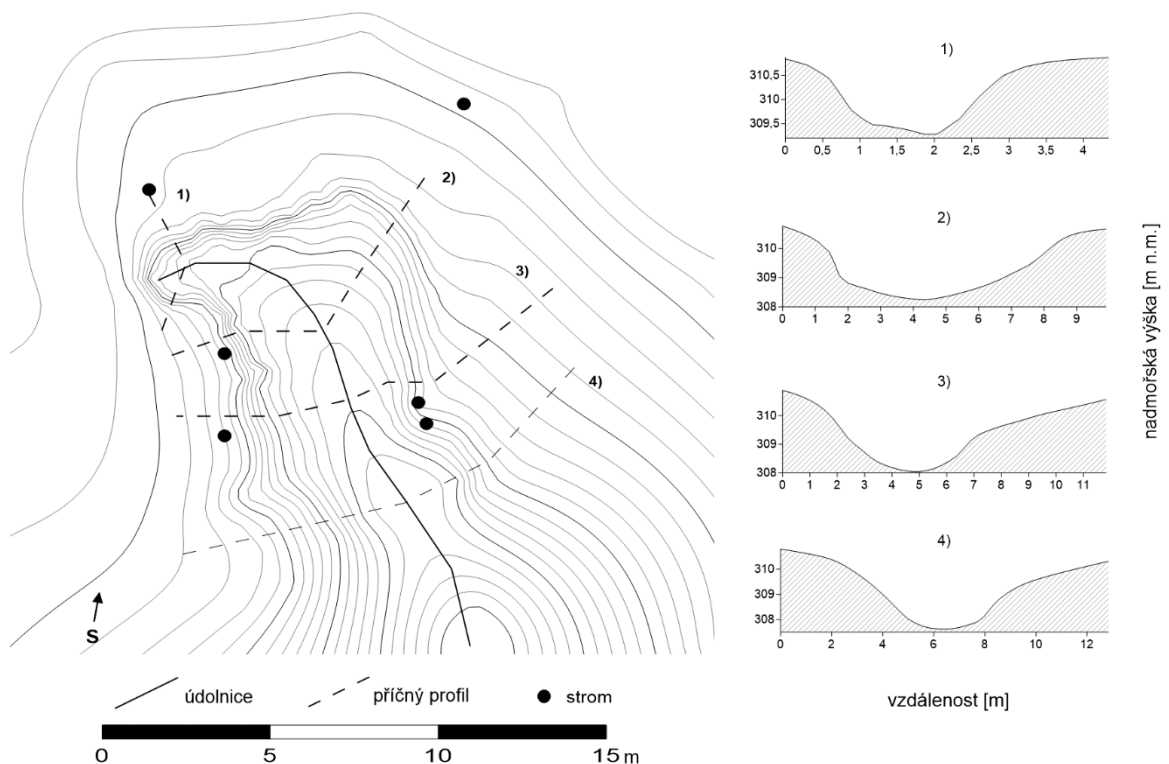
Lokalita	Délka [m]	Průměrná šířka [m]	Maximální šířka [m]	Průměrná hloubka [m]	Maximální hloubka [m]
Dobřeň 1	13,7	5,4	7,3	0,7	2,1
	Sklon podélného profilu [°]	Výškový gradient pod. p. [m]	Průměrná sklonitost [°]	Plocha strže [m ²]	Objem strže [m ³]
Dobřeň 1	16,7	4,1	34,2	73,0	57,0

6.1.2. Dobřeň 2

Digitální model terénu byl pro nedalekou strž v lokalitě Dobřeň 2 vytvořen na základě 174 zaměřených bodů s průměrnou hustotou dva body na metr čtvereční. V některých místech jsou boční svahy (zejména západní svah) a svah zářezu strže kolmé až převísle, což bylo zjištěno z terénního průzkumu. Při zaměřování bodů terénu a následné vizualizaci (Obr. 12) byly však

převíslé svahy z důvodu korektní topografické prezentace záměrně zkráceny. Zářez strže je asi 6 metrů široký a v náznacích se dále větví západním (profil 1) a do budoucna zřejmě i severovýchodním směrem (Obr. 12). Při zářezu strže je příčný profil (1) tvaru neckovitého s širokým plochým dnem. V dalším transektu ve směru k ústí strže klesá sklon zejména východního svahu, který v místě profilu 2 ustupuje boční erozi. Oproti protilehlému západnímu svahu, který je výrazně sklonitý až převíslý, není stabilizován rozsáhlým kořenovým systémem a výrazně podléhá boční erozi (Obr. 12). Ploché dno v hloubce okolo dvou metrů pod hřbetem svahů je v tomto místě široké až 5 metrů, postupně se však zužuje v místě profilu 3, kdy zejména kvůli dvou nižším stromům je východní svah limitován dalším ústupem. Zajímavý je průběh příčného profilu 4, který na východním svahu ve vzdálenosti zhruba 4 metrů výrazně mění sklon a prudce konkávně klesá. Západní svah oproti tomu zůstává ve srovnání s profilem 2 téměř neměnný, s vysokým převýšením i sklonem. Ve směru k ústí se dále dno strže více rozšiřuje. U východního svahu zůstává předěl dvou sklonitostí svahu konvexně-konkávného tvaru.

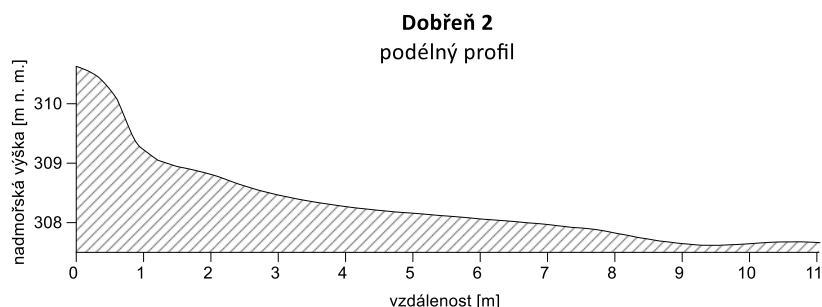
Obr.12. Vrstevnicová topografická mapa a příčné profily strže z lokality Dobřeň 2. Interval vrstevnic je 0,2 metrů.



Podélný profil strže v lokalitě Dobřeň 2 je charakteristický konvexním tvarem (Obr. 13). Ve vzdálenosti do jednoho metru je vidět výrazný zářez strže, kdy průběh profilu padá pod ostrým úhlem okolo 70 až 80° o zhruba jeden výškový metr. Dále se již sklon profilu zmenšuje a vytváří se členité dno, které pod mírným sklonem dále klesá. Od vzdálenosti 9 metrů od zářezu

strže přechází v plochou sníženinu, kde se akumuluje nános erodovaného materiálu. Podélný profil má průměrný sklon 15,1°, s výraznými rozdíly mezi zářezem a závěrovým profilem. Celkový výškový gradient je oproti předešlé strži nižší okolo 2,9 metrů, přičemž hlavní převýšení je překonáváno hned při zářezu na délce jednoho metru (Obr.13).

Obr.13. Podélný profil strže z lokality Dobřeň 2. Nepřevýšeno.



Strž se rozprostírá na celkové ploše 90,9 m² a oproti okolí je vymezena příkrými bočními svahy (Tab. 4). Šířka zůstává v celém průběhu relativně neměnná přes 8 metrů. Pouze v místě příčného profilu 3 je šířka užší kolem 7 metrů. Strž je poměrně málo hluboká, a to i při závěrovém profilu, kdy maximální převýšení dna a západního svahu dosahuje 1,9 metru. Sklonitost svahů v rámci celé strže je značně variabilní. Na jedné straně klesá ploché dno po většinu údolnice jen pod mírným svahem, naproti tomu svahy při zhlaví a stranách jsou ostře zařízlé. Ačkoliv se jeví tato strž mělká a kratší, než strž v lokalitě Dobřeň 1, je celkový objem strže zejména kvůli své šířce 81,9 m³.

Tab.4. Morfometrické charakteristiky strže v lokalitě Dobřeň 2.

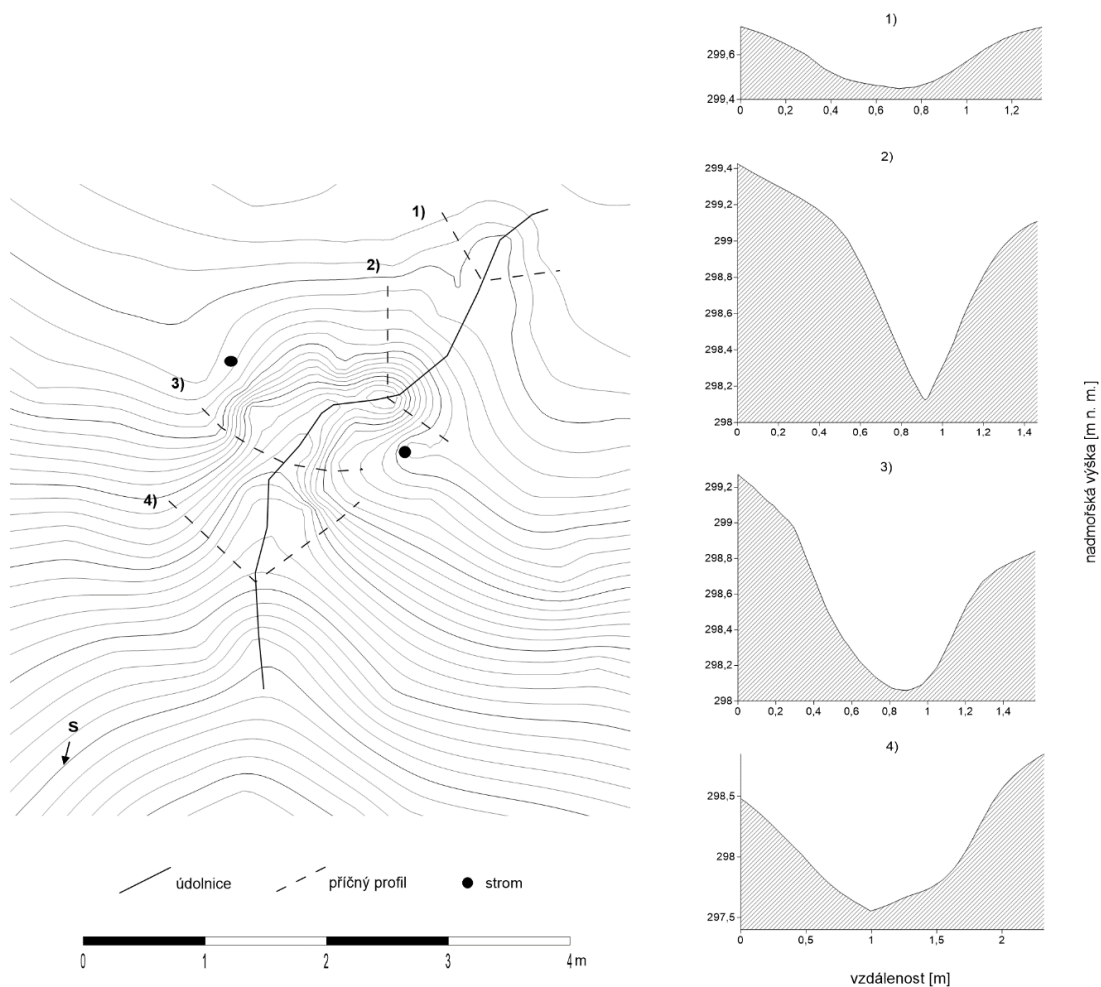
Lokalita	Délka [m]	Průměrná šířka [m]	Maximální šířka [m]	Průměrná hloubka [m]	Maximální hloubka [m]
Dobřeň 2	10,8	8,3	8,9	0,8	1,9
	Sklon podélného profilu [°]	Výškový gradient pod. p. [m]	Průměrná sklonitost [°]	Plocha strže [m ²]	Objem strže [m ³]
Dobřeň 2	15,1	2,9	29,1	90,9	81,9

6.1.3. Nedamov

Digitální model terénu strže v lokalitě Nedamov byl vytvořen na základě 124 zaměřených bodů. Průměrná hustota bodů byla 4 body m², přičemž v místech terénních nepravidelností, zejména ve střední části délky strže, byla dosažena hustota až 8 bodů na m². Lokalita Nedamov představuje plošně nejmenší zájmovou strž. Rozprostírá se na ploše pouhých 10 m² a tvoří ji úzké ostře zařízlé dno (Obr. 14). Jedná se o typ malé stržky s převahou intenzivní hlubkové eroze

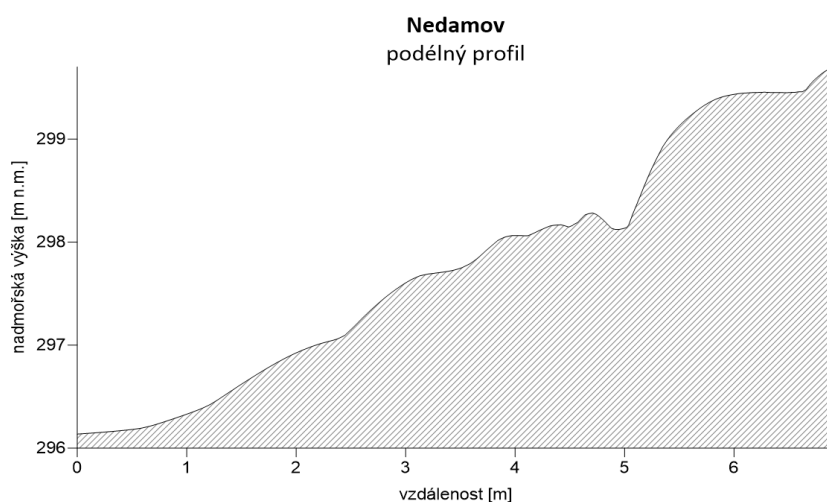
podmíněné výrazným svahovým gradientem. Osa horní části strže při zářezu směřuje k jihu, zhruba v polovině délky se však směr osy mění směrem k jihovýchodu (Obr. 14). V horní části při zářezu se strž jen nevýrazně pozvolně zařezává. Dno strže je mělké, asi 20 cm zahloubené a vymezené mírně svažitým východním svahem a prudším svahem západním. Svah strže při zářezu je také nevýrazné a mírně sklonité. V dalším průběhu v místě příčného profilu 2 se však podélný profil strže značně mění (Obr. 15). V této části je strž pouze do jednoho metru široká, avšak dno strže se prudce zařezává do hloubky jednoho metru. Oba boční svahy jsou prudce sklonité a příčný profil (2) nabývá tvaru sevřeného V. U obou svahů je další posun značně limitován dvěma vzrostlými stromy. Sklonitost tak převyšuje 45°, po dalším půl metru však více ustupuje východní svah a dno se rozšiřuje a stává se ploché (příčný profil 3). V místě profilu 4, kdy již strž opouští sevření okolními stromy, sklony a gradienty svahů klesají, stejně tak i celkové zahloubení strže, která je již v topografické mapě hůře identifikovatelné. Nakonec, po dalším metru délky, dochází k širokému rozevření strže a k téměř úplnému splnutí s okolním svahem.

Obr.14. Vrstevnicová topografická mapa a příčné profily strže z lokality Nedamov. Interval vrstevnic je 0,1 metrů.



Strž se celkově nachází na malé ploše 10,8 m². Oproti ostatním zájmovým stržím je charakteristická malou šířkou do 1,9 metru, za to však výrazným zahloubením ve vzdálenosti dvou metrů od zářezu strže. Proto je sklonitost podélného profilu značně výrazná, v průměru 27,9°, i když, jak ukazuje podélný profil (Obr. 15), velmi variabilní. Například, v prvním metru od zářezu je podélný profil přímý s minimálním sklonem, poté však konkávně přechází pod úhlem až 70° do malé terénní deprese. Ta mohla vzniknout působením sufoze, jejíž zjevné projevy byly v okolí strže zaznamenány. Toto výrazné zahloubení s gradientem do jednoho metru od hřbetu okolních svahů dále pokračuje v nevyrovnaném členitém profilu pod menším sklonem (Obr. 15). Nakonec, ve vzdálenosti 1,5 metru od ústí, sklon podélného profilu ještě více klesá.

Obr.15. Podélný profil strže z lokality Nedamov. Nepřevýšeno.



Přestože je strž ve své části hluboce zařízlá, malá šířka a délka strže způsobují v porovnání s ostatními lokalitami celkově malý objem (Tab. 5). Navíc je kromě zmiňované střední pasáže zahloubení oproti okolním svahům po většinu průběhu jen nepatrné. Proto dosahuje kubatura strže celkově nízké hodnoty (Tab. 5).

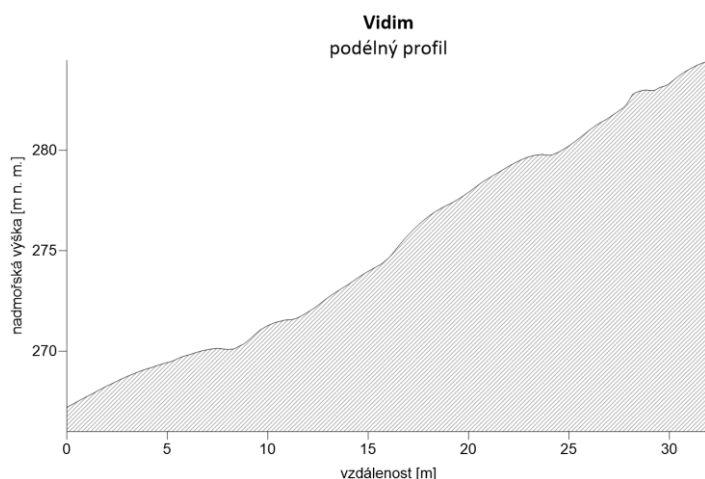
Tab.5. Morfometrické charakteristiky strže v lokalitě Nedamov.

Lokalita	Délka [m]	Průměrná šířka [m]	Maximální šířka [m]	Průměrná hloubka [m]	Maximální hloubka [m]
Nedamov	6,8	1,6	1,9	0,5	1,2
	Sklon podélného profilu [°]	Výškový gradient pod. p. [m]	Průměrná sklonitost [°]	Plocha strže [m ²]	Objem strže [m ³]
Nedamov	27,9	3,6	37,3	10,8	3,7

6.1.4. Vidim

Strž v lokalitě Vidim je ze zájmových strží prostorově nejrozsáhlejší, rozprostírá se na ploše 255,5 m². Digitální model terénu byl vytvořen na základě zaměření 354 bodů, při průměrné hustotě 1,3 bodu na m². Celková délka od zářezu po ústí strže do hlavního údolí je 31,8 metrů. Na této délce strže překonává podélný profil výškový gradient přes 17 metrů o průměrné sklonitosti 28,5°. Jeho průběh je střídavě konvexně-konkávní, jen občasně se vyskytují krátké anomálie, jako například ve vzdálenosti 7 metrů od zářezu, kde se profil narovná a vytváří menší, půlmetru protáhlý zarovnaný povrch (Obr. 16). Obdobné snížení trendu podélného profilu nastává i v místě protínání příčného profilu 5 a poté od dva metry dále.

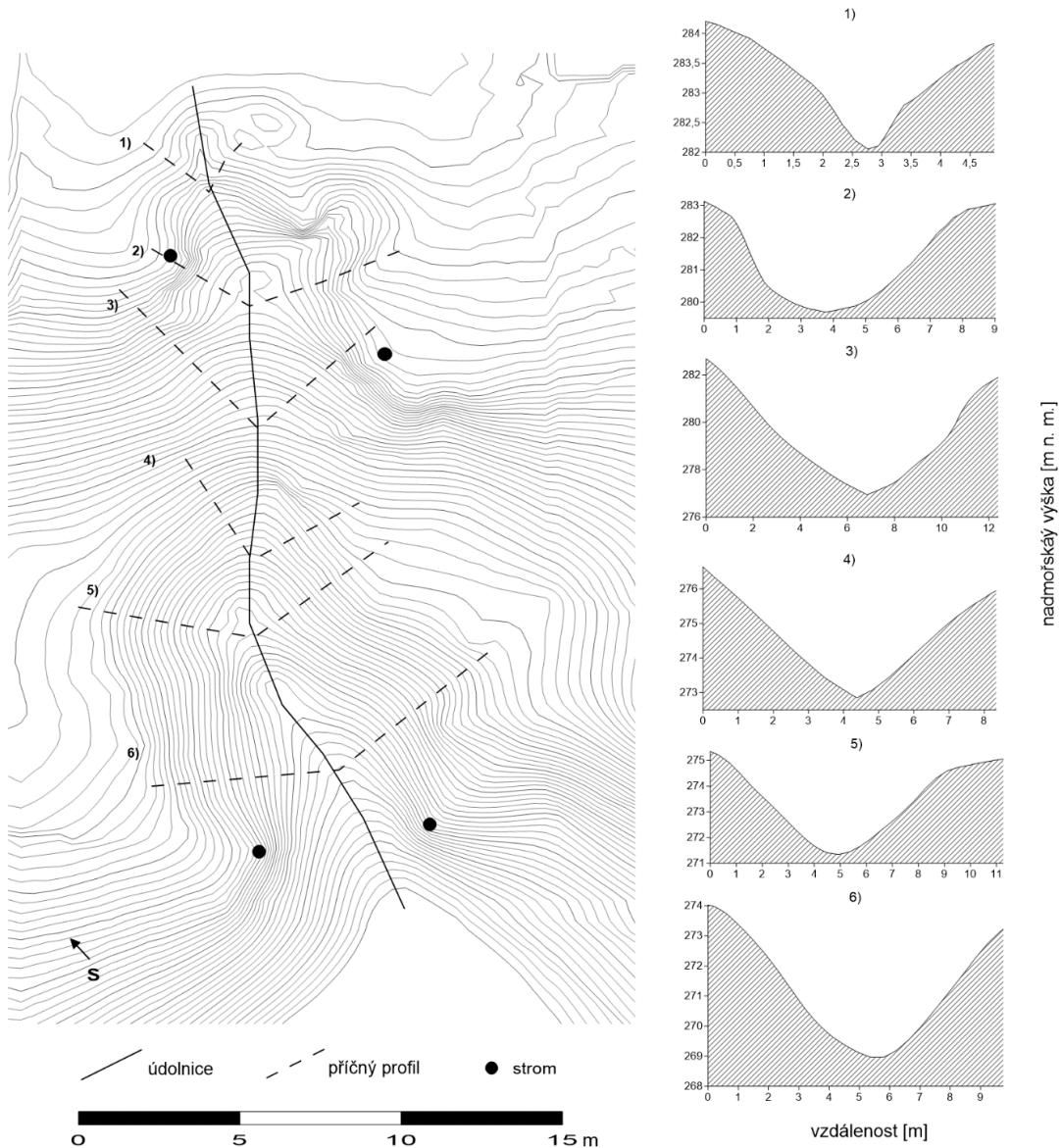
Obr.16. Podélný profil strže z lokality Vidim. Nepřevýšeno.



Celkově je v příčném profilu strž poměrně ostře zařízlá (Obr. 17). Začíná náhlým asi 1,5 metru hlubokým zářezem, kde se dostává až do kontaktu s křídovými pískovci. V nich se zejména při východním svahu vyskytují i menší pseudokrasové závrtky, které navazují na systém podzemních makropórů mezi písčitými klasty, vzniklé vymíláním tmelu podpovrchovým odtokem. V dalším průběhu podélného profilu vzniká mírně sklonitá plošina s široce rozevřeným plochým dnem, ze které se na obě strany ostře zdvihají boční stěny strže (příčný profil 2). Na západní stěně byly při terénním průzkumu identifikovány stopy řícení větších pískovcových balvanů o průměru až 0,5 m, které se zjevně epizodicky odlamují od stěny strže. V tomto místě však dalšímu rozšiřování strže brání vzrostlý buk lesní se silně obnaženým kořenovým systémem, který stabilizuje prudký svah (sklon 70-80°). Protilehlý svah je více ukloněný a jeho hřbet, nechráněný vegetací, je od osy strže vzdálenější (příčný profil 2). V další části je naopak východní svah fixován kořeny až na úroveň příčného profilu 3 a západní svah ustupuje pod přímým úhlem. Vzniká široce rozevřený profil tvaru V o hloubce až 4 metry. Stejný charakter trvá dalších zhruba 5 metrů po úroveň příčného profilu 4, kde se snižuje výškový gradient svahů na 3 metry

a napřimuje se profil bočních svahů. Po dalších několika metrech se ostrý zářez při dně strže o šířce 1 metru zplošťuje a vytváří se zaoblený profil (5). Podobný průběh trvá až do ústí strže, kde roste zahlobení až na 5 metrů.

