

Univerzita Karlova v Praze
Přírodovědecká fakulta
Katedra fyzické geografie a geoekologie



RNDr. Jan Kocum

TVORBA ODTOKU A JEHO DYNAMIKA V PRAMENNÉ OBLASTI OTAVY

STREAMFLOW GENERATION PROCESS AND ITS DYNAMICS
IN THE OTAVA RIVER HEADWATERS

Disertační práce

Školitel práce: Prof. RNDr. Bohumír Janský, CSc.

Praha, 2012

Prohlašuji, že jsem předloženou disertační práci s názvem „Tvorba odtoku a jeho dynamika v pramenné oblasti Otavy“ zpracoval samostatně na základě vlastních zjištění a s pomocí materiálů uvedených v seznamu literatury. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze dne 30.6.2012

Jan Kocum

Rád bych na tomto místě poděkoval Prof. RNDr. Bohumíru Janskému, CSc. za vlastní ideje, cenné rady a připomínky k předložené práci. Upřímné poděkování patří i kolegům z Katedry fyzické geografie a geoekologie PřF UK v Praze včetně studentů doktorského a magisterského studia za nenahraditelnou pomoc při terénních pracích. Velký dík patří všem podpůrným projektům a jejich řešitelům za finanční, materiální a personální pomoc. Svě rodině a přátelům pak děkuji za trpělivost a psychickou podporu, kterou mi po celou dobu zpracovávání práce poskytovali.

Motto

Řeky jsou v pramenných oblastech architektury své vlastní budoucnosti ...

ABSTRAKT

V souvislosti s výskytem katastrofálních povodní a extrémně suchých období v posledních letech se objevuje naléhavá potřeba řešení širokého komplexu otázek ochrany před hydrologickými extrémami, a to nejen klasickými inženýrskými metodami, ale i netradičními postupy. V popředí zájmu společnosti se objevuje nová strategie ochrany před těmito extrémami zaměřená na postupné zvyšování retenční kapacity povodí včetně jeho pramenných oblastí. Všechny otázky související s rozmanitými možnostmi a opatřeními vedoucími k dosažení tohoto cíle by měly být posouzeny na základě kvalifikované diskuze odborníků různého zaměření vzhledem k cílům a prioritám, které mají význam nadregionální, regionální či lokální. Přirozený odtokový proces je přitom ovlivňován člověkem již u samého jeho zrodu, tedy v pramenných oblastech toků, kde lze realizovat četné postupy související se zpomalováním odtoku a zvyšováním retence vody v území.

Velmi dobré podmínky pro řešení takové otázky poskytuje pramenná část povodí Otavy (jz. Česko), která reprezentuje oblast s častým výskytem extrémních odtokových událostí a s vysokou heterogenitou ve smyslu fyzicko-geografických a socio-ekonomických aspektů. Pro pochopení a objasnění procesu tvorby odtoku a míry účinku jednotlivých fyzicko-geografických faktorů na jeho dynamiku bylo v roce 2005 ve vybraných experimentálních povodích započato s detailní analýzou jejich odtokového režimu založením jedinečné sítě automatických stanic pro monitoring hydro-meteorologických jevů a fyzikálně-chemických parametrů vod. Pro posouzení retenčního potenciálu pramenné oblasti Otavy je třeba podrobně charakterizovat přírodní podmínky povodí a analyzovat jejich vliv na formování odtoku včetně posouzení hydrologické funkce zdejších horských vrchovišť. Vzhledem k existenci tohoto fenoménu v jádrové části Šumavy je třeba zabývat se zhodnocením jejich retenční schopnosti a hydraulické komunikace s toky, které je odvodňují. Průběžně proto byly prováděny podrobné rozборы časových řad hydrologických a meteorologických charakteristik a především analýzy reakce odtoku z jednotlivých rašelinišť v závislosti na době trvání, intenzitě a rozložení srážek na experimentálních povodích pomocí podrobného rozboru jeho vzestupných a poklesových fází.

Část výzkumu byla věnována zhodnocení retenčních a hydrologických poměrů horského vrchoviště v rámci Rokyteckých (Weitfällerských) slatí, situovaných v pramenné oblasti Vydry. Zvláštní zřetel byl přitom věnován posouzení jeho retenční schopnosti a zhodnocení hydrologické bilance. Hlavní pozornost byla soustředěna na zjištění a objasnění závislosti dynamiky odtoku na výšce hladiny podzemní vody ve vrchovišti.

Současná hydrologie se potýká s mnoha nejasnostmi ve správné definici prostředí, kde se odehrávají hydrologické procesy. Jedná se o nedostatečně popsané okrajové podmínky a vlastnosti, které mají přímý i nepřímý vliv na formování odtoku. Moderní experimentální hydrologie má za úkol pomocí hydrochemických a geochemických přístupů zodpovědět další otázky včetně objasnění mechanismů tvorby odtoku a zdržování vody v povodí. Přirozené fyzikálně definovatelné a stopovatelné látky, které jsou toho schopny, představují stabilní izotopy kyslíku. Tento přístup byl použit pro pochopení procesu formování odtoku v silně zrašeliněném povodí. Příspěvek horského vrchoviště k celkovému odtoku byl zhodnocen s využitím hydrologických a hydrochemických časových řad a přístupů izotopové hydrologie pro separaci jednotkového hydrogramu pomocí aniontové deficiencie. Na podkladě dat z celého hydrologického roku byl posouzen vliv horského vrchoviště na dynamiku formování odtoku a pomocí stabilních izotopů $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ byl popsán a zhodnocen jeho hydrologický cyklus.

Na podkladě dosažených výsledků, grafických výstupů i statistických analýz časových řad lze usoudit, že variabilita odtoku je vyšší v případě profilů uzavírajících povodí s významným podílem zrašeliněných a rašeliništních půd než závěrových profilů povodí s minimálním zrašeliněním. Fakt, že existence zdejších horských vrchovišť má negativní vliv na odtokový proces, zvláště během extrémních hydrologických situací

jako jsou povodně a období sucha, byl potvrzen rovněž hydropedologickými, hydrochemickými a geochemickými přístupy. Na základě jednotlivých dílčích výstupů lze konstatovat, že rašelinná ložiska představují v pramenné oblasti Otavy samostatné hydrologické celky s vlastním typickým vodním režimem, který nepřispívá k vyrovnávání odtokové křivky, a jejich hydrologická funkce v tomto území je nevýznamná.

Důležitým fenoménem tvorby odtoku v pramenných oblastech českých toků je v celkové roční bilanci sezónní sněhová pokrývka, která představuje v prostoru a čase poměrně těžko kvantifikovatelný prvek. Charakter jejího výskytu se vyznačuje vysokou mírou časové a prostorové variability. Sněhoměrná pozorování v experimentálních povodích potvrdila existenci významného rozdílu v množství akumulovaného sněhu nejen v závislosti na nadmořské výšce, ale rovněž na vegetačním pokryvu, zejména mezi otevřenými plochami a lesem. Jedná se o okolnost, kterou lze jen obtížně postihnout použitím výsledků měření prováděných běžně na meteorologických stanicích. Optimalizace monitoringu sněhové pokrývky v podmínkách Šumavy je klíčová pro sestavování modelů odtoku z tajícího sněhu a z hlediska přesnosti vstupů pro hydroprognózu.

Kromě zhodnocení procesu hrazení koryt původních melioračních rýh, která jsou v současné době součástí managementu NP Šumava, bylo v zájmu rovněž posouzení efektivity využití retenčních prostor vázaných na vhodnou konfiguraci zdejšího reliéfu či někdejších akumulčních nádrží, které byly v minulosti využívány pro plavení dřeva (tzv. klauzů), a které by mohli plnit např. funkci suchých či řízených poldrů a tím se podílet na vyrovnávání odtoku během povodňových událostí a suchých období. Efektivnost takových opatření při retenci vody ve zdrojových oblastech řek je možné simulovat aplikací komplexního systému vhodných hydrologických modelů. Na základě získaných dat a dílčích výsledků lze předběžně konstatovat, že účinnost těchto opatření by nemusela být zdaleka zanedbatelná. Implementace nenásilných opatření pro zvyšování retenční schopnosti krajiny, jako je například využití potenciálních akumulčních a retenčních prostor v povodí, by mohla významně přispívat k redukci kulminačních průtoků během povodňových událostí a k zadržení dostatečného množství vody pro eventuální suché epizody. Aktuálnost tohoto tématu je spojena se současnými klimatickými změnami a s nimi související intenzifikací výskytu meteorologických a hydrologických extrémů v podmínkách Česka.

