

Univerzita Karlova v Praze
Přírodovědecká fakulta
Katedra fyzické geografie a geoekologie



Tomáš Doležal

**Revitalizační opatření horských vrchovišť a jejich vliv na dynamiku
odtoku v pramenné oblasti Otavy**

Peat bog revitalizing measures and their effect on runoff dynamics in
the Otava River headstream area

Bakalářská práce

Vedoucí práce: RNDr. Jan Kocum, Ph.D.

Praha, 2013

Rád bych na tomto místě poděkoval všem, kteří mi byli nápomocni a vytvořili mi podmínky pro vytvoření této práce. Především děkuji vedoucímu své bakalářské práce RNDr. Janu Kocumovi, Ph.D., za odborné vedení a cenné připomínky k práci. Děkuji také pracovníci NP a CHKO Šumava RNDr. Ivaně Bufkové, Ph.D., nejen za poskytnutí dat, ale i za její odborné rady a připomínky. Zvláštní poděkování patří rodičům, kteří mi všestrannou pomocí vytvořili podmínky pro studium a zpracování této práce.

Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci vypracoval samostatně a veškeré použité prameny a literaturu jsem řádně citoval.

V Praze dne 15.05.2013

.....

Tomáš Doležal

Revitalizační opatření horských vrchovišť a jejich vliv na dynamiku odtoku v pramenné oblasti Otavy

Abstrakt

Tato bakalářská práce přináší a shrnuje dosavadní poznatky o hydrologické funkci horských vrchovišť, na které v současné době nepanuje jednotný názor. Hlavní pozornost je věnována zhodnocení revitalizačních opatření na odvodněných vrchovištích. Tímto navazují na další výzkumy probíhající v pramenné oblasti Otavy. Práce je členěna na tři hlavní části – literární rešerši, fyzicko-geografickou charakteristiku sledované oblasti a vlastní výzkum. Práce vychází z dat Katedry fyzické geografie a geoekologie PřF UK v Praze a z dat Správy NP a CHKO Šumava.

Klíčová slova: hydrologie, vrchoviště, revitalizace, Šumava, experimentální povodí

Peat bog revitalizing measures and their effect on runoff dynamics in the Otava River headstream area

Abstract

This bachelor thesis summarizes knowledge about hydrological function of peat bogs, about which there is a little consensus at present. The main focus is concentrated to evaluation revitalizing measures of drained bogs. I follow this to further ongoing researches in the Otava River headstream area. This thesis is divided into three main parts– literary review, physical-geographic characteristic and my own research. It is based on data provided by Faculty of Science, Department of Physical Geography and Geoecology and by Management of National Park and Protected Landscape area Šumava.

Key words: hydrology, peat bog, revitalization, Šumava mountains, experimental catchment

Obsah

1. Úvod.....	5
1.1 Cíle práce	5
1.2 Návaznost na řešené projekty	6
2. Současný stav poznání horských vrchovišť	7
2.1 Klasifikace humolitů	7
2.2 Vznik a vývoj rašelinišť a slatinišť	9
2.3 Mikrostruktura vrchovištních rašelinišť a slatinišť	11
2.4 Hydrologická funkce rašelinišť	12
2.5 Antropogenní ovlivnění rašelinišť	16
2.6 Ochrana a revitalizace rašelinišť	19
3. Fyzickogeografická charakteristika zájmových území.....	21
3.1 Vymezení zájmového území	21
3.2 Geologická stavba	23
3.3 Geomorfologický přehled.....	25
3.4 Půdní poměry.....	26
3.5 Klimatické poměry.....	27
3.6 Hydrografie a odtokový režim	29
3.7 Biogeografie a ochrana přírody	31
4. Dynamika odtoku v experimentálních povodích.....	34
4.1 Zdrojová data a metodické postupy.....	34
4.2 Odtokový režim a jeho variabilita v povodích Cikánského a Tmavého potoka	35
4.2.1 Hodnocení odtoku z hlediska denních a měsíčních průtoků	35
4.2.2 Hodnocení vybraných extrémních epizod.....	36
4.2.2.1 Bezesrážková období	36
4.2.2.2 Období déletrvajících srážek.....	37
4.2.2.3 Období nárazových srážek	38
4.3 Odtokový režim a jeho variabilita v povodí slatí Nad Rybárnou	40
4.3.1 Hodnocení odtoku z hlediska denních a měsíčních průtoků	40
4.3.2 Hodnocení vybraných extrémních epizod.....	41
4.3.2.1 Bezesrážková období	41
4.3.2.2 Období déletrvajících srážek.....	41
5. Diskuze.....	43
5.1 Variabilita odtoku v experimentálních povodích Cikánského a Tmavého potoka	43
5.2 Variabilita odtoku v povodí slatí Nad Rybárnou.....	44
5.3 Nejistoty a možné chyby měření	45
6. Závěr	46
7. Literatura a použité zdroje	47
8. Seznam obrázků, tabulek a fotografií	49

1. Úvod

Tato bakalářská práce se zabývá hydrologickou funkcí vrchovišť a vlivem revitalizačních opatření vrchovišť na dynamiku odtoku. Kromě tradičních faktorů, které ovlivňují povrchový odtok, mají ve sledované části Šumavy velký vliv rašeliniště a jejich následné revitalizační opatření. Věnuji se tak často diskutovanému tématu, na které ovšem nepanuje jednotný názor. Oblast Modravských slatí, je charakteristická vysokým podílem vrchovišť, které byly v minulosti odvodněny a některé následně i revitalizovány. Na území Národního parku Šumava byl již v roce 1998 vyhlášen Program revitalizace šumavských mokřadů a rašelinišť, jehož hlavním cílem je záchrana cenných mokřadů a také celková náprava škod na vodním režimu území. Od provedení revitalizačních opatření již uběhla dostatečně dlouhá doba, aby mohly být provedené revitalizace relevantně zhodnoceny. Tímto navazuji na projekty řešené na půdě Katedry fyzické geografie a geoekologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy v Praze, ale i na práce pracovníků Správy Národního Parku a chráněné krajinné oblasti Šumava. Moje práce podává základní informace týkající se vrchovišť a přináší ucelený pohled na vliv revitalizačních opatření vrchovišť ve vztahu k dynamice odtoku.

1.1 Cíle práce

Ve své bakalářské práci se zabývám vlivem revitalizačních opatření vrchovišť na dynamiku odtoku. Pro posouzení tohoto jevu byla vybrána tři experimentální povodí. Cílem práce je srovnat dynamiku odtoku revitalizovaného povodí Cikánského potoka s odvodněným a nerevitalizovaným povodím Tmavého potoka. Tyto dva potoky mají mnoho společných vlastností, proto jsou vhodné pro porovnávání. Dále chci posoudit vliv revitalizace v mnohem menším měřítku, v povodí o velikosti několika málo hektarů, kde je známá řada průtoků před i po revitalizaci, tudíž je zde vliv revitalizace zřejmý. Dalšími důležitými částmi této práce je popis fyzickogeografických charakteristik, které značně ovlivňují dynamiku odtoku a také literární rešerše, která shrnuje základní informace o vrchovištích a přispívá k objasnění hydrologické funkce vrchovišť z pohledu české i zahraniční literatury.

1.2 Návaznost na řešené projekty

Vzhledem k zaměření je předložená práce tematicky navázána na řadu projektů, které byly v poslední době řešeny na Katedře fyzické geografie a geoekologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy v Praze. Práce byla z několika níže uvedených zdrojů rovněž přístrojově a finančně podporována. Výzkum probíhal za podpory Výzkumného záměru Geografické sekce MSM 0021620831 - Geografické systémy a rizikové procesy v kontextu globálních změn a evropské integrace (hlavní řešitel Doc. RNDr. Luděk Sýkora, Ph.D., období řešení 2005-2011), projektu GA UK, 2371/2007 - Retence vody v pramenných oblastech řek jako nástroj integrované protipovodňové ochrany a řešení problému sucha (hlavní řešitel RNDr. Jan Kocum, období řešení 2007-2009), projektu VaV, SM/2/57/05 - Dlouhodobé změny poříčních ekosystémů v nivách toků postižených extrémními záplavami (hlavní řešitel Doc. RNDr. Jakub Langhammer, Ph.D., období řešení 2005-2008) a projektů Specifického vysokoškolského výzkumu SVV-2010-261 201 a SVV-2011-263 202. V současné době jsou na výše zmíněném pracovišti řešeny projekty, které významně podporovaly tuto práci: GA ČR 13-32133S - Retenční potenciál pramenných oblastí ve vztahu k hydrologickým extrémům (hlavní řešitel Prof. RNDr. Bohumír Janský, CSc., období řešení 2013-2017) a GA ČR, P209/12/0997 - Vliv disturbancí horské krajiny na dynamiku fluvialních procesů (hlavní řešitel Doc. RNDr. Jakub Langhammer, Ph.D., období řešení 2012-2014).

2. Současný stav poznání horských vrchovišť

2.1 Klasifikace humolitů

V Česku je používán často výraz rašeliníště jak pro označení vrchoviště obsahující rašelinu, tak pro slatiniště obsahující slatinu. Tento výraz je však nepřesný, jelikož rašeliníště představuje pouze stanoviště s ložiskem rašeliny a slatiniště stanoviště s ložiskem slatiny. Souhrnný název pro rašelinu a slatinu představuje termín humolit, který byl v roce 1937 přijat Mezinárodní pedologickou společností. Z geologického hlediska je humolit ložiskem sedimentů organického původu. Podle Dohnala (1965) označuje termín humolit zeminy s vysokým obsahem humusu, které vznikají ve vodou nasyceném prostředí za nepřístupu vzduchu. Pivníčková (2007) uvádí, že je humolit biogenní sediment s obsahem více jak 50 % spalitelných látek v sušině vzniklý ulmifikací, tedy rašeliněním a slatiněním.

Místa, kde dochází k rašelinění, se nazývají rašeliníště, podle Pivníčkové (1997) ale i slatiniště a slatinné rašeliny. Rostlinní ekologové rozumí pod pojmem rašeliníště stanoviště vegetačních formací, která vznikají na místech, kde hladina podzemní vody vystupuje na povrch, nebo kde se na nepropustném podloží hromadí voda (Pivníčková 1997). Pro pojem rašeliníště je asi nejvýstižnější tato definice: Rašeliníště jsou místa, kde se vyskytuje tlející organická hmota, která se akumuluje ve vodou nasycených oblastech. Proto se rašelina váže na oblasti s pozitivní vodní bilancí. Nejčastěji rašeliníště vznikají v mírném nebo boreálním pásu s dostatkem srážek, nebo v nížinách, kde se vyskytuje nepropustné podloží (Holden a kol. 2004). Charman (2002) ještě upřesňuje, že se oproti ostatním ekosystémům v krajině liší vysokým zamokřením, specifickými vlastnostmi půdy, zejména nízkými koncentracemi kyslíku a unikátní flórou a faunou.

Humolity můžeme klasifikovat podle mnoha kritérií, například topologických, botanických, hydrologických či genetických. Topologická klasifikace dělí humolity podle lokalizace v terénu a podle reliéfu. Botanická klasifikace vychází z poměrů současného stavu vegetačního krytu (Dohnal 1965). Hydrologická klasifikace dělí humolity podle způsobu sycení vodou (Pivníčková 1997). A genetická klasifikace zase podle způsobu vzniku. Je tedy patrné, že vzniklo mnoho subjektivních klasifikací ovlivněných měřítky daného oboru nebo praxe (Dohnal 1965). Dále je pozornost věnována klasifikaci humolitů včetně popisů jednotlivých typů. Humolity dělíme na rašelinu, přechodovou rašelinu a slatinu a jejich stanoviště na rašeliníště (též vrchoviště), přechodová rašeliníště a slatiniště (Pošta 2004).

Termín **vrchoviště** (anglicky bog, německy Hochmoor) označuje rašeliniště s vlastním vodním režimem. Vrchoviště jsou závislá na podzemní i na srážkové vodě. Vyskytují se proto zejména v horských a podhorských oblastech s humidním klimatem. Prostředí vrchovišť je oligotrofní, a proto jsou vrchoviště velmi kyselá. Dominujícím rostlinným druhem je rašeliník, který je schopen mnohonásobně zvětšovat svůj objem nasáváním vody z okolí (Janský, Šobr a kol. 2003). Podle Pivníčkové (1997) má rašeliník schopnost nasátím vody zvětšit objem až dvacetkrát. Charakteristickým rysem vrchovišť je pomalý růst. Jeden metr slabě rozložené rašeliny se tvoří 500 let, silně rozložená až 1000 let. Roční přírůstek činí tedy 1-2 mm. Mocnost rašeliny je závislá na topografii reliéfu, hydrologických a klimatických podmínkách. Nejhlubší v Česku jsou šumavská rašeliniště (místně zvané slatě), která dosahují hloubky až 7 m (Janský, Šobr a kol. 2003). Rašeliniště můžeme dělit také na ombrotrofní a minerotrofní. V ombrotrofních vrchovištích jsou živiny a voda získávány především z atmosférických srážek. Proto jsou tato vrchoviště značně kyselá (pH <4) a obsahují nízké množství vápníku a hořčíku (Turesky a kol. 2004). Naopak minerotrofní rašeliniště jsou závislé na podzemní vodě. Půda vodu mineralizuje, a proto je zde vyšší množství vápníku a hořčíku a půda je méně kyselá (Holden 2004).

Slatiniště (anglicky fen, německy Niedermoor) vznikají v úživném prostředí nížin. Vytvářejí se buď na vývěrech podzemní vody (černavy v Polabí) nebo zarůstáním vodních nádrží či slepých říčních ramen. Dále je můžeme rozdělit na slatiniště prostá (bez výraznějšího obohacení minerálními látkami) a mineralizovaná (Janský, Šobr a kol. 2003). Z rostlinných zbytků v úživném prostředí a v teplých oblastech vzniká procesem slatinění slatina. Ta se oproti rašelině tvoří rychleji přesto i zde je třeba k vytvoření jednoho metru slatiny několik set let (Pivníčková 1997).

Přechodová rašeliniště (anglicky mixed mire, německy Übergangsmoor) vykazují vlastnosti obou předchozích typů. Vyskytují se od chladnějších pahorkatin až po horské oblasti. Kombinují se zde různé druhy mechů s travinami. Podle Dohnala (1965) se jedná o uměle vykonstruovaný typ, který má být chápán jako pomocný článek v posloupnosti ložisek humolitu. Jednotlivé humolity jsou shrnuty v tab.1.

Tab.1: Typy humolitů

	geografická poloha	výchozí vegetace	úživnost prostředí	zdroj vody
vrchoviště	horské a podhorské oblasti	mechová, rašeliník	oligotrofní	podpovrchová a srážková
přechodové vrchoviště	široká škála stanovišť pahorkatiny až hornatiny	rašeliníko-mecho-travinná	oligotrofní až mezotrofní	podpovrchová a srážková
slatiniště	nížiny	mecho-travinná bylinná	mezotrofní až eutrofní	podpovrchová a srážková

Zdroj: Šobr, Janský (2003), upraveno

2.2 Vznik a vývoj rašeliníšť a slatinišť

Rašeliníště se nacházejí po celém světě od tropů až po vysoké zeměpisné šířky a zabírají přibližně 3 % zemského povrchu. Tato prostředí jsou cenná zejména z hlediska ochrany přírody vzhledem k jejich jedinečné biologické rozmanitosti. Navíc jsou úložištěm vody a uhlíku v půdě. Odhaduje se, že v rašeliníštích je uloženo až 10 % světových zdrojů sladké vody a až jedna třetina uhlíku uložená v půdě (Rubec 2005 cit. v Ballard a kol. 2011).

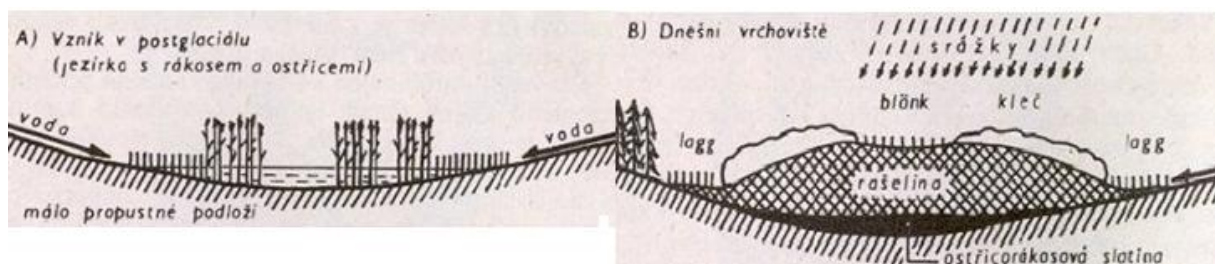
Vývoj a vznik rašeliníšť a slatinišť můžeme popsat na základě vlivu klimatu na změnu vegetace a tím i typu ložiska, ale také podle hydrogeologických podmínek stanoviště, které ukazují vliv pramenů na vznik ložisek. Z hydrogeologického hlediska vzniká dle Dohnala (1965) naprostá většina ložisek humolitu v místech vývěrů pramenů, kde se část vytváří zazenňováním a zarůstáním přirozených a umělých vodních nádrží či mrtvých říčních ramen. Rašeliníště se začaly vyvíjet již koncem dob ledových zhruba před 10-15 tisíci lety. Po ústupu ledovce se zde vytvořila lesostep, která se postupně měnila v lesní pásmo. V úžlabinách, terénních depresích a horských sedlech se díky vodnímu nasycení a relativně vysokým průměrným ročním teplotám začala vytvářet slatina. V důsledku střídajícího se klimatu v holocénu došlo k přeměně mnohých slatinišť na rašeliníště a naopak. Je proto zcela běžné, že ložiska humolitů vykazují znaky obou typů. Podle Bufkové (1999) vznikají vrchoviště v místech, kde hladina podzemní vody dosahuje k povrchu, či je blízko pod ním. Základem každého rašeliníště je vrstva ústrojného bahna (rašelina či slatina), kterou tvoří odumírající části bažinných rostlin.