Obr.17. Vrstevnicová topografická mapa a příčné profily strže z lokality Vidim. Interval vrstevnic je 0,2 metru.



Ostře zařízlé dno strže a výškový gradient podélného profilu 17,3 metrů dávají celkově vysokou hodnotu průměrné sklonitosti strže až 41,5°. Ta se však v některých částech strže liší, a to zejména mezi plochým dnem a výrazně sklonitými svahy při hřbetu strže. Celá strže dosahuje kubatury 377,9 m³, což představuje nejobjemnější strže ze všech zájmových lokalit. Doplňující morfometrické charakteristiky jsou uvedeny v tabulce (Tab. 6).

Tab. 6. Morfometrické charakteristiky strže v lokalitě Vidim.

Lokalita	Délka [m]	Průměrná šířka [m]	Maximální šířka [m]	Průměrná hloubka [m]	Maximální hloubka [m]
Vidim	31,8	8,9	10,9	2,6	4,4
	Sklon podélného profilu [°]	Výškový gradient pod. p. [m]	Průměrná sklonitost [°]	Plocha strže [m ²]	Objem strže [m ³]
Vidim	28,5	17,3	41,5	255,5	377,9

6.2. Odhalené kořeny a kvantifikace stržové eroze

6.2.1. Dobřeň 1

Na základě mikroskopické analýzy odebraných vzorků kořenů z lokality Dobřeň 1 bylo odvozeno období odhalení kořenů. Na této lokalitě bylo v letech 2013 a 2015 odebráno a následně analyzováno celkem 19 kořenů, přičemž 7 kořenů náleželo druhu bříza bělokora (*Betula pendula*) a ostatních 12 druhu topol osika (*Populus tremula*) (Tab. 7). Odhalení kořenů se nejčastěji projevovalo náhlou změnou ve velikosti tracheid, které v následujícím roce doprovázelo zhruba dvojnásobné rozšíření letokruhu v porovnání s předchozím obdobím. V těchto případech lze anatomickou odezvu interpretovat jako reakci na náhlou a intenzivní erozní událost. Pokud během eroze došlo k mechanickému poranění kořene, mohla být v některých případech doprovázena i výskytem růstové jizvy (vzorek 13). Na druhou stranu, v případě vzorku 18 byl anatomický projev v podobě poklesu velikosti tracheid pozvolný a rozložen do časového období několika let. Tento projev tak mohl být odezvou na pomalé kontinuální odhalování v průběhu delší časové řady a může tak signalizovat pozvolný erozní proces. U 13 vzorků nebyla zaznamenána žádná nebo jen minimální nejistota při datování odhalení (Tab. 7). U ostatních vzorků byla jistá míra nejistoty dána hlavně problematickým odečtem počtu letokruhů a tedy doby, která nastala mezi odhalením kořene a současností. U některých kořenů se nejistota projevovala přítomností vklíněných letokruhů (vzorek 6), u jiných (vzorek 1) byla náročná identifikace nevýrazného rozhraní letokruhů. V takovém případě však možné zkreslení nedosahovalo chyby větší než jeden rok.

Datováním anatomických odezev kořenů na exhumaci byly zaznamenány erozní události, které reflektovaly pouze recentní stržovou erozi. Nejstarší obnažení kořene bylo identifikováno na vzorku kořene 17 v roce 1992 (Tab. 7). Jelikož se tento kořen nachází v hloubce asi jednoho metru od původní výšky reliéfu před započítáním stržové eroze, lze předpokládat, že již v té době dosahovala zájmová strž značných rozměrů. Výsledné roky odhalení kořenů tak

nereflektují období počátečního stádia vývoje této strže. Více lze z výsledků usuzovat o dynamice stržové eroze v nedávné minulosti. Podle nejčastějšího roku odhalení kořenů (vzorky 8, 10, 13, 14) se jako nejvíce erozně aktivním obdobím jeví rok 2010. Další častá období exhumace kořenů probíhala v letech 2006, 2007 a 2012 (Tab. 7). Nejmladší událost odhalení kořene nastala v průběhu vegetační sezony v roce 2015, kdy byly odebrány vzorky kořenů.

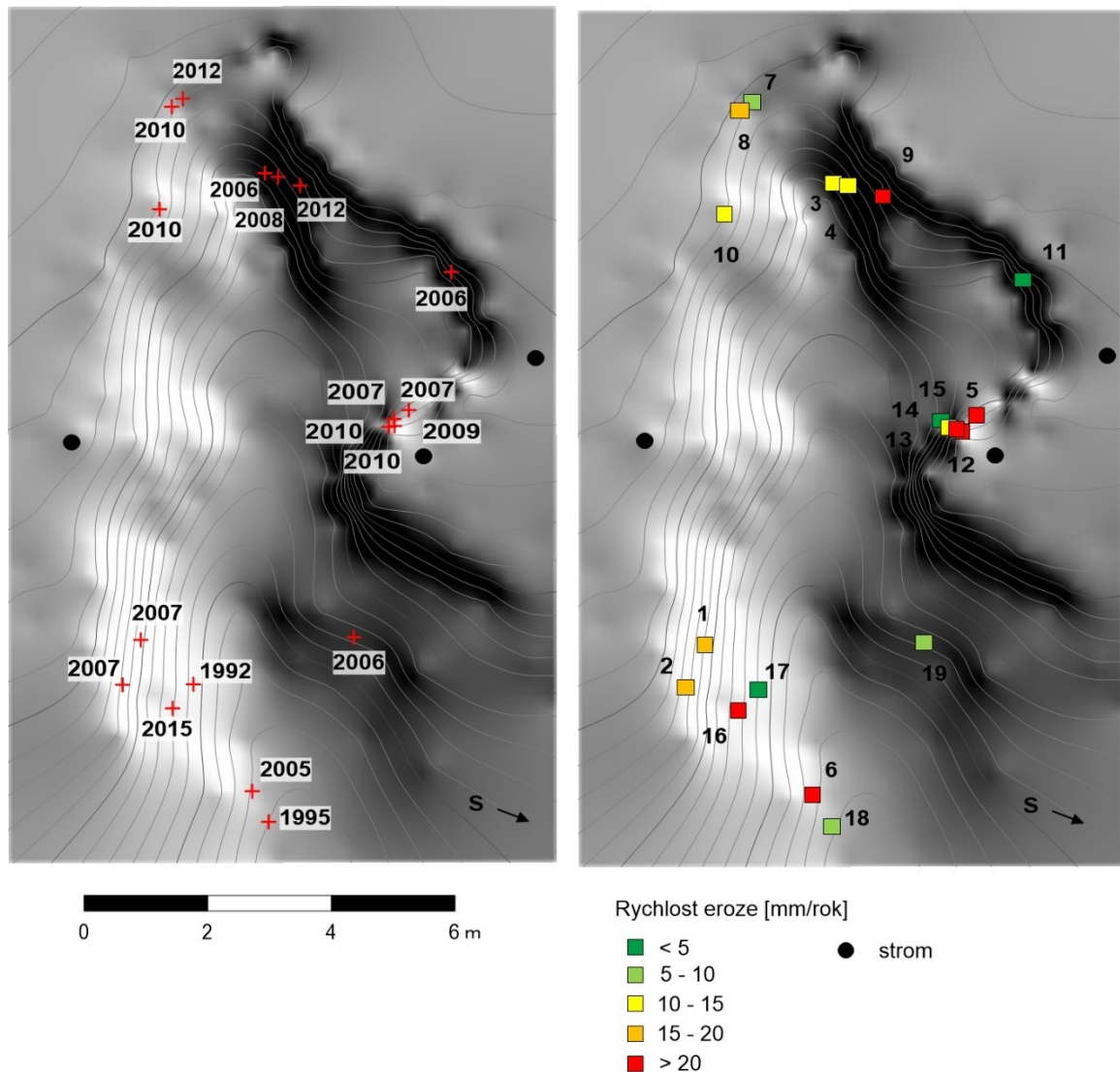
Tab. 7. Charakteristiky analyzovaných kořenů. Lokalita Dobřeň 1.

ID kořene	Druh stromu	Sklon svahu [°]	Mocnost půdy [mm]	Rok odhalení	Počet let od odhalení	Rychlost eroze [mm/rok]	Nejistota datování
1	<i>Betulus pendula</i>	53,0	98	2007	6	16,3	střední
2	<i>Betulus pendula</i>	52,9	118	2007	6	19,7	malá
3	<i>Populus tremula</i>	40,3	81	2006	7	11,6	malá
4	<i>Populus tremula</i>	48,5	57	2008	5	11,4	žádná
5	<i>Populus tremula</i>	64,8	246	2007	6	41,0	žádná
6	<i>Betulus pendula</i>	34,2	186	2005	8	23,3	střední
7	<i>Populus tremula</i>	43,1	29	2012	3	9,7	střední
8	<i>Populus tremula</i>	38,3	96	2010	5	19,3	žádná
9	<i>Populus tremula</i>	51,6	101	2012	3	33,7	žádná
10	<i>Populus tremula</i>	53,7	53	2010	5	10,6	střední
11	<i>Populus tremula</i>	48,3	28	2006	9	3,1	malá
12	<i>Populus tremula</i>	56,0	312	2009	6	52,1	střední
13	<i>Populus tremula</i>	59,5	170	2010	5	34,2	střední
14	<i>Populus tremula</i>	56,3	58	2010	5	11,6	žádná
15	<i>Populus tremula</i>	67,2	5	2012	2	2,3	žádná
16	<i>Betulus pendula</i>	42,9	30	2015	1	30,0	žádná
17	<i>Betulus pendula</i>	41,6	1	1992	23	0,1	malá
18	<i>Betulus pendula</i>	20,6	119	1995	20	6,0	malá
19	<i>Betulus pendula</i>	38,3	72	2006	9	8,0	malá

Na základě odečtu mocnosti oderodovaného materiálu a roku obnažení kořene byly zjištěny průměrné rychlosti eroze v místě odebraných kořenů. Z výsledků je patrný vysoký rozptyl vypočtených hodnot, které se pohybují mezi 0,1 až 52,1 mm/rok (Tab. 7), při průměru 18,1 mm/rok a směrodatné odchylce 13,8. Obr. 18 ilustruje rozložení datovaných kořenů v rámci strže v lokalitě Dobřeň 1. Přestože bylo v rámci metodiky odběru kořenů snahou mít pokrytou celou strž rovnoměrně, v některých částech se kořeny buď nevyskytovaly, nebo jejich vlastnosti (nestabilní ukotvení ve svahu, vyhnití) nedovolalo vzorky použít. Přesto, s výjimkou střední části jižního svahu a spodní části severního svahu při ústí, je distribuce analyzovaných kořenů v této strži relativně dobrá (Obr. 18). Dva z kořenů (7 a 8) zaznamenávají aktivitu zpětného posunu zářezu strže. Oproti tomu výřezy kořenů 3, 4, 6 a 18 byly obnaženy hloubkovou erozí dna. Ostatní vzorky kořenů reflektují boční erozi svahů. Průměrná rychlost zpětné eroze byla stanovena na 15,0 mm za rok. Nejmenší intenzita byla na základě datovaných kořenů zaznamenána při dně

strže, kde dosahovala hloubková eroze průměrných hodnot 12,4 mm za rok. Největší intenzity stržové eroze byly zaznamenány na bočních svazích strže, a to na svazích u ústí o průměrné hodnotě 20,2 mm za rok a 25,0 mm za rok na bočních svazích v horní polovině strže.

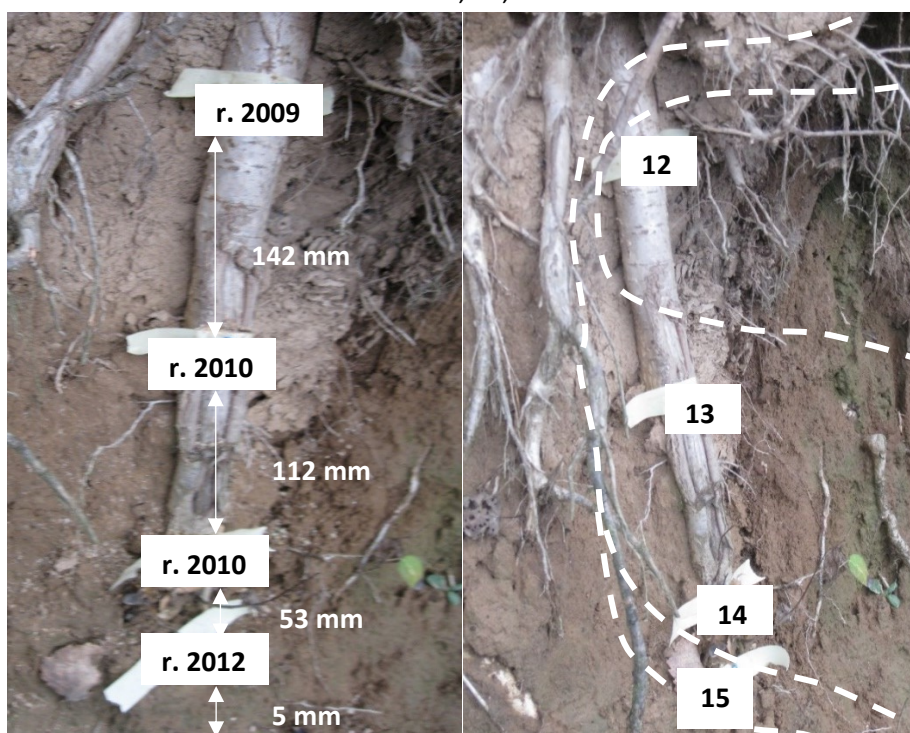
Obr. 18. Rozložení datovaných kořenů a intenzity eroze. Lokalita Dobřeň 1. Vlevo roky odhalení kořenů. Vpravo intenzita eroze a název kořenů. Stínovaný reliéf. Interval vrstevnic 0,2 metru.



Z obrázku (Obr. 18) je patrné prostorové rozmístění rychlostí eroze v rámci strže. Přestože v některých částech strže, například v místě vzorků 3 a 4 lze vysledovat jistý shluk podobných hodnot, u většiny sousedících vzorků kořenů byly naměřeny rozdílné hodnoty rychlostí eroze. Zjištěné intenzity eroze byly na základě výsledku prostorové autokorelace shledány náhodně rozmístěny a prostorově nezávislé (Moranovo I = 0,39; p hodnota = 0,09). Nicméně, vzhledem k malému počtu hodnot, nelze podle Moranova I a p hodnoty jednoznačně vyloučit určitou míru shlukování. Na druhou stranu byly v zájmové strži identifikovány i velmi

proměnlivé hodnoty rychlostí eroze v rámci malého úseku strže (vzorky 12 až 15). Tyto vzorky se nacházely vertikálně nad sebou v různě vzdálených intervalech, jak ilustruje Obr. 19, a bylo tak možné detailně popsat vývoj jižního svahu. První odhalení nejvýše položeného kořene (12) nastalo v roce 2009, jež se v anatomické stavbě projevilo poklesem velikosti tracheid jarního dřeva v roce 2010 a od dva roky později i výskytem růstové jizvy. Eroze výše položené vrstvy půdy situované nad tímto výřezem kořene však dodnes neproběhla, a to zejména z důvodu silného prokořenění a výskytu hustého drnu. Exhumace kořene tak proběhla boční erozí, při které vznikl terénní převis. Další o 142 mm níže položený výřez kořene (13) byl exhumován v následujícím roce 2010, stejně tak i minimálně další část kořene o délce 112 mm po úroveň výřezu 14. Z toho lze usuzovat o zásadní erozní události, která musela nastat někdy mezi podzimem 2009 a následujícím rokem, jelikož během této krátké doby došlo k poklesu paty severního svahu až o 254 mm. Erozní událost o takové intenzitě však musela být pouze epizodickou a zjevně se vymykala dlouhodobému průměru, jak dokládá další datování odhalení v tomto místě. Výřez kořene 15 dělila od výřezu 14 vrstva půdy o mocnosti 53 mm, která byla oderodována v průběhu dalších dvou let. Došlo tedy k náhlému zpomalení erozní intenzity, která v následujících letech ještě více klesala až na hodnotu erozní výšky 2,3 mm v letech 2013 a 2014.

Obr. 19. Odhalování vzorků kořene 12, 13, 14 a 15. Lokalita Dobřeň 1.



Datováním vzorků 12–15 bylo prokázáno, že průběh vývoje strže v lokalitě Dobřeň 1 je v čase velmi variabilní. Intenzita eroze se i na tak malém území může mezi jednotlivými roky zásadně měnit a odhalování kořenů je tak, spíše než kontinuálním procesem o stejné intenzitě

eroze, způsobeno rychlými jednorázovými událostmi. Analýza těchto vzorků kořenů na malém prostorovém detailu umožnila rekonstruovat způsob boční eroze svahů, při které byla zachována svrchní vrstva půdy a erodoval se nejprve podložní substrát. Ten byl však postupně denudován a k dalšímu ústupu svahů ani erozi svrchní vrstvy půdy kryté travním drnem již nedocházelo. Důvodem eliminace dalšího rozšiřování a počátku zahlubování mohla být nejspíše přítomnost hustého kořenového systému při bázi kmene. Tímto způsobem se se formovaly převislé svahy strže v okolí stromů.

6.2.2. Dobřeň 2

Ze strže v lokalitě Dobřeň 2 bylo v letech 2013 a 2015 odebráno a analyzováno celkem 20 vzorků kořenů (Tab. 8). 19 kořenů náleželo druhu topol osika (*Populus tremula*) a jeden druhu bříza bělokorá (*Betula pendula*). Nejčastější anatomickou odezvou na odhalení byl výrazný pokles velikosti tracheid a následné prodloužení šířky letokruhu mezi dvěma následujícími roky. Pouze u jednoho vzorku (4) bylo zaznamenáno rozložení poklesu velikosti tracheid do dvou let. V případě vzorku 6 byla nalezena růstová jizva, avšak evidentně až 3 roky po nastalém odhalení, jak dokládá pokles velikosti tracheid v období před tvorbou růstové jizvy. Tento projev mohl být způsoben mechanickým poraněním například okusem zvěře a neměl by být zaměňován za erozní událost. Ačkoliv byl u tohoto kořene anatomický projev jednoznačný, růstová jizva a tvorba hojivého pletiva přerušily sekvenci letokruhů a znesnadnily tak odečet jejich počtu. Proto počet letokruhů v okolí růstové jizvy byl nejednoznačný. Podobný problém s odečtem počtu letokruhů se vyskytl i na vzorku 18. V tomto případě však růstová jizva zřejmě indikuje samotné odhalení, jelikož se v předchozích letech nevyskytly žádné výrazné změny velikosti tracheid. U vzorků 1 a 4 se jako doprovodný projev kromě zmenšení počtu a velikosti cév projevila náhlá změna směru dřevných paprsků. U 6 vzorků byla klasifikována míra nejistoty jako střední (Tab. 8), a to jak z důvodu nepřilíš zřetelné anatomické změny (vzorky 19 a 20), tak zejména kvůli nejistému počtu odečtených letokruhů (6, 17, 18).

Odebrané a analyzované kořeny se nacházely pouze při svazích po obvodu strže (Obr. 20). Na dně strže nebyl nalezen jediný možný datovatelný vzorek kořene, a proto hloubková eroze této strže nebyla zachycena. Z tohoto důvodu vypovídají datované roky odhalení kořenů pouze o posunu svahů a jejich nedávném vývoji. Navíc se všechny kořeny nacházely pouze do vzdálenosti několika decimetrů od svahu a kvůli značné šířce strže, až přes 8 metrů, tak nelze ze vzorků zjistit informace o erozi v centrální části strže o ploše cca 20 m². Tato oblast strže tak musela být v době prvního zaznamenaného roku odhalení již do určité míry vymodelována. Datované roky odhalení pokrývaly periodu 23 let, přičemž nejstarší kořen (3) byl odhalen v roce

1989 na bočním svahu při ústí strže. Další datovaná odhalení z roku 1994 a 1995 u vzorků kořenů 20 a 4 (Obr. 20) naznačují další rozšiřování svahů při ústí. Odhalení zbylých vzorků bylo datováno až po roce 2000, kdy největší četnost byla zaznamenána u vzorků nacházejících se na svazích střední části a u ústí v roce 2002. Nejmladší události se projevovaly při zářezu strže v posledních 10 letech, což naznačuje recentní dynamický posun zpětnou erozí. V případě této strže tak lze doložit pouze krátký vývoj posunu svahů, a to od přelomu 80. a 90. let při ústí strže a po roce 2000 i při zářezu.

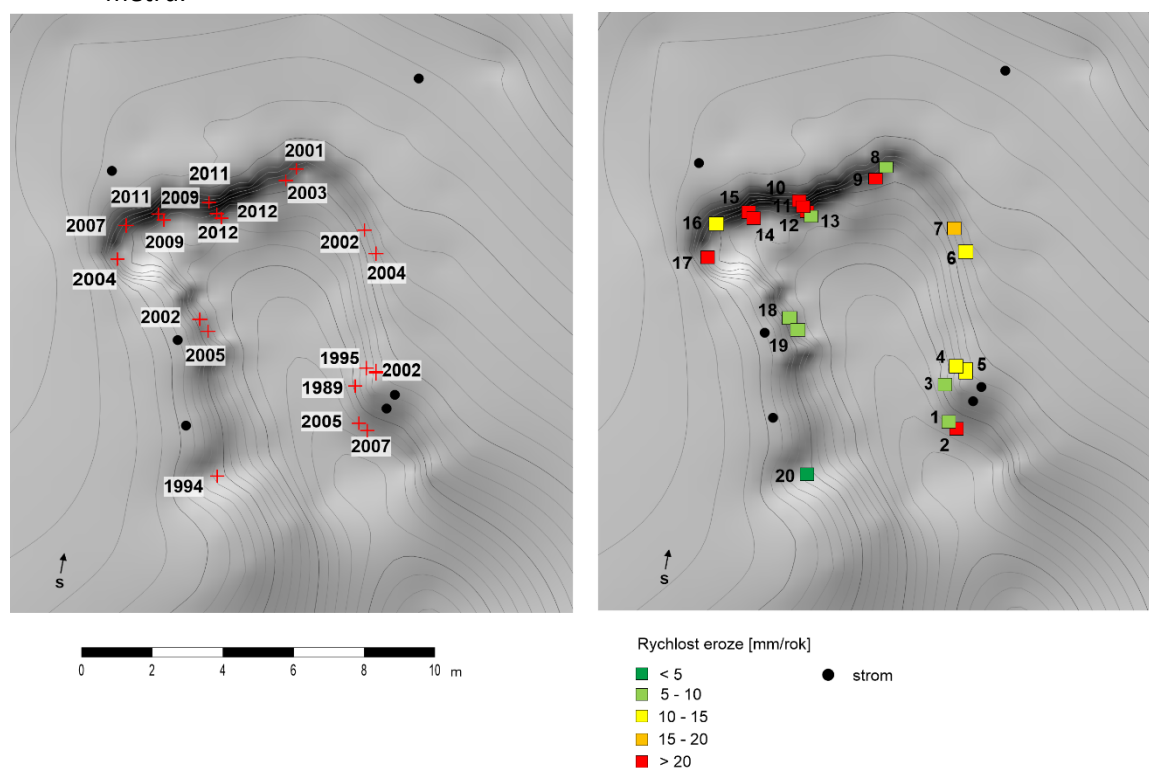
Tab. 8. Charakteristiky analyzovaných kořenů. Lokalita Dobřeň 2.