Klíčová slova: hydrologické extrémy – formování odtoku – retenční potenciál – Otava – automatické měřicí stanice – experimentální povodí – hydrologická funkce vrchovišť – izotopy kyslíku – sněhová pokrývka – retenční a akumulční prostory – klimatická změna

ABSTRACT

In context of catastrophic floods and extreme droughts in recent years there is an urgent need of solving of issues dealing with protection against hydrological extremes, not using just classical engineering methods but also untraditional practices. There is a new protection strategy focusing on gradual increase of river catchment retention capacity including its headwater regions. All of the issues related to various possibilities and measures leading to river headstream areas retention capacity increase should be discussed by experts in various fields taking into account objectives and priorities of a supra-regional, regional and local significance. Natural runoff process is affected by man already by its birth, thus in headwaters where numerous procedures related to runoff retardation and water retention increase in headstream areas could be realized.

Suitable conditions for the research realization at present is related to the Otava River headwaters (sw. Czechia) representing the core zone of a number of extreme runoff events and with high heterogeneity in the terms of physical-geographic and socio-economic aspects. To understand and clarify the runoff generation process and the effect of various physical-geographic factors on its dynamics, the detailed analyses of runoff regime in chosen experimental catchments began in 2005 by the establishment of unique network of automatic stations for the monitoring of hydro-meteorological features and physio-chemical parameters of surface water. In order to assess the retention potential in the Otava River headwaters catchment natural conditions need to be characterized and their effect on runoff formation including peat bogs hydrological function assessment needs to be done. With respect to the existence of this phenomenon in the Šumava Mts. core zone it is necessary to consider the evaluation of their retention capacity and of the hydraulic communication with draining water courses. Therefore continuous analyses of hydrological and meteorological time series were carried out, and especially analyses of runoff responses from peat land areas in relation to the duration, intensity and distribution of precipitation on experimental catchments by means of detailed analysis of its ascending and descending phases, were done.

Part of the research was focused on the evaluation of retention and hydrological conditions of the bog within the Rokytka (Weitfällner) Moors, located in the Vydra River headwaters. Special attention was paid to the assessment of their retention capacity and hydrological balance. The main attention was focused on findings of a runoff dynamics dependence on the ground water table in the peatland.

Present hydrology deals with a number of difficulties to sufficiently define the environment where hydrological processes take place. These are under-described secondary conditions and features that have a direct and indirect influence on the runoff formation. Modern experimental hydrology uses hydrochemical and geochemical approaches to explain the mechanisms which are related to water retention and runoff formation in headstream areas. Stable oxygen isotopes are the only natural, physically definable and tracable substances existing in the hydrosphere which can be balanced correctly. This geochemical approach was used to understand streamflow generation processes in the highly peaty catchment. Contribution of water from peat bog areas to the total surface runoff has been assessed using a hydrological time series as well as geochemical, hydrochemical and isotope-hydrological approaches for unit hydrogram separation by means of anion deficiency. On the basis of data from the whole hydrological year, the role of an existing peat bog in the runoff formation dynamics was determined and the hydrological cycle using stable $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ isotopes was described and assessed.

On the base of acquired results, graphical outcomes and time series statistical analyses it could be stated that more distinct runoff variability is typical for streams draining catchments with the significant proportion of peat land. The fact that the existence of bogs has the negative effect on the runoff process, especially during

extreme hydrological situations such as floods and droughts, was confirmed by hydrogeological, hydrochemical and geochemical approaches. It can be stated that bogs in the Otava River headwaters represent separate hydrological units with their own typical runoff regime, which does not contribute to the discharge curve balancing, and that their hydrological functions in this area is insignificant.

An important phenomenon of runoff formation in headwater areas of Czech streams is in total annual balance represented by seasonal snow cover which is a quite hardly quantifiable element. The character of its occurrence is characterized by a high time and spatial variability. Snow cover observations in experimental catchments confirmed the existence of a significant difference in the amount of accumulated snow not only in relation to altitude, but also to vegetation cover, especially between forest and open areas. It is a fact, which is difficult to capture using the results of measurements carried out routinely at meteorological stations. Optimization of snow cover monitoring in the Šumava Mts. conditions is crucial for modelling the runoff from a snow cover and in terms of accuracy for hydroprognosis inputs.

In addition to considering dyking of former drainage channels, which is a part of Šumava Mts. National Park management at present, the evaluation of the usage effectiveness of retention spaces related to suitable relief configuration and former accumulation reservoirs, used for wood floating in the past, with their potential function as dry polders balancing the runoff, is in the process of evaluating. On the base of acquired data and partial results it could be stated that the effectiveness of such measures might not be far from negligible. Using complex system of suitable hydrological models the simulation of runoff process and the assessment of the effectiveness of these reservoirs could be made. Implementation of such enforceable measures, such as the use of potential accumulation and retention spaces in the catchment area, could contribute significantly to reduction of peak flows and to increase of water resources during eventual extreme droughts in future. The topicality of this subject is associated with recent climate change and the intensification of meteorological and hydrological extremes in Czech conditions.

Key words: hydrological extremes – runoff formation – retention potential – Otava River – automatic stations – experimental catchment – peat bogs hydrological function – oxygen isotopes – snow cover – retention and accumulation spaces – climate change

OBSAH

1	ÚVOD DO PROBLEMATIKY A CÍLE PRÁCE	13
1.1	CÍLE PRÁCE.....	15
1.2	NÁVAZNOST NA ŘEŠENÉ PROJEKTY	16
2	SOUČASNÝ STAV POZNÁNÍ.....	19
2.1	TVORBA ODTOKU.....	19
2.2	GEOCHEMICKÝ PŘÍSTUP K HODNOCENÍ TVORBY ODTOKU	22
2.2.1	STAV VÝZKUMU PŘIROZENÝCH STABILNÍCH IZOTOPŮ	23
2.2.2	STABILNÍ IZOTOPY V HYDROLOGICKÉM CYKLU	24
2.3	HYDROLOGICKÝ REŽIM V PRAMENNÝCH OBLASTECH ŘEK.....	25
2.4	HYDROLOGICKÁ FUNKCE HORSKÝCH VRCHOVIŠŤ.....	26
2.4.1	HISTORICKÝ PŘEHLED VÝZKUMU HYDROLOGICKÉ FUNKCE RAŠELINIŠŤ	26
2.4.2	ODVODNĚNÍ HORSKÝCH VRCHOVIŠŤ	28
2.4.3	REVITALIZACE HORSKÝCH VRCHOVIŠŤ A JEJICH VLIV NA DYNAMIKU ODTOKU	29
2.5	HYDROLOGICKÁ FUNKCE LESNÍHO POROSTU	31
2.5.1	VLIV LESA NA ODTOKOVÉ POMĚRY POVODÍ.....	31
2.5.2	ZDRAVOTNÍ STAV LESNÍHO POROSTU	34
2.6	VÝZKUM SNĚHOVÉ POKRÝVKY	35
2.6.1	STAV VÝZKUMU SNĚHOVÉ POKRÝVKY	36
2.6.2	METODY MĚŘENÍ SNĚHOVÉ POKRÝVKY	37
2.6.2.1	Staniční měření.....	37
2.6.2.2	Mobilní terénní výzkum	38
2.6.2.3	Využití DPZ pro určování parametrů sněhové pokrývky	38
2.6.3	PROSTOROVÉ VYHODNOCENÍ BODOVÝCH MĚŘENÍ SNĚHOVÉ POKRÝVKY	39
2.6.4	MODELOVÁNÍ ODTOKU Z TAJÍCÍHO SNĚHU	40
2.7	EXTRÉMNÍ HYDRO-METEOROLOGICKÉ JEVY	41
2.7.1	POVODŇOVÉ UDÁLOSTI	43
2.7.2	HYDROLOGICKÉ SUCHO.....	44
2.8	RETENCE VODY V KRAJINĚ	44
2.8.1	RETENČNÍ POTENCIÁL PRAMENNÝCH OBLASTÍ	45
2.8.2	NĚKDEJŠÍ AKUMULAČNÍ NÁDRŽE.....	45
2.8.3	ADAPTAČNÍ OPATŘENÍ PRO SNÍŽENÍ EXTRÉMNÍCH HYDROLOGICKÝCH JEVŮ.....	48
2.8.3.1	Koncept integrované ochrany před hydrologickými extrémy	50
2.8.3.2	Suché retenční nádrže.....	51
3	MATERIÁL A METODY	53
3.1	CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ	53
3.1.1	VYMEZENÍ ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ.....	53
3.1.2	CHARAKTER PŘÍRODNÍCH PODMÍNEK ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ	55
3.1.2.1	Poloha zájmového území.....	55
3.1.2.2	Sklonitost a expozice svahů.....	56
3.1.2.3	Klimatické podmínky	58
3.1.2.4	Půdní poměry	58
3.1.2.5	Rašelinná ložiska	61