Rozklad a humifikace organických látek probíhá velmi pomalu, což je způsobeno řadou faktorů: nedostatek zoedafonu, anoxickými podmínkami, velmi kyselou půdní reakcí, konstantně nízkými teplotami, nízkou mikrobiální aktivitou a oligotrofním prostředím. V místě nahromaděných vrstev rostlinných zbytků se dodnes dochovala konzervovaná pylová zrna, čehož se využívá při rekonstrukci vegetačních změn v poledové době (Janský,

Šobr a kol. 2003). Turesky a kol. (2004) upřesňuje, že je zde nejen spousta uložených a zakonzervovaných pylových zrn, které nám poskytnou mnoho důležitých informací, ale také velké množství pozorovatelných izotopů (^{210}Pb , ^{14}C , atd.). Rašeliniště se tak stávají zásobárnou informací o nedávné historii země.

Hromadící se nerozložené zbytky způsobují narůstání rašeliniště v jeho centrální části a vzniku vrchovištní klenby. Mechy v horní části rašelinného profilu se dostávají mimo dosah podzemní vody a začínají být závislé na vodě srážkové. Ve chvíli kdy dojde k nadměrnému vyklenutí vrchovištní klenby, při němž již podzemní voda nedosáhne do horních partií vrchovištního profilu a zároveň srážková voda není schopna nasytit celý rašelinný profil, začne vrchoviště postupně vysychat. Stanoviště poté začne osidlovat kleč a později smrkový porost. Poslední fází vývoje rašeliniště je rašelinný les (Janský, Šobr a kol. 2003). Schéma vývoje názorně ukazuje obr. 1.

Obr. 1: Schéma vývoje vrchoviště



Zdroj: Vopěnka (2012)

Slatiny se začaly vyvíjet již v boreálu, a to především zarůstáním vodních nádrží. Slatinná ložiska prameništního původu jsou velmi citlivá na výkyvy úrovně hladiny vody i na množství živin. Spouštěcí mechanismus je ve své podstatě stejný jako v případě vývoje vrchoviště. Sádlo a Štorch (2000) cit. v Pošta (2004) popisují vývoj slatiniště takto: Ve chvíli, kdy se vrstva humolitu ve slatinném profilu dostane mimo dosah podzemní vody, se ve vodou nenasyčených částech slatiny uchyty semenáčky olše. Ty mají na kořenech symbionty fixující dusík, který se tak vnáší do slatiny, a proto se slatinná půda začíná mineralizovat, tj. rozkládat. Olše odčerpávají živiny, následkem čehož půda začíná pomalu klesat, kořeny olší zaplavuje voda a vzniká mokřadní olšina. Díky poklesu půdy mají olše obnažené kořeny a pomalu odumírají. Vzniká bažina, začíná se objevovat rákos, hromadící velké množství organické hmoty a bažina se zazemňuje. Rákos nakonec vystřídají mechy a ostřice a znovu se objevuje proces slatiny.

Obecně platí, že rozklad organické hmoty ovlivňují čtyři základní faktory: kvalita substrátu, stav okolního prostředí, jací rozkladači se zde podílejí a dostupnost živin. Pokud

dekompozitoři nemají dostatek živin ze substrátu, který používají jako zdroj energie, jsou schopni ji v některých případech přemístit z okolí. Kvalita substrátu je dána koncentrací uhlíku a živin (Lindahl a kol. 2001 cit. v Laiho 2006). Rychlost rozkladu se obvykle snižuje s hloubkou. Největší změny nastávají v místě, kde se podmínky mění na anoxické, a tudíž méně příznivé (Tuominen 1981 cit. v Laiho 2006). To dokládá i Holden a kol. (2004), který říká, že pozice podzemní vody udržuje rovnováhu mezi akumulací hmoty a dekompozicí, rašelina je proto velmi citlivá na hydrologické změny a změny land use.

2.3 Mikrostruktura vrchovištních rašeliníšť a slatinišť

Povrchová struktura rašeliníšť je geomorfologicky velmi pozoruhodná. Na vrchovišti s dostatkem srážkové i podzemní vody, tedy s neporušeným či málo porušeným hydrologickým režimem, můžeme nalézt řadu tvarů. Na temeni je jezero zvané blánk (viz foto 1). Jeho velikost je různá, pohybuje se řádově v jednotkách až desítkách metrů. Rozloha blánku se totiž v důsledku pohybu hladiny podzemní vody, dynamičnosti chodu srážek, zarůstání vegetací a zazemňování neustále mění. Přestože má rašeliník na vrchovišti značnou retenční schopnost, dochází k situaci, kdy již vodu nedokáže pojmout a ta pak odtéká směrem k okraji vrchoviště. Zde se pak vytváří silně vlhký pás, tzv. lagg. Vlastní vrchoviště je rozbrázděno sítí malých prohlubní (šlenků) a bochánkovitých vyvýšenin (bultů), které vznikají díky mrznutí vody, sesedavým pohybům odumřelého rašeliníku a rozdílné distribuci vody. Vrchoviště může být vlivem mrazu rozčleněno na síť delších pruhů strängů (vyvýšenin) a flarkarů (prohlubní). Větší a hlubší flarkary se jmenují kolky (Pošta 2004). Mozaiku vyvýšenin a sníženin způsobují trsy a polštáře jednotlivých druhů rostlin, dále konkurence mezi různými druhy a konečně sesedání rašeliny, proudící voda nebo trvalé účinky mrazu. Existují i teorie, že střídání prohlubní a vyvýšenin je prostý důsledek energetického růstu v místě prohlubně a zaostávání růstu sušší vyvýšeniny: v průběhu desetiletí a staletí se na místě prohlubně vyvine kopeček a kopeček se naopak stane dnem prohlubně (Bufková, Spitzer 2008).

Foto 1: Mikrostruktura vrchovištních rašelinišť



Zdroj: Foto Zuzana Rutová, upraveno

2.4 Hydrologická funkce rašelinišť

Otázka hydrologické funkce rašeliniště není zcela jednoznačně zodpovězena. Vliv rašeliniště na hydrologický režim byl dříve vnímán jednoznačně pozitivně. Postupem času a přibýváním výzkumů rašelinišť v různých částech světa se zjistilo, že funkci rašelinišť nelze tak snadno generalizovat, protože rašeliniště se mnohdy chovala jinak, než se předpokládalo. Jisté je, že hydrologická funkce rašelinišť je značně závislá na celé řadě faktorů, zejména na druhu a stavu rašeliniště, míře antropogenního ovlivnění a na fyzicko-geografických parametrech (Janský, Kocum 2008). Je možné, že vliv rašeliny byl v posledních letech mírně přeceňován.

Rašeliniště bylo v minulosti velmi často chápáno jako regulátor průtoků a vodní rezervoár, ze kterého je napájen vodní tok (Ferda 1969). V této době existovala tzv. „houbová teorie“. Ta říkala, že v době nadbytku srážek jsou rašeliniště schopny nasát a zadržet velké množství vody, kterou poté vypouští do vodních toků. Tím dochází k vyrovnávání průtoků, ke snižování maximálních odtoků zejména při tání sněhu a naopak ke zvyšování minim v suchých letních obdobích. Tato domněnka vznikla po zjištění, že rašelina je schopna

pojmout neobyčejné množství vody, podzemní voda sahá v rašeliništích až téměř k povrchu, a že téměř z každého rašeliniště vytéká potok. Výše uvedený názor byl v 19. století uznán nejen v kruzích odborných, ale zakořenil i v kruzích lidových, kde byl tradován a udržován, takže se s ním můžeme setkat i dnes.

Je tedy patrné, že se hydrologický význam rašelinišť pod vlivem takového názoru posuzoval jednoznačně pozitivně. V roce 1890 bylo dokonce v rámci subkomise pro kultivaci rašelinišť projednáváno jejich odvodňování a následně ustanoven zákaz provádění odvodnění horských vrchovišť v pásmu nad stromovou hranicí a povolení k odvodnění rašelinišť v předhůří musela vydat souhlas přímo vláda.

K bližšímu objasnění hydrologické funkce rašelinišť mohlo být přistoupeno až ve 20. století, kdy byl v tomto směru nashromážděn bohatší dokumentační materiál. Oproti názorům v 19. století se začínal považovat vliv rašelinišť na hydrologické poměry krajiny za nepříznivý, poněvadž bylo zjištěno, že se odtoky zmenšovaly na úkor neproduktivního výparu. Od 70. let 20. století se objevují práce, které retenční funkci rašelinišť zpochybňují a za jedinou možnost zvýšení jejich retenční kapacity doporučují snížení hladiny podzemní vody pomocí odvodnění. Tyto meliorační zásahy byly poté provedeny v řadě horských oblastí na území České republiky (Janský, Kocum 2006).

Podle Říhy (1938) cit. v. Ferda (1969) mají neodvodněná, na plnou kapacitu nasycená rašeliniště (nemohou již přijímat srážkovou vodu) na odtoky nepříznivý účinek, jelikož je odtokový koeficient v takovýchto případech neobyčejně vysoký. Naopak v době sucha nevydávají rašeliniště téměř žádnou vodu. Po odvodnění rašelinišť se podle již zmiňovaného autora zlepšuje vodní režim toků z nich vytékajících. Nesmí ovšem dojít vlivem husté sítě odvodňovacích příkopů k přesušení rašelinného ložiska, protože pak jsou srážky velice špatně zachycovány a dochází k velkému rozkolísání průtoků, i když ne tak vysokých jako u rašelinišť neporušených. Další autoři jako například Danovič (1950), Ivanov (1953,1957) cit. v Ferda (1969) zavrhuje funkci rašelinišť jako regulátoru průtoků. Podle jejich výzkumu je rozdělení odtoků z rašelinišť během roku velmi kolísavé a potvrzují názor Oppokova (1909,1914) cit. v Ferda (1969), který tvrdí, že v suchých letních měsících rašeliniště nezasobují vodní toky, nýbrž jim vodu naopak odnímají zvýšeným výparem.

Pod vlivem těchto výzkumů se po skončení druhé světové války přistupuje k rozsáhlým odvodňovacím pracím. S tím se ovšem opět otevřel zájem o objasnění hydrologické funkce rašelinišť. Nadále se však potvrzovaly názory starších autorů a to takové, že je hydrologický význam neporušených vrchovištních rašelinišť spíše negativní a

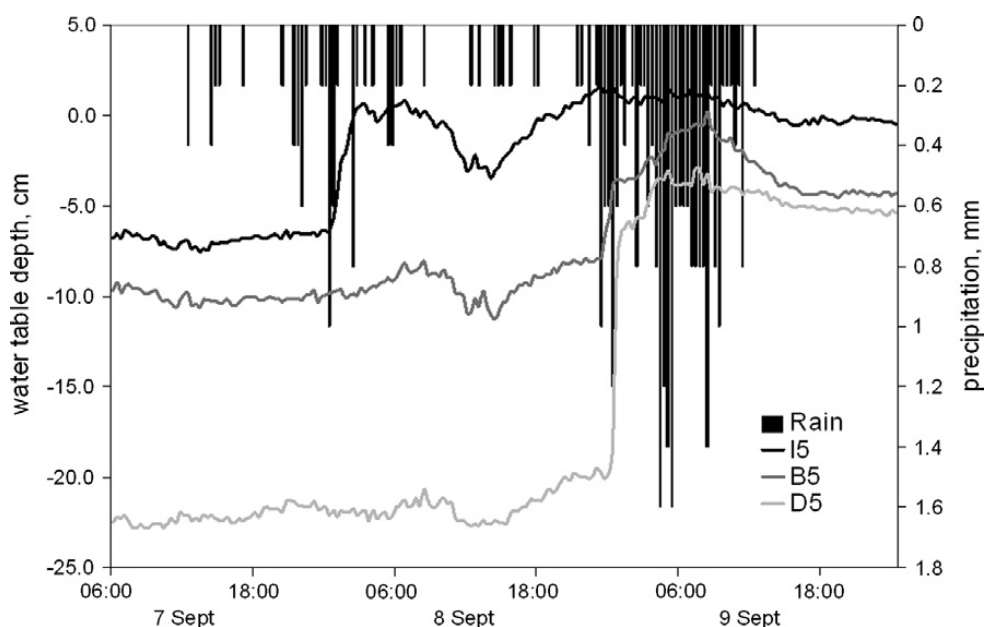
zkulturnění přispívá ke zlepšení hydrologického režimu (Ivanov 1957 cit. v Ferda 1965). Také práce Ferdy (1969) uvádí, že rašeliniště nejsou schopna zadržet zimní srážky, které rychle odtékají, ať již při jarním tání sněhu, kdy bývá povrch rašeliniště obvyčně zmrzlý, tak na jaře, kdy je rašeliniště přemokřeno. Zásoby spodní vody tím nemohou být doplňovány jako u propustnějších minerálních půd, čímž se stává, že je výdej vody z rašeliniště v letním období odkázán jen na množství srážek spadlých v tomto období a dále na jejich rozdělení a intenzitu. Dále objasňuje názor, že rašeliniště nepředstavuje houbu, která v době nadbytku srážek nasaje obrovské množství vody a pak ji v nastávající suché periodě pozvolna vypustí. Užitečná zásoba vody, kterou rašeliniště disponuje, je poměrně malá a rychle se ztrácí výparem, takže v období nedostatku srážek dochází v krátké době k rychlému poklesu průtoků.

Ovšem téměř ve stejné době vznikla vědecká práce, která přinesla opačné výsledky. Práce Conwaye a Millara (1960) cit. v Holden a kol. (2004) vyvrací negativní hydrologický význam neporušených vrchovišť. Podle jejich experimentálního výzkumu v Moor House v severních Penninách byl odtok z odvodněných rašelinišť neobyčejně rychlý, nejvyšší kulminace vody se zde dostavovala mnohem dříve a byla vyšší, než na neodvodněných rašeliništích. Po přívalovém dešti zaznamenali autoři na nenarušeném rašeliništi vyrovnanější čáru průtoků a také větší schopnost nasát a udržet vodu než na rašeliništi odvodněném. Dále autoři shrnují, že odvodněné rašeliniště negativně ovlivňuje svými odtokovými poměry průběh záplav a snižuje retenční schopnost rašeliniště. Ovšem od té doby proběhlo na různých místech Evropy mnoho dalších výzkumů, přičemž některé se s těmito výsledky ztotožňují a jiné přináší výsledky opačné. Naproti tomu Burke (1967) cit. v Holden a kol. (2004) zkoumal rašeliniště Glenamoy v Irsku a zaznamenal zde rychlejší odtok vody právě z neporušených rašelinišť, kde sahala podzemní voda těsně k povrchu. V odvodněném rašeliništi byla často výška vodní hladiny 45-60 cm pod povrchem a odtok z povodí byl mnohem pomalejší. Podle autora se odvodněním zredukoval četný výskyt záplav, pouze docházelo v daném toku ke krátkodobému zvýšení průtoků.

Výsledky prací prováděných na různých místech s umělým narušením rašelinišť se podle McDonalda (1973) cit. v Holden a kol. (2004) nedají porovnávat. Nejdůležitějšími faktory ovlivňující jak retenční schopnost rašeliniště, tak jeho podzemní odtok jsou způsob odvodnění, půdní vlastnosti rašeliniště a vlastnosti samotné rašeliny. Například v Moor House byly rýhy hluboké 0,5 m a vzdáleny od sebe 14 m. Ale v Glenamoy byly dvakrát tak hluboké a čtyřikrát blíže u sebe.

Jeden z posledních výzkumů ve Velké Británii přináší Ballard a kol. (2011). Říká, že otevřený systém odvodňovacích kanálů způsobí hlavně rychlý povrchový odtok, rychlejší kulminaci a také jsou zde větší změny ve výšce hladiny podzemní vody. Cílem je aby se po revitalizaci snížily všechny tyto problémy. Ovšem to je závislé na drenážní hustotě, hydraulické vodivosti, vlastnostech rašeliny a topografii. Výšku hladiny podzemní vody a její fluktuační sledoval i Holden a kol. (2011), který porovnával změny ve výšce hladiny podzemní vody během větších dešťů. Obr. 2 jasně dokazuje, že výška hladiny podzemní vody se u nedotčených rašelinišť mění jen minimálně. Na rozdíl od odvodněných a revitalizovaných rašelinišť.

Obr. 2: Porovnání fluktuační podzemní vody na nedotčených (I), revitalizovaných (B) a odvodněných (D) rašeliništích

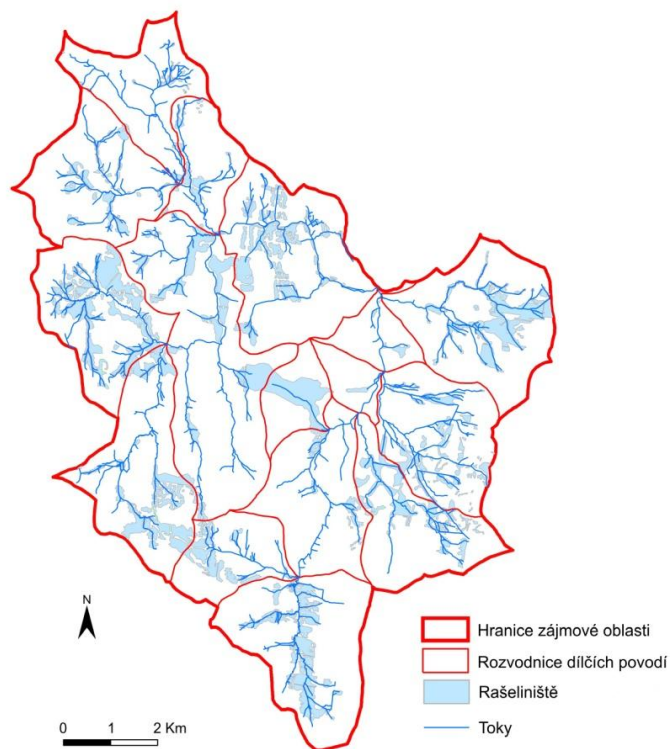


Zdroj: Holden a kol. (2011)

V současnosti víme málo o vlastnostech rašeliny, o tom jak reaguje na odvodnění a proč se na každém typu rašeliniště chová jinak. V minulosti se převážná většina prací zabývala vlivem odvodnění na zkulturnění krajiny. Proto je potřeba se této problematice podrobně věnovat a na základě získaných výsledků provádět další úpravy. Moklyak a kol. (1975) cit. v Holden a kol. (2004) sledoval na Ukrajině poměry rašelinišť jak původních tak odvodněných a shledal, že na odtok má opravdu velký vliv způsob odvodnění, protože každá z pěti zkoumaných ploch vykazovala jiné výsledky. Rychlost odtoku tedy opět závisela na umístění rýh, jejich hustotě a stanovištních podmínkách.