ID kořene	Druh stromu	Sklon svahu [°]	Mocnost půdy [mm]	Rok odhalení	Počet let od odhalení	Rychlost eroze [mm/rok]	Nejistota datování
1	<i>Populus tremula</i>	40,3	85	2005	10	8,5	žádná
2	<i>Populus tremula</i>	47,4	164	2007	8	20,5	střední
3	<i>Populus tremula</i>	47,1	232	1989	26	8,9	malá
4	<i>Populus tremula</i>	46,9	203	1995	20	10,2	malá
5	<i>Populus tremula</i>	44,8	138	2002	13	10,6	žádná
6	<i>Populus tremula</i>	48,2	151	2004	11	13,7	střední
7	<i>Populus tremula</i>	40,5	225	2002	13	17,3	žádná
8	<i>Populus tremula</i>	46,9	136	2001	14	9,7	malá
9	<i>Populus tremula</i>	37,1	263	2003	12	21,9	žádná
10	<i>Populus tremula</i>	44,2	207	2011	4	51,8	žádná
11	<i>Populus tremula</i>	56,7	184	2009	6	30,8	žádná
12	<i>Populus tremula</i>	59,7	127	2012	3	42,3	žádná
13	<i>Populus tremula</i>	61,6	19	2012	3	6,5	žádná
14	<i>Populus tremula</i>	53,1	334	2009	6	55,7	malá
15	<i>Populus tremula</i>	50,3	271	2011	5	54,3	žádná
16	<i>Populus tremula</i>	40,9	105	2007	8	13,1	malá
17	<i>Populus tremula</i>	60,2	328	2004	12	27,4	střední
18	<i>Populus tremula</i>	61,3	128	2002	13	9,9	střední
19	<i>Populus tremula</i>	59,7	90	2005	10	9,0	střední
20	<i>Betulus pendula</i>	27,2	79	1994	21	3,8	střední

Podobně jako na lokalitě Dobřeň 1 i na této lokalitě byla odebrána sekvence několika výřezů v rámci jednoho kořene (vzorky 10, 11, 12 a 13), které se nacházely v různé výšce nad současným povrchem (Obr. 21). To umožnilo detailně popsat vzorec působení boční eroze svahů. Oproti předchozí lokalitě byl v tomto případě vývoj svahu zřejmě komplexnější a zahrnoval několik různých fází vývoje. V prvním období došlo postupným ústupem svahu k obnažení kořene 11 v roce 2009 (Obr. 21). Jelikož se obnažená část kořene nacházela nad dvěma dalšími vzorky, které však byly odhaleny později, muselo být v tuto dobu dno strže zhruba o 20 cm výše oproti současnosti. Zároveň byl pod půdním krytem i výše položený vzorek, takže k rozšiřování svahu docházela postupným poddolováním svrchní části půdního krytu a vzniku převislých svahů. V další fázi se erodoval materiál hlavně v horní části převisu, čímž se zahloubení

rozšiřovalo hlavně do výšky, až došlo k odhalení výřezu 10 v roce 2011. V poslední fázi probíhala intenzivní hloubková eroze, při níž byly odhaleny výřezy 12 a 13 v průběhu roku 2012. Protože tyto dva výřezy oddělovala mocnost půdní vrstvy přes 10 cm, musela v tomto roce nastat výrazná erozní událost, při které byly oba vzorky odhaleny současně. Podle terénního pozorování se dal vysledovat i závěrečný vývoj svahu strže. Hloubková eroze probíhala již minimálně, s rychlostí asi 6,5 mm/rok, jak dokazuje vzorek 13. Zato však došlo k intenzivnímu zpětnému zahlubování pod svrchní vrstvu silně prokořeněného půdního krytu, který méně podléhal působení stržové eroze.

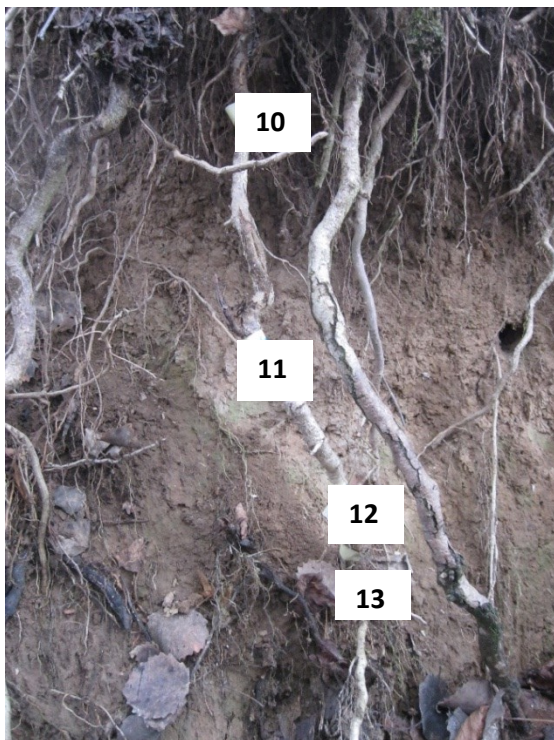
Obr. 20. Rozložení datovaných kořenů a intenzity eroze. Lokalita Dobřeň 2. Vlevo roky odhalení kořenů. Vpravo intenzity eroze a název kořenů. Stínovaný reliéf. Interval vrstevnic 0,2 metru.



Podle kvantifikace rychlosti eroze byly identifikovány neaktivnější části strže z pohledu jejího vývoje. Nejméně se vyvíjející část strže byla zaznamenána při ústí a střední části strže, kde průměrné hodnoty rychlosti boční eroze dosahovaly do 10 mm/rok (Obr. 20). O něco rychlejší, s průměrným posunem 15 mm/rok, se jevily svahy při zářezu, rychlejší pak východní svah (vzorky 6 a 7), v jehož bezprostřední blízkosti se nenacházely žádné stromy (Obr. 20). Daleko nejdynamičtější se však projevilo zhlaví strže, kde vypočtené hodnoty dosahovaly úhrnů až přes 50 mm/rok (10, 14 a 15). Hypotéza shlukování podobných hodnot rychlostí eroze v prostoru se však na základě výpočtu Moranova I kritéria nepotvrdila (Moranovo I = 0,25; p hodnota = 0,11). Z výsledků vyplývá, že rychlosti eroze v lokalitě Dobřeň 2 jsou náhodně

rozmístěny v prostoru. Při zhlaví strže byly zjištěny poměrně vysoké rozptyly hodnot, při standartní odchylce 19,9, napovídající o proměnlivosti erozních procesů. Přesto však obecně převládaly rychlosti eroze o průměru 31 mm/rok zaznamenané v posledních několika letech a lze tak i do budoucna očekávat další posun zářezu strže směrem k severu, a to nejspíše až na úroveň vzrostlých topolů, nacházející dva metry od současného zářezu (Obr. 20).

Obr. 21. Odhalování vzorků kořene 10, 11, 12 a 13. Lokalita Dobřeň 2.



6.2.3. Nedamov

V lokalitě Nedamov bylo odebráno a následně analyzováno celkem 15 výřezů kořenů (Tab. 9). Všechny odebrané vzorky patřily druhu habr obecný (*Carpinus betulus*). Identifikace anatomických projevů byla u této roztroušeně pórovité dřeviny s typicky zvlněnými letokruhy znesnadněna častějším výskytem falešných a vklíněných letokruhů. Přestože bylo snahou rozlišit tyto anatomické anomálie porovnáním více radiálních výřezů téhož vzorku, je u této lokality dosažena větší míra nejistoty datování odhalením (Tab. 9). V celkem 10 případech byla míra nejistoty posouzena jako střední. Pouze u zbylých 5 vzorků kořenů byl odečet počtu letokruhů jednoznačný. Na druhou stranu anatomický projev byl oproti ostatním analyzovaným druhům z jiných lokalit velmi výrazný. Projevoval se zřetelným poklesem velikosti tracheid o více než 50 % a v některých případech (vzorky 1, 2, 8, 10, 14) i zvětšením šířky následujícího letokruhu. V případě vzorků 4 a 13 se anatomická změna projevovala v průběhu 3 let a lze tedy předpokládat pozvolné odhalování.

Datované období vývoje strže pokrývalo periodu 33 let (Tab. 9). Nejstarší zaznamenané odhalení nastalo u vzorku kořene 8 v roce 1981. Tento kořen se nachází v ose strže (Obr. 22) a v hloubce asi 20 cm oproti předpokládanému původnímu reliéfu. Podle tohoto datování a konfigurace svahu a báze okolních stromů (Obr. 22) lze tedy předpokládat, že na začátku 80. let tvořila tuto strž pouze několik málo decimetrů mělká erozní rýha. V tomto případě, oproti ostatním lokalitám, postihuje datované období vývoj stržové eroze od své rané fáze až do současnosti. Další zaznamenané odhalení proběhlo o 5 let později v roce 1986 u vzorku 2, který se rovněž nachází v ose současné strže v hloubce 10 cm od úrovně povrchu před počátkem stržové eroze (Obr. 22). Strž se tedy od roku 1981 nejspíše částečně zahlubovala a prodlužovala ve směru povrchového odtoku. Podle rovnoměrného rozložení ostatních, do té doby neodhalených kořenů, lze předpokládat, že v následujících 15 letech byla nejspíše aktivita vývoje strže nevýrazná. Strž tvořila úzká erozní rýha, která se jen pozvolna rozšiřovala, jak dokumentuje odhalení vzorku 4 na východním svahu v roce 1992 (Obr. 22). Výrazná změna intenzity eroze nastává na konci 90. let a po roce 2000, kdy je zaznamenána exhumace ostatních kořenů. Vůbec neaktivnějším obdobím, při kterém probíhalo zejména zpětné zařezávání strže, se zdá být rok 2004, jak dokládají vzorky kořenů 11, 13 a 14. Poslední zaznamenaná událost proběhla v roce 2014, kdy došlo k rozšíření zhlaví strže ve směru proti odtoku.

Na základě postavení a datování vzorků 7, 8 a 9, které se nacházejí v různé vzdálenosti nad sebou, lze vystopovat projev sufoze v této lokalitě. Oproti kořenu 7 se kořen 9 nacházel asi o 27 cm níže. Přesto však byl nejspíše odhalen o dva roky dříve než kořen 7. To vylučuje předpokládaný vývoj postupné denudace dna a odkazuje nejspíše k působení podpovrchové eroze. Při odtoku podzemní vody vznikaly vymíláním tmelu mezi písčitémi klasty prostory, které nabývaly po delším působení stále větších rozměrů. Tak nejspíše došlo k odhalení nejprve níže položeného kořene 9. Jelikož při odběru kořenů již žádná vrstva půdy vzorky 7 a 9 neoddělovala, muselo v dalších dvou letech nastat propadnutí stropu, a tím i k odhalení kořene 7. Podobné projevy sufoze a vytváření podzemních chodeb byly v okolí lokality sledovány i při terénním průzkumu.

Kvůli malým rozměrům strže, zejména šířce, a vhodné poloze husté sítě kořenů v ose strže, bylo možné relativně dobře rekonstruovat vývoj stržové eroze v této lokalitě. Oproti ostatním stržím, kde byly kořeny od sebe rozptýleny nebo se nacházely pouze v jedné horizontální výšce nad současným povrchem strže (Obr. 22) se dá předpokládat, že v období, kdy nedošlo k odhalení kořenů, pravděpodobně neprobíhala žádná nebo jen minimální intenzita stržové eroze.

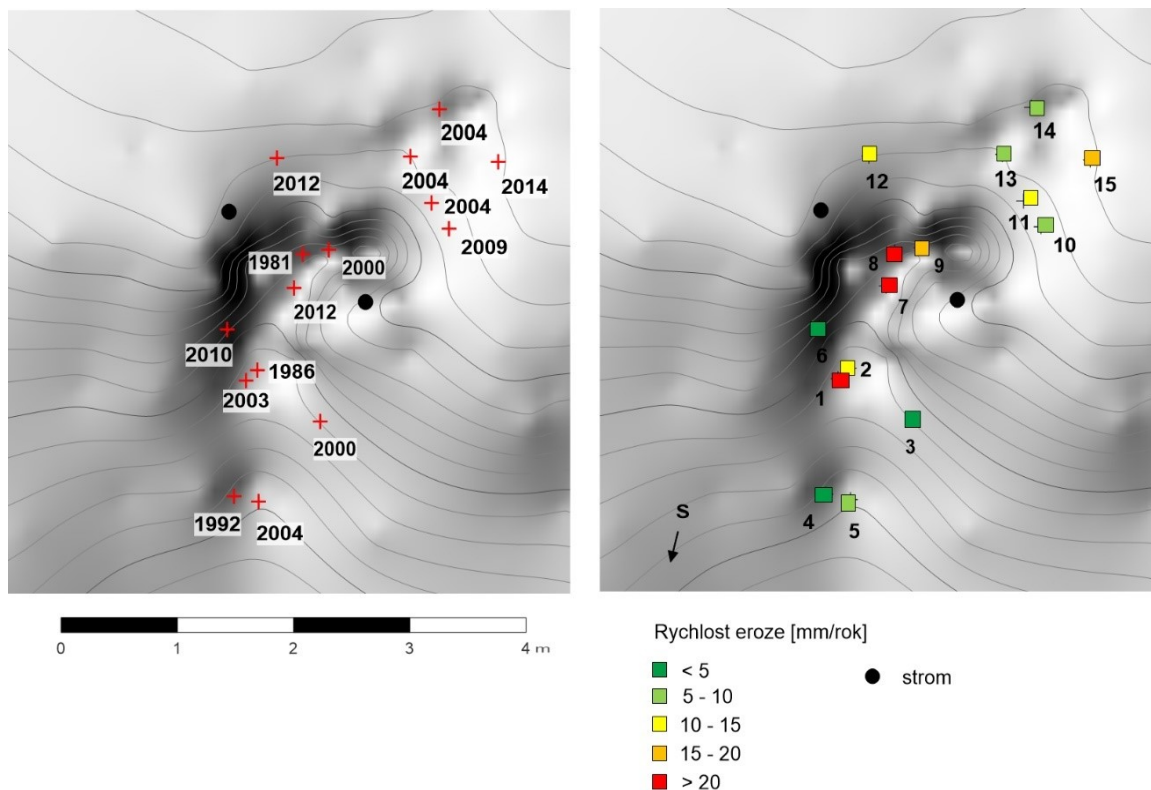
Tab. 9. Charakteristiky analyzovaných kořenů. Lokalita Nedamov.

ID kořene	Druh stromu	Sklon svahu [°]	Mocnost půdy [mm]	Rok odhalení	Počet let od odhalení	Rychlost eroze [mm/rok]	Nejistota datování
1	<i>Carpinus betulus</i>	20,9	320	2003	13	24,6	střední
2	<i>Carpinus betulus</i>	19,6	289	1986	29	10,0	žádné
3	<i>Carpinus betulus</i>	47,9	54	2000	15	3,6	střední
4	<i>Carpinus betulus</i>	45,7	54	1992	23	2,3	střední
5	<i>Carpinus betulus</i>	18,5	81	2004	11	7,4	žádné
6	<i>Carpinus betulus</i>	60,7	4	2010	5	0,8	střední
7	<i>Carpinus betulus</i>	22,3	534	2012	3	178,0	malé
8	<i>Carpinus betulus</i>	58,6	780	1981	34	22,9	malé
9	<i>Carpinus betulus</i>	57,4	262	2000	15	17,5	střední
10	<i>Carpinus betulus</i>	30,4	34	2009	6	5,7	střední
11	<i>Carpinus betulus</i>	26,3	135	2004	11	12,3	střední
12	<i>Carpinus betulus</i>	37,0	32	2012	3	10,7	střední
13	<i>Carpinus betulus</i>	21,4	91	2004	11	8,3	střední
14	<i>Carpinus betulus</i>	31,8	106	2004	11	9,6	střední
15	<i>Carpinus betulus</i>	36,4	37	2014	2	18,3	malé

Z výsledného rozložení rychlostí eroze lze vysledovat jistý vzorec převládajících procesů. Z rozložení kořenů je patrné (Obr. 22), že nevyšší hodnoty rychlosti eroze jsou v ose strže (vzorky 1, 7, 8, 9 a 11), tedy že dochází k silné hloubkové erozi stržového dna, a to zejména ve střední části strže ve vzdálenosti zhruba dvou metrů od zářezu strže. Zde se strž zahlubuje v průměru až dva centimetry za rok, přičemž rychlost eroze zjištěná ze vzorku 7 dosahuje až extrémní hodnoty 174 mm/rok. Toto číslo však bude zřejmě zkresleno působením sufoze, jak bylo popsáno výše, a vzdálenost současného kořene 7 od povrchu strže tak neodpovídá skutečné mocnosti materiálu, který byl oderodován hloubkovou erozí. Oproti silné hloubkové erozi v této části strže je působení hloubkové eroze při zářezu strže detekované vzorky 11 a 13 pouze zanedbatelné. Stejně tak jsou malé hloubkové eroze dosahovány i při ústí strže, jak dokládají vzorky 4 a 5. Působení hloubkové eroze je tak prostorově velmi nepravidelné. Retrogradní posun zářezu strže byl na základě výsledných hodnot rychlostí eroze v místě vzorků 13, 14 a 15 určen mezi 8,3 – 18,3 mm/rok. Jelikož byl však kořen 15 odhalen v nedávné době, dlouhodobější trend v posledních 11 letech charakterizuje spíše podprůměrná hodnota kolem 9 mm/rok. Rozšiřování svahů při zářezu strže charakterizují výsledky z kořenů 10 a 12. Ani v této oblasti nejsou intenzity eroze nijak vysoké, při průměrné hodnotě 8,1 mm/rok. V ústí strže jsou dokonce úhrny rychlosti posunu svahů strže ještě nižší až na úrovni 2,2 mm/rok. Převládajícím procesem vývoje této strže je tak prostorově omezená hloubková eroze ve střední části strže, kde je překonáván výrazný výškový gradient. Projevy zpětné eroze nebo posun svahů byly zaznamenány jen minimálně. Dokladem je i celá celková morfometrie strže, kdy převažuje hloubka nad šířkou a délkou.

Ačkoliv se z rozložení intenzity eroze jeví možné shlukování podobných hodnot (Obr. 22), prostorová závislost se však na základě statistické analýzy prostorových dat nepodařila potvrdit (Moranovo $I = 0,19$; p hodnota = $0,12$). Z výsledku vyplývá, že mezi rychlostmi eroze se neprojevuje signifikantní prostorová závislost a rozmístění tohoto jevu je tak v prostoru náhodné.

Obr. 22. Rozložení datovaných kořenů a intenzity eroze. Lokalita Nedamov. Vlevo roky odhalení kořenů. Vpravo intenzity eroze a název kořenů. Stínovaný reliéf. Interval vrstevnic 0,2 metru.



6.2.4. Vidim

Ze strže na lokalitě Vidim bylo na podzim 2016 analyzováno celkem 19 vzorků kořenů. 11 vzorků náleželo druhu buk lesní (*Fagus sylvatica*), zbylých 8 pak druhu lípa srdčitá (*Tilia cordata*) (Tab. 10). Nejčastějším zaznamenaným anatomickým projevem exhumace kořene byl pokles velikosti tracheid a zvětšení jejich početnosti. U vzorku 1 bylo identifikováno jak výrazné zmenšení velikosti tracheid, tak růstová jizva v následujícím letokruhu, která nejspíše odpovídala mechanickému poškození v dalším roce po odhalení kořene. Poměrně překvapivý výsledek byl vyzorován u vzorku kořene 2. Ačkoliv se v době odebrání nacházel tento kořen stále pod 4 mm mocnou půdní vrstvou (Tab. 10), v posledním letokruhu se již projevilo průkazné zmenšení velikosti tracheid, jež odkazuje k náhlé erozní události. Hlavní míru střední nejistoty představovalo problematické stanovení počtu letokruhů. V některých případech bylo rozhraní letokruhů obtížně rozeznatelné (vzorky 4 a 5), u vzorku 10 byl pak nejistý počet letokruhů dán

částečnou hnilobou dřeva po nastalém odhalení, které se projevilo v podobně výskytu výrazné růstové jizvy a tvorbou hojivého pletiva.

Tab. 10. Charakteristiky analyzovaných kořenů. Lokalita Vidim.

ID kořene	Druh stromu	Sklon svahu [°]	Mocnost půdy [mm]	Rok odhalení	Počet let od odhalení	Rychlost eroze [mm/rok]	Nejistota datování
1	<i>Fagus sylvatica</i>	47,1	99	1999	17	5,9	střední
2	<i>Fagus sylvatica</i>	57,0	40	2013	3	12,0	žádná
3	<i>Fagus sylvatica</i>	50,4	282	1991	25	11,3	malá
4	<i>Fagus sylvatica</i>	56,1	279	2002	14	20,0	střední
5	<i>Fagus sylvatica</i>	49,6	118	1991	25	4,7	střední
6	<i>Fagus sylvatica</i>	45,6	38	2013	3	12,9	malá
7	<i>Fagus sylvatica</i>	46,1	40	2011	5	8,2	žádná
8	<i>Fagus sylvatica</i>	48,4	915	1999	17	53,9	malá
9	<i>Fagus sylvatica</i>	64,5	102	2011	5	20,3	malá
10	<i>Fagus sylvatica</i>	54,6	253	2003	13	19,5	střední
11	<i>Tilia cordata</i>	54,3	135	2008	8	16,9	malá
12	<i>Tilia cordata</i>	65,9	204	2002	14	14,5	žádná
13	<i>Tilia cordata</i>	41,1	62	2005	13	4,8	žádná
14	<i>Tilia cordata</i>	46,7	38	2002	14	2,7	žádná
15	<i>Tilia cordata</i>	33,2	85	2004	12	7,1	žádná
16	<i>Tilia cordata</i>	62,0	360	1996	20	18,0	malá
17	<i>Tilia cordata</i>	61,0	259	2001	15	17,2	malá
18	<i>Tilia cordata</i>	59,5	98	2003	13	7,6	malá
19	<i>Fagus sylvatica</i>	63,6	56	2013	3	18,8	malá

Nejstarší datované odhalení proběhlo v roce 1991 u vzorků 3 a 5 v horní části strže na východním svahu (Obr. 23). V tu dobu lze však na základě rozsáhlého objemu této strže předpokládat, že strž byla výrazně vyvinuta. Další aktivita byla zaznamenána až v roce 1996 u vzorku 16 opět na východním svahu, avšak při závěrovém profilu strže. Další dva vzorky (1, 8) byly obnaženy v roce 1999 na svazích při zářezu strže. Poté zřejmě nastalo období zpomalené aktivity v horní části strže s ojedinělými projevy (4), a to až do roku 2011, kdy došlo nejspíše k reaktivaci boční eroze v této oblasti, s výraznou erozní událostí v roce 2013. Celkem 8 odhalení nastalo mezi lety 2001 a 2005 (4, 10, 12, 13, 14, 15, 17 a 18), a to převážně na svazích při ústí strže. Vůbec nejčastějším rokem byl rok 2002 se třemi detekovanými vzorky.