3.1.2.6	Lesnatost	62
3.1.2.7	Antropogenní ovlivnění	63
3.1.2.8	Pramen řeky Otavy	63
3.2	MAPOVÉ PODKLADY A POUŽITÝ SOFTWARE	64
3.3	MONITORING SRÁŽKO-ODTOKOVÝCH PROCESŮ	64
3.3.1	DLOUHODOBÉ ČASOVÉ ŘADY ZE STÁTNÍCH PROFILŮ ČHMÚ	65
3.3.2	KRÁTKODOBÉ ČASOVÉ ŘADY Z PROFILŮ PŘF UK	67
3.3.2.1	Síť automatických měřicích stanic	69
3.3.2.2	Chyby měření stanic	73
3.3.2.3	Hydrometrická měření a sestrojování konzumpčních křivek	75
3.3.2.4	Hodnocení krátkodobých časových řad	76
3.3.3	MONITORING HLADINY PODZEMNÍ VODY VE VRCHOVIŠTI	78
3.4	MONITORING FYZIKÁLNĚ-CHEMICKÝCH A GEOCHEMICKÝCH PARAMETRŮ POVRCHOVÝCH VOD A ATMOSFÉRICKÉ DEPOZICE	79
3.4.1	MONITORING FYZIKÁLNĚ-CHEMICKÝCH PARAMETRŮ VOD	79
3.4.2	MONITORING PŘIROZENÝCH STABILNÍCH IZOTOPŮ	80
3.4.2.1	Odběr srážek	80
3.4.2.2	Odběr povrchových vod	80
3.4.2.3	Chemické analýzy	80
3.4.2.4	Princip metody využití izotopů kyslíku	80
3.5	HYDRO-PEDOLOGICKÝ PRŮZKUM	81
3.5.1	DATOVÉ ZDROJE	82
3.5.2	POUŽITÉ METODY	82
3.5.2.1	Plná vodní kapacita (P)	83
3.5.2.2	Okamžitá hmotnostní vlhkost zeminy (OHV)	83
3.5.2.3	Okamžitá objemová vlhkost (OOV)	83
3.5.2.4	Výpočet retence vody v půdě (R_A)	83
3.5.2.5	Monitoring hladiny podzemní vody a odtoku z vrchoviště	84
3.6	MONITORING SNĚHOVÉ POKRÝVKY	84
3.6.1	DATOVÉ ZDROJE	85
3.6.2	MĚŘENÍ VÝŠKY SNĚHOVÉ POKRÝVKY A JEJÍ VODNÍ HODNOTY	85
3.6.3	HODNOCENÍ VLIVU FYZICKO-GEOGRAFICKÝCH FAKTORŮ NA CHARAKTER SNĚHOVÉ POKRÝVKY	88
3.6.4	MĚŘENÍ HUSTOTY A TEPLoty SNĚHOVÉ POKRÝVKY	88
3.6.5	INTERPRETACE DAT O SNĚHOVÉ POKRÝVCE	89
3.6.6	METODY HODNOCENÍ ODTOKU ZE SNĚHOVÉ POKRÝVKY	89
3.6.7	CHYBY MĚŘENÍ A INTERPRETACE DAT O SNĚHOVÉ POKRÝVCE	91
3.7	VYMĚŘOVÁNÍ POTENCIÁLNÍCH AKUMULAČNÍCH A RETENČNÍCH PROSTOR	93
3.7.1	MĚŘENÍ BODOVÝCH POLÍ	93
3.7.2	MĚŘENÍ PŘÍČNÝCH PROFILŮ A VODNÍCH PLOCH	95
3.7.3	PROSTOROVÉ VYHODNOCENÍ BODOVÝCH MĚŘENÍ	96
4	VÝSLEDKY	97
4.1	HYDROLOGICKÝ REŽIM V POVODÍ HORNÍ OTAVY	97
4.1.1	ANALÝZA ODTOKOVÉHO REŽIMU V POVODÍ VYDRY	98
4.1.1.1	Profil Vydra-Modrava	98
4.1.1.2	Režim denních a měsíčních průtoků	98
4.1.1.3	Režim ročních průtoků	101
4.1.2	POROVNÁNÍ ODTOKOVÉHO REŽIMU V POVODÍCH VYDRY A KŘEMELNÉ	102
4.1.3	REŽIM ODTOKU V EXPERIMENTÁLNÍCH POVODÍCH	104

4.1.3.1	Variabilita odtoku v experimentálních povodích.....	106
4.1.3.2	Analýza variability odtoku ve vztahu k fyzicko-geografickému prostředí.....	112
4.2	RETENČNÍ SCHOPNOST A HYDROLOGICKÁ FUNKCE HORSKÉHO VRCHOVIŠTĚ	114
4.2.1	VYMEZENÍ A CHARAKTERISTIKA EXPERIMENTÁLNÍCH POVODÍ.....	114
4.2.1.1	Lokalizace experimentálních povodí.....	114
4.2.1.2	Popis experimentálního povodí Rokytky z hlediska přírodních podmínek	114
4.2.2	VLIV ZRAŠELINĚNÍ POVODÍ NA FYZIKÁLNĚ-CHEMICKÉ PARAMETRY VODY.....	117
4.2.3	RETENČNÍ SCHOPNOST HORSKÉHO VRCHOVIŠTĚ.....	118
4.2.3.1	Charakteristika půdních typů	118
4.2.3.2	Plná vodní kapacita.....	120
4.2.3.3	Aktuální vlhkost	120
4.2.3.4	Hladina podzemní vody ve vrchovišti	121
4.2.3.5	Retence vody v půdě	122
4.2.3.6	Povrchový odtok z vrchoviště	125
4.2.4	HYDROLOGICKÁ FUNKCE HORSKÉHO VRCHOVIŠTĚ.....	126
4.2.4.1	Chemismus srážek a depozice	127
4.2.4.2	Chemismus povrchových vod a bilance	128
4.3	ANALÝZA SNĚHOVÝCH POMĚRŮ	133
4.3.1	ANALÝZA VLIVU FYZICKO-GEOGRAFICKÝCH FAKTORŮ NA CHARAKTER SNĚHOVÉ POKRÝVKY	134
4.3.1.1	Úhrn srážek a teplota vzduchu.....	134
4.3.1.2	Nadmořská výška	136
4.3.1.3	Vegetační pokryv	138
4.3.2	PLOŠNÉ VYHODNOCENÍ SNĚHOVÝCH ZÁSOB	142
4.3.3	MONITORING HUSTOTY A TEPLOTY SNĚHOVÉ POKRÝVKY	144
4.3.4	SIMULACE ODTOKU Z TAJÍCÍHO SNĚHU	145
4.4	POTENCIÁLNÍ RETENČNÍ PROSTORY PRO ELIMINACI NEGATIVNÍCH DŮSLEDKŮ KLIMATICKÉ ZMĚNY.....	148
5	DISKUZE	155
5.1	MONITORING HYDRO-METEOROLOGICKÝCH JEVŮ A PARAMETRŮ SNĚHOVÉ POKRÝVKY	155
5.1.1	MONITORING HYDRO-METEOROLOGICKÝCH JEVŮ A FYZIKÁLNĚ-CHEMICKÝCH PARAMETRŮ VOD.....	155
5.1.2	MONITORING PARAMETRŮ SNĚHOVÉ POKRÝVKY.....	156
5.2	HYDROLOGICKÝ REŽIM A JEHO VARIABILITA V POVODÍ HORNÍ OTAVY	156
5.2.1	ODTOKOVÝ REŽIM V POVODÍ VYDRY A KŘEMELNÉ	156
5.2.2	REŽIM ODTOKU A JEHO VARIABILITA V EXPERIMENTÁLNÍCH POVODÍCH	158
5.3	RETENČNÍ SCHOPNOST PŮDNÍHO PROSTŘEDÍ A HORSKÉHO VRCHOVIŠTĚ.....	161
5.4	HYDROLOGICKÁ FUNKCE HORSKÉHO VRCHOVIŠTĚ.....	163
5.5	SNĚHOVÁ POKRÝVKA JAKO VÝZNAMNÝ FENOMÉN TVORBY ODTOKU	165
5.5.1	METEOROLOGICKÁ DATA STANIČNÍHO MĚŘENÍ ČHMÚ, DWD A PRF UK	165
5.5.2	EXPEDIČNÍ MĚŘENÍ SNĚHOVÉ POKRÝVKY	166
5.5.3	VLIV FYZICKO-GEOGRAFICKÝCH FAKTORŮ NA CHARAKTER SNĚHOVÉ POKRÝVKY.....	166
5.5.4	INTERPRETACE DAT O SNĚHOVÉ POKRÝVCE.....	168
5.6	POTENCIÁLNÍ RETENČNÍ PROSTORY PRO ELIMINACI NEGATIVNÍCH DŮSLEDKŮ KLIMATICKÉ ZMĚNY.....	169
5.7	MOŽNÉ SMĚRY DALŠÍHO VÝZKUMU	171
6	ZÁVĚRY	173

