

UNIVERZITA KARLOVA
Přírodovědecká fakulta
Katedra fyzické geografie a geoekologie

Studijní program: Geografie
Studijní obor: Fyzická geografie a geoekologie



Bc. Jakub Šolc

**ANALÝZA RECENTNÍ FLUVIÁLNÍ DYNAMIKY HORSKÉHO
TOKU POMOCÍ METOD UAV**

ANALYSIS OF FLUVIAL DYNAMICS OF MONTANE STREAM USING UAV

Diplomová práce

Vedoucí diplomové práce: prof. RNDr. Jakub Langhammer, Ph.D.

Praha, 2022

Zadání diplomové práce

Název práce: Analýza recentní fluviální dynamiky horského toku pomocí metod UAV

Cíle práce:

Analyzovat recentní fluviální dynamiku horského toku s využitím metod UAV. Práce vyhodnotí geometrické, kvantitativní a kvalitativní změny koryta toku, ke kterým v dané oblasti dochází v důsledku příčinných odtokových událostí a měnící se dynamiky režimu odtoku v důsledku disturbance lesa a změn klimatu, určí hotspotsy fluviální aktivity a hlavní lokality fluviální akumulace a břehové eroze. Fluviální dynamika bude hodnocena v několikaleté časové řadě zahrnující příčinné události, které vyvolávají odezvu ve fluviálním systému toku.

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje:

Metody: statistická analýza časových řad hydrometeorologických záznamů, UAV fotogrammetrická 2D a 3D rekonstrukce koryta toku a příbřežní zóny, GIS analýza

Zájmové území: Javoří potok, povodí horní Vydry

Datové zdroje:

řady hydrometeorologických dat ČHMÚ, hydrometeorologická data z monitorovací sítě KFGG PřF UK, data z UAV snímkování zájmového území ve vybraných časových řezech, GIS a DMT vrstvy

Datum zadání: 29.11.2018

Jméno studenta: Bc. Jakub Šolc

Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce: prof. RNDr. Jakub Langhammer, Ph.D.

Podpis vedoucího práce:

Prohlášení:

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

V Praze dne

.....

Jakub Šolc

Poděkování:

Na tomto místě bych rád poděkoval svému vedoucímu diplomové práce prof. RNDr. Jakubu Langhammerovi, Ph.D. za poskytnutí dat, konzultace, rady, připomínky a celkové vedení mé diplomové práce. Dále bych rád poděkoval RNDr. Michalu Jeníčkovi, Ph.D. za poskytnutí hydrologických dat. Poděkování patří i mým spolužákům a kamarádům Mgr. Radku Pilečkovi, Mgr. Michalu Matyášovi a Bc. Danielu Pumrovi za konzultace vybraných metodických postupů práce. Poděkování si rovněž zaslouží má kamarádka Kristýna za pravidelnou korekturu mé práce. Za finální jazykovou korekturu bych rád poděkoval své kolegyni z Křesťanského gymnázia Mgr. Pavle Kroupové. V poslední řadě bych rád poděkoval všem, kteří mě v těžkých chvílích v průběhu psaní motivovali k práci. Především svým přátelům a rodině za jejich povzbuzování a za jejich neutuchající podporu při studiu a při plnění mých životních snů.

Abstrakt

V posledních desetiletích se obor fluviální geomorfologie ubírá k co nejpodrobnějšímu a nejkompaktnějšímu popisu procesů, jež probíhají ve fluviálních systémech. Velkým přínosem v analýze fluviálních procesů byl nedávný vývoj bezpilotních leteckých systémů UAV (Unmanned Aerial Vehicle), díky kterým lze získat velmi podrobná data k analýze změn. Tato diplomová práce se zabývá analýzou recentní fluviální dynamiky horského toku pomocí metod UAV. Rešeršní část práce shrnuje současné teoretické a metodologické poznatky ze studia fluviální dynamiky a představuje obecné principy UAV monitoringu a jeho využití ve fluviálně-geomorfologickém výzkumu. Recentní fluviální dynamika byla hodnocena v zájmovém úseku Javořího potoka na Šumavě, kde je katedrou fyzické geografie a geoekologie již dlouhodobě prováděna výzkumná činnost. V hydrologických letech 2016 až 2020 byly na základě analýzy hydrometeorologických dat identifikovány příčinné odtokové události s dopadem na fluviální dynamiku. Celkem se ve zkoumaném období vyskytlo čtrnáct událostí, jejichž kulminační průtok přesahoval prahovou hodnotu stanoveného korytotvorného průtoku $Q = 5,041 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Na základě provedené fotogrammetrické rekonstrukce koryta ve třech časových etapách (2015, 2018, 2020) byly vyhodnoceny geometrické, morfologické a objemové změny, které potvrdily, že k těm nejvýraznějším změnám dochází ve dvou hotspotech s nejvýraznějšími projevy procesů fluviální akumulace a břehové eroze.

Klíčová slova: fluviální dynamika, UAV, eroze, akumulace, povodně

Abstract

In recent decades the field of fluvial geomorphology has moved towards the most detailed and comprehensive description of the processes in fluvial systems. The recent development of UAVs (Unmanned Aerial Vehicles) has been a major contribution in analysis of fluvial processes, it provides very detailed data for change analysis. This thesis deals with the analysis of recent fluvial dynamics using UAV. The theoretical part of the thesis summarizes the current theoretical and methodological knowledge from the study of fluvial dynamics and also presents the general principles of UAV monitoring with its use in fluvial-geomorphological research. Recent fluvial dynamics was evaluated in the stretch of Javoří brook in Šumava Mountains where the long-term research is conducted by the Department of Physical Geography and Geoecology. Causal runoff events with an impact on fluvial dynamics were identified on the basis of the analysis of hydrometeorological data covering hydrological years from 2016 to 2020. A total of fourteen events exceeded the threshold of channel-forming discharge $Q = 5,041 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ in the investigated period. Geometrical, morphological and volume changes were evaluated based of the photogrammetric reconstruction of the riverbed during three successive scannings (2015, 2018, 2020). The most significant changes occur in two hotspots with the most pronounced impacts of fluvial accumulation and bank erosion.

Key words: fluvial dynamics, UAV, erosion, accumulations, floods

Motto:

„Nemůžeš vstoupit dvakrát do téže řeky, po druhé už to není ta stejná řeka.“

Hérakleitos

Obsah

Seznam grafických prvků	10
Seznam zkratk	14
Úvod a cíle práce	15
1 Dynamika fluvialních procesů	16
1.1 Faktory ovlivňující dynamiku fluvialních procesů	16
1.2 Současné metodologické poznatky ze studia fluvialní dynamiky.....	20
2 Hodnocení dynamiky fluvialních procesů pomocí UAV	22
2.1 Principy UAV monitoringu a základní datové produkty	22
2.2 Topografické mapování a průzkum	26
2.3 Detekce topografických, morfologických a objemových změn.....	29
2.4 Zrnitostní analýzy (granulometrie)	30
2.5 Modelování morfodynamiky.....	32
3 Zájmová lokalita	35
3.1 Fyzicko-geografická charakteristika povodí Javořího potoka	36
3.1.1 Geologické poměry	36
3.1.2 Geomorfologické poměry	37
3.1.3 Klimatické poměry	41
3.1.4 Hydrologické poměry	42
3.1.5 Půdní poměry	44
3.1.6 Vegetační poměry a krajinný pokryv.....	46
3.2 Antropogenní vlivy a využití říční sítě v povodí Javořího potoka.....	52
3.3 Aktuální stav fluvialně-geomorfologického výzkumu KFGG v povodí Javořího potoka.....	57
4 Metodika a zdroje dat	60
4.1 Zkoumaný úsek toku Javořího potoka	60
4.2 Zdroje dat a mapových podkladů.....	61
4.3 Zpracování hydrologických a meteorologických dat.....	62
4.4 Fotogrammetrická rekonstrukce koryta a nivy	66
4.5 Analýza dat UAV monitoringu	67
5 Výsledky práce.....	70
5.1 Identifikace příčinných odtokových událostí s dopadem na fluvialní dynamiku	70
5.2 Fotogrammetrická rekonstrukce koryta a nivy	78
5.3 Změny geometrických charakteristik toku.....	82
5.4 Identifikace hotspotů fluvialní aktivity a hlavních lokalit fluvialní akumulace a břehové eroze	87
5.5 Objemové změny	95
6 Shrnutí výsledků a diskuze	99

7	Závěr	108
8	Zdroje	110
8.1	Literatura	110
8.2	Internetové zdroje.....	121
8.3	Zdroje využité pro tvorbu mapových výstupů	123
	Seznam příloh	124
	Přílohy	125

Seznam grafických prvků

Seznam obrázků

Obrázek 1: Souhrn faktorů ovlivňujících fluviální dynamiku koryta a nivy v reakci na povodeň větší velikosti, zdroj: Kochel (1988), upraveno	18
Obrázek 2: Základní datové produkty získané metodou SfM, zdroj: Carrivick a Smith (2018).....	24
Obrázek 3: Souhrn aplikací techniky SfM ve fluviálních systémech, zdroj: Carrivick a Smith (2018)	26
Obrázek 4: Záplavová plocha a vizualizace hloubek z 3D rekonstrukce části Javořího potoka, zdroj: Langhammer a Vacková (2018)	28
Obrázek 5: Poloha, vymezení a výškové poměry v zájmové lokalitě povodí Javořího potoka, zdroj: vlastní zpracování s využitím DMR 4G (2013), ArcČR 500 (2016) a VÚV TGM (2020)	35
Obrázek 6: Geologická mapa povodí Javořího potoka, zdroj: vlastní zpracování s využitím Geologické mapy České republiky 1 : 50 000 ČGS (2019).....	37
Obrázek 7: Mapa sklonitostních poměrů v povodí Javořího potoka, zdroj: vlastní zpracování s využitím DMR 4G (2013), ArcČR 500 (2016) a VÚV TGM (2020)	39
Obrázek 8: Mapa relativní výškové členitosti v povodí Javořího potoka, zdroj: vlastní zpracování s využitím DMR 4G (2013), ArcČR 500 (2016) a VÚV TGM (2020)	40
Obrázek 9: Průměrné měsíční teploty, průměrné měsíční srážkové úhrny na stanici ČHMÚ Churáňov v období 1961 až 2020, zdroj: vlastní zpracování na základě dat ČHMÚ (2021a)	41
Obrázek 10: Hydrologická mapa povodí Javořího potoka, zdroj: vlastní zpracování s využitím dat ArcCR 500 (2016) a VÚV TGM (2020).....	43
Obrázek 11: Průměrné měsíční průtoky na hlásném profilu ČHMÚ Modrava (Vydra) v období 1961 až 2020, zdroj: vlastní zpracování na základě dat ČHMÚ (2021b) ...	44
Obrázek 12: Půdní mapa povodí Javořího potoka, zdroj: vlastní zpracování s využitím Půdní mapy 1 : 50 000 – starší mapování (raster) (ČGS 2012), ArcCR 500 (2016) a VÚV TGM (2020)	45
Obrázek 13: Mapa biochor v povodí Javořího potoka, zdroj: vlastní zpracování s využitím AOPK ČR (2020), ArcCR 500 (2016) a VÚV TGM (2020).....	48
Obrázek 14: Vývoj krajinného pokryvu v povodí Javořího potoka v letech 1990 až 2000, zdroj: CORINE Land cover COPERNICUS (2021).....	50
Obrázek 15: Vývoj krajinného pokryvu v povodí Javořího potoka v letech 2012 až 2018, zdroj: CORINE Land cover COPERNICUS (2021).....	51
Obrázek 16: Dobová fotografie bývalé Javoří pily (vlevo) a bývalé hájovny (vpravo), zdroj: ZANIKLÉ OBCE (2021)	54
Obrázek 17: Situace plavební nádrže na Javořím potoce, zdroj: Skrčená (2016)	54
Obrázek 18: Průběh koryta Javořího potoka v úseku Javoří pila až soutok s Roklanským potokem, zdroj: Skrčená (2016), upraveno.....	56
Obrázek 19: Vývoj úseku Javořího potoka v letech 1965, 1977, 1994 a 2008, zdroj: Skrčená (2013), upraveno	57

Obrázek 20: Vymezení zkoumaného úseku a poloha stanice KFGG v rámci povodí Javořího potoka, zdroj: vlastní zpracování s využitím DMR 4G (2013), Ortofoto České republiky ČÚZK (2018), ArcCR 500 (2016) a VÚV TGM (2020).....	60
Obrázek 21: Fotografie reprezentující přírodní podmínky ve zkoumaném úseku toku Javořího potoka, zdroj: archiv Jakuba Šolce	61
Obrázek 22: Měrná křivka průtoku Javořího potoka sestavená pomocí mocninné funkce, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG	63
Obrázek 23: Měrná křivka průtoku Tmavého potoka sestavená pomocí mocninné funkce, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG	63
Obrázek 24: Vývoj denních průtoků a srážkových úhrnů na stanici KFGG Javoří pila v hydrologických letech 2016 až 2020, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG.....	70
Obrázek 25: Vývoj průměrného denního průtoku Javořího potoka na stanici KFGG Javoří pila v hydrologických letech 2016 až 2020, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG	71
Obrázek 26: Čára překročení denních průtoků Javořího potoka ve stanici KFGG Javoří pila v hydrologických letech 2016 až 2020, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG.....	72
Obrázek 27: Vývoj průměrných měsíčních průtoků Javořího potoka na stanici KFGG Javoří pila v hydrologických letech 2016 až 2020, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG	73
Obrázek 28: Čára překročení N-letých průtoků Javořího potoka ve stanici KFGG Javoří pila v hydrologických letech 2016 až 2020 zkonstruovaná pomocí mocninné funkce, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG	74
Obrázek 29: Vybrané události na stanici KFGG Javoří pila v hydrologickém roce 2016, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG	75
Obrázek 30: Vybrané události na stanici KFGG Javoří pila v hydrologickém roce 2017, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG	75
Obrázek 31: Vybrané události na stanici KFGG Javoří pila v hydrologickém roce 2018, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG	75
Obrázek 32: Vybrané události na stanici KFGG Javoří pila v hydrologickém roce 2019, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG	76
Obrázek 33: Vybrané události na stanici KFGG Javoří pila v hydrologickém roce 2020, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG	76
Obrázek 34: Orthomozaiky pokrývající zkoumaný úsek toku Javořího potoka v letech 2015, 2018 a 2020, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG	79
Obrázek 35: Digitální modely povrchu pokrývající zkoumaný úsek toku Javořího potoka v letech 2015, 2018 a 2020, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG	80
Obrázek 36: 3D modely povrchu pokrývající zkoumaný úsek toku Javořího potoka v letech 2015, 2018 a 2020, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG.....	81
Obrázek 37: Poloha a označení vybraných zákrutů a příčných profilů ve zkoumaném úseku Javořího potoka na podkladu orthomozaiky z roku 2020, zdroj: vlastní zpracování.....	83

Obrázek 38: Změny příčného profilu č. 3 v letech 2015, 2018 a 2020, zdroj: vlastní zpracování.....	85
Obrázek 39: Změny příčného profilu č. 5 v letech 2015, 2018 a 2020, zdroj: vlastní zpracování.....	86
Obrázek 40: Změny příčného profilu č. 7 v letech 2015, 2018 a 2020, zdroj: vlastní zpracování.....	87
Obrázek 41: Mapa identifikovaných erozních a akumulačních tvarů na Javořím potoce v letech 2015, 2018 a 2020, zdroj: vlastní zpracování.....	88
Obrázek 42: Změny délek sledovaných kompaktních nátrží na Javořím potoce v letech 2015, 2018 a 2020, zdroj: vlastní zpracování.....	90
Obrázek 43: Plošné změny u sledovaných čerstvých fluviálních akumulací na Javořím potoce v letech 2015, 2018 a 2020, zdroj: vlastní zpracování.....	91
Obrázek 44: Poloha hotspotů fluviální aktivity (Hotspot I a Hotspot II) v rámci zkoumaného úseku Javořícího potoka na podkladu orthomozaiky z roku 2020, zdroj: vlastní zpracování.....	92
Obrázek 45: Časoprostorový vývoj polohy čerstvých fluviálních akumulací a polohy břehových linií v Hotspotu I na podkladu digitálního modelu povrchu z roku 2020, zdroj: vlastní zpracování.....	93
Obrázek 46: Časoprostorový vývoj polohy čerstvých fluviálních akumulací a polohy břehových linií v Hotspotu II na podkladu digitálního modelu povrchu z roku 2020, zdroj: vlastní zpracování.....	94
Obrázek 47: Hodnota rozdílu modelů povrchu mezi lety 2015 a 2020 a poloha analyzovaných segmentů v rámci Hotspotu I, zdroj: vlastní zpracování.....	96
Obrázek 48: Porovnání objemových změn ve vybraných segmentech koryta Javořícího potoka v letech 2015, 2018 a 2020, zdroj: vlastní zpracování.....	97
Obrázek 49: Hodnota rozdílu modelů povrchu mezi lety 2015 a 2020 a poloha analyzovaných segmentů v rámci Hotspotu II, zdroj: vlastní zpracování.....	98
Obrázek 50: Porovnání identifikovaných tvarů při terénním průzkumu (vlevo) a tvarů na 3D modelu vytvořeném pomocí fotogrammetrické rekonstrukce (vpravo), zdroj: vlastní zpracování, archiv Jakuba Šolce.....	106

Seznam tabulek

Tabulka 1: Geomorfologické členění v povodí Javořícího potoka, zdroj: vlastní zpracování na základě Balatky a Kalvody (2006).....	38
Tabulka 2: Plošné a relativní zastoupení jednotlivých kategorií sklonitosti dle Demka a Mackovčina (eds.) (2006) v povodí Javořícího potoka, zdroj: vlastní zpracování....	38
Tabulka 3: Plošné a relativní zastoupení jednotlivých kategorií relativní výškové členitosti dle Kudrnovské a Kousala (1971) v povodí Javořícího potoka, zdroj: vlastní zpracování.....	40
Tabulka 4: Plošné a relativní zastoupení jednotlivých půdních jednotek v povodí Javořícího potoka, zdroj: vlastní zpracování na základě Půdní mapy 1 : 50 000 – starší mapování (raster) (ČGS 2012).....	45

Tabulka 5: Biogeografické zařazení povodí Javořího potoka, zdroj: vlastní zpracování na základě Culek a kol. (2013)	47
Tabulka 6: Plošné a relativní zastoupení jednotlivých biochor v povodí Javořího potoka, zdroj: vlastní zpracování s využitím dat KFGG	47
Tabulka 7: Změny krajinného pokryvu v povodí Javořího potoka v letech 1990, 2000, 2012 a 2018, zdroj: vlastní zpracování s využitím CORINE Land cover COPERNICUS (2021)	49
Tabulka 8: Měřené průtoky a příslušné vodní stavy pro stanice KFGG Javoří a Tmavý potok, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG	63
Tabulka 9: Hodnoty koeficientů vyjadřující sílu vzájemné závislosti průtoků Javořího a Tmavého potoka, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG	64
Tabulka 10: Hodnoty koeficientů vyjadřující sílu vzájemné závislosti srážkových úhrnů na stanicích Javoří pila a Modrava, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG	64
Tabulka 11: Vstupní proměnné statistického souboru pro výpočet N-letých průtoků, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG	65
Tabulka 12: Nadmořská výška referenčních rovin u jednotlivých akumulčních a erozních segmentů, zdroj: vlastní zpracování	69
Tabulka 13: Průměrné M-denní průtoky Javořího potoka na stanici KFGG Javoří pila v hydrologických letech 2016 až 2020, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG	71
Tabulka 14: Hodnoty vybraných N-letých průtoků Javořího potoka ve stanici KFGG Javoří Pila, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG	74
Tabulka 15: Souhrn vybraných odtokových událostí na stanici KFGG Javoří potok v hydrologických letech 2016 až 2020, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG	77
Tabulka 16: Změny základních geometrických parametrů na Javořím potoce v letech 2015, 2018 a 2020, zdroj: vlastní zpracování	82
Tabulka 17: Změny délek vybraných zákrutů Javořího potoka v letech 2015, 2018 a 2020, zdroj: vlastní zpracování	83
Tabulka 18: Změny délek zvolených příčných profilů na Javořím potoce v letech 2015, 2018 a 2020, zdroj: vlastní zpracování	84
Tabulka 19: Změny parametrů fluvialní eroze na Javořím potoce v letech 2015, 2018 a 2020, zdroj: vlastní zpracování	88
Tabulka 20: Změny délek sledovaných kompaktních nátrží na Javořím potoce v letech 2015, 2018 a 2020, zdroj: vlastní zpracování	89
Tabulka 21: Změny parametrů fluvialní akumulace na Javořím potoce v letech 2015, 2018 a 2020, zdroj: vlastní zpracování	90
Tabulka 22: Plošné změny u sledovaných čerstvých fluvialních akumulací na Javořím potoce v letech 2015, 2018 a 2020, zdroj: vlastní zpracování	91
Tabulka 23: Objemové změny ve vybraných segmentech koryta Javořího potoka v letech 2015, 2018 a 2020, zdroj: vlastní zpracování	97

Seznam zkratek

2D	dvoudimenzionální
3D	trojdimenzionální
4G	čtvrtá generace
5G	pátá generace
CORINE	Coordinate Information on the Environment
CLC	CORINE Land Cover
ČHMÚ	Český hydrometeorologický ústav
ČR	Česká republika
ČÚZK	Český úřad zeměměřičský a katastrální
DEM	Digital elevation model
DPZ	Dálkový průzkum Země
GCP	Ground Control points
GIS	Geografický informační systém
GPS	Global positioning system
GPU	Graphics Processing Unit
HEM	Hydroekologický monitoring
KFGG	Katedra fyzické geografie a geoekologie
LiDAR	Light Detection and Ranging
MKSP	Morfogenetický klasifikační systém půd
MS	Microsoft
NP	národní park
RGB	Red Green Blue
S-JTSK	Systém jednotné trigonometrické sítě katastrální
SfM	Structure from Motion
SGM	Semi-Global-Matching
UAV	Unmanned Aerial Vehicle

Úvod a cíle práce

Vodní tok tvoří společně s korytem neustále se měnící dynamický systém, na jehož vývoj má vliv řada faktorů, jež se vzájemně ovlivňují. Obor fluviální geomorfologie, který studuje dynamiku v prostředích utvářených tekoucí vodou, se v posledních desetiletích ubírá k cíli co nejpodrobněji a nejkompexněji vysvětlit procesy, jež probíhají ve fluviálních systémech (Kondolf a Piégay 2003; Kasvi a kol. 2017).

Současný rychlý vývoj moderních technik výzkumu umožnil monitorovat vymezená území pomocí dálkově ovládaných dronů, běžně označovaných anglickou zkratkou UAV (Miřijovský a Langhammer 2015). UAV monitoring tak do výzkumu říčních prostředí vnesl možnost pravidelně a poměrně jednoduše získávat data v podobě snímků ve vysokém rozlišení, jež se dají pomocí fotogrammetrických nástrojů převádět na odvozené datové produkty (Rhee a kol. 2018). Tyto produkty lze využívat k celé řadě aplikací od topografického a batymetrického mapování přes analýzy následků povodní a detekce změn prostředí po granulometrické analýzy či modelování (Carrivick a Smith 2018).

Tato práce se zabývá analýzou recentní fluviální dynamiky zvoleného úseku Javořího potoka na Šumavě pomocí metod UAV. Hlavním cílem práce je vyhodnotit geometrické, kvantitativní a kvalitativní změny koryta, ke kterým dochází v důsledku příčinných odtokových událostí. K dílčím cílům práce patří určení hotspotů fluviální aktivity, hlavních lokalit fluviální akumulace a břehové eroze a stanovení prahové hodnoty průtoku pro iniciaci výraznějších procesů eroze a akumulace. Fluviální dynamika je hodnocena v rámci pěti po sobě jdoucích hydrologických let 2016 až 2020 a navazuje tak na výzkumy, které v zájmovém území dlouhodobě provádí KFGG (Katedra fyzické geografie a geoekologie).

V teoretické části práce jsou na základě rešerše odborné literatury představeny současné teoretické i metodologické poznatky ze studia fluviální dynamiky společně s principy UAV monitoringu a vybranými aplikacemi v rámci fluviálně-geomorfologického výzkumu. Prostor je rovněž věnován fyzickogeografické charakteristice a antropogenním vlivům v povodí Javořího potoka. Důraz je v této práci kladen na praktickou část zahrnující identifikaci příčinných odtokových událostí s dopadem na fluviální dynamiku a fotogrammetrickou rekonstrukci koryta ve třech časových etapách (2015, 2018, 2020), která sloužila k mapování geomorfologických tvarů v korytě a detekci geometrických, morfologických a objemových změn.

1 Dynamika fluviálních procesů

Tekoucí voda patří mezi nejdůležitější exogenní geomorfologickou sílu, která se podílí na utváření reliéfu Země (Strahler 1999; Kopp, Langhammer, Matoušková 2006; Šolc 2018). Fluviálními procesy lze v obecném kontextu rozumět takové typy geomorfologických procesů, které jsou právě utvářeny činností tekoucí vody v říčních prostředích. Mezi tyto procesy patří zejména erozní a akumulární činnosti vodních toků (Leopold 2000), které se dle Demka (1987) v závislosti na intenzitě těchto procesů podílí na vývoji říčního prostředí. Termín fluviální dynamika bývá nejčastěji používán v kontextu popisu průtoků vodního toku, pohybu sedimentů či tvarů v korytech vodních toků, jež vznikají v důsledku vzájemného působení toku vody a transportu sedimentů v aluviálních korytech (Robert 2003).

Základní poznatky z odvětví fluviální geomorfologie, která se dynamikou fluviálních procesů zabývá, byly již autorem podrobněji popsány v jeho bakalářské práci (Šolc 2018). Pozornost je v této kapitole z již zmíněného důvodu věnována především faktorům, které samotnou dynamiku fluviálních procesů ovlivňují, a rovněž i současným metodologickým poznatkům ze studia fluviální dynamiky.

1.1 Faktory ovlivňující dynamiku fluviálních procesů

Geomorfologický vývoj koryta vodního toku ovlivňuje celá řada faktorů, které v místě působení zapříčiňují různou intenzitu působení hlavních fluviálních procesů, tedy eroze, transportu materiálu a akumulace. Karásek (2001) se domnívá, že činnost vodního toku záleží na vzájemném vztahu těchto procesů s tím, že v různých úsecích toku se tyto procesy projevují s různou intenzitou. Který z fluviálních procesů ve zvoleném úseku převládne, ovlivňuje vzájemné působení průtoku, sklonu hladiny vodního toku, množství plavenin a splavenin a vnější tření (Karásek 2001).

Dle Demka (1987) jsou nejdůležitějším faktorem pro vznik intenzivních fluviálních pochodů extrémní srážky. Ty v závislosti na své intenzitě, délce trvání a plošném rozložení ovlivňují množství vody v povodí, a tím i dynamiku fluviálních procesů. Kromě množství vody mají na rychlost proudění v korytě vliv i další charakteristiky přírodního prostředí, kterým vodní tok protéká. Patří mezi ně například spád, viskozita vody, šířka, hloubka a tvar koryta v příčném profilu nebo drsnost koryta (Demek 1987). Jiní autoři zmiňují u faktorů týkajících se přírodního prostředí vlivy geologického prostředí (Ritter, Kochel Miller 2011), půdních či vegetačních poměrů

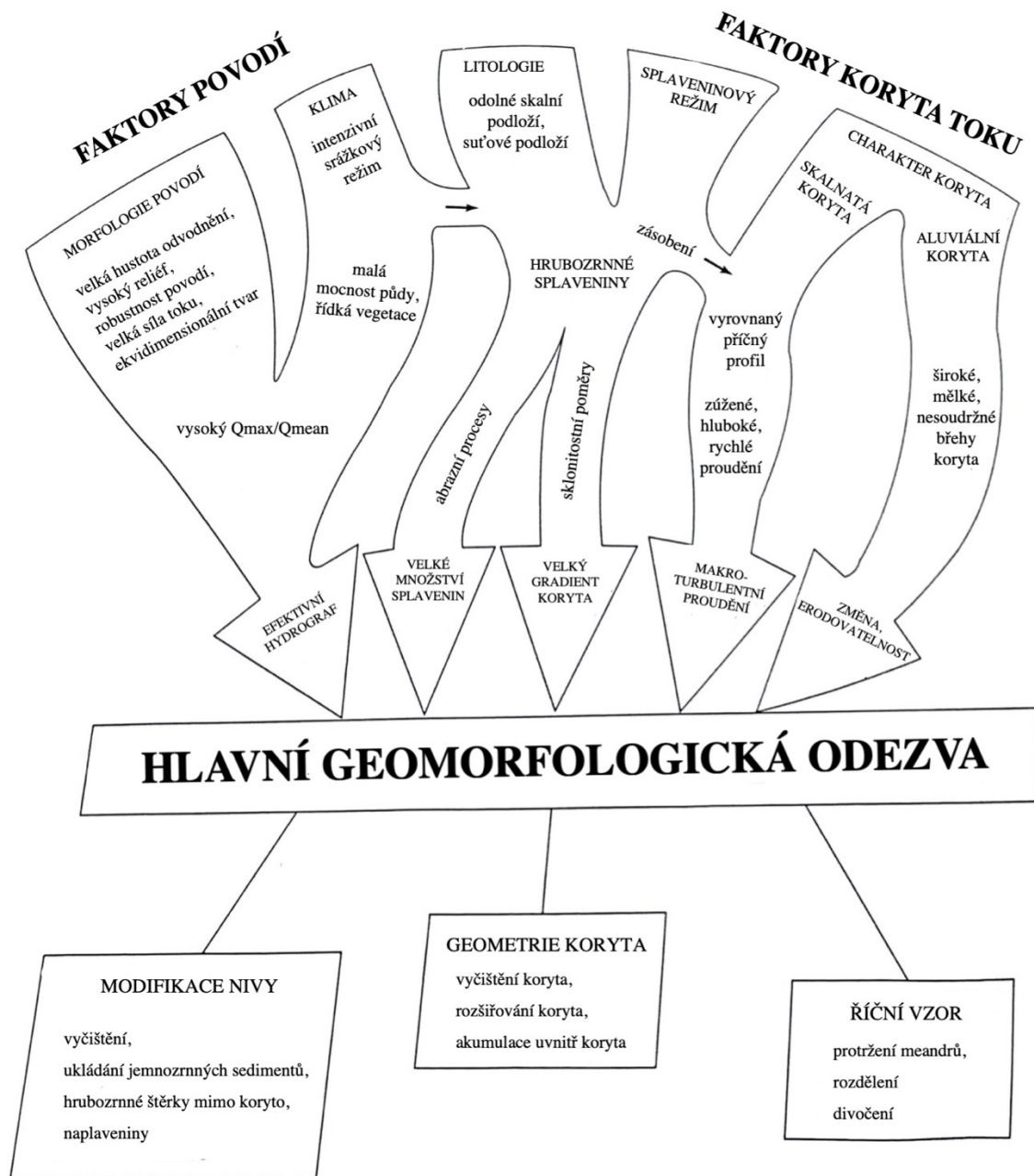
a klimatologických charakteristik (Montgomery 1999; Leopold 2000). Ritter, Kochel, Miller (2011) například popisují, že velké povodně podmiňující intenzivní fluvialní pochody se vyskytují s větší frekvencí v malých povodích a v povodích, kde panují z hlediska klimatu aridní podmínky.

Procesy, které svým působením vedou k modelaci koryta, jsou principiálně založené na procesech fyzikálních (Church 1992; Robert 2003). Intenzita a efektivita působení fyzikálních procesů v říčním prostředí se podle Church (1992) odvíjí od časového rozložení průtoků, přísunu sedimentů, geologického složení podloží a topografických charakteristik daného území. Časová variabilita průtoků je stěžejní proměnou, která ovlivňuje splaveninový režim vodního toku (Leopold 1997). V rámci této variability jsou pro modelaci koryta nejdůležitější zejména etapy zvýšených průtoků, kdy má tok vyšší transportní schopnost a dochází během krátkého času k výrazným změnám. Tento stav, v literatuře často označovaný jako korytotvorný průtok (Leopold 1997; Ahilan a kol. 2013; Ritter, Kochel, Miller 2011; Šolc 2018), se vyskytuje poměrně pravidelně (Knighton 1998) a poukazuje na počátek intenzivních morfologických změn koryta toku. Z této skutečnosti plyne, že pokud vodní tok svým průtokem nedosahuje zmíněné situace, není schopen transportovat tolik materiálu (Ritter, Kochel, Miller 2011). Autoři Wolman a Miller (1960) vyslovili hypotézu, že 90 % objemu veškerého materiálu je z povodí odnášeno při součtu průměrných průtoků, které se opakují jednou za pět až deset let. Extrémní povodňové průtoky, které dokáží odnášet spoustu materiálu, se totiž vyskytují poměrně nepravidelně, což poukazuje na fakt, že jejich příspěvek k celkovému množství transportovaných sedimentů počítanému v řádu let je minimální (Ritter, Kochel, Miller 2011). Knighton (1998) prokázal, že interval výskytu korytotvorného průtoku se snižuje se zvětšujícími se transportovanými částicemi v toku.

Jiné studie zabývající se vlivem odtokových událostí na podobu řečiště popisují, že morfologie většiny koryt se mění během průtoků s intervalem opakování od 1,1 do 2 let (Dury 1973). Tento průtok, který bývá nazýván jako dominantní průtok, má stejnou velikost a frekvenci opakování jako korytotvorný průtok (Ritter, Kochel, Miller 2011). Koncept dominantního průtoku je však velmi komplikovaný a není široce aplikovatelný na všechny řeky, jelikož záleží na charakteru přírodního prostředí, kterým řeka protéká (Kochel 1988).

Z výše uvedených poznatků vyplývá, že dynamiku fluvialních procesů ovlivňuje celá řada faktorů a parametrů týkajících se celého kontextu říčního prostředí. Kochel

(1988) za účelem přehlednosti odděluje dvě skupiny, které vedou k hlavní geomorfologické odezvě v reakci na povodeň větší velikosti (Obrázek 1).



Obrázek 1: Souhrn faktorů ovlivňujících fluvální dynamiku koryta a nivy v reakci na povodeň větší velikosti, zdroj: Kochel (1988), upraveno

První skupinou jsou faktory týkající se charakteristik povodí, kam lze zařadit morfologii povodí, klima a litologii. Druhou skupinou faktorů jsou faktory opírající se o charakteristiky spjaté s korytem vodního toku. Mezi tyto faktory patří splaveninový režim a charakter koryta. Obrázek 1 rovněž poukazuje na fakt, že zmíněné faktory se navzájem ovlivňují a že v návaznosti na geomorfologickou odezvu dochází k morfologickým změnám v nivě, geometrii a půdorysném vzoru koryta vodního toku.

Největší geomorfologická odezva se projevuje u toků s velkým gradientem, velkým množstvím splavenin hrubozrného charakteru v jejich horních částech toku (Ritter, Kochel, Miller 2011). Autoři Wolman a Gerson (1978) podotýkají, že situace schematicky znázorněná na Obrázku 1 je platná pouze pro stejně velká povodí se stejnými podmínkami, do kterých přijde povodeň o stejné síle. Stejní autoři popisují, že efektivní geomorfologická odezva může být ovlivněna i jinými faktory, a domnívají se, že nejdůležitějším faktorem je doba zotavení.

Doba zotavení je čas, který řeka potřebuje k návratu ke stavu dynamické rovnováhy po významné odtokové události, jež zapříčinila změnu podoby koryta (Ritter, Kochel, Miller 2011). Jinými slovy, že efektivita hlavní geomorfologické odezvy na jakoukoli odtokovou událost záleží na čase mezi po sobě jdoucími povodněmi a obdobími, kdy se říční systém po povodni zotavuje (Kochel 1988). Dynamické rovnováhy vodní tok dosáhne v momentě, kdy jsou spád, šířka, hloubka a další dílčí charakteristiky koryta v rovnováze s průměrným průtokem a množstvím splavenin a plavenin (Demek 1987). Karásek (2001) udává, že tendenci dosáhnout stavu dynamické rovnováhy má každý tok a projevuje se tím, že tok v podstatě neeroduje ani neakumuluje materiál, což potvrzují i Demek (1987) nebo Ritter, Kochel, Miller (2011). Stav dynamické rovnováhy není podle řady autorů věčný, jelikož ho může porušit změna parametrů přírodního prostředí, mezi které patří např. klima (Ritter, Kochel, Miller 2011) nebo sklon koryta (Karásek 2001).

Obecně lze na základě studia odborné literatury tvrdit, že mezi autory, kteří popisují různé faktorové vlivy na dynamiku fluviálních procesů, panuje shoda. Někteří autoři se věnují pouze stěžejním a nejdůležitějším faktorům, někteří se snaží obsáhnout problematiku konceptuálně se zahrnutím většího množství proměnných. Důležitým poznatkem je zjištění, že na dynamiku fluviálních procesů nemá vliv jen jeden z faktorů, ale především jejich společné působení, které zapříčiňuje hlavní geomorfologické změny (Kochel 1988). Významnou roli pro efektivitu změn v korytě hraje také doba zotavení a zákonitá tendence vodního toku dosáhnout stavu dynamické rovnováhy.

1.2 Současné metodologické poznatky ze studia fluviální dynamiky

V posledních desetiletích se obor fluviální geomorfologie ubírá k cíli co nejpodrobněji a nejkompaktněji vysvětlit procesy, jež probíhají ve fluviálních systémech (Kondolf a Piégay 2003; Kasvi a kol. 2017). Za účelem naplnění tohoto cíle se využívají metody z různých dalších odvětví, od geologie či hydrologie po hydrauliku, inženýrství, ekologii nebo DPZ (Dálkový průzkum Země) (Kondolf a Piégay 2003).

Významným milníkem, jenž se velkou měrou podepsal na současném směru výzkumu, byl vznik GIS (Geografických informačních systémů) a navigačních satelitních systémů, který stál za částečným přesunem výzkumu do digitální podoby (Kasvi a kol. 2017). Digitalizace a postupné zdokonalování softwarů založených na prostorových analýzách či analýzách DEM (angl. Digital elevation model) vedly k větší efektivitě fluviálně geomorfologického výzkumu (Mast, Veblen, Hodgson 1997). Současný vývoj moderních technologií rovněž umožnil přesné polohování geometrických dat a celkově zrychlil jejich sběr (Kasvi a kol. 2017).

Pro podrobné geomorfologické mapování říčních prostředí nebo za účelem detekce změn konkrétního prostředí se v posledních dvou desetiletích začal využívat LiDAR (angl. Light Detection and Ranging). LiDAR je metodou laserového snímání povrchu, která je založena na tom, že laserový skener vypočítává vzdálenost od cíle ke snímacímu zařízení na základě času, který laserový puls potřebuje k cestě k cíli a zpět (Tencer 2012). Snímání zemského povrchu pomocí LiDARu lze realizovat z letadla, ze země nebo z jiné pohyblivé platformy (Kasvi a kol. 2017). Hodgetts (2009) zmiňuje, že zásadní výhodou LiDARu je přesnost a rychlost a také fakt, že může snímat oblasti obtížně přístupné tradičními metodami nebo GPS (angl. Global positioning system).

Důležitou etapu vývoje fluviálně-geomorfologického výzkumu představuje přechod na letecké průzkumy a na ně navázané používání metod letecké fotogrammetrie. Tyto metody byly od začátku jejich využívání limitovány relativně nízkým prostorovým rozlišením pořízených leteckých snímků (Kasvi a kol. 2017). V současné době intenzivního technologického pokroku jsou čím dál více používány dále ovládané drony či vrtulníky, v anglické literatuře pojmenovávané zkratkou UAV (Miřijovský a Langhammer 2015).

UAV, které byly původně využívány pro vojenské účely, mohou poskytovat podrobná časoprostorová data vysokého rozlišení za relativně nízké časové i finanční náklady ve srovnání s konvenčními satelitními či pilotovanými leteckými systémy (Rhee

a kol. 2018). Mandlbürger a kol. (2015) uvádí, že pokud se spojí laserové snímkování zařízením LiDAR s leteckou platformou UAV, lze provést kompletní a podrobnou digitalizaci říčního prostředí. Nejnovější aplikací pro zpracování pořízených dat pomocí UAV v oblasti fluvialní geomorfologie je zavedení fotogrammetrické metody SfM (angl. Structure from Motion) (Flener a kol. 2012; Fonstad a kol. 2013; Smith, Carrivick, Quincey 2016), kterou lze využít na celou řadu aplikací od topografického a batymetrického mapování přes detekce změn prostředí po granulometrické analýzy či modelování. Tyto aplikace jsou popsány v kapitole č. 2.

Novodobá fluvialní geomorfologie dle autorů HOOKA, GAUTIERA, ZOLEZZIHO (2011) směřuje rovněž k rozvoji různorodých technik modelování fluvialních procesů. Modelování se v tomto kontextu využívá například za účelem simulace struktury toku v řekách (hydrodynamické modelování) nebo modelaci morfologických změn koryta vodního toku (morfodynamické modelování) (Kasvi a kol. 2017). U hydrodynamických modelů lze obecně konstatovat, že studie porovnávající data o struktuře toku v laboratoři a v terénu poukazují na dobrou vzájemnou shodu (Kasvi a kol. 2017). Modely tedy dokáží úspěšně simulovat průtokové pole v korytě toku (Nicholas a kol. 2012) a celkově vedou k většímu porozumění fluvialním procesům.

Morfodynamické modely simulují prostorové změny v korytě toku pomocí definovaných rovnic na základě transportu materiálu v konkrétní buňce stanovené sítě (Kasvi a kol. 2017). Díky nim lze názorně modelovat změny eroze a akumulace či přesun polohy koryta (Darby, Alabyan, Van de Wiel 2002). Oproti hydrodynamickým modelům mají ty morfodynamické stále ještě řadu nejistot (Pinto, Fortunato, Freire 2006), které při modelování krátkodobých změn souvisí s komplikacemi týkajícími se kalibrace a validace modelu (Kasvi a kol. 2015). Kasvi a kol. (2017) podotýkají, že zásadní výzvou pro morfodynamické modelování je správná parametrizace jednotlivých komponentů modelu.

Kasvi a kol. (2017) ve své práci popisují moderní empirické a modelovací přístupy ve fluvialní geomorfologii. Z této studie vyplývá, že v současné fluvialní geomorfologii se nacházejí dvě hlavní výzkumné výzvy, které by se měly zasadit o podrobnější vizualizaci a popis dynamiky fluvialních procesů. Mezi tyto výzvy patří za prvé docílení dostatečného prostorového a časového rozlišení pořízených dat a za druhé rozvoj výpočetního modelování (Kasvi a kol. 2017).

2 Hodnocení dynamiky fluviálních procesů pomocí UAV

V minulosti se pro pochopení fluviálních procesů z pohledu ekologického, morfologického a hydrodynamického kladl důraz zejména na omezené možnosti terénního měření v místě průzkumu nebo na méně časté časové i prostorové využití satelitních snímků z DPZ (Rhee a kol. 2018). Vlivem současného technologického pokroku a nedávného rozmachu ve využívání systémů bezpilotních letadel pro komerční a vědecké účely se nejen v odvětví fluviální geomorfologie otevřely zcela nové možnosti výzkumu.

Pod anglickou zkratkou UAV lze v obecném kontextu rozumět lehká letadla provozovaná bez lidského pilota na palubě, která mají integrovaná různá zařízení pro spojení s pozemním řídicím systémem (Nex a Remondino 2014; Rhee a kol. 2018). Zásadní výhodou využívání systémů UAV oproti konvenčním satelitním či pilotovaným systémům je fakt, že mohou flexibilně pořizovat velice podrobná časoprostorová data při poměrně nízkých finančních nákladech (Rhee a kol. 2018).

Z dat pořízených systémy UAV lze konkrétními fotogrammetrickými nástroji odvozovat datové produkty, které tvoří důležité vstupy různorodých metod s cílem analyzovat dynamiku fluviálních procesů. Toto se stalo revoluční zejména pro analýzu malých území, řek a říček, které vyžadují vyšší míru podrobnosti (Handcock a kol. 2006).

2.1 Principy UAV monitoringu a základní datové produkty

UAV monitoring je založen na principu automatizovaného snímání vymezeného území pomocí snímacích zařízení, umístěných na bezpilotním prostředku (Řehák 2012; Rhee a kol. 2018). Mezi taková snímací zařízení patří například digitální fotoaparáty, videokamery, termální, infračervené, multispektrální či hyperspektrální senzory nebo snímače typu LiDAR (Řehák 2012; Rhee a kol. 2018). Cílem UAV průzkumu je získat rastrových snímků obsahujících prostorovou informaci (Tamminga 2016), které v následných fotogrammetrických postupech slouží k odvození dalších datových produktů. Tamminga (2016) popisuje, že vhodnou součástí UAV terénního průzkumu je stanovení intervalů a četnosti průzkumu, což je důležité pro analýzu snímků za účelem detekce změn přírodního prostředí.

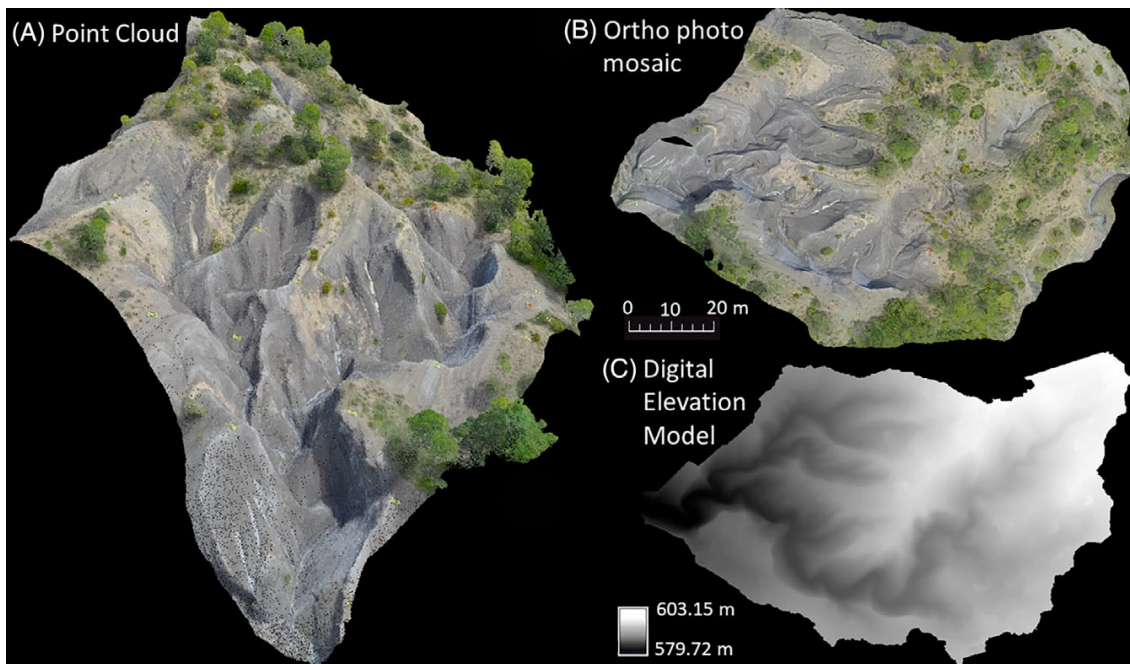
Samotný UAV terénní průzkum probíhá tak, že si výzkumník nejprve naprogramuje trasu letu, aby bezpilotní systém sám obletěl konkrétní body na trase (waypointy) po vytvořených letových osách (Miřijovský 2013). Stanovené trasové body

jsou odvozeny tak, aby odpovídaly jak parametrům zadané výšky letu a překrytí obrazu, tak i parametrům kamery, která území snímá. K docílení správného umístění kamery k vytvoření snímku je zapotřebí systém vybavit palubním mechanismem pro automatickou korekci polohy platformy během letu (Tamminga 2016).