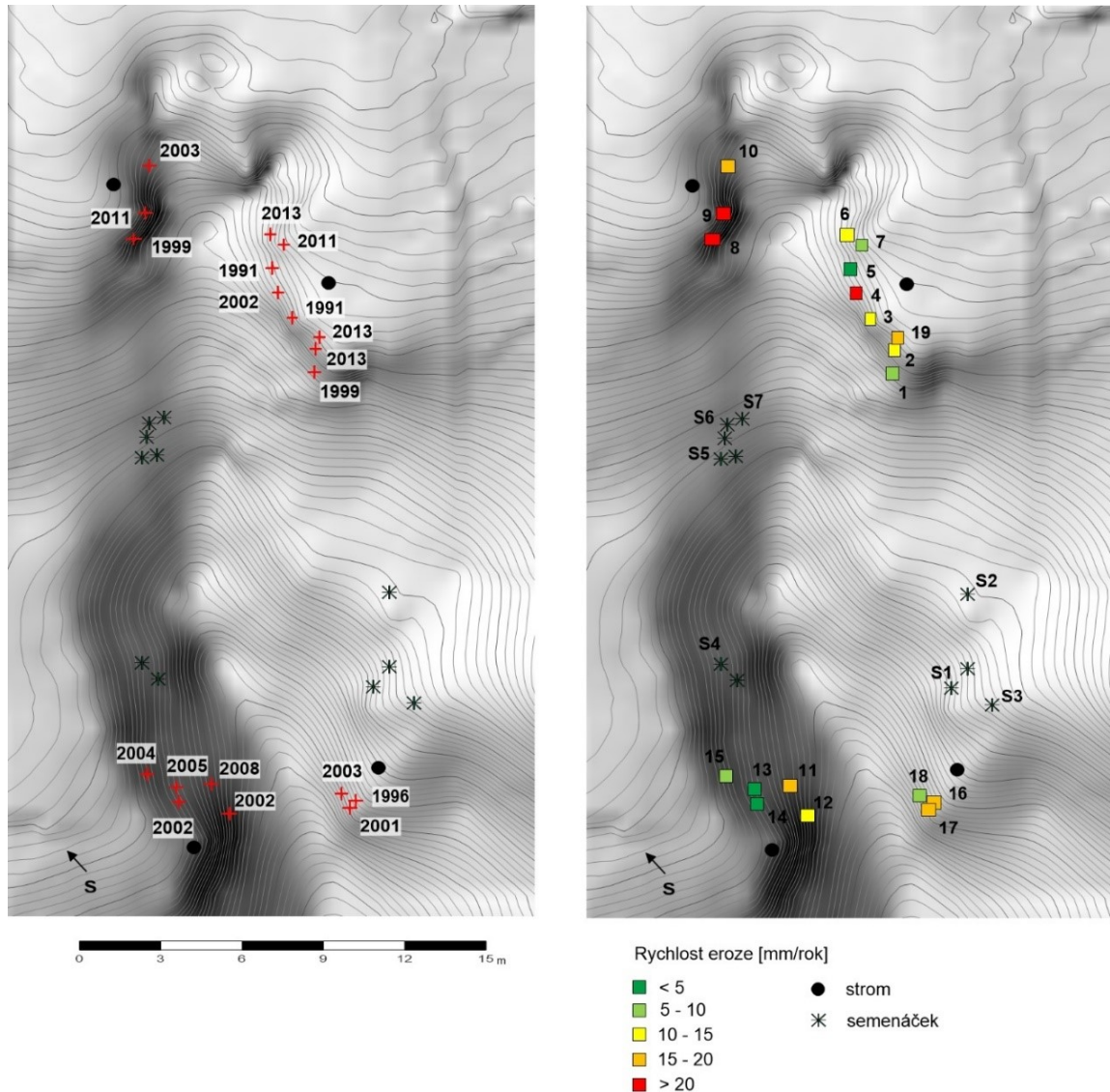
Z této lokality nebyly analyzovány žádné vzorky kořenů, které by vypovídaly o hloubkové erozi dna nebo zpětném posunu zářezu strže. Prostorové rozmístění kořenů vycházelo z dostupnosti vhodných vzorků kořenů. Všechny datované vzorky se nacházely pouze při bočních svazích v horní části strže a při ústí. Ve střední části, kde byl lehce patrný i zlom výškového gradientu (Obr. 16), se žádné obnažené kořeny nenacházely. Proto ani nelze vysledovat erozní procesy v těchto částech strže. Naopak se v této oblasti vyskytovala řada uchycených

semenáčků. Jejich stáří zjištěné dendrochronologickým datováním bylo u všech vzorků stejné a dosahovalo 6 let (S5, S6, S7). Dokládá to omezenou aktivitu v této části strže, kde v uplynulých letech převažovaly akumulární procesy a synchronní expanze vegetace. Další semenáčky porostlá část strže se nacházela ve hřbetních partiích obou svahů při závěrovém profilu. Datované stáří se pohybovalo mezi 6 a 7 lety, v případě semenáčku S2 pak pouze 3 let. V tomto období tak již nejspíše nedocházelo k ústupu hřbetů svahů, ale pouze k erozi střední části svahů boční erozí, a tak k růstu sklonitosti svahů. Jedním z vysvětlení může být výskyt vzrostlých líp na obou svazích, které mohly svahy stabilizovat. Rychlosti eroze zde byly určeny i na základě anatomický znaků obnažených kořenů, které ukazovaly průměrné intenzity boční eroze při ústí 11 mm/rok, s maximy do 18 mm/rok (11, 16, 17). O něco málo aktivněji se na základě vypočtených rychlostí eroze jevil východní svah v horní části strže, kde dosahovala průměrná rychlost boční eroze 12 mm/rok. Rozpětí a maxima hodnot zde ale byly vyšší, až 20 mm/rok (4). Daleko nejrychlejší vývoj byl zaznamenán na severním svahu při zářezu strže, s průměrem 31 mm/rok, který byl však nadhodnocen extrémní hodnotou 53,9 mm/rok u vzorku 8. Vývoj tohoto svahu byl ovlivněn jednorázovým odtrhem velkého kusu skalního bloku podložního pískovce o průměru jeden metr, který nejspíše nastal v roce 2011 a zkreslil tak mocnosti oderodovaného materiálu.

Z prostorového rozmístění vypočtených rychlostí eroze (Obr. 23) nebyla patrná žádná prostorová závislost tohoto jevu. To se nakonec prokázalo i na základě Moranova I kritéria, které dosahovalo hodnoty 0,17 (p hodnota = 0,07). Z toho vyplývá, že ve strži v lokalitě Vidim jsou na sobě zjištěné rychlosti eroze prostorově nezávislé a nelze určit, které části strže vykazují podobně vysoké hodnoty. Nelze ani jednoznačně interpretovat dlouhodobě převládající vývoj pro danou část strže.

Přestože se podařilo datováním postihnout pouze aktivitu stržové eroze mladší než rok 1991, rozměry této největší zájmové strže nasvědčují o daleko starším vývoji. Ten byl nejspíše ve střední části a při dně zpomalen, respektive zejména v horní části při zářezu a částečně též ve středních polohách svahů při ústí znovu obnoven. Podle terénního průzkumu byly zmapovány převládající akumulární procesy, kdy dno a svahy strže byly pokryty mocnou vrstvou opadanky a bylo dokumentováno zarůstání strže vegetací. Intenzivnější erozní působení se projevovalo pouze při svazích zářezu, kde se dá i v budoucnosti předpokládat další posun bočních svahů a zpětné zařezávání strže, a to zejména severovýchodně, kde není půda hustěji prokořeněná.

Obr. 23. Rozložení datovaných kořenů a intenzity eroze. Lokalita Vidim. Vlevo roky odhalení kořenů. Vpravo intenzity eroze a název kořenů. Stínovaný reliéf. Interval vrstevnic 0,2 metru.



6.3. Morfometrická analýza reliéfu sběrného povodí

6.3.1. Dobřeň 1 a 2

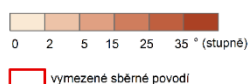
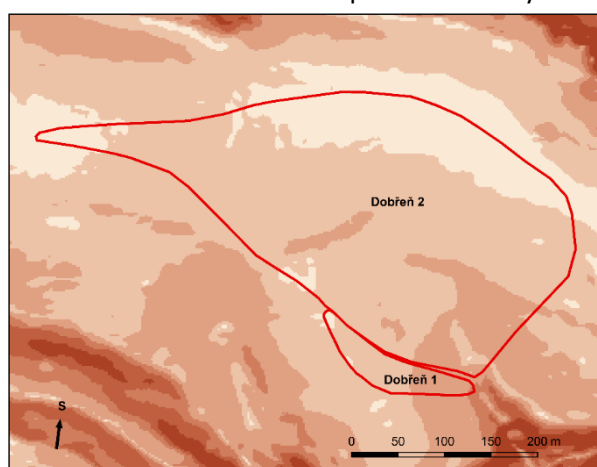
Závěrové profily lokalit Dobřeň 1 a Dobřeň 2 se nacházely ve vzdálenosti 17 metrů. Přesto je na první pohled z Obr. 24 patrný nepoměr velikostí obou povodí. Zatímco sběrné povodí Dobřeň 1 bylo vymezeno na ploše 0,5 ha, povodí strže Dobřeň 2 mělo 9 ha. Tato disproporce je nejspíše podmíněna polohou strží v kontextu okolního reliéfu. Dobřeň 2 se nachází v samém zářezu bočního ramene údolí Žebrák, na které dále navazuje aktivní úpad na zemědělsky obdělávané půdě. Široký úpad, který byl identifikován i při terénním průzkumu, koncentruje povrchový odtok z výše položených poloh až k rozvodí, které se nachází ve vzdálenosti 100 metrů. Oproti ostatním povodím má Dobřeň 1, vzhledem k výskytu úpadu,

i odlišný tvar povodí. Ačkoliv se při rozvodí tvar částečně protahuje úzkým táhlým koncem směrem k západu, poměr délky a šířky je daleko menší než v ostatních případech. Celkově byla délka odtokové dráhy na orné ploše vyčíslena na 593 m. Po přechodu do lesních ploch pokračuje odtoková dráha ještě dalších 22 metrů do konce závěrového profilu.

Naproti tomu strž Dobřeň 1 vzniká bočním větvením z ramene údolí Žebrák. Nemá proto ani dlouhodobě vyvíjející se úpad a nad zářezem strže na orných plochách přechází v přímé svahy, na kterých se nevyskytují výraznější dráhy soustředného povrchového odtoku. Proto i tvar povodí je výrazně protáhlý směrem k západu a v horní části k severozápadu. Povodí lokality Dobřeň 2 má maximální šířku 38 metrů a délka odtokové dráhy dosahuje 151 metrů na orné půdě a 22 metrů pod vegetačním krytem.

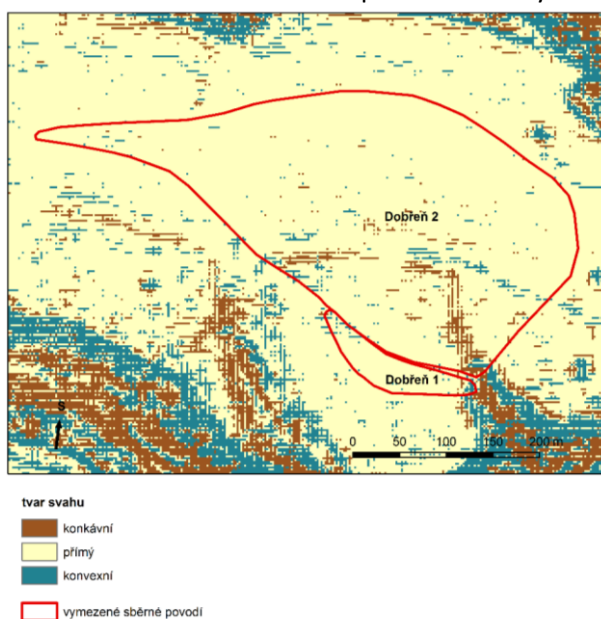
Průměrné sklonitosti svahů v povodí lokality Dobřeň 1 byla vypočtena na hodnotu 5 stupňů. Ta postupně roste směrem k závěrovému profilu strže, kde dosahuje maximálních hodnot 20 stupňů. Nejmenší sklonitosti svahů se nachází při rozvodí povodí, kde nepřekračovaly 2 stupně. V tomto povodí převažovaly přímé svahy, a to zejména na orné půdě. Konkávní svahy se vyskytují až na přechodu orné plochy a lesa ve spodní části povodí, které však náhle přechází v konvexní plochy při ústí strže do hlavního údolí. Sklonitost svahů v rámci sběrného povodí na lokalitě Dobřeň 2 je značně prostorově variabilní a nevytváří jednoznačně vymezené shluky podobných sklonů, tak jako v případě povodí v lokalitě Dobřeň 1. Přesto se obdobně nejmenší sklonitosti vyskytují v nejužších částech povodí. Při severním okraji povodí je patrný málo sklonitý reliéf (do 2 stupňů). Ten jižněji přechází ve svahy do 4 stupňů, které jsou přerušovány menšími ploškami s vyššími hodnotami sklonů do 7 stupňů. Největší sklonitosti pak překračují hodnoty 10 stupňů, a to zejména v prostoru samotné strže.

Obr. 24. Sklonitost sběrného povodí. Lokality Dobřeň 1 a 2.



Na Obr. 25 je dobře patrný pro tuto lokalitu charakteristický úpad. Projevuje se jako shluk konkávních tvarů před zářezem strže, kde se soustředí povrchový odtok. Severně proti směru odtoku je nápadný, asi desetimetrový pás konvexních svahů vedený po vrstevnici středem povodí, který může odkazovat k historickému ohraničení zemědělských pozemků. Při jejich hranicích se mohla orbou akumulovat půda a postupem času tak mohl vzniknout terénní stupeň. Na ostatní ploše orné půdy v povodí však převládaly přímé svahy. Po přechodu pod vegetační kryt jsou tvary svahů členité a kombinovaně konvexně – konkávní.

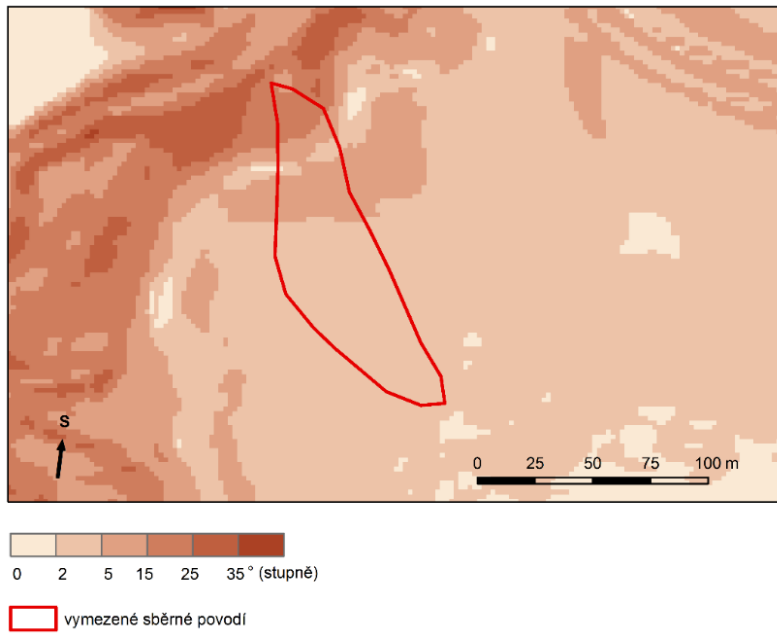
Obr. 25. Tvar svahů sběrného povodí. Lokality Dobřeň 1 a 2.



6.3.2. Nedamov

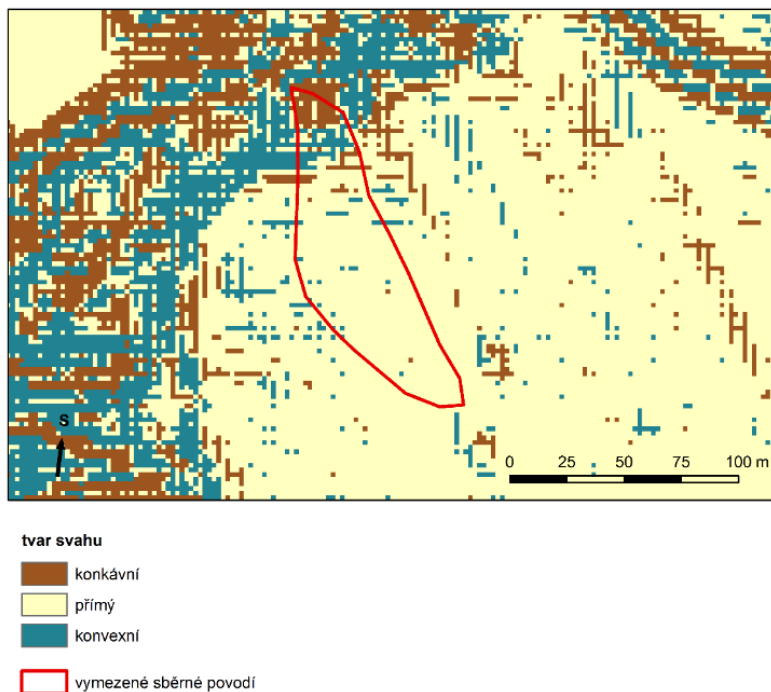
Plochou nejmenší sběrné povodí strže v lokalitě Nedamov bylo vymezeno na celkové výměře 0,5 ha. Povodí je orientováno směrem k severozápadu. Tvar povodí je charakteristicky protáhlý, kdy délka převažuje nad šířkou. Celková délka nepřerušené odtokové dráhy byla vypočtena na 125 metrů. Po přechodu v lesní porost, a tedy potenciálně přerušenu dráhu odtoku, byla délka k ústí strže zjištěna na 39 metrů. Maximální šířka až 44 metrů byla dosažena ve střední části povodí, odkud se směrem k rozvodí opět tvar povodí zužoval. Více než 60 % plochy má sklonitost svahů mezi 2–5 stupni. Průměrná sklonitost v rámci celého povodí dosahovala 5 stupňů. Nejmenší hodnoty do 3 stupňů sklonitosti byly zjištěny při rozvodí, zatímco největší sklon byl naměřen v oblasti výskytu zájmové strže, až 23 stupňů. Na rozhraní lesa a orné plochy byl zaznamenána 6 metrů široká terasa, kde dochází k poklesu sklonitosti svahu až na hodnotu pod 2 stupně. Poté však strmě roste až na úroveň střední části strže, kde sklonitost svahů opět klesá směrem k závěrovému profilu (Obr. 26).

Obr. 26. Sklonitost sběrného povodí. Lokalita Nedamov.



V zájmovém povodí lokality Nedamov dominují přímé tvary svahů, a to zejména v horní a střední části povodí na orné ploše. Před lesním porostem, kde dochází k poklesu sklonitosti svahů, mají svahy především konkávní tvar. Po přechodu do lesa se však mění v konvexní, které v dolní části povodí nakonec nahrazují tvary konkávní (Obr. 27).

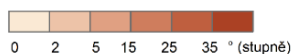
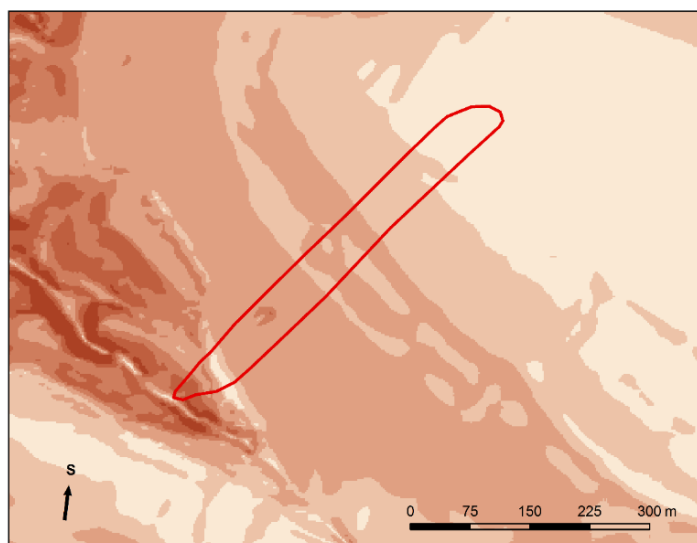
Obr. 27. Tvar svahů sběrného povodí. Lokalita Nedamov.




6.3.3. Vidim

Sběrné povodí pro závěrový profil v místě ústí strže v lokalitě Vidim bylo vymezeno na ploše 2,6 ha. Povodí bylo výrazně protáhlé ve směru severovýchodním k obci Horní Vidim. Délka povodí byla 536 m, zatímco šířka pouze kolem 50 metrů. Celková maximální délka nepřerušené odtokové dráhy mezi rozvodím a okrajem orné plochy byla vypočtena na 328 metrů. Pod vegetačním krytem však přerušená dráha pokračovala ještě dalších 58 metrů až po závěrový profil strže. Průměrná sklonitost svahů dosahovala 6 stupňů s maximálními hodnotami přes 30 stupňů před závěrovým profilem, kde byl překonáván výrazný výškový gradient. Nejmenší sklonitosti byly naopak vypočítány v horní části povodí, okolo 2 stupňů. Nápadně byl zobrazen i přechod sklonitostí, který se od rozvodí směrem k ústí postupně zvětšoval. Na rozhraní lesního porostu však na šířce 10 metrů výrazně klesl až pod 2 stupně. Poté však průběh svahů v místě samotné strže opět výrazně vzrostl až na maximální hodnotu 33,9 stupňů (Obr. 28).

Obr. 28. Sklonitost sběrného povodí. Lokalita Vidim.

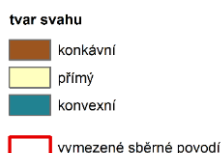
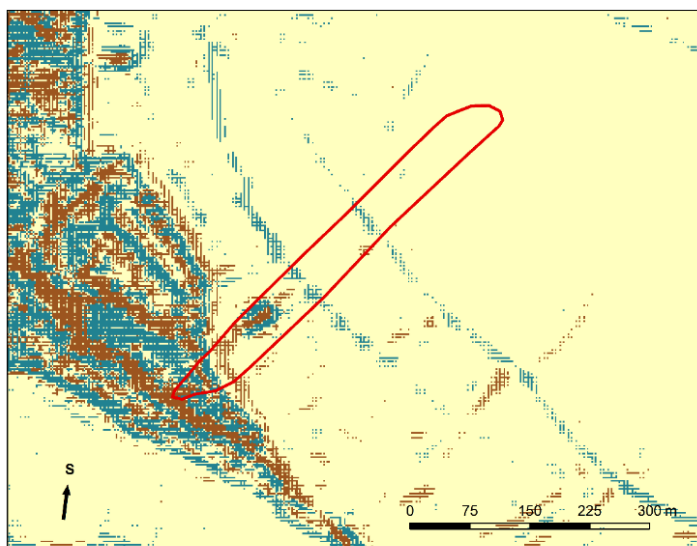


 vymezené sběrné povodí

Na ploše sběrného povodí se vyskytovaly všechny tvary svahů. Přesto výrazně dominovaly přímé svahy, a to na 71 % plochy. Ve střední části délky povodí byly zjištěny dva konvexní přechody svahů ve vzdálenosti 91 metrů. Tyto tvary reliéfu mohou odkazovat k hranicím bývalých pozemků, nebo terasování či hrázkování orné plochy v minulosti. Na Obr. 29 je dále patrný v současnosti zalesněný skalní výchoz, který se projevuje náhlým přerušením přímého svahu v dolní polovině povodí a koncentrací konvexně-konkávních svahů.

Přechod v lesní porost je pak ohraničen konkávní svahem (Obr. 29). Směrem k závěrovému profilu se pak v dalším průběhu svahu střídají konkávně – konvexní tvary.

Obr. 29. Tvar svahů sběrného povodí. Lokalita Vidim.