7	POUŽITÁ LITERATURA.....	177
8	SEZNAM OBRÁZKŮ.....	193
9	SEZNAM TABULEK	199
10	PŘÍLOHY	201

1 ÚVOD DO PROBLEMATIKY A CÍLE PRÁCE

Hydrologické extrémy představují v současné době projevy, které i v podmínkách střední Evropy nabývají velmi významně na intenzitě. Mezi ně patří kromě povodňových událostí i stále častěji se projevující hydrologicky suchá období. Povodně znamenají pro člověka významné ohrožení od nepaměti a je jim proto logicky věnován značný výzkum. Hydrologicky suchým obdobím nebyl doposud věnován takový prostor, nicméně jejich možné důsledky představují pro celý region do budoucna velmi nežádoucí konsekvence. Účinná ochrana před projevy těchto hydrologických extrémů představuje jeden ze základních úkolů hydrologie a vodního hospodářství. Přístupy k jednotlivým ochranným opatřením se v minulosti vyvíjely, a v současné době tomu není jinak. Tomu přispívá intenzivní rozvoj poznatků o procesech probíhajících v krajině, a to na základě získaných zkušeností s extrémními povodněmi a suchými epizodami. Díky zdokonalování technologických možností dokážeme na úrovni základního výzkumu mnohem sofistikovaněji popsat jednotlivé procesy probíhající v přírodě a kvantifikovat vliv nejrůznějších opatření k eliminaci jejich projevů. V minulosti uplatňovaný centralizovaný přístup k ochraně před hydrologickými extrémy spočíval v realizaci izolovaných strukturálních opatření převážně technického rázu. Moderní přístupy vyžadují ovšem mnohem komplexnější pohled na celý systém a vyžadují naprosto detailní posuzování jeho jednotlivých složek. Jejich korektní popis představuje klíčové vstupy do následných analýz včetně hydrologického modelování.

V souvislosti s výskytem katastrofálních povodní a extrémně suchých období v posledních letech se objevuje naléhavá potřeba řešení širokého komplexu otázek protipovodňové ochrany a opatření ke zvýšení odtoku v periodách sucha, a to nejen klasickými inženýrskými metodami (stavba přehradních nádrží, úpravy koryt toků, výstavba ochranných hrází), ale i netradičními postupy. V popředí zájmu společnosti se objevuje nová strategie protipovodňové ochrany zaměřená na postupné zvyšování retenční kapacity povodí včetně jeho pramenných oblastí. Na tom se dnes již shodují jak badatelé přírodovědného, tak technického zaměření. K dosažení tohoto cíle vedou rozmanité postupy, které souvisí se současným i budoucím využíváním krajiny. Přirozený odtokový proces je ovlivňován člověkem již u samého jeho zrodu, tedy v pramenných oblastech toků, kde lze realizovat četné postupy související se zpomalováním odtoku a zvyšováním retence vody v území (Janský, 2006; Janský, Kocum, 2008a). Protipovodňová opatření mají přitom v pramenných oblastech, na středních a dolních tocích svá specifika. Cílem základního výzkumu je poskytnout vstupní poznatky pro jejich využití v rámci realizace tzv. integrované ochrany před hydrologickými extrémy, která se může uplatnit právě a především v horních a středních částech povodí.

Ferda et al. (1971) předložil před více než čtyřiceti lety v rámci studie Hydrometeorologického ústavu v Praze první výsledky týkající se hydrologické funkce zdejších rašelinišť. V této studii se doporučuje odvodnění a zkulturnění rašelinných ložisek vzhledem k tomu, že dojde ke zlepšení jejich hydrologické funkce. V souladu se závěry z domácí i světové literatury se konstatuje, že takto mohou být výrazně sníženy maximální odtoky vody v důsledku poklesu

hladiny podzemní vody a tudíž zvětšení mocnosti povrchové retenční vrstvy rašeliniště. Poukazuje se přitom i na další pozitivní vlivy, jako je zvýšení přírůstků lesních porostů na odvodněných plochách (Vidal, Schuch, 1963; Huikari, 1963; Robertson et al., 1963). Tato studie je doposud poslední prací zabývající se odtokovým režimem a chemismem vod v povodí horní Otavy se zaměřením na výskyt rašelinišť. Problematika významu horských vrchovišť z hlediska hydrologického byla v nedávné době znovu otevřena. V roce 2003 bylo v pramenné oblasti Otavy započato s detailním výzkumem organogenních jezer (šumavských slatí). V rámci projektů uvedených v kap. 1.2 bylo provedeno geodetické mapování jejich půdorysu, zhotoveny batymetrické mapy sledovaných jezer (doposud asi 35 lokalit), dále byly sledovány základních charakteristiky fyzikálních vlastností a chemického složení jejich vod. Od konce roku 2005 byl v celé oblasti povodí horní Otavy započat dlouhodobý výzkum zabývající se hodnocením retenční schopnosti zdejší krajiny s použitím moderních metod a přístupů. Posuzováním jednotlivých složek a faktorů působících při tvorbě odtoku se v konkrétním území pramenné oblasti Otavy zabývá již několik let tým Katedry fyzické geografie a geoekologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy v Praze (KFGG PřF UK; Janský, Kocum, 2007; 2008a; Kocum, Janský, 2007; 2009; Čurda et al., 2011). V rámci výzkumu jsou zde v současné době řešeny úkoly analyzující odtokový režim nejen v povodí Vydry a Křemelné, ale rovněž v pramenných oblastech řek v ostatních českých pohorích. Vzhledem ke specifickému fenoménu výskytu rašeliništních komplexů (horských vrchovišť) v pohraničním území Šumavy se na počátku výzkumu objevila v centru pozornosti zejména jejich hydrologická funkce a rozpory v literatuře ohledně nedořešené otázky jejich vyrovnávacího účinku na odtokové poměry.