Po zisku dat terénním průzkumem následuje fáze zpracování dat. Miřijovský (2013) uvádí, že data pořízená systémem UAV lze zpracovat dvěma základními metodami. Tou první z nich je klasická, již desetiletí používaná, stereofotogrammetrická metoda, která se skládá z několika postupných kroků – aerotriangulace, extrakce bodů, tvorba 3D (trojdimenzionálního) modelu terénu a ortogonalizace. Hlavním cílem tohoto postupu je ze snímků vytvořit 3D model terénu či je ortogonalizovat a získat tak ortofoto snímek (Miřijovský 2013).

Druhou, a z hlediska technologického pokroku modernější metodou, je metoda SfM, která je v geovědních disciplínách čím dál častěji používána (Fonstad a kol. 2013). Langhammer, Bernsteinová, Miřijovský (2017) zmiňují, že vývoj účinných algoritmů fotogrammetrického zpracování dat, jako jsou metody SfM a SGM (angl. Semi-Global-Matching), umožnil použití kamer pro 3D rekonstrukci krajiny a usnadnil se tak celkový vývoj fotogrammetrických nástrojů. To potvrzují i autoři Carrivick a Smith (2018) uvádějící skutečnost, že SfM je metodou topografického průzkumu, která vyplynula z technologického pokroku počítačové techniky a tradiční fotogrammetrie. Miřijovský a Langhammer (2015) dodávají, že stěžejním rozdílem mezi technikou SfM a technikami klasické fotogrammetrie je využití algoritmů založených na párování snímků, které poskytuje zisk nestrukturalizovaných obrázků.

SfM je fotogrammetrickou metodou, která pro zachycení topografie využívá techniku vzájemného překrývání jednotlivých snímků (Fonstad a kol. 2013; Uhrová 2015), a kombinuje tak výhody stereofotogrammetrických metod a metod průsekové fotogrammetrie (Miřijovský 2013). Tato metoda se principiálně opírá o tvorbu trojrozměrné struktury z dvourozměrných obrazových sekvencí, jež jsou spojené s pohybem nosiče (Šimíček 2014). Výhodou SfM oproti klasické stereofotogrammetrii je fakt, že proces zpracování snímků je významně jednodušší (Miřijovský 2013) a nebere ohled na měřítko, hustotu a pokrytí zkoumaného přírodního prostředí (Fonstad a kol. 2013). Metodu SfM lze mimo jiné účinně využít pro kvantifikaci povrchu říčního prostředí (Fonstad a kol. 2013; Miřijovský 2013; Tamminga 2016). Implementací přístupu SfM lze získat hned několik základních datových produktů, které jsou zobrazeny na Obrázku 2 (Carrivick a Smith 2018).



Obrázek 2: Základní datové produkty získané metodou SfM, zdroj: Carrivick a Smith (2018)

Mezi základní datové produkty odvozené přístupem SfM patří dle autorů (Carrivick a Smith 2018) za A) bodové mračno, za B) ortofotomozaika a za C) digitální model terénu. Prvním z těchto produktů je bodové mračno, které představuje soustavu bodů ve 3D prostoru (Fonstad a kol. 2013). Každý z těchto bodů je charakterizován souřadnicemi X, Y, Z a dalšími přidávanými atributy, jež obsahují informaci o barvě v modelu RGB a intenzitě návratu zachyceného signálu (Johannis a Žemlička 2019). Body jsou však vzorkovány nepravidelně a prostorově neúplně (Zhang a Cen 2015).

Druhým produktem je ortofotomozaika, což je ortorektifikované geometricky přesné sloučení překrývajících se snímků obsahujících zkreslení způsobená objektivem použité kamery (Fonstad a kol. 2013). U tohoto produktu je odstraněna perspektiva a topografie a celý obraz je zobrazen v rovině. Ortofotomozaiky slouží jako pozadí pro zobrazení dalších údajů, pro měření skutečných vzdáleností mezi identifikovanými body nebo pro prostorové charakteristiky založené na pravých barvách (GISAT 2020). Jejich nejčastější využití je u metod a technik, které se zabývají mapováním konkrétních prvků nebo detekcí změn v prostoru (Fonstad a kol. 2013; Carrivick a Smith 2018; LOD 2020).

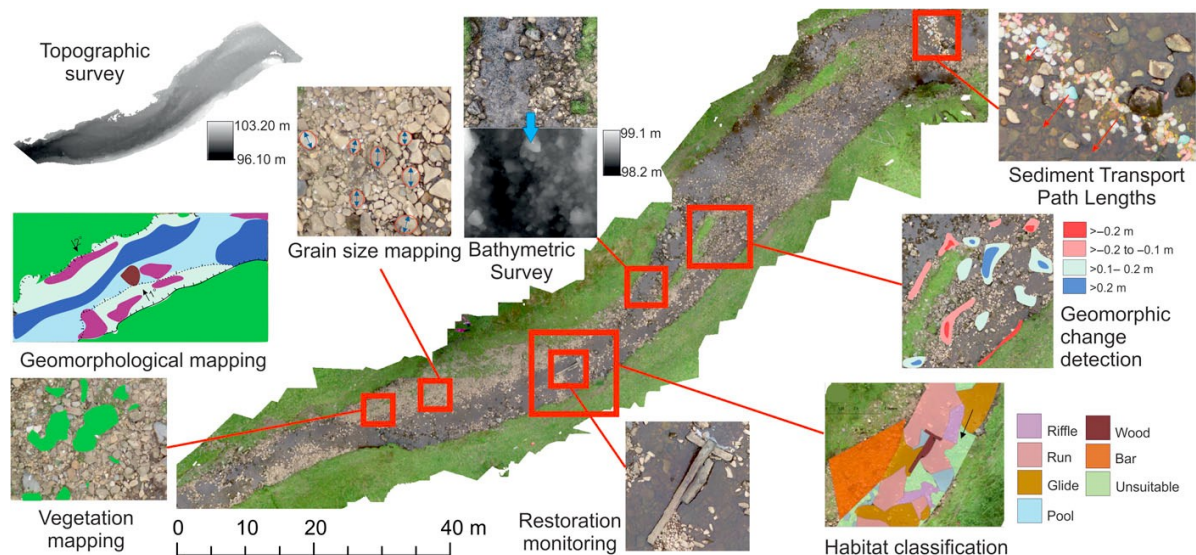
DEM neboli Digitální model terénu vzniká jako interpolované bodové mračno do 2D (dvoudimenzionálního) mřížkovaného modelu reliéfu, a tak představuje do digitální podoby přenesenou kopii zemského povrchu (Fonstad a kol. 2013). DEM

obsahuje informaci o nadmořské výšce a slouží k analýzám prostoru, které jsou založeny na terénních poměrech (Fonstad a kol. 2013; 4DG 2020; ČÚZK 2020).

Významným přínosem využití metody SfM je propojení prostorových měřítek mezi velice podrobnou analýzou malých území a hrubší analýzou satelitních snímků (Carrivick a Smith 2018). Jako nevýhoda se může jevit přílišný datový objem. Zpracování dat z tohoto způsobu mapování není nijak limitováno metodami, které byly za účelem jejich zisku využity, ale vzhledem k objemu dat spíše výpočetním výkonem počítače, jenž je zpracovává (Rhee a kol. 2018). Carrivick a Smith (2018) konstatují, že využití metod SfM na snímky z UAV získávané pro větší území není v současné době až tak časté a vyvíjí se velice pomalu. Pro získání snímků z větších území v řádu kilometrů či desítek kilometrů autoři nevyužívají UAV, nýbrž preferují dálkový průzkum s využitím helikoptéry.

UAV monitoring již nahradil, nebo má potenciál nahradit, konvenční metody monitoringu u řady zkoumaných prvků v prostoru. Zásadní pokroky ve využívání UAV monitoringu jsou patrné u výzkumů zaměřujících se na změny říční geometrie a morfologie, ale i u analýzy břehové vegetace a vodního květu, povrchové rychlosti proudění nebo u monitoringu následků povodní (Rhee a kol. 2018). Důležitým milníkem byl počátek využívání batymetrického LiDARu (Muste, Kim, Merwade 2012), který umožnil přesnější monitoring říčního habitatu, struktury sedimentů a drsnosti koryta a tvarů v korytě. Ve fázi zpracování dat byla důležitým pokrokem automatická korekce polohy kamery a geometrie obrazu (Fonstad a kol. 2013). Rhee a kol. (2018) připisují nedávné úspěchy v tomto vědeckém odvětví zdokonalení používaných senzorů, ke kterým patří hyperspektrální kamery, optické kamery a LiDAR.

Carrivick a Smith (2018) rozčleňují využití techniky SfM ve fluvialní geomorfologii do čtyř základních skupin dle obecné aplikace na: topografické mapování a průzkum, detekce změn a dopadů, zrnitostní analýzy a modelování vodní hladiny. Současná možnost využití technik SfM je velmi široká a jediný úsek vodního toku lze zkoumat více různými metodami od topografického a habitatového mapování, monitoringu revitalizací vodních toků až po podrobné analýzy velikosti částic jednotlivých sedimentů či batymetrického průzkumu (Obrázek 3).



Obrázek 3: Souhrn aplikací techniky SfM ve fluviálních systémech, zdroj: Carrivick a Smith (2018)

Velkou výhodou všech těchto průzkumů a prostorových analýz je fakt, že téměř všechny lze vytvářet z jedné sady pořízených snímků, díky čemuž dochází v rámci výzkumu k významné úspoře času. Vybrané aplikace jsou podrobněji rozvedeny v kapitolách 2.2 až 2.5.

2.2 Topografické mapování a průzkum

Topografie vytvořená pomocí metody SfM je využitelná pro řadu oblastí výzkumu. Carrivick a Smith (2018) rozdělují možnosti využití SfM pro topografické mapování do tří kategorií. První kategorie využívá získané informace o topografii pro numerické modelování či detekci změn. Numerické modely mohou sloužit například k 2D modelování toku řeky (Javernick a kol. 2016; Langhammer, Bernsteinová, Miřijovský 2017) nebo k analýzám následků povodní (Smith a kol. 2014; Westoby a kol. 2015; Langhammer a Vacková 2018). Tamminga, Eaton, Hugenholtz (2015) například využili 2D hydraulický model, topografii a batymetrii odvozenou ze SfM pro modelování hloubek a rychlosti proudění za účelem zjištění vhodnosti rybiho stanoviště.

Druhou možnou aplikaci představuje letecké mapování a manuální identifikace prvků. Mapování nebo identifikace jednotlivých prvků a geomorfologických tvarů ve fluviálním prostředí je způsob, který se využíval již před zavedením UAV monitoringu. Jeho cílem je zmapování geomorfologických tvarů, inventarizace a následný popis rozložení a geneze těchto tvarů (Smolová 2005; Křížek 2007). Skrčená (2013) ve své práci zmiňuje, že v rámci geomorfologického mapování jsou mapovány

zejména různé akumulční a erozní tvary situované v korytech vodních toků a přilehlé říční nivě.

V současné fluvialní geomorfologii, zaměřené na UAV monitoring, se v kontextu geomorfologického mapování pořízené snímky využívají za účelem digitalizace různých fluvialních tvarů v říčním prostředí. Autoři se v posledních letech zaměřují na celou řadu témat, která využívají letecké mapování či identifikaci prvků. Mezi ně patří například tvorba geomorfologických map (Woodget a kol. 2017), stanovení typologie vodních toků (Woodget a kol. 2016), identifikace geomorfologických dopadů bobra evropského (Puttock a kol. 2015), sledování akumulací dřeva v korytě (Tamminga, Eaton, Hugenholtz 2015) či monitoring řady parametrů týkajících se říčního ledu (Alfredsen a kol. 2018).

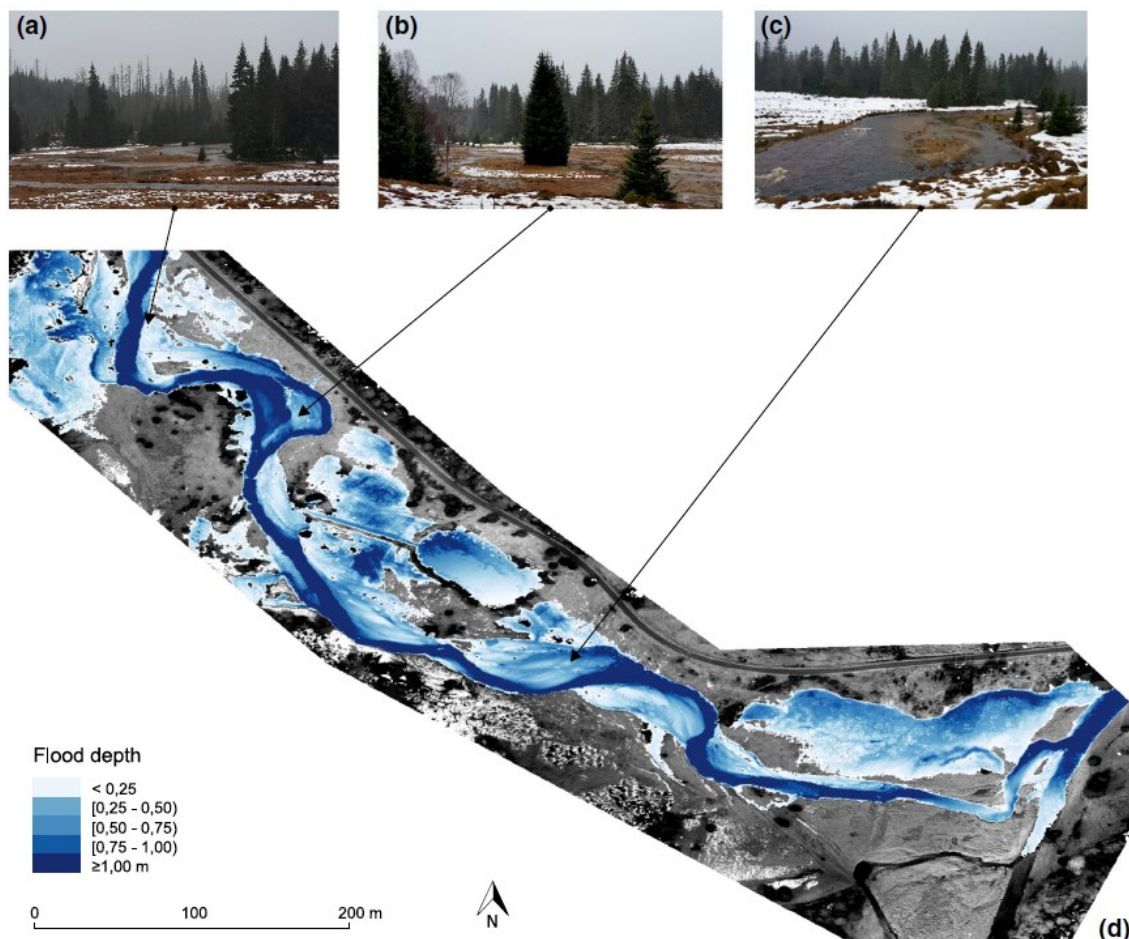
Třetí možností je pak řízená klasifikace obrazu pro poloautomatické průzkumy říčního prostředí. Casado a kol. (2015) využili řízenou klasifikaci obrazu k detekci hydromorfologických a vegetačních prvků. Jiní autoři skrze klasifikaci obrazu zkoumali břehy koryta, kde se soustředili na identifikaci oblastí břehové eroze s pomocí stanovení indexu drsnosti (Prosdocimi a kol. 2015). Langhammer a Vacková (2018) využili řízené klasifikace vícepásmového datového souboru za účelem rozlišení starých a čerstvých fluvialních akumulací po povodňové události. Rusnák a kol. (2018) navrhuji kombinovat výše uvedené skupiny aplikací SfM.

Nejvýznamnějším limitem využívání SfM v rámci fluvialně-geomorfologického průzkumu je získání podoby topografie dna vodní toku, a to právě proto, že dno koryta není přes sloupec vody vždy viditelné. Pro získání informací týkajících se batymetrie je využíván LiDAR, jehož paprsky jsou schopny vodním prostředím projít a detekovat dno vodního toku (Rhee a kol. 2018). Batymetrické LiDARy jsou navrženy pro využití viditelného světla v modrozeleném spektru, aby jejich paprsky skrze vodní sloupec dna dosáhly. Výhodou tohoto typu LiDARu je, že dokáže překonat problémy vznikající u technik založených na analýzách obrazu. Ty jsou často ovlivňovány slunečním svitem, nepravidelným odrazem světla, stíny nebo povrchovou strukturou vodní hladiny (Hilldale a Raff 2008; Rhee a kol. 2018).

Woodget a kol. (2015) zjistili, že v případě, kdy je voda ve vodním toku čistá, struktura vodní hladiny rozeznatelná a do procesu je zahrnuta korekce lomu světla, lze do určité hloubky batymetrický průzkum dna provést i bez použití LiDARu. Dietrich (2017) vytvořil algoritmus pro korekci lomu světla u více kamer, který umožní získat informaci o batymetrii do hloubky až dvou metrů. Další možnosti optického batymetrického

mapování vodních toků nabízí využití ortofotomozaiky, která je využitelná pouze v mělkých a čistých vodách. Pro toto využití je ovšem nutné brát v potaz odraz slunečních paprsků ve slunečných dnech. Tento odraz může výsledné hloubky zkreslovat (Javernick, Brasington, Caruso 2014). I přes snahy rozšířit možnosti mapování pod vodní hladinou autoři Tamminga, Eaton a Hugenholt (2015) zmiňují, že v praxi bude vždy rozdíl ve výsledcích mezi metodami používajícími refrakční korekci a empirickým měřením hloubek.

Limitem přesnosti podrobné 3D rekonstrukce jsou místa toku s velkou hloubkou či zákalem, stejně tak lokality s turbulentním prouděním (Langhammer a Vacková 2018). Typickým příkladem problematických úseků z hlediska přesnosti jsou výsepní břehy meandrů, kde aktivně probíhá boční eroze (Obrázek 4).



Obrázek 4: Zápлавová plocha a vizualizace hloubek z 3D rekonstrukce části Javořího potoka, zdroj: Langhammer a Vacková (2018)

Výsledný model 3D rekonstrukce lze využít i k vizualizaci vodní hladiny při povodňové události (Obrázek 4), k mapování geomorfologických tvarů nebo k automaticky řízené klasifikaci obrazu (Langhammer a Vacková 2018).

2.3 Detekce topografických, morfologických a objemových změn

Vzhledem k rychlosti a efektivitě využití postupů SfM se přímo nabízí varianta využívat tyto metody pro opakované výzkumy změn různých prostředí. V odlišných časových měřítkách lze z vytvořených digitálních modelů porovnávat například topografické změny, objemové změny sedimentů morfologickou metodou či podmínky fyzického habitatu zaznamenané před změnami vyvolanými různými disturbancemi a po nich (Carrivick a Smith 2018). Analýzy těchto změn mohou následně sloužit pro hodnocení fyzických dopadů, které jsou vyžadovány státními politikami či mezinárodními právními předpisy a týkají se dopadů na životní prostředí nebo revitalizaci říčních systémů (Marteau a kol. 2017). Základním principem tohoto typu výzkumu je zisk kvalitních dat o daném území před konkrétním zásahem nebo změnou a po nich (Marteau a kol. 2017).

Carrivick a Smith (2018) popisují řadu výhod použití SfM pro detekci změn a dopadů. Patří mezi ně například skutečnosti, že SfM lze použít na historické snímky nebo pro rychlý a poměrně levný zisk dat pro opakované průzkumy s UAV (Carrivick a Smith 2018). Lane (2017) podotýká, že tento pracovní postup lze využít prakticky ve všech odvětvích vodního managementu. Jiní autoři, kteří využívají SfM pro detekci změn, se soustřeďují na časoprostorovou změnu břehové eroze (Hamshaw a kol. 2017), hodnocení úspěšnosti revitalizací vodních toků (Marteau a kol. 2017; Langhammer 2019) nebo hodnocení přírodních katastrof, jako jsou například povodně (Izumida, Uchiyama, Sugai 2017). Rhee a kol. (2018) zmiňují, že u některých přírodních katastrof je využití UAV praktické a vhodné jak pro sledování katastrofického procesu, tak i pro zajištění rychlého rozhodování a v neposlední řadě i k následnému hodnocení dopadů těchto katastrof.

Samotný rozsah pozorovatelných a hodnocených změn prostředí je ovlivněn řadou faktorů, mezi něž patří například kvalita obrazu, ovládání stroje v terénu, struktura povrchu, zakrytí vegetací nebo výška kamery (Smith a Vericat 2014). Cook (2017) zmiňuje, že průzkumy terénu založené na UAV dokáží spolehlivě detekovat změny, které jsou v rozsahu 0,2 až 0,3 m. Důležitou roli v rámci identifikace jednotlivých změn hraje také výběr vhodného časového měřítka pro zkoumání a časový harmonogram jednotlivých průzkumů. Bakker a Lane (2018) zmiňují, že právě vhodné stanovení časového harmonogramu průzkumu změn může zmírnit chyby ve výsledných topografických modelech. Analýzou změn pomocí UAV monitoringu se na Javořím potoce na Šumavě zabývali autoři Miřijovský a Langhammer (2015). Autoři na základě

posouzení kvalitativních a kvantitativních změn prokázali u jednotlivých částí koryta aktivně postupující boční erozi. Učinili tak výpočtem plošného a objemového rozsahu změn během dvou let, za které se poloha meandrujícího koryta posunula o 2,5 metru, což představovalo téměř polovinu šířky koryta.

Budoucnost technologického zdokonalení v rámci tematiky detekce změn ve fluvialně-geomorfologickém UAV monitoringu bude dle řady autorů patřit zavedení přímého georeferencování a využití čtyřrozměrných fluvialních průzkumů (Turner, Lucier, Wallace 2014; Carbonneau a Dietrich 2017). Obzvláště čtyřdimenzionální průzkumy by představovaly příležitost pro kvantifikaci fluvialní dynamiky na úrovni jednotlivých událostí (Carrivick a Smith 2018), které jsou důležité pro jasnější porozumění procesům ve fluvialních systémech.

2.4 Zrnitostní analýzy (granulometrie)

Granulometrie je metoda měření velikosti částic představená Georgesem Metheronem již v 60. letech 20. století (Dougherty, Kraus, Pelz 1989). Tradiční granulometrickou metodou je prosévání materiálu skrze sítě s otvory o vymezené velikosti. Cílem tohoto přístupu je frakcionace materiálu a následné hodnocení velikosti, tvaru, hustoty a objemové hmotnosti jednotlivých klastů (frakcí) ve zkoumaném prostoru (Bunte a Abt 2001). Tyto tradiční prosévací metody však vyžadují velké množství času, úsilí a zároveň způsobují antropogenní zásahy do území (Langhammer a kol. 2017).

Digitální optická granulometrie, která se ve fluvialní geomorfologii vyvíjí od konce 80. let 20. století, zahrnuje soubor metod založený na analýze sedimentů z pořízených snímků z terénu (Graham, Rice, Reid 2005). Fotografická data následně slouží například k analýze zrnitostního složení fluvialních akumulací a jejich změn, k přesnější kalibraci hydraulických modelů, zpřesnění výpočtu smykového napětí, určení rychlosti transportu sedimentů, parametrizaci morfodynamických modelů, vyhodnocení udržitelnosti a účinnosti kritické infrastruktury vázané na říční prostředí, stanovení úspěšnosti revitalizací říčních systémů či k posouzení kvality a diverzity mezohabitatu (Graham, Rice, Reid 2005; Detert a Weibrecht 2012; Langhammer a kol. 2017; Carrivick a Smith 2018).

Vstupem pro optickou granulometrii jsou kolmé digitální fotografie vysokého rozlišení pořízené z výšky cca 1,5 až 2 metry ohraničené kalibračním rámem (Graham, Rice, Reid 2005). Pořízené fotografie fluvialního materiálu jsou zpracovávány

softwarovými nástroji, jež byly vyvinuty k automatické detekci objektů. V současné době se hojně využívá Sedimetrics (Graham, Rice, Reid 2005) nebo BASEGRAIN (Detert a Weibrecht 2012). Automatická identifikace velikostí a typů jednotlivých facií se konkrétně u softwaru BASEGRAIN vypočítává Fehrovou metodou liniového vzorkování, alternativně je velikost zrn odvozována u každého zrna z a-osy a b-osy (Detert a Weibrecht 2012).

Vzhledem k nízké provozní výšce přístrojů UAV vzniká možnost získat data z konkrétních oblastí v rozlišení v řádech centimetrů na pixel (Langhammer a kol. 2017). Využití UAV tak představuje pro granulometrické výzkumy významnou úsporu času oproti klasickému ručnímu sběru dat (Graham, Rice, Reid 2005; Langhammer a kol. 2017; Rhee a kol. 2018). Langhammer a kol. (2017) v tomto kontextu nově definovali metodu fúze UAV snímkování s optickou granulometrií. Metoda spočívá ve využití přesného UAV snímkování ve velmi nízké letové hladině a vytvoření ortofotomapy s rozlišením v jednotkách milimetrů na pixel, které lze následně využívat pro analýzy pomocí optické granulometrie.

Ve fázi zpracování dat ze systému UAV existují různé druhy přístupů, jejichž cílem je získání informací o zrnitosti pokročilejšími analýzami snímků. Tyto principy jsou založeny například na rozvoji empirického vztahu mezi velikostí zrna a vlastnostmi obrazu (Carbonneau, Lane, Bergeron 2004) nebo spektrálním či frekvenčním obsahem snímku (Buscombe a Rubin 2012). Některé další zrnitostní analýzy vycházejí přímo z vytvořené topografie. Ty se opírají především o souvislost mezi velikostí částice povrchu a mírou drsnosti povrchu 3D bodových mračen nebo 2D rastrů odvozených z modelů reliéfu s vysokým rozlišením (Baewert a kol. 2014).

Woodget a Austrums (2017) popisují, že výsledky uvedených přístupů vykazují různou míru přesnosti a jsou tak vzájemně obtížně porovnatelné. Nejistoty ve výsledcích mohou vznikat vlivem řady faktorů, mezi které patří například rozmazání obrazu snímku, zastínění zkoumaného prostředí, uchycení fotoaparátu a jeho nastavení či počet pořizovaných snímků v čase (Carrivick a kol. 2013; Tamminga, Eaton, Hugenholtz 2015). Detert, Kadinski, Weitbrecht (2018) poukazují na fakt, že v současnosti chybí v rámci problematiky zrnitostních analýz standardizovaný protokol pracovního postupu.

Další směry výzkumů v granulometrii se soustředí na monitoring velikosti a stavu sedimentů pod vodní hladinou (Rhee a kol. 2018). Carbonneau a Bergeron (2005) vyvinuli automatizovanou techniku, která identifikuje velikost sedimentů přímo úměrně

k velikosti jejich stínu pod hladinou. Tato premisa je však omezena hloubkou toku, jelikož stín sedimentu musí být viděn skrze vodu (Carbonneau a Bergeron 2005).

Budoucí směry výzkumu a vývoje v oblasti granulometrie spočívají především v kombinaci všech výše zmíněných přístupů či ve vývoji metody, která by o výběru daného přístupu rozhodla automaticky na základě vlastností povrchu koryta (Carrivick a Smith 2018). Autoři se také shodují na nutnosti validace výsledků UAV optické granulometrie ručními metodami přímo v terénu (Pearson a kol. 2017).

2.5 Modelování morfodynamiky

Za účelem hlubšího pochopení složitých procesů a pro možnosti simulace jejich vývoje v měnících se podmínkách jsou vyvíjeny metody numerického modelování (Darby a Van de Wiel 2003; Siviglia a Crosato 2016). Modelování je tak procesem tvorby představy o fyzické realitě, jehož výsledkem jsou kvalitativní a kvantitativní predikce (Darby a Van de Wiel 2003) využívající se v hydrologii již od 60. let. 20. století. Mezi realitou a modelem se však vyskytuje nesoulad, jelikož při modelování je fyzická realita přenesena do jednodušší podoby (Kasvi a kol. 2015; Langhammer, Bernsteinová, Miřijovský 2017). To znamená, že v praxi je zapotřebí volit kompromis mezi terénními daty, nákladností výpočtu a spolehlivostí modelu (Kasvi a kol. 2015). V současné době se numerické modelování používá mj. k zodpovězení výzkumných otázek týkajících se morfodynamiky koryta, k řízení složitých inženýrských problémů v rámci říčních prostředí (Siviglia a Crosato 2016) či pro simulace dynamických procesů v lokalitách, kde chybí konvenční metody monitoringu (Langhammer, Bernsteinová, Miřijovský 2017).

Jednou z používaných metod modelování jsou okamžité rekonstrukce volné vodní hladiny technikou SfM (Ferreira a kol. 2017). Tento typ modelování je díky velice podrobnému prostorovému rozlišení snímků dalším významným směrem výzkumu používaným v návaznosti na systémy UAV (Ferreira a kol. 2017). Samotný povrch vodní hladiny se po odrazu světla jeví buď jako difuzní, zrcadlový nebo průhledný (Rupnik, Jansa, Pfeifer 2015). Metody, jež se snaží rekonstruovat vodní hladinu, využívají jedné z těchto vlastností a zbylé dvě se musí jinými postupy eliminovat. Eliminace podle autorů Wang a kol. (2018) probíhá dvoustupňovou metodou, která je založena na zrcadlovém odrazu ve snímcích, které pořídí zařízení připevněné na systému UAV. V rámci této metody se v prvním kroku nejprve detekují oblasti ovlivněné zrcadlovým odrazem

pomocí poměru jeho intenzity, aby mohlo při druhém kroku na základě informací o konkrétním pixelu dojít k obnově těchto oblastí (Wang a kol. 2018).

Největší technickou výzvou v rámci algoritmizace úpravy snímků představují pohyblivé a čisté vodní plochy. Ty je dle autorů Ferreira a kol. (2017) zapotřebí uměle pozměnit, aby byla struktura vodní hladiny rozeznatelná. Zmínění autoři použili pro modelaci vodní hladiny princip založený na synchronizaci kamery a dalšího externího zařízení, které zdánlivě pozmění vodní hladinu jednomilimetrovou vrstvou korkových částic, a docílili tak viditelné struktury vodní hladiny (Carrivick a Smith 2018). Jiní autoři, jako například Rupnik, Jansa, Pfeifer (2015), použili pro zvýšení strukturovanosti vodní hladiny více synchronizovaných kamer a prachové částice, kterými přímo ve vodě pozměnili odrazivost vodní hladiny.

Současná doba rychlého technologického posunu se také projevuje na zvyšujícím se prostorovém rozlišení a tím i na schopnosti věrně rekonstruovat vodní hladinu (Carrivick a Smith 2018). V odvětví fluvialní hydrauliky stále existují procesy, které jsou současnou vědou neobjasněny. Jedná se například o proudění vody kolem kmenů jednotlivých stromů, kde výzkum autorů Ferreira a kol. (2017) prokázal nepravidelně rozloženou výšku utvořených vln, které spíše odpovídají již v minulosti objasněnému projevu vln oceánských.

Jiné směry výzkumu modelování se zabývají tzv. morfodynamickým modelováním. Význam termínu morfodynamika se přitom liší napříč různými vědeckými disciplínami. Jednu z prvních definic termínu morfodynamika vyslovili Wright a Thom (1977), kteří morfodynamiku popisují jako vědní disciplínu, která se soustředí na vzájemné reakce batymetrie s dynamickými procesy v kapalinách. Od 70. let 20. století se však tato disciplína značně rozšířila, a to jak ve své morfologické části, tak i v části, která se zabývá dynamikou. Morfologická část termínu se rozšířila i na změny topografie jakéhokoli povrchu, a ta dynamická expandovala i do jiných než tekutých prostředí (Syvitski a kol. 2009). U modelů simulujících fyzikálně založené procesy vychází empirické modely různých dimenzí z řešení parciálních diferenciálních rovnic nebo běžných diferenciálních rovnic. Konkrétně u morfodynamických simulací soustřeďujících se na říční prostředí jsou modely založeny na řešení definovaných hydrodynamických rovnic. Změny v jednotlivých částech koryta tyto rovnice vypočítávají pro konkrétní buňky stanovené sítě (Kasvi a kol. 2017).

Za posledních 30 let numerické modelování říčního prostředí výrazně pokročilo ve svém vývoji (Nicholas 2013). Morfodynamické modelování vodních toků pokrývá

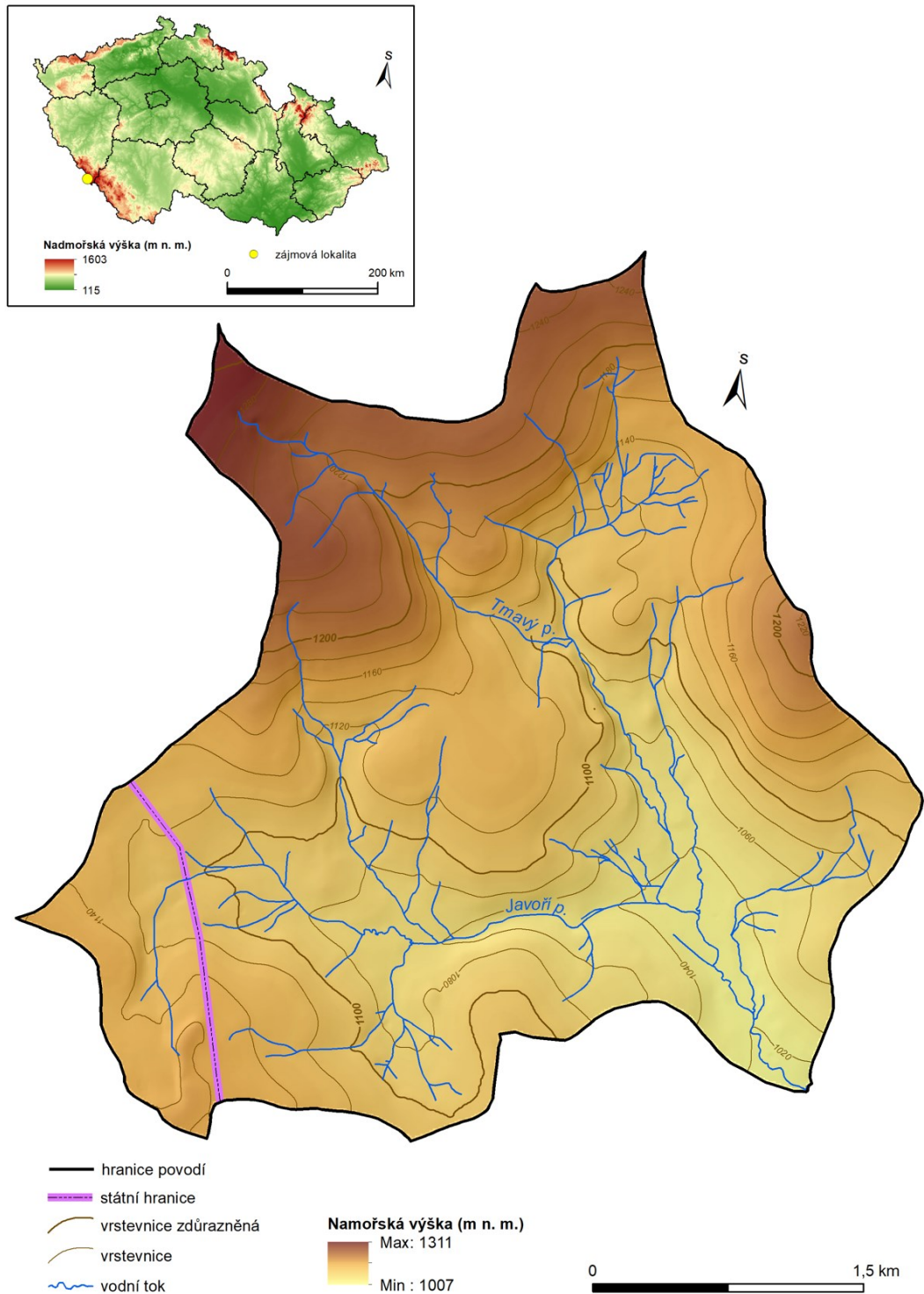
široké spektrum procesů, které kladou důraz na odhad eroze a ztráty půdy, modelování transportu sedimentů či hodnocení sedimentace ve vodních nádržích (Molina a kol. 2013). Zvyšování výkonu počítačové techniky vede k vývoji pokročilých technik numerického modelování, umožňujícího rekonstrukce a předpovědi vývoje koryta toku. Podle Langhammera, Bernsteinové, Miřijovského (2017) je důležitým technologickým pokrokem v oblasti výpočetního výkonu počítačů využívání GPU (angl. Graphics Processing Unit) akcelerace a paralelizace výpočtů.

Jednou z nejvýznamnějších výzkumných otázek současné fluvialní geomorfologie, k jejímuž vyřešení může napomoci modelování, je dle autorů Kasvi a kol. (2017) snaha o vysvětlení vývoje meandrů, nárůstu sinuosity u meandrujících vodních toků a významu faktorů řídících změny. Různí autoři se přou o to, zdali je vývoj meandrů dán ústupem vnějších břehů nebo expanzí těch vnitřních. Van de Lageweg, Van Dijk, Baar (2014) pro vyřešení této otázky dokázali odizolovat vlivy přísunu sedimentů na vnitřní břeh, ochranu břehů a nucené ústupy vnějších břehů. Ve své studii následně uvedli, že řídícím procesem je ústup vnějších břehů. Této hypotéze však oponují autoři Schuurman, Shimizu, Iwasaki (2016), kteří s využitím tří numerických morfodynamických modelů demonstrovali, že pro vývoj meandrujících toků s velkou sinuositou je nutné rozšiřování a postup vnitřního břehu směrem k vnějšímu. Kasvi a kol. (2017) očekávají, že výzkum řídících mechanismů zmíněného procesu pomůže tuto vědeckou výzvu v následujících letech vyřešit.

Studie poslední doby se obecně zabývají zahrnováním většího množství specifických faktorů do procesu modelování. Autoři do modelů např. implementují parametry zohledňující vliv vegetace v korytě (Xiao a kol. 2014) nebo vliv podzemní vody (Rinaldi a kol. 2008). Současná doba rovněž klade důraz na vývoj modelů, které mohou simulovat vývoj oblastí v průběhu desetiletí. Tyto modely jsou potřebné ke studiu udržitelnosti a managementu říčních systémů (Volp a kol. 2016). Bez ohledu na současný velmi progresivní vývoj a zvýšenou dostupnost nástrojů zůstávají simulace morfologických změn stále obtížným úkolem (Paola a Leeder 2011). Vzhledem ke složitosti zahrnutých vzájemně souvisejících procesů a empirických proměnných (drsnot, transport sedimentů, hydrografie průtoků a další) jsou morfodynamické simulace spojené se značnou mírou nejistoty (Zerfu a kol. 2015). Interpretace výsledků vyžaduje nejen znalosti v oblasti vlastního modelování, ale i komplexní odborné znalosti a zkušenosti v oblasti morfodynamiky koryt vodních toků (Mosselman a Lee 2016).

3 Zájmová lokalita

Zájmovou lokalitou, kde byl prováděn výzkum, je povodí Javořího potoka nacházející se na katastrálním území obce Prášily a Modrava v šumavské části Plzeňského kraje (Obrázek 5). Malý výběžek povodí na jihozápadě se nachází v Bavorsku.



Obrázek 5: Poloha, vymezení a výškové poměry v zájmové lokalitě povodí Javořího potoka, zdroj: vlastní zpracování s využitím DMR 4G (2013), ArcČR 500 (2016) a VÚV TGM (2020)

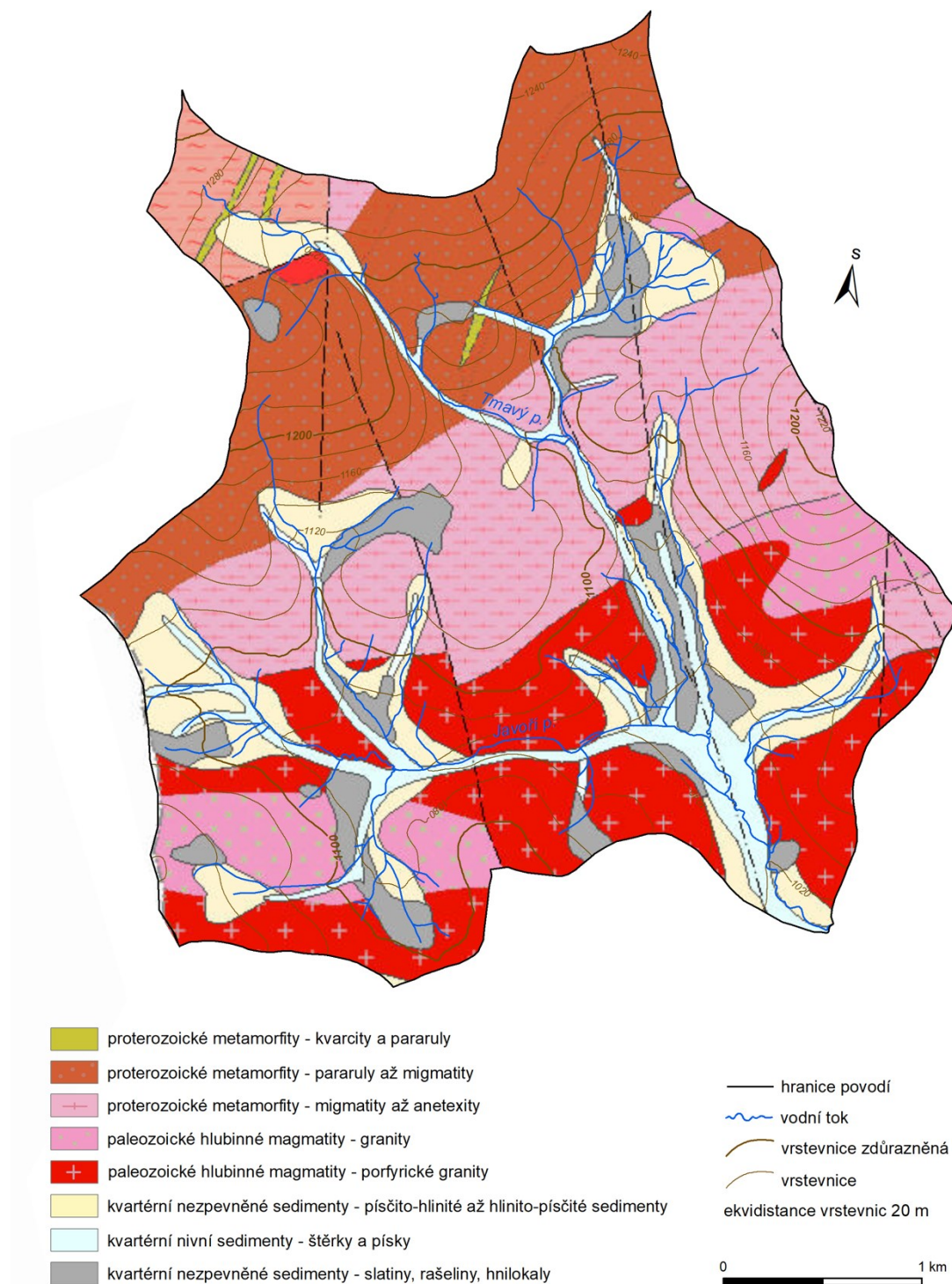
Česká část povodí spadá do Národního parku Šumava, bavorská část povodí náleží NP (národnímu parku) Bayerischer Wald. Samotný Javoří potok, jehož délka toku je 5,81 km a plocha povodí je 14,15 km², pramení v jeho jihozápadní části na území Německa. Nadmořská výška v povodí klesá od severu k jihu. Nejvyšší místo povodí se nachází na severozápadě území u vrcholu Poledník (1315 m n. m.), naopak nejnižším bodem je závěrový profil při ústí do Roklanského potoka, kde se nadmořská výška blíží 1000 m n. m. (Obrázek 5).

3.1 Fyzicko-geografická charakteristika povodí Javořího potoka

3.1.1 Geologické poměry

Území Šumavy je z geologického hlediska součástí moldanubika a moldanubického plutonu, které spadají do Českého masivu. Šumavské pohoří bývá řazeno k nejstarším pohořím Evropy. Geologický vývoj Šumavy prošel hned několika významnými etapami. Horniny, které dnes tvoří základ Šumavy, jsou 380 až 310 milionů let staré. Datují se do období variského vrásnění na konci prvohor (středního devonu až svrchního karbonu), kdy došlo ke srážce kontinentů Gondwany a Laurusie. V této době docházelo 80 km pod zemským povrchem k vrásnění a metamorfóze hornin, které se následnými procesy denudace a eroze dostaly k povrchu. Významné období v rámci vývoje Šumavy představovalo alpské vrásnění ve třetihorách. Tehdy docházelo na území Šumavy k tektonickým pohybům na zlomech a vyklenutí megaantiklinály, která byla následně příčinou vzniku rovinatého reliéfu ve vyšších nadmořských výškách. V období čtvrtohor byl povrch ovlivňován zaledněním a intenzivní erozí, jejichž důsledky také přispěly k typicky zarovnanému charakteru Šumavského pohoří v dnešní době (Chábera 1987; Pertoldová a kol. 2005; NP Šumava 2021a).

Mezi horninami tvořícími podloží v povodí Javořího potoka dominují proterozoické metamorfity – kvarcity, pararuly, migmatity a anetexity, a také paleozoické hlubinné magmatity – granity a porfyrické granity (Obrázek 6). V oblastech podél vodních toků převažují kvartérní sedimenty. V nejbližším okolí vodních toků jsou to štěrky a písky, v plochých pramenných oblastech se vyskytují rovněž nezpevněné sedimenty – slatiny, rašeliny a hnilokaly. Z Obrázku 6 je rovněž patrné, že územím prochází několik zlomových struktur, které kopírují severozápadní až jihovýchodní průběh šumavského zlomu.



Obrázek 6: Geologická mapa povodí Javořího potoka, zdroj: vlastní zpracování s využitím Geologické mapy České republiky 1 : 50 000 ČGS (2019)

3.1.2 Geomorfologické poměry

Zájmové povodí Javořího potoka náleží z hlediska geomorfologického členění reliéfu do Hercynského systému, subsystému Hercynská pohoří, provincie Česká vysočina, Šumavské subprovincie, oblasti Šumavská hornatina, celku Šumava, podcelku Šumavské pláně a okrsku Kvildské pláně (Tabulka 1).