O míře zapojení rašelinišť do odtokového procesu lze uvažovat i s přihlédnutím k ovlivnění jakosti vody resp. iontovému složení vod v periodách nízkých či vysokých průtoků. V suchých obdobích klesá nebo téměř ustává odtok vody z rašelinišť, což se projevuje ve zlepšení jakosti vody v tocích, které je drénují nebo jsou z nich zásobovány občasnými přítoky. V případě, že by tedy rašeliniště v suchých obdobích nadlepšovaly průtoky, jak to uváděli někteří autoři, muselo by se to projevit ve změněné kvalitě vody. Naopak ke změně jakosti vody v tocích dochází během letních dešťových period či jarního tání sněhu, kdy jsou rašelinná ložiska plně saturována vodou a ta přetéká z jejich okrajů do koryt toků (Janský, Kocum 2007). V současné době je prováděn rozsáhlejší hydrologický výzkum horního toku Otavy se zaměřením na hydrologickou funkci tamních rašelinišť. Rozsah rašelinišť v pramenné oblasti Otavy ukazuje obr. 3.

Obr. 3: Výskyt rašelinišť v povodí Vydry



Zdroj: Kocum 2012

2.5 Antropogenní ovlivnění rašelinišť

Rašeliniště jsou tradičně považována za jedny z nejlépe zachovalých přirozených ekosystémů Šumavy. Přesto jsou i tyto biotopy na řadě míst poznamenány činností člověka, zejména odvodněním, borkováním, případně průmyslovou těžbou rašeliny, výstavbou cest a eutrofizací z okolních zemědělsky intenzivně využívaných pozemků.

Charakter a intenzita antropogenní zátěže rašelinišť se v různých oblastech Šumavy liší, přičemž míra narušení úzce souvisí s historií osídlení a způsobem využívání šumavské krajiny. Nejvíce jsou ovlivněny rašeliništní komplexy v okolí sídel (Kvilda, Horská Kvilda, Borovoladsko), avšak ani lokality v méně využívaných oblastech při státní hranici nezůstaly zcela nedotčeny a na řadě míst jsou poznamenány především odvodněním, viz foto 2 (Bufková 2006).

Významný zásah do odtokového režimu v centrální oblasti Šumavy v minulosti znamenalo intenzivní odvodňování rašelinišť. Odvodnění probíhalo ve dvou etapách. S první etapou začali již Schwarzenbergové přibližně před dvěma sty lety.

Důvodem byla změna v lesním hospodaření, kdy zvýšená poptávka po smrkovém dřevu podnítila vznik smrkových monokultur. Pro rychlejší růst smrkových porostů byly odvodněny zamokřené půdy, ale i rašeliniště. Ty měly být v budoucnu přeměněny na produkční lesní plochy. Odvodnění mělo v této době podobu hydromelioračních povrchových rýh a kanálů, které odváděly vodu do nejbližších vodních toků. Rýhy a kanály často obsahovaly nastavitelné hrázky s cílem zadržet vodu v období sucha (Hais 2004 cit. v Kocum 2012). Hlavní odvodňovací vlna postihla rašeliniště až v 70. a 80. letech 20. století v souvislosti s intenzifikací výroby v zemědělství i lesním hospodářství. Odvodnění z této doby je obvykle velmi důkladné na zemědělské půdě je často vedeno pod povrchem, v podmačených lesích byly hluboké rýhy vystřelovány pomocí výbušnin. Naštěstí byla tímto způsobem postižena jen malá část lokalit (Bufková, Spitzer 2008).

Antropogenní ovlivnění se zdaleka nedotýká jen České republiky. Tento problém nalezneme i v dalších evropských zemích (například v Nizozemsku, Finsku, Rusku nebo ve Velké Británii). Zde se setkáváme s odvodněním rašelinišť za účelem efektivnějšího hospodaření na jinak nevyužité ploše. V Irsku pocházejí první záznamy o odvodňování rašelinišť již z roku 1809 s cílem zmírnit záplavy (Common 1970, Wilcoc 1979 cit. v Holden a kol. 2004). Po druhé světové válce se ale tento cíl pozměnil a odvodňovací práce se zintenzivněly, jelikož bylo potřeba zvýšit živočišnou produkci na farmách ležících ve vyšších nadmořských výškách. Dnes najdeme v Severním Irsku pouze 169 km² neporušených rašelinišť, což je nepatrné množství ve srovnání s celkovou plochou rašelinišť 1 190 km²

Foto 2: Odvodňovací rýha na rašeliništi



Zdroj: Foto Ivana Bufková

(Stephens, Symonds 1956, Common 1970 cit v Holden a kol. 2004). Velká Británie je jednou z nejvíce odvodněných zemí v Evropě. Toto odvodnění hraje podstatnou roli v historii jejího zemědělství, více než polovina zemědělsky využívané plochy se totiž nachází na odvodněných půdách (Newson 1992 cit. v Holden a kol. 2004). Odvodňování mokřadů mělo za účel snižovat výšku vodní hladiny. Tento pokles hladiny povrchové vody umožňoval mimo jiné i rychlejší růst vegetace. Ve Velké Británii bylo od roku 1945 zalesněno asi 190 000 ha hlubokých a 315 000 ha mělkých rašelinišť, slatinišť a mokřadů (Cannel a kol. 1993 cit. v Holden a kol. 2004). Ve Skotsku bylo 25 % rašelinišť ovlivněno různou intenzitou odvodnění spojeného se zalesňováním (Ratcliffe a Oswald 1988 cit. v Holden a kol. 2004). Obecně můžeme shrnout, že odvodnění rašelinišť má čtyři hlavní důvody: (i) získání zemědělské půdy (ii) vytvoření ploch pro zalesnění (iii) poptávka po rašelině v zahradnictví nebo pro výrobu energie (iv) a protipovodňová opatření (Holden a kol. 2011).

Ve světě však v současné době začíná převládat názor, že jsou zásahy do vodního režimu obecně klíčovým problémem ochrany rašelinišť. Dokazuje to i Charman (2002), který poukazuje, že se výše zmiňované zalesnění ve Skotsku stalo ohniskem hlavních ochranářských protestů a odvodnění se zalesněním bylo mezinárodně odsouzeno. Rašeliniště jsou ekosystémy existenčně závislé na vysoké a stabilní hladině podzemní vody a změny přirozených hydrologických poměrů pro ně mají dalekosáhlé důsledky. Odvodnění vede k rozkolísání hladiny vody s následným provzdušněním a zvýšenou dekompozicí zejména svrchních vrstev rašeliny (Lindsay 1995 cit. v Bufková 2006). Pokles hladiny vody spolu se změnami trofie prostředí a následné změny ve složení vegetace dále prohlubují degradaci ekosystému. Degradací procesy probíhají zpočátku nenápadně, formou stupňujících se poklesů hladiny vody. Hladina vody klesá hlouběji a častěji než před zásahem a prodlužuje se doba prosychání a provzdušnění zasažených vrstev rašeliny. Vyvolané změny jsou pomalé, ekosystém reaguje se značným zpožděním a degradace má pozvolný, plíživý charakter. Zřetelné změny se zpravidla projeví až s odstupem, kdy celý proces degradace je již rozvinut. Kromě toho degradační procesy a s nimi spojené sukcesní změny obvykle probíhají i dlouho po vlastním provedení rušivého zásahu. V současné době se proto ve světě všeobecně přistupuje k aktivní ochraně narušených rašelinišť, jejímž cílem je zastavení probíhajících degradačních změn a obnovení podmínek blízkých přírodnímu stavu lokalit (Brooks a Stoneman 1997 cit. v Bufková 2006).

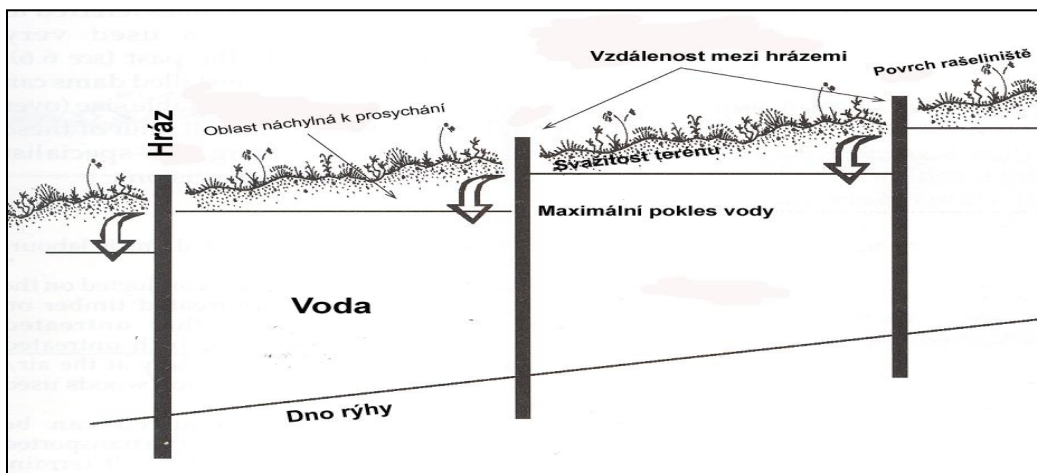
2.6 Ochrana a revitalizace rašelinišť

Na Šumavě spočívala ochrana rašelinišť po dlouhou dobu především v legislativní ochraně území. Mnohá cenná rašeliniště byla vyhlášena jako maloplošná chráněná území, některá z nich dokonce již v 1. polovině 20. století (např. 1933 Jezerní slat', 1939 Bukovní slat' nebo 1948 Mrtvý luh). Cílem této pasivní konzervativní ochrany bylo maximálně omezit aktuální lidské aktivity negativně působící na vývoj lokalit - pochopitelně v mezích možností, které byly dány tehdejší dobou. Přitom ale nebyly zohledňovány přetrvávající vlivy lidských zásahů způsobených v minulosti a probíhající degradační změny iniciované z velké části právě odvodněním. První úvahy zahrnující aktivní přístup k ochraně rašelinišť se objevují až se vznikem NP Šumava. Hlavním impulsem byl rozsah degradačních změn zjištěný v rámci inventarizačních průzkumů rašelinišť prováděných na konci 90. let (Frantík, Soukupová 2003, Bufková, Stíbal 2004 cit. v Bufková 2006). Od roku 1998 je na území NP Šumava realizován komplexní revitalizační program („Program revitalizace šumavských mokřadů a rašelinišť“), který je primárně zaměřen na celkovou nápravu narušeného vodního režimu v území.

Hlavním cílem „Programu revitalizace šumavských mokřadů a rašelinišť“ je obnova přirozených hydrologických poměrů na narušených lokalitách a celkové zvýšení retence vody v krajině. Pozornost je věnována v první řadě odvodněným komplexům, součástí programu je i revitalizace průmyslově těžného rašeliniště, připravují se revitalizace napřímených vodních toků a projekty na odstranění zpevněných cest protínajících cenná vrchoviště. Program je zaměřen především na rašeliniště, zahrnuje však i jiné typy mokřadů, které s rašeliništi tvoří hydrologicky propojený celek. Hlavním principem revitalizačních úprav na odvodněných lokalitách je kaskádovité hrazení melioračních rýh. Cílem je zvýšit hladinu podzemní vody, zmírnit její kolísání v průběhu sezóny a zpomalit odtok vody z lokality, který je v důsledku odvodnění nepřirozeně zvýšen. Vlastní metoda hrazení odvodňovacích rýh vychází z postupů, které se již osvědčily na řadě míst v Evropě (Brooks a Stoneman 1997 cit. v Bufková 2006). Tato metoda je založena na stanovení cílové hladiny vody, která je pro jednotlivé typy rašelinišť případně jejich části (centrální část vrchoviště, lagg) odlišná a které je žádoucí revitalizačními úpravami dosáhnout. Cílová hladina je velmi důležitá pro stanovení počtu hrází instalovaných v daném úseku odvodňovací rýhy. Lze ji vyjádřit jako povolený „maximální“ pokles vody pod čelem hráze (obr. 4), který je pro daný typ rašeliništní vegetace únosný a odpovídá sezónním poklesům podzemní vody na přirozených stanovištích. Konkrétní cílovou hladinu pro daný úsek rýhy přitom určuje typ rašeliništní vegetace, kterou příslušný úsek rýhy protíná. Rozsah povoleného poklesu vody pod čelem hráze a gradient svažitosti terénu podél rýhy jsou pak určující pro výpočet vzdálenosti mezi jednotlivými

hrázemi na daném úseku rýhy (Bufková 2006). Podle Holdena a kol. (2004) mívají revitalizační opatření zpravidla 2 formy. Nejdříve je nutné stabilizovat hladinu podzemní vody a poté navrácení rašelinných rostlin. Pro růst rašelíniku je nezbytná vysoká hladina podzemní vody, jejíž hladina co nejméně kolísá.

Obr. 4: Instalace hrází v odvodňovací rýze a proměnné důležité pro výpočet vzdálenosti mezi jednotlivými hrázemi



Zdroj: Bufková (2006)

V rámci revitalizace jsou odvodňovací rýhy obvykle blokovány systémem hrázek, zčásti zasypaný a je podporováno jejich zarůstání vegetací (foto 3). Cílem je celkové zvýšení hladiny podzemní vody, zastavení degradace narušených rašelinišť a snížení odtoku vody z rašeliniště. Do současné doby bylo již tímto způsobem na území Národního parku revitalizováno téměř 500 ha mokřadů a rašelinišť. Z nejvýznamnějších lze uvést např. rašelinné komplexy Novohuťských močálů, Vrchových slatí, Blatenských slatí, Březnických slatí, Cikánských slatí a Pramenů Vltavy (obr. 5). Revitalizace představují jednorázová opatření, jejichž cílem je nastartování procesu nápravy, a po jejich provedení jsou rašeliniště ponechána samovolnému vývoji (Kocum 2012).

Foto 3: Hráz na revitalizovaném rašeliništi Obr. 5: Lokalizace revitalizovaných rašelinišť



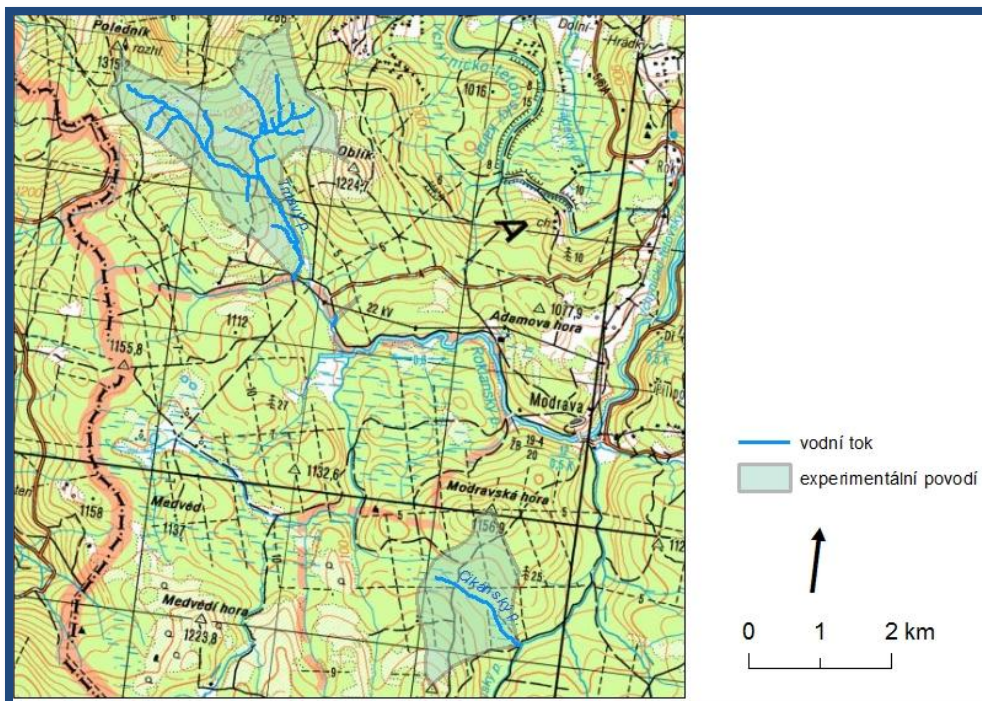
Zdroj: Portál Správy NP a CHKO Šumava

3. Fyzickogeografická charakteristika zájmových území

3.1 Vymezení zájmového území

Ve své práci se budu zabývat třemi experimentálními povodími – povodí Cikánského potoka, Tmavého potoka a bezjmenného levostranného přítoku Javořího potoka (viz obr. 6). Všechny tři sledované toky spadají do obce Modrava, která patří do obce s rozšířenou působností Sušice, v okrese Klatovy v Plzeňském kraji.

Obr. 6: Přehledová mapa experimentálních povodí



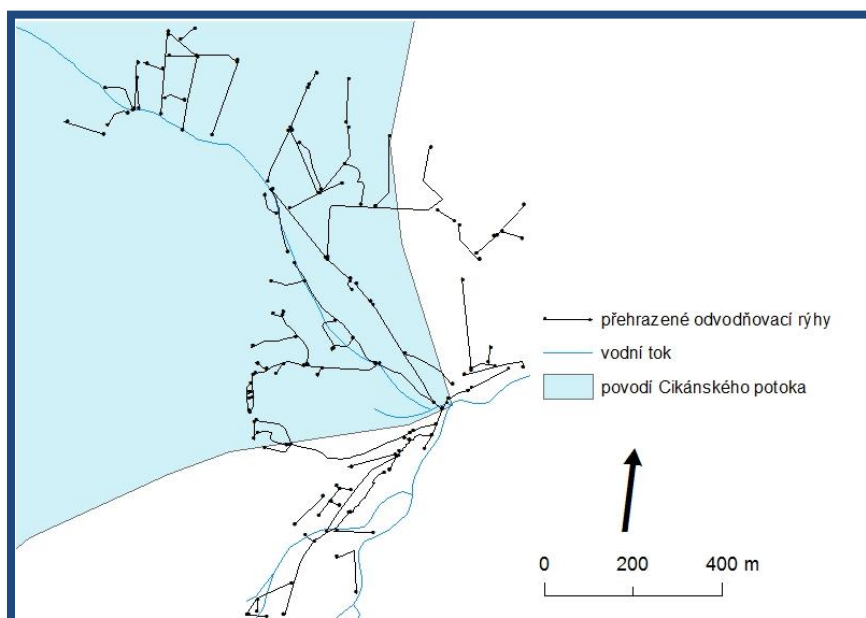
Zdroj: Podkladová mapa Cenia, Gis vrstvy VÚV, vlastní zpracování

Tmavý a sledovaný bezejmenný potok jsou levostranné přítoky Javořího potoka, který se vlévá do Roklanského potoka a ten se následně vlévá do Vydry. Stejně tak Cikánský potok je levostranným přítokem Modravského potoka, který se také vlévá do Vydry. Vydra následně poblíž Čeňkovy pily přijímá řeku Křemelnou a jejich soutokem vzniká Otava, která je levostranným přítokem Vltavy. Sledované území tedy spadá do úmoří Severního moře.