Pro analýzu odtokového režimu v pramenných oblastech povodí v oblasti Šumavy a zvýšení jejich retenčního potenciálu bylo proto v prvním kroku třeba podrobně analyzovat hydrologickou funkci horských vrchovišť spočívající v detailním porovnání odtokových režimů v povodích s rozdílným stupněm zrašelinění a kvalifikovaně posoudit význam opatření souvisejících s hrazením původních melioračních kanálů. Velmi dobré podmínky pro realizaci tohoto výzkumu poskytují právě povodí Vydry a Křemelné na Šumavě (jihozápadní Česko), které reprezentují oblast s častým výskytem hydrologicky extrémních událostí a s vysokou heterogenitou ve smyslu fyzicko-geografických (f-g) a socio-ekonomických (s-e) aspektů. K hodnocení vlivu rašeliništních lokalit na hydrologické poměry byla v rámci povodí horní Otavy vytipována experimentální povodí, kde byla postupně instalována automatická ultrazvuková a tlaková hladinoměrná zařízení a klimatické stanice s telemetrickým přenosem dat. Od roku 2006 byla v zájmovém území postupně vybudována stabilní a fungující síť zařízení monitorujících dynamiku odtoku, extremitu hydro-meteorologických (h-m) jevů a fyzikálně-chemické (f-ch) parametry povrchových vod, které jsou klíčové pro korektní posouzení zdejšího retenčního potenciálu. Velmi pozitivním aspektem je fakt, že vybrané hydrologické a srážkoměrné profily byly již úspěšně implementovány v rámci varovného protipovodňového systému Českého hydrometeorologického ústavu (ČHMÚ) a využity pro potřeby zpřesnění hydrologické prognózy.

Jak už bylo zmíněno, řešení aktuálních otázek zvyšování extremity h-m jevů souvisejících

s klimatickými změnami v posledních letech vyžaduje multidisciplinární přístup k této tématice a přesné zhodnocení retenční schopnosti zdejší krajiny. Nutný předpoklad pro kvantifikaci retenčního potenciálu představuje detailní analýza vlivu klíčových faktorů ovlivňujících odtokové poměry, a to v konkrétním (!) území. Zobecnění dílčích výstupů pro další oblasti je velmi diskutabilní. Na získané poznatky je třeba pohlížet z různých úhlů pohledu. Výsledky práce by mohly být do budoucna využity při realizaci konkrétních efektivních opatření protipovodňové ochrany a postupů k retenci vody v suchých periodách, a to ve spolupráci se všemi zainteresovanými institucemi, tj. státním podnikem Povodí Vltavy, organizacemi místní správy, státním podnikem Lesy České republiky, managementem Národního parku a Chráněné krajinné oblasti Šumava, apod. Implementace takovýchto nenásilných opatření by mohla v budoucnu přispívat k redukci kulminačních průtoků povodňových vln a k zadržení vody během období extrémních such.

1.1 CÍLE PRÁCE

V průběhu řešení byly vytyčeny níže uvedené hlavní cíle. Dílčí cíle, jejichž plnění vede k zodpovězení klíčových otázek, jsou prezentovány v jednotlivých částech práce.

- 1) Posouzení specifík hydrologického režimu v povodí horní Otavy a zhodnocení vlivu jednotlivých f-g faktorů (vč. sněhových poměrů) typických pro tuto oblast s přihlédnutím k extrémním odtokovým epizodám.

Otázka: Jaká jsou hlavní specifika pro tvorbu odtoku a jeho dynamiku v jádrových zónách české části Šumavy?

- 2) Zhodnocení retenčního potenciálu a hydrologické funkce horských vrchovišť v povodí horní Otavy (hypotéza: hydraulické spojení mezi horskými vrchovišti a povrchovými toky je omezené a souvisí se specifickými geomorfologickými poměry v povodí Vydry).

Otázka: Jaké jsou poznatky z hodnocení vlivu vrchovišť na odtokový proces v pramenné oblasti Otavy a lze je zobecnit i pro další oblasti s existencí tohoto fenoménu?

- 3) Posouzení potenciálu detailních dat z automatických hydro-meteorologických stanic pro hodnocení dynamiky odtoku a vhodnosti využití principů izotopové hydrologie pro modelování hydrologického cyklu horských vrchovišť.

Otázka: Lze využít potenciálu dat generovaných automatickými hydro-meteorologickými stanicemi pro zkvalitnění postupů vedoucích k posouzení dynamiky odtoku v pramenných oblastech? Lze považovat principy izotopové hydrologie pro popis hydraulické komunikace horských vrchovišť v povodí horní Otavy za vhodné?

Za účelem zodpovězení hlavních otázek a splnění vytyčených úkolů je práce řešena ze dvou pohledů, které jsou stručně popsány níže. V rámci prvního je přistupováno k otázkám základního výzkumu, přičemž jejich zodpovězení je klíčové pro druhý rozměr práce. Aplikační charakter druhé části práce má totiž za úkol evokovat úvahy o budoucím směřování výzkumu

v této oblasti a má představovat první krok k využití doposud získaných poznatků. Z hlediska obou přístupů se v práci prolínají případové studie pro jednotlivá experimentální povodí, která byla pečlivě vybrána s využitím relevantních kritérií. Významný prostor je věnován klíčovým otázkám metodického přístupu k řešení jednotlivých úkolů, přičemž použité moderní postupy a metodiky byly v průběhu prací průběžně optimalizovány.

První, stěžejní, část práce věnovaná základnímu výzkumu, je orientována v první řadě na posouzení hlavních specifík oblasti z hlediska f-g podmínek, které určují ráz hydrologického režimu v pramenné oblasti Vydry a Křemelné. S použitím základních statistických metod jsou podrobně analyzovány odtokové poměry Vydry a Křemelné a dílčích experimentálních sub-povodí. Cílem bylo popsat klíčové faktory a kvantifikovat jejich vliv na odtokové poměry oblasti s přihlédnutím k extrémním hydrologickým situacím. Významný prostor je věnován popisu sněhových poměrů v této oblasti. Uvedené výsledky představují primární informace pro další analýzy. V této fázi se ohnisko zájmu přesouvá k posouzení vlivu horských vrchovišť, jakožto specifického fenoménu v nejvyšších partiích Šumavy, na zdejší odtokový proces. Pomocí moderních přístupů izotopové hydrologie má tato část za úkol prokázat intenzitu hydraulické komunikace konkrétního vrchoviště s povrchovým tokem a kvantifikovat jeho příspěvek k dynamice tvorby odtoku.

V druhé, obsahově kratší, části práce se objevují kapitoly aplikačního charakteru, kde jsou prezentovány dílčí výsledky a návrhy z hlediska potenciálních možností a opatření vedoucích ke zvýšení retenční kapacity území pro potřeby integrované protipovodňové ochrany a řešení výskytu hydrologického sucha. Tato část práce se snaží nastínit směr dalšího výzkumu v oblasti s využitím těch nejmodernějších přístupů. Vzhledem k nezanedbatelnému vlivu člověka na odtokový proces v povodí horní Otavy v minulosti i současnosti je zde věnován určitý prostor i zhodnocení antropogenního ovlivnění zdejších hydrologických poměrů. Tento dílčí úkol se ovšem logicky prolíná i do základního výzkumu.

Práce je z hlediska své struktury rozdělena do šesti hlavních kapitol. Po první kapitole, která uvádí do problematiky a prezentuje hlavní cíle, následuje literární rešerše dosavadních poznatků, které se vztahují k řešené problematice. Detailní popis podkladových zdrojů, dat a metodických postupů, které byly při řešení použity, je uveden v třetí kapitole. Tato kapitola tak tvoří metodické pozadí celé práce. Čtvrtá kapitola je věnována jednotlivým případovým studiím a výsledkům práce. Následující část práce shrnuje dosažené poznatky a snaží se tak zodpovědět hlavní otázky práce (viz výše). Významný prostor je věnován diskuzi použitých metodických a analytických postupů. V této kapitole je mimo jiné zdůrazněna i nejistota související s každým základním výzkumem. V následující části práce jsou postupně uvedeny seznamy použitých zdrojů, obrázků, tabulek a příloh.