Tabulka 1: Geomorfologické členění v povodí Javořího potoka, zdroj: vlastní zpracování na základě Balatky a Kalvody (2006)

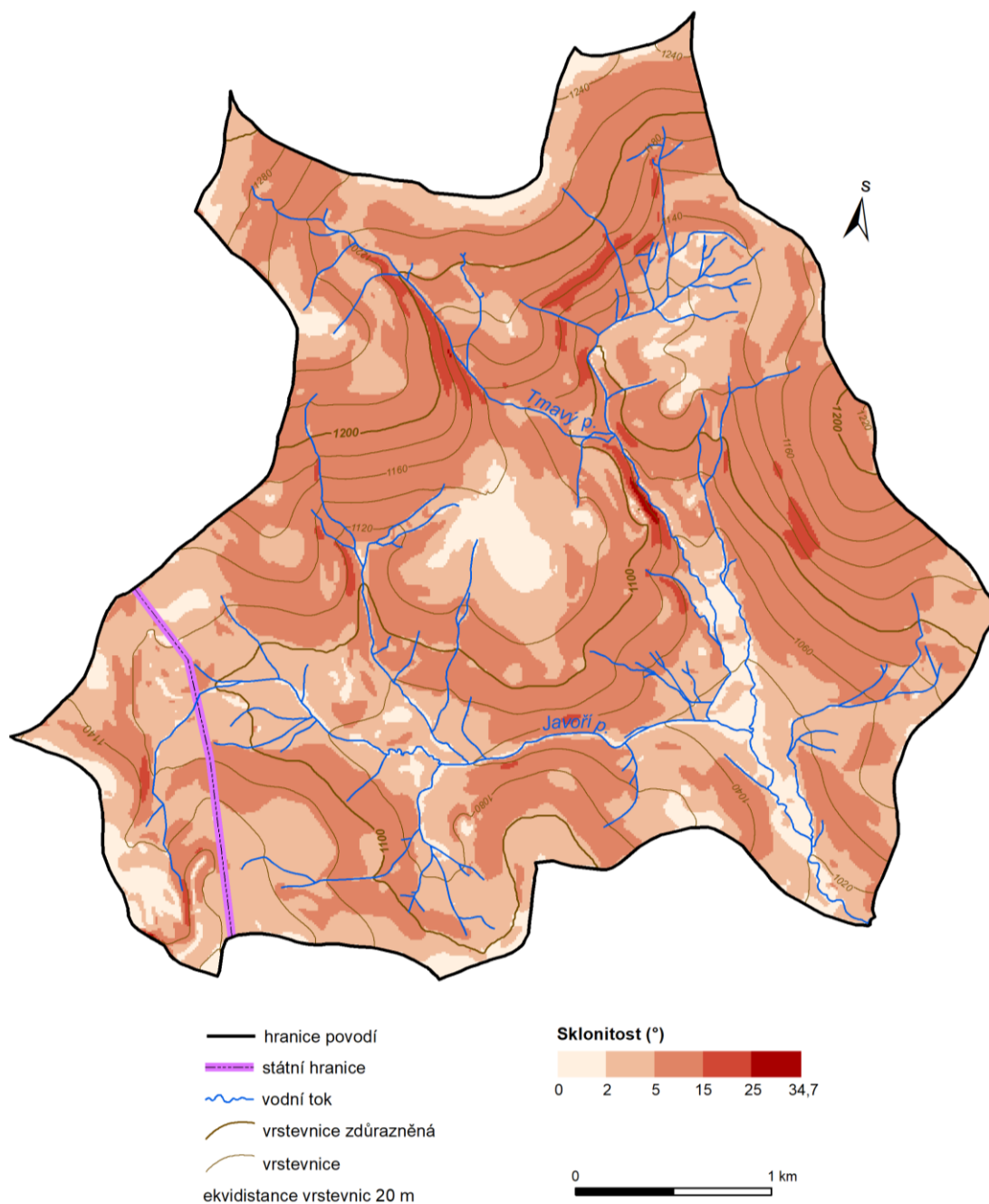
Systém	Hercynský
Subsystém	Hercynská pohoří
Provincie	Česká vysočina
Subprovincie	Šumavská
Oblast	Šumavská hornatina
celek	Šumava
podcelek	Šumavské pláně
okrsek	Kvildské pláně

Reliéf v povodí Javořího potoka vychází z dlouhodobého geologického vývoje, který byl popsán již v rámci dílčí podkapitoly Geologické poměry. Současná podoba reliéfu v povodí a jeho nejbližším okolí má charakter typických širokých Šumavských plání. Jedná se o pozůstatek ploché hornatiny, ve které vodní toky dosud neprohloubily výrazná říční údolí. Tato údolí jsou ohraničena nepříliš strmými svahy plochých vyvýšených hřbetů (Demek a kol. 1987).

Nejvýraznějšími tvary v povodí jsou říční údolí Tmavého a Javořího potoka, která zejména na svých středních tocích utváří údolí obklopená výrazněji skloněnými svahy. Plošné a relativní zastoupení jednotlivých kategorií sklonitosti v povodí Javořího potoka je uvedeno v Tabulce 2. Z Obrázku 7 je patrné, že přibližně polovina svahů v povodí spadá do kategorie značně skloněných ploch se sklonem 5–15° dle Demka a kol. (1987), což potvrzuje i Tabulka 2. Průměrný sklon svahů v povodí se pohybuje okolo 6°. Nejvíce skloněné svahy s hodnotami sklonu přes 25° lze nalézt v západních částech údolí Tmavého potoka, kde svahy směřují z horských hřbetů do údolí vyhloubených fluvialní erozí. Nejméně skloněné rovinné plochy se sklonem 0–2° se v rámci povodí nachází na vyvýšených plochých hřbetech u hranic povodí, v centrální části a pak především od soutoku Javořího a Tmavého potoka po závěrový profil.

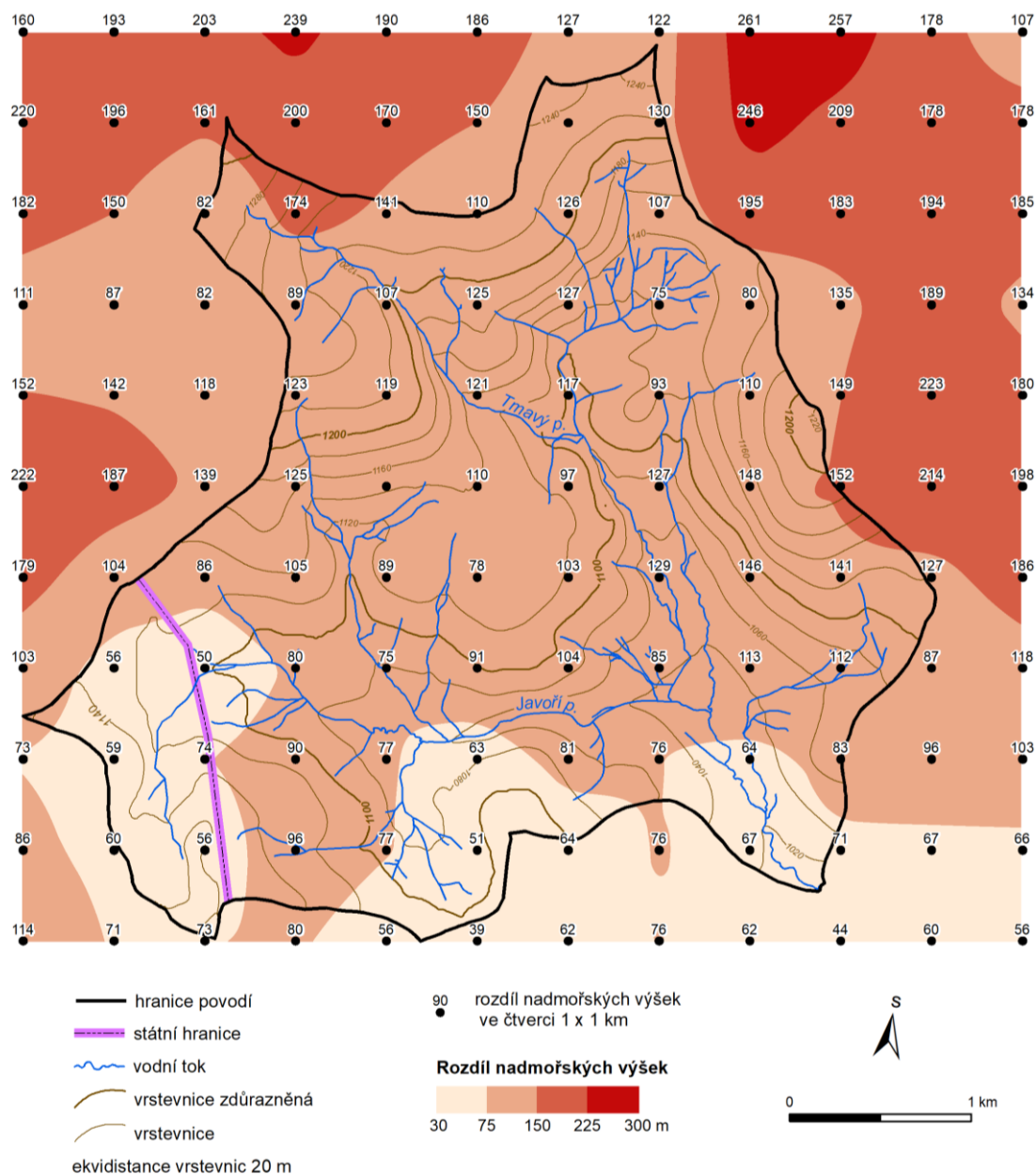
Tabulka 2: Plošné a relativní zastoupení jednotlivých kategorií sklonitosti dle Demka a Mackovčina (eds.) (2006) v povodí Javořího potoka, zdroj: vlastní zpracování

sklon [°]	rozloha [km²]	rozloha [%]
0–2	1,11	7,85
2–5	5,43	38,39
5–15	7,33	51,83
15–25	0,26	1,87
25–35	0,01	0,06
celkem	14,15	100,00



Obrázek 7: Mapa sklonitostních poměrů v povodí Javořího potoka, zdroj: vlastní zpracování s využitím DMR 4G (2013), ArcČR 500 (2016) a VÚV TGM (2020)

Z hlediska relativní výškové členitosti, která byla v zájmovém povodí počítána z rozdílu nadmořských výšek ve čtverci 1×1 km, se na území a v nejbližším okolí nachází celkem čtyři kategorie 30–75, 75–150, 150–225 a 225–300 m dle Kudrnovské a Kousala (1971) (Obrázek 8). Při zaměření pouze na hranice vymezeného povodí lze na území najít jen tři kategorie, jejichž rozlohy a procentuální podíly znázorňuje Tabulka 3.



Obrázek 8: Mapa relativní výškové členitosti v povodí Javořího potoka, zdroj: vlastní zpracování s využitím DMR 4G (2013), ArcČR 500 (2016) a VÚV TGM (2020)

Tabulka 3: Plošné a relativní zastoupení jednotlivých kategorií relativní výškové členitosti dle Kudrnovské a Kousala (1971) v povodí Javořího potoka, zdroj: vlastní zpracování

relativní výšková členitost [m]	rozloha [km ²]	rozloha [%]
30–75	2,71	19,18
75–150	11,23	79,33
150–225	0,21	1,49
celkem	14,15	100,00

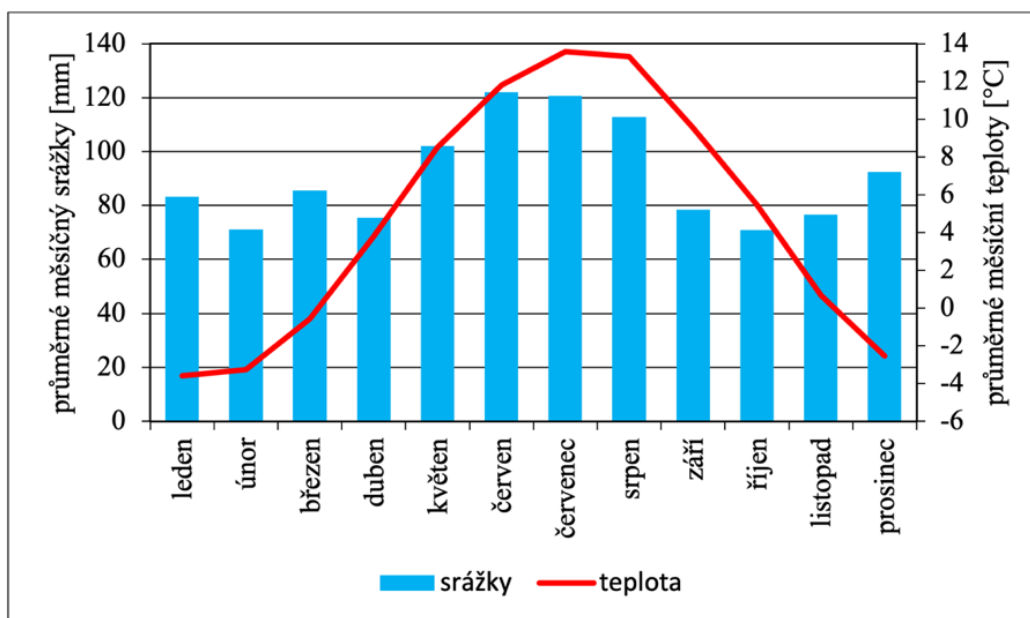
Nejčteněji zastoupenou kategorií rozdílu nadmořských výšek je kategorie 75–150 m, která pokrývá asi 80 % území povodí. Tyto hodnoty převýšení se vyskytují ve většině území kromě jeho jižní části. Naopak nejméně zastoupenou kategorií relativní výškové členitosti je kategorie 150–225 m, která se se nachází pouze v malých výběžcích

na severozápadě a východě území. Kategorie s nejnižší členitostí se nachází při jižním okraji povodí a pak také v pramenné oblasti Javořího potoka. Obecně lze na základě Obrázku 8 tvrdit, že členitost reliéfu v povodí klesá od severu k jihu.

3.1.3 Klimatické poměry

Klimatické charakteristiky v povodí Javořího potoka odráží skutečnost, že se území nachází v horské oblasti Česka. Povodí náleží z hlediska Quittovy klasifikace klimatu do chladné oblasti C. V rámci Köppenovy klimatické klasifikace náleží území do regionu Dfc, které představuje subarktické klima. V těchto oblastech je teplota nejchladnějšího měsíce pod 0 °C a jeden až tři nejteplejší měsíce mají průměrnou teplotu nad 10 °C. U proměnlivosti srážkových úhrnů během roku nejsou patrné příliš velké rozdíly (Tolasz a kol. 2007).

Vzhledem k absenci meteorologické stanice s dlouhodobou časovou řadou v povodí Javořího potoka byla pro interpretaci klimatických charakteristik využita stanice ČHMÚ (Český hydrometeorologický ústav) Churáňov (1112 m n. m.) (Obrázek 9) vzdálená 13 km od zájmového území. Stanice reprezentuje vzhledem k nadmořské výšce a geografické poloze velmi podobné klimatické podmínky, které panují i v povodí Javořího potoka.



Obrázek 9: Průměrné měsíční teploty, průměrné měsíční srážkové úhrny na stanici ČHMÚ Churáňov v období 1961 až 2020, zdroj: vlastní zpracování na základě dat ČHMÚ (2021a)

Srážkové úhrny jsou během roku poměrně rovnoměrně rozloženy (Obrázek 9). Dlouhodobý průměr ročního úhrnu srážek činí 1091,6 mm, což je v rámci rozložení

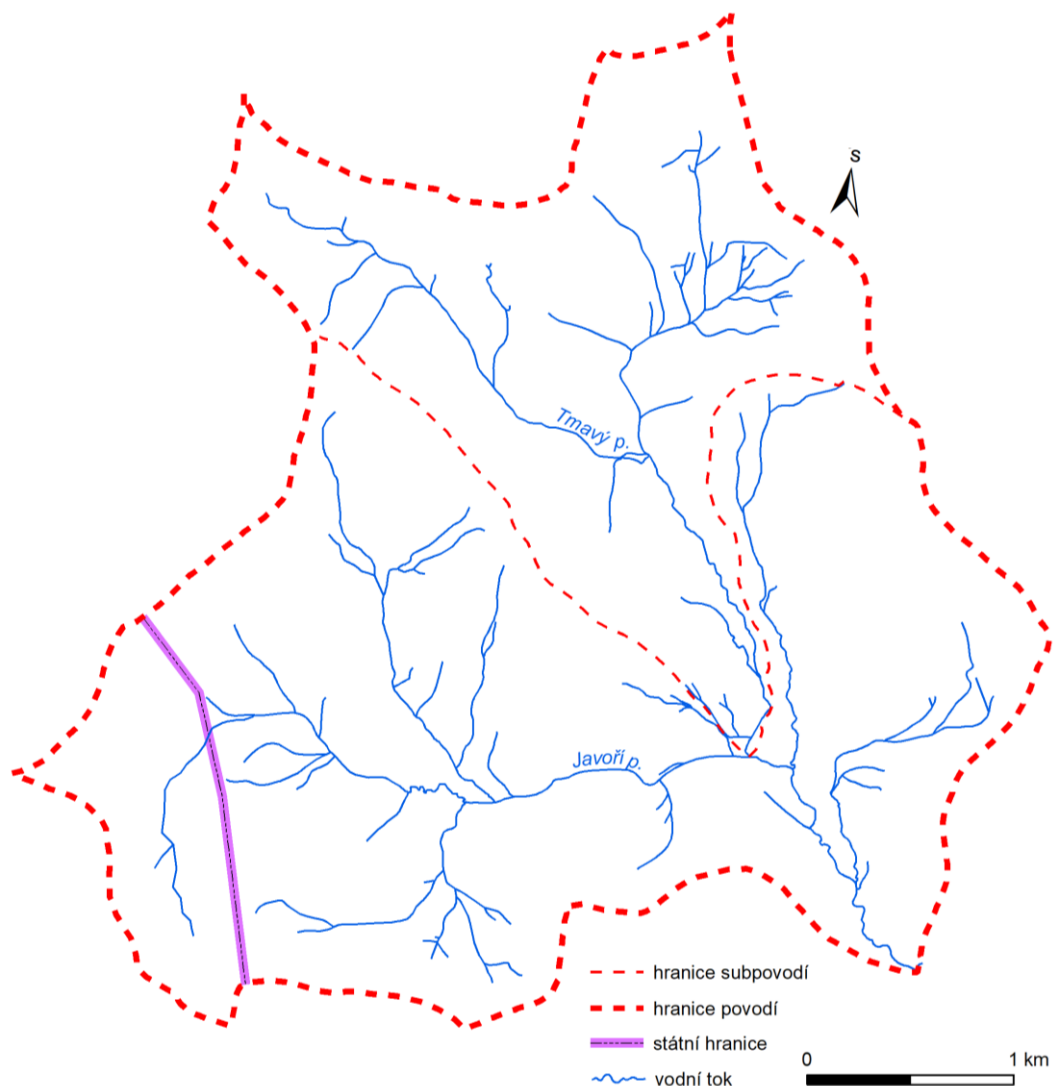
srážkových úhrnů v Česku výrazně nadprůměrná hodnota. Nejvíce srážek naprší v letních měsících s maximem v červnu (122 mm), naopak srážkově průměrně nejsuššími měsíci bývají únor a říjen (oba 71 mm).

Roční chod teploty vzduchu (Obrázek 9) vykazuje výraznou proměnlivost. Průměrná teplota vzduchu je 4,7 °C, což při porovnání s průměrem Česka poukazuje na výrazně chladnější podmínky. Celková amplituda v průměrných měsíčních teplotách činí 17 °C. Nejteplejším měsícem je červenec, kdy průměrná teplota dosáhne téměř 14 °C. V průměru nejchladnějším měsícem je leden s průměrnou teplotou -3,6 °C. Při porovnání s průměrnými klimatickými charakteristikami Česka lze konstatovat, že klima je v povodí Javořího potoka chladné a deštivé, a to především vlivem vyšší nadmořské výšky, která je zde nejdůležitějším klimatotvorným faktorem. Podrobnější zhodnocení aktuálních meteorologických dat ve zvolené lokalitě je uvedeno v kapitole č. 5 Výsledky práce.

3.1.4 Hydrologické poměry

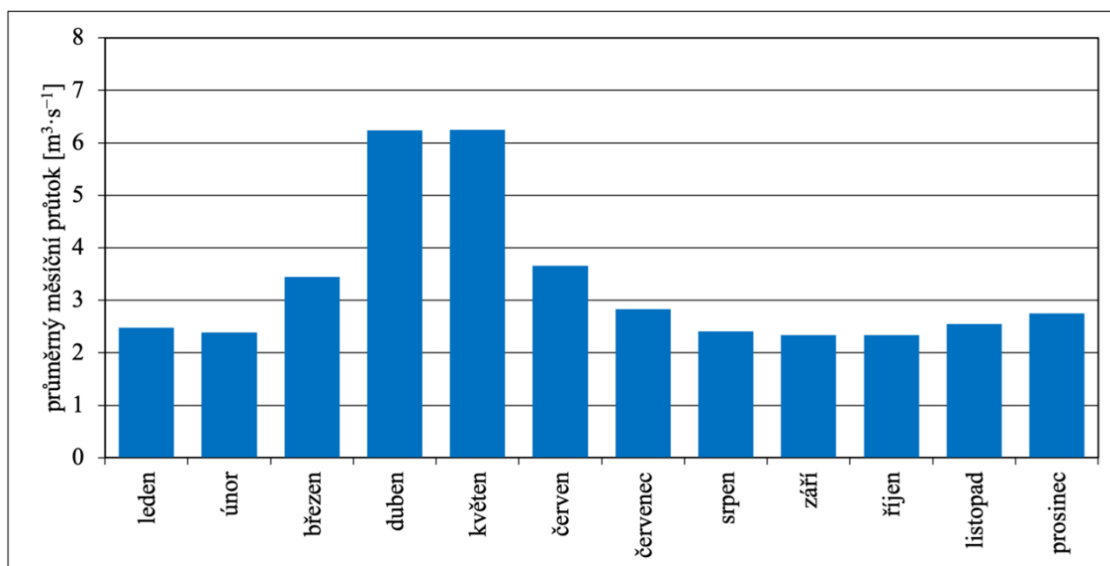
Výběr hranic zkoumaného území byl určen především na základě hydrologického hlediska, u kterého je základní jednotkou v krajině povodí. Povodí Javořího potoka (Obrázek 10) s celkovou plochou 14,15 km² má stromovitý tvar říční sítě se značně asymetrickým uspořádáním přítoků. Délka rozvodnice je 18,70 km, hustota říční sítě 2,87 km·km². Směr odtoku z povodí je ovlivněn Šumavským zlomem v severozápadním, resp. jihovýchodním průběhu (Obrázek 10). Maximální kóta v povodí leží ve výšce 1311 m n. m., minimální kóta se nachází v 1007 metrech nad mořem. Celkové převýšení v povodí činí 304 m, sklon toku v povodí je 80 ‰.

Samotný Javoří potok, jehož délka toku měří 5,81 km, je dle absolutní řádovosti tokem 6. řádu (Roklanský p. – Vydra – Otava – Vltava – Labe). Pramení v Bavorsku, kde nese název Ahornbach, a po jednom kilometru toku protíná státní hranici s Českem. Drtivá většina přítoků je levostranných, včetně toho nejdelšího z nich – Tmavého potoka, s celkovou délkou toku 4,19 km a plochou povodí 4,77 km². V oblasti bývalé Javoří pily se tok rozlévá do široké a ploché pláně, kde výrazněji meandruje a následně se vlévá do Roklanského potoka. Dlouhodobý průměrný průtok Javořího potoka, který byl v rámci výsledků práce vypočten, má hodnotu $Q_a = 0,546 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Specifický odtok činí $38,59 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.



Obrázek 10: Hydrologická mapa povodí Javořího potoka, zdroj: vlastní zpracování s využitím dat ArcCR 500 (2016) a VÚV TGM (2020)

Odtokový režim a jeho celková dynamika jsou vzhledem k absenci dlouhodobé řady průtoků hodnoceny na základě hlásného profilu ČHMÚ Modrava (Vydra), který se nachází 4,5 km po proudu toku od závěrového profilu Javořího potoka. Dle údajů autorky Skrčené (2016) průměrný roční průtok v profilu Modrava (Vydra) dlouhodobě kolísá mezi 1,65 až 6,36 m³·s⁻¹. Javoří potok, jakožto jeden z přítoků v povodí, tvoří přibližně 13,7 % průtoku Vydry na Modravě. Roční chod průměrných měsíčních průtoků vodního toku Vydra za období 1961 až 2020 (Obrázek 11) vyjadřuje celkový odtokový režim. Podrobnější analýza aktuálních hydrologických dat týkajících se Javořího potoka je zpracována v kapitole č. 5 Výsledky práce.



Obrázek 11: Průměrné měsíční průtoky na hlásném profilu ČHMÚ Modrava (Vydra) v období 1961 až 2020, zdroj: vlastní zpracování na základě dat ČHMÚ (2021b)

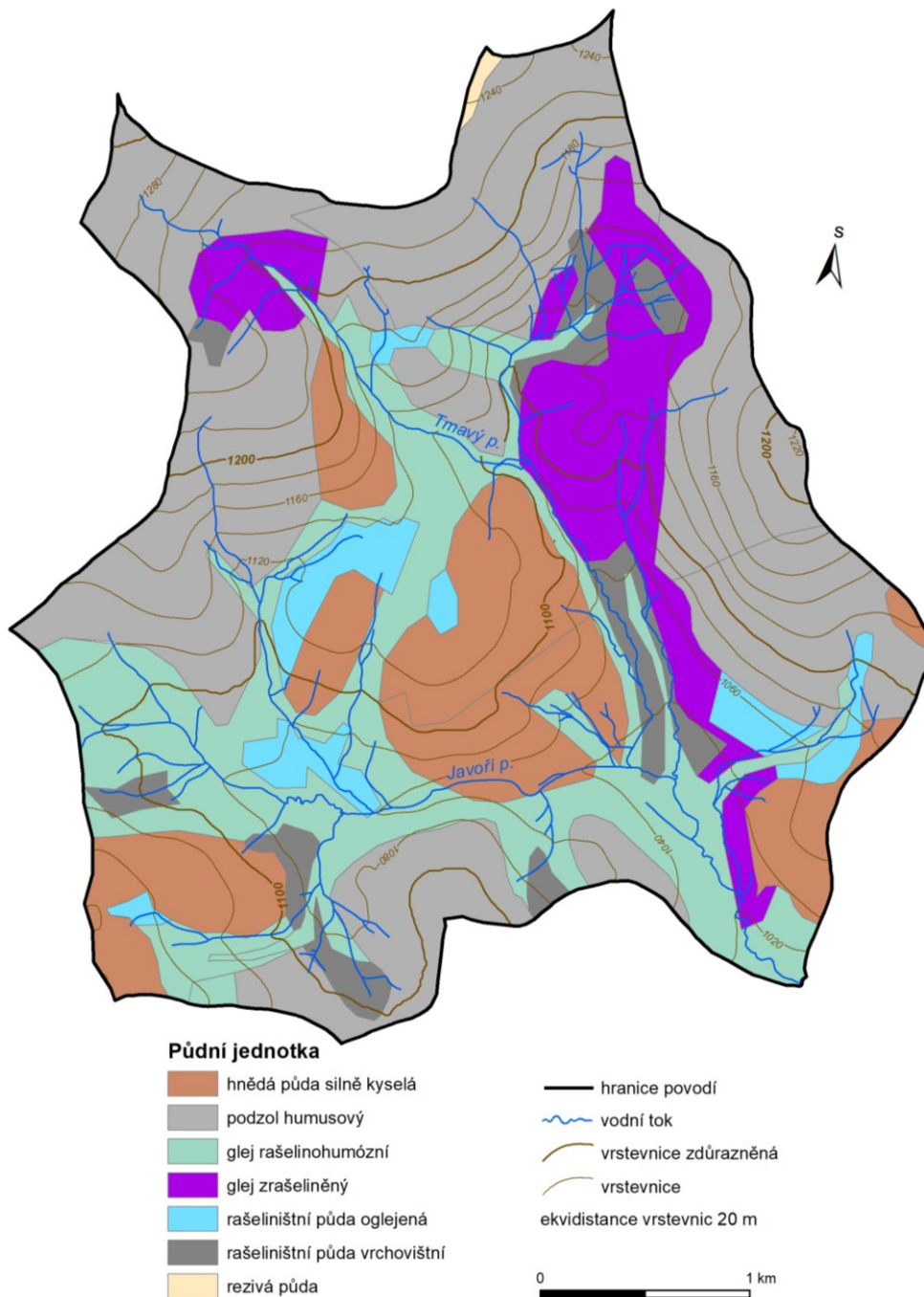
Na základě dat vizualizovaných v Obrázku 11 je zřejmé, že největších průtoků dosahuje Vydra v měsících dubnu a květnu, tedy v období, kdy dochází k nejintenzivnějšímu tání sněhové pokrývky ve výše položených oblastech v pramenné oblasti horní Vydry. Naopak nejméně vodnými měsíci jsou září a říjen (Obrázek 11). Odtokový režim Vydry lze charakterizovat jako niválně-pluviální neboli sněhovo-dešťový odtok, kdy hlavním zdrojem vodnosti je tající sníh v jarních měsících.

3.1.5 Půdní poměry

Vzhledem ke skutečnosti, že v povodí Javořího potoka nebylo provedeno podrobné mapování současných půdních poměrů a nové volně dostupné vektorové mapy zatím nepokrývají zájmové území, byla pro tvorbu půdní mapy využita Půdní mapa 1 : 50 000 – starší mapování (rastr) (ČGS 2012). Tato mapa byla fyzicky vyhotovena v roce 1995 a využívá MKSP (Morfogenetický klasifikační systém půd), který klade větší důraz na morfologii půdy (Zádorová a Penížek 2020). V povodí Javořího potoka se dle Obrázku 12 nachází celkem sedm půdních jednotek MKSP, jejichž rozloha a procentuální zastoupení jsou uvedeny v Tabulce 4.

Tabulka 4: Plošné a relativní zastoupení jednotlivých půdních jednotek v povodí Javořího potoka, zdroj: vlastní zpracování na základě Půdní mapy 1 : 50 000 – starší mapování (raster) (ČGS 2012)

kód půdy	půdní jednotka	rozloha [km ²]	rozloha [%]
Gr	glej rašelinohumózní	2,95	22,37
Gt	glej zrašeliněný	1,40	10,61
Ho	hnědá půda silně kyselá	2,24	16,98
Ph	podzol humusový	5,33	40,41
To	rašeliništní půda oglejená	0,59	4,47
Tv	rašeliništní půda vrchovištní	0,65	4,93
Z	rezivá půda	0,03	0,23
celkem		13,19	100,00



Obrázek 12: Půdní mapa povodí Javořího potoka, zdroj: vlastní zpracování s využitím Půdní mapy 1 : 50 000 – starší mapování (raster) (ČGS 2012), ArcCR 500 (2016) a VÚV TGM (2020)

V území dominují extrazonálně se zde vyskytující podzoly, konkrétně podzoly humusové, které se nachází při okrajích povodí ve svazích a vyšších nadmořských výškách (Obrázek 12). Tyto půdy v našich podmínkách vznikají ve vlhkých prostředích hornatin pod jehličnany, zejména pod smrkovými lesy. Druhou nejvíce zastoupenou půdou ve zkoumaném území je glej, který je azonální půdou vázanou na zamokřené oblasti. Glej rašelinohumózní, jenž zabírá téměř čtvrtinu plochy povodí, se vyskytuje v blízkosti toku Javořího potoka a jeho přítoků. Glej zrašelinělý se pak objevuje v blízkosti Tmavého potoka a jeho přítoků, kde navazuje na rašeliništní půdy (Tomášek 1995, 2014). Glejové půdy v povodí jsou hluboké až středně hluboké, bezskeletovité až slabě skeletovité (SOWAC GIS 2021).

Poměrně hojně je na území zastoupena i hnědá půda silně kyselá, která je charakteristická extrémně nenasyčeným půdním komplexem a silně kyselou půdní reakcí. V povodí zabírá 16,98 % celkové rozlohy, její výskyt je soustředěn do centrální části a jihozápadního, respektive jihovýchodního svahu. Méně zastoupenými půdami v povodí jsou zmíněné rašeliništní půdy vznikající ukládáním slabě rozložených rostlinných zbytků ve zvodněném prostředí. Tyto půdy jsou velmi prosycené vodou, mají málo minerálních látek a velmi kyselou půdní reakci. V severovýchodním cípu povodí lze nalézt i malý výběžek rezivé půdy, jejímž hlavním půdotvorným procesem je zvětrávání metamorfitů a uvolňování seskvioxidů železa a hliníku (Tomášek 1995, 2014).

Celkově lze na základě mapy půd v povodí (Obrázek 12) tvrdit, že jejich výskyt a rozložení odpovídá zákonitostem půdní zonálnosti a azonálnosti. Hlavní vliv na rozložení půd v povodí má nadmořská výška a častá stagnace vody, která vytváří hydromorfní až organogenní charakter zdejších půd, jenž je pro tuto část Šumavy typický (Tomášek 1995; 2014; NP Šumava 2021a)

3.1.6 Vegetační poměry a krajinný pokryv

V povodí Javořího potoka se z hlediska biogeografického členění Česka (Culek a kol. 2013) nachází Šumavský bioregion a celkem osm různých biochor (Obrázek 13). Podrobné biogeografické zařazení území je zobrazeno v Tabulce 5. Šumavský bioregion je tvořen rozsáhlou Šumavskou hornatinou a přiléhajícím Šumavským podhůřím. Tento bioregion je typický svými velkými horskými pláněmi, ledovcovými kary, rašeliništi, fragmenty subalpínských společenstev či rozlehlými smrčínami. Charakteristická jsou zde rovněž živočišná společenstva, která náleží k nejzachovalejším v rámci hercynských pohoří (Culek a kol. 2013).

Tabulka 5: Biogeografické zařazení povodí Javořího potoka, zdroj: vlastní zpracování na základě Culka a kol. (2013)

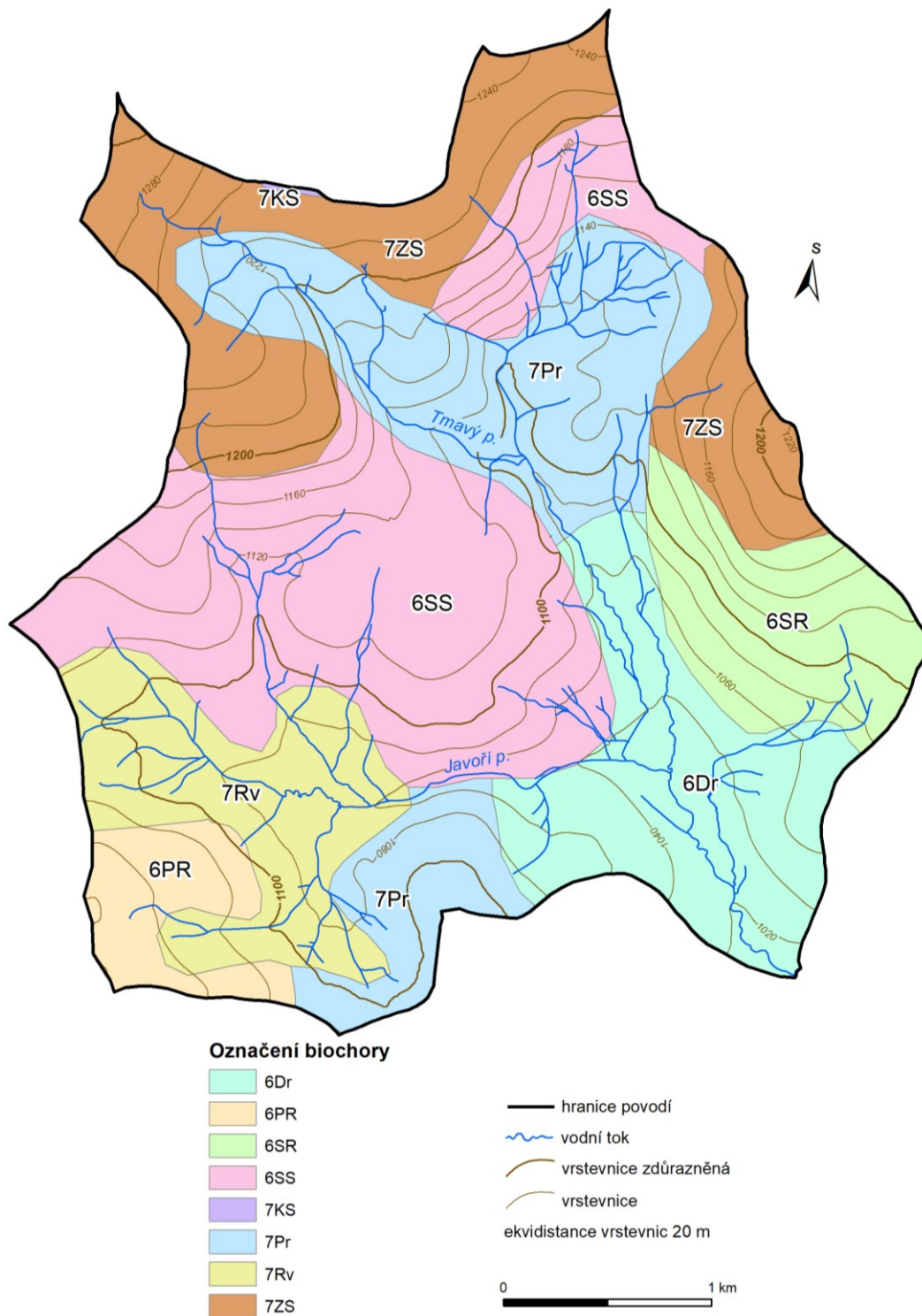
provincie	provincie středoevropských listnatých lesů
podprovincie	hercynská podprovincie
bioregion	Šumavský bioregion
biochora	6SS

Z hlediska biochor, jež se nacházejí v zájmovém území, je nejvíce zastoupena (27,37 %) kategorie s kódem 6SS (Tabulka 6), což odpovídá smrkojedlobukovému vegetačnímu stupni ve svazích na kyselých metamorfitech. Areál výskytu této biochory se nachází především na severních svazích v centrální části povodí. Druhou nejvíce zastoupenou biochorou je 7Pr (19,26 %) představující smrkový vegetační stupeň pahorkatin na kyselých podmáčených sedimentech s rašelinami. Biochorami zabírajícími pouze minimální část území jsou 7KS a 6PR. Obecně lze na základě Tabulky 6 a Obrázku 13 tvrdit, že v povodí převažuje smrkojedlobukový vegetační stupeň nad smrkovým. Dominujícím typem reliéfu je reliéf svahů. U půdního substrátu převažují kyselé metamorfity a plutonity, významné jsou také podmáčené sedimenty s rašelinami (Culek a kol. 2013).

Tabulka 6: Plošné a relativní zastoupení jednotlivých biochor v povodí Javořího potoka, zdroj: vlastní zpracování s využitím AOPK ČR (2020)

kód biochory	rozloha [km²]	rozloha [%]
6Dr	1,76	13,34
6PR	0,54	4,09
6SR	1,09	8,26
6SS	3,61	27,37
7KS	0,01	0,08
7Pr	2,54	19,26
7Rv	1,42	10,77
7ZS	2,22	16,83
celkem	13,19	100,00

Vegetace pokrývající povodí Javořího potoka nemá v současné době přirozenou skladbu vlivem antropogenních zásahů v minulosti a přírodních disturbancí. Potenciální přirozená vegetace v povodí by byla tvořena květnatými bučinami, ve vyšších polohách pak acidofilními horskými bučinami. V lokalitách plochého reliéfu v okolí rašelinišť by byly vyvinuty podmáčené smrčiny. Přirozené smrčiny by se vyskytovaly v nadmořských výškách nad 1200 m (Chábera 1987; Culek a kol. 2013).



Obrázek 13: Mapa biochor v povodí Javořího potoka, zdroj: vlastní zpracování s využitím AOPK ČR (2020), ArcCR 500 (2016) a VÚV TGM (2020)

Vegetaci ve sledovaném území značně ovlivnilo odlesňování v minulých dobách. Původní skladba lesa byla zejména v bukovém stupni přeměněna na smrkové monokultury, které bývají velmi náchylné k disturbancím (Culek a kol. 2013). Změny krajinného pokryvu mají neoddiskutovatelný vliv na odtokové poměry. Zejména během posledních desetiletí se krajinný kryt v povodí Javořího potoka výrazně proměnil

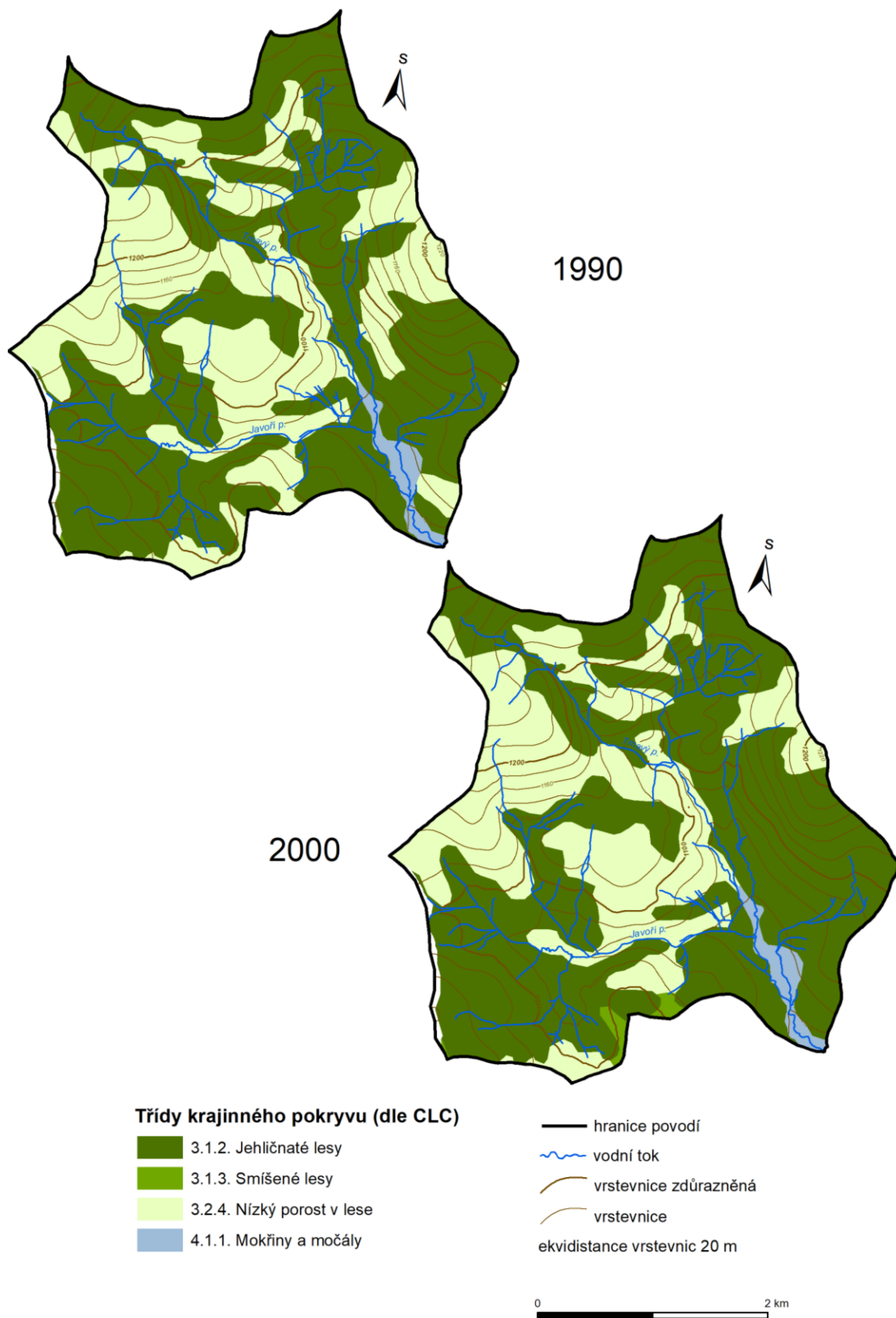
(Obrázek 14 a 15). Celkové kvantitativní a kvalitativní změny rozlohy jednotlivých tříd krajinného pokryvu v povodí byly zpracovány ve čtyřech etapách v Tabulce 7.