Orograficky vymezené povodí Tmavého potoka popsán pomocí kót, po směru hodinových ručiček probíhá od soutoku s Javořím potokem (980 m n.m.), směrem k vrcholu Poledník (1315 m n.m.), následně povodí probíhá po hřbetnici k nepojmenovanému vrcholu (1266 m n.m.) v oblasti Jezerního hřbetu. Nakonec se rozvodnice stáčí směrem na jih k vrcholu Oblík (1225 m n.m.) a jde zpět k soutoku.

Cikánský potok směřuje od soutoku s Modravským potokem (1054 m n.m.) směrem na jihozápad k nepojmenovanému vrcholu (1204 m n.m.), poté k Modravské hoře (1157 m n.m.) a zpět k soutoku. Na jižním úpatí Modravské hory se nachází vrchoviště Cikánská slat'. Rozloha vrchoviště je více než 150 ha, maximální hloubka 620 cm a objem rašeliny je 1,341 milionu m³. Cikánské slatě jsou velmi různorodou lokalitou s několika vrchovišti, mnoha přechodovými rašeliništi a rozsáhlými porosty podmáčených a rašelinných smrčín. Také jsou jedním z nejvíce odvodněných komplexů v oblasti Modravských slatí. Silný dopad odvodnění je kompenzován přísunem vody z vydatných a silných pramenišť (Bufková, Spitzer 2008). Ve sledovaném experimentálním povodí na Cikánských slatích se s revitalizací započalo v roce 2004 a v roce 2006 již byla většina melioračních rýh ve sledovaném území přehrazena. Rozsah melioračních rýh na Cikánských slatích je patrný z obr. 7.

Obr. 7: Přehrazené odvodňovací rýhy v povodí cikánského potoka

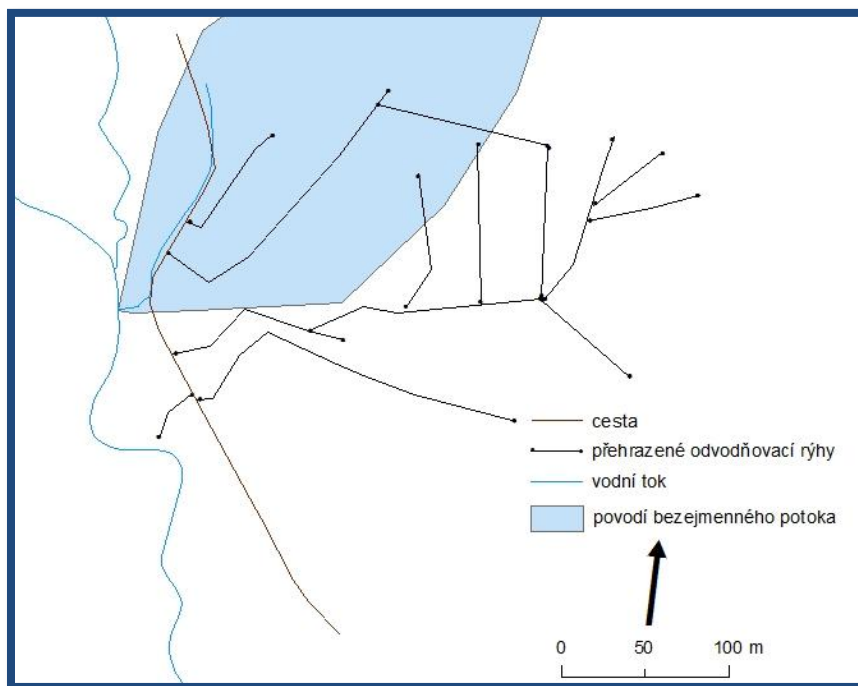


Zdroj: data NP Šumava, vlastní zpracování

Posledním zájmovým územím je malé povodí bezejmenného, levostranného přítoku Javořího potoka, který protéká horským vrchovištěm Nad Rybárnou. Toto vrchoviště je příkladem odvodněného komplexu v nadmořské výšce 1020 m. Hlavní část ombrotrofního rašeliniště je téměř zcela pokryta stromy a keři, pravděpodobně kvůli intenzivnímu odvodnění. Menší fragmenty jsou poté zastoupeny v podobě původní rašeliniště a podmáčených smrčín (Bufková a kol. 2010). Revitalizace tohoto silně degradovaného rašelinného komplexu zde proběhla roku v srpnu 2008. Jedná se o odvodněný komplex podmáčených rašelinných smrčín s torzem silně degradovaného vrchoviště. Revitalizovány

zde byly pramenné svahy nad vrchovištěm v nadmořské výšce 1020 m. Vyskytuje se zde malé vrchoviště o rozloze 0,3 ha a rozloha celého revitalizovaného komplexu je 6,1 ha. Obr. 8 zachycuje rozsah odvodňovacích rýh.

Obr. 8: Přehrazené odvodňovací rýhy na slatích Nad Rybárnou



Zdroj: data NP a CHKO Šumava, vlastní zpracování

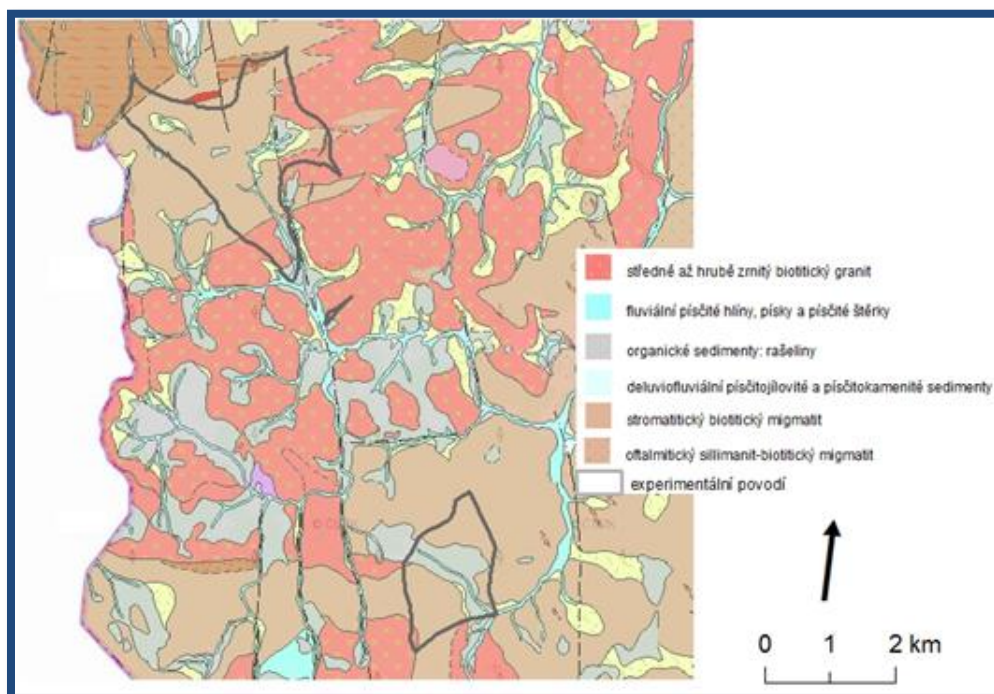
3.2 Geologická stavba

Šumava je součástí Českého masivu, reliktu rozsáhlého variského horstva, které bylo vyvrásněno před 380-300 miliony lety, tedy v době od středního devonu po svrchní karbon. Již při svém vzniku bylo toto variské horstvo porušeno zlomy a snižováno erozí, proto dnes vystupují na povrch jen izolované zbytky, oddělované pokryvy mladších uloženin (Chlupáč 2002). Šumava je součástí krystalinika Českého masivu, a sice tzv. šumavské větve moldanubika (vtavsko-dunajské elevace). Velkou část Šumavy zabírá centrální moldanubický masiv. Moldanubikum se skládá zejména z různě intenzivně metamorfovaných krystalických břidlic a migmatitů a také z těles hlubinných vyvřelin – granitoidů (Chábera a kol. 1987). Šumavské moldanubikum přesahuje hranice Čech do Německa a do Rakouska až k řece Dunaj. Na německém území sem patří Bavorský lesa (Bayerischer Wald) a v Rakousku oblast Mlýnské čtvrti (Mühlviertel). Od Moldanubika na české straně se liší především geologickou strukturou a intenzitou přeměny hornin (Anděra, Zavřel a kol. 2003).

Dle Chábery (1987) se jihočeské moldanubikum dělí na dva základní celky, jednotvárnou a pestrou sérii. Původní horniny jednotvárné série se usazovaly v hlubokých částech mořské prohlubně za tektonického klidu a značného přísunu písečného a jílového materiálu jako mnohokrát se opakující polohy jílových a drobových břidlic. Z nich pak vznikaly opakovanou metamorfózou především biotické pararuly a migmatity rozličného typu. Naopak pestrá série se odlišuje především mnoha vložkami krystalických vápenců a s nimi spojenými přechody dolomitů, erlanů, skarnů, eklogitů, amfibolitů, grafitických hornin a křemenců. Pro pestrou sérii je typické opakované vrásnění a složitá tektonická až příkrovová stavba.

Sledované území patří do tzv. vyderského masivu, který se nachází mezi Modravou, Srním a Rokyteckými slatěmi. Vyderský masiv je budován převážně biotickými žulami, adamellity až granodiority (označované jako tzv. srnský typ) a muskovity (Chábera a kol. 1987). Ve sledovaném území značně převažují různé druhy migmatitů (viz obr. 9). V západní části sledovaného území, při státních hranicích většinu území tvoří různě zrnité granity. Velké území v zájmových povodích zabírají organické sedimenty (rašeliny). Území podél vodních toků je tvořeno směsicí různých sedimentů fluvialního původu všech zrnitostních skupin.

Obr. 9: Geologická mapa sledovaného území



Zdroj: Vektorizovaná geologická mapa ČR (1:25 000), ČGS upraveno

3.3 Geomorfologický přehled

Georeliéf Šumavy a jejího podhůří je složitý. Je výsledkem velmi dlouhého vývoje, trvajícího mnoho milionů roků, který probíhal za proměnlivých geomorfologických podmínek, zejména občasných pohybů zemské kůry a měnícího se klimatu (Anděra, Zavřel a kol. 2003). V geomorfologickém vývoji šumavské oblasti je možné rozlišit dvě základní vývojové etapy. V průběhu starší etapy, která skončila koncem druhohor, resp. v průběhu starších třetihor zde vznikl zarovnaný monotónní povrch, tzv. mezozoicko-paleogenní parovina, o poměrně nízké nadmořské výšce 150-250 m. Povrch této paroviny byl hluboko zvětralý, krytý mocným pláštěm převážně kaolinitických zvětralin. Původní zarovnaný povrch nacházíme vlivem následujících neotektonických deformací rozpadlý a dislokovaný, v různých nadmořských výškách od 400 m v podhůří až do téměř 1400 m ve vrcholové části pohoří. Koncem starších třetihor (v oligocénu) začíná mladší neotektonická etapa, charakterizovaná počátečním vyklenutím starého zarovnaného krystalinického podkladu šumavské oblasti (šumavská megaantiklinála). V dalším stadiu na konci třetihor a zvláště ve čtvrtohorách byla celá šumavská oblast vtažena do mladší orogeneze, která není dosud ukončena. Za současného účinku vertikálních pohybů a lokálního smršťování došlo k různě velkým deformacím vrásového typu (šumavská antiklinorium), již dříve založených zlomů, které jsou jen v omezené míře postiženy vnějšími geologickými činiteli (eroze vodních toků, denudace, svahové pohyby apod.) (Chábera a kol. 1987).

Sledované území geomorfologicky patří do oblasti šumavských plání (viz tab 2). Ty tvoří asi 40 % celkové rozlohy Šumavy a představují centrum šumavské horské klenby. Vyznačují se plochým reliéfem. Nad něj vyčnívají do výše přes 1200 m oblí vrcholky (suky, odlehlíky). Nejvyšší část tvoří právě Kvildské pláně s nejvyšším vrcholem Velkou Mokrůvkou (1370 m). Údolí jsou mělká a otevřená, často jsou vyplněna rašeliništi. Asi 450 km² plání zaujímá zarovnaný povrch s nadmořskou výškou přes 1000 m. Je zbytkem starého reliéfu, který se zde dochoval díky tomu, že sem dosud nepostoupila zpětná eroze toků. Do neobvyklé výškové polohy byl vysunut tektonickými pohyby (Anděra, Zavřel a kol. 2003).

Tab 2: Geomorfologické členění sledované oblasti

system	Hercynský	oblast	IB Šumavská hornatina
subsystem	Hercynská pohoří	celek	IB-1 Šumava
provincie	Česká Vysočina	podcelek	IB-1A Šumavské pláně
subprovincie	I Šumavská	okrsek	IB-1A-b Kvildské pláně

Zdroj: Demek a kol. 1987

3.4 Půdní poměry

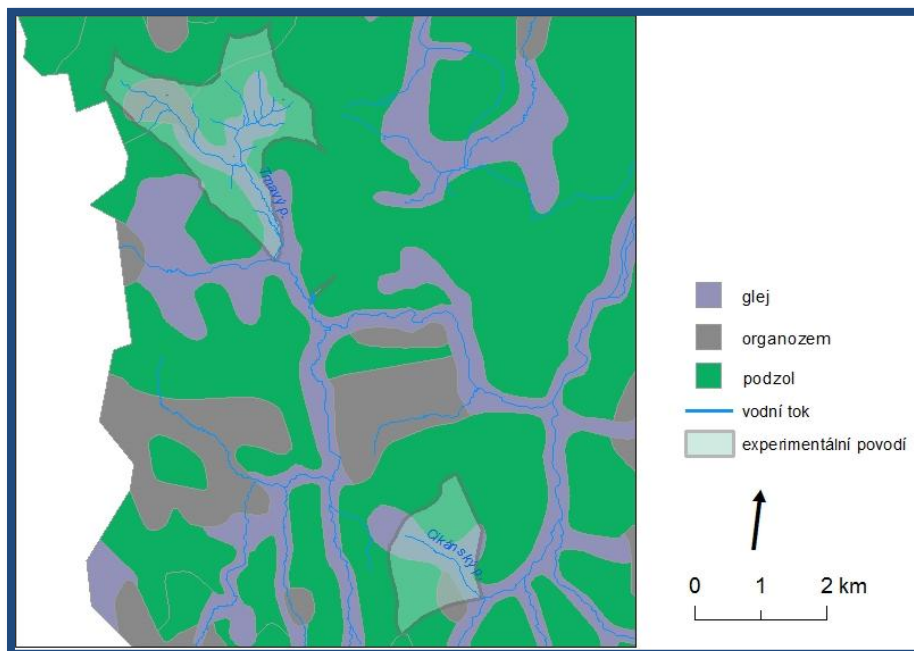
Podobně jako v jiných oblastech, jsou i půdy Šumavy a jejího podhůří výsledkem složitých a dlouhodobých půdotvorných procesů. Tyto procesy jsou podmíněny několika půdotvornými činiteli: horninovým podkladem, reliéfem terénu, klimatem, podzemní vodou, organismy, antropogenní činností a délkou trvání půdotvorných dějů (Anděra, Zavřel a kol. 2003). Půda hraje velmi významnou roli u srážko-odtokových charakteristik povodí. Svou roli hraje zejména u infiltrace, a svými vlastnostmi tak ovlivňuje přechod mezi povrchovým a podzemním odtokem (Netopil 1984).

Sledované území patří do tzv. sběrné oblasti. Z hlediska půdního krytu se jedná o půdní region kambizemí oligobazických až rankerů výrazněji svažitéch poloh a region kryptopodzolů až podzolů. V pramenné oblasti dominuje navíc asociace hydromorfních a organozemních půd plochých a akumulačních poloh. Mezi hlavní charakteristiky půd patří poměrně velká kontrastnost půdních typů a jejich vyšší heterogenita jako důsledek rozdílné svažitosti. Jednotlivé půdy charakterizuje nízký stupeň vývoje, to znamená mělký až středně hluboký profil (do 60 cm) s hlavní kategorií skeletovitosti mezi 25-50%, který poměrně ostře přechází do matečné horniny. Typologicky se jedná především o Rankery, Litozemě, Kambizemě, Kryptopodzoly, Podzoly a Organozemě. Texturně se jedná o lehké až střední skeletovité půdy, které se profilově z tohoto hlediska nemění. Mezi hlavní odvozené půdní vlastnosti patří vysoká vsakovací rychlost a malá retenční schopnost, což v kombinaci s vysokou svažitostí podmiňuje poměrně rychlý odtok srážkové vody v povrchových tocích. Jako významným tlumícím faktorem, který při normálním typu srážek výrazně modifikuje bilanci odtoku směrem k navýšení podílu srážkové vody zadržené v povodí, je vysoká intercepce. Dalším je vysoká schopnost nadložního humusu přijímat vodu a celkově vysoká evapotranspirace lesních porostů. Výrazněji do odtokových poměrů směrem ke zrychlení odtoku vody zasáhly meliorační úpravy, především odvodnění zemědělských i lesních ploch otevřenými příkopy (Šefrna 2004).

Sledované území je značně zalesněné a nachází se ve vysokých nadmořských výškách, tudíž zde převládají podzolové půdy (viz obr. 10). Dalším typem jsou glejové půdy, které vznikají pod vlivem vody, kopírují tedy průběh vodních toků. Důležitým prvkem v experimentálních povodích jsou organozemě. Ty jsou vytvářeny intenzivní akumulací slabě rozložených organických zbytků v silně zvodněném území. Půdní profil se skládá z jednotlivých rašelinných poloh, které při povrchu, je-li rašeliniště živé, stále přirůstají, směrem do hloubky pak podléhají postupnému rašelinění (Tomášek 2003). Vodou nasycené

organozemě mohou také působit jako urychlovače odtoku. I když organozemě mají obrovský retenční prostor pro vodu, kterou postupně uvolňují do toků, ve stavu vodního nasycení se jejich retenční prostor neuplatňuje (Šefrna 2004).