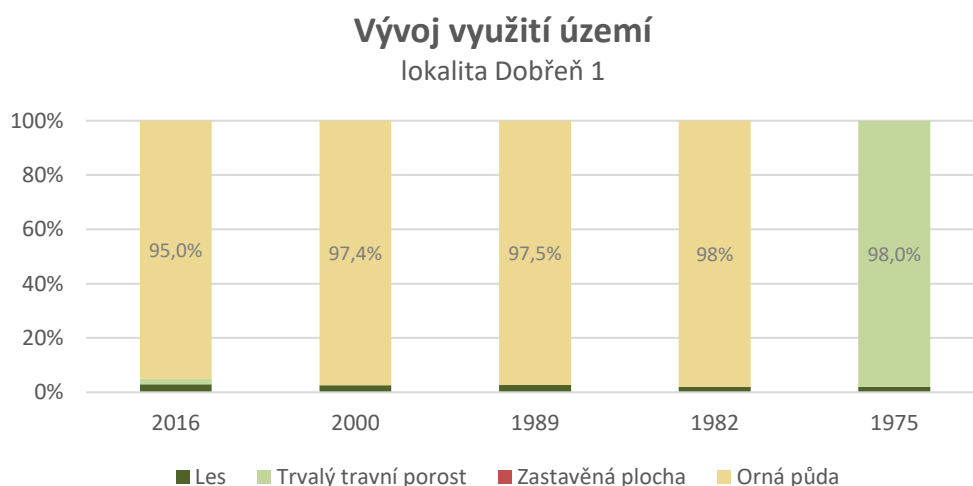


6.4. Změna využití území sběrného povodí

6.4.1. Dobřeň 1

Způsoby využití území byly ve sběrném povodí strže na lokalitě Dobřeň 1 sledovány mezi lety 1975 a 2016. Jak ukazuje Obr. 30, výrazné změny nastaly mezi lety 1975 a 1982, kdy ve sběrném povodí na pozemku tehdejšího JZD Vysoká došlo k zorání trvalého travního porostu a scelení pozemků. Na leteckém snímku z roku 1975 je kromě převládajícího travnatého porostu patrné i nedávné zalesnění území lemující okraj skalních výchozů bočního větvení dolu Žebrák. Porost se jeví výrazně nižší než výška korunového zápoje při dně dolu a snímek z roku 1936 prokazuje, že k zalesnění muselo dojít někdy během 40. nebo začátku 50. let. Na ploše trvalého porostu jsou při detailním pozorování zjevné i úzké pásy křovin či úhorů vedené v rozestupech zhruba 100 metrů po spádnicí, které nejspíše nebyly koseny a vykazují tudíž jiné spektrální vlastnosti. V roce 1985 jsou již tyto pásy i celý trvalý travní porost zorán, spojen v jeden pozemek a dále využíván jako orná půda. V dalších letech již výraznější změny nenastávaly. Jen mezi lety 2000 a 2016 vznikl na rozmezí lesního porostu a orné plochy lem trvalého travního porostu o ploše asi 110 m². Plocha orné půdy zůstává nerozdělena po zbytek sledovaného období.

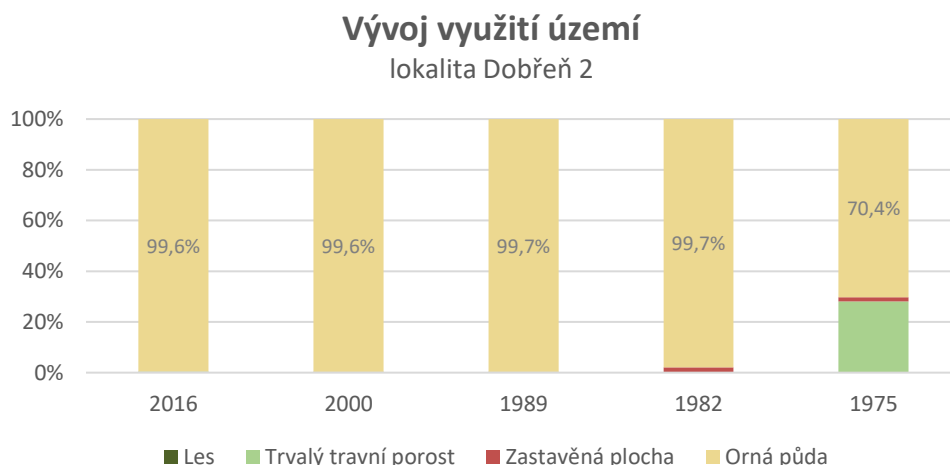
Obr. 30. Změna využití území v povodí lokality Dobřeň 1.



6.4.2. Dobřeň 2

Podobný vývoj ve využití území probíhal i na sousedním povodí strže Dobřeň 2 (Obr. 31). I na této lokalitě je patrný výrazný zásah do struktury a využití pozemků mezi lety 1975 a 1982. Plocha povodí byla do té doby rozdělena na dva pozemky o výměře 6,3 a 2,2 ha polní cestou, lemovanou trvalým porostem, která procházela napříč svahem v horní polovině povodí. Větší výše položená plocha na méně sklonitém terénu byla využívána jako orná půda, zatímco nižší, strmější část byla pokryta trvalým trvalým porostem. Stejně jako na předchozí lokalitě je pro rok 1975 zřejmý mladý lesní porost při závěrovém profilu povodí na ploše 216 m². Tato plocha zůstala stejně rozlehlá i do dalšího zaznamenaného roku 1982. Pouze při severním okraji přibyl zatravněný pás o šířce do 4 metrů a ploše 25 m². Zásadní změna nastala v rámci menšího pozemku, který byl celý přeměn na ornou plochu, čímž se zastoupení orné půdy v povodí zvětšilo na 97 %. Naopak polní cesta ve středu povodí zůstala ve stejné pozici, jen byl travní porost podél severní strany zorán a připojen k většímu pozemku orné půdy. Po roce 1982 však byla rozorána i samotná polní cesta a obě orné plochy. Sběrné povodí tak bylo od této doby kromě území při strži unifikováno v jeden pozemek orné půdy. V dalším vývoji byl zaznamenán pouze nepatrný posun okraje lesa, respektive lemu trvalého travního porostu ve směru k rozvodí. Travní pás byl mezi lety 1989 a 2000 zorán a připojen k orné ploše, ale v současnosti je opět zatravněn, a to zhruba ve stejné ploše jako před rokem 1989.

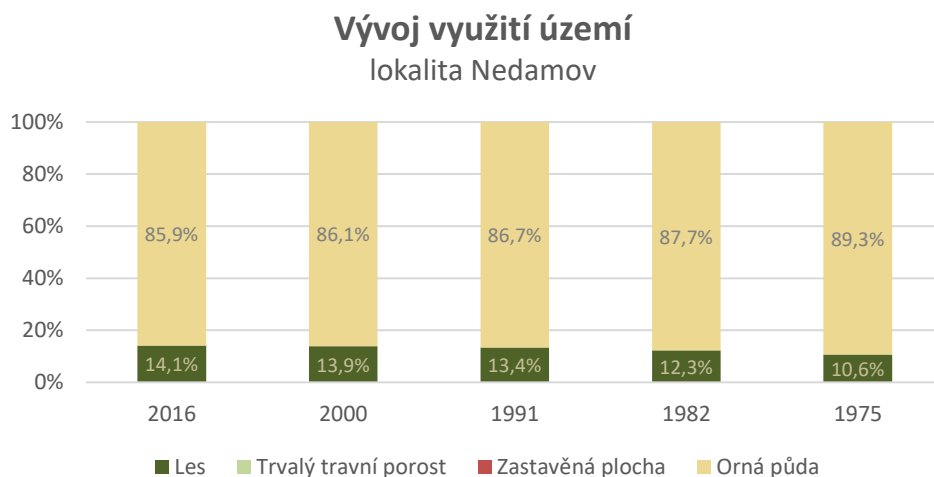
Obr. 31. Změna využití území v povodí lokality Dobřeň 2.



6.4.3. Nedamov

Na sběrném povodí lokality Nedamov byl vývoj využití území sledován od roku 1975 do současnosti (Obr. 32). Po celé sledované období je patrná dominance jedné spojitě plochy orné půdy, jejíž nejnižší podíl byl dosažen v roce 2016 (85 %). Kromě orné půdy byl v lokalitě zaznamenán i lesní porost zhruba na jedné desetíně území. Ostatní způsoby využití území nebyly ze sledovaných leteckých snímků detekovány. Charakteristické pro povodí této lokality je kontinuální posun hranice mezi lesem a ornou půdou. Posun probíhal mezi všemi sledovanými roky od roku 1975 až do současnosti. Největší nárůst byl zaznamenán mezi roky 1975 a 1982, kdy se během sedmi let zvětšila plocha lesa o 76 m². Podobná rychlost zvětšení o 52 m² následovala i v dalším období mezi lety 1982 a 1991. V dalších letech se naopak růst zpomalil na průměrný nárůst o 2,6 m² za rok mezi lety 1991 a 2000, respektive 0,7 m² mezi roky 2000 a 2016.

Obr. 32. Změna využití území v povodí lokality Nedamov.



6.4.4. Vidim

Změny využití území ve sběrném povodí strže v lokalitě Vidim zobrazuje Obr. 33. V roce 1989 byla převládajícím způsobem využití území na této lokalitě orná půda. Pouze okolí při závěrovém profilu povodí a střední část povodí, kde vystupuje skalní výchoz, bylo pokryto lesním porostem, celkově na 8,9 % celkové plochy povodí. Malá plocha lesa o výměře zhruba 900 m² ve střední části povodí zůstala po celé pozorované období téměř beze změny. Zbytek zahrnovala orná půda, která byla diagonálně k délce povodí rozdělena na dva různé pozemky. Scelení těchto dvou orných ploch nastalo v průběhu nadcházejících let do dalšího zaznamenaného stavu v roce 1995, kdy už jsou oba pozemky spojeny. Další změna nastala při dolní části povodí několik metrů od současného okraje zářezu strže. Zde byl odlesněn pruh lesa o ploše více jak 800 m², což odpovídá zhruba 3 % plochy povodí, a nahrazen trvalým travním porostem o stejné ploše. V dalším období mezi lety 1995 a 2000 nenastala žádná zjevná změna. Výraznější změna nastává až v dalším období po roce 2000, kdy zřejmě, jako důsledek pozemkových úprav, vzniká v severní horní části povodí asfaltová komunikace. Ta rozděluje do té doby homogenní pozemek orné půdy na dvě rozdělená pole. Zároveň trvalý travní porost částečně při okraji strže zarůstá dřevinami a keři, celkově na ploše 189 m². Na rozhraní tohoto částečně zarostlého pozemku a výše položené orné plochy navíc vzniká polní cesta, která je orientovaná kolmo ke svahu a směru odtokových drah.

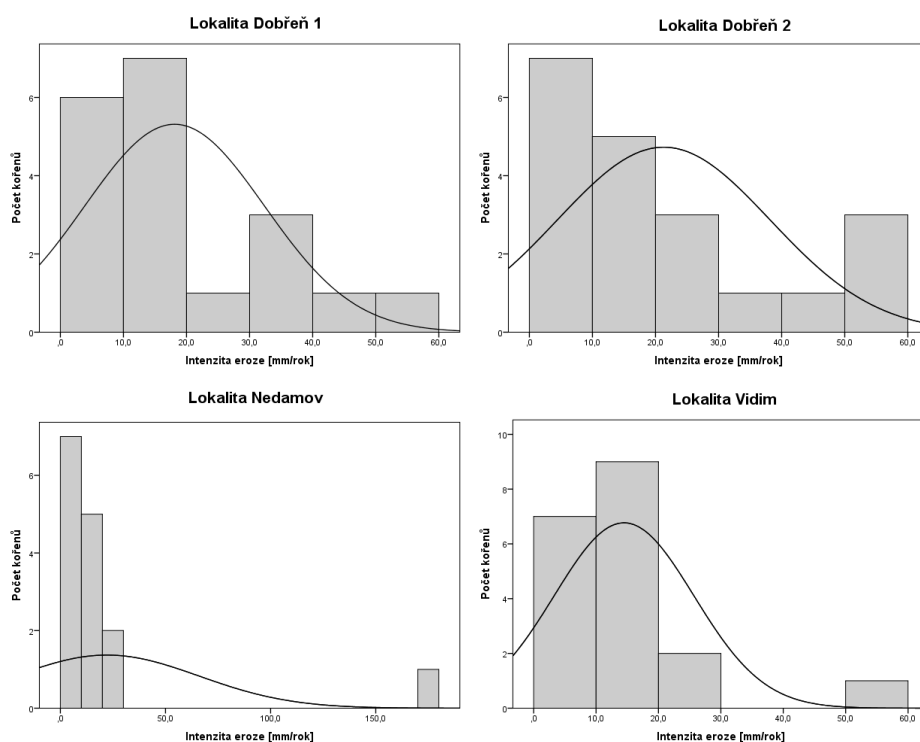
Obr. 33. Změna využití území v povodí lokality Vidim.



6.5. Porovnání jednotlivých strží

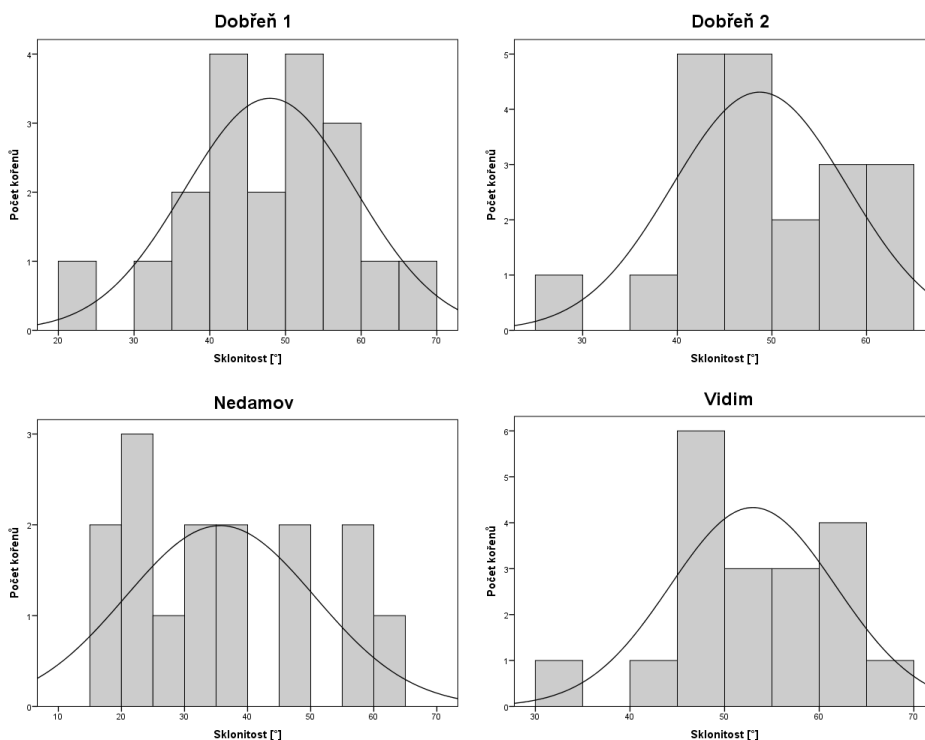
Jak dokumentují znázorněné histogramy rozdělení hodnot kvantifikovaných intenzit eroze (Obr. 34), datové soubory ani v jedné z lokalit nemají normální rozdělení. U lokalit Dobřeň 1 a 2 jsou nejvíce zastoupené hodnoty nejnižší kategorie do 10 mm/rok. Naopak hodnoty kolem aritmetického průměru jsou nižší a rozdělení dat je výrazně asymetrické. Podobná asymetrie rozdělení a levostranné zešikmení byly nalezeny i v případě lokality Nedamov, kde je navíc patrná odlehlá hodnota dosahující intenzity eroze až 178 mm/rok. Nejvíce se normálnímu rozdělení blíží intenzity eroze u lokality Vidim. Nejpočetnější zastoupení mají hodnoty kolem průměru, na pravé straně rozdělení jsou však hodnoty méně časté, a i v tomto případě se vyskytuje odlehlá hodnota.

Obr. 34. Histogramy rozložení četností intenzit eroze mezi lokalitami.



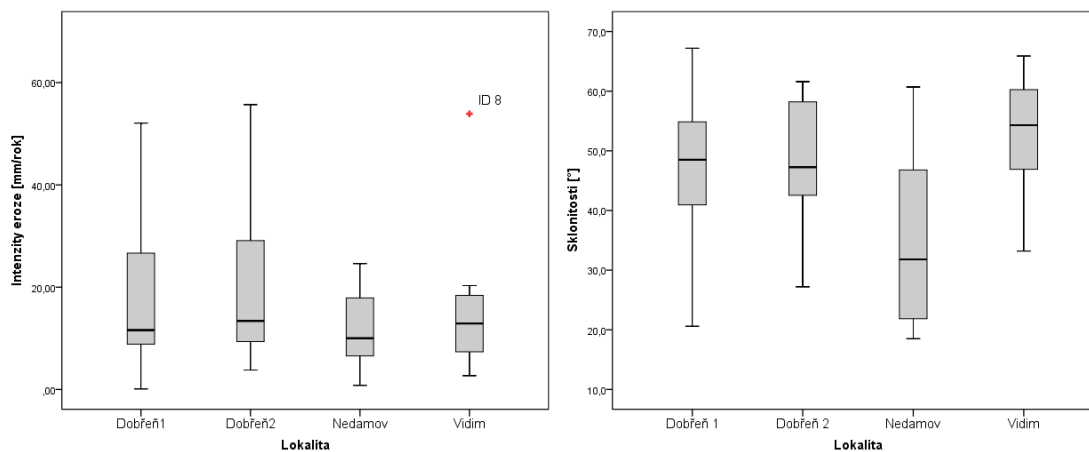
Normální rozdělení nedosahují ani sklonitosti svahů v místě odhalených kořenů (Obr. 35). Přesto se však v porovnání s rozdělením intenzity eroze více blíží normálnímu rozdělení. V lokalitě Dobřeň 1 chybí zastoupení okolo průměru. Rozdělení v lokalitě Dobřeň 2 je zase asymetrické a nevyrovnané. Sklonitost svahů v lokalitě Nedamov mají relativně stejné zastoupení ve všech intervalech od 15 do 65° a největší četnosti sklonitostí svahů v lokalitě Vidim jsou dosaženy v intervalu nízkých hodnot mimo průměr.

Obr. 35. Histogramy rozložení četností sklonitostí v místě odhalených kořenů.



Dále bylo statisticky testováno, zda se průměrné hodnoty mezi lokalitami výrazně liší. Jelikož bylo na základě rozložení dat zjištěno, že data intenzit eroze nemají normální rozdělení (Obr. 35), k testování rovnosti datových souborů byl použit neparametrický Kruskal-Wallisův test, který ukázal, že mezi lokalitami nejsou statisticky významné rozdíly ve velikosti eroze (p hodnota = 0,441). Výsledné grafické porovnání erozních úhrnů mezi lokalitami zobrazuje Obr. 36.

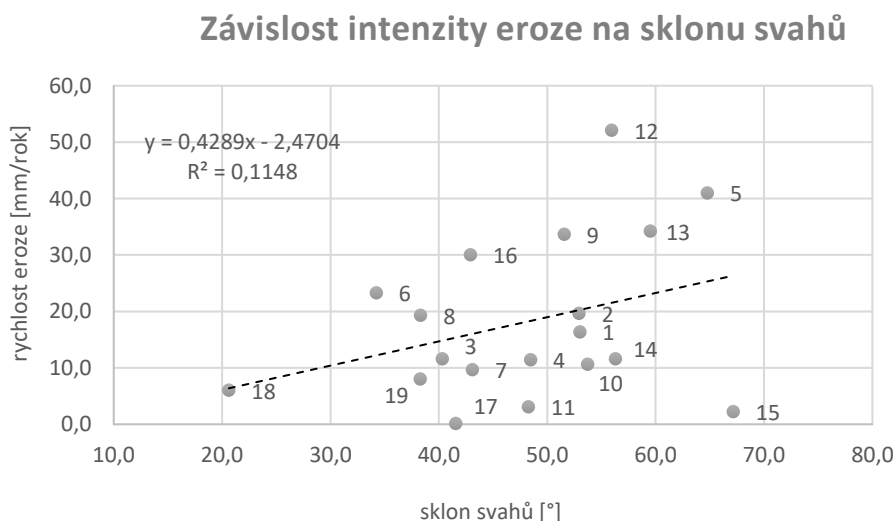
Obr. 36. Box ploty rozdělení intenzit eroze (vlevo) a sklonitostí svahů v místě odebraných kořenů (vpravo).



Obdobně byla posuzována rovnost sklonitosti svahů v místě odhalených kořenů (Obr. 36). Jelikož i u této proměnné byl porušen předpoklad normality, byl použit neparametrických Kruskal-Wallisův test. Na 95 % hladině spolehlivosti byla nulová hypotéza zamítnuta (p hodnota = 0,05). Z výsledku vyplývá, že sklonitosti svahů v místě obnažených kořenů se mezi lokalitami liší. Podle Obr. 36 se zdá, že nejvíce odlišené sklonitosti svahů jsou dosaženy v lokalitě Nedamov.

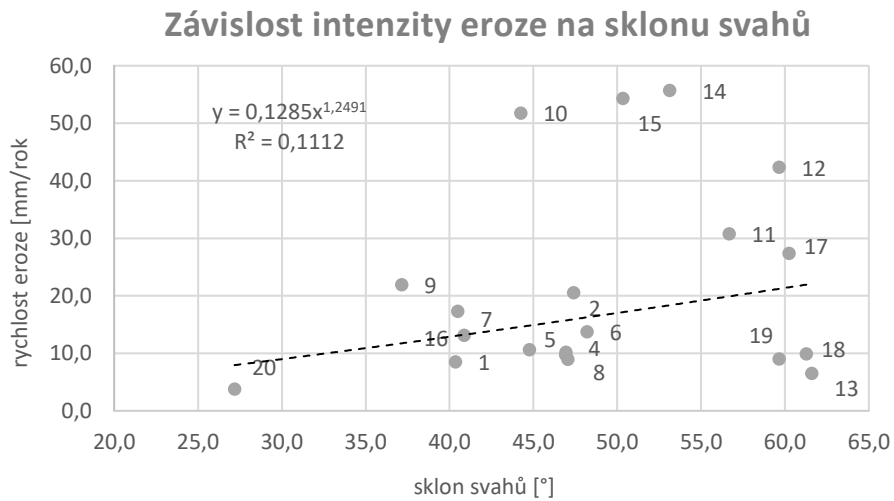
Následně byl hodnoceno, zda intenzita eroze závisí na sklonu reliéfu. Vztah byl posuzován na základě hodnoty Spearmanova korelačního koeficientu. Mezi dvěma proměnnými nebyla pro lokalitu Dobřeň 1 nalezena na 95 % hladině statisticky signifikantní závislost (p hodnota = 0,226). Spearmanův korelačním koeficient dosahoval hodnot 0,291. Vztah sklonitost svahů a rychlosti eroze byl pozitivní a jako nejlepší spojnice trendu se jevila lineární závislost (Obr. 37).

Obr. 37. Závislost intenzity eroze a sklonu svahů. Lokalita Dobřeň 1.



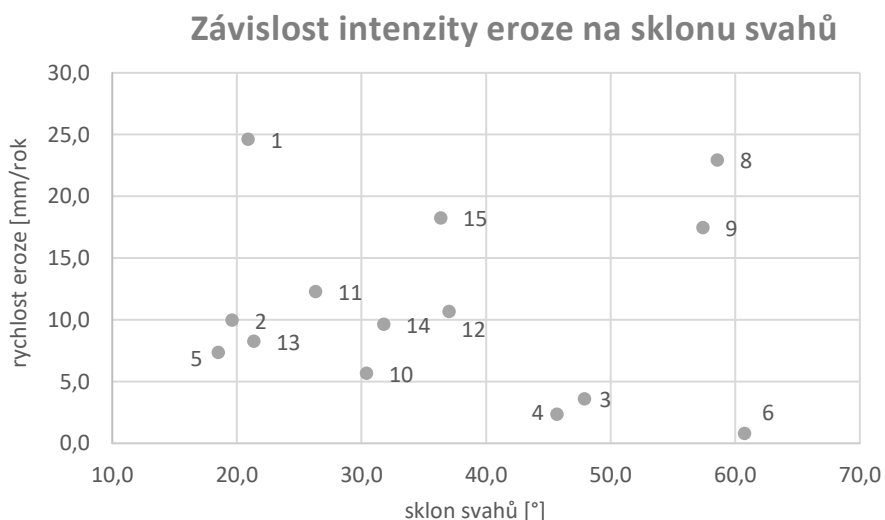
Závislost sklonitosti svahů a intenzity eroze nebyla prokázána ani pro lokalitu Dobřeň 2. Výsledný Spearmanův korelační koeficient nabýval hodnoty 0,164, který znamená slabou závislost. Na hladině 95 % spolehlivosti však nebyla nalezena statistická signifikance závislosti (p hodnota = 0,490). Jako nejlepší spojnice trendu se jevila mocninná závislost (Obr. 38). Koeficient determinace však ukazuje malou míru úspěšnosti predikce. Rychlosti eroze tak v této lokalitě nejsou závislé na sklonitosti reliéfu.