Tabulka 7: Změny krajinného pokryvu v povodí Javořího potoka v letech 1990, 2000, 2012 a 2018, zdroj: vlastní zpracování s využitím CORINE Land cover COPERNICUS (2021)

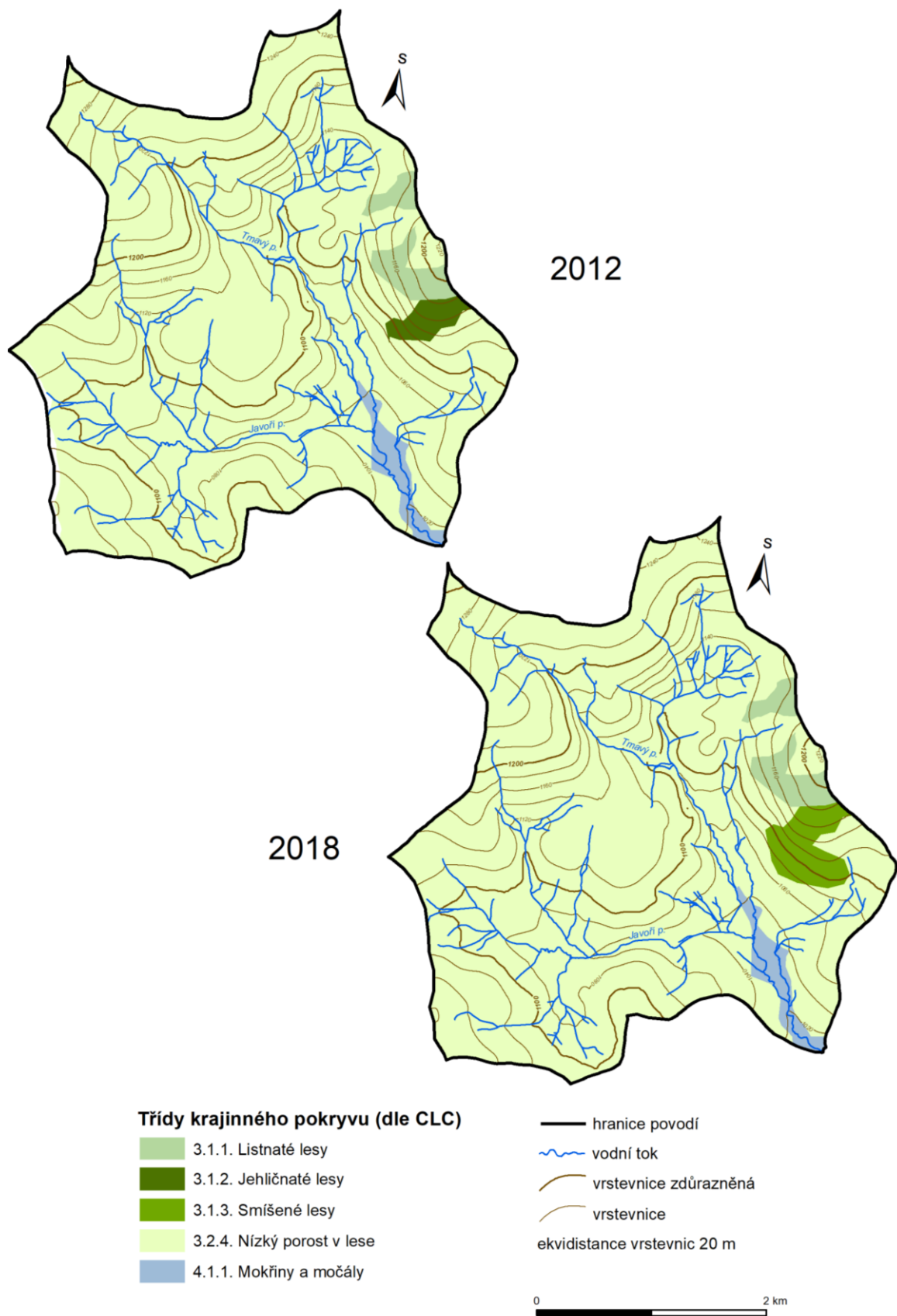
třída krajinného pokryvu dle CLC	rok 1990		rok 2000	
	rozloha [km ²]	rozloha [%]	rozloha [km ²]	rozloha [%]
3.1.2. Jehličnaté lesy	7,97	60,42	8,43	63,91
3.1.3 Smíšené lesy	0,01	0,08	0,11	0,83
3.2.4. Nízký porost v lese	4,98	37,76	4,42	33,51
4.1.1. Mokřiny a močály	0,23	1,74	0,23	1,74
Celkem	13,19	100,00	13,19	100,00
třída krajinného pokryvu dle CLC	rok 2012		rok 2018	
	rozloha [km ²]	rozloha [%]	rozloha [km ²]	rozloha [%]
3.1.1. Listnaté lesy	0,33	2,50	0,31	2,35
3.1.2. Jehličnaté lesy	0,17	1,29	0,00	0,00
3.1.3 Smíšené lesy	0,00	0,00	0,36	2,73
3.2.4. Nízký porost v lese	12,43	94,24	12,27	93,03
4.1.1. Mokřiny a močály	0,26	1,97	0,25	1,90
Celkem	13,19	100,00	13,19	100,00

Na základě dat CORINE (angl. Coordinate Information on the Environment) Land cover (COPERNICUS 2021) z let 1990, 2000, 2012, 2018 zobrazených v Tabulce 7 a Obrázcích 14 a 15, lze v povodí Javořího potoka identifikovat celkem pět kategorií krajinného pokryvu, jejichž rozloha v posledních desetiletích velmi kolísala. V rámci zjednodušení lze vývoj krajinného pokryvu v povodí Javořího potoka rozdělit do tří etap. První etapou je období 1990 až 2000, ve kterém byly dominantním prvkem krajinného pokryvu jehličnaté lesy (Obrázek 14). Druhá etapa zahrnuje období výrazné změny mezi lety 2000 a 2012, kdy smrkové lesy vlivem kůrovce smrkového téměř úplně vymizely. Třetí etapu představuje období dominance nízkého porostu v lese (2012 až 2018) a postupná obnova lesa (Obrázek 15).

V první etapě vývoje (Obrázek 14) jehličnaté lesy zvětšovaly svou rozlohu z přibližně 60 % na cca 64 %. Nárůst rozlohy jehličnatého lesa probíhal na úkor poklesu rozlohy kategorie nízký porost v lese (Janík a kol. 2019). Ta zabírala v roce 1990 cca 38 % rozlohy, v roce 2000 už jen 33,5 % (Tabulka 7). Na dolním toku Javořího potoka, od Javoří pily po soutok s Roklanským potokem, se podél toku nachází mokřiny a močály (Obrázek 14 a 15). Jejich rozloha se v průběhu všech období měnila jen minimálně (Tabulka 7). Z Obrázku 14 je také patrné, že se v jižní části povodí vyskytoval i malý areál smíšených lesů, který během tohoto období zvětšoval svou rozlohu.



Obrázek 14: Vývoj krajinného pokryvu v povodí Javořího potoka v letech 1990 až 2000, zdroj: CORINE Land cover COPERNICUS (2021)



Obrázek 15: Vývoj krajinného pokryvu v povodí Javořího potoka v letech 2012 až 2018, zdroj: CORINE Land cover COPERNICUS (2021)

Druhou etapou vývoje je období mezi lety 2000 a 2012, kdy došlo ke zcela zásadním změnám v krajinném pokryvu. Během tohoto období klesl podíl jehličnatých lesů na celkové ploše povodí z 64 % na pouhé 1 % (Tabulka 7). Naopak došlo k zásadnímu nárůstu rozlohy nízkého porostu v lese z 33,5 % na 94 %. V tomto období byl jehličnatý les téměř kompletně zdecimován působením disturbancí, které byly zapříčiněny lýkožroutem smrkovým a orkáнем Kyrill v roce 2007 (Janík a Romportl 2019). Další změnou tohoto období je vymizení smíšeného lesa a vznik malých areálů listnatého lesa při východním okraji povodí. Přesun téměř celého krajinného pokryvu v povodí do kategorie nízký porost v lese je také zapříčiněn metodou klasifikace vstupních družicových dat, která analyzuje CORINE Land Cover. Z dat je sice patrné, že se na území nenachází téměř žádný les, ale stromy se v povodí přeci jen vyskytují. U lesa došlo vlivem výše uvedených příčin ke snížení zápoje, změně zdravotní kategorie a tím i k celkové změně hydrologických funkcí.

Poslední (třetí) etapu vývoje krajinného pokryvu v povodí reprezentuje období 2012 až 2018 (Obrázek 15). Tato etapa je charakteristická především postupnou obnovou mrtvého lesa (Janík a Romportl 2019). Nízký porost v lese svou rozlohu oproti roku 2012 zmenšil o 1,2 % (Tabulka 7) a přibyl areál smíšených lesů (+2,7 %) při východním okraji povodí (Obrázek 15). Jehličnaté lesy v povodí během tohoto období vymizely.

Culek a kol. (2013) udávají, že porosty původní skladby dřevin jsou v některých místech Šumavského bioregionu zachovány. Jedná se zejména o různé typy bučin, lesů na rašeliništích či borů na skalnatých stanovištích. Původní i nepůvodní smrkové porosty, které byly poškozeny či úplně vyhubeny lýkožroutem smrkovým, jsou ponechávány přirozené obnově (Culek a kol. 2013). Ta probíhá zejména díky tomu, že se mrtvé dřevo z místa neodejme a vytváří prostředí pro náletové smrkové semenáčky (Skrčená 2016).

3.2 Antropogenní vlivy a využití říční sítě v povodí Javořího potoka

Přestože se v současné době v povodí Javořího potoka nenachází žádné lidské sídlo, prošlo si během historie celé území různými etapami antropogenního ovlivnění. První archeologické nálezy poukazující na osídlení v plochem údolí Javořího potoka sahají dokonce až do období před 10 000 lety (NP Šumava 2021b). Autor Janouš (2013) se zmiňuje o šesti lokalitách v povodí Roklanského potoka, do kterých pravidelně vyrážely tlupy lovců a sběračů v období pozdního paleolitu a mezolitu za obživou.

Významnou etapou historie vlivů člověka v této lokalitě představuje hospodářská těžba dřeva, která byla uskutečňována i v rámci velkého rozmachu sklářství (Běl, Barták, Ettler 2001) v období od 14. do 17. století. Původní pralesy, které se na území přirozeně vyskytovaly, byly káceny a všudypřítomné močály odvodňovány a zprůchodňovány. Prvním vlastníkem, který území Modravy až po Prášily v roce 1764 koupil, byl rod Kinských z Vchynic a Tetova (Skrčená 2016). V roce 1799 koupil území tehdejšího Prášílského panství Josef II. Schwarzenberg. Začala tak etapa intenzivní těžby a plavení dřeva (Landa 2003), kvůli kterému docházelo k úpravám vodních toků a k celkovým změnám v odtokových poměrech. Velmi členitá a zákrutová koryta šumavských vodních toků byla využívána ke splavování dřeva zejména při jarních povodních. V jiných obdobích to bylo z důvodu nedostatku vody nevhodné. Vzhledem k tomu, že byl během těžby aplikován holosečný těžební způsob, byly na územích původních smíšených lesů vysazovány smrkové monokultury (Skrčená 2016), které jsou obecně velmi náchylné k různým disturbancím.

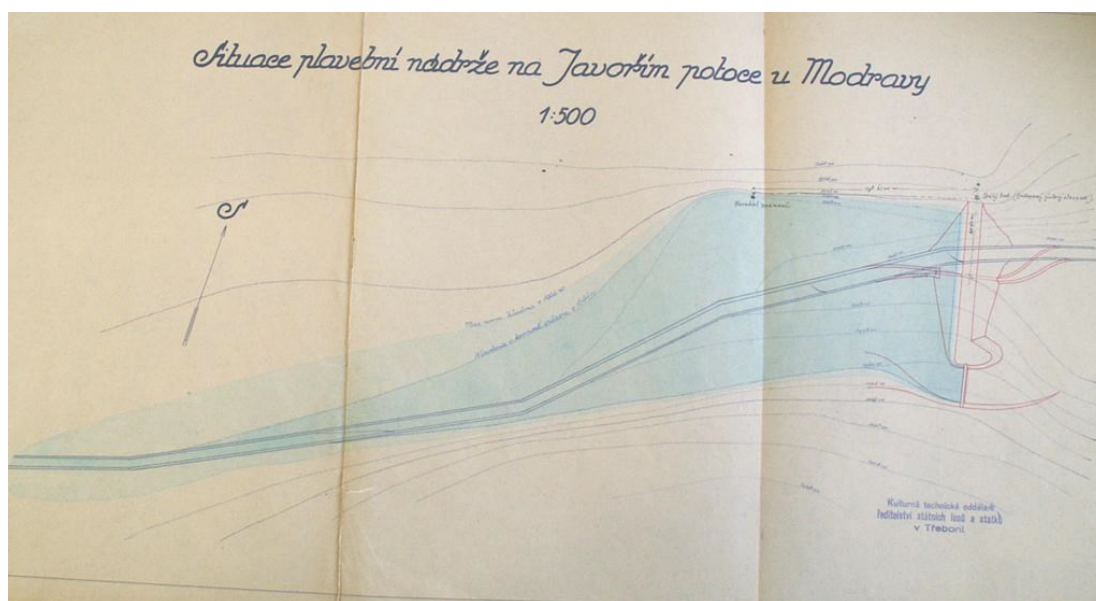
Dřevařská kolonizace Šumavy byla na svém vrcholu v době, kdy se hojně budovaly plavební kanály (Skrčená 2016). Koncem 18. století byl mimo jiné vybudován i Vchynicko-Tetovský plavební kanál, který se nachází tři kilometry východně od sledovaného území. Tento 13,6 km dlouhý kanál, jenž obchází nesplavný úsek Vydry pod Antýglem, spojuje Vydru s Křemelnou. Dle Skrčené (2016) bylo v roce 1795 záměrem v povodí horní Vydry vybudovat další kanál, v rámci kterého měl být zahrnut i Roklanský potok s pokračováním po Vydrě až k soutoku s Křemelnou. Od tohoto projektu bylo nakonec z finančních důvodů upuštěno (Hofman 1980). Nakonec se odborníci shodli v názoru, že ani rozsáhlá úprava koryt v této oblasti nepovede k efektivnímu splavování dřeva, a to zejména kvůli jejich přílišné členitosti.

Ve 2. polovině 19. století vznikla při soutoku Javořího a Tmavého potoka osada Javoří pila (Ahornsäge) sestávající ze tří usedlostí. První budovou byla usedlost Ahornstall. Druhou pak samotná vodní pila napájená náhonem, který se odpojoval z Tmavého potoka těsně před soutokem s potokem Javořím (Obrázek 16). Třetí usedlost tvořila hájovna, která sloužila také jako turisticky známý hostinec U Tetřeva (ZANIKLÉ OBCE 2021; Bernhardt 2007; Skrčená 2016). Provoz na Javoří pile byl zastaven před koncem roku 1892 (NP Šumava 2021b).



Obrázek 16: Dobová fotografie bývalé Javoří pily (vlevo) a bývalé hájovny (vpravo), zdroj: ZANIKLÉ OBCE (2021)

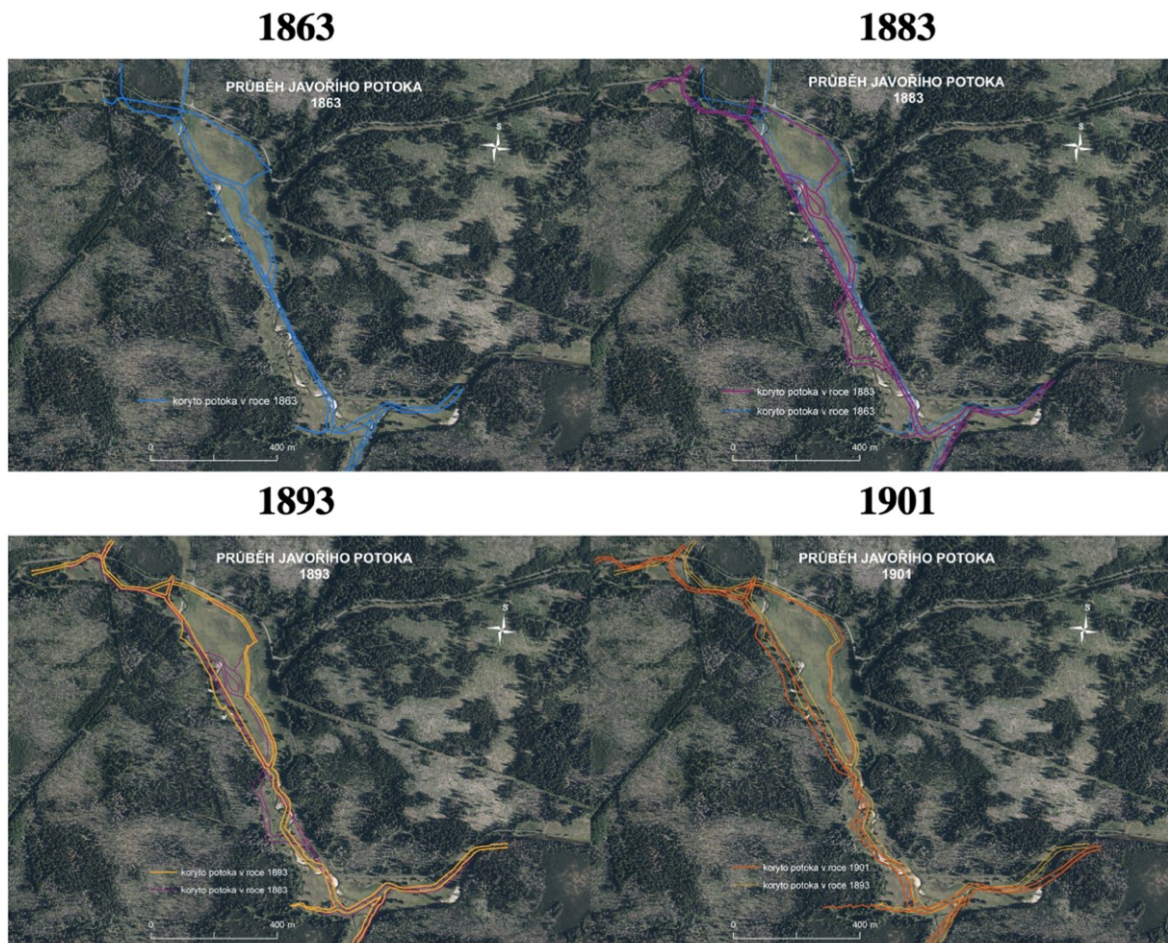
Za účelem efektivnějšího a rychlejšího splavování dřeva Vchynicko-Tetovským kanálem bylo v povodí horní Vydry vybudováno několik plavebních nádrží s celkovou plochou 22,55 km². Autorka Skrčená (2016) jich ve své práci uvádí celkem osm: Javoří, Rokytecká, Roklanská, Novohuťská, Studená, Černohorská, Ptačí a Březnická nádrž. Ve zkoumaném povodí se nachází právě jedna ze zmíněných, Javoří nádrž (Obrázek 17). Ta byla vybudována u bývalé roty nad soutokem s Tmavým potokem, aby zabezpečila hladké splavování polenového dříví Javořím potokem. Hloubka nádrže byla plánována na 3,7 m u koruny hráze s výpustní průtokovou kapacitou 1400 l·s⁻¹ (Skrčená 2016).



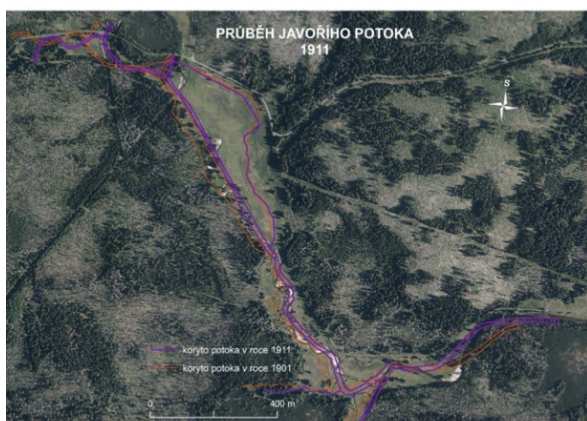
Obrázek 17: Situace plavební nádrže na Javořím potoce, zdroj: Skrčená (2016)

Práce Skrčené (2016) se rovněž zabývá analýzou tzv. Map polesí z let 1863, 1883, 1893, 1901 a 1911. Autorka v této práci vektorizovala průběh toku Javořímho potoka v lokalitě Javoří pila – soutok s Roklanským potokem ve zmíněných letech (Obrázek 18). Analýza těchto map poukazuje na značné antropogenní modifikace Javořímho potoka v této lokalitě.

První významnou změnou odtokových poměrů na mapách polesí (Obrázek 18) je náhon na Javoří pilu, který se během let měnil. Zatímco na mapách z let 1863 a 1883 se náhon s hlavním korytem po cca 400 metrech toku spojuje, na novějších mapách vedou odděleně až k jižnímu okraji pláně. U jižního okraje pláně se odpojoval další náhon, jehož průběh se během sledované doby také měnil. Změnil se také zdroj náhonu Javoří pily. Na mapě z roku 1893 je oproti té z roku 1863 náhon veden nikoli z Javořího, ale z Tmavého potoka. Další patrnou změnou na historických mapách je průběh zákrutů. Na mapách z let 1863 a 1883 je patrné, že Javoří potok neměl v tomto úseku téměř žádné zákruty a tok působil napřimeným dojmem. Obecně lze tvrdit, že s přibývajícimi roky zákruty přibývaly a posouvaly se po směru toku. Některé zákruty byly v průběhu času upraveny pro lepší splavení dřeva (Skrčená 2016).

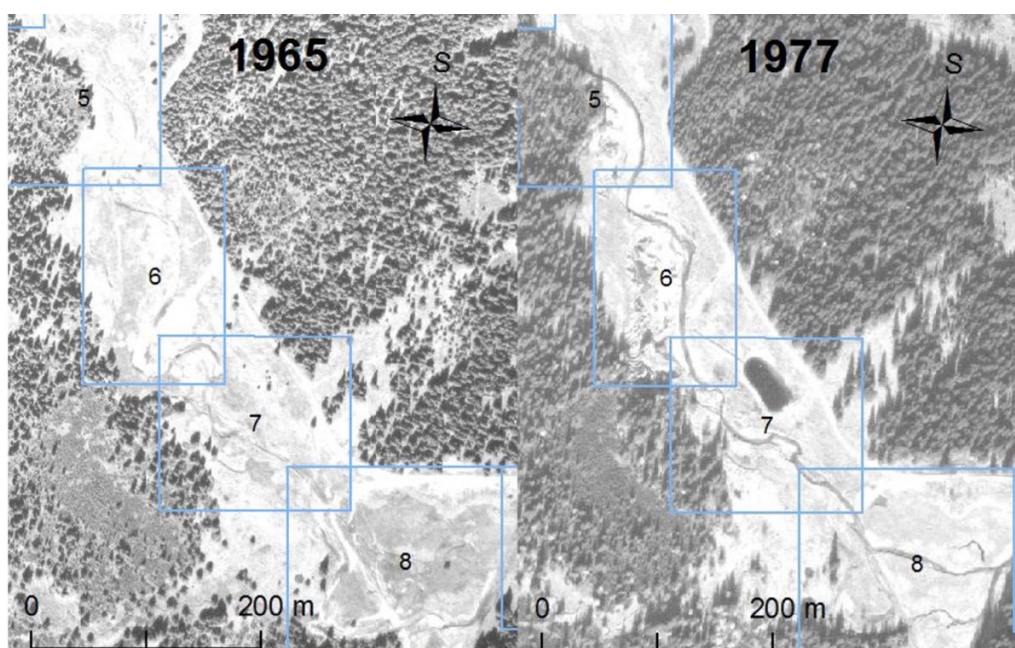


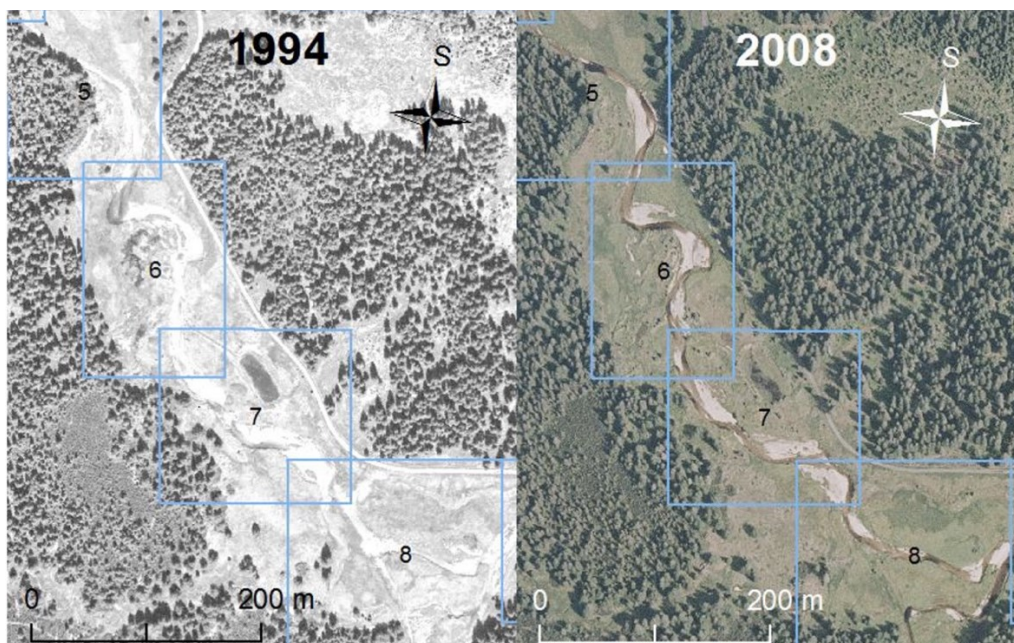
1911



Obrázek 18: Průběh koryta Javořího potoka v úseku Javoří pila až soutok s Roklanským potokem, zdroj: Skrčená (2016), upraveno

Další důležitou etapou v historii antropogenních vlivů v povodí byla druhá polovina 20. století, kdy územím vedla Železná opona, která zasahovala přímo k Javoří pile. Ta scházela k Javoří pile cestou západně od vrcholu Oblík a následně pokračovala k Tříjezerní slati. V tomto období přestala být využívána i budova místní hájenky, která byla následně zbourána (NP Šumava 2021b). Přibližně 1,5 km proti proudu Javořího potoka byla pak vybudována rota 7. brigády Pohraniční stráže Sušice. Ta existovala od roku 1951 do roku 1989. Objekty na rotě byly zbourány v letech 1999 až 2000 (Bernhardt 2007). V 70. letech 20. století byla v dolní části toku Javořího potoka (před soutokem s Roklanským potokem) vybudována další vodní nádrž (Obrázek 19) s přívodním kanálem, která měla vliv na působení fluviálních procesů v této části toku (Skrčená 2013).





Obrázek 19: Vývoj úseku Javořího potoka v letech 1965, 1977, 1994 a 2008, zdroj: Skrčena (2013), upraveno

Javoří potok byl tak v některých místech napřimen, a v některých naopak více meandroval. Nádrž patrná na Obrázku 19 zmenšovala svou plochu a v průběhu času se stala pouze sezóně protékanou. V současné době nádrž postupně zaniká.

Celé povodí Javořího potoka spadá od roku 1991 do Národního parku Šumava, a je tedy chráněno nejvyšším stupněm ochrany, kterou česká legislativa umožňuje. Nachází se zde i osm dílčích lokalit, na kterých je vyhlášena 1. zóna ochrany. Antropogenní zásahy jsou tak spojené pouze s nahodilou těžbou, která zahrnuje těžbu polomového a kůrovcem napadeného dřeva (NP Šumava 2021c). Zkoumaným územím prochází červená, zelená a modrá turistická značka a také cyklostezka spojující Poledník s Modravou. Základy tehdejších staveb již prakticky neexistují. Javoří potok je v současné době, až na jeden zákrut, kde je vytvořeno zpevnění většími balvany, ponechán přirozenému vývoji.

3.3 Aktuální stav fluviálně-geomorfologického výzkumu KFGG v povodí Javořího potoka

Na území horní Vydry v okolí obce Modrava, kam náleží i povodí Javoří potoka, byla v roce 2005 katedrou fyzické geografie a geoekologie vybudována síť monitoringu srážko-odtokových procesů. V povodí Javořího potoka jsou provozovány celkem tři stanice, které jsou koncentrovány do oblasti Javoří pily. Dvě stanice náleží KFGG a jedna je provozována ČHMÚ. U soutoku Javořího a Tmavého potoka se nachází od listopadu

2009 dvě stanice KFGG, kde jsou umístěny automatické hladinoměry pro pozorování vodních stavů na obou zmíněných vodních tocích. Od roku 2008 jsou na Javořím a Tmavém potoce průběžně sbírána data o měřených průtocích pro konstrukci měrné křivky průtoku. Na stanici ČHMÚ Javoří pila je od listopadu 2013 sledována vodní hodnota sněhu, výška sněhové pokrývky, teplota vzduchu a vlhkost vzduchu. Od počátku výzkumu do současnosti byly v povodí vedeny výzkumné práce a projekty s různorodým zaměřením. Rovněž bylo obhájeno několik bakalářských a diplomových prací zabývajících se tímto územím.

Výstupem práce na výzkumném projektu v povodí je publikace od Langhammera a kol. (2015), která se zabývala vlivem disturbancí na dynamiku fluviálních procesů nejen v povodí Javořího potoka. Hlavními cíli výzkumu byla analýza hlavních sil, které vyvolávají přirozenou dynamiku odtoku v oblasti, analýza odtokové odezvy v různých měřících v této části Šumavy či prostorová a časová analýza vzorců recentní fluviální dynamiky. Metodická část výzkumu byla opřena o využití nejnovějších technologií, včetně automatizované sítě pro monitoring srážko-odtokových procesů, UAV fotogrammetrie, pozemního skenování LiDARem, optické granulometrie nebo elektrické odporové tomografie. Výsledky práce autorů byly publikovány v recenzovaných odborných časopisech a prezentovány na mezinárodních konferencích (Langhammer a kol. 2015).

Autorka Skrčená (2013) ve své bakalářské práci analyzovala část fluviálního systému Javořího potoka na základě terénního průzkumu a interpretace historických podkladů. K analýze historických pokladů byly využity Císařské otisky, historické letecké snímky od roku 1949 a ortofota do roku 2011. V terénním průzkumu byla autorkou aplikována metoda HEM (Hydroekologický monitoring) (Langhammer 2012) a digitální granulometrická analýza Sedimetrics. Autorčina diplomová práce (Skrčená 2016) ve stejném území se soustředí na analýzu historické i recentní fluviální dynamiky se zaměřením na změny polohy říčního koryta a údolní nivy či na mapování erozních a akumulčních tvarů. Autorka ve výsledcích obou svých prací poukazuje na velmi významnou časoprostorovou dynamiku erozních a akumulčních procesů ve zmíněné části Javořího potoka.

Na přelomu května a června 2013 se nejen v povodí horní Vydry vyskytla významná povodeň, která zapříčinila výrazné změny říčních prostředí. Nedlouho po zmíněné povodni bylo na vodních tocích v povodí (Modravský, Roklanský a Javoří potok) provedeno mapování hydromorfologického stavu. Výsledkem byla identifikace

zón se zvýšenou dynamikou fluvialních procesů. Studie publikovaná Miřijovským a Langhammerem (2015) je zaměřena na UAV monitoring v povodí Javořího potoka. Zmínění autoři zkoumali meandrový pás při ústí do Roklanského potoka před povodní (květen 2013) a následně po ní (září 2014). Výsledky jejich práce poukázaly na značné objemové i geometrické změny na Javořím potoce. Během dvou let se koryto v erozně nejvíce namáhaném úseku přeložilo o 2,5 m, což představovalo asi 40 % šířky koryta.

Výzkum autorů Langhammera, Bernsteinové a Miřijovského (2017) na Javořím potoce se soustředil na využití produktů UAV monitoringu pro tvorbu 2D hydrodynamického modelu. V rámci zmíněné práce byl s pomocí softwaru MIKE 21 zkonstruován povodňový model, který byl využit mimo jiné i pro rekonstrukci povodně z roku 2013. Výsledky modelování upozornily na důležitý fakt, že procesy intenzivní eroze a akumulace materiálu nebyly způsobeny primárně nejvyšším kulminačním průtokem, ale spíše délkou trvání velmi zvýšeného průtoku a nárůstem smykového napětí.

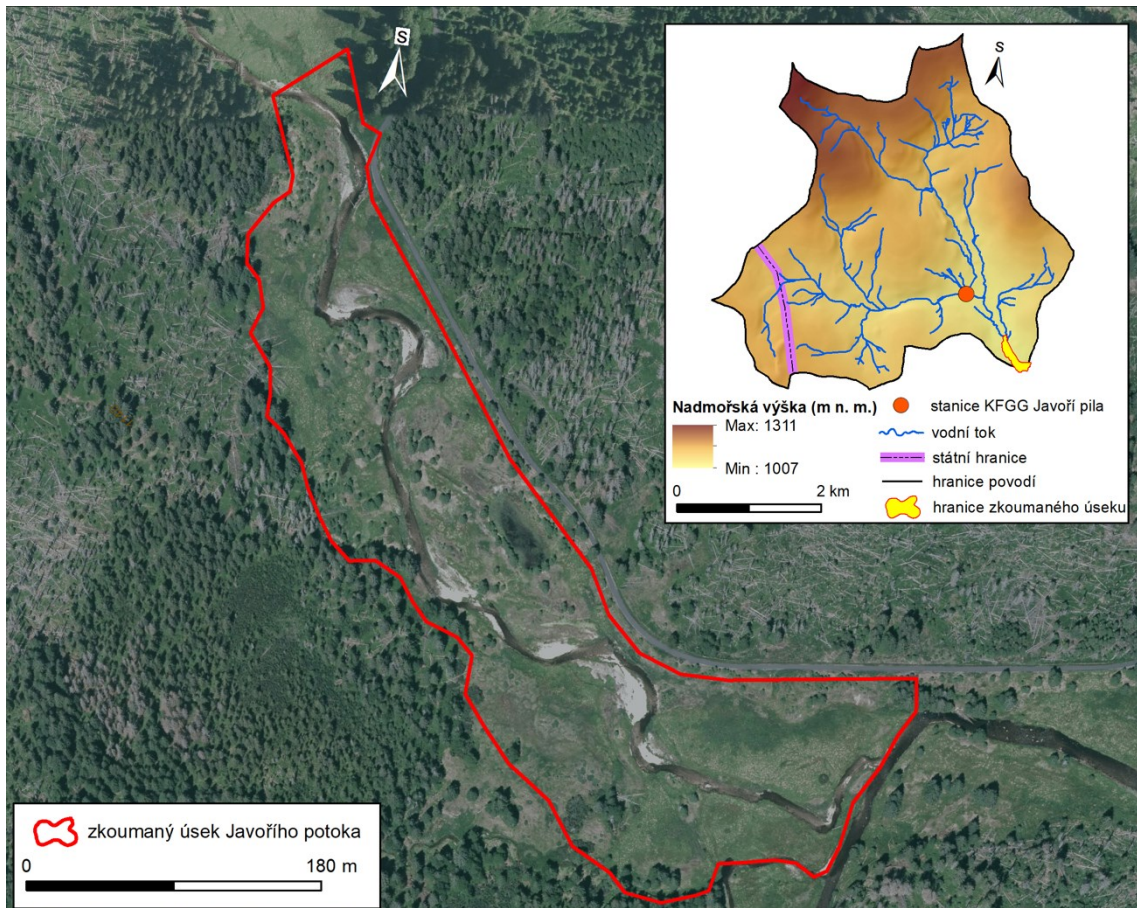
Výzkumná práce autorů Langhammera a kol. (2017) představuje novou techniku granulometrické analýzy na Javořím potoce, která kombinuje zobrazovací techniky UAV fotogrammetrie a optické digitální granulometrie. V rámci této metody je snížena letová hladina UAV systému na osm metrů, což umožňuje získání snímků s velmi vysokým rozlišením. Tato metoda rovněž umožňuje granulometrickou analýzu provádět na více místech najednou a v různých časových etapách (Langhammer a kol. 2017).

Práce Langhammera a Vackové (2018), zabývající se detekcí a mapováním geomorfologických dopadů povodně pomocí UAV fotogrammetrie, je zatím poslední publikací na fluvialně-geomorfologické téma z povodí. Autoři se v článku zabývají představením nové techniky detekce geomorfologických dopadů povodní v korytě a nivě Javořího potoka. Metoda je založena na spojení digitálního modelu reliéfu a ortofoto snímku, a také dalších odvozených kvalitativních informací, jež slouží jako základ pro objektově založenou klasifikaci obrazu. Tato metoda byla následně využita v případě reálné povodňové události z počátku prosince 2015 a zvýšila spolehlivost procesu detekce změn (Langhammer a Vacková 2018).

4 Metodika a zdroje dat

4.1 Zkoumaný úsek toku Javořího potoka

Výzkum fluviální dynamiky byl soustředěn v již představeném povodí Javořího potoka, v němž byl zvolen přibližně kilometr dlouhý úsek zákrutového pásu nad ústím do Roklanského potoka (Obrázek 20).



Obrázek 20: Vymezení zkoumaného úseku a poloha stanice KFGG v rámci povodí Javořího potoka, zdroj: vlastní zpracování s využitím DMR 4G (2013), Ortofoto České republiky ČÚZK (2018), ArcCR 500 (2016) a VÚV TGM (2020)

KFGG zkoumá tento úsek z důvodu detekované výrazné dynamiky fluviálních procesů. Hranice zkoumaného úseku byly v této podobě vymezeny jako hranice říční nivy s modifikacemi tak, aby se se snímkem pracovalo co nejpřesněji. Severozápadní hranici úseku tvoří přechod z pláně pod Javoří pilou, východní hranici představuje závěrový profil toku při ústí do Roklanského potoka. Severovýchodní hranice je tvořena náspelem asfaltové silnice spojující Javoří pilu s Modravou a jihozápadní hranice je vymezena

souvislejší stromovou vegetací (Obrázek 20). Náhled reprezentující přírodní podmínky zájmové lokality je zobrazen na Obrázku 21.



Obrázek 21: Fotografie reprezentující přírodní podmínky ve zkoumaném úseku toku Javořího potoka, zdroj: archiv Jakuba Šolce

4.2 Zdroje dat a mapových podkladů

V rámci předkládané práce byly využity rozličné druhy dat, které lze rozdělit do tří skupin: A. Hydrologická a meteorologická data; B. Data z UAV monitoringu; C. Data využitá pro tvorbu mapových podkladů.

A. Hydrologická a meteorologická data

- vodní stavy a srážkové úhrny v hodinovém kroku na stanici KFGG Javoří pila pro Javoří a Tmavý potok za hydrologické roky 2016 až 2020
- měřené průtoky s příslušnými vodními stavy na limnigrafické stanici KFGG Javoří pila pro Javoří a Tmavý potok v období 2007 až 2015
- srážkové úhrny na stanici KFGG Modrava za hydrologické roky 2015 až 2020
- teplota a výška sněhu v hodinovém kroku na stanici KFGG Javoří pila za hydrologické roky 2016 až 2020
- historická data počasí (denní data dle zákona 123/1998 Sb.) průměrné denní teploty a srážky na stanici ČHMÚ Churáňov v období 1961 až 2020
- historická data hydrologie (denní data dle zákona 123/1998 Sb.) průměrné denní průtoky na hlásném profilu ČHMÚ Modrava (Vydra) v období 1961 až 2020

B. Data z UAV monitoringu

- sada snímků (347 snímků ve formátu JPG) nasnímaná výzkumným týmem prof. Langhammera 4. prosince 2015 dronem DJI Inspire 1 Pro s RGB kamerou Zenmuse X5

- sada snímků (877 snímků ve formátu JPG) nasnímaná výzkumným týmem prof. Langhammera 31. října 2018 dronem DJI M210 RTK s RGB kamerou Zenmuse X4
- sada snímků (429 snímků ve formátu JPG) nasnímaná výzkumným týmem prof. Langhammera 11. září 2020 dronem DJI M210 RTK s RGB kamerou Zenmuse X4

C. Data využitá pro tvorbu mapových podkladů

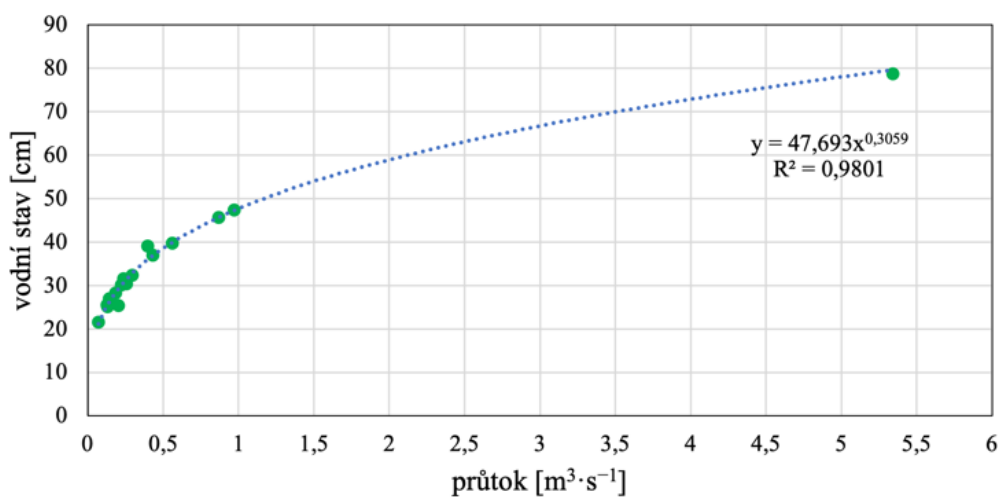
- Digitální geografická databáze ArcČR 500 verze 3.3 vektorová vrstva – kraje Česka, rastrová vrstva – Digitální model reliéfu 5G (ARCDATA PRAHA)
- Digitální model reliéfu povodí Javořího potoka v rozlišení 10 m (DMR 4G, ČÚZK a NP Bayerischer Wald), poskytnutý KFGG
- Digitální báze vodohospodářských dat (DIBAVOD) vektorové vrstvy A03 – vodní tok (jemné úseky), A07 – hydrologické členění (povodí IV. řádu)
- Geologická mapa České republiky 1 : 50 000 (Česká geologická služba)
- Půdní mapa České republiky 1 : 50 000 – starší mapování (Česká geologická služba)
- vektorová vrstva biochor České republiky (digitalizovala AOPK ČR na základě Culek a kol. 2013)
- Digitální geografická databáze CORINE Land Cover – vektorová vrstva z let 1990, 2000, 2012, 2018 (Copernicus)
- podkladová mapa Ortofoto České republiky 1 : 5 000 z roku 2018 (ČÚZK)

4.3 Zpracování hydrologických a meteorologických dat

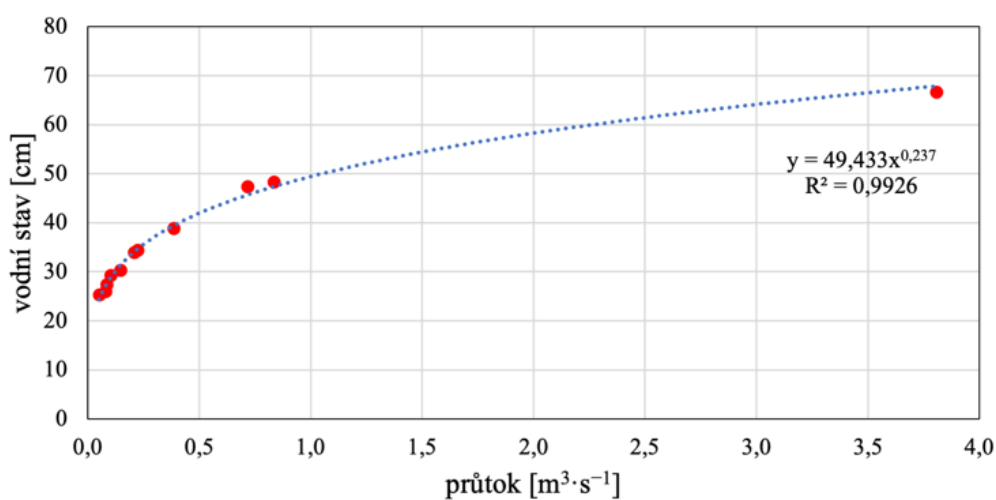
Analýza příčinných odtokových událostí na Javořím potoce byla opřena o zmíněná hydrologická a meteorologická data ze stanice KFGG Javoří pila (Obrázek 20). Všechna výše zmíněná data byla v následujících krocích kompletně zpracována pomocí programu MS Excel (verze 16.54). V prvním kroku práce s daty byla na základě měřených průtoků a příslušných průtoků (Tabulka 8) zkonstruována měrná křivka průtoků pro Javoří potok (Obrázek 22) a pro Tmavý potok (Obrázek 23). Pro oba vodní toky byla využita mocninná funkce, jelikož její průběh vykazoval nejvyšší hodnoty koeficientu determinace.

Tabulka 8: Měřené průtoky a příslušné vodní stavy pro stanice KFGG Javoří a Tmavý potok, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG

číslo měření	Javoří p.		Tmavý p.	
	průtok [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]	vodní stav [cm]	průtok [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]	vodní stav [cm]
1	0,131	25,2	0,079	26,0
2	0,202	25,5	0,384	38,9
3	0,3959	39,2	0,223	34,4
4	0,125	25,6	0,207	34,0
5	0,222	30,2	0,834	48,3
6	0,183	28,4	0,717	47,4
7	0,558	39,8	0,103	29,3
8	0,292	32,4	0,146	30,4
9	0,234	31,6	0,084	27,4
10	0,969	47,5	0,050	25,3
11	0,429	37,0	3,806	66,7
12	0,866	45,8		
13	0,140	27,0		
14	0,256	30,5		
15	0,070	21,6		
16	5,341	78,8		



Obrázek 22: Měrná křivka průtoků Javořího potoka sestavená pomocí mocninné funkce, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG



Obrázek 23: Měrná křivka průtoků Tmavého potoka sestavená pomocí mocninné funkce, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG

Průtoky u Javořího a Tmavého potoka byly následně dopočítány z příslušných rovnic funkcí uvedených v grafech. U datové řady průtoků na Javořím potoce byly opraveny chybějící hodnoty pomocí korelačních vztahů s průtoky na Tmavém potoce. Tmavý potok byl pro tento proces zvolen z toho důvodu, že se jedná o geograficky nejbližší stanici s velmi podobnými srážko-odtokovými podmínkami. Pomocí statistické metody lineární regrese byla odvozena regresní rovnice

$$x = -0,064066 + 0,839538 * y$$

kde x vyjadřuje průtok Javořího potoka a y průtok Tmavého potoka. Síla závislosti vyjádřená pomocí tří hodnot jednotlivých koeficientů je uvedena v Tabulce 9.

Tabulka 9: Hodnoty koeficientů vyjadřující sílu vzájemné závislosti průtoků Javořího a Tmavého potoka, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG

Pearsonův korelační koeficient	0,908
Koeficient determinace	0,825
P-hodnota	0,001

V návaznosti na prokazatelně významnou míru vzájemné závislosti byly s pomocí výše zmíněné rovnice extrapolovány chybějící hodnoty v časové řadě průtoků na Javořím potoce. Datová řada srážek na stanici KFGG Javoří pila byla dostupná pouze od 13. 9. 2016. Chybějící data srážek za celý hydrologický rok 2016 byla doplněna pomocí korelačních vztahů se srážkami na stanici KFGG Modrava, což je nejbližší stanice KFGG, kde se měřily úhrny srážek. Pro doplnění hodnot denních srážkových úhrnů byla využita statistická metoda lineární regrese, u které byla odvozena regresní rovnice

$$y = 0,453153504 + 0,979435206 * x$$

kde y vyjadřuje srážkový úhrn na stanici KFGG Javoří pila a x vyjadřuje srážkový úhrn na stanici KFGG Modrava. Síla závislosti vyjádřená pomocí tří hodnot jednotlivých koeficientů je uvedena v Tabulce 10.

Tabulka 10: Hodnoty koeficientů vyjadřující sílu vzájemné závislosti srážkových úhrnů na stanicích Javoří pila a Modrava, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG

Pearsonův korelační koeficient	0,731
Koeficient determinace	0,534
P-hodnota	0,010

Vzhledem ke skutečnosti, že míra vzájemné závislosti byla dostatečná, byly s pomocí výše uvedené rovnice extrapolovány denní srážkové úhrny na Javoří pile za hydrologický rok 2016.

Za účelem získání informace o průtoku Javořího potoka v zájmovém úseku toku, tedy pod soutokem s Tmavým potokem, byly vypočtené průtoky na Javořím a Tmavém potoce sečteny. Výsledné průtoky byly následně v rámci postupu zpracování dat agregovány na hodnoty v denním a měsíčním kroku. Z hodnot v denním kroku byly zjištěny hodnoty dlouhodobého průměrného průtoku Q_a a průměrných M-denních průtoků. V další části práce byla zkonstruována čára překročení M-denních průtoků pro jednotlivé hydrologické roky.

Hodnoty maximálních denních průtoků v jednotlivých hydrologických letech byly využity pro výpočet N-letých průtoků. Vzhledem k tomu, že statistický soubor obsahoval pouze pět hodnot, byly doplněny ty hodnoty denních průtoků, které přesahovaly nejmenší hodnotu ($Q = 5,072 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) z původních ročních maxim. Statistický soubor pro výpočet N-letých průtoků byl tak doplněn o jednu další hodnotu a celkem obsahoval šest hodnot průtoků. Hodnoty byly seřazeny od největšího k nejmenšímu a následně se vypočítala pravděpodobnost překročení dle vzorce

$$p = \frac{(m - 0,3)}{(n + 0,4)}$$

kde p je pravděpodobnost překročení; m je pořadí průtoku a n je celkový počet prvků souboru. Hodnoty doby opakování Q_N byly vypočteny jako převrácené hodnoty pravděpodobnosti překročení. Tabulka 11 zobrazuje vstupní proměnné statistického souboru pro výpočet N-letých průtoků.