Obr. 10: Půdní poměry ve sledovaném území



Zdroj: Vrstva půdních typů Cenia, Gis vrstvy VÚV, vlastní zpracování

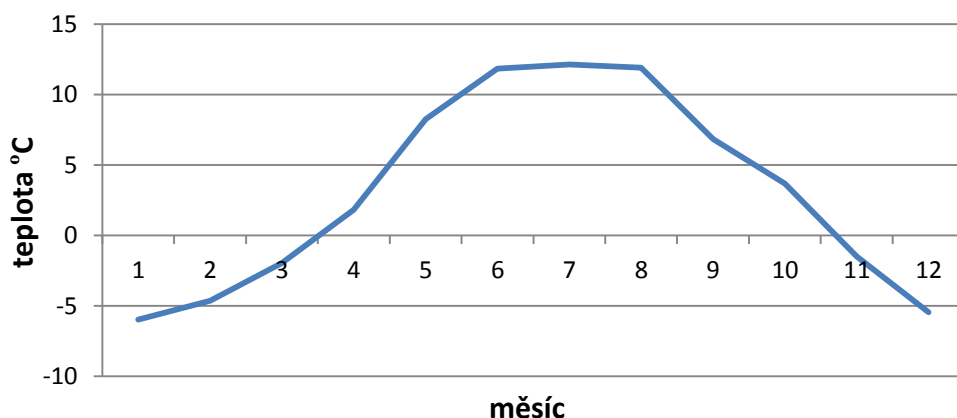
3.5 Klimatické poměry

Zájmové území náleží dle Chábery a kol. (1987) do chladné klimatické oblasti střeoevropského středohorského typu a patří k jedné z nejchladnějších oblastí Šumavy. Atlas podnebí Česka uvádí, že dle Quittova členění patří území do klimatických oblastí C3-C6, tedy také do chladné oblasti. Všechny tyto klimatické oblasti jsou charakteristické velmi krátkým, chladným a vlhkým létem, dlouhým přechodným obdobím s chladným podzimem a jarem, a také dlouhou, chladnou zimou s dlouhým trváním sněhové pokrývky (Tolasz a kol. 2007).

V inverzních polohách horního toku Otavy a Vltavy, ve výškách kolem 1050-1110 m n.m. činí průměrná teplota pouze asi 3°C. Okolní o 100-200 m výše vystupující horské vrcholy jsou vzhledem ke svojí ventilovanější poloze o několik desetin stupně teplejší. Fyzická zima, tj. dny, jejichž průměrná teplota je nižší nebo se rovná 0°C, zde začíná koncem října a končí začátkem dubna. Nejchladnějším měsícem je leden s průměrem -5°C ve výšce kolem 1100 m. Ovšem sledovaná oblast má kvůli své inverzní poloze průměrnou teplotu ještě nižší asi - 6°C. Datum nástupu teplot jarní vegetace, tj. denních průměrů 5°C je v centrální

části Šumavy zpožděno, neboť značné množství tepla se spotřebuje na tání sněhu, který zde dosahuje i více než metrové pokrývky. Teplotní maximum nastává mezi 20. a 30. červencem (Modrava 12,2°C, Kvilda 12,3°C, Březník 13°C). Na podzim následuje rychlý pokles teplot a průměrné listopadové teploty jsou již opět pod bodem mrazu (Chábera a kol. 1987). To vše dokládá i graf vývoje průměrné teploty na obr. 11.

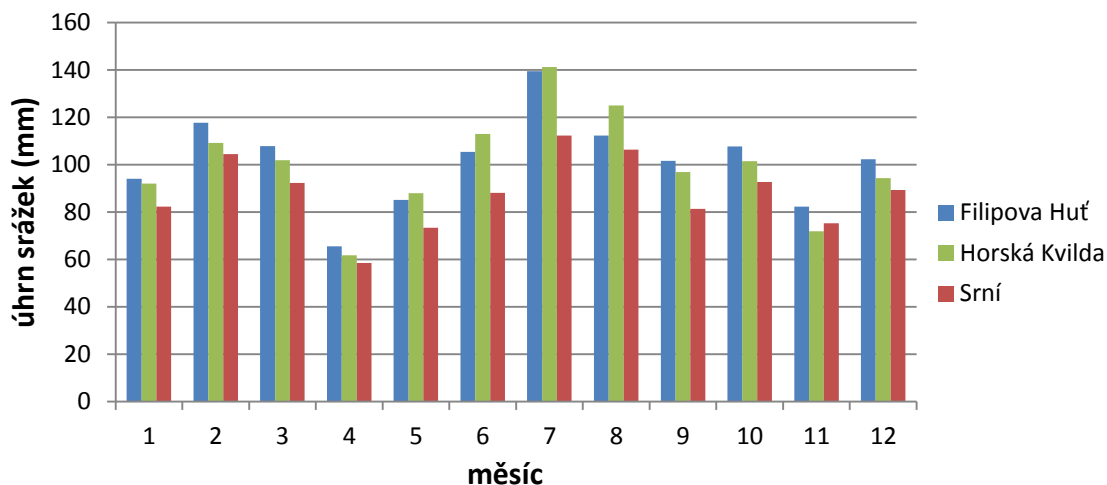
Obr. 11: Vývoj průměrné měsíční teploty pro stanici Horská Kvilda (1996-2005)



Zdroj: data ČHMÚ, vlastní zpracování

Pohraniční pásmo Šumavy je návětrím proti převládajícím jihozápadním a západním proudům, zejména v zimním období. Důsledkem toho je i poměrně stejnoměrné rozdělení srážek po celý rok. Ve sledovaném území se nacházejí nejdeštivější místa Šumavy – Březník 1552 mm a Modrava 1337 mm (Anděra, Zavřel a kol. 2003). Rovnoměrnost rozdělení srážek dokazuje obr. 12, přesto můžeme pozorovat mírně vyšší přísun srážek v letním období. Na všech třech vybraných stanicích roční úhrny srážek zpravidla přesahují 1000 mm za rok.

Obr. 12: Průměrné měsíční srážky na vybraných stanicích (1996-2005)



Zdroj: data ČHMÚ, vlastní zpracování

V zimním období hrají důležitou roli srážky sněhové. Ve srážko-odtokovém procesu představuje sníh specifický druh srážek, který se nezapojuje okamžitě do odtokového procesu, ale s určitým zpožděním. Toto zpoždění je přitom velice rozmanité (Jelínek 2008). Období sněhových srážek ve vrcholových částech Šumavy nastává mezi zářím a květnem a tvoří velký podíl celkového ročního úhrnu srážek, například na Březníku až 40 % všech srážek. Průměrný počet dní se sněhovou pokrývkou činí na Šumavě 120-150 dní a průměrná výška sněhové pokrývky se zde pohybuje mezi 60-100 cm (ve sledovaném území však může dosahovat až 2 m). Sníh tvoří jednak zásobu vláhly pro prameny řek potoků na jaře a v létě, jednak působí jako silná brzda pro nástup jarních teplot (Chábera a kol. 1987).

3.6 Hydrografie a odtokový režim

Horní povodí Otavy je z hlediska zájmového území reprezentováno dvěma významnými vodními toky, Roklanským a Modravským potokem, jejichž základní charakteristiky jsou uvedeny v tab. 3. Chod průtoků obou jmenovaných toků si vzájemně odpovídá, výraznější odchylky v denním chodu nejsou patrné. Tento fakt nasvědčuje tomu, že příčinné faktory postihují plošně obě povodí. Je však pravděpodobné, že v rámci jednotlivých částí povodí může být jejich intenzita odlišná. (Čurda 2009).

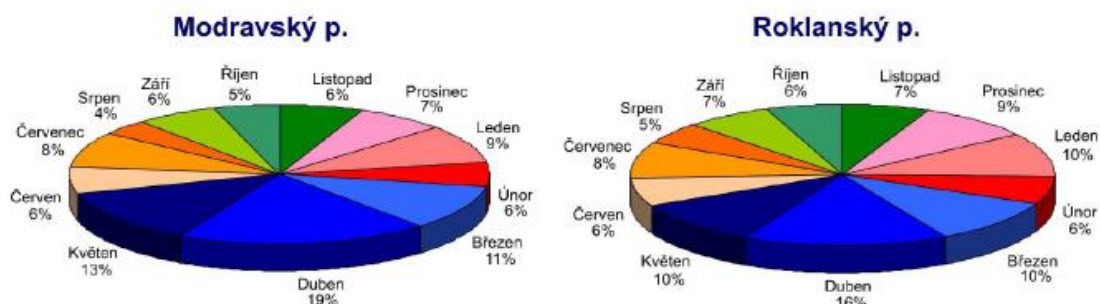
Tab. 3: Odtokové charakteristiky Vydry, Roklanského a Modravského potoka (2007-2009)

	Modravský p.	Roklanský p.	Vydra-Modrava PŘF
Plocha (km ²)	42,089	47,586	89,4,613
Dlouhodobý průměrný průtok Q_a (m ³ .s ⁻¹)	1,857	2,757	4,613
Minimální průměrný denní průtok (m ³ .s ⁻¹)	0,320 (7.8.2008)	0,956 (3.11.2007)	1,518 (7.8.2008)
Maximální průměrný denní průtok (m ³ .s ⁻¹)	17,442 (1.3.2008)	28,448 (1.3.2008)	45,891 (1.3.2008)
Specifický odtok (l/s/km ²)	44,121	57,937	51,441
Roční objem odtoku (km ³)	0,059	0,087	0,146
Odtoková výška (mm)	1392	1828	1623
Variační koeficient C_v (Q_d)	0,963	0,807	0,852
Variační koeficient C_v (Q_m)	0,66	0,458	0,52
Koeficient variability K_r (Q_m)	4,39	3,161	3,58

Zdroj: Čurda (2009), upraveno

Vyšší rozkolísanost v režimu denních a měsíčních průměrných průtoků vykazuje Modravský potok, což je pravděpodobně zapříčiněno vyšší rozkolísaností průtoků tohoto toku v době jarního tání. Podíl jednotlivých měsíců na celkovém odtoku v období 1.11.2006 - 31.10.2008 je znázorněn na obr. 13.

Obr. 13: Podíl jednotlivých měsíců na ročním odtoku Roklanského a Modravského potoka



Zdroj: Čurda (2009)

Kromě odtokových charakteristik jsou pro posouzení odtokového režimu důležité i tvarové a sklonitostní vlastnosti povodí. Veškeré charakteristiky včetně charakteristik sledovaných experimentálních povodí Tmavého a Cikánského potoka jsou uvedeny v tab. 4. Povodí Tmavého potoka je charakteristické nižší hodnotou koeficientu protáhlosti a zároveň vysokou hodnotou sklonu povodí a toku. Cikánský potok se vyznačuje nízkou hodnotou stupně vývoje toku, to znamená, že tok je přímý, bez výrazného meandrování. Povodí Cikánského potoka je také charakteristické vysokou lesnatostí a velkým podílem rašelinišť.

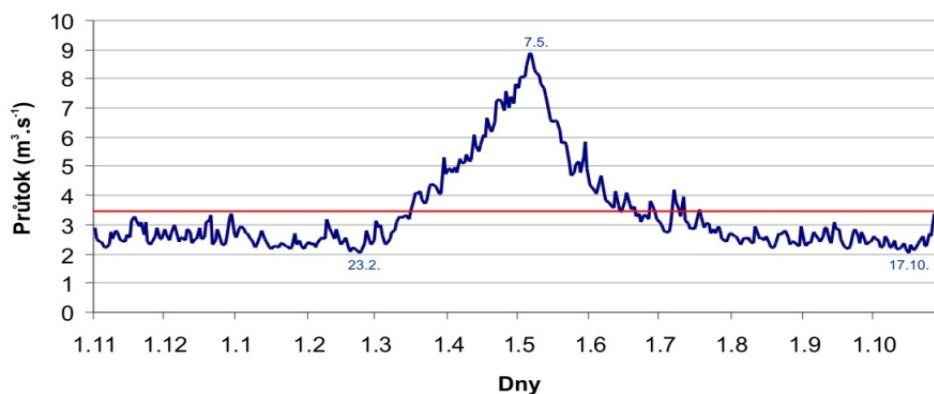
Tab. 4: Tvarové a sklonitostní vlastnosti povodí

	Vydra (Modrava)	Modravský potok	Roklanský potok	Cikánský potok	Tmavý potok
Tvarové vlastnosti					
Plocha povodí (km ²)	89,675	42,089	47,586	2,174	4,77
Délka toku (km)	11,69	11,69	14,782	1,61	4,19
Úhrnná délka toků (km)	218,046	97,302	120,744	1,792	15,508
Délka rozvodnice (km)	52,226	33,225	36,962	6,847	12,661
Charakteristika povodí	0,937	0,44	0,649	0,615	0,297
Gravelliův koeficient	1,556	1,445	1,512	1,31	1,636
Stupeň vývoje toku	1,256	1,265	2,031	1,041	1,169
Koeficient protáhlosti	0,959	0,748	0,909	0,885	0,615
Sklonové vlastnosti					
Nejvyšší kóta povodí (m n.m.)	1373	1373	1367	1200	1311
Nejvyšší kóta toku (m n.m.)	1213	1213	1257	1092	1284
Nejnižší kóta povodí (m n.m.)	974	974	974	1055	1035
Převýšení povodí (m)	399	399	393	145	276
Spád toku (m)	239	239	283	37	249
Střední sklon toku (‰)	20,44	20,44	19,21	22,99	59,43
Střední sklon povodí (‰)	42,13	61,5	57,03	98,35	126,46
Průměrný sklon svahů (stupně)	5,483	5,825	5,181	4,178	6,117
Hustota (km/km ²)	2,432	2,312	2,537	0,825	3,251
Doplňkové údaje					
Plocha rašelinišť (km ²)	11,628	5,599	6,029	0,673	0,112
Podíl rašelinišť (%)	13	13,3	12,7	31	2,3
Lesnatost plocha (km ²)	54,321	24,449	29,872	2,054	2,709
Lesnatost podíl (%)	60,6	58,1	62,8	94,5	56,8

Zdroj: podkladová data vrstvy VÚV Dibavod

Obecně lze odtokový režim označit jako jednoduchý s výrazným maximem v období jarního tání sněhové pokrývky (březen–červen), viz obr. 14. Konkrétně je maxima v rámci roku, v dlouhodobém průměru, dosahováno na počátku května. Průtoková minima se pak vyskytují na konci února a druhotně v říjnu. Variabilita průměrných denních průtoků je nejvyšší v období tání sněhu, významnou rozkolísanost odtoku lze pozorovat i během letního období vzhledem k větší četnosti výskytu intenzivních dešťových srážek. Tato skutečnost se ovšem neprojevuje na variabilitě průměrných měsíčních průtoků, což je patrně zapříčiněno krátkou dobou trvání těchto srážkových epizod. Dlouhodobý průměrný průtok po soutoku obou potoků v profilu Vydra-Modrava v období činí $3,406 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Kocum 2012).

Obr. 14: Vývoj průměrných denních průtoků v profilu Vydra-Modrava 1.11.1930-31.10.2008



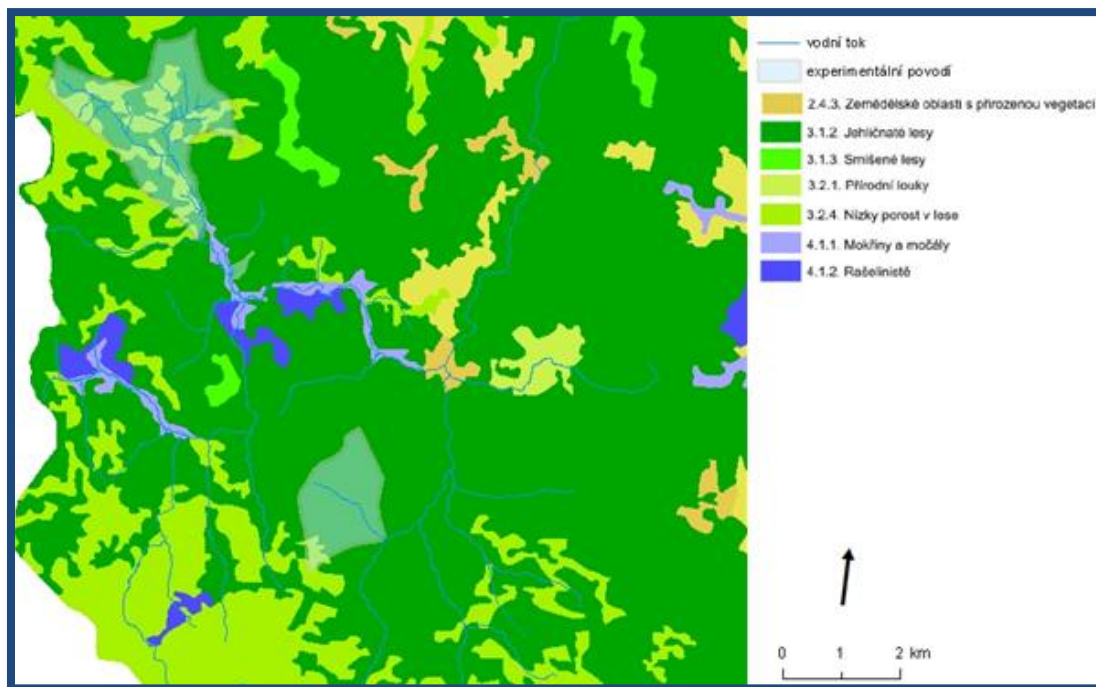
Zdroj: Čurda (2009)

3.7 Biogeografie a ochrana přírody

Šumavská květena a rostlinstvo je typickou ukázkou květeny středohor Střední Evropy. Má však i řadu specifických rysů, které jsou dány místními přírodními poměry a také blízkostí alpského vysokohorského masivu. Současný ráz květeny a vegetace je dán dlouhodobým spolupůsobením přírodních faktorů a člověka. Sledované území je značně zarašeliněné, vyskytují se zde druhy rostlin s úzkými biogeografickými vztahy k rašelinné lesotundře severní Evropy a Asie. Dominantní dřevinou bývá zejména borovice blatka (*Pinus rotundata*) nebo borovice kleč (*Pinus mugo*). Obě tyto borovice se nevyskytují na evropském severu, ale jsou výhradně střeoevropskými endemity. Také se zde vyskytuje spousta tundrových rostlin jako bříza trpasličí (*Betula nana*), blatnice bahenní (*Scheuchzeria palustris*), suchopýrek trsnatý (*Trichophorum casepitosum*) nebo ostřice chudokvětá (*Carex pauciflora*). Formaci lesotundry a tajgy prostupují dominantní rašeliništní severské rostliny tvořící významný podíl biomasy cévnatých rostlin šumavského rašeliniště – brusnice

vlochyň (*Vaccinium uliginosum*) a suchopýr pochvatý (*Eriophorum vaginatum*). Různé typy rašelinišť často doprovází masožravé rostliny rosnatky a její nejrozšířenější druh rosnatka okrouhlistá (*Drosera rotundifolia*) (Anděra, Zavřel a kol. 2003). Současný krajinný pokryv je tvořen zejména jehličnatými a listnatými lesy. Krajinný pokryv je znázorněn na obr. 15.