1.2 NÁVAZNOST NA ŘEŠENÉ PROJEKTY

Vzhledem k šíři a komplexnosti tématu byla práce přístrojově a finančně kryta a obsahově navázána na několik projektů řešených v posledních letech na KFGG PřF UK v Praze. Výzkum probíhal za podpory Výzkumného záměru Geografické sekce MSM 0021620831 - Geografické

systemy 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), projektu NAZV, QH82078 - Retence vody v nivách a možnosti jejího zvýšení (hlavní řešitel RNDr. David Pithart, CSc., spoluřešitel Prof. RNDr. Bohumír Janský, CSc., období řešení 2008-2011) a projektů Specifického vysokoškolského výzkumu SVV-2010-261 201 a SVV-2011-263 202. V současné době je na výše zmíněném pracovišti řešen projekt 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). Výzkum tématicky souvisel rovněž s následujícími dvěma projekty: GA UK, 112110 - Modelování odtoku ze sněhové pokrývky pro potřeby zpřesnění předpovědi povodní (řešitelé RNDr. Alice Taufmannová, Mgr. Dana Kučerová, období řešení 2010-2012) a GA UK, 255/2006 - Využití matematických modelů pro simulaci srážko-odtokových procesů v závislosti na změnách struktury vegetačního pokryvu (hlavní řešitel RNDr. Michal Jeníček, Ph.D., období řešení 2006-2008). Z pohledu organogenních jezer byl výzkum rovněž ve vztahu se dvěma dalšími projekty řešenými na KFGG PřF UK v Praze v minulých letech. Jedná se o následující projekty, jejichž hlavním řešitelem byl Prof. RNDr. Bohumír Janský, CSc.: GA ČR, GA205/03/1264 - Atlas jezer České republiky - morfologické, sedimentologické a limnologické poměry jednotlivých genetických typů jezer (období řešení 2003-2005) a GA UK, 182/2000/B-GEO/PřF - Jezera České republiky (období řešení 2000-2002).

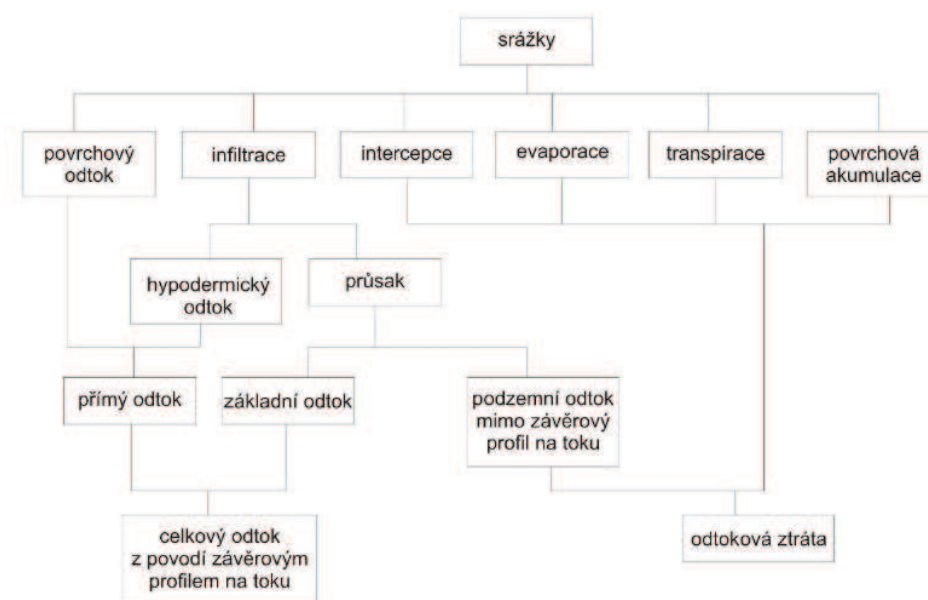
Podobné téma bylo v letech 2006-2008 řešeno ve spolupráci s Institut für Geographische Wissenschaften, Freie Universität Berlin, v rámci projektu INTERREG IIIA: DINGHO - Dezentraler, integrierter und grenzübergreifender Hochwasserschutz in den deutsch-tschechischen Einzugsgebieten der Kammlagen des Mittleren Erzgebirges (hlavní řešitel Prof. Dr. Achim Schulte, spoluřešitel Prof. RNDr. Bohumír Janský, CSc.).

2 SOUČASNÝ STAV POZNÁNÍ

Samotné práci předchází rešerše dostupné tuzemské a zahraniční literatury související s jejím tématem. Této části byl věnován významný prostor vzhledem k nutné potřebě detailní kritické diskuze získaných výsledků s aktuálním stavem poznání. Ten je popsán s přihlédnutím k řešené problematice.

2.1 TVORBA ODTOKU

Srážko-odtokový proces neboli přeměna srážek na odtok, je předmětem zájmu značného počtu světových hydrologů. Nedílnou součástí tohoto procesu je odtok vody z krajiny, což je komplikovaný mechanismus, který podléhá mnohým přírodním zákonitostem (Blažková, 1993). Jednotlivé fáze s-o procesu jsou ve všech f-g podmínkách podobné, význam dílčích faktorů je však rozdílný. Rozdílnosti podstatně ovlivňují výběr, počet a pořadí důležitosti parametrů volitelných pro sestavení vztahu mezi srážkou a odtokem. Prvním krokem tvorby odtoku ze srážek je intercepce, tzn. zachycení části spadlých srážek a jejich akumulace na povrchu vegetace, kde zůstávají a nedopadají na povrch (obr. 1). Na vlastním povrchovém odtoku se však nepodílí všechny spadlé srážky. Kromě intercepce hraje významnou roli retence v mikrodepresích zemského povrchu (tzv. detence) či evaporace a transpirace, které též nepřispívají k odtoku. Efektivní srážky jsou tedy srážky, které vytvářejí povrchový odtok.



Obr. 1 Schéma srážko-odtokového procesu (NOHRSC, 2012; upraveno)

Většina srážek je infiltrována do půdy. Infiltrace příčinného deště probíhá v nenasyceném půdním prostředí a její velikost i časový průběh výrazně ovlivňují proces povrchového odtoku (Kovář, 1990). Srážky nejprve infiltrují do půdy tzv. preferenčními cestami. Jedná se o drobné

struktury narušení půdní kompaktnosti, které umožňují snadnější a rychlejší proudění vody do půdy. Při větší intenzitě deště dochází zároveň k infiltraci do půdy. V půdě se voda gravitačně pohybuje do hlubších horizontů až k hladině podzemní vody (HPV; Daňhelka, 2007). V okamžiku, kdy intenzita deště překročí infiltrační či retenční kapacitu půdy, začne se přebývajícím deštěm hromadit a vyplňuje deprese na povrchu terénu. Po překročení infiltrační kapacity, rychlosti, nebo v případě, že srážka dopadá na nepropustný povrch, je generován povrchový odtok (*surface runoff*). Vznik povrchového odtoku podléhá třem základním teoriím. Překročením infiltrační rychlosti (*infiltration excess*) vzniká nejznámější koncepce povrchového odtoku, tzv. hortonovský odtok. Překročením retenční kapacity (*saturation excess*) vzniká tzv. dunneho odtok. Základní rozdíl mezi hortonovským a dunneho odtokem je ten, že při hortonovském odtoku se půda nasycuje srážkami shora, zatímco při „*saturation excess*“ podpovrchovou vodou zdola. Ovšem např. Naef et al. (2002) míní pod pojmem hortonovský odtok jak vznik odtoku po překročení infiltrační kapacity, tak i povrchové retence. Třetí teorie uvažuje opětovnou „exfiltraci“ vody (*return flow*) v nižších částech svahu, kdy se již jednou infiltrovaná voda vrací zpět na povrch a dále odtéká povrchově (Beven, 2001). Všechny tři situace názorně ilustruje obr. 2a.

Odtok vody z povodí lze dělit na povrchový a podpovrchový odtok. Do uzávěrového profilu povodí se voda dostává oběma způsoby (Šulcová, 2008). Rozlišit lze povodí povrchových vod, které je ohraničeno orografickou rozvodnicí, a povodí podpovrchových vod ohraničené rozvodnicí hydrogeologickou (Hrádek, Kuřík, 2002). Režim odtoku je analyzován z hledisek svých složek (přímého a základního odtoku), které se liší svou genezí. Přímá složka odtoku je odezvou na srážku nebo tání, zatímco základní složka je výslednicí dlouhodobé redistribuce podzemních vod (Kulhavý et al., 2001). Povrchový odtok je tedy odtokem přímým a tvoří tzv. rychlou část odtoku. Podpovrchový odtok je dělen na hypodermický a podzemní. Hypodermický odtok zahrnuje složku rychlou a zpožděnou podle rychlosti nasycení půdního profilu způsobené intenzitou srážek. Podzemní odtok spolu se zpožděnou složkou hypodermického odtoku tvoří základní odtok. V podpovrchové nenasycené půdní zóně aerace dochází k hypodermickému odtoku (*interflow*), který vzniká prouděním v mikro a makropórech. V zóně aerace dochází k infiltraci a na svazích k laterálnímu proudění infiltrované vody. Hypodermický odtok nastane v situaci, kdy do půdy infiltrovaná voda stéká po mělce uložené a málo propustné vrstvě a vyvěrá opět na povrch (Janeček et al., 2002). Spolu s povrchovým odtokem tvoří rychlá část interflow přímý odtok (*direct runoff*), který se formuje zpočátku deště (Beven, 2001). Podle Daňhelky (2007) představuje u propustných povrchů povodí hypodermický odtok největší složku odtoku při intenzivních srážkových událostech.