Tabulka 11: Vstupní proměnné statistického souboru pro výpočet N-letých průtoků, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG

hydrologický rok	$Q_{\max} [\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}]$	pořadí	p	hodnota Q_N
2016a	11,90	1	0,11	9,14
2016b	6,90	2	0,27	3,76
2020	6,59	3	0,42	2,37
2019	6,53	4	0,58	1,73
2017	6,07	5	0,73	1,36
2018	5,07	6	0,89	1,12

Z hodnot p a hodnot Q_{\max} , uvedených v Tabulce 11 byl sestrojen graf čáry překročení N-letých průtoků (Obrázek 28), kterým byla proložena křivka mocninné funkce. Ta vykazovala nejvyšší hodnotu koeficientu determinace $R^2 = 0,9151$. Na základě rovnice funkce,

$$y = 5,0409 * x^{-0,352}$$

kde y je hodnota Q_N a x je převrácená hodnota doby opakování, byla vypočtena doba opakování $Q_1 = 5,041 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $Q_2 = 6,434 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $Q_5 = 8,883 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $Q_{10} = 11,337 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$

Vzhledem ke skutečnosti, že vstupní statistický soubor s šesti vstupními hodnotami byl poměrně malý, byla relevantnost vypočtených hodnot podrobena validaci. Hodnoty pro jednotlivé doby opakování byly vypočteny i pro maximální hodnoty kulminačních průtoků v hodinovém kroku v rámci jednotlivých hydrologických let. Výsledné hodnoty Q_N vypočtené pomocí hodinových i denních maxim byly následně porovnávány v rámci konkrétních odtokových událostí (Tabulka 15) s dostupnými daty N -letých průtoků, které publikuje ČHMÚ pro hlásný profil Vydry na Modravě (ČHMÚ 2021b). Tento profil byl zvolen z toho důvodu, že je závěrným profilem povodí, do kterého náleží i povodí Javořího potoka. U většiny identifikovaných událostí se podařilo ověřit, že hodnoty Q_N vypočtené z denních maxim vykazují výraznější shodu s dostupnými daty hlásného profilu Vydry na Modravě.

Analýza příčinných odtokových událostí byla opřena o průtoková data Javořího potoka v hodinovém kroku. Tato data byla zvolena z toho důvodu, že vhodněji poukazují na skutečnou kulminační hodnotu průtoku při dané události. V datech byly identifikovány události, jejichž kulminační průtok v hodinovém kroku přesahuje prahovou hodnotu $Q_1 = 5,041 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Hodnota Q_1 byla do analýzy zakomponována jako nejmenší prahová hodnota extremity průtoků, který má vliv na změny fluvialní dynamiky v korytě Javořího potoka. K rekonstruovaným událostem byly zjišťovány informace o datu a hodině výskytu, o délce trvání (v hodinách), o maximálním kulminačním průtoku Q_{\max} a o příčině vzniku. Ke zjištění doprovodných informací a identifikaci příčin odtokových událostí byla využita data o teplotě, výšce sněhu na stanici KFGG Javoří pila a data o vodním stavu a průtoku Javořího potoka v hodinovém kroku na stanici KFGG Javoří pila.

4.4 Fotogrammetrická rekonstrukce koryta a nivy

Data pořízená pomocí UAV monitoringu sloužila jako podklad pro detekci změn ve zkoumaném úseku Javořího potoka (Obrázek 20). Poskytnutá data pro fotogrammetrickou rekonstrukci, která byla opatřena výzkumným týmem prof. Langhammera, se skládala ze tří sad vysoce kvalitních snímků ze tří různých období:

1. sada snímků (347 snímků ve formátu JPG) nasnímaná 4. prosince 2015 dronem DJI Inspire 1 Pro s RGB kamerou Zenmuse X5
2. sada snímků (877 snímků ve formátu JPG) nasnímaná 31. října 2018 dronem DJI M210 RTK s RGB kamerou Zenmuse X4
3. sada snímků (429 snímků ve formátu JPG) nasnímaná 11. září 2020 dronem DJI M210 RTK s RGB kamerou Zenmuse X4

Poskytnuté sady snímků ze tří etap snímání byly postupně, každá zvlášť, nahrány do programu Agisoft Metashape Profesional (verze 1.7.5) a následně zarovnány pomocí nástroje *Align Photos*. V dalším kroku bylo provedeno polohové zpřesnění všech tří projektů zahrnutím vybraných vlíčovacích bodů z května 2015 a z dubna 2016. Tyto body byly měřeny geodetickou Totální stanicí v souřadnicovém systému S-JTSK (Systém jednotné trigonometrické sítě katastrální). Samotné polohové zpřesňování bylo založeno na vyhledávání vlíčovacích bodů GCP (angl. Ground Control points) označených červenými či žlutými objekty přímo v obraze jednotlivých snímků. Identifikované vlíčovací body byly za účelem odstranění prostorového zkreslení vždy přesunuty na odpovídající místo na snímku. Celkem bylo v různých částech projektu vyhledáno a identifikováno 19 různých vlíčovacích bodů. Do projektu 2015 bylo zahrnuto 15 bodů, do projektu 2018 13 bodů a do projektu 2020 11 bodů.

V další fázi proběhla optimalizace snímků na základě nalezených vlíčovacích bodů pomocí nástroje *Optimize Camera*. Fotogrammetrická rekonstrukce v programu Agisoft Metashape Profesional následovala u každé sady stejně podle následujících kroků: *Build Dense Cloud*, *Build Mesh*, *Build Texture*, *Build Tiled Model*, *Build DEM*, *Build Orthomosaic*. Pro každý projekt (2015, 2018, 2020) byly vytvořeny a vyexportovány tři klíčové produkty – digitální model povrchu, orthomozaika a 3D model povrchu.

4.5 Analýza dat UAV monitoringu

Výsledné produkty (digitální modely povrchu a orthomozaiky) byly za účelem dalšího zpracování nahrány do programu ArcMap (verze 10.6). Změny geometrických charakteristik toku v jednotlivých etapách byly zjišťovány na základě vektorizace linií a polygonů nad podkladovými orthomozaikami. U geometrických vektorových prvků byly zjišťovány jejich délky, plochy a celkové procentuální změny. Jednalo se

o charakteristiky délky toku po střednici, sinuosity, délky pravé a levé břehové linie, celkové délky břehové linie, délky zákrutů po střednici a plochy ostrovů.

Dalším analyzovaným prvkem geometrických změn byly příčné profily, u kterých byly sledovány změny délek a celkové procentuální změny v čase. Analýza profilů byla provedena pomocí interpolovaných příčných linií od jedné hrany koryta k druhé s využitím nástroje *3D Analyst* v programu ArcMap. Vybráno bylo celkem devět profilů v různých částech toku tak, aby byly pokryty úseky jak s přímým průběhem toku, tak i úseky se zákruty a akumulací lavicemi. Profily označené čísly 1, 2, 4 a 9 (Obrázek 37) se nachází v přímých částech koryta. Profily č. 3, 5, 6, 7 a 8 se nachází v zákrutech a na akumulacích lavicích. U tří vybraných profilů (č. 3, 5 a 7), které se nachází v místech s intenzivní fluvialní aktivitou, byly zkoumány i celkové změny struktury profilu (Obrázky 38, 39, 40).

Detekce a mapování vybraných fluvialních tvarů reliéfu byla vyhotovena rovněž v programu ArcMap ve třech časových etapách za účelem identifikace hotspotů fluvialní aktivity a hlavních lokalit fluvialní akumulace a břehové eroze (Obrázek 41). Pomocí vektorizace polygonů nad podkladovými orthomozaikami byla zjišťována plocha čerstvých fluvialních akumulací. Délkový rozsah kompaktních břehových nátrží byl měřen pomocí nástroje *Ruler* z 3D modelů povrchu v programu Agisoft Metashape Professional. Mapování jejich polohy pak proběhlo opět v programu ArcMap. Body aktivní břehové eroze, vytvářené rovněž v programu ArcMap, byly označeny vzhledem ke svému malému plošnému rozsahu pouze pomocí bodové reprezentace. Všechny číselné údaje o zkoumaných parametrech uvedené v předchozích krocích byly početně i graficky zpracovány v programu MS Excel (verze 16.54).

Hotspoty fluvialní aktivity (Hotspot I a Hotspot II) byly stanoveny na základě souběhu vysokých hodnot celkové změny v konkrétních místech koryta, četnosti výskytu čerstvých fluvialních akumulací, četnosti bodů aktivní břehové eroze a výrazné horizontální migrace koryta.

Analýzy objemových změn byly prováděny v programu ArcMap ve stanovených hotspotech fluvialní aktivity nad vrstvami digitálních modelů povrchu. Pro věrohodnější porovnání změn byly v rámci obou hotspotů stanoveny erozní a akumulací segmenty. Ty byly vymezeny na základě odečtení digitálního modelu povrchu z roku 2020 od digitálního modelu povrchu z roku 2015 v obou hotspotech (Obrázky 47 a 48). Místa s největší metrickou odchylkou tak odpovídala místům s významnými morfologickými změnami. Celkem bylo stanoveno pět segmentů, nejprve dva, ve kterých byla

demonstrována zvýšená fluviální akumulace, a následně tři, u nichž byl patrný výrazný úbytek materiálu vlivem fluviální eroze.

Rastery digitálních modelů povrchu byly v dalším kroku oříznuty rastrovou vrstvou vymezených segmentů pomocí nástroje *Extract by Mask*. Pomocí nástroje *Raster calculator* byly od sebe rastery digitálních modelů odečteny. Nástrojem *Zonal statistic as table* se poté získala výsledná hodnota součtu rozdílových pixelů. Tato hodnota součtu rozdílových pixelů byla následně vynásobena hodnotou objemu jednoho pixelu (v m³) podle vzorce:

$$V = 0,05^3 * x$$

kde x představuje součet rozdílových pixelů a hodnota $0,05$ je velikost hrany pixelu v metrech.

Hodnota výchozího objemu na počátku analýzy byla zjištěna jako hodnota objemu nad stanovenou referenční rovinou. Hodnoty nadmořských výšek referenčních rovin u jednotlivých segmentů jsou zobrazeny v Tabulce 12.

Tabulka 12: Nadmořská výška referenčních rovin u jednotlivých akumulačních a erozních segmentů, zdroj: vlastní zpracování

Označení segmentu	Typ segmentu	referenční rovina (m n. m.)
Segment I	akumulační	1018,49
Segment II	erozní	1017,13
Segment III	akumulační	1015,55
Segment IV	erozní	1014,49
Segment V	erozní	1014,95

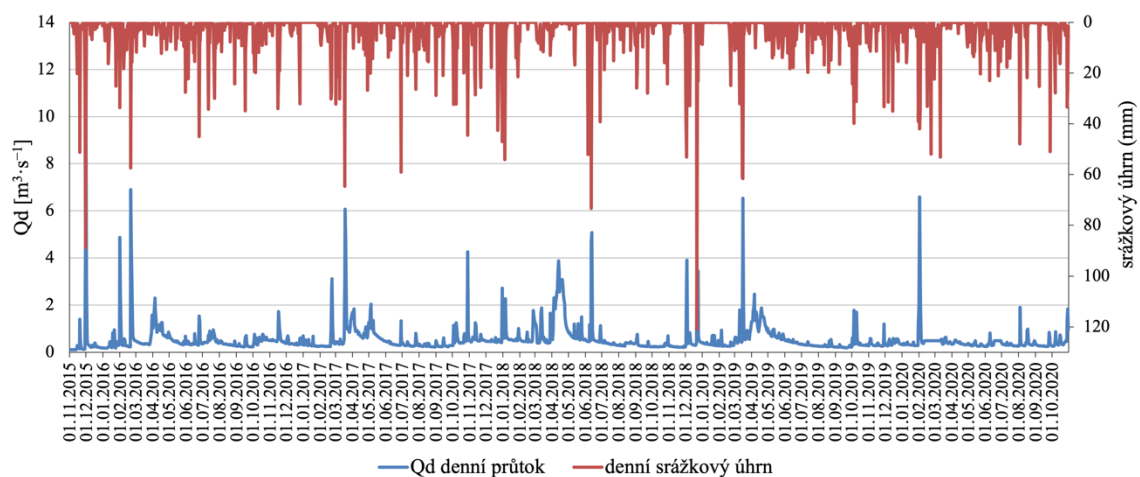
Nadmořská výška referenční roviny u každého segmentu byla stanovena jako nejnižší hodnota pixelu digitálního modelu z roku 2015. Terénní ověření vybraných identifikovaných změn probíhalo pomocí porovnání 3D modelů povrchu z Agisoft Metashape Profesional a vlastních fotografií autora ze zkoumaných míst.

5 Výsledky práce

V této části práce jsou postupně představeny jednotlivé výsledky práce týkající se analýzy recentní fluvialní dynamiky Javořího potoka na Šumavě. Koncept výsledků je rozdělen do pěti dílčích částí: 1. *Identifikace příčinných odtokových událostí s dopadem na fluvialní dynamiku*; 2. *Fotogrammetrická rekonstrukce koryta a nivy*; 3. *Změny geometrických charakteristik toku*; 4. *Identifikace hotspotů fluvialní aktivity a hlavních lokalit fluvialní akumulace a břehové eroze*; 5. *Objemové změny*. Zkoumaným obdobím je pět hydrologických let 2016 až 2020.

5.1 Identifikace příčinných odtokových událostí s dopadem na fluvialní dynamiku

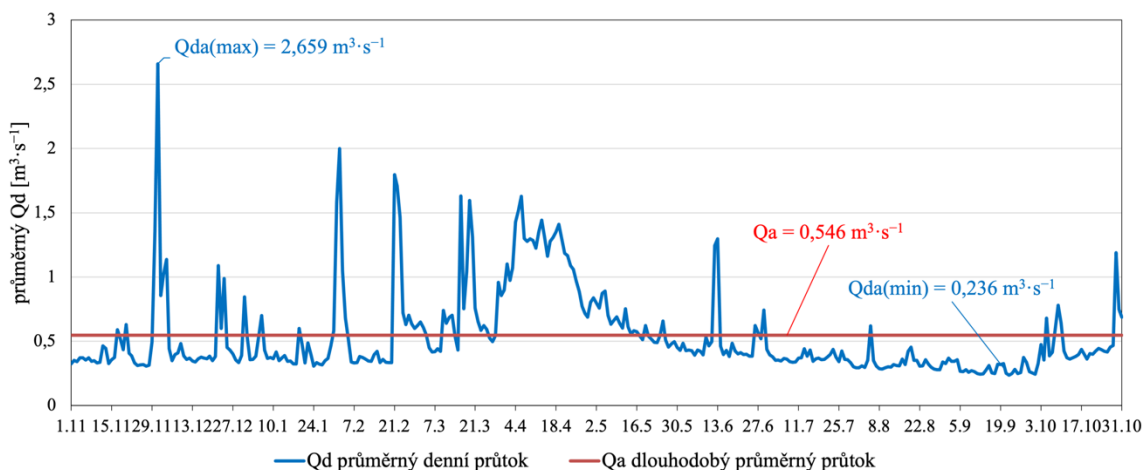
První část výsledků práce je soustředěna na identifikaci příčinných odtokových událostí s dopadem na fluvialní dynamiku Javořího potoka ve sledovaném období ve stanici KFGG Javoří pila. Pro vhodnou orientaci v hydrologických a meteorologických datech byly vypracovány rozličné míry variability týkající se rozložení průtoků a srážkových úhrnů v denním kroku a rovněž v kroku měsíčním. Základní přehled vývoje denních průtoků a srážkových úhrnů ve stanici KFGG Javoří pila je vyobrazen na Obrázku 24.



Obrázek 24: Vývoj denních průtoků a srážkových úhrnů na stanici KFGG Javoří pila v hydrologických letech 2016 až 2020, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG

Hodnoty srážkových úhrnů i hodnoty denních průtoků během zkoumaného období značně kolísají a poukazují na několik významných srážko-odtokových událostí (Obrázek 24). Obrázek 24 rovněž potvrzuje, že vysoké hodnoty průtoků byly dosaženy během událostí výrazných srážkových úhrnů. Maximální denní srážkový úhrn s hodnotou 120,9 mm byl ve stanici naměřen 22. 12. 2018. Maximální hodnota denního průtoku

dosáhla $11,9 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ dne 1. 12. 2015, zato minimální průtok ve sledovaném období činil $0,1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ a vyskytl se dne 12. 11. 2015. Dlouhodobý průměrný průtok Javořího potoka ve sledovaném období byl vypočten na hodnotu $Q_a = 0,546 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Vývoj průměrného denního průtoků zobrazuje Obrázek 25.



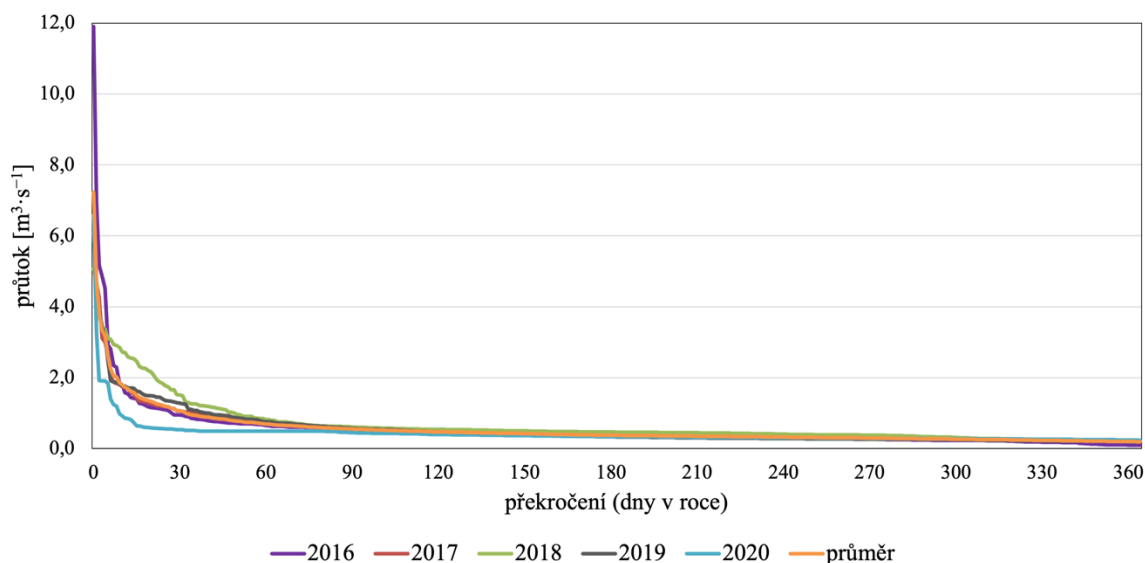
Obrázek 25: Vývoj průměrného denního průtoků Javořího potoka na stanici KFGG Javoří pila v hydrologických letech 2016 až 2020, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG

Z Obrázku 25 lze přehledně identifikovat proměnlivost denních průtoků v porovnání s dlouhodobým průměrným průtokem. Patrné jsou rovněž dílčí období hydrologického roku, ve kterých teklo průměrně nejvíce a nejméně vody. Největší vodnosti dosahoval Javoří potok v průměru od začátku března do začátku května, kdy průtok téměř vždy přesahoval hodnotou $Q_a = 0,546 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Naopak průměrně nejnižší hodnoty průtoků se koncentrují do měsíce září. Na Obrázku 25 je také možno poukázat na výrazná maxima v celkovém rozložení denních průtokových dat. Dílčí izolovaná maxima, jako například hodnota $Q_{da(max)} = 2,659 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ na začátku prosince, jsou způsobena velmi silnými srážko-odtokovými událostmi v konkrétních hydrologických letech. Denní průtoky ve zkoumaném období byly rovněž analyzovány z pohledu dosažení či překročení M-denních průtoků. Hodnoty průměrných M-denních průtoků zobrazuje Tabulka 13, čáry překročení M-denních průtoků v jednotlivých hydrologických letech jsou pak zachyceny v Obrázku 26.

Tabulka 13: Průměrné M-denní průtoky Javořího potoka na stanici KFGG Javoří pila v hydrologických letech 2016 až 2020, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG

hodnota Q_M	průtok $Q_M [\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}]$
Q30	1,076
Q60	0,706
Q90	0,557

Q120	0,475
Q150	0,425
Q180	0,379
Q210	0,352
Q240	0,325
Q270	0,299
Q300	0,268
Q330	0,236
Q360	0,201

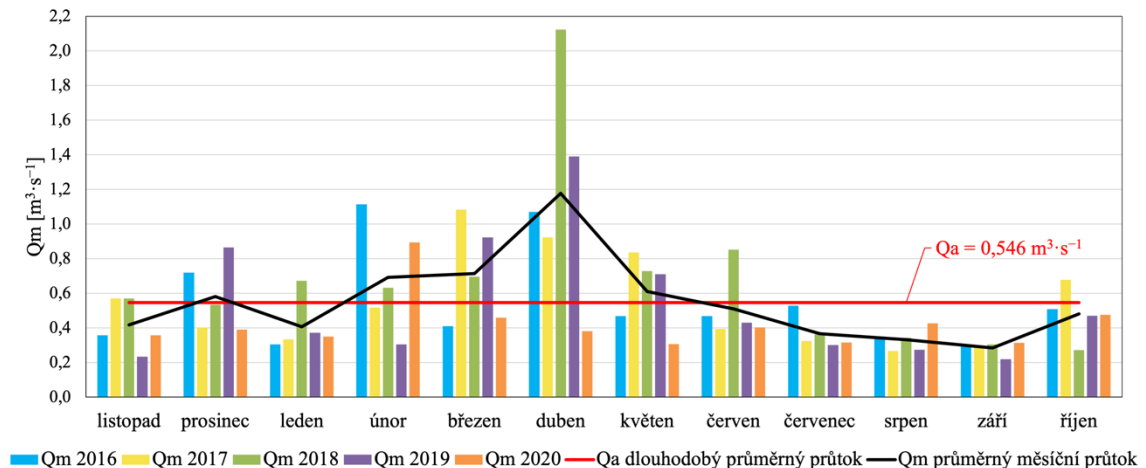


Obrázek 26: Čára překročení denních průtoků Javořího potoka ve stanici KFGG Javoří pila v hydrologických letech 2016 až 2020, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG

Hodnota Q_m zobrazená v Tabulce 13 určuje průtok, který byl na Javořím potoce průměrně dosažený nebo překročený M dní ve zkoumaném období. Hodnota $Q_{30} = 1,076 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ je tedy poměrně vysokou hodnotou průtoků, která byla v průměru dosažena nebo překročena po dobu 30 dní během hydrologického roku. Na druhou stranu hodnota $Q_{330} = 0,236 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ značí nízkou hodnotu, která není v průměru dosažena pouze 35 dní v roce.

Obrázek 26, který znázorňuje závislost mezi hodnotami průtoků a jejich kumulativní četností, slouží k porovnání vodnosti jednotlivých hydrologických let. Zatímco hydrologický rok 2020 měl své nejvíce vodné dny v porovnání s ostatními roky poměrně nízké, rok 2016 společně s rokem 2018 výrazně převyšovaly zbylé ostatní hydrologické roky. Hydrologický rok 2016 byl rokem, kdy bylo sice zaznamenáno pouze 26 dní s průtokem větším než průměrná hodnota Q_{30} , ovšem tyto dny byly charakteristické významně větším průtokem v porovnání s ostatními dny. Během tohoto hydrologického roku se vyskytla i již zmíněná nejvyšší hodnota denního průtoků ve sledovaném období $Q = 11,9 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Hydrologický rok 2018 měl naopak nejnižší

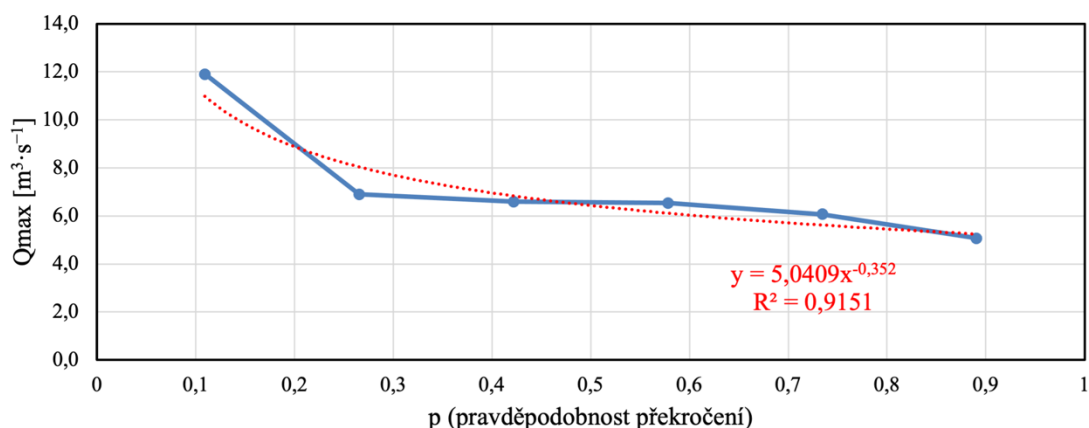
hodnotu maximálního denního průtoku $Q = 5,1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, zato měl největší počet dní překročení hodnoty Q_{30} . Těchto dní bylo během tohoto roku celkem 47. Rozdílná vodnost jednotlivých hydrologických roků je k porovnání i v rámci průměrných měsíčních průtoků (Obrázek 27), jejichž vývoj v rámci zkoumaného období vykazuje rovněž výraznou variabilitu.



Obrázek 27: Vývoj průměrných měsíčních průtoků Javořího potoka na stanici KFGG Javoří pila v hydrologických letech 2016 až 2020, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG

Obrázek 27, vyjadřující chod průměrných měsíčních průtoků ve zkoumaných hydrologických letech, zobrazuje celkový odtokový režim Javořího potoka. Na základě průtokových dat je zřejmé, že největších průtoků dosahuje Javoří potok průměrně v měsíci dubnu, tedy v období, kdy dochází k nejintenzivnějšímu tání sněhové pokrývky v povodí tohoto vodního toku. I v rámci jednotlivých let si lze povšimnout dílčích nerovnoměrností v rozložení odtoku. Například již zmíněný hydrologický rok 2016 měl nadprůměrně vodné převážně zimní měsíce. Rok 2018 měl výrazné maximum v dubnu, v době, kdy dochází k největšímu tání, a poté v červnu, kdy přicházejí intenzivní konvektivní bouře. Dlouhodobě nejméně vodným měsícem je září, během kterého byl průtok v rámci zkoumaných let poměrně vyrovnaný. Odtokový režim Javořího potoka lze celkově charakterizovat jako niválně-pluviální, kdy hlavním zdrojem vodnosti je tající snůh v jarních měsících.

Důležitou charakteristikou variability odtoku, využitou pro identifikaci příčinných odtokových událostí, je čára překročení N-letých průtoků (Obrázek 28), pomocí které byly následně vypočteny příslušné hodnoty Q_N , jež jsou zaneseny v Tabulce 14.



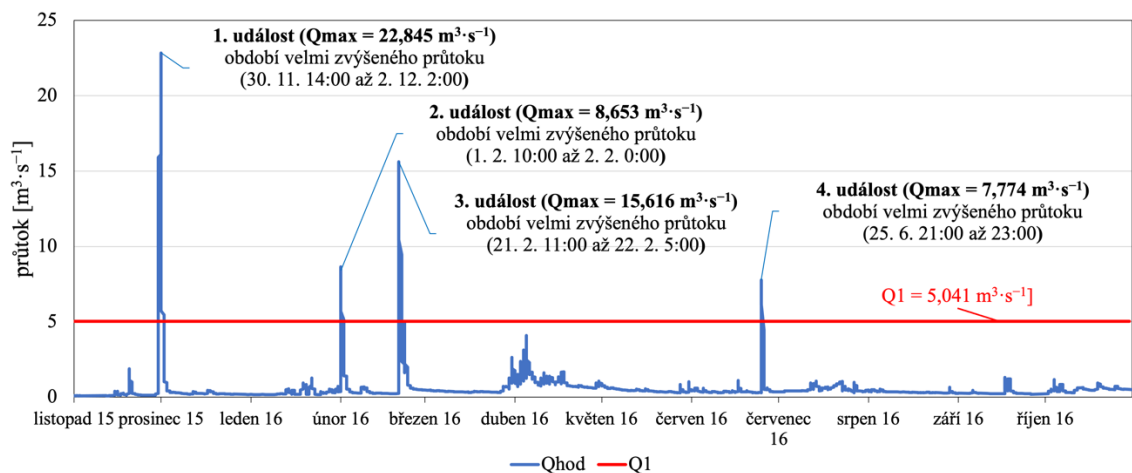
Obrázek 28: Čára překročení N-letých průtoků Javořího potoka ve stanici KFGG Javoří pila v hydrologických letech 2016 až 2020 zkonstruovaná pomocí mocninné funkce, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG

Tabulka 14: Hodnoty vybraných N-letých průtoků Javořího potoka ve stanici KFGG Javoří Pila, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG

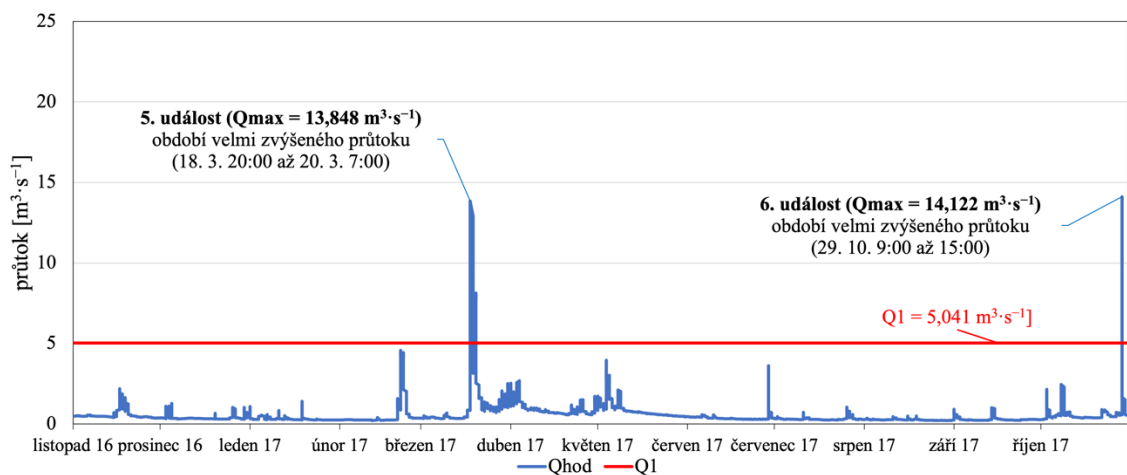
Hodnota Q _N	Q [m³·s ⁻¹]
Q1	5,041
Q2	6,434
Q5	8,883
Q10	11,338

V grafu čáry překročení N-letých průtoků (Obrázek 28) jsou seřazeny podle velikosti vybrané maximální hodnoty denního průtoku, které byly ve zkoumaných hydrologických letech zaznamenány. Na základě rovnice funkce, která byla sestrojena jako spojnice trendu, byly vypočteny vybrané hodnoty Q_N. Nejvýznamnější hodnotou výpočtu hodnot Q_N byla hodnota Q₁ = 5,041 m³·s⁻¹, což je hodnota průtoku, který se v rámci zkoumaného období vyskytl v průměru jednou za hydrologický rok. Hodnota Q₁ byla do analýzy zakomponována jako nejmenší prahová hodnota extremity průtoku, který má vliv na změny fluviální dynamiky v korytě Javořího potoka.

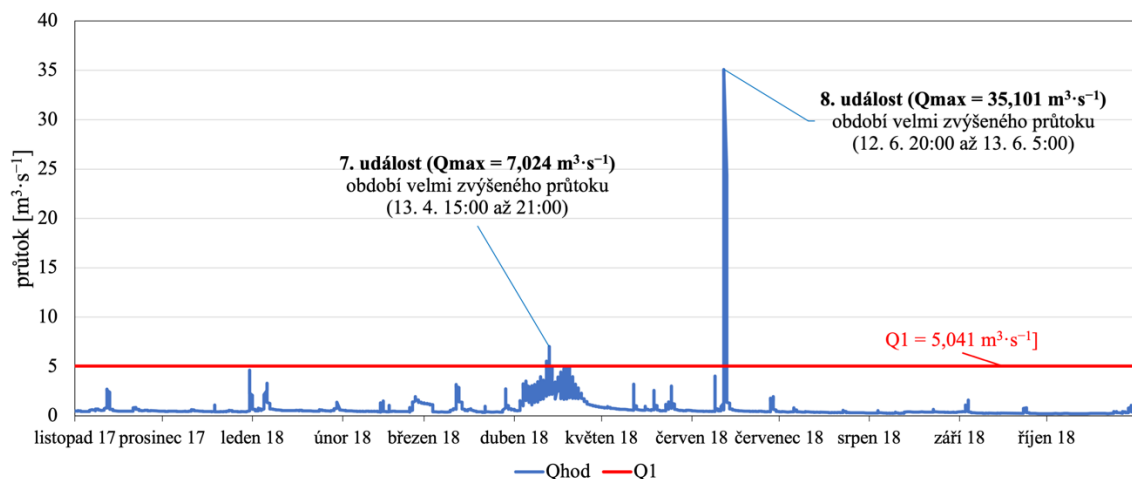
Analýza příčinných událostí, které měly výrazný dopad na fluviální dynamiku Javořího potoka, vychází z průtokových dat v hodinovém kroku. Na Obrázcích 29 až 33 jsou zaneseny vybrané události, u kterých hodnota kulminačního průtoku přesahuje hodnotu Q₁ = 5,041 m³·s⁻¹.



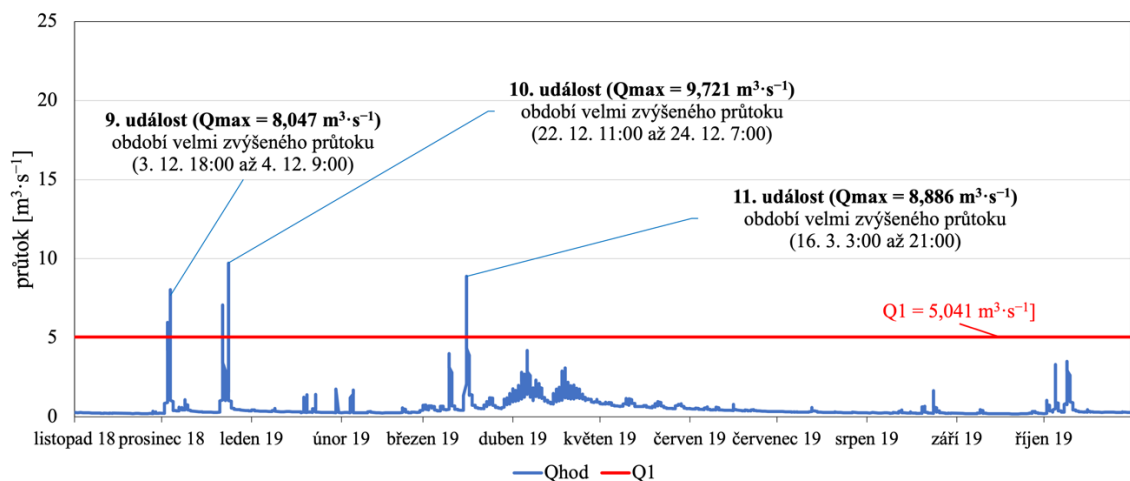
Obrázek 29: Vybrané události na stanici KFGG Javoří pila v hydrologickém roce 2016, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG



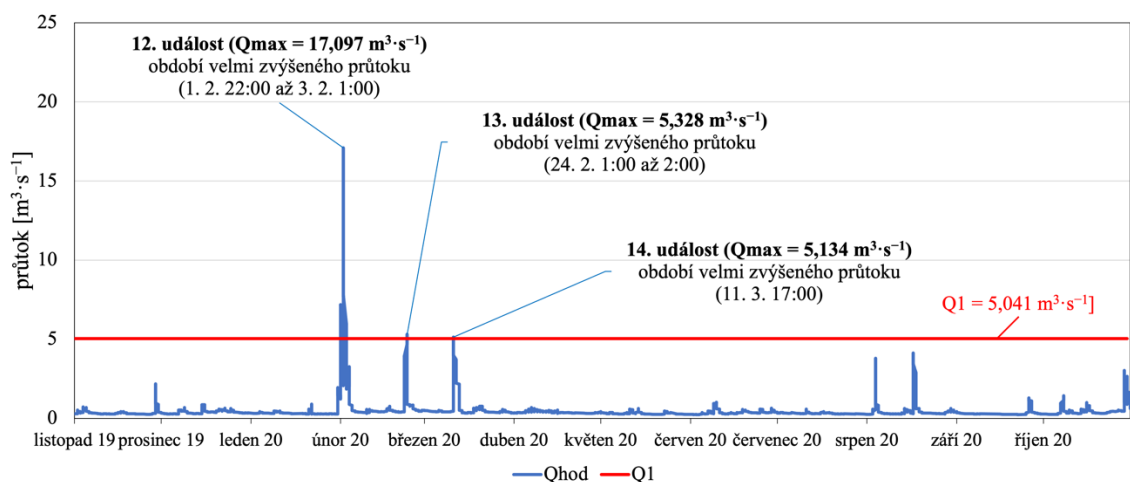
Obrázek 30: Vybrané události na stanici KFGG Javoří pila v hydrologickém roce 2017, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG



Obrázek 31: Vybrané události na stanici KFGG Javoří pila v hydrologickém roce 2018, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG



Obrázek 32: Vybrané události na stanici KFGG Javoří pila v hydrologickém roce 2019, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG



Obrázek 33: Vybrané události na stanici KFGG Javoří pila v hydrologickém roce 2020, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG

Během hydrologických let 2016 až 2020 se vyskytlo celkem 14 událostí, jejichž kulminační průtok Q_{\max} přesahoval hodnotu $Q_1 = 5,041 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Nejvíce událostí připadlo na rok 2016, ve kterém byly zaznamenány celkem čtyři události, v roce 2019 a 2020 to byly tři události a po dvou událostech mají hydrologické roky 2017 a 2018. Nejčastěji se události koncentrovaly do prosince (tři události) a února (čtyři události). Nejvyšší hodnota kulminačního průtoku byla identifikována v rámci události č. 8 z 12. na 13. června 2018, kdy průtok Q_{\max} dosáhl hodnoty $35,101 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Nejdéle trávající událostí byla událost č. 1, která započala 30. listopadu a trvala až do 2. prosince roku 2015. Tehdy byla hodnota Q_1 překročena po dobu 37 hodin. U této události byla zaznamenána i druhá nejvyšší hodnota kulminačního průtoku $Q_{\max} = 22,845 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Přehledný soupis všech událostí je spolu s konkrétními informacemi zanesen v Tabulce 15.

Tabulka 15: Souhrn vybraných odtokových událostí na stanici KFGG Javoří potok v hydrologických letech 2016 až 2020, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG

číslo události	hydrologický rok	datum a hodina	doba překročení Q1 (h)	Q_{\max} ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	příčina události
1	2016	30. 11. 14:00 až 2. 12. 2:00	37	22,845	tání sněhu + zimní dešťové srážky
2	2016	1. 2. 10:00 až 2. 2. 0:00	15	8,653	tání sněhu + zimní dešťové srážky
3	2016	21. 2. 11:00 až 22. 2. 5:00	19	15,616	tání sněhu + zimní dešťové srážky
4	2016	25. 6. 21:00 až 23:00	3	7,774	letní přívalové srážky
5	2017	18. 3. 20:00 až 20. 3. 7:00	26	13,848	tání sněhu + jarní dešťové srážky
6	2017	29. 10. 9:00 až 15:00	7	14,122	podzimní dešťové srážky
7	2018	13. 4. 15:00 až 21:00	7	7,024	tání sněhu
8	2018	12. 6. 20:00 až 13. 6. 5:00	10	35,101	letní přívalové srážky
9	2019	3. 12. 18:00 až 4. 12. 9:00	13	8,047	tání sněhu + zimní dešťové srážky
10	2019	22. 12. 11:00 až 24. 12. 7:00	15	9,721	tání sněhu + zimní dešťové srážky
11	2019	16. 3. 3:00 až 21:00	19	8,886	tání sněhu + jarní dešťové srážky
12	2020	1. 2. 22:00 až 3. 2. 1:00	17	17,097	tání sněhu + zimní dešťové srážky
13	2020	24. 2. 1:00 až 2:00	2	5,328	tání sněhu + zimní dešťové srážky
14	2020	11. 3. 17:00	1	5,134	tání sněhu + jarní dešťové srážky

Tabulka 15 zobrazuje kromě přehledného shrnutí informací k odtokovým událostem, které byly ve zkoumaném období identifikovány, také příčiny vzniku zmíněných událostí. Nejčastější spouštěcí mechanismus odtokových událostí na Javořím potoce je vzájemné působení tání sněhu a déle trvajících dešťových srážek v zimním období. Tato příčina vyvolala celkem 7 ze 14 zkoumaných událostí, včetně té nejvýznamnější zaznamenané události č. 1. Druhou nejvýznamnější příčinou odtokových

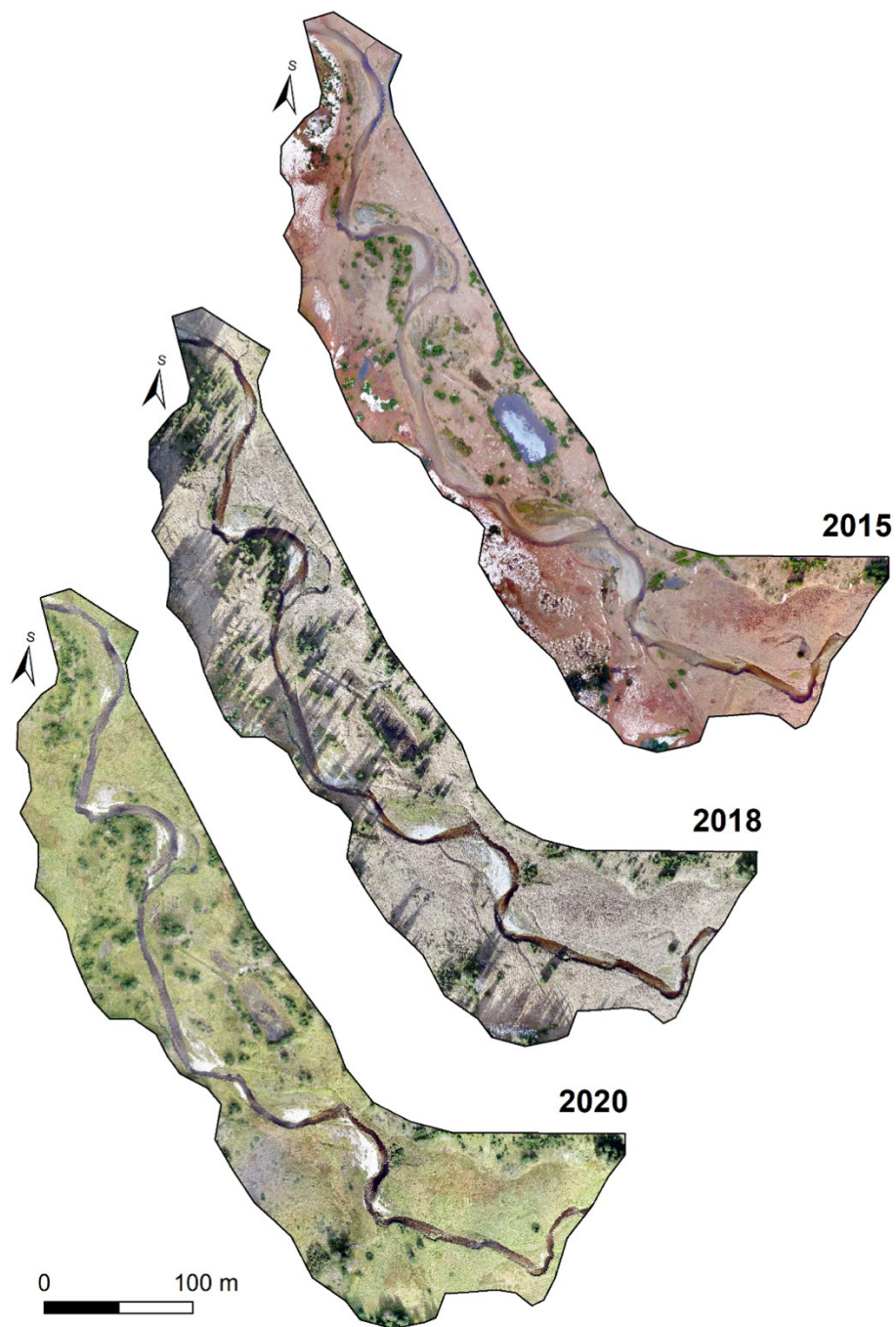
událostí jsou letní přívalové srážky, které podnítily dvě události, včetně události č. 8, kdy byl dosažen nejvyšší kulminační průtok ve sledovaném období.