Obr 15: Krajinný pokryv ve sledovaném území



Zdroj: Vrstva Land Cover Cenia, vlastní zpracování

Fauna Šumavy je v první řadě významně ovlivněna velikostí území. To je důvod, proč je Šumava v podstatě mozaikou biotopů. I když výrazně převažují smrkové nebo smíšené lesy a rašeliniště, jsou zde zastoupeny vlhké i suché louky nebo specifické biotopy, jakými jsou karové stěny ledovcových jezer nebo kamenná moře. Šumava jako typická lesní oblast středohorského charakteru je dodnes především domovem původní středoevropské lesní zvířeny. Chybí zde pouze větší šelmy medvěd a vlk, zde vyhubené člověkem až v 19. stol. Původně již ve středověku byli vyhubeni velcí kopytníci zubr a los, který je však již opět součástí zvířeny, byť jen v jižní části Šumavy. Z atraktivních druhů je dnes nejznámější od 80. let úspěšně reintrodukovaný rys ostrovid. Velké druhy kopytníků, především jelen lesní, jsou za absence ostatních predátorů uměle myslivecky obhospodařovány. Charakteristické pro lesy vyšších poloh Šumavy je však zejména zastoupení ptáků s tzv. boreomontánním rozšířením (tj. druhů žijících v severské tajze a středoevropských horách). Z nichž jsou

nejznámější např. lesní kuří - tetřev hlušec v horských lesích, tetřívka na rašeliništích a otevřených mokřadech i celoplošně hojnější jeřábek lesní (NP Šumava 2013).

S ochranou přírody se na Šumavě začalo již v roce 1963, kdy bylo 163 000 ha prohlášeno za CHKO Šumava. Jednalo se o největší velkoplošné chráněné území v Československu. Až v březnu roku 1991 byla rozlehlá část Šumavy, při jihozápadní hranici s Německem a Rakouskem vyhlášena národním parkem o rozloze 69 030 ha. Ještě předtím se dostalo Šumavě významného uznání v mezinárodním měřítku, když byla dekretem mezinárodní organizace UNESCO v Paříži prohlášena za biosférickou rezervaci, a byla tak zařazena mezi nejvýznamnější oblasti přírodního a kulturního dědictví v celosvětovém měřítku. Všechna šumavská rašeliniště patří k jádrové neboli I. zóně. Význam šumavských rašelinišť je zdůrazněn také jejich zařazením mezi mokřady chráněné Ramsarskou úmluvou o ochraně mokřadů celosvětového významu (Anděra, Zavřel a kol. 2003).

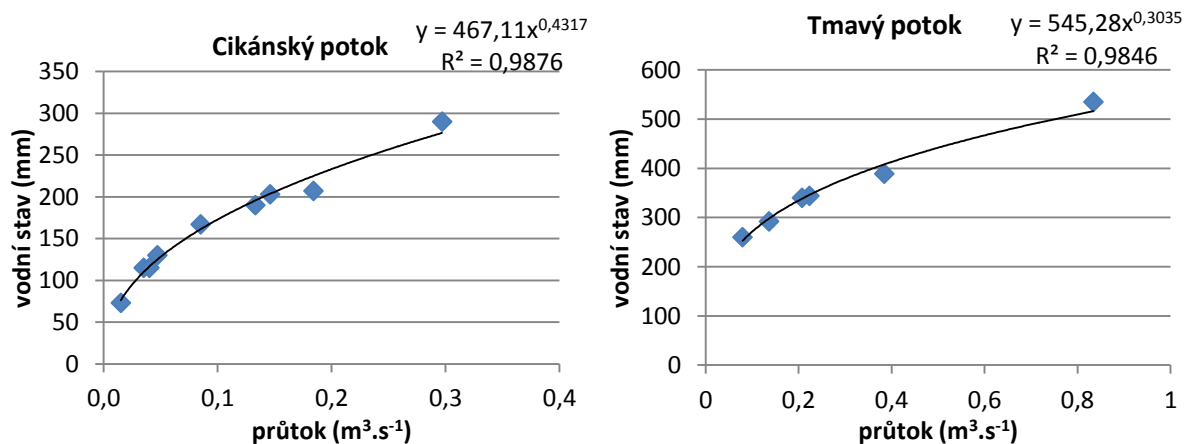
4. Dynamika odtoku v experimentálních povodích

Tato kapitola se zabývá dynamikou odtoku v experimentálních povodích. Velký význam pro odtoky má ve sledovaném území expozice povodí, zdraví lesního porostu, zalesněnost, ale právě také vrchoviště a jejich revitalizační úpravy. Revitalizační opatření byla sledována ve dvou různých měřítkách. Nejdříve byl zhodnocen vliv v horských vrchovištích o rozloze několika km² a následně byla věnována pozornost slatím Nad Rybárnou, jejichž rozloha je jen 6 ha a tudíž, zde provedené revitalizační opatření mohou mít rozdílný vliv.

4.1 Zdrojová data a metodické postupy

Pro zpracování následujících kapitol byla využita data PřF UK z automatických hladinoměrů Fiedler-Mágr, měřících v 10 minutových intervalech s přesností 1 mm. Také jsou použita data a informace poskytnuté správou NP a CHKO Šumava. Data z hladinoměrů jsou převedena na průtoky pomocí měrných křivek znázorněných na obr. 16. Měrné křivky byly konstruovány na základě hydrometrických měření v programu MS Excel za pomoci mocninné funkce, která dosahovala v daném intervalu vysoké spolehlivosti. Ovšem je nutné brát zřetel na poměrně nízký počet měření. Zejména v případě Tmavého potoka je nutné brát předkládané výsledky s mírnou rezervou. Pro hodnocení odtokového režimu a variability odtoku jsou použity vybrané základní statistické charakteristiky, které byly vypočteny z hydrologických let 2010-2012 na Tmavém potoce a 2009-2012 na Cikánském potoce. Ze stejného období byly vybrány i sledované extrémní epizody.

Obr. 16: Měrné křivky průtoků Tmavého a Cikánského potoka



Zdroj: data PřF UK, vlastní zpracování

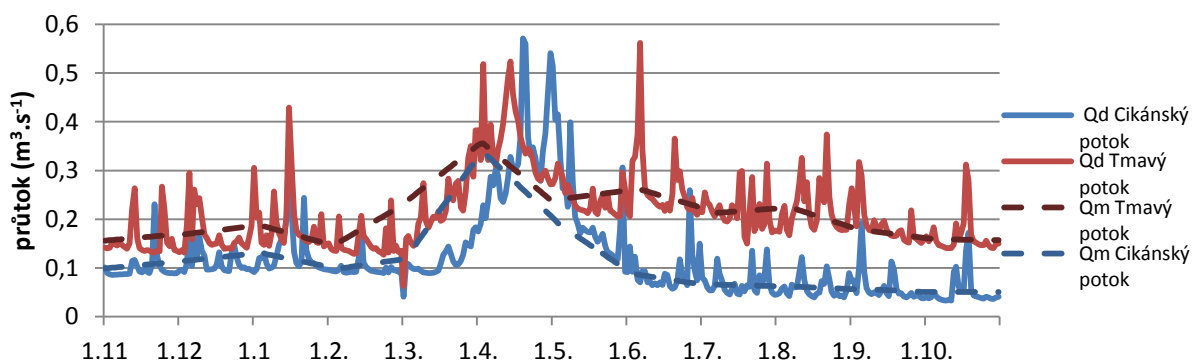
4.2 Odtokový režim a jeho variabilita v povodích Cikánského a Tmavého potoka

Revitalizační práce na Cikánských slatích byly dokončeny v roce 2006, ovšem s kontinuálním měřením průtoků se na Cikánském potoce započalo až v roce 2008, tedy po provedení revitalizačních opatření. Proto budou tato data porovnáována s průtoky v odvodněném, ale nerevitalizovaném povodí Tmavého potoka, který se sledovanému Cikánskému potoku v mnohém podobá.

4.2.1 Hodnocení odtoku z hlediska denních a měsíčních průtoků

Veškeré níže uvedené hodnoty a grafy jsou vypočítány z kontinuálních měření na Tmavém potoce za období 1.11.2009 – 31.10.2012 a na Cikánském potoce za období 1.11.2008 – 31.10.2012, bez chybějícího období 3.8.2009 – 5.6.2010. Přestože časové řady jsou krátké, na obr. 17 jsou vypočítány průměrné denní a měsíční průtoky. Z uvedeného grafu lze vyčíst, že vyšší variabilitu odtoku vykazuje Cikánský potok.

Obr. 17: Graf průměrných denních a měsíčních průtoků Cikánského a Tmavého potoka



Zdroj: data PřF UK, vlastní zpracování

I vybrané statistické charakteristiky odtoku v tab. 5 potvrzují vyšší variabilitu odtoku Cikánského potoka. Větší rozkolísanost průtoků je zde pravděpodobně zapříčiněna větším podílem vrchovišť, tvarovými a sklonitostními vlastnostmi (viz tab. 4) a vykácením části lesa v povodí Cikánského potoka v září 2012.

Tab 5: Odtokové charakteristiky experimentálních povodí

	Tmavý potok	Cikánský potok
Odtoková výška (mm)	827,590	911,040
Koeficient variability Kr (Qm)	2,560	5,282
Decilová odchylka	0,018	0,023
Variační koeficient Cv (Qd)	0,357	0,759

Zdroj: data PřF UK, vlastní zpracování

4.2.2 Hodnocení vybraných extrémních epizod

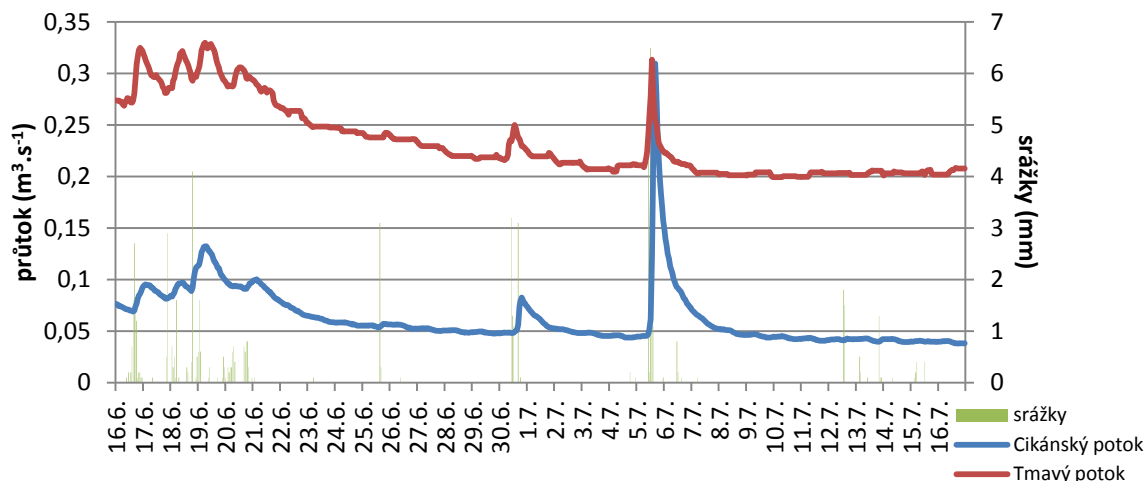
Tato kapitola je věnována vybraným extrémním epizodám, které byly hodnoceny a popsány jako případové studie. Za účelem vyvození obecnějších závěrů je ovšem třeba použít širší soubor extrémních epizod a posuzovat celou problematiku komplexně. Pro hodnocení epizod byla použita již výše zmíněná data průtoků a data ze srážkoměrné stanice z Břežníku.

4.2.2.1 Bezesrážková období

První sledovanou epizodou bylo období sucha na přelomu června a července 2010. Na obr. 18 jsou znázorněny průměrné hodinové průtoky a hodinové srážky. Obě křivky mají stejný průběh až do krátké srážkové události, kdy 5.7. spadlo za celý den 13,9 mm srážek. Poměr minimálního a průměrného průtoku vypočtený níže naznačuje, že se sucho významněji a rychleji projevilo v povodí Cikánského potoka, to může být dáno právě vyšším zarašeliněním v tomto povodí. Vzhledem k tomu, že není známá časová řada před provedením revitalizací, není možné usuzovat, zda v období sucha revitalizační opatření v povodí Cikánského potoka dokázaly zadržet ve vrchovišti více vody a tím snížit průtoky.

Obr. 18: Porovnání odtoků během suché epizody 16.6.-16.7.2010

$$\text{Cikánský p. } \frac{Q_{\min}}{Q_{\text{prům}}} = 0,606 \quad \text{Tmavý p. } \frac{Q_{\min}}{Q_{\text{prům}}} = 0,806$$

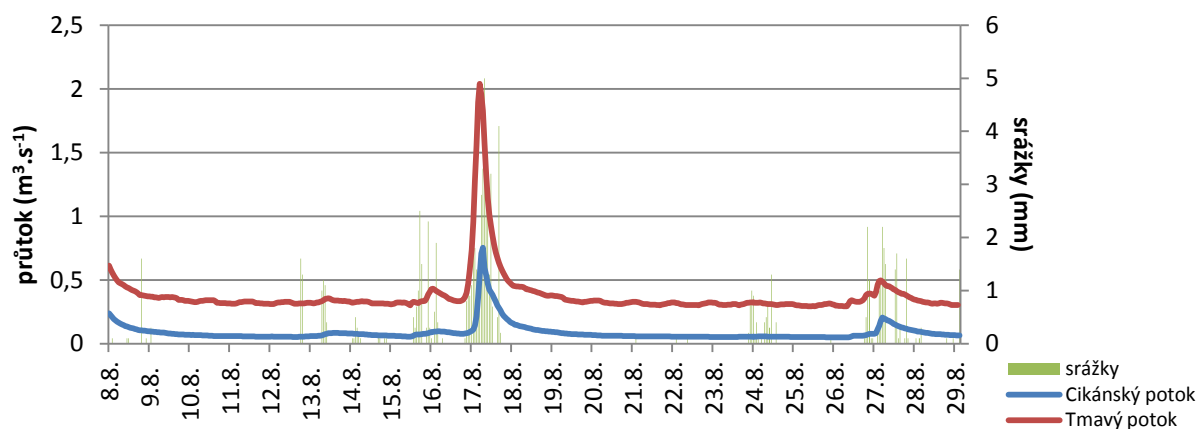


Zdroj: data PřF UK, vlastní zpracování

Další suché období nastalo v srpnu 2010. Obr. 19 a uvedené hodnoty potvrzují výše zmíněné tvrzení, že v období sucha se rychleji výrazněji projevuje v povodí Cikánského potoka.

Obr. 19: Porovnání odtoků během suché epizody 8.8.-29.8.2010

$$\text{Cikánský p. } \frac{Q_{\min}}{Q_{\text{prům}}} = 0,509 \quad \text{Tmavý p. } \frac{Q_{\min}}{Q_{\text{prům}}} = 0,558$$



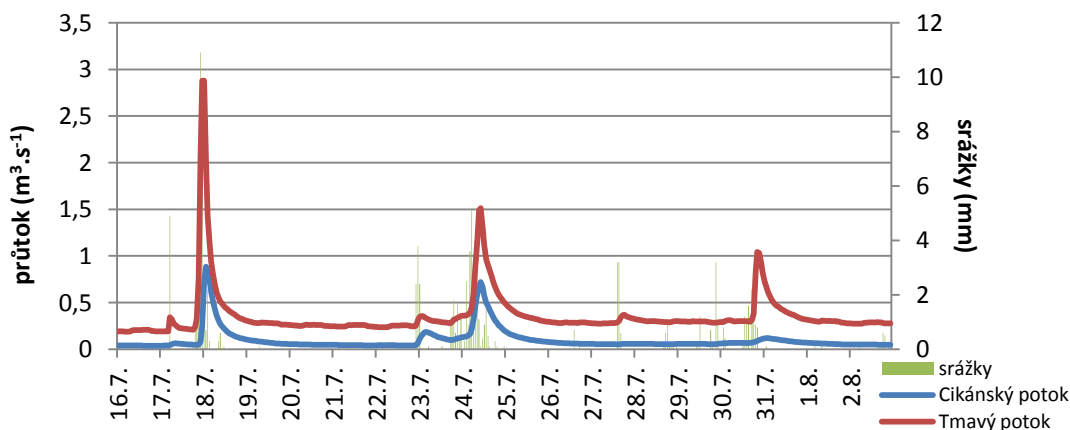
Zdroj: data PřF UK, vlastní zpracování

4.2.2.2 Období déletrvajících srážek

Na obr. 20 a 21 jsou znázorněny opět průměrné hodinové průtoky a hodinové srážky. Vypočítané hodnoty nad oběma grafy poukazují na vyšší nárůsty průtoků v případě Cikánského potoka. Během vytrvalých srážek tedy vykazuje mírně vyšší variabilitu Cikánský potok. Horská vrchoviště se při déletrvajících úhrnech srážek pravděpodobně nejprve naplní srážkovou vodou a poté fungují jako téměř nepropustná plocha. Tento fakt může posléze vyústit v následné významnější navýšení průtoků a jejich vyšší rozkolísanost.