Obr. 38. Závislost intenzity eroze a sklonu svahů. Lokalita Dobřeň 2.



Podle Obr. 39 je patrné, že v lokalitě Nedamov není výskyt rychlostí eroze závislý na sklonitosti svahu v místě odhalených kořenů. Spearmanův korelační koeficient dosahoval hodnoty -0,143, který znamená negativní velmi slabou závislost těchto dvou jevů. Závislost však nebyla na hladině 95 % spolehlivosti signifikantní (p hodnota = 0,624). Po korekci, při které nebyla záměrně uvažována hodnota rychlosti eroze u vzorku 7, jež byla nejspíše nadhodnocena působením sufoze, dosahoval Spearmanův korelační koeficient hodnoty -0,207 a byl statisticky nesignifikantní (p hodnota = 0,457). Vztah sklonitosti svahů a intenzity eroze po provedené korekci ukazuje Obr. 39. Spojnice trendu neprokazuje žádný trend.

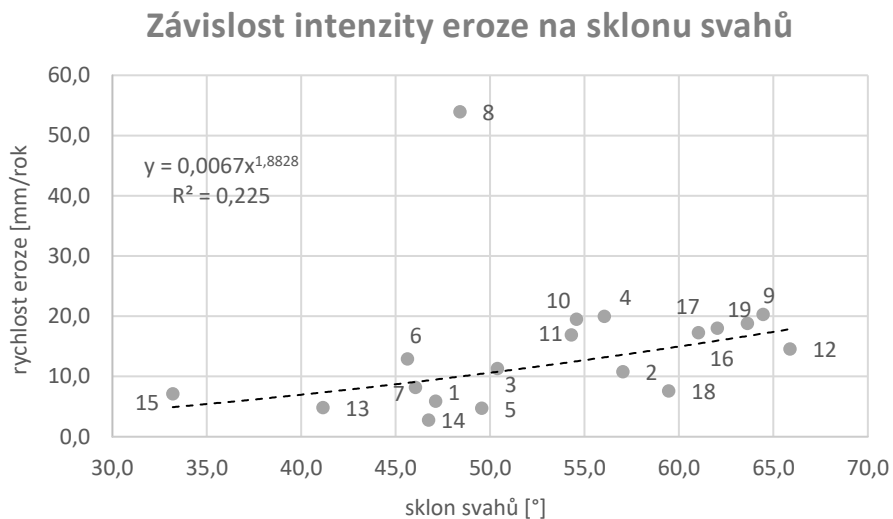
Obr. 39. Závislost intenzity eroze a sklonu svahů. Lokalita Nedamov.



Jediná statisticky významná závislost mezi sklonitostí svahů a zjištěnou intenzitou eroze byla nalezena pro lokalitu Vidim. Podle výpočtu nabýval Spearmanův korelační koeficient hodnoty 0,567. Středně silná závislost byla statisticky významná na hladině 95 % významnosti

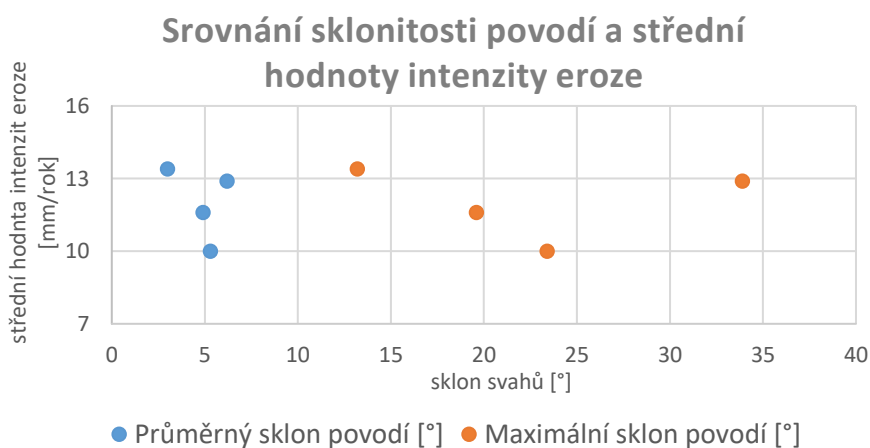
(p hodnota = 0,011). Největší odchylku oproti predikovaným hodnotám mocinného vztahu představoval vzorek kořene 8 (Obr. 40). I přesto dosahoval koeficient determinace hodnoty 0,225. Po odstranění této odlehle hodnoty nabýval Spearmanův korelační koeficient ještě větší hodnoty (0,670) a statistická signifikance byla prokázána na 99 % hladině významnosti (p hodnota = 0,002). Tento výsledek tak značí středně silnou pozitivní závislost.

Obr. 40. Závislost intenzity eroze a sklonu svahů. Lokalita Vidim.



Jako další potenciální erozní faktor byl pomocí bodového grafu vyjádřen vztah mezi průměrnou a maximální sklonitostí svahů sběrných povodí a střední hodnotou intenzity eroze (Obr. 41). Z rozložení je patrné, že průběh vztahu není lineární. Při nejmenších průměrných a maximálních sklonitostech (Dobřeň 2) dosahovaly průměrné rychlosti eroze stejně vysokých hodnot jako pro nejvíce sklonitá zájmová povodí (Vidim). Ze vztahu tak nelze předpokládat závislost.

Obr. 41. Bodový graf vztahu střední hodnoty intenzity eroze a průměrné a maximální sklonitosti sběrných povodí



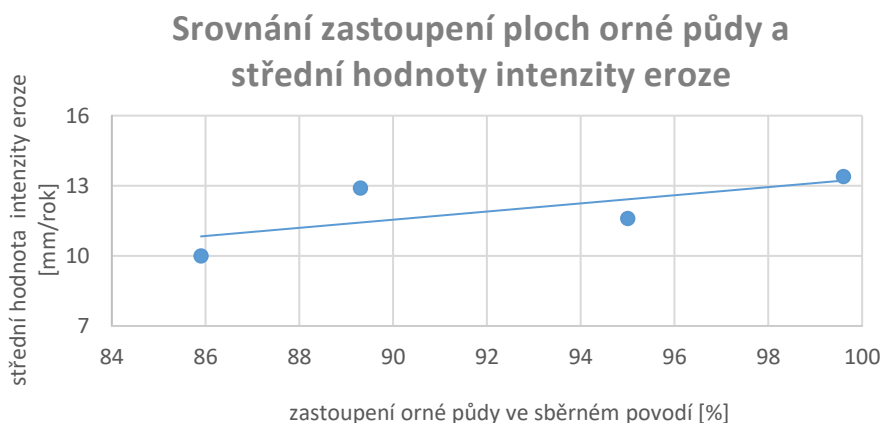
Podobný nejednoznačný průběh byl zjištěn i u proměnné velikosti povodí (Obr. 42). Přesto však lze ze vztahu dat vysledovat určitou stoupající tendenci, kdy na plošně největším povodí (Dobřeň 2) jsou zároveň dosahovány největší střední hodnoty intenzity eroze. Linearitu vztahu však porušuje lokalita Nedamov, kde byla oproti strži v lokalitě Dobřeň 1 vypočtena nižší střední hodnota intenzity eroze, ačkoliv se nachází na plošně větším sběrném povodí.

Obr. 42. Bodový graf vztahu střední hodnoty intenzity eroze a velikosti sběrných povodí strží.



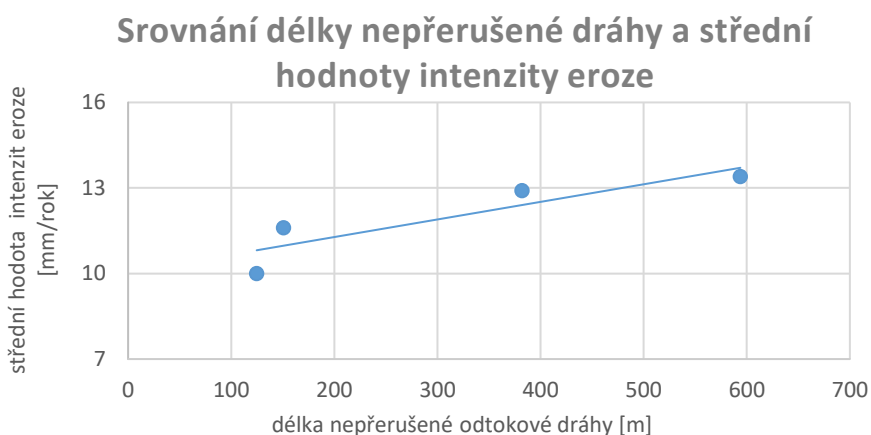
O něco více pozitivně lineární vztah je patrný při srovnání zastoupení ploch orné půdy v rámci sběrných povodí a střední hodnoty intenzity eroze (Obr. 43). Plochy orné půdy charakterizují využití území povodí, které představuje erozně největší riziko. Při větším počtu nepřerušovaných ploch orné půdy lze předpokládat vyšší intenzitu stržové eroze. To bylo do jisté míry nalezeno i pro sběrná povodí zájmových strží. Procentuálně nejvíce zastoupená nepřerušovaná plocha orné půdy se nachází v lokalitě Dobřeň 2 (99 %), kde se zároveň vyskytovala nejaktivnější strž z hlediska naměřené střední hodnoty eroze. Naopak nejméně zastoupena je plocha orná půdy v nejméně intenzivní strži v lokalitě Nedamov (86 %), kde je značná část povodí pokryta smíšeným lesem. Jediná lokalita, která vybočuje mimo lineární vztah je lokalita Vidim.

Obr. 43. Bodový graf vztahu střední hodnoty intenzity eroze a zastoupení ploch orné půdy v rámci sběrných povodí strží.



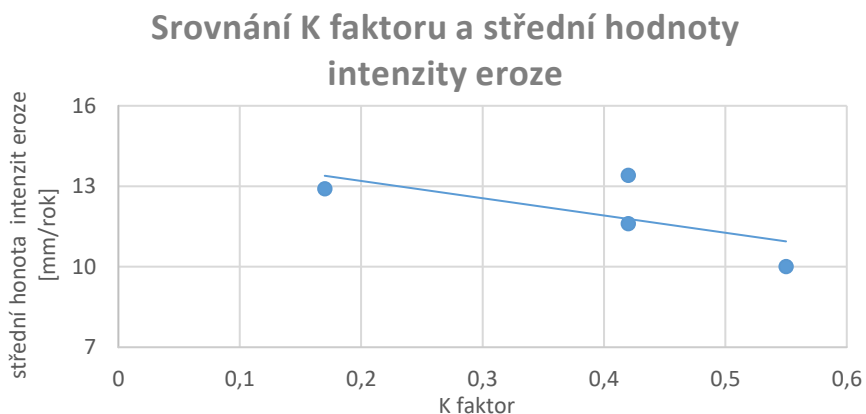
Jediný ve všech případech rostoucí vztah střední hodnoty eroze a vysvětlující proměnné byl nalezen u vztahu nepřerušené délky povrchového odtoku, která vychází jednak z výměry samotného sběrného povodí a za další ze zastoupení a konfigurace ploch orné půdy (Obr. 44). Nejdelší dráha povrchového odtoku byla vypočtena v lokalitě Dobřeň 2, kde dosahovala vzdálenosti 593,8 m. Další dlouhá dráha byla nalezena ve výrazně protáhlém povodí lokality Vidim (382,0 m). Naopak nejkratší dráha povrchového odtoku byla zjištěna v povodí strže v lokalitě Nedamov (124,7 m), kde byla zároveň dosahována nejnižší střední hodnota intenzity eroze.

Obr. 44. Bodový graf vztahu střední hodnoty intenzity eroze a délky nepřerušené dráhy povrchového odtoku v rámci sběrných povodí zájmových strží.



Oproti tomu při porovnání K faktoru a středních hodnot intenzit eroze lze vysledovat negativní lineární průběh proložené funkce grafu (Obr. 45). U povodí, ve kterých se nachází potenciálně erozně náchylné půdy (Nedamov), jsou dosahovány nejmenší střední hodnoty rychlosti eroze, zatímco u povodí strže, na kterém se nacházely půdy relativně odolné vůči působení vodní eroze (Vidim), dosahovala střední hodnota intenzity eroze jedné z nejvyšších hodnot.

Obr. 45. Bodový graf vztahu střední hodnoty intenzity eroze a K faktoru v rámci sběrných povodí zájmových strží



7. Diskuse

7.1. Morfologie a vývoj stržové eroze

Na základě morfologické analýzy zájmových strží lze na geologickém podloží křídových pískovců dokumentovat několik typů erozních tvarů. Tvar strže v lokalitě Dobřeň 1 byl kombinovaný, v horní části se projevoval výraznou asymetrií příčného profilu, zatímco v dolní polovině strže profil nabýval neckovitého tvaru s širokým dnem. Strž v lokalitě Dobřeň 2 byla naopak charakteristická asi jeden metr hlubokým profilem s plochým dnem a sklonitými svahy, u kterých probíhala intenzivní zpětná eroze. Příklad mladé erozní rýhy s intenzivním zahlubováním představovala strž v lokalitě Nedamov. Poslední typ strže v lokalitě Vidim charakterizoval plně vyvinutou, historickou (Kliment 2003) formu strže s již ustáleným vývojem. Z morfologické analýzy strží tak vyplývá heterogenita tvarů strží v Polomených horách. Podobné tvary strží a jejich rozmanitost byly zjištěny i v jiných oblastech Česka, například na fylitických břidlicích a arkózových slepencích a pískovcích v Rakovnické pahorkatině (Kliment 2003). Naopak na spraších a glacifluviálních sedimentech Slezské nížiny dominoval pouze jeden typ strží, který se vyznačoval velmi širokou erozní sníženinou a zařízlou aktivní erozní rýhou uprostřed (Malik 2008).

Datováním 73 kořenů se podařilo rekonstruovat vývoj stržové eroze v posledních 36 letech. Přestože nejstarší zaznamenané odhalení proběhlo již v roce 1981, většina odhalení (86 %) nastala až po roce 1998. V jiných studiích, kde byla stejná metoda využita (Malik 2008; Lopez Saez et al. 2011), autoři zaznamenali i starší odhalení kořenů, sahající až do začátku 20. století. Přesto však malý počet starších kořenů nedovoloval ani v těchto studiích detailně popsat vývoj strží starší než 40 let. Dokládá to určitý časový dosah využívané metody, která vychází z omezené životnosti odhalených kořenů a stáří a typu porostu. Přesto však bylo metodou možné rekonstruovat vývoj strže v lokalitě Nedamov od své počáteční fáze. V ostatních případech byla zaznamenána pouze recentní dynamika již vyvinutých strží, která se vyznačovala zejména posunem bočních svahů a zhlaví. Použitá metoda je tedy efektivní pro mladé erozní zářezy a strže, které jsou ve více výškových úrovních hustě a rovnoměrně pokryty kořeny.

7.2. Intenzita stržové eroze

Dosavadní studie v Česku a na Slovensku se zabývaly zejména určením hustoty stržových systémů (Münster 2007), případně klasifikací a morfologií strží (Kliment 2003). Konkrétní informace o rychlosti stržové eroze jsou však doposud ojedinělé (Zachar, 1970; Šilhán, 2012).

V zájmových lokalitách byly zjištěny střední hodnoty intenzity eroze mezi 10,0–13,4 mm/rok. Podle Zacharova dělení intenzity stržové eroze dosahují tyto úhrny kategorie velmi silné, kdy hrozí odnos svrchních půdních horizontů (Zachar 1970). Vypočtené hodnoty rychlosti eroze však byly u všech strží velmi variabilní a v některých případech byly dokonce zjištěny hodnoty nad 20,0 mm za rok, které jsou již charakterizovány jako katastrofické (Zachar 1970). Při takto vysokých úhrnech hrozí celková degradace půdy během několika málo let (Zachar 1970). Po přepočtu erozních úhrnů na jednotku plochy se střední hodnoty intenzit pro zájmové lokality pohybovaly v rozsahu 150–201 tun materiálu z hektaru za rok. Ve srovnání s průměrnou intenzitou plošné a rýhové eroze v Evropě, která dosahuje hodnoty 2,46 tuny na hektar za rok (Panagos et al. 2015), jsou vypočtené hodnoty několikanásobně vyšší. Ačkoliv se z tohoto pohledu jedná o extrémní hodnoty, výběr lokalit byl záměrně zaměřen na vizuálně neaktivnější stržové systémy. Přesto předložená studie prokazuje, že půdní eroze o relativně vysokých intenzitách může probíhat i pod vegetačním pokryvem a na lesních půdách, které mají přisuzované obecně nízké erozní ohrožení (Zachar 1970; Holý 1978; Kliment, Langhammer 2005). Přestože byl ve všech případech výskyt strží dokumentován na zalesněných půdách, v lokalitě Dobřeň 1 strž bezprostředně navazovala na přilehlou zemědělskou plochu orné půdy. Průměrné hodnoty zpětného zařezávání dosahovaly rychlostí až 19 mm za rok, což při stávajících úhrnech znamená posun zhlaví strže o asi 2 metry za 100 let. Po rozšíření strže na zemědělskou plochu však může rychlost postupu strže ještě více zrychlit díky absenci kořenů dřevin.

Vhodné srovnání výsledků v podobných klimatických a litologických podmínkách nabízí práce Malika (2008), který využil obnažených kořenů stromů k datování a výpočtu rychlosti stržové eroze v Slezské nížině. Na základě 32 datovaných kořenů kvantifikoval průměrnou intenzitu eroze na 630 mm za rok, která se však podle polohy ve strži značně lišila. Nejvíce se projevovala hloubková eroze o rychlosti denudace mezi 180 a 1980 mm/rok, oproti tomu posun svahů boční erozí dosahoval rychlosti od 210 do 520 mm/rok. Z fotografií přiložených ve studii však strže vizuálně nejevily oproti studovaným lokalitám v Polomených horách výrazně větší aktivitu (akumulace opadanky). Ačkoliv je možné určité nadhodnocení těchto hodnot dané výskytem anatomických nepravidelností (Wronska-Walach et al. 2016), výsledky dokazují, že stržová eroze může i v klimatických podmínkách střední Evropy dosahovat značných rychlostí. To prokazuje i Šilhán (2012), který dokumentoval velmi intenzivní zpětnou erozi stržového systému ve flyšové oblasti Západních Karpat o průměrné rychlosti 1980 mm za rok. Podobně vysoké hodnoty nakonec prokazují i ostatní studie využívající ke kvantifikaci stržové eroze v Česku a na Slovensku geodetických metod (Zachar 1970). Takto extrémní úhrny erozních procesů jsou však ve většině případů výsledkem intenzivních srážkových událostí na erozně málo

odolném podloží (Šilhán 2012), anebo jako reakce na změny využití území (Zachar 1970) a nejedná se tak zřejmě o dlouhodobý trend intenzity eroze. Zjištěné výsledky z Polomených hor se tak nejlépe shodují se závěry studie z Hronské pahorkatiny (Šilhán et al. 2016). Na spraši pokrytém andezitovém podloží byla zjištěna dlouhodobá boční eroze svahů strží o průměrné intenzitě 10 mm za rok. O něco málo nižší hodnoty než výsledky této studie (v řádu mm/rok) mohly být dány větší rezistencí vulkanických hornin proti působení eroze. Kvantifikovaná intenzita stržové eroze v Polomených horách je tak srovnatelná s jinými oblastmi střední Evropy, kde byl vývoj strží dokumentován dendrogeomorfologicky.

7.3. Příčinné faktory eroze

Na úrovni jednotlivých strží byl posuzován vztah mezi intenzitou eroze a sklonitostí svahů podobně jako v jiných studiích (Lopez Saez et al. 2011). Mezi sklonitostí svahů v místě odhalených kořenů a kvantifikovanými intenzitami stržové eroze nebyla u většiny zájmových lokalit nalezena signifikantní závislost. Toto zjištění kontrastuje s výsledky jiných studií, které nacházejí relativně silnou závislost u této proměnné, jež využívají k vytváření predikčních modelů pro extrapolaci hodnot v celém povodí (Lopez Saez et al. 2011; Ballesteros-Canovas 2015). Jedním z vysvětlení může být malá hustota interpolovaných bodů a tím shlazený výsledný digitální model reliéfu, ze kterého se sklonitosti svahů odvozovaly. Oproti datům leteckého nebo pozemního laserového snímkování (Ballesteros-Canovas 2015) tak nemusely být zachyceny malé anomálie mikroreliéfu. Dalším důvodem může být působení jiných geomorfologických procesů v rámci strže, které mohou mocnosti oderodovaného materiálu, a tak konečných intenzit eroze zkreslit. Jak uvádí Bodoque et al. (2011), vývoj strží je provázen komplexním a propojeným působením mnoha geomorfologických procesů a zhodnocení pouze samotné stržové eroze je tak náročné. Největší reziduální odchylky regresních modelů ukazovaly právě na taková místa, kde se mimo stržovou erozi projevovaly i procesy sufoze (Nedamov) či svahových pohybů (Vidim). Reliéf strží tak byl deformován a neodpovídal výsledné modelaci vlastní stržové eroze. V konečném důsledku může být pro vztah sklonitosti a rychlosti eroze důležitý i čas, po kterou stržová eroze probíhá. Jediná silnější a statisticky signifikantní závislost byla po odstranění jedné odlehle hodnoty nalezena v lokalitě Vidim. Podle rozměrů a morfologie této strže se dá předpokládat její dlouhodobý vývoj. Konfigurace a sklonitosti svahů vypovídají o modelování reliéfu stržovou erozí po dlouhé časové období. Podle zjištěných relativně nízkých hodnot intenzity eroze na svazích při ústí (střední hodnota 11,0 mm/rok) a přítomnosti uchycených semenáčků, lze navíc předpokládat, že vývoj strže se nachází ve stádiu zralosti,

kdy jsou již svahy stabilizovány na úrovni blížící se pomyslné rovnováze mezi působením eroze a rezistencí horninového podloží (Hack, 1960).

Ostatní faktory eroze byly porovnávány mezi jednotlivými lokalitami na úrovni sběrných povodí. Pro jejich omezený počet (4) nebylo možné přistoupit ke statistickému hodnocení závislostí erozních proměnných. K relevantní analýze by bylo nutné použít rozsáhlejší datový soubor. Přesto lze z výsledků tušit určité příčinné vztahy. Pozitivní lineární průběh spojnice trendu byl nalezen mezi zastoupením ploch orné půdy ve sběrném povodí a střední hodnotou intenzity eroze. Při podrobnějším sledování změn krajinného pokryvu sběrných povodí lze zjistit, že v lokalitách Dobřeň 1 a Dobřeň 2 nastaly zásadní změny ve struktuře a způsobu využití pozemků mezi lety 1975 a 1982. První známé odhalení kořenů proběhlo v obou lokalitách až zhruba po 15 až 20 letech. To znamená, že není možné prokázat přímou následnost odhalení kořenů na změny využití území. Akcelerace stržové eroze v 90. letech však mohla být způsobena např. nevhodnými osevními postupy a pěstováním erozně potenciálních plodin v povodí strží, což z leteckých snímků nemohlo být zaznamenáno. Podobně i v lokalitě Nedamov se na základě leteckých snímků nepodařilo prokázat žádné výrazné změny ve využití území během posledních 40 let. Přesto z výpovědí místních obyvatel vyplývá, že rozvoj strží v okolí nejspíše souvisel s pěstováním nevhodné širokořádkové kukuřice a výskytem několika intenzivních dešťů v polovině 80. let. Tyto informace se shodují s rekonstrukcí pravděpodobného období iniciace strže na základě obnažených kořenů. To ukazuje, že iniciace a zrychlení stržové eroze mohly být do určité míry ovlivněny nejen samotným využitím území, ale i agronomickými praktikami a volbou pěstovaných plodin.