Týden před událostí č. 1 byla teplota vzduchu ve stanici KFGG Javoří pila pod nulou a začaly padat srážky, které se na povrchu ukládaly ve formě sněhové pokrývky. Sněhová pokrývka měla na stanici před začátkem události mocnost až 23 cm. Poté došlo k výraznému oteplení a ke značnému vzestupu teploty vzduchu nad 0 °C. Sníh v povodí tak začal odtávat. Po dobu tří dnů padaly dešťové srážky, které kromě příspěvku nové vody do povodí způsobily i rychlejší tání sněhové pokrývky. Na nejbližším srážkoměru KFGG na Modravě (na Javoří pile tehdy srážkoměr nebyl v provozu) napadlo během této události 158,4 mm srážek. Na Javoří pile odtála celá původní sněhová pokrývka s mocností 23 cm. 1. prosince 2015 v 4:00 byl na Javořím potoce na stanici zaznamenán vodní stav 103,5 cm, který dle vypočtené měrné křivky odpovídá průtoku $11,754 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Ve stejnou dobu na stanici na Tmavém potoce byl zaznamenán vodní stav 80,4 cm odpovídající dle měrné křivky $11,091 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Kulminační průtok v zájmovém úseku toku pod soutokem dosáhl hodnoty $22,845 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Druhé nejvýznamnější události ve zkoumaném období, události č. 8. z 12. na 13. června 2018, předcházela krátká intenzivní srážka den před událostí, kdy během dvou hodin napadlo na stanici KFGG Javoří pila 20 mm srážek. Půda v povodí tak byla před příchodem popisované události výrazně nasycena. V den události přišla konvektivní bouře o ještě větší intenzitě, kdy během 14 hodin napadlo na Javoří pile 90 mm srážek. 12. června 2018 ve 23:00 byl na Javořím potoce na stanici KFGG Javoří pila zaznamenán vodní stav 108,9 cm, který dle vypočtené měrné křivky odpovídá průtoku $14,844 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Ve stejnou dobu na stanici na Tmavém potoce byl zaznamenán vodní stav 100,9 cm odpovídající dle měrné křivky $20,257 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Kulminační průtok v zájmové úseku toku pod soutokem dosáhl hodnoty $35,101 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

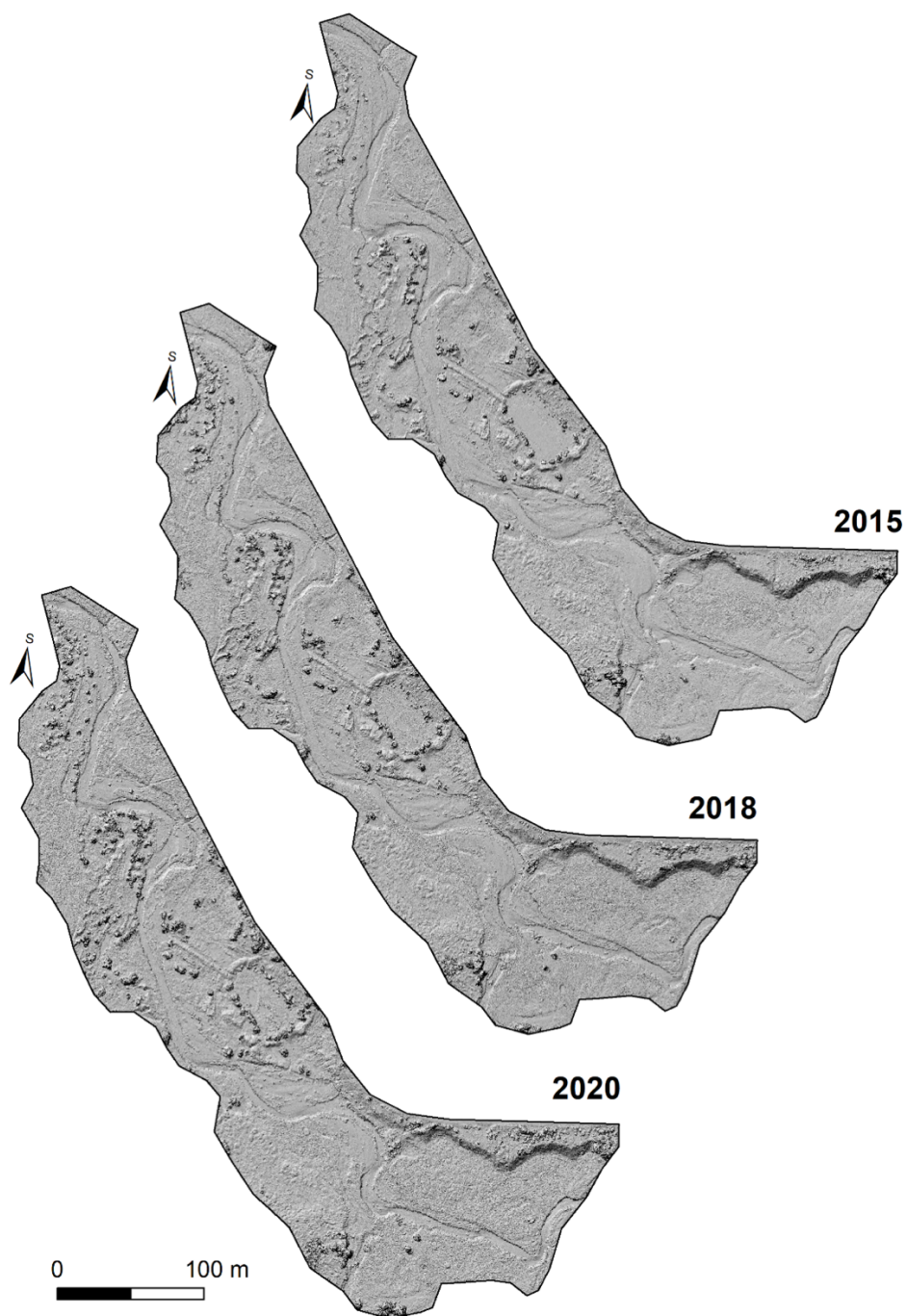
5.2 Fotogrammetrická rekonstrukce koryta a nivy

Druhá část výsledků práce představuje vytvořené produkty fotogrammetrické rekonstrukce koryta a nivy zkoumaného úseku Javořího potoka (Obrázek 20). Vytvořené produkty, které následně sloužily pro hodnocení změn v analyzovaném úseku, byly vytvořeny pro tři zkoumané časové úseky (prosinec 2015, říjen 2018 a září 2020). Mezi produkty odvozené z fotogrammetrické rekonstrukce patří orthomozaika (Obrázek 34), digitální model povrchu (Obrázek 35) a 3D model povrchu (Obrázek 36).



Obrázek 34: Orthomozaiky pokrývající zkoumaný úsek toku Javořího potoka v letech 2015, 2018 a 2020, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG

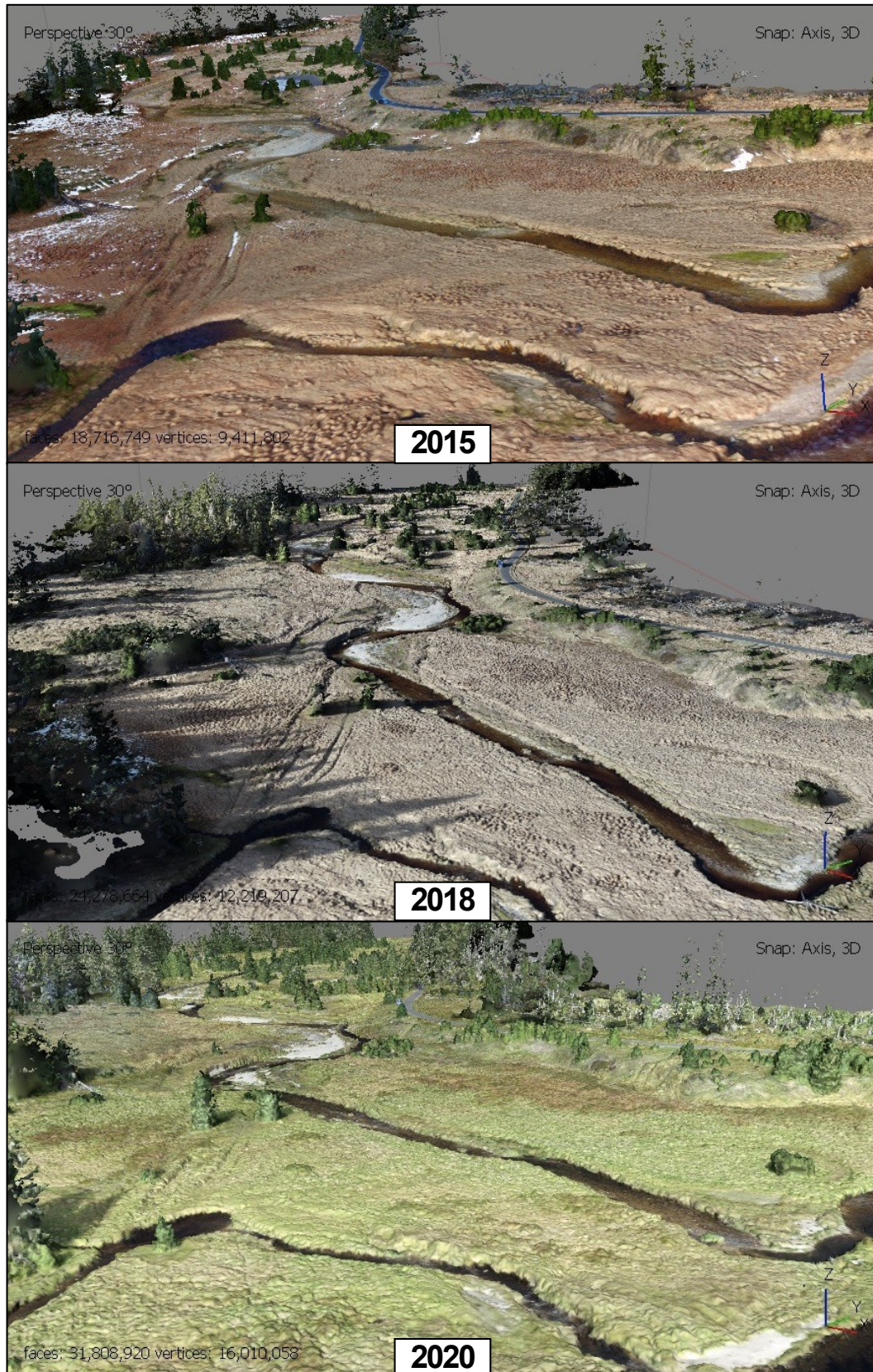
Orthomozaiky vyobrazené na Obrázku 34 byly vytvořeny ortorektifikací snímků a slouží k přehledné dvourozměrné reprezentaci reálné podoby povrchu zkoumaného úseku Javořího potoka a k hodnocení změn založených na analýze obrazu.



Obrázek 35: Digitální modely povrchu pokrývající zkoumaný úsek toku Javořího potoka v letech 2015, 2018 a 2020, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG

Digitální modely povrchu zobrazují fyzický povrch, včetně umělých a přírodních objektů v území, a nesou informaci o nadmořské výšce. Jejich podoba ve formě stínovaného reliéfu (angl. hillshade) je patrná na Obrázku 35. Orthomozaiky i digitální modely terénu byly vyexportovány v souřadnicovém systému S-JTSK v rozlišení 5 cm/pixel. Třírozměrná rekonstrukce zkoumaného území (Obrázek 36) slouží k detailní

orientaci v území. V této práci byla využita například k identifikaci kompaktních břehových nátrží.



Obrázek 36: 3D modely povrchu pokrývající zkoumaný úsek toku Javořího potoka v letech 2015, 2018 a 2020, zdroj: vlastní zpracování na základě dat KFGG

5.3 Změny geometrických charakteristik toku

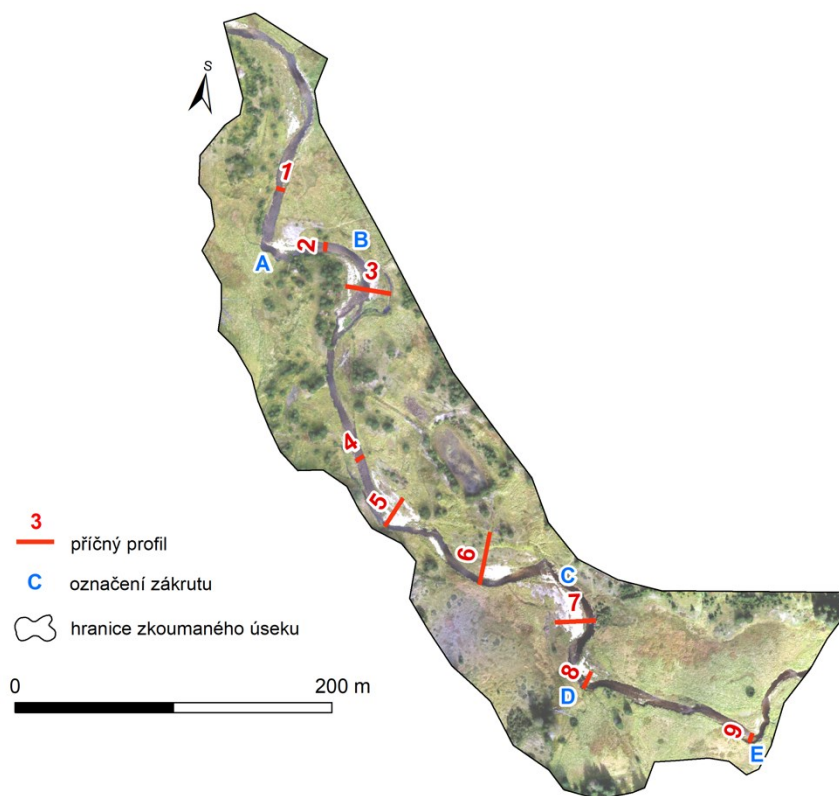
V rámci analyzovaného úseku Javořího potoka byly zkoumány vybrané geometrické charakteristiky. V první řadě byly začleněny parametry týkající se délky toku po střednici, sinuosity (poměr délky úseku toku k délce údolnice), délek pravé a levé břehové linie, celkové délky břehové linie a plochy ostrovů (Tabulka 16).

Tabulka 16: Změny základních geometrických parametrů na Javořím potoce v letech 2015, 2018 a 2020, zdroj: vlastní zpracování

sledovaný parametr	2015	2018	2020	celková změna [%]
délka toku po střednici [m]	894,3	922,6	935,6	+4,6
sinuosita	1,26	1,30	1,32	+4,6
délka levé břehové linie [m]	1001,3	1030,1	1035,5	+3,4
délka pravé břehové linie [m]	946,0	942,5	979,8	+3,6
celková délka břehové linie [m]	1947,3	1972,6	2015,3	+3,5
plocha ostrovů [m ²]	416,4	459,6	452,7	+8,7

U všech parametrů zobrazených v Tabulce 16 došlo během zkoumaného období k nárůstu hodnot. U parametrů týkajících se délky toku po střednici, sinuosity a délek břehových linií je patrné, že se koryto v čase výrazně prodlužuje a zvětšuje svou křivolakost. Prodloužení toku po střednici i délky břehů ve zkoumaném období činí i několik desítek metrů, což v porovnání s výchozím stavem v roce 2015 představuje 3,5% až 4,6% nárůst (Tabulka 16). Největší procentuální nárůst (+8,7 %) byl zaznamenán u parametru Plocha ostrovů. V zájmovém úseku toku se nachází pouze jeden ostrov, který je situován v zákrutu B (Obrázek 37). Tento ostrov je faktickým ostrovem odděleným od břehu pouze při vyšších vodních stavech, v průběhu zkoumaného období zvětšoval svou plochu a posouval se směrem po proudu toku.

Mezi analyzované geometrické charakteristiky byla zahrnuta i délka zákrutů. Polohy zkoumaných zákrutů, kterých bylo v zájmovém úseku Javořího potoka vybráno celkem pět, jsou označeny písmeny A až E na Obrázku 37. U všech zákrutů byl v rámci zkoumaného období zjištěn nárůst délky (Tabulka 17). Nejvýraznější nárůst byl identifikován u zákrutů A (+15,7 %) a E (+10,5 %). Nejméně se prodloužily zákruty B a D, u kterých byl změřen nárůst pouze 3,1 %, respektive 3,8 %. V celkovém součtu byla v roce 2020 délka zákrutů 376,6 m, což je o 27,9 m více než v roce 2015 (Tabulka 17).



Obrázek 37: Poloha a označení vybraných zákrutů a příčných profilů ve zkoumaném úseku Javořího potoka na podkladu orthomozaiky z roku 2020, zdroj: vlastní zpracování

Tabulka 17: Změny délek vybraných zákrutů Javořího potoka v letech 2015, 2018 a 2020, zdroj: vlastní zpracování

sledovaný parametr	2015	2018	2020	celková změna [%]
délka zákrutu A [m]	76	76,6	87,9	+15,7
délka zákrutu B [m]	94,2	95,8	97,1	+3,1
délka zákrutu C [m]	98,5	102,5	106,4	+8,0
délka zákrutu D [m]	47,7	52,9	49,5	+3,8
délka zákrutu E [m]	32,3	37	35,7	+10,5
celková délka zákrutů [m]	348,7	364,8	376,6	+8,0

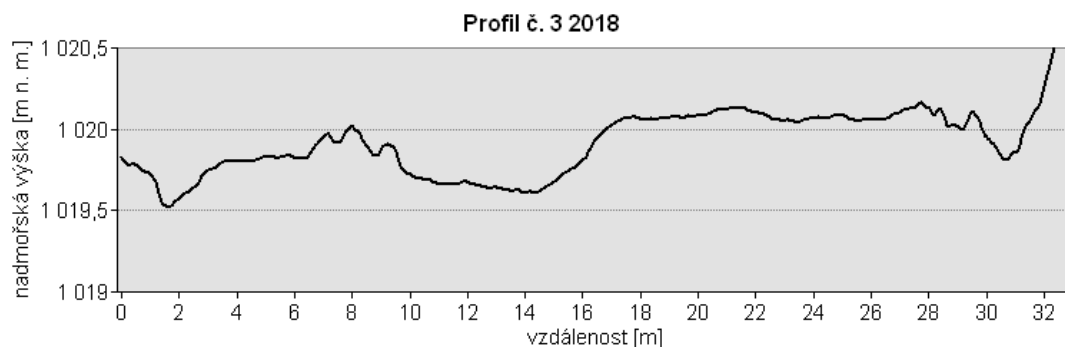
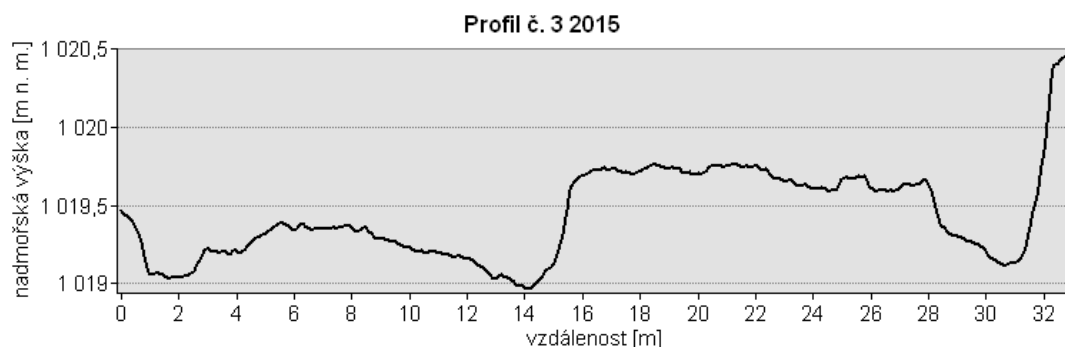
Významnou geometrickou charakteristiku představuje délka příčných profilů, kterých bylo ve zkoumaném území vytvořeno celkem devět (Obrázek 37). Během zkoumaného období se měnil délkový rozsah profilů měřených od hrany jednoho břehu k druhé hraně břehu (Tabulka 18). U pěti profilů (profily č. 1, 5, 6, 7, 8) došlo k prodloužení délky, naopak u čtyř profilů (profily č. 2, 3, 4, 9) bylo zaznamenáno jejich zkrácení. Profil s největším procentuálním nárůstem délky (+50,6 %) je profil č. 8 nacházející se v zákrutu D, kde dochází k intenzivní boční erozi břehů. Profilem, jehož délka se ve sledovaném období nejvíce zkrátila, je profil č. 4 v přímém úseku toku. V těchto místech působí boční eroze, která by měla vliv na rozšiřování koryta, jen minimální intenzitou.

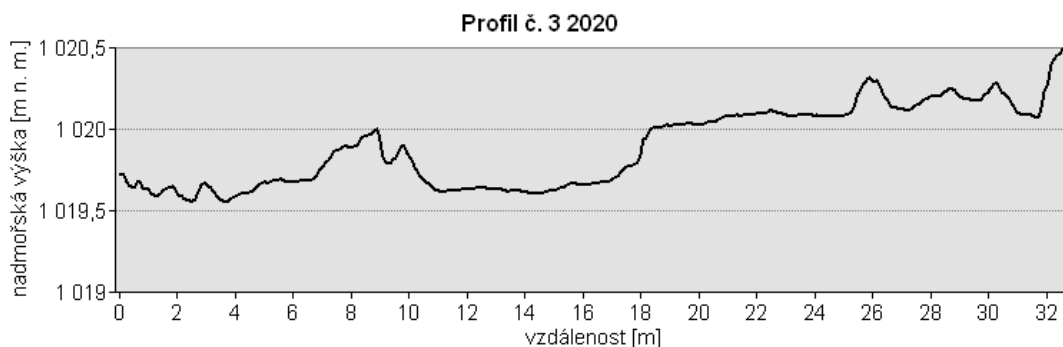
Tabulka 18: Změny délek zvolených příčných profilů na Javořím potoce v letech 2015, 2018 a 2020, zdroj: vlastní zpracování

sledovaný parametr	2015	2018	2020	celková změna [%]
délka profilu č. 1 [m]	4,9	4,8	5,3	+8,2
délka profilu č. 2 [m]	7,3	6,8	6,2	-15,1
délka profilu č. 3 [m]	33,0	32,9	32,8	-0,6
délka profilu č. 4 [m]	7,7	7,2	6,3	-18,2
délka profilu č. 5 [m]	19,4	20,9	22,1	+13,9
délka profilu č. 6 [m]	32,8	33,3	33,7	+2,7
délka profilu č. 7 [m]	26,8	27,5	28,5	+6,3
délka profilu č. 8 [m]	8,1	10,3	12,2	+50,6
délka profilu č. 9 [m]	8,1	7,5	6,8	-16,0

Tři vybrané profily (č. 3, 5 a 7) s nejvýraznější fluvialní aktivitou byly zkoumány podrobněji. U těchto profilů byla na základě digitálních modelů povrchu interpolována linie jejich struktury (Obrázek 38 až 40).

Profil č. 3 (Obrázek 38) charakterizuje lokalitu uvnitř zákrutu B (Obrázek 37), kde byl zaznamenán časoprostorový vývoj. Zatímco v roce 2015 byl profil bezprostředně po největší zaznamenané povodni zkoumaného období (1. až 2. prosinec 2015) více členitý, v letech 2018 a 2020 docházelo ke snížení členitosti celého profilu a zvýšené celkové akumulaci materiálu. Levá část tohoto profilu (1. až 10. metr délky) představuje šterkovou akumulaci lavici, která byla v průběhu zkoumaných let rozčleněna, zpevněna nově naneseným materiálem a zarůstala vegetací.





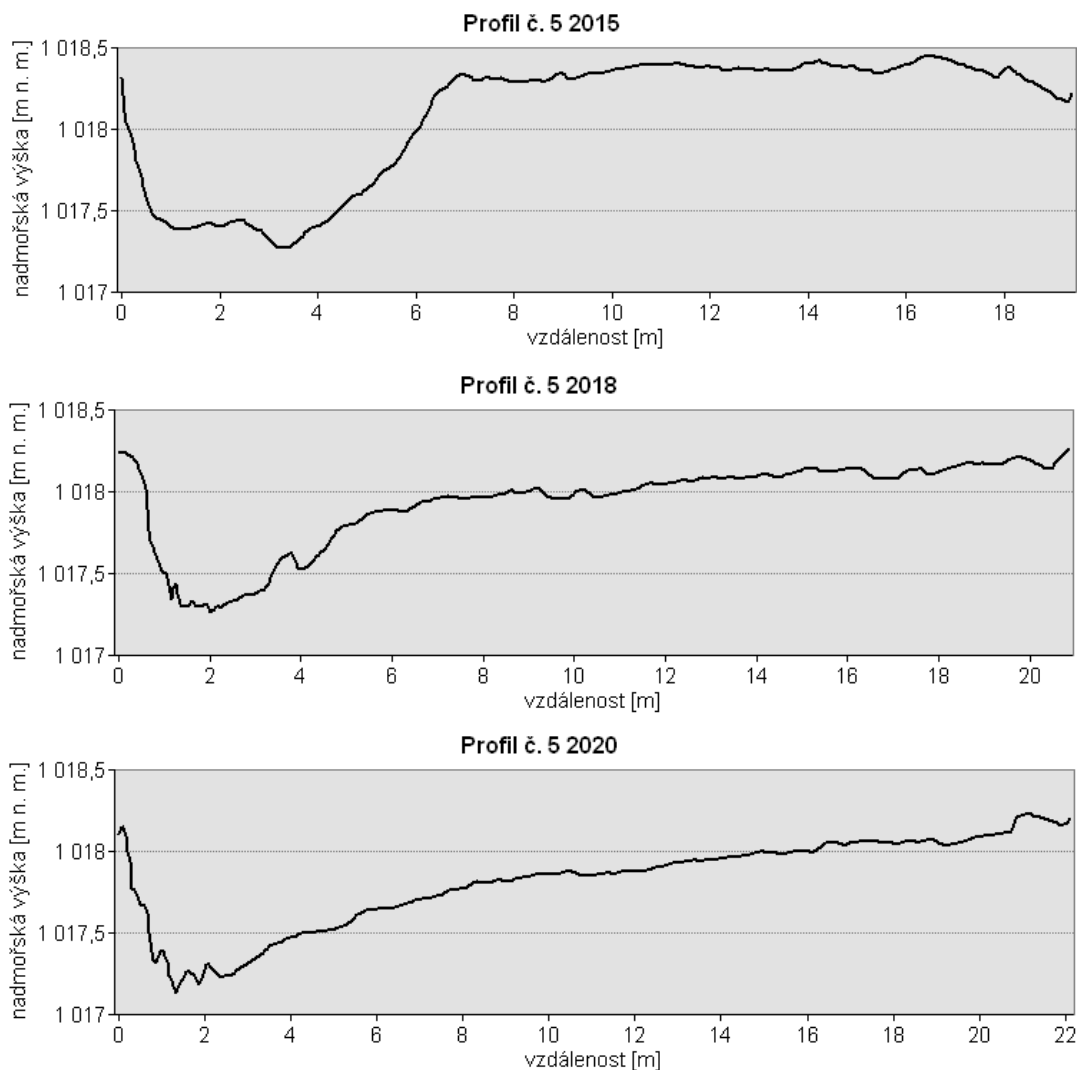
Obrázek 38: Změny příčného profilu č. 3 v letech 2015, 2018 a 2020, zdroj: vlastní zpracování

Mezi 8. a 16. metrem délky profilu se nachází protékaná část koryta, která se v průběhu času rozšiřuje boční erozí a prohlubuje hloubkovou erozí. Lokalita mezi 16. a 28. metrem délky byla v roce 2015 plnohodnotným ostrovem, který se v průběhu času stal poloostrovem. Tento jev dokumentuje i postupné zanášení fluviálním materiálem na 28. až 32. metru délky.

Důležitým faktorem, jenž měl vliv na změnu struktury profilu č. 3 (Obrázek 38), je postupné opuštění protékaného koryta východně od původního ostrova (28. až 32. metr délky profilu). Javoří potok je v současné době soustředěn pouze do jednoho protékaného koryta, což vyústilo ve zvýšenou erozi levé části původního ostrova mezi 14. až 18. metrem délky profilu. Délka profilu č. 3 se v rámci zkoumaného období zkrátila o 0,2 m (-0,6 %) v porovnání s výchozím stavem v roce 2015.

Profil č. 5 (Obrázek 39) se nachází ve střední části zkoumaného úseku Javořího potoka (Obrázek 37) na konci delšího přímého úseku toku v místě, kde dochází k extenzi koryta. Lokalita tohoto profilu je charakteristická rozsáhlou štěrkovou akumulací lavic, která se výrazně rozšiřuje. V roce 2015 byl hrana této lavice na 6. metru, v roce 2018 už na 5. metru a v roce 2020 se blížila k 4. metru délky profilu. V porovnání profilů na Obrázku 39 je rovněž zřejmé, že nadmořská výška se společně s členitostí akumulací lavice snižuje.

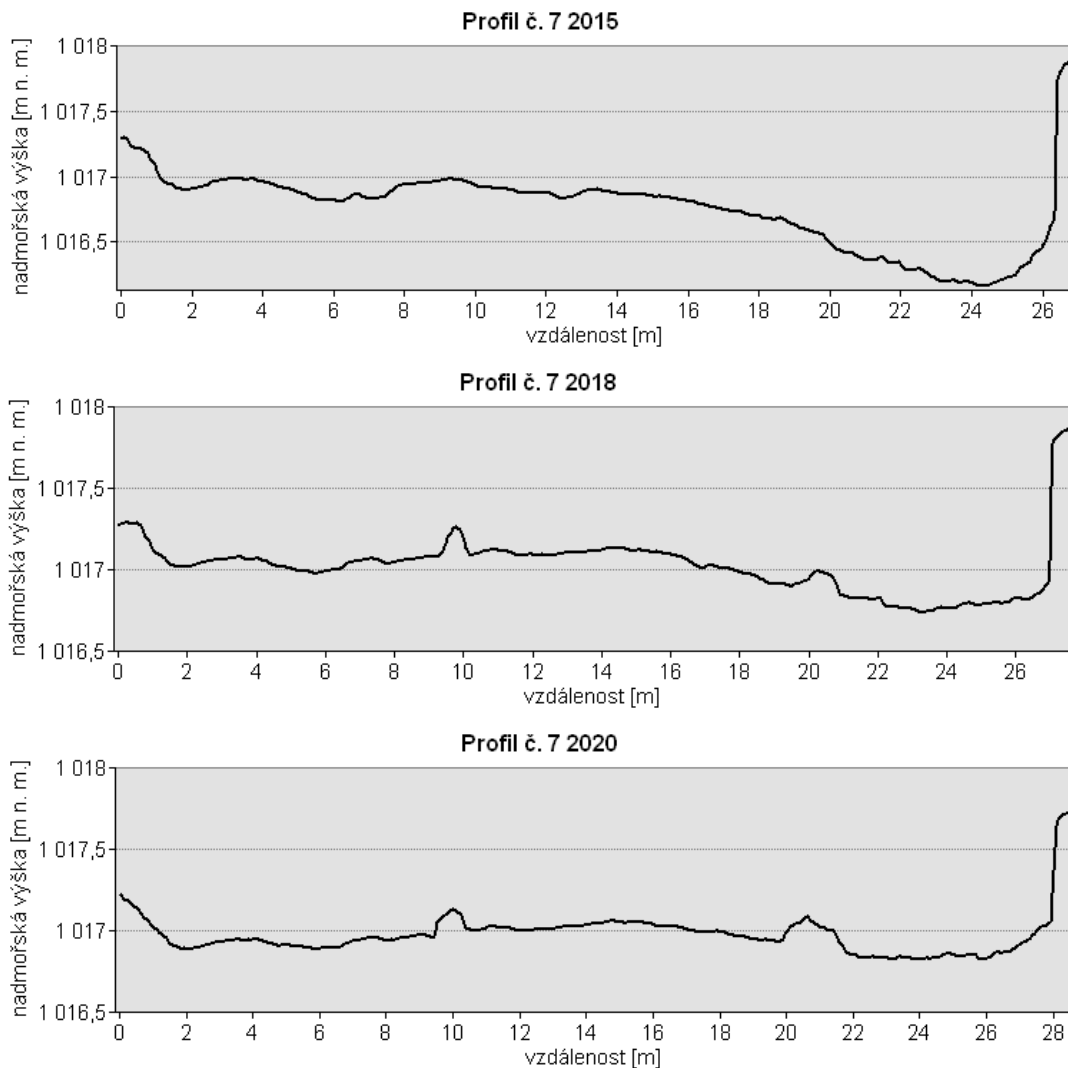
Výrazným prvkem profilu č. 5 je také zužující se protékaná část koryta, která se nachází v levé části profilu (1. až 6. metr délky v roce 2015). V této části koryta dochází k intenzivní boční erozi břehů a následnému sesouvání materiálu břehu směrem do koryta. Tento posun je patrný na profilech z let 2018 a 2020 na 0. až 2. metru profilu a projevil se i snížením nadmořské výšky hrany břehu (Obrázek 39). Na protékané části koryta je evidentní i projev hloubkové eroze. Celkově se tento profil od roku 2015 do roku 2020 rozšířil z 19,4 na 22,1 metrů délky (+13,9 %) (Tabulka 18), což představuje druhý nejvyšší procentuální nárůst ze všech zkoumaných profilů.



Obrázek 39: Změny příčného profilu č. 5 v letech 2015, 2018 a 2020, zdroj: vlastní zpracování

Profil č. 7 (Obrázek 40) byl zkonstruován v zákrutu C (Obrázek 37). Vede jak přes největší štěrkovou akumulaci lavici v celé zkoumané oblasti, tak i přes 1,5 metru vysokou hranu břehu, která podléhá intenzivní boční erozi. Zmíněná štěrková lavice v profilu č. 7 se v roce 2020 nacházela mezi 0. a 22. metrem délky (Obrázek 40). V průběhu zkoumaného období na ní docházelo ke zvýšení členitosti a zarůstání vegetací. Na profilech z roku 2018 a 2020 je také patrný postupně se zvyšující štěrkový val na okraji akumulaci lavice mezi 20. a 22. metrem délky.

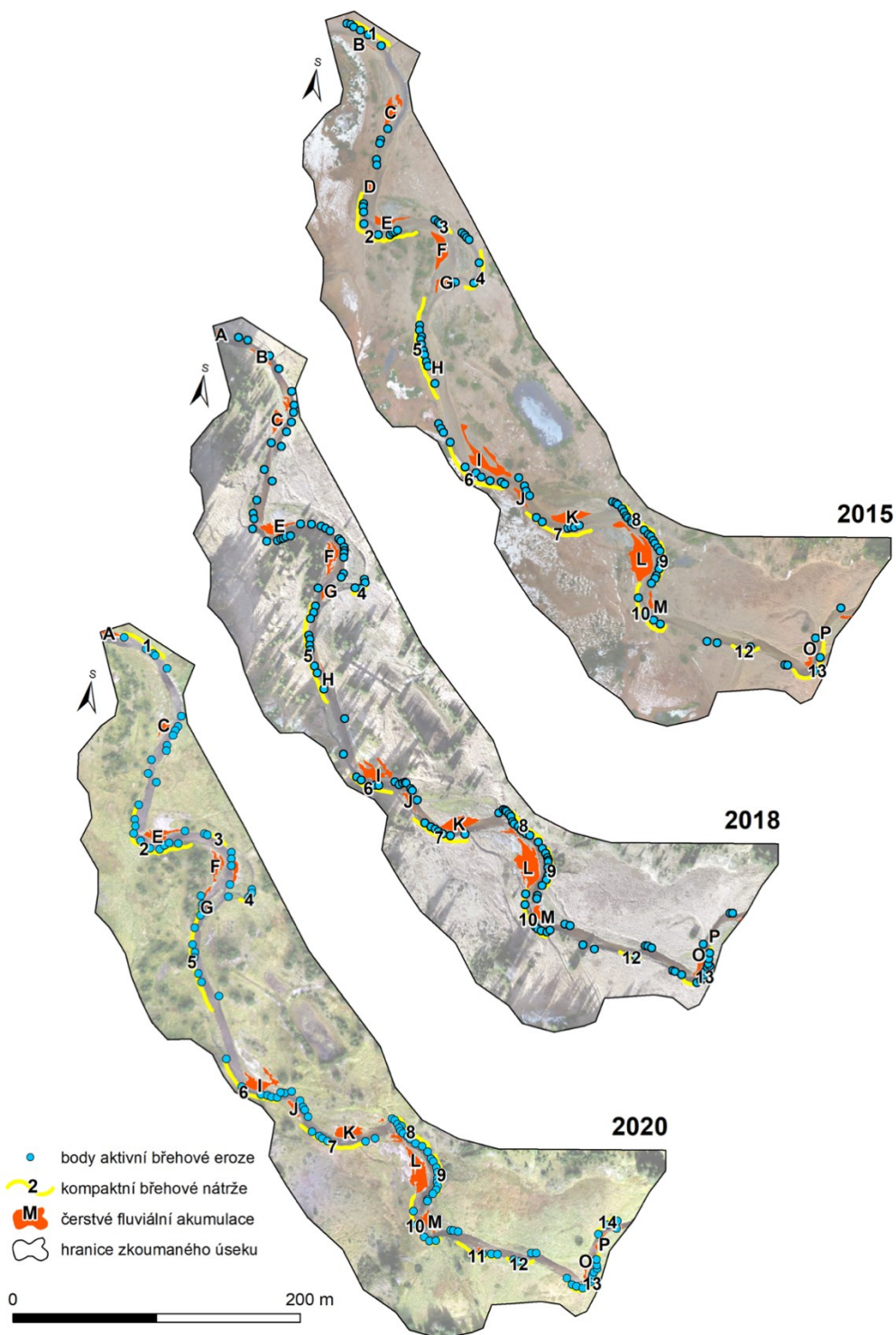
V roce 2015 se mezi 20. a 26. metrem délky profilu č. 7 (Obrázek 40) nacházela průtočná část koryta. V porovnání s profily z let 2018 a 2020 je evidentní, že se tato část profilu rozšířila. U profilu č. 7 je výrazně patrné působení boční eroze a tím i posouvání hrany břehu koryta. Tato hrana se v roce 2015 nacházela na 26. metru, v roce 2018 už to bylo na 27. metru a v roce 2020 se hrana nacházela už na 28. metru délky profilu. Délka tohoto profilu se v porovnání roků 2015 a 2020 zvětšila o 1,7 metru (+6,3 %).



Obrázek 40: Změny příčného profilu č. 7 v letech 2015, 2018 a 2020, zdroj: vlastní zpracování

5.4 Identifikace hotspotů fluvialní aktivity a hlavních lokalit fluvialní akumulace a břehové eroze

Identifikace hotspotů fluvialní aktivity ve zkoumaném úseku Javořího potoka byla založena na důkladném mapování erozních a akumulačních tvarů ve všech zkoumaných letech (2015, 2018, 2020) (Obrázek 41). U parametrů týkajících se břehové eroze byly identifikovány body aktivní břehové eroze, které představují poruchy či narušení souvislosti břehu z horizontálního pohledu (Obrázek 41). Těchto bodů bylo v roce 2015 zjištěno celkem 97, v roce 2018 už 129 a v roce 2020 jejich počet klesl na 119 (Tabulka 19). Ve srovnání celého zkoumaného období se počet bodů aktivní břehové eroze zvýšil téměř o čtvrtinu (+22,7 %).



Obrázek 41: Mapa identifikovaných erozních a akumulčních tvarů na Javořím potoce v letech 2015, 2018 a 2020, zdroj: vlastní zpracování

Tabulka 19: Změny parametrů fluviální eroze na Javořím potoce v letech 2015, 2018 a 2020, zdroj: vlastní zpracování

sledovaný parametr	2015	2018	2020	celková změna [%]
počet bodů aktivní břehové eroze	97	129	119	+22,7
počet kompaktních břehových nátrží	12	9	14	+16,7
délka kompaktních břehových nátrží [m]	361,6	328,2	470,4	+30,1

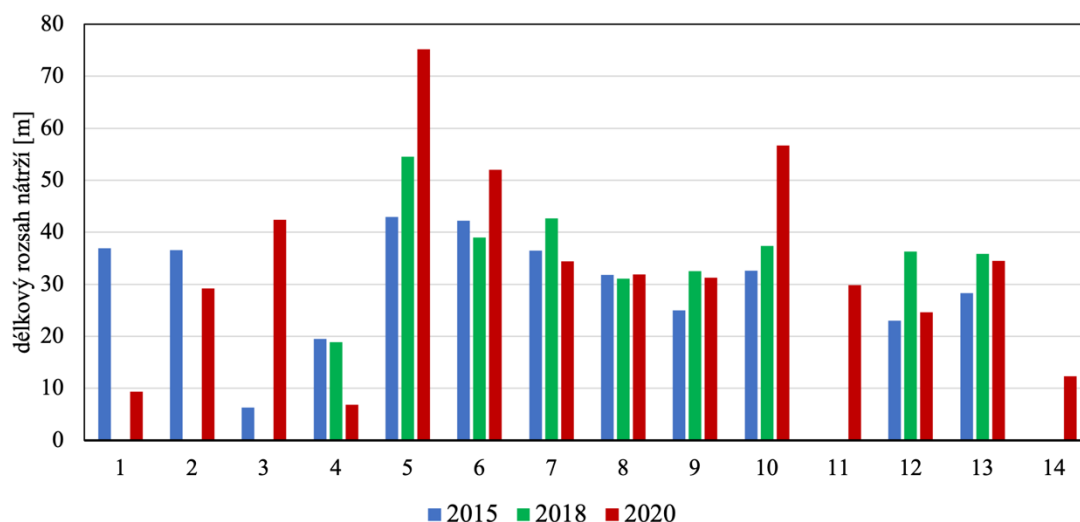
U erozních parametrů byl s využitím 3D modelu povrchu mapován a zjišťován celkový počet a délkový rozsah břehových nátrží (Obrázek 41; Tabulka 19). Počet nátrží v průběhu zkoumaného období kolísal. V roce 2015 jich bylo 12, v roce 2018 jen 9 a v roce 2020 jejich počet vzrostl na 14 (Tabulka 19). V rámci délkového rozsahu břehových nátrží byl identifikován stejný trend jako u počtu nátrží. Jejich celková délka se prodloužila z 361,6 m (rok 2015) na 470,4 m (rok 2020), což představuje procentuální nárůst o 30,1 %.

Délkový rozsah břehových nátrží, které jsou na Obrázku 41 označeny číslicemi 1 až 14, byl v jednotlivých letech určován u každé nátrže samostatně (Tabulka 20). U nátrží č. 1, 2, 4 a 7 byl zaznamenán pokles délky, u nátrží č. 3, 5, 6, 8, 9, 10, 12 a 13 naopak nárůst. Nátrže č. 11 a 14 vznikly až během sledovaného období. Největší změna byla naměřena u nátrže č. 3. Tato nátrž v průběhu času zvětšila svou délku z 6,3 m na 42,4 m (+333 %).

Tabulka 20: Změny délek sledovaných kompaktních nátrží na Javořím potoce v letech 2015, 2018 a 2020, zdroj: vlastní zpracování

sledovaný parametr	2015	2018	2020	celková změna [%]
délka nátrže č. 1 [m]	36,9	0	9,3	-74,8
délka nátrže č. 2 [m]	36,6	0	29,2	-20,2
délka nátrže č. 3 [m]	6,3	0	42,4	+333,0
délka nátrže č. 4 [m]	19,5	18,9	6,8	-65,1
délka nátrže č. 5 [m]	42,9	54,5	75,2	+75,3
délka nátrže č. 6 [m]	42,2	39	52	+23,2
délka nátrže č. 7 [m]	36,5	42,7	34,4	-5,8
délka nátrže č. 8 [m]	31,8	31,1	31,9	+0,3
délka nátrže č. 9 [m]	25	32,5	31,3	+25,2
délka nátrže č. 10 [m]	32,6	37,4	56,7	+73,9
délka nátrže č. 11 [m]	0	0	29,8	nově vytvořená
délka nátrže č. 12 [m]	23	36,3	24,6	+7,0
délka nátrže č. 13 [m]	28,3	35,8	34,5	+21,9
délka nátrže č. 14 [m]	0	0	12,3	nově vytvořená

Přehledné porovnání změny rozsahu sledovaných kompaktních nátrží označených číslicemi 1 až 14 zobrazuje Obrázek 42. Nejdelší nátrží analyzovanou v průběhu sledovaného období je nátrž č. 5, jejíž délka se z původních 42,9 m (rok 2015) prodloužila na 75,2 m (rok 2020).



Obrázek 42: Změny délek sledovaných kompaktních nátrží na Javořím potoce v letech 2015, 2018 a 2020, zdroj: vlastní zpracování

V rámci parametrů fluviální akumulace byl v celé délce zkoumaného úseku mapován výskyt čerstvých fluviálních akumulací (Obrázek 41). Počet těchto míst, která jsou na Obrázku 41 označena písmeny A až P, se ve zkoumaném období příliš neměnil. Na počátku zkoumaného období v roce 2015 bylo identifikováno celkem 14 míst aktivní fluviální akumulace, na konci období v roce 2020 jejich počet klesl na 13 (Tabulka 21). V průběhu času se měnila plocha akumulací, která během sledovaných etap klesala. Největší rozloha čerstvých akumulací (1322 m²) byla zaznamenána na počátku prosince roku 2015 bezprostředně po největší povodni, která území v rámci zkoumaného období zasáhla. Od té doby do roku 2020 se jejich celková plocha snížila o 27,7 % na 955,7 m² (Tabulka 21).

Tabulka 21: Změny parametrů fluviální akumulace na Javořím potoce v letech 2015, 2018 a 2020, zdroj: vlastní zpracování

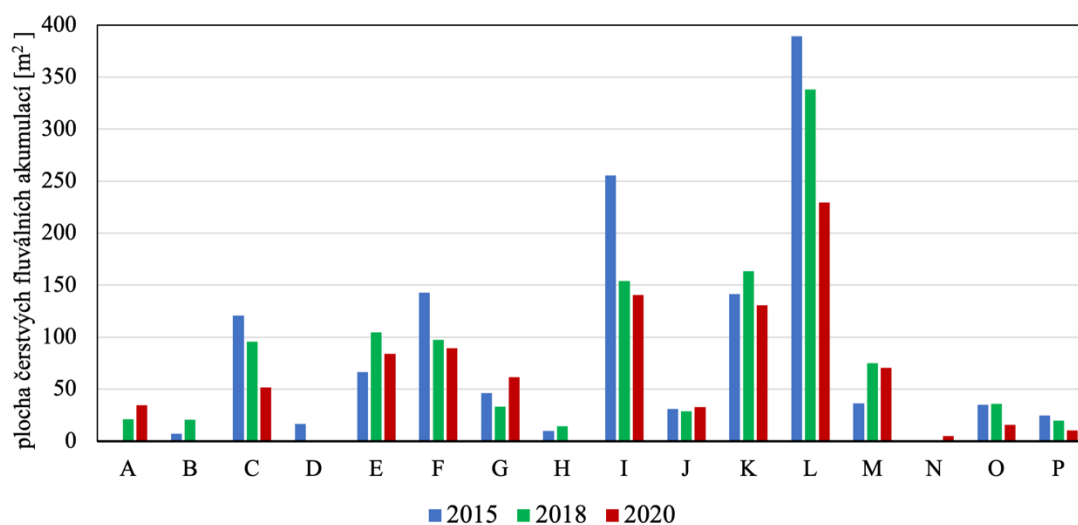
sledovaný parametr	2015	2018	2020	celková změna [%]
počet míst aktivní fluviální akumulace	14	13	13	-7,1
plocha čerstvých fluviálních akumulací [m ²]	1322,0	1201,1	955,7	-27,7

Plošné rozdíly v čase jsou u jednotlivých lokalit výskytu čerstvých fluviálních akumulací označených písmeny A až P zaneseny v Tabulce 22. U akumulací v lokalitách E, G, J, a M byl zaznamenán nárůst plochy a u akumulací v lokalitách C, F, E, I, K naopak pokles. Akumulace v lokalitě A a N vznikly v průběhu analyzovaných let.