Během dlouhotrvajícího deště postupně dochází vlivem retenčního účinku terénu ke zvyšování akumulace vody na povrchu povodí. Retence v korytech stoupá až do okamžiku maxima odtoku. Po dosažení kulminace pokračuje odtok z povrchové i korytové říční retence až do vyčerpání zásob, přičemž dochází ke kulminaci podpovrchového odtoku. Součástí podpovrchového odtoku je podzemní odtok v nasycené zóně saturace (*groundwater flow*). Tento odtok je realizován z podzemních vod, kdy perkolace (hluboká infiltrace) doplňuje zásobu podzemních vod, a může probíhat i v suchém období. Základní odtok (*base flow*) je

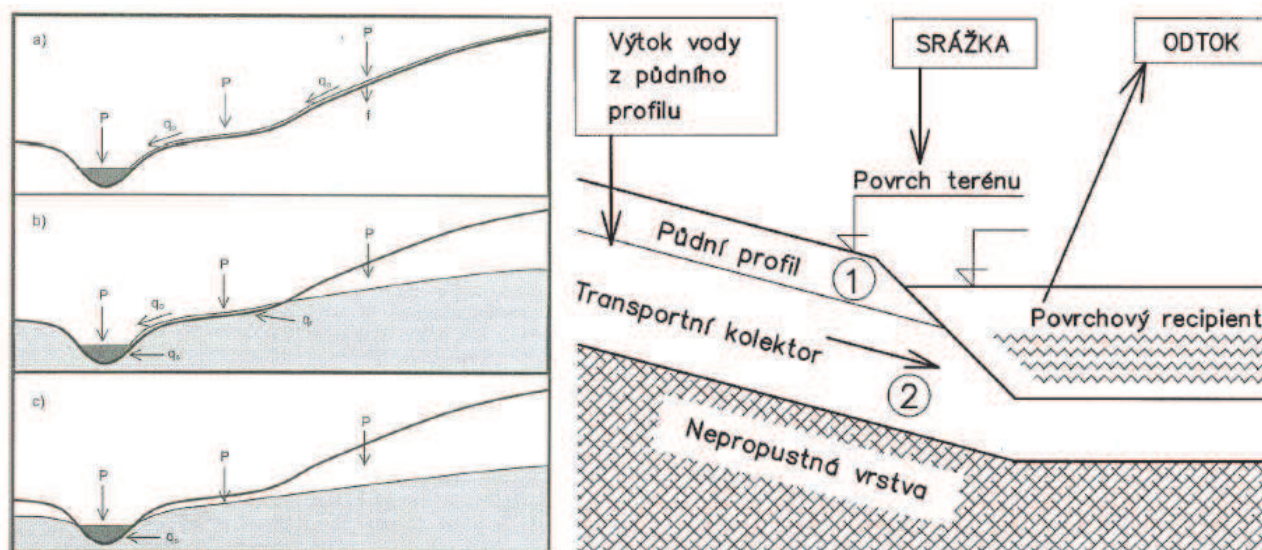
tvořen opožděným hypodermickým odtokem a podzemním odtokem. Základní odtok není konstantní v čase, mění se s intenzitou deště a jeho průběh je spojen s procesem infiltrace (Beven, 2001).

Základní teorii řešící transformaci srážky odtokem popisuje Teorie jednotkového hydrogramu, jejíž základ byl poprvé publikován v roce 1932 Shermanem (Bedient, Huber, 1989). Teorie jednotkového hydrogramu vyjadřuje princip unikátní superpozice ve formě časové rozložení odtoku z jednotky příčinné srážky (Daňhelka, 2007). Jednotkový hydrogram (UH – Unit Hydrograph) je unikátní pro každé povodí, což je dáno spolupůsobením f-g faktorů v odtokovém procesu. Teorie jednotkového hydrogramu v různých modifikacích a ve spojení s dalšími hydrologickými postupy je jednou z nejužívanějších metod pro určení povodňového odtoku. Metoda jednotkového hydrogramu patří mezi metody, ve kterých se povodí schematizuje na systém popsany transformační funkcí. Ta zprostředkuje transformaci vstupu (časového průběhu srážek) na výstup (časový průběh odtoku). Jednotkový hydrogram je odezvou povodí na efektivní déšť jednotkového objemu. Jedná se o průtokovou vlnu přímého odtoku v závěrovém profilu, která je způsobená jednotkovou srážkou s jednotkovým objemem (Blažková, 1993). Matematicky je tato metoda vyjádřena Konvolučním integrálem, který se v diskrétní formě blíží k sumaci přírůstků. Je základem řady matematických modelů, známých jako „black box“.

Obr. 2b znázorňuje i schéma oběhu vody dle Bayera et al. (2004). Oběh vody, od dopadu srážky na půdu po průtok v toku, je rozdělen na dvě části: a) průsak vody půdou, b) proudění podložním transportním kolektorem do toku. Díky navržené schematizaci lze z oběhu vody v povodí vyčlenit oběh vody v půdě s tím, že výtok z půdy je jediným přítokem do transportního kolektoru. Oběh vody v půdě je pak v zásadě jednorozměrný, děje se ve svislici od půdního povrchu k rozhraní půdy a transportního kolektoru. Voda v transportním kolektoru se pohybuje šikmo po svahu k vodnímu toku. Analýzu souvislostí mezi vodním režimem půdy a povodí usnadňují součtové (sumární) čáry. Součtová čára srážek je postupným součtem denních srážkových úhrnů od počátku sezóny. Podobně se sestrojí součtová čára evapotranspirace. Součtová čára výtoku z půdy do transportního kolektoru je vypočtena jako rozdíl součtových čar srážek a evapotranspirace zmenšený v každém dni o aktuální deficit zásoby půdní vody vůči zásobě v prvním dni bilancovaného období. Součtová čára výtoku z povodí je postupným součtem denních průtoků (Bayer et al., 2004). Podrobným výzkumem vodního režimu půdy a tvorby odtoku z malého experimentálního povodí Liz na Šumavě se dlouhodobě zabývá Tesař et al. (2001 a 2004a).

Analýzou souvislostí mezi složkami vodního režimu povodí a půdy v zájmovém povodí bylo prokázáno, že (i) malé povodí pokryté vegetací se hydrologicky chová jako homogenní celek, (ii) na malém povodí je nutné zkoumat odtok jako dvě transformace: (1) srážky na výtok z půdy a (2) výtoku z půdy na odtok z povodí. Podíl obou transformací na formování odtoku se mění dle probíhající fáze vodního režimu půd. Ve vodním režimu půd se střídají dvě fáze: perkolační – dešťová voda prosakuje půdou do transportní vrstvy, kterou protéká až do toku; akumulární – dešťová voda se v půdě hromadí, do transportní vrstvy nevtéká. V obou fázích se uplatňují odlišné mechanismy tvorby odtoku. V perkolační fázi se doplňuje zásoba vody v transportním

kolektoru. Voda z něj vytéká do toku a vytváří jako bezprostřední reakci na srážku průtokové vlny. V akumulaciční fázi vytváří základní odtok pomalu vytékající voda z transportního kolektoru (Bayer et al., 2004). Dynamika půdní vlhkosti ve vztahu k tvorbě odtoku v horských povodích Česka je předmětem současného výzkumu na několika pracovištích zabývajících se hydrologií pramenných oblastí.