Výsledky dále naznačují na možný vliv lesního porostu a jeho kořenového systému na morfologie strží. V blízkosti vzrostlých stromů, kde dosahoval kořenový systém značné hustoty, byla povrchová vrstva půdy fixována kořeny a boční eroze svahů probíhala převážně ve spodních horizontech, kde již hustota kořenů klesala. Vznikaly tak převislé svahy strží (Dobřeň 1, Dobřeň 2). V lokalitě Dobřeň 1 se přítomnost hustého prokořenění půdy projevovala i výraznou asymetrií příčného profilu. Zatímco svah, v jehož těsné blízkosti se nacházel vzrostlý topol, byl stabilizován, na protilehlém svahu s menším prokořeněním docházelo k posunu. Podobně výskyt kořenů působil i v lokalitě Nedamov, kde se dva stromy nacházely v těsné blízkosti (0,5 m) od hrany strže. Mezi nimi docházelo k silné hloubkové erozi a sufozi, zatímco boční svahy se jevily stabilizovány. Z výsledků vyplývá, že vývoj a morfologii strží ovlivňuje zejména hustota prokořenění dřevin, která je závislá na hustotě, staří a typu vegetace (Gyssels, Poesen 2003).

Specifická morfologie strží mohla být ovlivněna i geologickými poměry. Přestože se všechny lokality nacházely na identické geologické jednotce svrchnokřídového souvrství, kvádrové pískovce v místě strží mohly mít odlišné litologické vlastnosti (Balatka, Sládek 1980), a tím i odlišnou rezistenci proti působení stržové eroze. Navíc byla ve stržích dosahována různá mocnost sprašové vrstvy. To může vysvětlovat odlišnou intenzitu hloubkové eroze mezi stržemi. Zatímco u lokality Nedamov se vývoj strže projevoval výrazným zahloubením do pískovcového podloží, v lokalitě Dobřeň 2 došlo po oderodování svrchní sprašové vrstvy a kontaktu s pískovcem k eliminaci hloubkové eroze a dalšímu vývoji pouze při svazích a zářezu. Přechod sprašové vrstvy a zvětralých kvádrových pískovců se projevoval i na podélném profilu některých strží (Dobřeň 1, Dobřeň 2). Podobný vliv litologie na dynamiku a morfologii stržové eroze dokumentovali i Kliment (2003) a Šilhán et al. (2016).

Kromě odlišné litologie mohl mít vliv na intenzitu hloubkové eroze i výškový gradient mezi nejvyšším bodem sběrného povodí a místní erozní bází, která se nacházela při ústí strží do údolí. Právě na výrazném výškovém gradientu byla v zájmových stržích zaznamenána i nejintenzivnější hloubková eroze. Projevovala se zahloubením strže v lokalitě Vidim až do hloubky 4,4 metrů. Na této lokalitě byl zároveň dokumentován největší výškový gradient, který v celém povodí dosahoval 66 m a v rámci strže pak 17,3 m. Podobně se faktor výškového gradientu povodí projevoval i v lokalitě Nedamov, kde probíhala velmi intenzivní hloubková eroze. Význam výškového gradientu pro formování specifického reliéfu Polomených hor s ostře zahloubenými údolními a aktivními začátky údolních (stržových) zářezů zmiňují i Balatka a Sládek (1980).

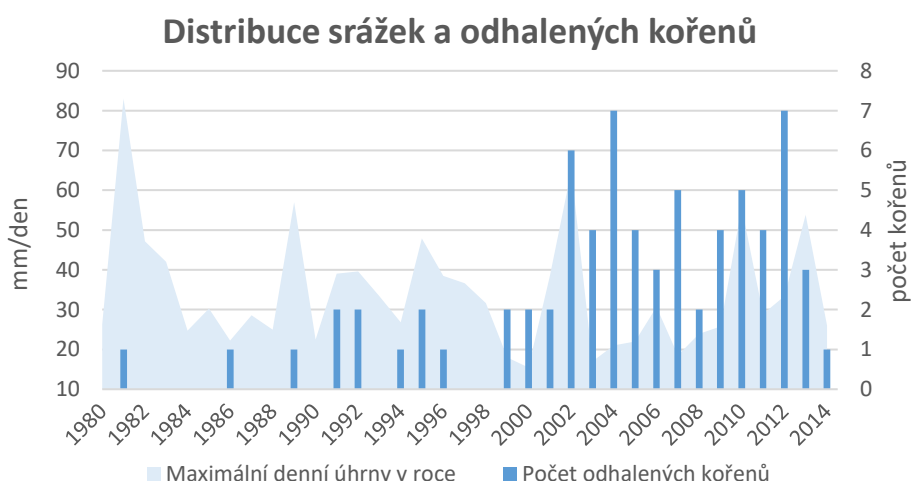
Faktor erodovatelnosti půdy nejevil vliv na intenzitu eroze. Použité půdní charakteristiky vycházely z dokumentací půdních sond Komplexního průzkumu půd, které reflektovaly stav z roku 1964. Lze proto očekávat, že zejména na sklonitých plochách orné půdy (Vidim), které mají vysoký erozní potenciál (VÚMOP 2016), se v průběhu 50 let vlastnosti povrchových půdní horizontů mohly změnit.

Na většině vzorků kořenů bylo na základě anatomických projevů zaznamenáno náhlé obnažení, které je nejčastěji zapříčiněno krátkými erozními událostmi. Nasvědčuje to o epizodickém vývoji studovaných strží způsobeným výskytem intenzivních přivalových dešťů, které se objevují jako doprovodný projev konvektivních bouří (Bednář et al. 1993). Jelikož se působení konvektivních bouří odehrává v mezo- γ až mezo- β měřítku v rozsahu 2-20, případně až 200 km (Orlanski 1975), nelze na vývoji strží mezi lokalitami Dobřeň 1 a 2 předpokládat jiný faktor klimatu. U lokality Nedamov a Vidim se však odlišná prostorová distribuce lokálních

intenzivních dešťů může projevovat. Pro posouzení by bylo nutné detailního měření intenzity srážek v hodinovém nebo ideálně minutovém kroku v místě sběrných povodí, které nebylo k dispozici. Jediné porovnání nabízí data maximálních denních úhrnů srážek z 20 kilometrů vzdálené stanice Tuhaň (Obr. 46). Z ní je patrné, že zejména raná odhalení se poměrně dobře shodují s výskytem intenzivních srážek. Od roku 1999 se však četná odhalení kořenů objevují i v letech, kde dosahovaly maximální denní úhrny hodnot menších 20 mm (roky 1999, 2000, 2003, 2007). Důvodem odhalení kořenů mohla být, jak jiná intenzita srážek v místě zájmových strží, tak odlišná příčina erozního působení, například z rychlého odtávání sněhové pokrývky. Na druhou stranu srážkové události v letech 2002 a 2010, kdy během jednoho dne spadlo více než 50 mm srážek, mohly indukovat proces stržové eroze a s tím spojené odhalení kořenů.

Z výsledků rovněž vyplývá, že většina odhalení kořenů (86 %) proběhla až po roce 1998 (Obr. 46). To může signalizovat intenzifikace procesu stržové eroze. Podobně zaznamenal reaktivaci hloubkové eroze v průběhu 90. let i Malik (2006). Možnou příčinou může být zvýšení výskytu denních úhrnů srážek nad 10 mm, které se při klimatické změně pro Česko očekávají (Hanel et al. 2011). Ze srážkových dat dostupných pro stanici Tuhaň (Obr. 46) se však nejví změna trendu v četnosti extrémních srážkových událostí. Častější výskyt odhalených kořenů po roce 1998 tedy zřejmě nemusí značit intenzifikaci stržové eroze, ale může být dán pouze množstvím použitelných živých kořenů. Přesto však některé studie předpokládají v budoucnosti nárůst intenzity stržové eroze s měnícím se klimatem (Vanmaercke et al. 2016).

Obr. 46. Rozložení maximálních denní úhrnů srážek mezi roky 1980 až 2014 pro stanici Tuhaň a součet počtu odhalených kořenů ve všech lokalitách. (ČHMÚ 2015)



7.4. Nejistoty dendrogeomorfologické metody odhalených kořenů

Nejčastějším anatomickým projevem odhalení kořene bylo zmenšení velikosti tracheid jarního dřeva doprovázené rozšířením letokruhu, a to u všech studovaných druhů. Jako další projev se vyskytovaly růstové jizvy, které však podle zjištění nemusely nutně koincidovat s dobou odhalení kořene, ale mohly být například způsobeny až s následným mechanickým poškozením kořene (vzorek 6, Dobřeň 2). Po exhumaci je kořen více náchylný a může být poraněn například okusem zvěře nebo transportovaným materiálem, jak bylo v této studii několikrát dokumentováno. Proto v řadě minulých studiích, jež využívaly pouze makroskopické analýzy kořenů, zejména růstových jizev (Vandekerckhove et al 2001; Malik 2008), mohlo dojít ke zkreslení datovaných odhalení, a tak i k následnému stanovení intenzity eroze. Další výzkum v metodě odhalených kořenů by měl být ideálně založen pouze na mikroskopickém analyzování, jenž výrazně zpřesní odhalení anatomických změn. Zpřesnění výsledků by bylo dosaženo i využitím výpočetních softwarů, například programu WinCELL, který měří velikost tracheid a jejich změna se tak dá kvantifikovat a statisticky testovat. Přesto však v předkládané studii nepředstavovaly anatomické projevy hlavní míru nejistoty datování. Možná chyba datování vycházela hlavně z následného odečtu počtu uplynulých letokruhů od anatomické odezvy, které bylo z důvodu výskytu růstových nepravidelností znesnadněno. Tyto nepravidelnosti představují zejména vykliňující, falešné nebo chybějící letokruhy, které se kvůli odlišné kambiální aktivitě u kořenů oproti kmenu častěji objevují (Fayle 1968; Schweingruber 1996). Ačkoliv zejména u vzorků habru obecného byla částečná identifikace letokruhů umožněna pomocí dřevňových paprsků, které se v místě rozhraní letokruhů rozšiřovaly, nebylo tímto způsobem možné zaznamenat chybějící letokruhy. Tento fakt podporuje nejenom nutnost využívání mikroskopických preparátů a sledování anatomické stavby kořenů pod mikroskopem, ale také zavádění dalšího zpřesnění datování. Jako možné řešení se nabízí křížové datování s letokruhy kmene, které jsou však ve svých ročních přírůstcích synchronní pouze do vzdálenosti 0,4 metru od bazální části kmene (Krause, Morin 1999; Rybníček et al. 2007) a kde se navíc falešné letokruhy na kořenech objevují nejčastěji (Fayle 1975). Podle Wronska-Walach et al. (2016) představuje výrazné odstranění subjektivity křížové datování sekvence několika příčných řezů v rámci jednoho kořene. Touto metodou lze oproti tradičním technikám zaznamenat chybějící letokruhy až v 17 % případů. K podobným závěrům došli Krause, Morin (1995) a pro listnaté dřeviny i Wilson (1964). Výskyt růstových nepravidelností úzce souvisí i se stářím kořene (Wronska-Walach et al. 2016). S přibývajícím věkem kořene dochází ke zpoždění nebo úplné absenci růstových hormonů, a tak k větší pravděpodobnosti výskytu vklíněných a chybějících

letokruhů (Larson, 1956; Fayle, Farrar 1965). Pro eliminaci chyby datování je tak nejlepší využívat mladé kořeny, které v juvenilním věku (5-15 let) tvoří kompletní letokruhy (Wronska et al. 2016).

Další chyba kvantifikace eroze může souviset se stanovením mocnosti oderodovaného materiálu. Jako možné zpřesnění výpočetní rovnice (Gärtner et al. 2007) se nabízí korekce výpočtu šířky borky v roce odhalení. V současně podobě se při výpočtu mocnosti oderodovaného materiálu používá pouze přičtení jedné průměrné šířky borky. Šířka borky však závisí na věku kořene, resp. kmene, a její nárůst není lineární s věkem a pro všechny druhy stejný (Sonmez et al. 2007). Ačkoliv současné výpočty zanedbávají nelineární nárůst šířky borky s věkem kořene a nabízí se tedy tento fakt reflektovat i ve výpočtové formuli, výsledné zpřesnění by dosahovalo jednotek milimetrů, které nepředstavuje zásadní zlepšení přesnosti kvantifikace intenzity stržové eroze. Větší potenciál pro další výzkum však nabízí zpřesnění korekce hloubky půdní vrstvy, při které již dochází k anatomickým projevům kořene. Ačkoliv v posledních letech docházelo v tomto směru k pokroku a obecnému konsensu na v současnosti akceptovanou hodnotu 30 mm (Stoffel et al. 2013), některé studie ukazují, že se tato hodnota může mezidruhově lišit (Corona et al. 2011). To bylo částečně potvrzeno i v případě lokality Vidim, kde byla u kořene buku lesního (vzorek 2) identifikována reakce, ačkoliv byl kořen v době odběru stále pod půdní vrstvou 40 mm. Tento nález byl však u tohoto druhu jediný a nelze tedy statisticky doložit jeho relevance. V lokalitě Dobřeň 1 byl oproti tomu pod stejnou vrstvou půdy analyzován vzorek topolu osiky, ve kterém se naopak známky odhalení neprojevovaly. To může dokumentovat jednak mezidruhovou variabilitu, ale zároveň může odlišná reakce vycházet i s různých půdních podmínek povrchového půdního horizontu. Kořeny nacházející se v blízkosti povrchu reagují fyziologickou adaptací na vzrůstající variabilitu teploty a vlhkosti (Lopez Saez et al. 2011), která se liší mezi půdami v závislosti na jejich tepelné kapacitě a vodivosti (Hora 2011).

Přestože byly zmíněny možné příčiny zkreslení výsledků využívající metody odhalených kořenů, ostatní studie (Corona et al. 2011) prokazují, že výsledky této metody jsou s výsledky jiných metod srovnatelné. V dalším výzkumu se však nabízí v místě zájmových lokalit provést za využití jiných metod opakované měření intenzity stržové eroze a posoudit tak přesnost dendrogemorfologické metody odhalených kořenů.

8. Závěr

Na základě dendrogeomorfologické metody odhalených kořenů byl rekonstruován vývoj a kvantifikována dynamika stržové eroze u čtyř zájmových lokalit v Polomených horách. Zároveň byla pomocí totální stanice zmapována jejich detailní morfologie a následně vyjádřeny morfometrické charakteristiky. U zájmových strží byla zjištěna odlišná morfologie, která pravděpodobně vycházela z různého litologického složení kvádrových pískovců a mocnosti sprašové vrstvy, která je pokrývá. Významný faktor ovlivňující tvar strží představovala i hustota kořenového systému stromů. Na základě datování 73 kořenů listnatých stromů byl rekonstruován vývoj v posledních 20–30 letech. Zatímco u lokality Nedamov bylo možné sledovat průběh stržové eroze od rané fáze vývoje, v ostatních případech byla zaznamenána pouze recentní dynamika po roce 1998, která se projevovala zejména posunem bočních svahů a zpětnou erozí. Z výsledků vyplývá, že vývoj strží neprobíhal kontinuálně, ale v průběhu krátkých událostí, které mohly být zapříčiněny výskytem intenzivních srážkových událostí nebo rychlého tání sněhové pokrývky. Zároveň byla dokumentována komplexnost vývoje strží, která zahrnovala i další geomorfologické procesy. Přestože byly naměřeny v rámci strží velmi variabilní intenzity eroze, erozní úhrny se mezi lokalitami statisticky nelišily a celkově dosahovaly úhrnů o střední hodnotě mezi 10,0 – 13,4 mm/rok. To dokazuje, že vývoj studovaných strží v geomorfologickém okrsku Polomených hor je i na lesních půdách relativně velmi aktivní. Do budoucna na některých lokalitách dokonce hrozí, že zpětným zařezáváním dojde k posunu strží na přilehlé plochy orné půdy. Intenzivní působení stržové eroze je nejspíše podmíněno velkým výškovým gradientem svahů a využitím území sběrných povodí. Přestože metoda odhalených kořenů může dosahovat určité míry nejistoty dané zejména výskytem růstových nepravidlostí, při mikroskopickém analyzování většího souboru vzorků lze dosáhnout validních výsledků. Metoda tak umožňuje relativně přesně rekonstruovat dynamiku stržové eroze v nedávné minulosti.

Seznam zdrojů

- ALESTALO, J. (1971): Dendrochronological interpretation of geomorphic processes. *Fennia*, 105, s. 1–140.
- BALATKA, B., SLÁDEK, J. (1980): Geomorfologie Chráněné krajinné oblasti Kokořínsko a přilehlého území. *Bohemia centralis*, 10, Praha, s. 7–53.
- BALLESTEROS-CÁNOVAS, J., CORONA, C., STOFFEL, A., LUCIA-VELA, A., BODOQUE, J. (2015): Combining terrestrial laser scanning and root exposure to estimate erosion rates. *Plant and soil*, DOI: 10.1007/s11104-015-2516-3.
- BEDNÁŘ, J. et al. (1993): Meteorologický slovník výkladový a terminologický. Praha, Academia, 594 s.
- BEGIN, C., FILION, L. (1988): Age of landslides along the Grande Rivière de la Baleine estuary, eastern coast of Hudson Bay, Quebec, Canada. *Boreas* 17, s. 289–299.
- BODOQUE, J.M., LUCÍA, A., BALLESTEROS, J.A., MARTÍN-DUQUE, J.F., RUBIALES, J., GENOVA, M. (2011): Measuring medium-term sheet erosion in gullies from trees: A case study using dendrogeomorphological analysis of exposed pine roots in central Iberia. *Geomorphology*, 134, 417–425.
- BOIX-FAYOS, C, MARTINEZ-MENA, M., ARNAU, E., ALBALADEJO, J. (2006): Measuring soil erosion by field plots: Understanding the sources of variation. *Earth-Science Reviews*, 78, 3, s. 267–285.
- BRICE, J.B. (1966): Erosion and deposition in the loess-mantled Great Plains, Medicine Creek drainage basin, Nebraska. U.S. Geological Survey Professional Paper 352H, s. 235–339.
- BRYAN, (2004): Gully-scale implications of rill network and confluence processes. In: Li, Y., Poesen, J., Valentin, C. (Eds.): *Gully Erosion Under Global Change*. Sichuan Science and Technology Press, Chengdu, China, s. 73–95.
- BUČKO, Š. (1955): Výmořová erózia v údolí Hornádu. *Geografický časopis*, VII, Bratislava, č. 1, s. 5–15.
- BUČKO, Š., MAZÚROVÁ, V. (1958): Výmořová erózia na Slovensku. *Sborník Vodná erózia na Slovensku*, Bratislava, s. 68–101.
- BUZEK, L. (1983): *Eroze půdy*. Pedagogická fakulta v Ostravě, Ostrava, 257 s.
- CARRARA, P.E., CARROLL, T.R. (1979): The determination of erosion rates from exposed tree roots in the Piceance Basin, Colorado. *Earth Surface Processes* 4, s. 307–317.
- CASALI, J., LOPEZ, J.J., GIRALDEZ, J.V. (1999): Ephemeral gully erosion in southern Navarra (Spain). *Catena* 36, s. 65–84.
- CASTILLO, C., PÉREZ, R., JAMES, R., QUINTON, M.R., TAGUAS, J.N., GÓMEZ, E. (2012): Comparing the accuracy of several field methods for measuring gully erosion. *Soil Science Society of America journal*, 76, 4, s. 1319–1332.
- CORONA, CH., LOPEZ SAEZ, J., ROVÉRA, G., STOFFEL, M., ASTRADE, L., BERGER, F. (2011): High resolution, quantitative reconstruction of erosion rates based on anatomical changes in exposed roots at Draix, Alpes de Haute-Provence - critical review of existing approaches and independent quality control of results. *Geomorphology*, 125, s. 433–444.
- CLIFF, A., ORD, J. K. (1973): *Spatial Autocorrelation*. London, Pion.
- ČHMÚ (2016): *Meteorologická data vybraných klimatologických stanic 1980-2014*. Praha.
- ČÚŽK (2013): *Digitální model reliéfu České republiky 4. generace*.

- DEMEK, J., MACKOVČIN, P., BALATKA, B., BUČEK, A., CIBULKOVÁ, P., CULEK, M., ČERMÁK, P., DOBIÁŠ, D., HAVLÍČEK, M., HRÁDEK, M., KIRCHNER, K., LACINA, J., PÁNEK, T., SLAVÍK, P., VAŠÁTKO, J. (2006): Hory a nížiny. Zeměpisný lexikon ČR. Brno, MŽP ČR, 582 s.
- DENNELER, B., SCHWEINGRUBER, F.H. (1993): Slow mass movement. A dendrogeomorphological study in Gams, Swiss Rhine Valley. *Dendrochronologia* 11, s. 55–67.
- DESCLOITRES, M., RIBOLZI, O., LE TROQUER, Y. (2003): Study of infiltration in a Sahelian gully erosion area using time lapse resistivity mapping. *Catena* 53 (3), s. 229–253.
- DESCROIX, L., MATHYS N. 2003. Processes, spatio-temporal factors and measurements of current erosion in the French Southern Alps: a review. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 28(9), s. 993–1011.
- De VENTE, J., POESEN, J., VERSTRAETEN, G. (2005): The application of semi-quantitative methods and reservoir sedimentation rates for the prediction of basin sediment yield in Spain. *Journal of Hydrology* 305, s. 63–86.
- D'OLEIRE-OLTMANN, S.; MARZOLFF, I.; PETER, K. & RIES, J., (2012): Unmanned Aerial Vehicle (UAV) for Monitoring Soil Erosion in Morocco. *Remote Sensing* 4, 12, s. 3390-3416.
- DOTTERWEICH, M., SCHMITT, A., SCHMIDTCHEN, G., BORK, H.-R. (2003): Quantifying historical gully erosion in northern Bavaria. *Catena*, 50, s. 135–150.
- DOTTERWEICH, M. (2005): High-resolution reconstruction of a 1300 year old gully system in northern Bavaria, Germany: a basis for modelling long-term human-induced landscape evolution. *The Holocene*, 15, 7, s. 994–1005.
- DOTTERWEICH, M., STANKOVIANSKY, M., MINÁR, J., KOCO, Š., PAPČO, P. (2013): Human induced soil erosion and gully system development in the Late Holocene and future perspectives on landscape evolution: The Myjava Hill Land, Slovakia. *Geomorphology*, 201, s. 227–245.
- DREIBRODT, S., NELLE, O., LÜTJENS, I., MITUSOV, A., CLAUSEN, I., BORK, H.-R. (2009): Investigations on buried soils and colluvial layers around Bronze Age burial mounds at Bornhöved (northern Germany): an approach to test the hypothesis of 'landscape openness' by the incidence of colluviation. *The Holocene*, 19, 3, s. 487–497.
- EARDLEY, A.J., VIAVANT, W. (1967): Rates of Denudation as Measured by Bristlecone Pines. Utah Geological and Mineralogical Survey, Cedar Breaks, Utah.
- ESRI (2017): ArcMAP Desktop Helpdesk: Online: <http://desktop.arcgis.com/en/arcmap/>.
- ESTEVEZ, M., LAPETITE, J.M. (2003): A multi-scale approach of runoff generation in a Sahelian gully catchment, a case study in Niger. *Catena* 50, s. 255–271.
- FAYLE, D.C.F. (1968): Radial growth in tree roots. Technical Report. Faculty of Forestry, University of Toronto, Canada.
- FOSTER, G.R. (1986): Understanding ephemeral gully erosion. *Soil Conservation*, vol. 2. National Academy of Science Press, Washington, DC, s. 90–125.
- FRITTS, H.C. (1976): *Tree Rings and Climate*. Academic Press, London.
- GAM, K., STEHLÍK, O. (1956): Příspěvek k poznání stržové eroze na Moravě a ve Slezsku. *Sborník ČSSZ*, 61, Praha, Academia, č. 3., s. 214-216.
- GAM, K. (1957): Přehledná mapa rozšíření strží v Čechách. *Vodní hospodářství*, Praha, č. 1, s.26-27.