Tabulka 22: Plošné změny u sledovaných čerstvých fluvialních akumulací na Javořím potoce v letech 2015, 2018 a 2020, zdroj: vlastní zpracování

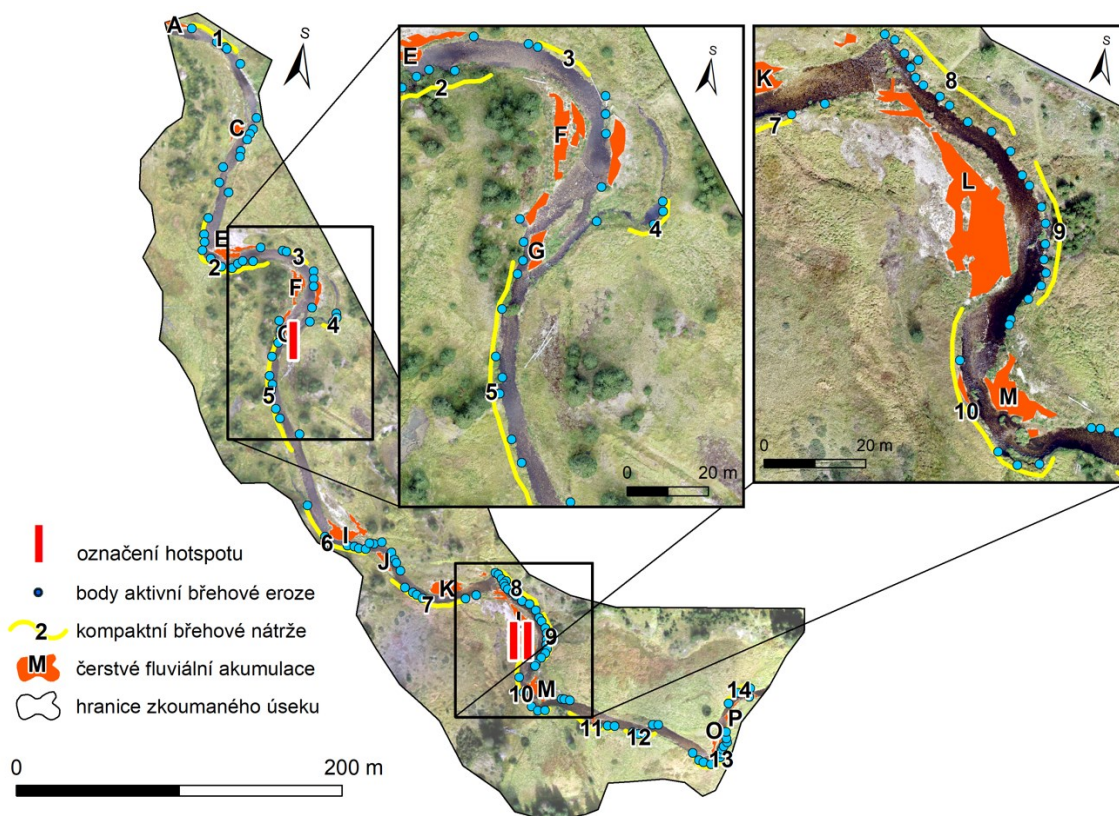
sledovaný parametr	2015	2018	2020	celková změna [%]
plocha čerstvé akumulace v lokalitě A [m ²]	0,0	21,0	34,4	akumulace vznikla v průběhu
plocha čerstvé akumulace v lokalitě B [m ²]	6,9	20,5	0,0	čerstvá akumulace nenalezena
plocha čerstvé akumulace v lokalitě C [m ²]	120,9	95,7	51,8	-57,2
plocha čerstvé akumulace v lokalitě D [m ²]	16,5	0,0	0,0	čerstvá akumulace nenalezena
plocha čerstvé akumulace v lokalitě E [m ²]	66,4	104,7	83,9	+26,4
plocha čerstvé akumulace v lokalitě F [m ²]	142,8	97,4	89,4	-37,4
plocha čerstvé akumulace v lokalitě G [m ²]	46,1	33,0	61,3	+32,9
plocha čerstvé akumulace v lokalitě H [m ²]	9,7	14,5	0,0	čerstvá akumulace nenalezena
plocha čerstvé akumulace v lokalitě I [m ²]	255,6	154,1	140,7	-45,0
plocha čerstvé akumulace v lokalitě J [m ²]	30,9	28,7	32,9	+6,6
plocha čerstvé akumulace v lokalitě K [m ²]	141,2	163,6	130,8	-7,4
plocha čerstvé akumulace v lokalitě L [m ²]	389,4	338,1	229,3	-41,1
plocha čerstvé akumulace v lokalitě M [m ²]	36,4	74,7	70,5	+93,8
plocha čerstvé akumulace v lokalitě N [m ²]	0,0	0,0	4,7	akumulace vznikla v průběhu
plocha čerstvé akumulace v lokalitě O [m ²]	34,9	35,7	15,6	-55,4
plocha čerstvé akumulace v lokalitě P [m ²]	24,4	19,5	10,5	-57,1

Přehledné porovnání plošných změn sledovaných čerstvých fluvialních akumulací označených písmeny A až P je znázorněno na Obrázku 43. Největší akumulací v průběhu sledovaného období byla akumulace L, která měla v roce 2015 rozlohu 389,4 m² (Obrázek 43).



Obrázek 43: Plošné změny u sledovaných čerstvých fluvialních akumulací na Javořím potoce v letech 2015, 2018 a 2020, zdroj: vlastní zpracování

Mapování a analýza změn erozních i akumulčních parametrů sloužila jako podklad ke stanovení hotspotů fluvialní aktivity. Vybrány byly dvě lokality (hotspoty), u kterých je intenzita působení fluvialních procesů nejvyšší (Obrázek 44).



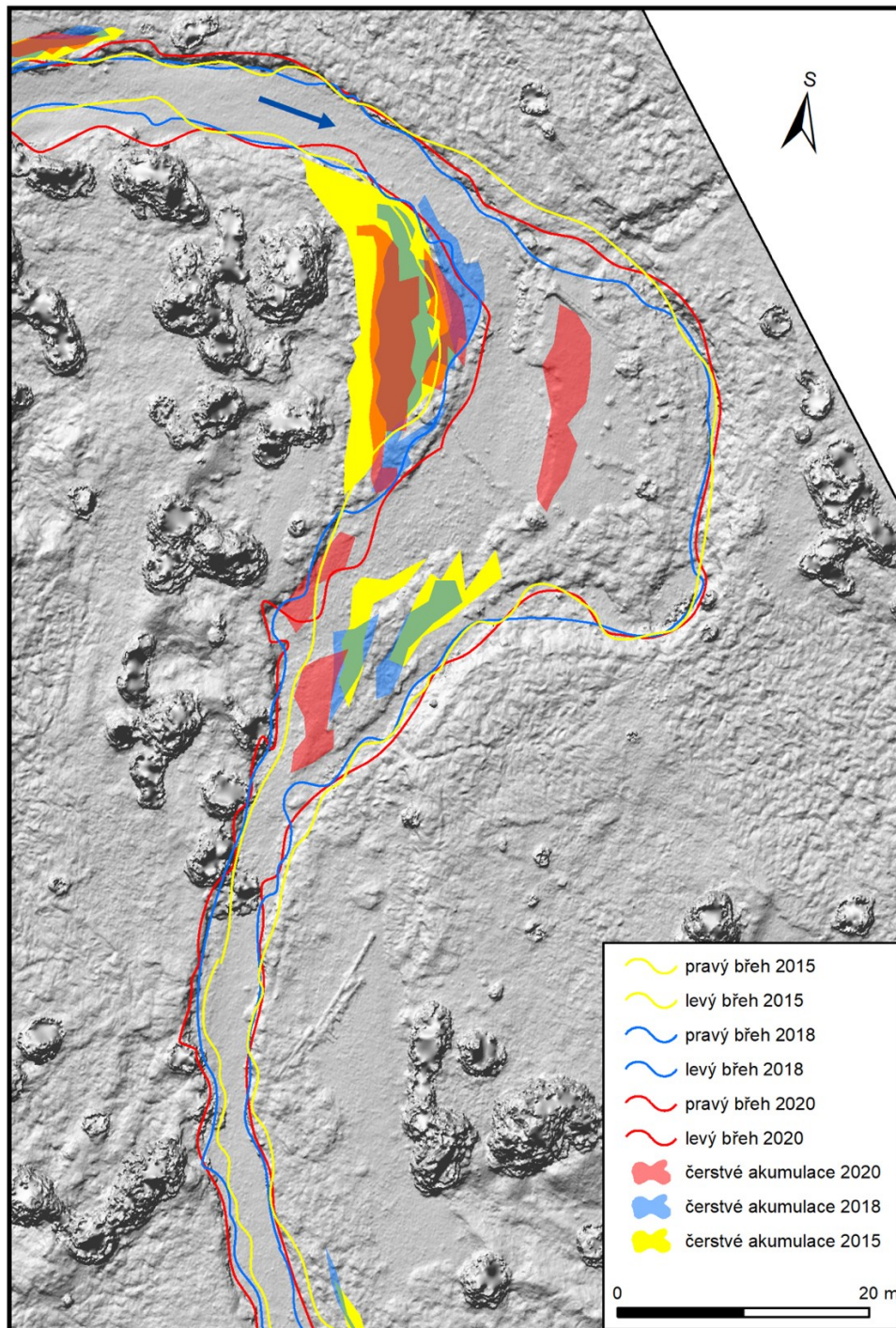
Obrázek 44: Poloha hotspotů fluviální aktivity (Hotspot I a Hotspot II) v rámci zkoumaného úseku Javořího potoka na podkladu orthomozaiky z roku 2020, zdroj: vlastní zpracování

Hotspot I reprezentuje zákrut a přilehlé oblasti zákrutu v horní polovině zkoumaného úseku Javořího potoka. V této části toku se vyskytují dvě významné akumulční oblasti označené písmeny F a G, čtyři kompaktní břehové nátrže (č. 2, 3, 4, 5) a přibližně 20 bodů aktivní břehové eroze (Obrázek 44). V Hotspotu I se nachází i ostrov, který se v průběhu zkoumaného období stal poloostrovem. Na území tohoto hotspotu byl zkonstruován i jeden ze tří příčných profilů (Obrázek 38).

Počet bodů aktivní břehové eroze se v Hotspotu I v čase příliš neměnil. Na počátku období (rok 2015) jich bylo 20, v roce 2018 jejich počet vzrostl na 26 a na konci období se opět snížil na 19 (Tabulka 19). Významný vývoj však zaznamenaly kompaktní břehové nátrže v této oblasti. Nátrž č. 3 zvětšila svou délku z původních 6,3 m na 42,4 m (+333 %). Nátrž č. 5, která je největší nátrží ve sledovaném území, se prodloužila z původních 42,9 m (2015) na 75,2 m (2020) (Tabulka 20).

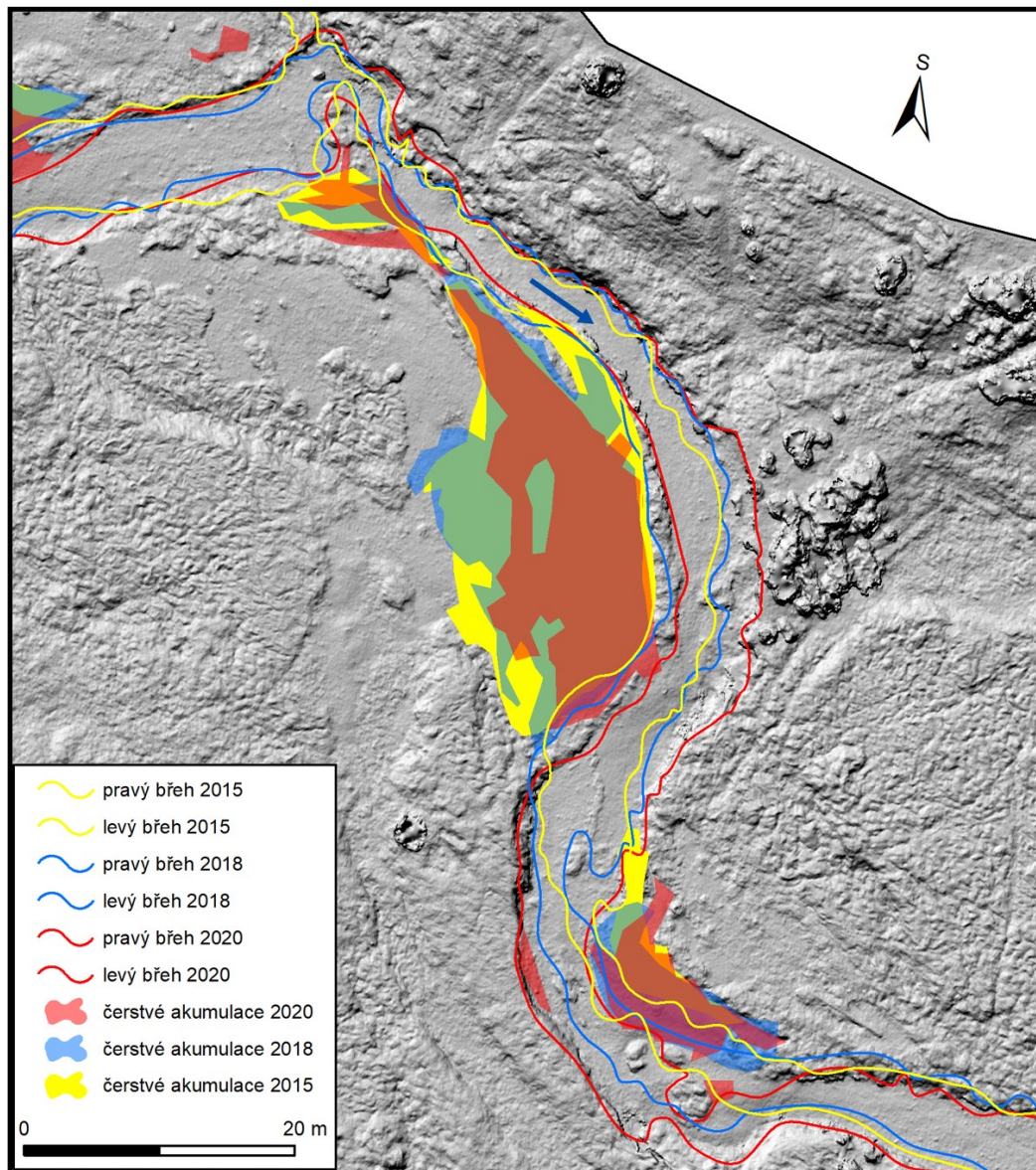
Akumulační lokalita označená písmenem F se nachází na jeseptním břehu zákrutu Hotspotu I (Obrázek 44). V těchto místech se sice ve zkoumaném období zmenšovala plocha čerstvých fluviálních akumulací (Tabulka 22), nicméně dle vývoje příčného profilu zde docházelo ke zvyšování nadmořské výšky, zatravnění a k celkové konsolidaci akumulční lavice. Naproti tomu u akumulční lokality označené písmenem

G, jež je situována na ostrově v zákrutu, docházelo v průběhu zkoumaných etap k nárůstu rozlohy čerstvých akumulací až o třetinu (Tabulka 22). Tato akumuláční oblast se také v průběhu zkoumaného období posouvá dál po směru toku (Obrázek 45). Další pozorovanou změnou v Hotspotu I je vývoj břehových linií (Obrázek 45). Břehová linie se v oblastech akumuláčních posouvá směrem dovnitř koryta, a naopak v oblastech erozních se rozšiřuje na úkor břehu, který je erodován.



Obrázek 45: Časoprostorový vývoj polohy čerstvých fluviálních akumulací a polohy břehových linií v Hotspotu I na podkladu digitálního modelu povrchu z roku 2020, zdroj: vlastní zpracování

Hotspot II je situován v zákrutu v dolní polovině zkoumaného úseku Javořího potoka (Obrázek 44). V Hotspotu II se nachází dvě akumulční oblasti označené písmeny L a M, tři kompaktní břehové nátrže (č. 8, 9 a 10) a 28 bodů aktivní břehové eroze (Obrázek 44). V Hotspotu II byl, stejně jako v prvním hotspotu, zkonstruován příčný profil (Obrázek 40). Tento hotspot je charakteristický největší akumulční lavicí a největšími změnami v poloze břehové linie v rámci celého zkoumaného úseku (Obrázek 46).



Obrázek 46: Časoprostorový vývoj polohy čerstvých fluviálních akumulací a polohy břehových linií v Hotspotu II na podkladu digitálního modelu povrchu z roku 2020, zdroj: vlastní zpracování

Počet bodů aktivní břehové eroze na území Hotspotu II v průběhu zkoumaného období kolísal z počtu 27 v roce 2015, 32 v roce 2018 na celkový počet 28 v roce 2020 (Tabulka 19). Z hlediska vývoje délkového rozsahu kompaktních břehových nátrží v Hotspotu I lze na základě Tabulky 20 a Obrázku 42 tvrdit, že dochází od horní části

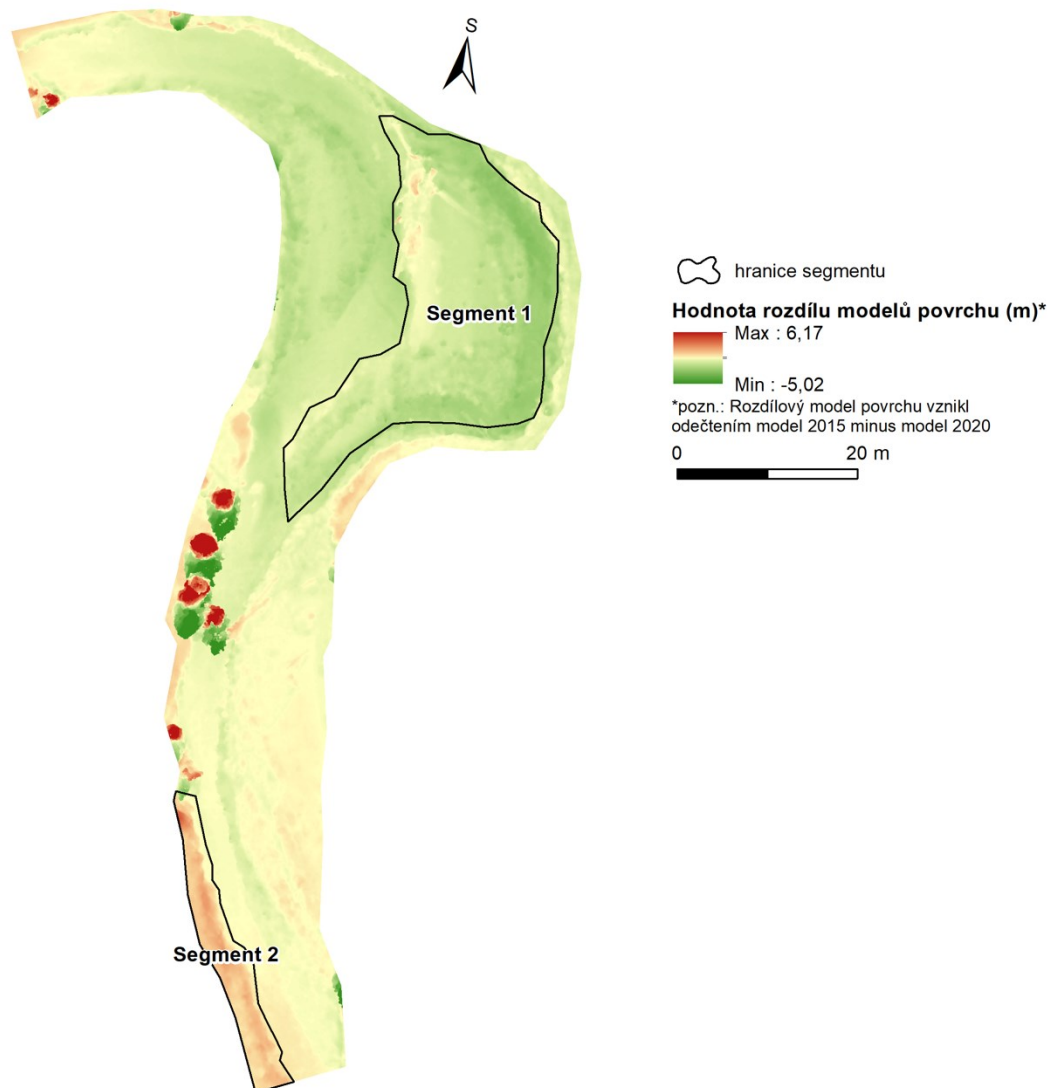
úseku po spodní k prodlužování jejich délky. Největší nárůst délky zaznamenala nátrž č. 10 v dolní části Hotspotu II, která se prodloužila z 32,6 m (2015) na 56,7 m (2020) (Tabulka 20).

Lokalita čerstvé fluviální akumulace označená písmenem L, nacházející se na vnitřním břehu zákrutu v Hotspotu II, je lokalitou s největší plochou čerstvých fluviálních akumulací z celého zkoumaného úseku (Tabulka 22). I zde ale docházelo k poklesu plochy čerstvých akumulací z původních 389,4 m² (2015) na 229,3 m² (2020), což představuje pokles o 41,1 %. Vývoj příčného profilu v této lokalitě (Obrázek 40) poukazuje na konsolidaci a postupné zarůstání vegetací. Jiný vývoj však zaznamenala akumulační lokalita označená písmenem M, ve které došlo během sledovaného období k celkovému zvětšení plochy o 93,8 % (Tabulka 22).

V dolní části Hotspotu II byl zaregistrován největší posun břehové linie v rámci celého zkoumaného úseku toku (Obrázek 46). V této části toku se nachází místa, kde došlo k posunu břehové linie až o 4,2 m. Při porovnání celkové polohy koryta podle břehových linií v jednotlivých etapách se koryto v průběhu času přeložilo o celou jednu šířku koryta. Maximální přesun mezi jednotlivými břehovými liniemi byl naměřen až na 5 metrů.

5.5 Objemové změny

Analýza objemových změn v této práci je založena na principu rastrové algebry, kdy jsou hodnoty rastrů digitálních modelů povrchu ve stanovém území od sebe odečítány. Samotná objemová analýza, která byla provedena na pěti segmentech koryta Javořího potoka, vycházela nejprve z identifikace těchto segmentů v rámci obou již představených hotspotů. U Hotspotu I a Hotspotu II bylo vybráno území koryta, břehů a jejich nejbližšího okolí, kde byly od sebe rastry digitálních modelů povrchu z roku 2015 a z roku 2020 odečteny. Hodnota rozdílu digitálních modelů povrchu u obou hotspotů je patrná společně s identifikovanými segmenty na Obrázcích 47 a 49. Porovnání objemových změn u všech segmentů je uvedeno v Tabulce 23 a na Obrázku 48.



Obrázek 47: Hodnota rozdílu modelů povrchu mezi lety 2015 a 2020 a poloha analyzovaných segmentů v rámci Hotspotu I, zdroj: vlastní zpracování

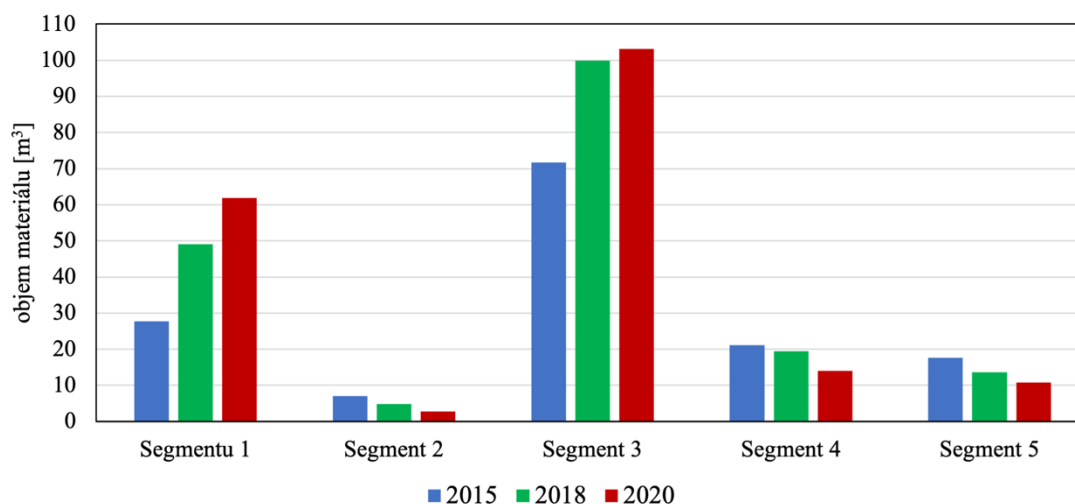
V Hotspotu I byly pro výpočet objemových změn stanoveny Segmenty 1 a 2 (Obrázek 47). Segment 1 reprezentuje lokalitu ostrova, která bývala ostrovem pouze při vyšších průtocích. Na tomto místě docházelo v průběhu zkoumaného období k opouštění bočního koryta a celkovému intenzivnímu zanášení fluvialním materiálem. Tento jev je doprovázen zvyšováním nadmořské výšky digitálního modelu povrchu a je potvrzen výskytem záporných hodnot rastru (odstínů zelené) na Obrázku 47. V Segmentu 1 bylo v roce 2015 27,8 m³, v roce 2018 49 m³ a na konci období v roce 2020 to bylo celkem 61,8 m³ materiálu (Tabulka 23). Celkový procentuální nárůst objemu v Segmentu 1 ve sledovaném období činil 122,7 %, což představuje největší objemovou změnu ze všech analyzovaných segmentů.

Segment 2 je erozním břehem v jižní části Hotspotu I, kde dochází k působením boční eroze. Vlivem procesu fluvialní boční eroze zde dochází k výraznému odnosu

materiálu a tím i k celkovému poklesu nadmořské výšky. Na Obrázku 47 je v místech Segmentu 2 evidentní kladný rozdíl modelů povrchu (odstínů červené), což demonstruje úbytek objemu ve zkoumaném období. Zatímco v roce 2015 bylo v segmentu 7 m³ materiálu, v roce 2018 byl zaznamenán úbytek na 4,9 m³ (Tabulka 23). Na konci období v roce 2020 se objem zmenšil až na 2,7 m³. Procentuální pokles objemu materiálu v Segmentu 2 mezi lety 2015 a 2020 činil -61,1 % (Tabulka 23).

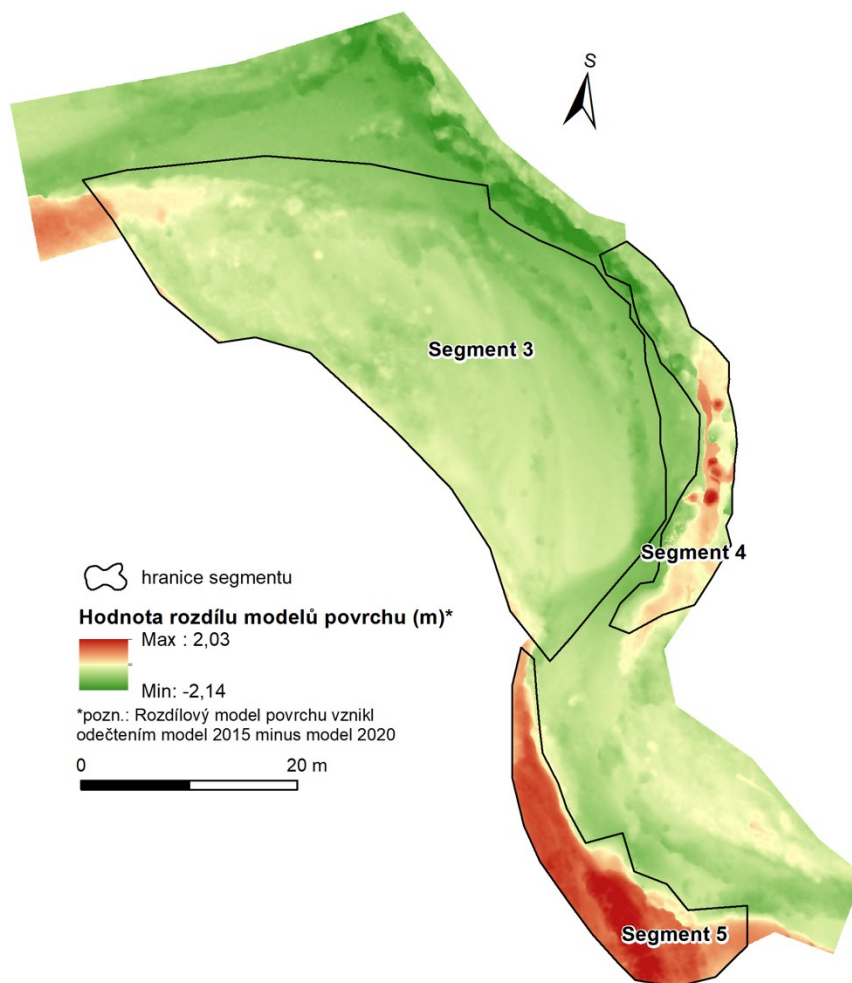
Tabulka 23: Objemové změny ve vybraných segmentech koryta Javořího potoka v letech 2015, 2018 a 2020, zdroj: vlastní zpracování

Sledovaný parametr	Typ segmentu	2015 (ref.)	2018	2020	Celková změna (m ³)	Celková změna (%)
objem Segmentu 1 (m ³)	akumulační	27,8	49,0	61,8	34,1	+122,7
objem Segmentu 2 (m ³)	erozní	7,0	4,9	2,7	4,3	-61,1
objem Segmentu 3 (m ³)	akumulační	71,7	99,9	103,1	31,4	+43,8
objem Segmentu 4 (m ³)	erozní	21,1	19,5	14,0	7,0	-33,4
objem Segmentu 5 (m ³)	erozní	17,6	13,6	10,8	6,8	-38,6



Obrázek 48: Porovnání objemových změn ve vybraných segmentech koryta Javořího potoka v letech 2015, 2018 a 2020, zdroj: vlastní zpracování

V rámci Hotspotu II byly pro analýzu objemových změn vymezeny Segmenty 3, 4 a 5 (Obrázek 48). Segment 3 je jediným segmentem v Hotspotu II, který se nachází v oblasti zvýšené akumulace materiálu. V těchto místech dochází, stejně jako u Segmentu I, k akumulaci materiálu a k celkovému zvyšování nadmořské výšky, díky čemuž se zvyšuje i celkový objem. Zatímco v referenčním roce 2015 byl objem tohoto segmentu 71,7 m³, v roce 2018 se zvýšil na 99,9 m³ a v roce 2020 až na 103,1 m³ (Tabulka 23). Celkový procentuální přírůstek objemu tak dosáhl 43,8 % (Tabulka 23).



Obrázek 49: Hodnota rozdílu modelů povrchu mezi lety 2015 a 2020 a poloha analyzovaných segmentů v rámci Hotspotu II, zdroj: vlastní zpracování

Segmenty 4 a 5 reprezentují lokality výsepních břehů, kde stejně jako u Segmentu 2, intenzivně působí fluviální eroze a dochází k úbytku materiálu. U Segmentu 4 se objem snížil z 21,1 m³ (2015) na 19,5 m³ (2018) a následně na 14 m³ (2020). Celková objemová změna zde dosahuje –33,4 %. Segment 5, který se nachází v posledním výsepu Hotspotu II, rovněž poukazuje na výrazný úbytek objemu. V tomto segmentu se objem zmenšil ze 17,6 m³ (2015) přes 13,6 m³ (2018) až na 10,8 m³ (2020). Celkem bylo odneseno 6,8 m³ materiálu, což představuje 38,6% pokles objemu. U všech zkoumaných segmentů byl potvrzen trend nárůstu objemu u akumulčních segmentů (Segment 1 a 3) a úbytku objemu u erozních segmentů (Segment 2, 4 a 5) (Obrázek 48). Největší nárůst objemu (+34,1 m³) je patrný u Segmentu 1, největší úbytek objemu (–7 m³) byl zaznamenán u Segmentu 4.

6 Shrnutí výsledků a diskuze

Praktická část práce, která byla rozdělena do pěti dílčích částí, si kladla za cíl analyzovat recentní fluviální dynamiku Javořího potoka na Šumavě. Fluviální dynamika byla zkoumána komplexně pomocí rozličných metod UAV monitoringu v kombinaci s analýzou hydrometeorologických dat v období pěti po sobě jdoucích hydrologických let (2016 až 2020).

Za účelem identifikace příčinných odtokových událostí s dopadem na fluviální dynamiku Javořího potoka byla analyzována hydrometeorologická data ze stanice KFGG Javoří pila v hydrologických letech 2016 až 2020. V první řadě byly odvozeny rozličné míry variability průtoků a srážkových úhrnů. Byla stanovena hodnota dlouhodobého průměrného průtoků $Q_a = 0,546 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Obrázek 25) nebo hodnoty M-denních průtoků $Q_{30} = 1,076 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ až $Q_{360} = 0,201 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Tabulka 13).

Důležitou charakteristiku vodnosti jednotlivých hydrologických let přinesla konstrukce čáry překročení denních průtoků (Obrázek 26). Čára překročení poukázala na výskyt dvou velmi vodných hydrologických let 2016 a 2018. Zatímco v hydrologickém roce 2016 se vyskytla nejvyšší hodnota denního průtoků ve sledovaném období $Q = 11,9 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, hydrologický rok 2018 měl největší počet dní (celkem 47), kdy průtok překročil hodnotu Q_{30} . Zvýšenou vodnost dvou zmíněných hydrologických let potvrdila i analýza odtokového režimu na základě průměrných měsíčních průtoků (Obrázek 27). Hlavním zdrojem vodnosti Javořího potoka, stejně jako dalších vodních toků v horských oblastech Česka, je tající sníh v jarních měsících. Jeho odtokový režim lze na základě analyzovaných dat označit jako niválně-pluviální.

Klíčovou charakteristiku variability odtoku na Javořím potoce představovala čára překročení N-letých průtoků (Obrázek 28). Z ní byly vypočteny hodnoty Q_1 , Q_2 , Q_5 a Q_{10} (Tabulka 14). Nejdůležitější hodnotou výpočtu N-letých průtoků byla hodnota $Q_1 = 5,041 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Právě tato hodnota byla zvolena za prahovou hodnotu nejmenší extremity průtoků, který je spouštěčem zvýšené dynamiky fluviálních procesů na Javořím potoce.

Pro samotnou identifikaci příčinných odtokových událostí byla za účelem přesnějšího zjištění kulminačních průtoků využita průtoková data v hodinovém kroku. Ve zkoumaném období se vyskytlo celkem 14 událostí s průtokem vyšším než $Q_1 = 5,041 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Tabulka 15). Nejvíce událostí bylo zaznamenáno v hydrologickém roce 2016. Nejčastějšími měsíci s výskytem těchto událostí byly únor a prosinec,

ve kterých proběhlo celkem 7 událostí. Dvěma nejvýraznějšími jsou události z 13. června 2018 a 2. prosince roku 2015, kdy kulminační průtok Q_{\max} dosáhl hodnoty $35,101 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, respektive $22,845 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Nejčastějším spouštěčem významných odtokových událostí je tání sněhu v kombinaci s dešťovými srážkami.

Ve zkoumaném úseku Javořího potoka byla na základě poskytnutých dat UAV monitoringu provedena fotogrammetrická rekonstrukce koryta a nivy. Pro tři časové úseky (2015, 2018, 2020) byly ve vysokém rozlišení vytvořeny orthomozaiky, digitální modely povrchu a 3D modely povrchu (Obrázek 34, 35 a 36). Tyto produkty byly využity k mapování erozních a akumulčních tvarů v korytě a k analýzám geometrických, morfologických a objemových změn.

Analýza geometrických charakteristik zahrnovala tyto parametry: délku toku po střednici, sinuositu, délku (pravé i levé) břehové linie, plochu ostrovů. U všech těchto zkoumaných parametrů byl prokázán nárůst hodnot (Tabulka 16). Od roku 2015 do roku 2020 se kupříkladu délka toku po střednici prodloužila o 41,3 m (+4,6 %). Největší změna nastala u parametru plocha ostrovů, u kterého byla zaznamenána změna +8,7 %. Trend nárůstu hodnot poukázal na probíhající morfologické změny, jejichž následkem je prodlužování toku a zvyšování jeho křivolakosti. V rámci geometrických charakteristik byla také zkoumána délková změna u pěti zákrutů a u devíti příčných profilů (Obrázek 37). U všech zákrutů byl zaznamenán nárůst jejich délky (Tabulka 17), který v průměru činil 8 %. Změna délek zvolených příčných profilů, byla významně závislá na poloze zvoleného profilu. U pěti z nich byl zaznamenán nárůst délky v rozmezí od +2,7 až 50,6 % (Tabulka 18), u čtyř naopak pokles (-0,6 až -18,2 %). U tří vybraných profilů (Obrázky 38, 39 a 40), situovaných do míst s výraznou fluviální aktivitou, byla zkoumána i změna jejich struktury, která potvrdila přírůstky a úbytky materiálu způsobené akumulčními a erozními procesy.

U mapovaných erozních a akumulčních tvarů (Obrázek 41) byl zjišťován jejich počet (body aktivní břehové eroze; kompaktní břehové nátrže; místa aktivní fluviální akumulace), délka (konsolidované břehové nátrže) a plošný rozsah (čerstvé fluviální akumulace). U erozních parametrů bylo identifikováno významné zvýšení jak počtu těchto tvarů, tak i jejich rozsahu (Tabulka 19). Nejvýraznější nárůst byl zaznamenán u délky kompaktních břehových nátrží, kde došlo k prodloužení jejich celkové délky o 108,8 m (+30,1 %) (Tabulka 19). Opačný trend v podobě poklesu počtu i plošného rozsahu vykazovaly parametry týkající se fluviální akumulace. Počet míst aktivní

fluviální akumulace se o jedno snížil a plocha čerstvých fluviálních akumulací se v průběhu času zmenšila o 366,3 m (-27,7 %) (Tabulka 21).

Na základě analýzy všech doposud studovaných parametrů, týkajících se změn geometrických charakteristik a analyzovaných erozních a akumulačních tvarů, byly detekovány hotspoty fluviální aktivity. Jedná se o dvě lokality (Hotspot I a II), které reprezentují místa s nejvýraznější fluviální aktivitou v celém zkoumaném úseku (Obrázek 44). V těchto lokalitách jsou výrazně patrné změny týkající se prodlužování a posunu břehové linie vlivem procesu boční eroze, prodlužování délky břehových nátrží, zvyšování plochy fluviálních akumulací (Obrázky 45 a 46).

V rámci zmíněných hotspotů fluviální aktivity byly v pěti stanovených segmentech koryta (Obrázky 47 a 49) zjišťovány i objemové změny. Ve třech stanovených segmentech byl demonstrován úbytek objemu procesem boční eroze, ve dvou z nich naopak přírůstek objemu vlivem fluviální akumulace. Největší přírůstek objemu byl zaznamenán u Segmentu 1 (+122,7 %) a největší úbytek (-61,1 %) u Segmentu 2 (Tabulka 23).

Od počátku výzkumných prací KFGG v zájmovém úseku Javořího potoka byly v rámci fluviálně-geomorfologických témat obhájeny dvě závěrečné práce (Skrčená 2013; 2016) a publikováno několik odborných studií shrnutých v kapitole 3.3 Aktuální stav fluviálně-geomorfologického výzkumu KFGG v povodí Javořího potoka (Langhammer a kol. 2015; 2017; Miřijovský a Langhammer 2015; Langhammer, Bernsteinová, Miřijovský 2017; Langhammer a Vacková 2018). Předkládaná práce na zmíněné práce svým obsahem a zkoumaným obdobím navazuje.

U analýz hydrologických dat bylo nejzásadnějším krokem této práce stanovení nejmenší prahové hodnoty průtoku, který byl využit k identifikaci příčinných odtokových událostí. Cílem bylo nalezení takové hodnoty průtoku, při kterém má vodní tok vyšší transportní a erozní schopnost a dochází během krátkého času k výrazným změnám, jež mají zásadní vliv na modelaci koryta. Průtoková data týkající se Javořího potoka byla poprvé analyzována v diplomové práci Skrčená (2016). Autorka ve své práci vypočetla hodnotu průtoku, při kterém je překročena průtočná kapacita koryta (tzv. plnokapacitní průtok, angl. bankfull discharge) a mohlo docházet k největším změnám na $Q = 6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Tento průtok však odpovídá pouze konkrétnímu úseku toku, v jiných částech koryta může mít plnokapacitní průtok jinou hodnotu.

Prahová hodnota plnokapacitního průtoku, již Skrčená (2016) vypočetla, byla v průběhu zkoumaného období (1930 až 2015) pravidelně překračována. Zatímco

v období 1930 až 2009 byl tento průtok překročen v průměru 0,6x ročně, v období 2010 až 2015 to bylo to bylo 3,2x ročně (Skrčená 2016).

Průtok, při kterém byla využita maximální průtočná kapacita koryta Javořího potoka, používají pro rekonstrukci povodně na Javořím potoce v červnu 2013 i Langhammer, Bernsteinová, Miřijovský (2017). Hodnota tohoto průtoku ve zkoumaném úseku činila $Q = 3,7 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Langhammer a Vacková (2018), kteří ve své studii mapovali morfologické změny povodně na Javořím potoce z prosince 2015, popisují, že kulminační průtok této povodně v závěrovém profilu Vydra-Modrava byl dle zprávy ČHMÚ $56,1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, což z hlediska četnosti opakování odpovídá 5–10leté povodni (ČHMÚ 2015).

V předkládané práci byla pro identifikaci odtokových událostí, které způsobovaly výraznější dynamiku fluviálních procesů, vypočtena prahová hodnota průtoku $Q = 5,041 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Tato hodnota odpovídá průtoku, který se v rámci zkoumaného období vyskytl v průměru jednou na hydrologický rok a bývá považován za tzv. korytotvorný průtok (Leopold 1997). Korytotvorným průtokem je v literatuře označován pravidelně se vyskytující průtok, který je počátkem intenzivních morfologických změn koryta toku (Leopold 1997; Knighton 1998; Kochel, Miller 2011). Někteří autoři zabývající se vlivem odtokových událostí na podobu koryta zvláště vymezují tzv. dominantní průtok, jehož velikost vede ke změně morfologie většiny koryt (Dury 1973). Tento průtok má stejnou velikost jako korytotvorný průtok (Ritter, Kochel, Miller 2011) a vyskytuje se intervalem opakování od 1,1 do 2 let. V tomto kontextu lze tvrdit, že prahová hodnota průtoku $Q_1 = 5,041 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ je hodnotou, která na Javořím potoce odhalila příčinné odtokové události s dopadem na fluviální dynamiku.

Celkový počet 14 událostí během pěti hydrologických let je poměrně vysokým číslem, které poukazuje na relativně vysokou frekvenci povodňových situací. Zásadní pro současný vývoj Javořího potoka je i pravidelný výskyt povodní nižší extremity, které jsou hlavním spouštěčem intenzivních fluviálních procesů. Největší morfologické změny nastaly po události č. 1 z povodní z prosince 2015. Kulminační průtok při této události sice dosáhl nižší hodnoty než u události č. 8, ale zato délka trvání události byla téměř čtyřnásobná v porovnání s událostí č. 8. Po dobu 37 hodin byla překročena hodnota $Q_1 = 5,041 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Mapa zaplavené oblasti Langhammera a Vackové (2018) (Obrázek 4) poukazuje na fakt, že při této události byla zatopena významná část údolní nivy.

Ve stejném období, ve kterém byla na Javořím potoce analyzována hydrologická data, byla rovněž vytvořena fotogrammetrická rekonstrukce zájmového úseku toku.

Důležitým prvkem výzkumu detekce změn založeného na UAV monitoringu je stanovení intervalů a četnosti výzkumu (Tamminga 2016). V této práci byly zvoleny tři časové úseky – prosinec 2015, říjen 2018 a září 2020, pro které byly s využitím software Agisoft Metashape vytvořeny orthomozaiky, digitální modely povrchu a 3D modely povrchu. Tyto produkty byly využity k mapování erozních a akumulčních tvarů v korytě a k analýzám geometrických, morfologických a objemových změn.

V rámci vyhodnocení mapovaných erozních a akumulčních tvarů v korytě si lze povšimnout, že zatímco se zvětšil délkový rozsah i celkový počet erozních tvarů, u akumulčních parametrů byl zaznamenán pokles, a to jak počtu tvarů, tak i jejich plochy. Z tohoto zjištění lze vyvozovat, že ve zkoumaném úseku v rámci zkoumaného období převažují erozní procesy nad akumulčními. Největší plocha čerstvých fluviálních akumulací byla zaznamenána bezprostředně po události č. 1, která způsobila největší změnu v rámci celého zkoumaného období. Od té doby je patrný trend snižování plochy čerstvých akumulací.

Vyhodnocení akumulčních tvarů na základě fotogrammetrické rekonstrukce však může být zkresleno výběrem období, ve kterém je lokalita snímána. Výběr ročního období v závislosti na odtokovém režimu mohl ovlivnit například plochu čerstvých fluviálních akumulací. Zatímco v roce 2015 byly pořízeny snímky bezprostředně po největší povodni ve zkoumaném období, snímky z let 2018 a 2020 byly pořízeny 6 měsíců po povodňových událostech. Autor předkládané práce se domnívá, že pro porovnávání jednotlivých období by bylo vhodnější mít k dispozici snímky ze stejného měsíce, ideálně z měsíce září, kdy je na Javořím potoce statisticky nejnižší průtok.

U zkoumaného parametru břehových nátrží byl sice prokázán celkový nárůst jejich délky, ale některé z nich (nátrž č. 1, 2, 3) nebyly na 3D modelu povrchu z roku 2018 nalezeny. Tato skutečnost poukazuje na fakt, že lokalita byla v roce 2018 snímána ve fázi dne, kdy bylo slunce nízko nad obzorem a různé části toku tak byly zastíněny. Další vysvětlení této nesrovnalosti lze hledat i v nepřesnosti 3D modelu povrchu, jehož vytvoření bylo ovlivněno zakrytím otevřené struktury nátrže zhroucenou částí břehu, která byla zatravněna a působila jako konsolidovaný břeh (Příloha 10). Oba tyto faktory tak mohly přispět ke zkreslení při automatizované tvorbě 3D modelu povrchu. Tento problém by se dal v případných dalších fotogrammetrických rekonstrukcích eliminovat změnou času snímání, která by byla provedena v té části dne, kdy je slunce nejvýše nad obzorem.

Analýzu historického vývoje fluviálního systému povodí Roklanského potoka (se zahnutím zkoumaného úseku Javořího potoka) provedla opět Skrčená (2013; 2016). Ve své práci autorka mapovala různorodé prvky toku a fluviální tvary, mezi které zařadila trasu toku, podélný sklon koryta, tvar údolí, výskyt stupňů a zahloubení, dnový substrát, charakter proudění, mrtvé dřevo v korytě, fluviální akumulace a říční nátrže (Skrčená 2016). Přehledně jsou zde prezentovány mapy polohy koryta Javořího potoka, které se v průběhu zkoumaného období posouvalo i o několik desítek metrů. Empirické výsledky této práce s prací Skrčené (2016) nelze kvantitativně porovnávat, jelikož byla použita jiná vstupní data a hodnotila se odlišně dlouhá období. V autorčině práci byly prvky v toku mapovány v podstatně menším měřítku a nebyl u nich zjišťován jejich rozsah. Tato skutečnost je dána především jinou podrobností vstupních dat, kterou v práci Skrčené (2016) tvořily především satelitní snímky a ortofota, jež mají nižší prostorové rozlišení.

Porovnání polohy akumulačních tvarů lze také provést s prací Langhammera a Vackové (2018), kteří ve stejném úseku Javořího potoka hodnotili geomorfologický dopad povodně z prosince 2015. I když Langhammer a Vacková (2018) používali k identifikaci fluviálních akumulací oproti předkládané jinou metodu (tj. řízenou klasifikaci obrazu), shodují se poměrně dobře mapované lokality i jejich rozsah, což je dáno použitím stejných dat.