Obr. 20: Porovnání odtoků při vysokých srážkových úhrnech 16.7.-2.8.2010

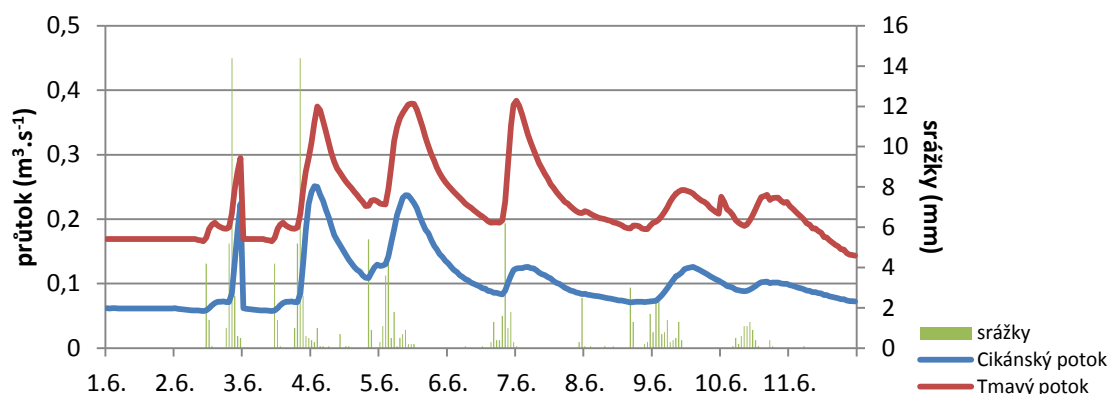
$$\text{Cikánský p. } \frac{Q_{\max}}{Q_{\text{prům}}} = 9,019 \quad \text{Tmavý p. } \frac{Q_{\max}}{Q_{\text{prům}}} = 7,997$$



Zdroj: data PřF UK a NP Šumava, vlastní zpracování

Obr. 21: Porovnání odtoků při vysokých srážkových úhrnech 1.6.-12.6.2012

Cikánský p. $\frac{Q_{max}}{Q_{prům}}=2,425$ Tmavý p. $\frac{Q_{max}}{Q_{prům}}=1,717$



Zdroj: data PřF UK a NP Šumava, vlastní zpracování

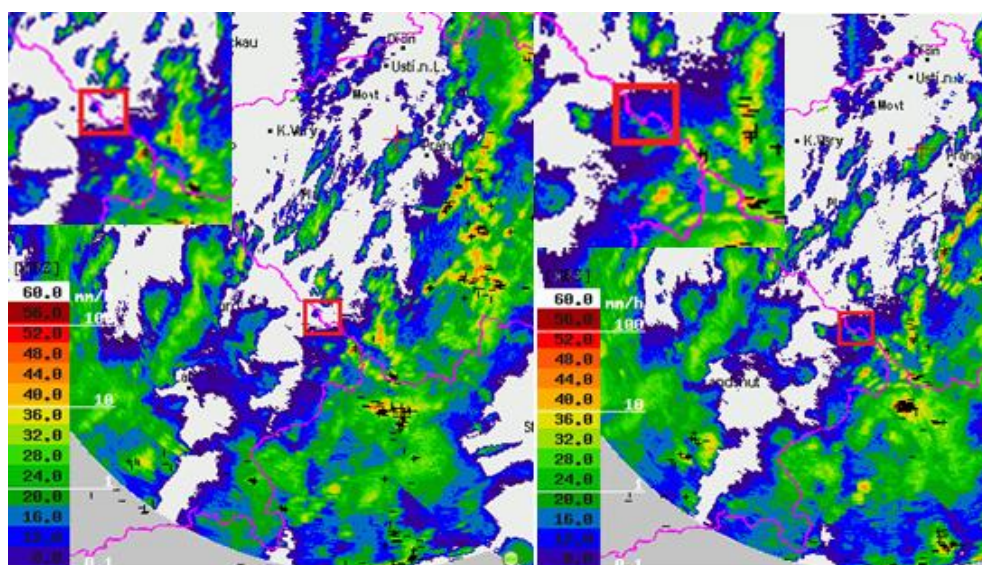
4.2.2.3 Období nárazových srážek

Na obr. 22 je radarovým snímkem zachycen příchod srážkových oblak ze dne 17.7.2010, kdy během několika hodin spadlo téměř 50 mm srážek. Je patrné, že srážková oblaka přicházejí z jihu, tudíž velmi pravděpodobně nejdříve dorazily do povodí Cikánského potoka. Bouřková oblaka ovšem přicházela velmi rychle, zřejmě tedy zanedlouho dorazila i do povodí Tmavého potoka.

Obr. 22: Radarové snímky přichozích srážek

17.7.2010 17:35

17.7.2010 17:50

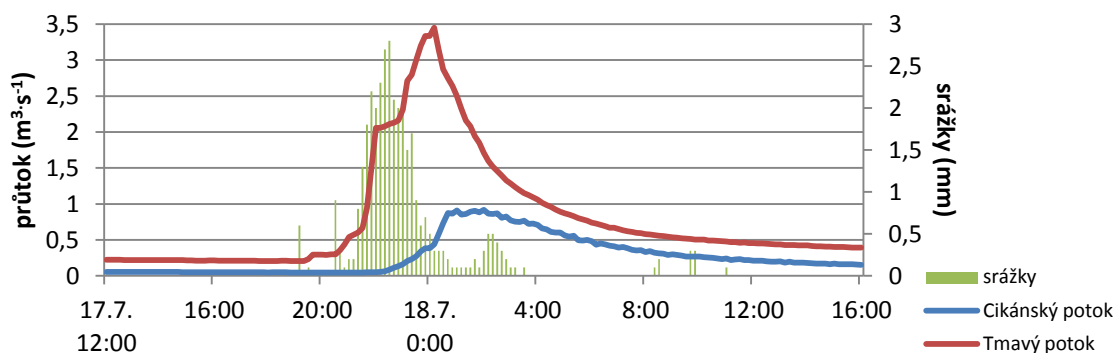


Zdroj: Amateur Stormchasing Society

Na obr. 23 jsou zachyceny průtoky a srážky v 10 minutových intervalech z výše zmíněného období silných a nárazových dešťů. Je zde jasně zřetelné zpoždění nárůstu průtoků Cikánského potoka přesto, že deště pravděpodobně nejdříve dorazily právě do tohoto povodí. Tento fakt je pravděpodobně způsoben významnějším podílem lesnatosti v povodí Cikánského potoka. Jedná se tedy o další klíčový faktor ovlivnění odtoku v obou povodích. Míra vlivu každého z těchto faktorů na dynamiku odtoku ze studovaných povodí vyžaduje další podrobný výzkum. V první sledované epizodě nárazových srážek je poměr minimálního a maximálního průtoků, mírně vyšší v povodí Tmavého potoka. Relativní změna průtoků v čase je tedy vyšší v případě Cikánského potoka a dokládá výše prezentované výstupy.

Obr 23: Změny průtoků během nárazových srážek 17.7.2010

Cikánský p. $\frac{Q_{min}}{Q_{max}}=0,051$ Tmavý p. $\frac{Q_{min}}{Q_{max}}=0,059$

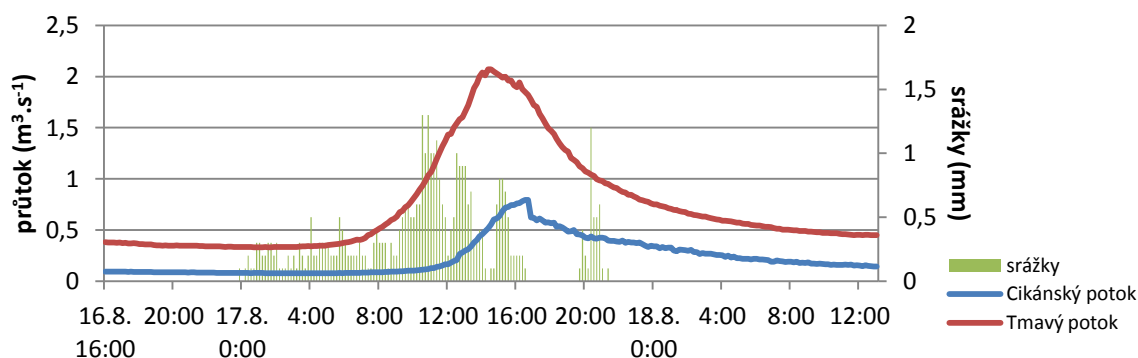


Zdroj: data PřF UK, vlastní zpracování

Další vysoký jednorázový úhrn srážek nastal dne 17.8.2010 (viz obr. 24), kdy spadlo 38 mm srážek. I zde je patrný mírně pozdější nástup zvýšení průtoků. Rozdíl mezi uvedenými hodnotami je ještě výraznější než v předchozím případě.

Obr. 24: Změny průtoků během nárazových srážek 17.8.2010

Cikánský p. $\frac{Q_{min}}{Q_{max}}=0,098$ Tmavý p. $\frac{Q_{min}}{Q_{max}}=0,160$



Zdroj: data PřF UK, vlastní zpracování

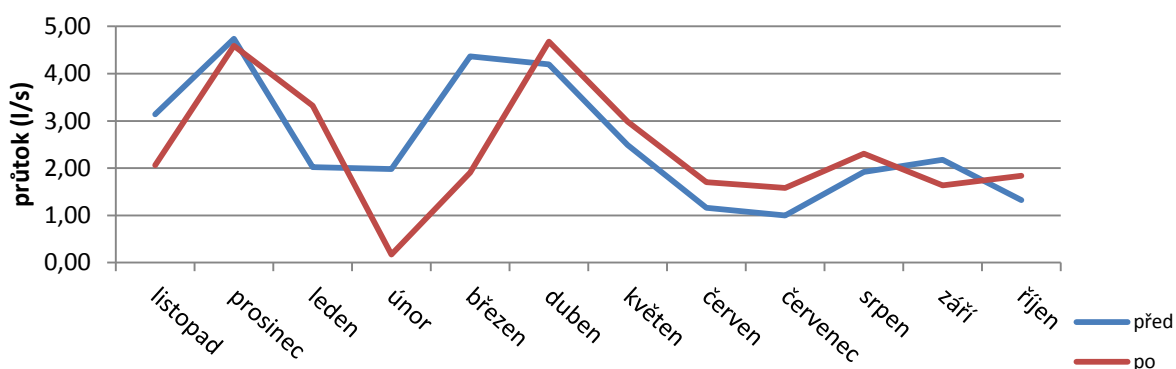
4.3 Odtokový režim a jeho variabilita v povodí slatí Nad Rybárnou

Na sledovaném potoce na slatích Nad Rybárnou se započalo s měřením průtoků v červenci 2007, tedy přesně rok před provedením revitalizací. Navíc jsou přímo ze slatí Nad Rybárnou známé i srážkové úhrny. Pro sledování vlivu revitalizací jsou vybrány dva hydrologické roky. Před revitalizací jsou známá data z období 1.11.2007 – 31.10.2008 a po revitalizaci 1.11.2009 - 31.10.2010.

4.3.1 Hodnocení odtoku z hlediska denních a měsíčních průtoků

Obr. 25 znázorňuje měsíční průtoky sledovaného bezejmenného potoka před a po provedení revitalizací. Během roku se křivky téměř shodují. Zajímavý je pokles průtoků v únoru po revitalizaci na minimum. To ovšem není způsobeno revitalizačními opatřeními, ale velmi nízkými srážkovými úhrny, kdy za celý únor 2010 spadlo jen 32 mm srážek.

Obr. 25: Průměrné měsíční průtoky před a po provedení revitalizace



Zdroj: data NP a CHKO Šumava, vlastní zpracování

Tab. 6 potvrzuje tvrzení, že provedené revitalizace v tomto případě neměly výrazný vliv na variabilitu odtoků. Hodnoty všech vypočítaných koeficientů se liší jen v řádu několika desetin. To je ovšem pravděpodobně dáno tím, že po pouhých dvou letech se vliv provedených revitalizačních opatření neprojeví v plné míře. Kromě toho je třeba při vyvozování jakýchkoliv závěrů tohoto typu zapotřebí mnohem delší pozorované časové řady.

Tab 6: Změna vybraných odtokových charakteristik po provedení revitalizace

	Před revitalizací	Po revitalizaci
Koeficient variability K_r (Q_m)	4,934	4,989
Decilová odchylka	1,566	2,214
Variační koeficient C_v (Q_d)	2,602	1,927

Zdroj: data NP a CHKO Šumava, vlastní zpracování

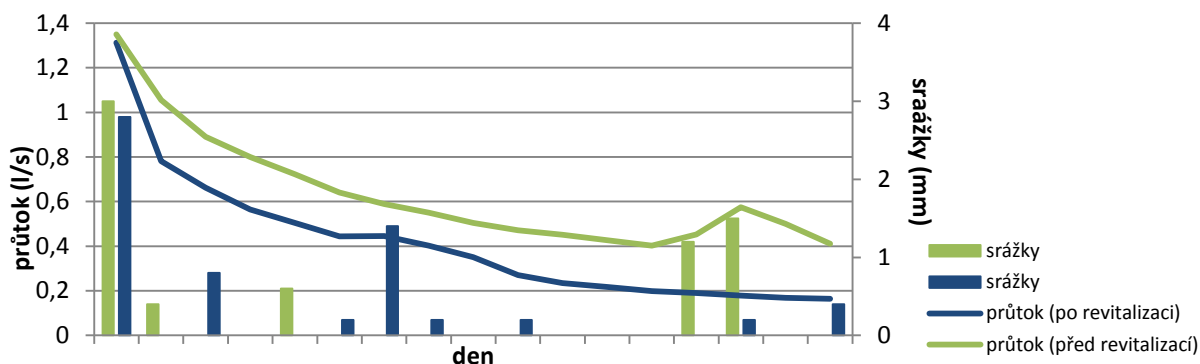
4.3.2 Hodnocení vybraných extrémních epizod

Veškerá níže uvedená srážková data jsou ze srážkoměrné stanice na slatích Nad Rybárnou. Údaje o průtocích pochází ze stanice patřící správě NP a CHKO Šumava. V této kapitole budu hodnotit průtoky před a po provedení revitalizací. Jelikož průtoky se začaly měřit pouhý jeden rok před provedením revitalizací, není možné z dat vybrat více než jednu epizodu sucha a jednu epizodu vytrvalých dešťů.

4.3.2.1 Bezesrážková období

Na obr. 26 jsou porovnány denní průtoky v období sucha z června 2008 před revitalizací a ze září 2010 po provedení revitalizačních prací. Jedná se o dvě stejně dlouhá období s velmi podobnými srážkovými úhrny. Celkový úhrn srážek před revitalizací byl 6,7 mm a po revitalizaci 6,2 mm. Z uvedených grafů vyplývá, že po provedení revitalizací se průtoky na sledovaném potoce mírně snížily. Je pravděpodobné, že revitalizační hrázky na odvodňovacích rýhách zadržely v období sucha vodu a to se v tomto případě projevilo snížením průtoků. Jedním z cílů revitalizačních prací je udržet ve vrchovišti v období sucha více vody, tento cíl se tedy v experimentálním povodí zřejmě podařilo splnit.

Obr. 26: Porovnání průtoků během suché epizody



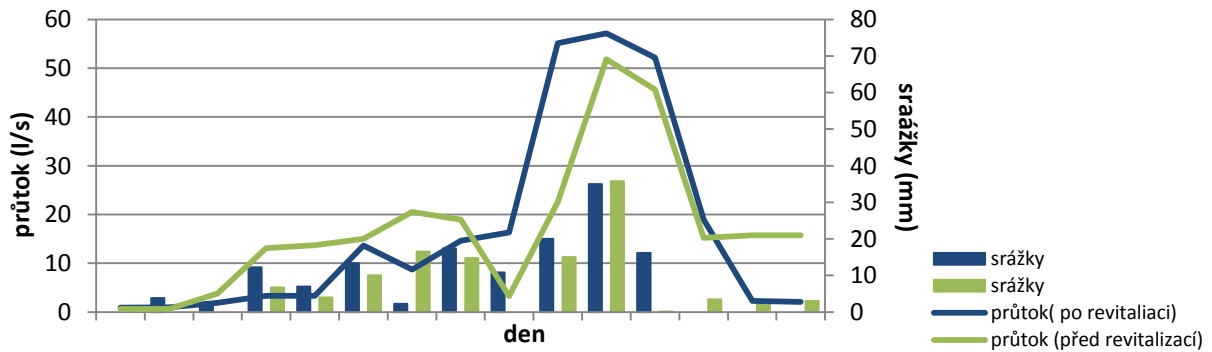
Zdroj: data NP a CHKO Šumava, vlastní zpracování

4.3.2.2 Období déletrvajících srážek

Obr. 27 ukazuje období s vytrvalými srážkovými úhrny z období listopadu před revitalizací 2007 a přelomu května a června 2010 po revitalizaci. Graf ukazuje v prvních osmi dnech mírnější srážkové úhrny, kdy v obou sledovaných obdobích spadlo téměř stejné množství srážek. Je patrné, že před provedením revitalizací byly průtoky mnohem vyšší.

Můžeme proto usuzovat, že při mírnějších srážkových úhrnech dokážou hrázky zadržovat vodu ve vrchovišti a tím snižovat následný odtok. Ovšem při následných vysokých srážkových úhrnech zřejmě dojde k překročení kapacity a nastane rychlý nárůst průtoků. Lze tedy konstatovat, že provedené revitalizace tedy v tomto případě neslouží jako regulátor průtoků a nesnižují extremitu a kulminaci během vysokých srážkových úhrnů.

Obr. 27: Porovnání průtoků během vytrvalých dešťů.



Zdroj: data NP a CHKO Šumava, vlastní zpracování

5. Diskuze

5.1 Variabilita odtoku v experimentálních povodích Cikánského a Tmavého potoka

Cílem práce bylo srovnat dynamiku odtoku revitalizovaného povodí Cikánského potoka s odvodněným a nerevitalizovaným povodím Tmavého potoka. Vyšší variabilitu průtoků vykazuje Cikánský potok, to je zřejmě způsobeno rozdílnými vlastnostmi obou povodí, zejména podílem zarašelinění, lesnatostí a sklonitostními charakteristikami povodí.