- GÄRTNER, H.W., SCHWEINGRUBER, F.H., DIKAU, R. (2001): Determination of erosion rates by analyzing structural changes in the growth pattern of exposed roots. *Dendrochronologia* 19, s. 81–91.
- GÄRTNER, H. (2007): Tree roots – Methodological review and new development in dating and quantifying erosive processes. *Geomorphology*, 86, 3–4, s. 243–251.
- GHIMIRE, S., HIGAKI, D., BHATTARAI, T. P. (2013): Estimation of Soil Erosion Rates and Eroded Sediment in a Degraded Catchment of the Siwalik Hills, Nepal. *Land*, 2(3), s. 370–391.
- GIRANDIN, C. (2005): Monitoring soil organic carbon erosion with isotopic tracers, two case studies on cultivated tropical catchments with steep slopes (Laos, Venezuela). *Advances in Soil Science*. CRC Press, Boca Raton, Florida, USA.
- GOUDIE, A.S. (eds.) (2004): *Encyclopedia of geomorphology*. 1. vydání, Routledge, London, 1156 s.
- GRYGAR, T. M., SEDLÁČEK, J., BÁBEK, O., NOVÁKOVÁ, T., STRNAD, L., MIHALJEVIČ, M. (2012): Regional Contamination of Moravia (South-Eastern Czech Republic): Temporal Shift of Pb and Zn Loading in Fluvial Sediments. *Water, air, soil pollution*, 223, s. 739–753.
- GUERRA, A.J.T. (2004): Gully erosion monitoring in Sa`o Luis City, Maranhão state, Brazil. In: Li, Y., Poesen, J., Valentin, C. (Eds.), *Gully Erosion Under Global Change*. Sichuan Science and Technology Press, Chengdu, China, s. 13–20.
- GYSSSELS, G., POESEN, J. (2003): The importance of plant root characteristics in controlling concentrated flow erosion rates. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28, 4, s. 371–384.
- HACK, (1960): Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *American Journal Science*, 258, s. 80–97.
- HANEL, M., KAŠPÁREK, L., MRKVIČKOVÁ, M., HORÁČEK, S., VIZINA, A., NOVICKÝ, O. FRIDRICHOVÁ, R. (2011): Odhad dopadu klimatické změny na hydrologickou bilanci v ČR a možná adaptační opatření. Výzkumný ústav vodohospodářský T.G.M., Praha, 108 s.
- HE, Q., WALLING, D. (1996): Rates of Overbank Sedimentation on the Floodplains of British Lowland Rivers Documented Using Fallout 137 Cs. *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography*, 78, 4, s. 223–234.
- HENDL, J. (2004): *Přehled statistických metod zpracování dat*. Portál, Praha, 583.
- HITZ, O.M., GÄRTNER, H.W., HEINRICH, I., MONBARON, M. (2008): Wood anatomical changes in roots of European ash (*Fraxinus excelsior* L.) after exposure. *Dendrochronologia* 25, s. 145–152.
- HOLÝ, M. (1978): *Protierozní ochrana*. 1. vydání, Praha, SNTL, 288 s.
- HORA, P. (2011): *Vztah teploty vzduchu a půdy různých půdních druhů*. ČHMÚ, Brno, 11 s.
- HUANG, M., LI, Y. SUMNER, M. (eds.) (2011): *Handbook of Soil Sciences: Properties and Processes*, Second Edition. CSR Press, 1442 s.
- HUON, S., BELLANGER, B., BONTE, Ph., PODWOJEWSKI, P., VALENTIN, C., VELASQUEZ, F., BRICQUET, J-P., de ROUW, A.,
- HUPP, C.R., CAREY, W.P. (1990): Dendrogeomorphic approach to estimating slope retreat, Maxey Flats, Kentucky. *Geology* 18, s. 658–661.

- CHARTIER, M. P., GIANTOMASI, M., RENISON, D., ROIG, F. (2016): Exposed roots as indicators of geomorphic processes: A case-study from Polylepis mountain woodlands of Central Argentina. *Dendrochronologia*, 37, s. 57-63.
- CHYTRÝ, M., KUČERA, T., KOČÍ, M. (eds.) (2001): Katalog biotopů České republiky: Interpretační příručka k evropským programům Natura 2000 a Smaragd. Vyd. 1. Praha, Agentura ochrany přírody a krajiny ČR. 307 s.
- JAMES, L.A. WATSON, D. G, HANSEN, W. (2007): Using LiDAR data to map gullies and headwater streams under forest canopy: South Carolina, USA. *Catena*, 71, s. 132-144.
- JANEČEK, M. et al. (2012): Ochrana zemědělské půdy před erozí. ISV nakladatelství, Praha, 201 s.
- JEDLIČKA, J., ŠTYCH, P. (2007): Hydrologické modelování v programu ArcGIS. Praha: CITT Praha Akademie kosmických technologií, oblast Galileo, GMES, s. 62.
- KASTNER, J. (1981): Lineární eroze půdy v okolí Plas. *AUC Geographica*, XIV, UK Praha, č. 1, s. 87-106.
- KADEREIT, A., KÜHN, P., WAGNER, G.-A. (2010): Holocene relief and soil changes in loesscovered areas of south-western Germany: the pedosedimentary archives of Bretten-Bauerbach (Kraichgau). *Quaternary International*, 222, s. 96–119.
- KELLEY, H. (1990). Keeping the land alive. Soil erosion - its causes and cure. *FAO Soils bulletin* 50, s. 151.
- KLIMENT, Z. (1991): Geografické metody výzkumu vodní eroze půdy v krajině. Univerzita Karlova v Praze, katedra kartografie a fyzické geografie. Kandidátská disertační práce, 126 s.
- KLIMENT, Z. (2003): Lineární eroze v povodí Manětínského potoka. *Geomorfologický sborník*, 2, ČAG, ZČU v Plzni, s. 95–106.
- KLIMENT, Z., LANGHAMMER, J. (2005): Modelování erozního ohrožení ve velkých územních celcích. In: Ryppl, J. (ed.): *Geomorfologický sborník*, 4, PFJU, České Budějovice, s. 75–81.
- KRAUSER, C., ECKSTEIN, D. (1993): Dendrochronology of roots. *Dendrochronologia* 11, s. 9–23.
- KRAUSE, C., MORIN, H. (1999): Root growth and absent rings in mature black spruce and balsam fir, Quebec, Canada. *Dendrochronologia* 16-17, s. 21-35.
- KRAUSE, A.K., FRANKS, S.W., KALMA, J.D., LOUGHRAN, R.J., ROWAN, J.S. (2003): Multi parameter fingerprinting of sediment deposition in a small gullied catchment in SE Australia. *Catena* 53 (4), s. 327–348.
- LAMARCHE, V.C. (1968): Rates of slope degradation as determined from botanical evidence, White Mountains, California. *US Geological Survey Professional Paper*, s. 352.
- LANG, A., HÖNSCHEIDT, S. (1999): Age and source of colluvial sediments at Vaihingen–Enz, Germany. *Catena*, 38, s. 89–107.
- LANG, A. (2003): Phases of soil erosion-derived colluviation in the loess hills of south Germany. *Catena*, 51, s. 209–221.
- LAWLER, D., WEST, J., COUPERTHWAIT, J., MITCHELL, S. (2001): Application of a novel automatic erosion and deposition monitoring system at a channel bank site on the tidal river Trent, UK. *Estuarine Coastal and Shelf Science* 53, 2, s. 237-247.
- LÁZNIČKA, Z. (1957): Sržová eroze v údolí Jihlavy nad Ivančicemi. *Práce Brněnské základy ČSAV*, 29, Brno, s. 393-416.

- LEHRE, A. (2008): Calculation of erosion and lowering rates. Humboldt State University Department of Geology.
- LI, Y., POESEN, J., VALENTIN, C. (2004): Gully Erosion Under Global Change. Sichuan Science Technology Press, Chengdu, China. s. 354.
- LOCHMAN, Z. (1960): Příspěvek k poznání geneze erozních tvarů. Sborník ČSSZ, 65, Praha, Academia, č. 1, s. 1-5.
- LOPEZ SAEZ, J., CORONA, CH., STOFFEL, M., ROVÉRA, G., ASTRADES, L., BERGER, F. (2011): Mapping of erosion rates in marly badlands based on a coupling of anatomical changes in exposed roots with slope maps derived from LiDAR data. *Earth surface processes and landforms*, 36, s. 1162-1171.
- LPIS (2017): Veřejný registr půd. Online: <http://eagri.cz/public/app/lpisext/lpis/verejny2/plpis/>.
- MAKANTU IMWANGANA, F., DEWITTE, O., NTOMBI, M., MOEYERSONS, J. (2014): Topographic and road control of mega-gullies in Kinshasa (DR Congo). *Geomorphology*, 217, s. 131-139.
- MALIK, I. (2006): Gully erosion dating by means of anatomical changes in exposed roots (Proboszczowicka Plateau, southern Poland). *Geochronometria*, 25, s. 57–66.
- MALIK, I. (2008): Dating of small gully formation and establishing erosion rates in old gullies under forest by means of anatomical changes in exposed tree roots (southern Poland). *Geomorphology*, 93, s. 421–436.
- MARTINEZ-CASASNOVAS, J.A., ANTON-FERNANDEZ, C., RAMOS, M.C. (2003): Sediment production in large gullies of the Mediterranean area (NE Spain) from high resolution digital elevation models and geographical information systems analysis. *Earth Surface Processes and Landforms* 28 (5), s. 443–456.
- MAZÚROVÁ, V. (1955): Výmořová erózia v povodí Ipľa. *Geografický časopis*, VII, Bratislava, SAV, č. 1-2, s. 102-109.
- MORAWSKA, M., WRONSKA-WALACH, D. (2012): Dendrogeomorphological analysis of gully erosion in different types of landscapes. Examples from Szeskie Hills and Gorce Mountains. In: GÄRTNER, M. (eds.): TRACE-Tree rings in Archaeology, Climatology and Ecology, Vol. 10. GFZ Potsdam, Scientific Technical Report STR 12/03, Potsdam, s. 119 - 126.
- MÜNSTER, (2007): Stržová eroze v jižní části Brněnské vrchoviny. Masarykova univerzita, Přírodovědecká fakulta, Diplomová práce, 91 s.
- NACHTERGAELE, J., POESEN, J., OOSTWOUD, D., VANDEKERCKHOVE, L. (2002): Medium-term evolution of a gully developed in a loess-derived soil. *Geomorphology* 46 (3–4), s. 223–239.
- NEUHÄUSLOVÁ, Z. et al. (1998). Mapa potenciální přirozené vegetace České republiky: Textová část. Vydání 1, Praha, Academia. 341 s.
- ORLANSKI (1975): A Rational Subdivision of Scales for Atmospheric Processes. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 56, s. 527-530.
- OSTERKAMP, W.R., HUPP, C.R. (1987): Dating and interpretation of debris flows by geologic and botanical methods at Whitney Creek Gorge, Mount Shasta, California. *Geol. Soc. Am., Rev. Eng. Geol.* 7, s. 157–163.
- ØYGARDEN, L. (2003): Rill and gully development during an extreme winter runoff event in Norway. *Catena* 50, s. 217–242.

- PERROY, R., BOOKHAGEN, B., ASNER, G., CHADWICK, O. (2010): Comparison of gully erosion estimates using airborne and ground-based LiDAR on Santa Cruz Island, California. *Geomorphology*, 118, s. 288-300.
- PIMENTEL et al. (1995): Environmental and Economic Costs of Soil Erosion and Conservation Benefits. *Science*, 267, 5201, s. 1117–1123.
- POESEN, J., VANDEKERCHOVE, L., NACHTERGAELE, J., OOSTWOUD WIJDENES, D., VERSTRAETEN, G., VAN WESEMAEL, B. (2002): Gully erosion in dryland environments. In: Bull, L.J., Kirkby, M.J. (Eds.), *Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-Arid Channels*. Wiley, Chichester, UK, s. 229–262.
- POESEN, J., NACHTERGAELE, J., VERSTRAETEN, G., VALENTIN, C. (2003): Gully erosion and environmental change: importance and research needs. *Catena* 50, s. 91–113.
- PROSSER, I.P., SOUFI, M. (1998): Controls on gully formation following forest clearing in a humid temperate environment. *Water Resources Research* 34 (12), s. 3661– 3671.
- QUITT, E. (1971): *Klimatické oblasti Československa*. Brno, Geografický ústav ČSAV, 73 s.
- RIES, J.B., MARZOLFF, I. (2003): Monitoring of gully erosion in the central Ebro Basin by large scale aerial photography taken from a remotely controlled blimp. *Catena* 50, s. 309–328.
- RUBÍN, J., BALATKA, B., LOŽEK V., VÍTEK, J. (1986): *Atlas skalních, zemních a půdních tvarů*. Academia, 386 s.
- SHRODER, J. F. (1978): Dendrogeomorphological analysis of mass movement on Table Cliffs Plateau, Utah. *Quat. Res.* 9, s. 168–185.
- SIKORSKI, J., BLUSZCZ, A. (2008): Application of α and γ spectrometry in the ^{210}Pb method to model sedimentation in artificial retention reservoir. *Geochronometria*, 31, s. 65–75.
- SKALICKÝ, V. (1988): Regionálně fyto geografické členění. In: HEJNÝ, S.; SLAVÍK, B. (eds.): *Květena České socialistické republiky 1*. Vydání 1. Praha: Academia. 557 s.
- SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA (2001): *Glossary of Soil Science Terms*. Soil Science Society of America, Madison, WI.
- SONMEZ, T., KELES, S., TILKI, F. (2007): Effect of aspect, tree age and tree diameter on bark thickness of *Picea orientalis*. *Scandinavian Journal of Forest Research*, 22, 3. s. 193-197.
- SPURNÁ, P. (2008): Prostorová autokorelace – všudypřítomný jev při analýze prostorových dat? *Sociologických časopis, Sociologický ústav, AVČR*, s. 767-787.
- STANKOVIANSKY, M. (2003): Historical evolution of permanent gullies in the Myjava Hill Land, Slovakia. *Catena*, 51, s. 223–239.
- STEHLÍK, O. (1954): Stržová eroze na jižní Moravě. *Práce Brněnské základny ČSAV*, spis 309, roč. XXVI, s. 9.
- STEHLÍK, O. (1982): Průzkum stržové eroze na lesních půdách Jizerských hor. *Sborník ČSGS*, 87, Academia, č. 3, s. 161-165.
- STOFFEL, M., CASTELLER, A., LUCKMAN, B., VILLALBA, R. (2012): Spatiotemporal analysis of channel wall erosion in ephemeral torrents using tree roots—An example from the Patagonian Andes. *Geology*, 40, 3. s. 247-250.
- STRUNK, H. (1997): Dating geomorphological processes using dendrogeomorphological methods. *Catena* 31, s. 137–151.

- ŠILHÁN, K. (2012): Dendrogeomorphological analysis of the evolution of slope processes on flysh rocks (Vsetínské vrchy Mts.; Czech Republic). *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*, č. 7, 3, s. 39–49.
- ŠILHÁN, K. (2013): *Základy dendrogeomorfologie*. Katedra fyzické geografie a geoekologie, Přírodovědecká fakulta, Ostravská univerzita v Ostravě, 114 s.
- ŠILHÁN, K., RUŽEK, I., BURIAN, L. (2016): Dynamics of gully side erosion: a case study using tree roots exposure data. *Open Geoscience*, 8, s. 108-116.
- TANG, W., LIU, H., LIU, B. (2013): Effects of Gully Erosion and Gully Filling on Soil Degradation in the Black Soil Region of Northeast China. *Journal of Mountain Science*, 10, 5, s. 913-922.
- TOLASZ, R., MÍKOVÁ, T., VALERIÁNOVÁ, A., VOŽENÍLEK, V. (eds.) (2007): *Atlas podnebí Česka. Český hydrometeorologický ústav, Univerzita Palackého v Olomouci, Praha, 255 s.*
- VALENTIN, C., POESEN, J., LI, Y. (2005): Gully erosion: Impacts, factors and control. *Catena*, 63, 2-3, s. 132-153.
- VANDAELE, K., POESEN, J. (1995): Spatial and temporal patterns of soil erosion rates in an agricultural catchment, central Belgium. *Catena* 25, s. 226– 313.
- VANDEKERCKHOVE, L., MUYS, B., POESEN, J., DE WEERDT, COPPE, N. (2001): A method for dendrochronological assessment of medium-term gully erosion rates. *Catena*, 45, s. 123-161.
- VANMAERCKE, M. et al. (2016): How fast do gully headcuts retreat? *Earth-Science Reviews*, 154, s. 336-355.
- VGHMUŘ DOBRUŠKA (2017): Letecké měřické snímky z let 1975, 1982, 1989, 1991 a 2000.
- VÚMOP (2014): Webový archiv KPP. Online: <http://wakpp.vumop.cz/>.
- VÚMOP (2016): Geoportál SOWAC GIS. Online: <http://mapy.vumop.cz/>.
- WILSON, B.F. (1964): Structure and growth of woody roots of *Acer rubrum* L. *HarvardForest Paper* 11, 1–14.
- WISCHMEIER, W. H., SMITH, D.(1978): Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning, USDA-ARS Agriculture Handbook Number 537, Washington D.C., USA.
- WRONSKA-WALACH, D., SOBUCKI, M., BUCHWAL, A., GORCZYCA, E. KORPAK, J., WALDYKOVSKI, P., GÄRTNER, H. (2016): Quantitative analysis of ring growth in spruce roots and its application towards a more precise dating. *Dendrochronologia*, 38, s. 61-71.
- ZÁDOROVÁ, T., PENÍŽEK, V., ŠEFRNA, L., DRÁBEK, O., MIHALJEVIČ, M., VOLF, Š., CHUMAN, T (2013): Identification of Neolithic to Modern erosion – sedimentation phases using geochemical approach in a loess covered sub-catchment of South Moravia, Czech Republic. *Geoderma*, 195, s. 56–69.
- ZACHAR, D. (1970): *Erózia pody*. Bratislava, SAV, 2. vydání, 528 s.
- ZGLOBICKI W., KOLODYNKA-GAWRYSIK, R., GAWRYSIK, L. (2015): Gully erosion as a natural hazard: the educational role of geotourism. *Nature Hazards*, 79, s. 159-181.
- ZHU, Y., CAI, Q. (2004): Rill erosion processes and its factors in different soils. In: Li, Y., Poesen, J., Valentin, C.(Eds.): *Gully Erosion Under Global Change*. Sichuan Science and Technology Press, Chengdu, China, s. 96–108.

Seznam obrázků, tabulek a příloh

Seznam obrázků

Obr. 1: Srovnání časového rozlišení a měřítka různých přístupů studia stržové eroze.	16
Obr. 2: Digitální model terénu CHKO Kokořínsko – Máchův kraj, část Kokořínsko.	25
Obr. 3: Vymezení lokality Dobřeň 1 a 2.	26
Obr. 4: Vymezení lokality Nedamov.	28
Obr. 5: Vymezení lokality Vidim.	29
Obr. 6: Zaměřené body totální stanicí a interpolovaný 3D model současné strže, lokalita Vidim.	31
Obr. 7: Interpolovaný 3D model původního terénu, lokalita Vidim.	32
Obr. 8: Oblast vlastní strže, odvozená z rozdílu mezi původním a současným povrchem.	32
Obr. 9: Měřené charakteristiky vstupující do výpočetní rovnice.	35
Obr. 10: Vrstevnicová topografická mapa a příčné profily strže z lokality Dobřeň 1.	39
Obr. 11: Podélný profil strže z lokality Dobřeň 1.	40
Obr. 12: Vrstevnicová topografická mapa a příčné profily strže z lokality Dobřeň 2.	41
Obr. 13: Podélný profil strže z lokality Dobřeň 2.	42
Obr. 14: Vrstevnicová topografická mapa a příčné profily strže z lokality Nedamov.	43
Obr. 15: Podélný profil strže z lokality Nedamov.	44
Obr. 16: Podélný profil strže z lokality Vidim.	45
Obr. 17: Vrstevnicová topografická mapa a příčné profily strže z lokality Vidim.	46
Obr. 18: Rozložení datovaných kořenů a intenzity eroze. Lokalita Dobřeň 1.	49
Obr. 19: Odhalování vzorků kořene 12, 13, 14 a 15. Lokalita Dobřeň 1.	50
Obr. 20: Rozložení datovaných kořenů a intenzity eroze. Lokalita Dobřeň 2.	53
Obr. 21: Odhalování vzorků kořene 10, 11, 12 a 13. Lokalita Dobřeň 2.	54
Obr. 22: Rozložení datovaných kořenů a intenzity eroze. Lokalita Nedamov.	57
Obr. 23: Rozložení datovaných kořenů a intenzity eroze. Lokalita Vidim.	60
Obr. 24: Sklonitost sběrného povodí. Lokality Dobřeň 1 a 2.	61
Obr. 25: Tvar svahů sběrného povodí. Lokality Dobřeň 1 a 2.	62
Obr. 26: Sklonitost sběrného povodí. Lokalita Nedamov.	63
Obr. 27: Tvar svahů sběrného povodí. Lokalita Nedamov.	63
Obr. 28: Sklonitost sběrného povodí. Lokalita Vidim.	64
Obr. 29: Tvar svahů sběrného povodí. Lokalita Vidim.	65
Obr. 30: Změna využití území v povodí lokality Dobřeň 1.	66
Obr. 31: Změna využití území v povodí lokality Dobřeň 2.	67
Obr. 32: Změna využití území v povodí lokality Nedamov.	67
Obr. 33: Změna využití území v povodí lokality Vidim.	68
Obr. 34: Histogramy rozložení četností intenzit eroze mezi lokalitami.	69
Obr. 35: Histogramy rozložení četností sklonitostí v místě odhalených kořenů.	70

Obr. 36: Box ploty rozdělení intenzit eroze a sklonitostí svahů v místě odebraných kořenů.	70
Obr. 37: Závislost intenzity eroze a sklonu svahů. Lokalita Dobřeň 1.	71
Obr. 38: Závislost intenzity eroze a sklonu svahů. Lokalita Dobřeň 2.	72
Obr. 39: Závislost intenzity eroze a sklonu svahů. Lokalita Nedamov.	72
Obr. 40: Závislost intenzity eroze a sklonu svahů. Lokalita Vidim.	73
Obr. 41: Bodový graf vztahu střední hodnoty intenzity eroze a průměrné a maximální sklonitosti sběrných povodí.	73
Obr. 42: Bodový graf vztahu střední hodnoty intenzity eroze a velikosti sběrných povodí strží.	74
Obr. 43: Bodový graf vztahu střední hodnoty intenzity eroze a zastoupení ploch orné půdy.	74
Obr. 44: Bodový graf vztahu střední hodnoty intenzity eroze a délky nepřerušené dráhy povrchového odtoku.	75
Obr. 45: Bodový graf vztahu střední hodnoty intenzity eroze a K faktoru.	75
Obr. 46: Rozložení maximálních denní úhrnů srážek mezi roky 1980 až 2014 pro stanici Tuhaň a součet počtu odhalených kořenů ve všech lokalitách.	81

Seznam tabulek

Tab. 1: Dělení intenzity stržové eroze (Zachar 1970).	15
Tab. 2: Studie využívající metody odhalených kořenů ke kvantifikaci stržové eroze	21
Tab. 3: Morfometrické charakteristiky strže v lokalitě Dobřeň 1.	40
Tab. 4: Morfometrické charakteristiky strže v lokalitě Dobřeň 2.	42
Tab. 5: Morfometrické charakteristiky strže v lokalitě Nedamov.	44
Tab. 6: Morfometrické charakteristiky strže v lokalitě Vidim.	47
Tab. 7: Charakteristiky analyzovaných kořenů. Lokalita Dobřeň 1.	48
Tab. 8: Charakteristiky analyzovaných kořenů. Lokalita Dobřeň 2.	52
Tab. 9: Charakteristiky analyzovaných kořenů. Nedamov.	56
Tab. 10: Charakteristiky analyzovaných kořenů. Vidim.	58

Seznam příloh

Příloha 1: Lokalita Dobřeň 1.	94
Příloha 2: Lokalita Dobřeň 2.	94
Příloha 3: Lokalita Nedamov.	94
Příloha 4: Lokalita Vidim.	95
Příloha 5: Ukázka odhaleného kořene pod mikroskopem.	95
Příloha 6: Reakce na odhalení. Pokles velikosti tracheid.	95