Hotspoty fluviální aktivity, které byly v této práci stanoveny na základě souběhu vysokých hodnot celkové změny v konkrétních místech koryta, četnosti výskytu čerstvých fluviálních akumulací, četnosti bodů aktivní břehové eroze a výrazné horizontální migrace koryta, mají společný polohový rys. Oba hotspoty se nachází v místech výraznějších zákrutů s větším vnitřním úhlem, ve kterých dochází ke stáčení proudnice k vnějším břehům zákrutů, kde následně působí boční eroze. U Hotspotu II jsou vnitřní úhly zákrutů větší než u Hotspotu I, a z toho důvodu tam dochází i k větším změnám a rychlejší boční migraci koryta. Kromě dvou detekovaných hotspotů fluviální aktivity by bylo možné vymezit i jiné úseky, kde jsou také patrné výrazné změny. Lze uvést například sekci od nátrže č. 6 k nátrži č. 7, kde se rovněž nachází akumulační plocha označená písmenem I. V tomto místě byl rovněž zkonstruován příčný profil, který odhalil řadu topografických změn. Další případnou lokalitou se značnými změnami by byl zákrut E společně s akumulační lavicí O a břehovou nátrží č. 13. V tomto zákrutu také probíhají výrazné změny, které lze doložit prodloužením jeho délky o 0,4 m (10,5 %).

V lokalitě jižní části Hotspotu II hodnotili morfodynamiku i Miřijovský a Langhammer (2015). Ve své práci analyzovali na základě fotogrammetrické

rekonstrukce koryta z let 2013 (květen 2013) a 2014 (září 2014) boční posun koryta a objemové změny. Z hlediska boční migrace koryta během těchto 16 měsíců autoři identifikovali v erozně nejvíce namáhaném úseku Hotspotu II posun o 2,5 m, což představovalo asi 40 % šířky koryta. V předkládané práci, jež hodnotila stejné území v období od prosince 2015 do září 2020, byl v této části toku naměřen posun břehové linie až o 5 m. Po porovnání celkové polohy koryta podle břehových linií v jednotlivých etapách je patrné, že se koryto ve zkoumaném období přeložilo o celou jednu šířku koryta (Obrázek 46).

U objemových změn prokázala práce Miřijovského a Langhammera (2015) výraznou dynamiku v místě, které v této práci odpovídá eroznímu Segmentu 4. V této lokalitě došlo v období od května 2013 do září 2014 k odnosu $3,5 \text{ m}^3$ hmoty. Předkládaná práce prokázala v těchto místech objemovou ztrátu $7,0 \text{ m}^3$ v období od prosince 2015 do září 2020. Na základě porovnání předkládané práce a studie Miřijovského a Langhammera (2015) je evidentní, že výrazné změny ve zkoumaném úseku Javořího potoka z dlouhodobějšího hlediska stále pokračují.

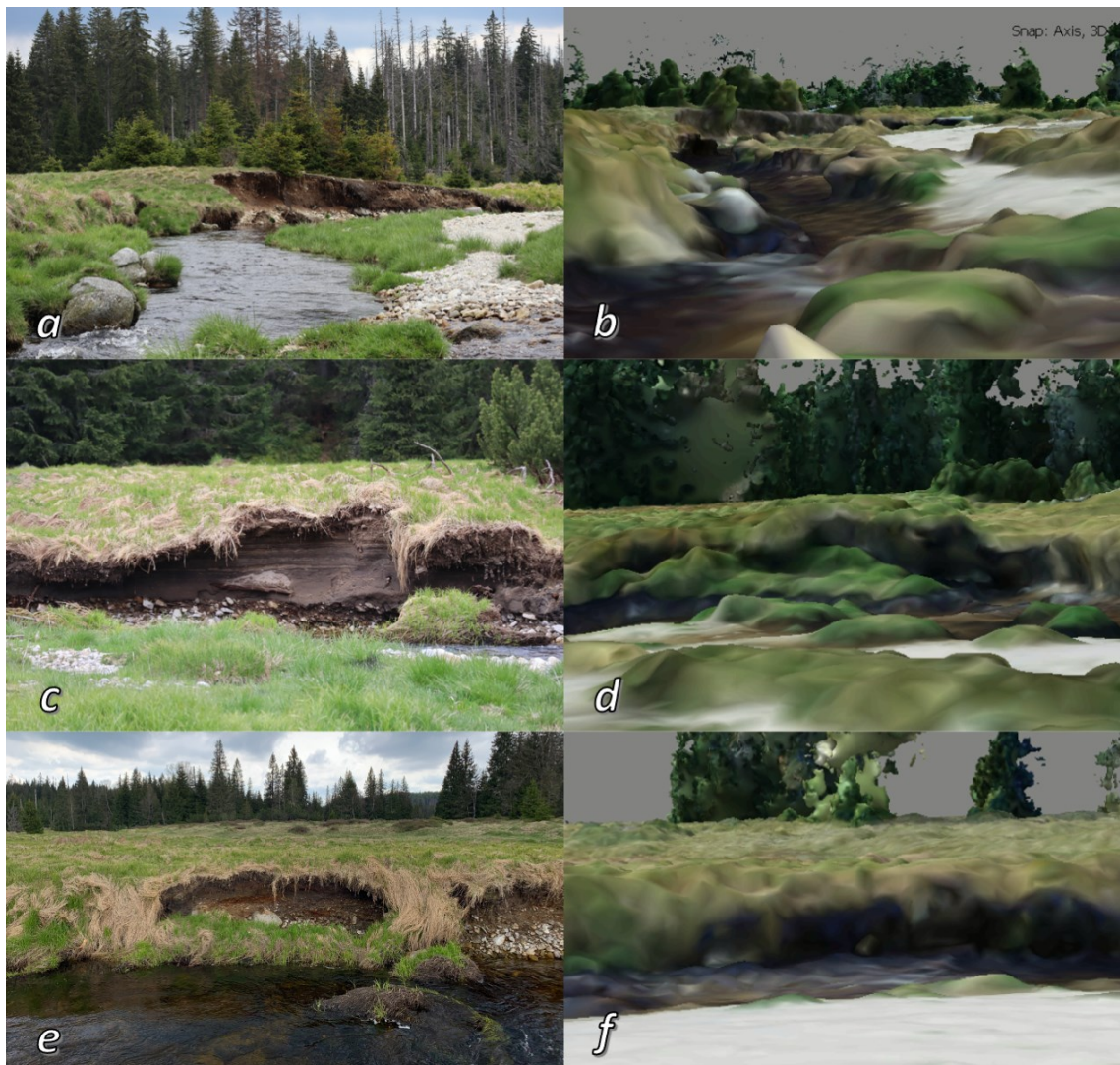
Předkládaná práce má některé své limity a problematické aspekty, které omezují přesnost práce s využitými daty. Zisk přesných dat z automatických hladinoměřů na stanicích KFGG Javoří a Tmavý potok je do jisté míry závislý na správné kalibraci měřicích přístrojů a jejich průběžného udržování, stejně tak i u přístrojů měřících meteorologické prvky. Spolehlivost hydrologických i meteorologických dat je také zatížena určitou mírou nejistoty ve statistických analýzách, jež sloužily k eliminaci chybějících dat, a to i přes významnou míru závislosti zkoumaných proměnných.

U měrných křivek průtoků, využitých k přepočtu vodních stavů na průtok, je omezujícím aspektem nízká četnost měřených průtoků při středních a vyšších vodních stavech. Pro zlepšení přesnosti využití metody měrných křivek průtoků by bylo vhodné mít k dispozici data z celého spektra možných průtoků a příslušných vodních stavů. Hydrologické charakteristiky odtoku odvozené z vypočtených průtokových dat mají svůj limit ve využití krátké časové řady, která zahrnovala pouze pět hydrologických let. Prodloužení časové řady by tedy mohlo vést ke zpřesnění těchto charakteristik.

Limitem použitých metod UAV fotogrammetrie je především rekonstrukce dna koryta, které nemusí být pro kameru snímající přes vodní sloupec zřetelně viditelné, a výšky vodní hladiny, která nemusela být ve všech třech časových úsecích stejná. Stejně tak je území protékané části koryta velmi diverzifikované z hlediska hloubek a zákalu, což se z hlediska přesnosti modelu jeví jako problematický aspekt zejména v lokalitách

výsepních břehů meandrů. Velkou roli v přesnosti fotogrammetrické rekonstrukce hraje pohyb vodní hladiny toku vlivem turbulentního proudění, denní doba v závislosti na slunečním svitu či nepravidelný odraz světla (Hilldale a Raff 2008; Javernick, Brasington, Caruso 2014; Langhammer a Vacková 2018; Rhee a kol. 2018).

Přesnost fotogrammetrické rekonstrukce koryta a přilehlé nivy, stejně tak jako identifikovaných změn, bylo zapotřebí ověřit terénním průzkumem. Za tímto účelem byl ve třech časových etapách proveden terénní průzkum vybraných změn (Obrázek 50; Příloha 1 až 10).



Obrázek 50: Porovnání identifikovaných tvarů při terénním průzkumu (vlevo) a tvarů na 3D modelu vytvořeném pomocí fotogrammetrické rekonstrukce (vpravo), zdroj: vlastní zpracování, archiv Jakuba Šolce

V levé části Obrázku 50 jsou umístěny tři fotografie *a*, *c*, *e* vybraných částí koryta Javořího potoka, které byly pořízeny během terénního průzkumu 27. května 2019. V pravé části Obrázku 50 jsou stejná místa zobrazena na 3D modelu *b*, *d*, *f*, jenž byl

vytvořen pomocí fotogrammetrických nástrojů ze snímků z 11. září 2020. Z Obrázku 50 je patrné, že fotogrammetrická rekonstrukce 3D modelu povrchu dokázala poměrně přesně zachytit celkový tvar koryta a zároveň v porovnání s fotografiemi poukazuje na několik morfologických změn.

Obrázky *a* a *b*, na kterých je patrná akumulční lavice a břehová nátrž v Hotspotu II, poukazují na poměrně přesnou rekonstrukci větších sedimentů a celé akumulční lavice, jejíž zobrazená část na fotografii je s tou na 3D modelu povrchu téměř totožná. Možnou nepřesnost lze na obrázcích *a* a *b* vidět u rekonstruovaného dna v místě s přejezným úsekem, kde proudění vykazuje turbulentní charakter. Obrázky *c* a *d* zachycují nátrž č. 10 v Hotspotu II. Zatímco na fotografii z května 2019 (*c*) má nátrž obnaženou strukturu břehu, na 3D modelu povrchu ze září 2020 (*d*) je část nátrže již stržena směrem k vodní hladině. Stejný jev je zachycen i na obrázcích *e* a *f* znázorňujících nátrž č. 7.

7 Závěr

Vysoce kvalitní snímky pořízené systémy UAV lze pomocí fotogrammetrických nástrojů využít k odvození základních datových produktů, jež se dají následně implementovat jako vstupy různorodých metod výzkumu s cílem analyzovat dynamiku fluvialních procesů. Vytvořené datové produkty lze v rámci fluvialně-geomorfologického výzkumu použít k celé řadě aplikací od topografického mapování přes detekce změn a zrnitostní analýzy až po modelování.

Předkládaná práce svým obsahem i analyzovaným obdobím navazuje na několikaletý výzkum KFGG probíhající ve zkoumaném úseku Javořího potoka na Šumavě. Cílem této práce bylo analyzovat recentní fluvialní dynamiku Javořího potoka s využitím metod UAV. Za účelem naplnění tohoto cíle byly vyhodnoceny geometrické, kvantitativní a kvalitativní změny koryta toku a stanoveny hotspoty fluvialní aktivity. Fluvialní dynamika byla hodnocena v pětileté časové řadě hydrologických let 2016 až 2020, ve které byly identifikovány příčinné odtokové události, jež způsobily významné morfologické změny koryta toku.

Výsledky práce prokázaly, že ve zkoumaném úseku Javořího potoka je patrná výrazná fluvialní dynamika. Ta se projevila například prodloužením toku o 4,6 %, posunem břehové linie vlivem procesu boční eroze, která v některých segmentech dosáhla až pěti metrů, zmenšováním plochy čerstvých fluvialních akumulací o 27,7 % nebo objemovými přírůstky či úbytky v konkrétních segmentech toku. Počátkem výraznějších změn je překročení prahové hodnoty korytotvorného průtoku $Q_1 = 5,041 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Překročení této hodnoty průtoku bylo identifikováno celkem u čtrnácti událostí s tím, že největší morfologické změny nastaly po události č. 1 z prosince 2015. Tehdy byla prahová hodnota průtoku překročena po dobu 37 hodin a kulminační průtok dosáhl na hodnotu $22,845 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Výrazné morfologické změny ve zkoumaném úseku Javořího potoka jsou způsobené velmi silnými a poměrně pravidelně se vyskytujícími odtokovými událostmi, které jsou důsledkem měnícího se režimu odtoku v návaznosti na antropogenní zásahy v povodí, disturbanci lesa a změnu klimatu (Langhammer, Bernsteinová, Miřijovský 2017).

Propojování různorodých výzkumných metod je v rámci fluvialně-geomorfologického výzkumu trendem současné doby a vede k hlubšímu pochopení a následné interpretaci fluvialních procesů (Kondolf a Piégay 2003; Kasvi a kol. 2017). V kontextu aktuálních směrů výzkumů představuje předkládaná práce spojení

teoretických i metodických přístupů z různých dílčích odvětví výzkumu fluviálních procesů. Fluviální dynamika byla hodnocena komplexně jak z pohledu hydrologického, tak i geomorfologického se zahrnutím metod dálkového průzkumu Země (UAV monitoringu).

Mezi současné a budoucí výzkumné výzvy ve fluviální geomorfologii zaměřené na UAV monitoring patří zejména zpřesnění popisu fyzikálních procesů a nástrojů pro modelování těchto procesů s důrazem na modelování hydrodynamiky a morfodynamiky (Siviglia a Crosato 2016; Kasvi a kol. 2017). V rámci budoucího výzkumu na Javořím potoce by se proto nabízelo sestavení morfodynamického modelu pro zájmový úsek. Konstrukce takového modelu by mohla objasnit různorodé kvantitativní změny koryta v návaznosti na povodně různé extremity.

8 Zdroje

8.1 Literatura

- AHILAN, S., O’SULLIVAN, J. J., BRUEN, M., BRAUDERS, N., HEALY, D. (2013): Bankfull discharge and recurrence intervals in Irish rivers. *Proceedings of the Institution of Civil Engineers-Water Management*, 166, 7, 381–393.
- ALFREDSEN, K., HAAS, C., TUHTAN, J. A., ZINKE, P. (2018): Brief communication: Mapping river ice using drones and structure from motion. *The Cryosphere*, 12, 2, 627–633.
- BAEWERT, H., BIMBÖSE, M., BRYK, A., RASCHER, E., SCHMIDT, K. H., MORCHE, D. (2014): Roughness determination of coarse grained alpine river bed surfaces using terrestrial laser scanning data. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementary Issues*, 58, 1, 81–95.
- BAKKER, M., LANNE, S. N. (2018): Archival photogrammetric analysis of river-floodplain systems using structure from motion (SfM) methods. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42, 8, 1274–1286.
- BALATKA, B., KALVODA, J. (2006): *Geomorfologické členění reliéfu Čech*. Kartografie Praha, Praha.
- BĚL, J., BARTÁK, J., ETTLER, Z. (2001): Plavení dříví na střední Šumavě, 200 let Vchynicko-Tetovského plavebního kanálu. *Západočeská energetika*, Plzeň.
- BERNHARDT, T. (2007): *Šumava bez hranic*. Plzeň Starý Most, Plzeň.
- BUNTE, K., ABT, S. R. (2001): Sampling Surface and Subsurface Particle-Size Distributions in Wadable Gravel and Cobble-Bed Stream for Analyses in Sediment Transport, Hydraulics, and Streambed Monitoring. Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station, Fort Collins.
- BUSCOMBE, D., RUBIN, D. M. (2012): Advances in the simulation and automated measurement of well-sorted granular material: 2. Direct measures of particle properties. *Journal of Geophysical Research – Earth Surface*, 117, 2, F02002.
- CARBONNEAU, P. E., BERGERON, N. E. (2005): Automated grain size measurements from airborne remote sensing for long profile measurements of fluvial grain sizes. *Water Resources Research*, 41, W11426.
- CARBONNEAU, P. E., DIETRICH, J. T. (2017): Cost-effective non-metric photogrammetry from consumer-grade sUAS: Implications for direct georeferencing

- of structure from motion photogrammetry. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42, 473–486.
- CARBONNEAU, P. E., LANE, S. N., BERGERON, N. E. (2004): Catchment-scale mapping of surface grain size in gravel bed rivers using airborne digital imagery. *Water Resources Research*, 40, 7, W07202.
 - CARRIVICK, J. L., SMITH, M. W. (2018): Fluvial and aquatic applications of Structure from Motion photogrammetry and unmanned aerial vehicle/drone technology. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, 6, 1, 1–17.
 - CARRIVICK, J. L., SMITH, M. W., QUINCEY, D. J., CARVER, S. J. (2013): Developments in budget remote sensing for the geosciences. *Geology Today*, 29, 4, 138–143.
 - CASADO, M. R., GONZALEZ, R. B., KRICHBAUMER, T., VEAL, A. (2015): Automated identification of river hydromorphological features using UAV high resolution aerial imagery. *Sensors*, 15, 11, 27969–27989.
 - COOK, K. L. (2017): An evaluation of the effectiveness of low-cost UAVs and structure from motion for geomorphic change detection. *Geomorphology*, 278, 195–208.
 - CULEK, M., GRULICH, V., LAŠTŮVKA, Z., DIVÍŠEK, J. (2013): Biogeografické regiony České republiky. Munipress, Brno.
 - DARBY, S. E., ALABYAN, A. M., VAN DE WIEL, M. J. (2002): Numerical simulation of bank erosion and channel migration in meandering rivers. *Water Resources Research*, 38, 9, 2–21.
 - DARBY, S. E., VAN DE WIEL, M. J. (2003): Models in Fluvial Geomorphology. In: Kondolf, G. M., Piégay, H. (eds.): *Tools In Fluvial Geomorphology*. Wiley, Chichester.
 - DEMEK, J. (1987): *Obecná geomorfologie*. Academia, Praha.
 - DEMEK, J. (ed.) a kol. (1987): *Hory a nížiny: Zeměpisný lexikon ČSR*. Akademie, Praha.
 - DEMEK, J., MACKOVČIN, P. (eds.) a kol. (2006): *Hory a nížiny*. AOPK, Brno.
 - DETERT, M., KADINSKI, L., WEITBRECHT, V. (2018): On the way to airborne gravelometry based on 3D spatial data derived from images. *International Journal of Sediment Research*, 33, 1, 84–92.

- DETERT, M., WEITBRECHT, V. (2012): Automatic object detection to analyze the geometry of gravel grains – A free tool stand-alone tool. In: Munoz, R. M. (ed.): River flow. CRC Press, London.
- DIETRICH, J. T. (2017): Bathymetric structure-from-motion: Extracting shallow stream bathymetry from multi-view stereo photogrammetry. *Earth Surface processes and Landforms*, 42, 2, 355–364.
- DOUGHERTY, E. R., KRAUS, E. J., PELZ, J. B. (1989): Image segmentation by lokal morphological granulometries. 12th Canadian Symposium on Remote Sensing Geoscience and Remote Sensing Symposium, Vancouver, 1220–1223.
- DURY, G. H. (1973): Magnitude-frequency analysis and channel morphology. In: Morisava, M. (ed.): Fluvial geomorphology. SUNY, Pubs. in Geomorphology, Binghamton, 91–121.
- FERREIRA, E. CHANDLER, J., WACKROW, R., SHIONO, K. (2017): Automated extraction of free surface topography using SfM-MVS photogrammetry. *Flow Measurement and Instrumentation*, 54, 243–249.
- FLENER, C., LOTSARI, E., ALHO, P., KÄYHKÖ, J. (2012): Comparison of empirical and theoretical remote sensing based bathymetry models in river environments. *River Research and Applications*, 28, 1, 118–133.
- FONSTAD, M. A., DIETRICH, J. T., BRITTANY, C. C., COURVILLE, B. C., JENSEN, J. L., CARBONNEAU, P. E. (2013): Topographic structure from motion: a new development in photogrammetric measurement. *Earth Surface processes and Landforms*, 38, 4, 421–430.
- GRAHAM, D. J., RICE, S. P., REID, I. (2005): A transferable method for the automated grain sizing of river gravels. *Water Resources Research*, 41, 7, W07020.
- HAMSHAW, S. D., BRYCE, T., RIZZO, D. M., O'NEIL-DUNNE, J., FROLIK, J., DEWOOLKAR, M. M. (2017): Quantifying streambank movement and topography using unmanned aircraft system photogrammetry with comparison to terrestrial laser scanning. *River Research and Applications*, 33, 8, 1354–1367.
- HANDCOCK, R. N., GILLESPIE, A. R., CHERKAUER, K. A., KAY, J. E., BURGESS, S. J., KAMPF, S. K. (2006): Accuracy and uncertainty of thermal-infrared remote sensing of stream temperatures at multiple spatial scales. *Remote Sensing of Environment*, 100, 4, 427–440.

- HILLDALE, R. C., RAFF, D. (2008): Assessing the ability of airborne LiDAR to map river bathymetry. *Earth Surface processes and Landforms*, 33, 5, 773–783.
- HODGETTS, D. (2009): LiDAR in the environmental sciences: geological applications. In: Heritage, G. L., Large, A. R. G. (eds.): *Laser Scanning for the Environmental Sciences*. Wiley, Chichester.
- HOFMAN, G. (1980): Vchynicko-tetovský kanál. In: *Sborník vlastivědných prací o Šumavě k 650. výročí města Kašperské Hory*. Městský národní výbor a Muzeum Šumavy, Kašperské Hory.
- HOOKE, J. M., GAUTIER, E., ZOLEZZI, G. (2011): River meander dynamics: development in modelling and empirical analyses. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36, 11, 1550–1553.
- CHÁBERA, S. (1987): *Příroda na Šumavě*. Jihočeské nakladatelství, České Budějovice.
- CHURCH, M. (1992): Channel morphology and typology. In: Calow, P., Petts, G. E. (eds.): *The river handbook*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 126–143.
- IZUMIDA, A., UCHIYAMA, S., SUGAI, T. (2017): Application of UAV-SfM photogrammetry and aerial lidar to a disastrous flood: Repeated topographic measurement of a newly formed crevasse splay of the Kinu River, Central Japan. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 17, 9, 1505–1519.
- JANÍK, T., ZÝKA, V., SKOKANOVÁ, H., BOROVEC, R., DEMKOVÁ, K., HAVLÍČEK, M., CHUMANOVÁ, E., HOUŠKA, J., ROMPORTL, D. (2019): Vývoj krajiny na území NP a CHKO Šumava od 50. let do současnosti. *Silva Gabreta*, 25, 1–14.
- JAVERNICK, L., BRASINGTON, J., CARUSO, B. (2014): Modelling the topography of shallow braided rivers using structure-from-motion photogrammetry. *Geomorphology*, 213, 166–182.
- JAVERNICK, L., HICKS, D. M., MEASURES, R., CARUSO, B., BRASINGTON, J. (2016): Numerical Modelling of braided Rivers with structure-from-motion-derived terrain models. *River Research and Applications*, 32, 5, 1071–1081.
- KARÁSEK, J. (2001): *Základy obecné geomorfologie*. Masarykova univerzita Brno, Brno.
- KASVI, E., ALHO, P., LOTSARI, E., WANG, Y., KUKKO, A., HYYPPÄ, H., HYYPPÄ, J. (2015): Two-dimensional and three-dimensional computational models

in hydro and morphodynamic reconstructions of a river bend: sensitivity and functionality. *Hydrological Processes*, 29, 6, 1604–1629.

- KASVI, E., HOOKE, J., KURKELA, M., VAAJA, M. T., VIRTANEN, J., HYYPPÄ, H., ALHO, P. (2017): Modern empirical and modelling study approaches in fluvial geomorphology to elucidate sub-bend-scale meander dynamics. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 41, 5, 533–569.
- KNIGHTON, A. D. (1998): *Fluvial forms and processes: A new perspective*. Arnold, London.
- KOCHER, R. C. (1988): Geomorphic impact of large floods: Review and new perspectives on magnitude and frequency. In: Baker, V. R., Kocher R. C., Patton, P. C. (eds.): *Flood geomorphology*. New York: John Wiley, 169–187.
- KONDOLF, G. M., PIÉGAY, H. (2003): Tools in Fluvial Geomorphology: Problem Statement and Recent Practice. In: Kondolf, G. M., Piégay, H. (eds.): *Tools In Fluvial Geomorphology*. Wiley, Chichester.
- KOPP, J., LANGHAMMER, J., MATOUŠKOVÁ, M. (2006): Vodní toky. In: Němec, J., Hladný, J. (eds.): *Voda v České republice*. Consult Praha a Ministerstvo zemědělství, Praha.
- KRŮŽEK, M. (2007): Prostorové uspořádání povodňových akumulací Sázavy. In: Langhammer, J. (ed.): *Povodně a změny v krajině*. MŽP ČR a PřF UK, Praha.
- KUDRNOVSKÁ, O., KOUSAL, J. (1971): Výšková členitost reliéfu ČSR 1 : 500 000. Geografický ústav, Brno.
- LANDA, M. (2003): *Šumava: příroda, historie, život*. Baset, Praha.
- LANE, S. N. (2017): Natural flood management. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, 4, 3, 1211, e1211.
- LANGHAMMER, J. (2012): HEM-F/G, Metodika mapování upravenosti toků a následku povodní, Návod mapovatele. PřF UK v Praze, Katedra fyzické geografie a geoekologie, Praha.
- LANGHAMMER, J. (2019): UAV Monitoring of Stream Restorations. *Hydrology*, 6, 2, 29–51.
- LANGHAMMER, J. BERNSTEINOVÁ, J., MIŘIJOVSKÝ, J. (2017): Building a high-precision 2D hydrodynamic flood model using UAV photogrammetry and sensor network monitoring. *Water*, 9, 11, 861.

- LANGHAMMER, J., HARTVICH, F., KLIMENT, Z., JENÍČEK, M., BERNSTEINOVÁ, J., VLČEK, L., SU, Y., ŠTYCH, P., MIŘIJOVSKÝ, J. (2015): The impact of disturbance on the dynamics of fluvial processes in mountain landscapes. *Silva Gabreta*, 21, 1, 105–116.
- LANGHAMMER, J., LENZIOCH, T., MIŘIJOVSKÝ, J., HARTVICH, F. (2017): UAV-Based Optical Granulometry as Tool for Detecting Changes in Structure of Flood Depositions. *Remote Sensing*, 9, 240, 1–21.
- LANGHAMMER, J., VACKOVÁ, T. (2018): Detection and mapping of the geomorphic effects of flooding using UAV photogrammetry. *Pure and Applied Geophysics*, 861, 1–23.
- LEOPOLD, L. B. (1997): *Water, Rivers and Creeks*. University Science Books, Sausalito.
- LEOPOLD, L. B. (2000): *A View of the River*. Harvard University Press, Cambridge.
- MANDLBURGER, G., HAUER, C., WIESER, M., PFEIFER, N. (2015): Topo-Bathymetric LiDAR for Monitoring River Morphodynamics and Instream Habitats – A Case Study at the Pielach River. *Remote Sensing*, 7, 5, 6160–6195.
- MARTEAU, B., VERICAT, D., GIBBINS, C., BATALLA, R. J., GREEN, D. R. (2017): Application of structure-from-motion photogrammetry to river restoration. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42, 3, 503–515.
- MAST, J. N., VEBLEN, T. T., HODGSON, M. E. (1997): Tree invasion within a pine/grassland ecotone: an approach with historic aerial photography and GIS modeling. *Forest Ecology and Management*, 93, 3, 181–194.
- MIŘIJOVSKÝ, J. (2013): *Fotogrammetrický přístup při sběru geodat pomocí bezpilotních leteckých zařízení*. Disertační práce. Katedra geoinformatiky PřF UP, Olomouc.
- MIŘIJOVSKÝ, J., LANGHAMMER, J. (2015): Multitemporal Monitoring of the Morphodynamics of a Mid-Mountain Stream Using UAS Photogrammetry. *Remote Sensing*, 7, 8586–8609.
- MOLINA, J. L., RODRÍGUEZ-GONZÁLVEZ, P., MOLINA, M. C., GONZÁLEZ-AGUILERA, D., BALAIRON, L., ESPEJO, F., MONTEJO, J. M. (2013): River Morphodynamics Modelling through Suitability Analysis of Geomatic Methods. In: Zhaoyin, W. (ed.): *Proceedings of the Congress – International Association for Hydraulic Research 2013*, Chengdu, China. Tsinghua University Press, Beijing.

- MONTGOMERY, D. R. (1999): Process domains and the river continuum. *Journal of the American Water Resources Association*, 35, 2, 397–410.
- MOSSELMAN, E., LEE, T. B. (2016): Five common mistakes in fluvial morphodynamic modelling. *Advances in Water Resources*, 93, 15–20.
- MUSTE, M., KIM, D., MERWADE, V. (2012): Modern Digital Instruments and Techniques for Hydrodynamic and Morphologic Characterization of River Channel. In: Church, M., Biron, P. M., Roy, A. G. (eds.): *Gravel-Bed Rivers: Processes, Tools, Environments*, Wiley, Chichester.
- NEX, F., REMONDINO, F. (2014): UAV for 3D mapping applications: A review. *Applied Geomatics*, 6, 1, 1–15.
- NICHOLAS, A. P. (2013): Modelling the continuum of river channel patterns. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38, 1187–1196.
- NICHOLAS, A. P., SANDBACH, S. D., ASHWORTH, P. J., AMSLER, M. J., BEST, J. L., HARDY, R. J., LANE, S. N., ORFEO, O., PARSON, D. R., REESINK, A. J., SAMBROOK SMITH, G. H., SZUPIANY, R. N. (2012): Modelling hydrodynamics in the Rio Paraná, Argentina: An evaluation and inter-comparison of reduced-complexity and physics based models applied to a large sand-bed river. *Geomorphology*, 169/170, 10, 192–211.
- PAOLA, C., LEEDER, M. (2011): Environmental dynamics: simplicity versus complexity. *Nature*, 469, 38–39.
- PEARSON, E., SMITH, M. W., KLAAR, M. J., BROWN, L. E. (2017): Can high resolution 3D topographic surveys provide reliable grain size estimates in gravel bed rivers? *Geomorphology*, 293, 143–155.
- PINTO, L., FORTUNATO, A. B., FREIRE, P. (2006): Sensitivity analysis of non-cohesive sediment transport formulae. *Continental Shelf Research*, 26, 15, 1826–1839.
- PROSDOCIMI, M., CALLIGARO, S., SOFIA, G., DALLA FONTANA, G., TAROLLI, P. (2015): Bank erosion in agricultural drainage networks: New challenges from structure-from-motion photogrammetry for post-event analysis. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40, 14, 1891–1906.
- PUTTOCK, A. K., CUNLIFFE, A. M., ANDERSON, K., BRAIZIER, R. E. (2015): Aerial photography collected with a multirotor drone reveals impact of Eurasian

- beaver reintroduction on ecosystem structure. *Journal of Unmanned Vehicle Systems*, 3, 3, 123–130.
- RHEE, D. S., KIM, Y. D., KANG, B., KIM, D. (2018): Applications of Unmanned Aerial Vehiclec in Fluvial Remote Sensing: An Overview of Recent Achievements. *KSCE Journal of Civil Engineering*, 22, 588–602.
 - RINALDI, M., MENGONI, B., LUPPI, L., DARBY, S. E., MOSSELMAN, E. (2008): Numerical simulation of hydrodynamice and bank erosion in a river bend. *Water Resources Research*, 44, 9, W09428.
 - RITTER, D. F., KOCHER, R. C., MILLER, J. R. (2011): *Process Geomorphology*. Waveland Press, Long Grove.
 - ROBERT, A. (2003): *River processes: An introduction to fluvial dynamics*. Arnold, London.
 - RUPNIK, E., JANSÁ, J., PFEIFER, N. (2015): Sinusoidal wave estimation using photogrammetry and short video sequences. *Sensors*, 15, 12, 30784–30809.
 - RUSNÁK, M., SLÁDEK, J., KIDOVÁ, A., LEHOTSKÝ, M. (2018): Template for high-resolution river landscape mapping using UAV technology. *Measurement*, 115, 139–151.
 - ŘEHÁK, M. (2012): *Využití bezpilotních prostředků ve fotogrammetrii*. Diplomová práce. Katedra mapování a kartografie ČVUT, Praha.
 - SCHUURMAN, F., SHIMIZU, Y., IWASAKI, T. (2016): Dynamics meandering in response to upstream pertubations and floodplain formation. *Geomorphology*, 253, 94–109.
 - SIVIGLIA, A., CROSATO, A. (2016): Numerical modelling of river morphodynamics: Latest developments and remaining challenges. *Advences in Water Resources*, 93, 1–3.
 - SKRČENÁ, L. (2013): *Analýza fluviálního systému v povodí Roklanského potoka (bližší zaměření na Javoří potok)*. Bakalářská práce. Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF UK, Praha.
 - SKRČENÁ, L. (2016): *Analýza a dynamika fluviálního systému Roklanského potoka a Javořího potoka*. Diplomová práce. Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF UK, Praha.

- SMITH, M. W., CARRIVICK, J. L., HOOKE, J., KIRKBY, M. J. (2014): Reconstructing flash flood magnitudes using ‘structure-from-motion’: A rapid assesment tool. *Journal of Hydrology*, 519, 1914–1927.
- SMITH, M. W., CARRIVICK, J. L., QUINCEY, D. J. (2016): Structure from motion photogrammetry in physical geography. *Progres in Physical Geography*, 40, 2, 247–275.
- SMITH, M. W., VERICAT, D. (2014): Evaluating shallow-water bathymetry from through-water terrestrial laser scanning under a range of hydraulic and physical water quality conditions. *River Research and Applications*, 30, 7, 905–924.
- STRAHLER, A. (1999): *Introducing Physical Geography*. Wiley, New York.
- SYVITSKI, J., BURGESS, P., SLINGERLAND, R. L., MEIBURG, E., MURRAY, A. B., WIBERG, P., TUCKER, G., VOINOV, A. A. (2009): Morphodynamic Models: An Overview. In: Vionnet, C., García, M. H., Latrubesse, E. M., Perillo, G. M. E. (eds.): *River, Coastal and Estuarine Morphodynamics*. Taylor and Francis, Santa Fe City, Argentina.
- ŠIMÍČEK, M. (2014): Implementace metody Structure from Motion do UAV fotogrammetrie. Katedra geoinformatiky PřF UP, Olomouc.
- ŠOLC, J. (2018): Hodnocení revitalizačních efektů na vodních tocích se zaměřením na hydromorfologii. Bakalářská práce. Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF UK, Praha.
- TAMMINGA, A. (2016): UAV-based remote sensing of fluvial hydromorphology and aquatic habitat dynamics. Dissertation thesis. Department of Geography University of British Columbia, Vancouver.
- TAMMINGA, A. D., EATON, B. C., HUGENHOLTZ, C. H. (2015): UAV-based remote sensing of fluvial change following extreme flood event. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40, 11, 1464–1476.
- TOLASZ, R. a kol. (2007): *Atlas podnebí Česka*. Český hydrometeorologický ústav, Praha.
- TOMÁŠEK, M. (1995): *Atlas půd České republiky*. Vydavatelství Českého geologického ústavu, Praha.
- TOMÁŠEK, M. (2014): *Půdy České republiky*. Česká geologická služba, Praha.

- TURNER, D., LUCIEER, A., WALLACE, L. (2014): Direct Georeferencing of ultrahigh-resolution UAV imagery. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 52, 2738–2745.
- UHROVÁ, H. (2015): Analýza břehových nátrží pomocí geodetických metod. Diplomová práce. Katedra geoinformatiky PřF UP, Olomouc.
- VAN DE LAGEWEG, W. I., VAN DIJK, W. M., BAAR, A. W. (2014) Bank pull or push: what drives scroll-bar formation in meandering rivers? *Geology*, 42, 4, 319–322.
- VOLP, N. D., VAN PROOIJEN, B. C., PIETRZAK, J. D., STELLING, G. S. (2016): A subgrid based approach for morphodynamic modelling. *Advances in Water Resources*, 93, 105–117.
- WANG, S., YU, C., SUN, Y., GAO, F., DONG, J. (2018): Spectacular reflection removal of ocean surface remote sensing images from UAVs. *Multimedia Tools Applications*, 77, 9, 11363–11379.
- WESTOBY, M. J., DUNNING, S. A., WOODWARD, J., HEIN, A. S., MARRERO, S. M., WINTER, K., SUGDEN, D. E. (2015): Sedimentological characterization of Antarctic moraines using UAVs and structure-from-motion photogrammetry. *Journal of Glaciology*, 61, 230, 1088–1102.
- WOLMAN, M. G., GERSON, R. (1978): Relative scales of time and effectiveness of climate in watershed geomorphology. *Earth Surface Processes and Landforms*, 3, 189–208.
- WOLMAN, M. G., MILLER, J. P. (1960): Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. *The Journal of geology*, 68, 54–74.
- WOODGET, A. S., AUSTRUMS, R. (2017): Subaerial gravel size measurement using topographic data derived from a UAV-SfM approach. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42, 9, 1434–1443.
- WOODGET, A. S., AUSTRUMS, R., MADDOCK, I. P., HABIT, E. (2017): Drones and digital photogrammetry: From classifications to continuums for monitoring river habitat and hydromorphology. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, 4, 4, 1222–1242.
- WOODGET, A. S., CARBONNEAU, P. E., VISSER, F., MADDOCK, I. P. (2015): Quantifying submerged fluvial topography using hyperspatial resolution UAS

imaginery and structure from motion photogrammetry. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40, 1, 47–64.

- WOODGET, A. S., VISSER, F., MADDOCK, I. P., CARBONNEAU, P. E. (2016): The accuracy and reliability of traditional surface flow type mapping: Is it time for a new method of characterizing physical river habitat? *River Research and Applications*, 32, 9, 1902–1914.
- WRIGHT, L. D., THOM, B. G. (1977): Coastal depositional landforms: A morphodynamic approach. *Progress in Physical Geography*, 1, 412–459.
- XIAO, Y., YANG, S. Y., HU, J., TONG, S. C., FU, X. U., CHEN, Y. (2014): 2D mathematical modeling for fluvial processes considering the influence of vegetation and bank erosion. In: 11th International Conference on Hydroinformatics HIC, New York City, USA.
- ZERFU, T., BEEVERS, L., CROSATO, A., WRIGHT, N. (2015): Variable input parameter influence on river corridor prediction. *Water Management*, 168, 5, 199–209.
- ZHANG, Q., CEN, S. (2015): *Multiphysics Modeling: Numerical Methods and Engineering Applications*: Elsevier and Tsinghua University Press Computational Mechanics Series. Academic Press, Cambridge.

8.2 Internetové zdroje

- 4DG (2020): Digitální modely terénu (DMT), <https://1url.cz/OrLa9> (cit. 19. 11. 2020).
- ČHMÚ (2015): Zpráva o povodni z povodí horní Vltavy prosinec 2015, <https://1url.cz/MrLaW> (cit. 12. 4. 2022).
- ČHMÚ (2021a): Historická data počasí – Denní data dle zákona 123/1998 Sb., <https://1url.cz/WrLao> (cit. 1. 12. 2021).
- ČHMÚ (2021b): Historická data hydrologie – Denní data dle zákona 123/1998 Sb., <https://1url.cz/lrLaN> (cit. 19. 12. 2021).
- ČÚZK (2020): Digitální model reliéfu České republiky 5. generace (DMR 5G), <https://1url.cz/ArLaq> (cit. 19. 11. 2020).
- GISAT (2020): Obrazová mozaika, <https://1url.cz/prLaB> (cit. 19. 11. 2020).
- JANÍK, T., ROMPORTL, D. (2019): Recentní změny krajinného pokryvu po orkánu Kyrill v Národním parku Šumava, <https://1url.cz/mrLap> (cit. 11. 12. 2021).
- JANOUSH, V. (2013): Pravěcí lovci žili i hluboko v horách Šumavy, ukázal objev archeologů, <https://1url.cz/JrLaR> (cit. 19. 12. 2021).
- JOHANIS, V., ŽEMLIČKA, M. (2019): Využití mračen bodů od geodetů pro praxi architektů a projektantů, <https://1url.cz/3rLas> (cit. 19. 11. 2020).
- LOD (2020): Ortofoto Mapy, <https://1url.cz/jrLad> (cit. 19. 11. 2020).
- NP ŠUMAVA (2021a): Přírodní poměry, <https://1url.cz/hrLah> (cit. 1. 12. 2021).
- NP ŠUMAVA (2021b): Javoří Pila / Ahornsäge, <https://1url.cz/irLaZ> (cit. 19. 12. 2021).
- NP ŠUMAVA (2021c): V šumavských lesích stoupá zásoba dříví, <https://1url.cz/HrLaI> (cit. 19. 12. 2021).
- PERTOLDOVÁ, J., VERNER, K., NÝVLT, D., BABŮREK, J. (2005): Geologický vývoj Šumavy, <https://1url.cz/OrLaJ> (cit. 1. 12. 2021).
- SMOLOVÁ, I. (2005): Geomorfologické mapování, <https://1url.cz/frLag> (cit. 19. 11. 2020).
- SOWAC GIS (2021): Půda v mapách, <https://mapy.vumop.cz> (cit. 11. 12. 2021).
- TENCER, T. (2012): LiDAR – Pořizování 3D dat, <https://1url.cz/UrLa0> (cit. 22. 12. 2020).

- ZÁDOROVÁ, T., PENÍŽEK, V. (2020): Základy půdní klasifikace I.,
<https://1url.cz/orLaX> (cit. 19. 12. 2021).
- ZANIKLÉ OBCE (2021): Javoří pila (Ahornsäge),
<https://1url.cz/JrLab> (cit. 19. 12. 2021).

8.3 Zdroje využitě pro tvorbu mapových výstupů

- AOPK ČR (2020): Biogeografické členění ČR – digitální geografická databáze. <https://1url.cz/CrLau> (cit 1. 12. 2020).
- ARCDATA PRAHA, ZÚ, ČSÚ (2016): ArcČR 500 – digitální geografická databáze, verze 3.3. www.arcdata.cz (cit. 1. 12. 2020).
- COPERNICUS (2021): CORINE Land Cover – digitální geografická databáze. <https://land.copernicus.eu/pan-european/corine-land-cover> (cit. 19. 12. 2021).
- ČGS (2012): Půdní mapa České republiky 1 : 50 000 – starší mapování (raster). Mapový poklad © Česká geologická služba (cit 19. 12. 2021).
- ČGS (2019): Geologická mapa České republiky 1 : 50 000 barevná bezešvá. Mapový podklad © Česká geologická služba (cit. 1. 12. 2020).
- ČÚZK (2013): Digitální model reliéfu České republiky 4. generace. <https://1url.cz/DrLat> (cit 19. 12. 2021).
- ČÚZK (2018): Ortofoto České republiky 1 : 5 000 barevná bezešvá. Mapový podklad © Český úřad zeměměřičský a katastrální. www.cuzk.cz (cit. 21. 12. 2021).
- VÚV TGM (2020): Digitální báze vodohospodářských dat (DIBAVOD) – digitální geografická databáze. www.dibavod.cz (cit. 1. 12. 2020).

Seznam příloh

Příloha 1: Dron DJI M210 RTK s RGB kamerou Zenmuse X4, pořízeno 27. 5. 2019, zdroj: archiv Jakuba Šolce	125
Příloha 2: Dron DJI M210 RTK putující na počátek své letové dráhy ve zkoumaném úseku Javořího potoka, pořízeno 27. 5. 2019, zdroj: archiv Jakuba Šolce	125
Příloha 3: Severní část Hotspotu II, v popředí akumulací lavice označená písmenem K, v pozadí nátrž č. 7, pořízeno 27. 5. 2019, zdroj: archiv Jakuba Šolce.....	126
Příloha 4: Obnažená struktura nátrže č. 9 v Hotspotu II s hrubými fluviálními akumulacemi při hladině toku, pořízeno 27. 5. 2019, zdroj: archiv Jakuba Šolce	126
Příloha 5: Nátrž č. 9 v Hotspotu II v celé své délce, pořízeno 27. 5. 2019, zdroj: archiv Jakuba Šolce	127
Příloha 6: Nátrž č. 7 (v pozadí) s hrubými šterkovými akumulacemi při hladině toku, pořízeno 27. 5. 2019, zdroj: archiv Jakuba Šolce	127
Příloha 7: Sesunutá část hrany nátrže č. 10 v Hotspotu II, pořízeno 30. 5. 2020, zdroj: archiv Jakuba Šolce	128
Příloha 8: V erozi ovlivňovaném břehu nátrže č. 2 došlo k podemletí a následnému zhroucení smrku do koryta, pořízeno 28. 12. 2021, zdroj: archiv Jakuba Šolce ..	128
Příloha 9: Část akumulací lavice označené písmenem G (levá část snímku) v Hospotu I, pořízeno 28. 12. 2021, zdroj: archiv Jakuba Šolce.....	129
Příloha 10: Část nátrže č. 5, jež je částečně zakrytá sesunutou částí břehu, pořízeno: 28. 12. 2021, zdroj: archiv Jakuba Šolce	129

Přílohy



Příloha 1: Dron DJI M210 RTK s RGB kamerou Zenmuse X4, pořízeno 27. 5. 2019, zdroj: archiv Jakuba Šolce



Příloha 2: Dron DJI M210 RTK putující na počátek své letové dráhy ve zkoumaném úseku Javořího potoka, pořízeno 27. 5. 2019, zdroj: archiv Jakuba Šolce



Příloha 3: Severní část Hotspotu II, v popředí akumulací lavice označená písmenem K, v pozadí nátrž č. 7, pořizeno 27. 5. 2019, zdroj: archiv Jakuba Šolce



Příloha 4: Obnažená struktura nátrže č. 9 v Hotspotu II s hrubými fluvialními akumulacemi při hladině toku, pořizeno 27. 5. 2019, zdroj: archiv Jakuba Šolce



Příloha 5: Nátrž č. 9 v Hotspotu II v celé své délce, pořízeno 27. 5. 2019, zdroj: archiv Jakuba Šolce



Příloha 6: Nátrž č. 7 (v pozadí) s hrubými šterkovými akumulacemi při hladině toku, pořízeno 27. 5. 2019, zdroj: archiv Jakuba Šolce



Příloha 7: Sesunutá část hrany nátrže č. 10 v Hotspotu II, pořízeno 30. 5. 2020, zdroj: archiv Jakuba Šolce



Příloha 8: V erozí ovlivňovaném břehu nátrže č. 2 došlo k podemletí a následnému zhroucení smrku do koryta, pořízeno 28. 12. 2021, zdroj: archiv Jakuba Šolce



Příloha 9: Část akumulční lavice označené písmenem G (levá část snímku) v Hospotu I, pořízeno 28. 12. 2021, zdroj: archiv Jakuba Šolce



Příloha 10: Část nátrže č. 5, jež je částečně zakrytá sesunutou částí břehu, pořízeno: 28. 12. 2021, zdroj: archiv Jakuba Šolce