Období sucha se významněji a rychleji projevuje v povodí Cikánského potoka, to může být dáno právě vyšším zarašeliněním v tomto povodí. Naopak mírně vyšší variabilitu v období průměrné vodnosti vykazuje Tmavý potok. Vzhledem k chybějící časové řadě před provedením revitalizací není možné usuzovat, zda provedené revitalizační opatření v období sucha zadržují více vody a tím snižují průtoky.

Kocum (2012) zmiňuje, že na základě hodnocení dostupných dat z několika experimentálních povodí v povodí horní Otavy lze konstatovat, že dochází, pravděpodobně v důsledku existence revitalizačních opatření v povodí, k vyrovnávání odtoku při průměrných vodnostech. Přestože ještě nebyly revitalizační úpravy ve všech povodích zcela dokončeny, lze z průběhu krátkodobých časových řad vysledovat tendence k vyrovnávání odtokové křivky. To je i jedním z hlavních cílů v současnosti prováděných revitalizačních opatření. Dosavadní statistické výstupy ale poukazují rovněž na fakt, že při navýšení odtoku v důsledku intenzivních srážkových úhrnů se sledované povodí vyrovnává s jejich transformací mnohem hůře, což v konečném důsledku vyúsťuje v mnohem rapidnější vzestup průtoků v závěrovém profilu. Jedním z vysvětlení může být i existence provedených revitalizačních opatření v povodí. Z tohoto faktu lze usuzovat, že po překročení retenční kapacity umístěných hrazení dochází k rychlému vzestupu průtoků s významnou extremitou kulminace. Předmětem dalšího výzkumu by mělo být určení mezní hodnoty úrovně extremity, resp. N-letosti, do které mají opatření v konkrétním povodí pozitivní účinek. Tato úroveň extremity je do absolutní míry závislá na konkrétních podmínkách (Kocum, 2012). Tato výzva určuje i směřování další autorovy práce v zájmovém povodí v rámci práce magisterské.

Při vysokých jednorázových srážkových úhrnech je nástup zvýšení průtoků v revitalizovaném povodí Cikánského potoka značně zpožděn a následné zvýšení průtoků je rovněž vyšší než v případě povodí Tmavého potoka. Fakt zpoždění odtoku je pravděpodobně způsoben významnějším podílem lesnatosti v povodí Cikánského potoka. Jedná se o další klíčový faktor ovlivnění odtoku v obou povodích, přičemž míra vlivu každého faktoru na

dynamiku odtoku ze studovaných povodí vyžaduje další podrobný výzkum. Při těchto epizodách bylo opět sledováno významnější navýšení průtoků v případě Cikánského potoka. Relativní změna průtoků v čase je tedy v případě tohoto povodí vyšší a dokládá výše prezentované výstupy ohledně ovlivnění odtoku existencí vrchovišť. V období vytrvalých dešťů jsou nárůsty průtoků vyšší rovněž v případě Cikánského potoka. Revitalizované vrchoviště Cikánského potoka se během dlouhotrvajících srážek postupně naplní na plnou vodní kapacitu a následně se chová jako málo propustná vrstva, což vyústí ve výrazné navýšení průtoků. Zřejmě ani provedené revitalizační úpravy nedokázaly zvýšit retenční schopnost natolik, aby i v období vytrvalých dešťů byla variabilita odtoku nižší.

Tato práce potvrzuje názory starší literatury, zejména práci Ferdy (1969), že rašeliniště nepředstavuje houbu, která v době nadbytku srážek nasaje obrovské množství vody a pak ji v nastávající suché periodě pozvolna vypustí. Užitečná zásoba vody, kterou rašeliniště disponuje, je poměrně malá a rychle se ztrácí výparem, takže v období nedostatku srážek dochází v krátké době k rychlému poklesu průtoků. Dále se práce shoduje i s výsledky nedávných prací Janského a Kocuma (2008), kteří prováděli podobný výzkum v dalších experimentálních povodích v pramenné oblasti Otavy. Z jejich výsledků usoudili, že variabilita odtoku je vyšší v případě profilů uzavírajících povodí s významným podílem zarašelinělých a rašeliništních půd než závěrových profilů povodí s minimálním zarašeliněním. Podobnými metodami, jaké byly použity v této práci, dokázali, že existence rašelinišť má negativní vliv na odtokový proces, zvláště během extrémních hydrologických situací jako jsou povodně a období sucha. Mírně v rozporu je tato práce se zahraniční publikací Ballarda a kol. (2011), který říká, že odvodnění vrchoviště způsobí hlavně rychlý povrchový odtok a rychlejší kulminaci. Ve sledovaných povodích se tato domněnka nepotvrdila, ovšem to je zřejmě způsobeno výrazně vyšším zarašeliněním a lesnatostí povodí Cikánského potoka oproti Tmavému potoku.

5.2 Variabilita odtoku v povodí slatí Nad Rybárnou

Dalším cílem bylo zhodnotit revitalizační opatření v mnohem menším měřítku na slatích Nad Rybárnou. Během suché epizody revitalizace způsobují zpomalení povrchového odtoku a to se projevuje snížením průtoků. Vrchoviště je díky revitalizačním hrázkám schopné udržet více vody a to se projevuje snížením průtoků v experimentálním povodí. Zde tedy revitalizace splnily účel, protože jedním z cílů tohoto projektu je i udržení vody ve vrchovišti v období sucha.

Podobný průběh nastává i při mírných srážkových úhrnech. Ve sledované epizodě byly téměř stejné srážkové úhrny během stejně dlouhého období před a po provedení revitalizací. Průtoky byly ale mnohem vyšší před provedením revitalizací. Můžeme usuzovat, že zde působí revitalizace na průtoky stejně jako při suché epizodě, to znamená, že hrázky zřejmě i při mírných srážkových úhrnech zachycují vodu, která zůstává ve vrchovišti, a následné průtoky jsou tedy nižší. Ovšem při vydatných srážkách zřejmě dochází k plnému nasycení a poté nastane rychlý a strmý nárůst průtoků. Při vysokých srážkových úhrnech neslouží revitalizační opatření jako regulátor průtoků, nesnižují kulminaci a nezpomalují povrchový odtok. Je to pravděpodobně dáno malou velikostí experimentálního povodí. Síť přehrazených odvodňovacích rýh zde není tak hustá a proto zřejmě nedokáže zachycovat silné deště a tím snižovat extremitu.

5.3 Nejistoty a možné chyby měření

Popsané výsledky je ovšem nutné brát s mírnou rezervou. Je zde totiž několik dalších faktorů, které povrchový odtok ovlivňují, jako změny zdraví lesního porostu v průběhu monitoringu průtoků, poměr ombrotrofních a minerotrofních vrchovišť a další. Při hodnocení vlivu revitalizací v povodí Cikánského potoka v porovnání s Tmavým potokem je třeba brát zřetel na odlišnosti těchto povodí jako např. velikost povodí, míra zalesnění, sklon toku a povodí či stupeň zarašelinění. Dále je třeba počítat s možností horšího stavu lesa v povodí Tmavého potoka. Vhodné by byl pravidelně vyhodnocovat snímky zachycující změny ve vegetačním pokryvu, zejména v souvislosti s kůrovcovou kalamitou v zájmových povodích. Dále je třeba brát v úvahu, nízký počet měření při vytváření měrných křivek zejména v případě Tmavého potoka. Sestrojené měrné křivky průtoků dosahují sice v daném intervalu vysoké spolehlivosti, ovšem mimo tento interval mohou být průtoky podhodnoceny, či nadhodnoceny. Všechny tyto faktory mohou mírně zkreslovat uvedené výsledky.

6. Závěr

Tato práce přináší a shrnuje informace o hydrologické funkci horských vrchovišť. Pozornost je především věnována revitalizačním opatřením v pramenné oblasti Otavy a jejich vlivu na dynamiku odtoku. Práce vychází z dat NP a CHKO Šumava a z více než tříletého monitoringu, který v této oblasti provádí katedra fyzické geografie a geoekologie PřF UK. Práce je součástí komplexního hydrologického výzkumu horního toku Otavy.

Obecně můžeme říci, že provedená revitalizační opatření ve sledovaném území se zdají být z pohledu průměrných vodností prospěšná. Z pohledu zastavení degradace vrchovišť a zachování unikátní a reliktní fauny a flóry jsou tato opatření rozhodně pozitivní. Z hydrologického hlediska je třeba posuzovat jednotlivé revitalizace jednotlivě vzhledem k vodnosti toku. Na Cikánských slatích v období průměrné vodnosti pravděpodobně zpomalují povrchový odtok. To se potvrdilo i na slatích Nad Rybárnou, kde ovšem bylo zjištěno, že zde pravděpodobně dochází ke zpomalení odtoku i v období sucha. Revitalizační opatření v konkrétním povodí Cikánského potoka mohou mít ovšem i vliv negativní. V této souvislosti lze zmínit především zjištěnou vyšší variabilitu odtoku při extrémních hydrologických situacích, ať již se jedná o „povodňové“ epizody či periody suché. Výsledky se tedy v jednotlivých revitalizovaných povodích mohou lišit, danou tematiku tedy nelze příliš zobecňovat a generalizovat. Problematiku revitalizačních opatření je nutné dále studovat a analyzovat, protože úspěšná obnova rašelinišť závisí na našem chápání jejich funkce a na porozumění procesů v nich probíhajících.

Výsledky této práce se mohou stát vstupními daty pro další výzkum v pramenné oblasti Otavy. Revitalizační opatření je možné hodnotit i z pohledu hladiny podzemní vody, vegetačních změn nebo chemismu vody. Ovšem takto rozsáhlé a komplexní hodnocení nebylo možné realizovat v rámci této bakalářské práce. Ke komplexnímu hodnocení je zcela jistě také nutný dlouhodobější monitoring průtoků. Z toho vyplývá, že je zde prostor pro případné rozšíření stávajícího výzkumu. Detailním objasněním těchto otázek by se autor rád věnoval v rámci magisterské práce s využitím moderního statistického aparátu.

7. Literatura a použité zdroje

- ANDĚRA, M., ZAVŘEL, P. a kol. (2003): Šumava příroda, historie, život. Nakladatelství Miloš Uhlíř - Baset, 800 s.
- BALLARD, C. E. a kol. (2011): Hydrological modelling of drained blanket peatland. *Journal of Hydrology*, 407, s. 81-93.
- BUFKOVÁ, I. (1999): Šumavská rašeliniště. Informační leták Správy NP a CHKO Šumava.
- BUFKOVÁ, I. (2006): Revitalizace šumavských rašelinišť. *Zprávy České Botanické Společnosti*, Praha, 41, č. 21, s. 181-191.
- BUFKOVÁ, I., SPITZER, K. (2008): Šumavská rašeliniště. Správa Národního parku a Chráněné krajinné oblasti Šumava, Vimperk, 203 s.
- BUFKOVÁ, I. A kol. (2010): Restoration of drained mires (Sumava National Park, Czech republic). *Wetlands: Conservation and management*, č. 3, s. 331-354.
- ČURDA, J. (2009): Odtokový režim v pramenné oblasti Vydry se zaměřením na hodnocení povodňových epizod. *Magisterská práce*, Univerzita Karlova, katedra fyzické geografie a geoekologie, 149 s.
- DEMEK, J a kol. (1987) *Zeměpisný lexikon ČSR. Hory a nížiny*. Brno, Academia, 584 s.
- DOHNAL, Z. (1965): *Československá rašeliniště a slatiniště*. ČSAV, Praha, 332 s.
- FERDA, J. (1969): *Hydrologická a klimatická funkce československých rašelinišť*. Česká akademie zemědělská, Praha, 358 s.
- HOLDEN, J. a kol. (2004): Artificial drainage of peatlands: Hydrological and hydrochemical process and wetland restoration. *Progress in Physical Geography*, 28, s. 95-123
- HOLDEN J. a kol. (2011): Water table dynamics in undisturbed, drained and restored blanket peat. *Journal of Hydrology*, 402, s 103-114.
- CHARMAN, D. (2002): *Peatlands and enviromental change*. Wiley, Chichester, 301 s.
- CHÁBERA, S. a kol. (1987): *Příroda na Šumavě*. Jihočeské nakladatelství, České Budějovice, 182 s.
- CHLUPÁČ, I. (2002): *Geologická minulost České republiky*. Academica, Praha, 437 s.
- JANSKÝ, B., KOCUM, J. (2007): *Retenční potenciál v pramenných oblastech toků*. V Langhammer, J.: *Povodně a změny v krajině*. MŽP ČR a PřF UK, Praha, 2007, s. 307-315.

- JANSKÝ, B., KOCUM, J. (2008): Peat bogs influence on runoff process: case study of the Vydra and Křemelná River basins in the Šumava Mountains, southwestern Czechia. *Geografie - Sborník ČGS*, 113, č. 4, Praha, s. 383-399.
- JANSKÝ, B., ŠOBR, M. a kol. (2003): Jezera České republiky, Univerzita Karlova, katedra fyzické geografie a geoekologie, 216 s.
- JELÍNEK, J. (2008): Akumulace a tání sněhové pokrývky v povodí Rokytky v hydrologických letech 2007 a 2008. Diplomová práce, PřF UK, KFGG, Praha, 85s.
- KOCUM, J. (2012): Tvorba odtoku a jeho dynamika v pramenné oblasti Šumavy. Disertační práce, Univerzita Karlova, katedra fyzické geografie a geoekologie, 206 s.
- LAIHO, R. (2006): Decomposition in peatlands: Reconciling seemingly contrasting results on the impact of the lowered water levels. *Soil Biology & Biochemistry*, č. 38, s. 2011-2024.
- NETOPIL, R. a kol. (1987): Fyzická geografie I. SPN, Praha, 272 s.
- PIVNÍČKOVÁ, M. (1997): Ochrana rašelinných mokřadů. Agentura ochrany přírody a krajiny ČR, Praha, 32 s.
- POŠTA, P. (2004): Organogenní jezera v České republice. Diplomová práce, Univerzita Karlova, 116 s.
- ŠEFRNA, L. (2004): Pedologická charakteristika povodí Otavy ve vztahu k povodím. Sborník příspěvků GAČR 205/Z052/03, s 196-212.
- TOLASZ, R. a kol. (2007): Atlas podnebí Česka. ČHMÚ a UP Olomouc, Praha, 256 s.
- TOMÁŠEK, M. (2003): Půdy České republiky. Česká geologická služba, Praha, 68 s.
- TURESKY, M. R. a kol. (2004): Dating recent peat deposits. *Wetlands*, 24, č. 2, s 324-356.

Internetové zdroje:

- Amateur Stormchasing Society, staženo z: <http://www.bourky.com/pozorovani>
- BUFKOVÁ, I., STÍBAL, F., ZELENKOVÁ, E. (2008): Program revitalizace šumavských mokřadů a rašelinišť. Staženo z: <http://www.npsumava.cz/1502/1638/clanek/program-revitalizace-sumavskych-mokradu-a-raselinist/>, dne 15.11.2012
- VOPĚNKA, J. (2012): Šumavské slatě. Staženo z: http://sumavanet.com/vopin/slate/schema_slat.htm, dne 20.11.2012
- Fauna Šumavy, Portál správy NPŠumava, staženo z: www.npsumava.cz, dne 4.2.2013
- Výkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, staženo z: www.dibavod.cz, dne 22.11.2012
- Česká geologická služba, staženo z: www.geology.cz, dne 5.12.2012
- Národní geoportál inspire, staženo z: www.geoportal.gov.cz, dne 10.12.2012

8. Seznam obrázků, tabulek a fotografií

Obrázky

Obr. 1: Schéma vývoje vrchoviště

Obr. 2: Porovnání fluktuace podzemní vody na nedotčených (I), revitalizovaných (B) a odvodněných (D) rašeliništích

Obr. 3: Výskyt rašelinišť v povodí Vydry

Obr. 4: Instalace hrází v odvodňovací rýze a proměnné důležité pro výpočet vzdálenosti mezi jednotlivými hrázemi

Obr. 5: Lokalizace revitalizovaných rašelinišť

Obr. 6: Přehledová mapa experimentálních povodí

Obr. 7: Přehrazené odvodňovací rýhy v povodí cikánského potoka

Obr. 8: Přehrazené odvodňovací rýhy na slatích Nad Rybárnou

Obr. 9: Geologická mapa sledovaného území

Obr. 10: Půdní poměry ve sledovaném území

Obr. 11: Vývoj průměrné měsíční teploty pro stanici Horská Kvilda (1996-2005)

Obr. 12: Průměrné měsíční srážky na vybraných stanicích (1996-2005)

Obr. 13: Podíl jednotlivých měsíců na ročním odtoku Roklanského a Modravského potoka 1.11.2006 - 31.10.2008

Obr. 14: Vývoj průměrných denních průtoků v profilu Vydra-Modrava 1.11.1930-31.10.2008

Obr. 15: Krajinný pokryv ve sledovaném území

Obr. 16: Měrné křivky průtoků Cikánského a Tmavého potoka

Obr. 17: Graf průměrných denních a měsíčních průtoků Cikánského a Tmavého potoka

Obr. 18: Porovnání odtoků během suché epizody 16.6.-16.7.2010

Obr. 19: Porovnání odtoků během suché epizody 8.8.-28.8.2010

Obr. 20: Porovnání odtoků při vysokých srážkových úhrnech 16.7.-2.8.2010

Obr. 21: Porovnání odtoků při vysokých srážkových úhrnech 1.6.-12.6.2012

Obr. 22: Radarové snímky příchozích srážek

Obr. 22: Změny průtoků během nárazových srážek 17.7.2010

Obr. 24: Změny průtoků během nárazových srážek 17.8.2010

Obr. 25: Měsíční průtoky před a po provedení revitalizace

Obr. 26: Porovnání průtoků během suché epizody

Obr. 27: Porovnání průtoků během vytrvalých dešťů

Tabulky

Tab. 1: Typy humolitů

Tab 2: Geomorfologické členění sledované oblasti

Tab. 3: Odtokové charakteristiky Vydry, Roklanského a Modravského potoka (2007-2009)

Tab. 4: Tvarové a sklonitostní vlastnosti povodí

Tab 5: Odtokové charakteristiky experimentálních povodí

Tab 6: Změna vybraných odtokových charakteristik po provedení revitalizace

Fotografie

Foto 1: Mikrostruktura vrchovištních rašelinišť

Foto 2: Odvodňovací rýha na rašeliništi

Foto 3: Hráz na revitalizovaném rašeliništi