Obr. 2 a) Vznik povrchového odtoku - a) infiltration excess, b) saturation excess, c) return flow; P – srážky, q_o – povrchový odtok, q_r – vratný odtok, q_s – podpovrchový odtok (Beven, 2001; vlevo) a **b)** schéma proudění vody v půdě a transportním kolektoru (Bayer et al., 2004; vpravo)

2.2 GEOCHEMICKÝ PŘÍSTUP K HODNOCENÍ TVORBY ODTOKU

Současná hydrologie se potýká s mnoha nejasnostmi v korektní definici prostředí, kterým se pohybuje voda. Jedná se o nedostatečně popsané okrajové podmínky a vlastnosti, které mají přímý i nepřímý vliv na formování odtoku. Otázky hydrologie jsou v absolutní většině případů omezeny na sledování vnějších projevů systému, především srážkových vstupů a odtokových výstupů. Výběrově má k dispozici data z hydrogeologických vrtů či vlhkostních čidel. Moderní experimentální hydrologie má za úkol zodpovězení dalších otázek včetně objasnění mechanismů tvorby odtoku a zdržování vody v povodí. Mimo jiné přináší důkazy o tom, že koncept povrchového odtoku není jediným a hlavním mechanismem transformace srážky v odtok. Potřebnou informaci poskytuje vnitřní složení vody, které je bilancovatelné. Přírodné fyzikálně definovatelné a stopovatelné látky, které jsou toho schopny, představují stabilní izotopy kyslíku a vodíku. Tyto látky jsou přítomny v celé hydrosféře a, na rozdíl od hydrochemických indikátorů, v tomto prostředí nevznikají ani nezanikají. Současné analytické metody představují sofistikované nástroje umožňující detailní popis mísení infiltrující srážkové a půdní vody a dokážou detekovat preferenční proudění v půdním profilu. Kromě toho jsou využívány ke stanovení průměrné doby zdržení vody v povodí či separovat v rámci povodňového odtoku vodu z tání sněhové pokrývky či vodu pocházející z letních přívalových dešťů od vody, která byla v povodí přítomna před hydrologickou událostí.

2.2.1 Stav výzkumu přirozených stabilních izotopů

Metodami využití přirozených stabilních izotopů v hydrologii experimentálního povodí v českých podmínkách se zabývá např. Šanda (2011), Šanda et al. (2006 a 2008), Hrnčič et al. (2010). K zodpovězení otázky, jak vzniká odtok v krajině, je nutné popsat základní elementy mechanismu odtoku, a to včetně procesů, které se odehrávají pod povrchem. V předchozí kapitole bylo zmíněno, že průkopníci hydrologie (Horton, 1933) přijali teorii o přebytečné, tzv. efektivní, srážce, která nemá možnost infiltrovat do půdního prostředí a vytváří tak povrchový odtok. Během posledních desetiletí byly provedeny mnohé experimenty, sestaveny modely a koncepty tvorby odtoku z povodí v pramenných oblastech a znovu vysloveny klíčové, přesto stále neuspokojivě zodpovězené, elementární otázky pohybu vody po srážkovém úhrnu, především jakými cestami se voda ubírá a po jakou dobu se v povodí zdržuje (McDonnell, 2003). Navzdory úsilí odhalit a popsat hydrologické procesy v povodí, není skutečný mechanismus pohybu vody pod povrchem stále dostatečně pochopen. Hydrologická odezva odtoku na příčinnou srážku může být zdánlivě velmi dobře popsána jak jednoduchými, tak i komplikovanějšími vtokově-výtokovými vztahy. Z důvodu nedostatku detailních měření jsou často tyto úvahy založené na řadě zjednodušujících předpokladů. Význam pórovitého prostředí, kde k pohybu převážně dochází, je tak až na výjimky potlačen. Přestože existuje celá řada stejně dobrých modelových řešení založených na kvantitativních (intenzita srážky nebo odtoku) nebo stavových proměnných (např. půdní sací tlak, objemová vlhkost, HPV, teplota), která vyhovují jednoduše či komplikovaněji zadaným kritériím, neodhalují často výsledky těchto řešení příčinné vztahy tvorby odtoku. Dodatečné informace jsou proto nutné ke snížení stupně volnosti při objasňování s-o transformace. Požadavek tohoto omezení vyústil v hledání ideálního přírodního stopovače. To se zaměřilo na fyzikální vlastnosti vody jako takové nebo na látky ve vodě rozpuštěné a v přírodě dostupné ve významných množstvích. Kombinace izotopových a geochemických přístupů může pak poskytnout dodatečnou informaci (Šanda, 2010). Zavedení geochemických a izotopových stopovačů od 60. let 20. století ukázalo, že relativně jednoduché představy o tvorbě odtoku neodpovídají uspokojivě na příčinné vztahy ve formulování odtoku (McDonnell, 2003).

Hydrologie a hydrochemie v malých povodích v současnosti prezentuje dva spojené paradoxy. Na základě stanovení obsahu stabilních izotopů vodíku nebo kyslíku se často voda nacházející se v povodí (nazývána jako „stará“ či „předsrážková“) uvolňuje do toku na základě vytlačování z pórovitého prostředí vodou srážkovou. Při známé koncentraci izotopů v půdní a podzemní vodě a v příčinné srážce je pak možné stanovit poměr těchto vod v povodňovém odtoku na základě koncentrace izotopů v odtékající vodě. Procesy způsobující tuto výměnu nejsou však zcela známy. Pokud použijeme tento přístup pro základní prvky horninové stavby, např. křemík nebo vápník, jsou takto zjištěné poměry odlišné (Šanda, 2010). Kirchner (2003) navrhuje, že povodí lze symbolicky rozdělit na několik zásobáren vody nebo kontinuum zásob předsrážkové vody, které se mobilizují za odlišných podmínek. Tento komplexní proces v elementárním měřítku je téměř zcela neobjasněn. Na jedné straně je známo, že voda zdržující se v povodí před srážkou je nahrazena vodou srážkovou v pórovitém prostředí, kdy odtok z povodí je tvořen zčásti touto „starou“ vodou, na straně druhé není dostatečně popsán a pochopen mechanismus

této výměny. Voda se často může pohybovat nezávisle izotopově a geochemicky označenými prostory, cestami, nebo se v nich zdržovat. Tyto prostory nejsou prostorově homogenní a jejich časový průběh podílu na odtoku není konstantní (Šanda, Císlerová, 2009).

2.2.2 Stabilní izotopy v hydrologickém cyklu

Detekce přirozených stopovačů je jednou z metod, jak doplnit chybějící informaci v hydrologických pozorováních tvorby odtoku v povodí. Tyto metody využívají odlišného chování malého množství molekul vody. Studium dynamiky vody pomocí přírodních stopovačů se typicky zaměřuje na využití izotopů kyslíku ^{18}O a ^2H (Kendall, McDonnell, 1999). Stabilní izotopy vodíku a kyslíku jsou jedněmi z prvků nacházející se v přírodním hydrologickém cyklu v proměnlivých koncentracích. To poskytuje unikátní informaci o vodě, která do povodí vstupuje ve formě srážek, v povodí se zdržuje (např. v půdní a podzemní vodě, nasycených plochách nebo řekách a jezerech) a vystupuje z něj ve formě odtoku (Šanda, 2010).

Vodík může být v molekule vody nalezen ve formě stabilního (neradioaktivního) izotopu ^2H (tzv. D, deuterium) mezi běžnějšími atomy ^1H v poměru přibližně $^2\text{H}/^1\text{H} = 0,00015$. Kyslík existuje v řadě stabilních izotopů, mezi něž patří nejběžnější trojice ^{16}O , ^{17}O a ^{18}O . V hydrologii je především využíván poměr pro izotopy $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ blízkých hodnotě 0,00204. Izotopy mohou tvořit alternativní molekuly k běžné vodě ($^1\text{H}_2^{16}\text{O}$), která tvoří přibližně 99,75 % veškerých vodních molekul. I přesto tento zanedbatelný podíl ostatních kombinací izotopů tvořících molekulu vody lze moderními metodami detekovat zbývajících 0,25 % molekul, mezi nimiž převažují dvě kombinace: $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$, $^2\text{H}^1\text{H}_1^{16}\text{O}$ (tzv. HDO). Tato stopovací metoda využívá faktu, že poměr těžších a lehčích izotopů se mění na fázových rozhraních (nejčastěji kapalně a plynné fáze). Pro přestup do plynné fáze je pro molekuly s těžšími izotopy potřeba více energie. To způsobuje relativní nedostatek molekul s těžšími izotopy ve vodní páře než ve vodě, v měříku Země se jedná především o vodní masy v oceánech a vodní páry v atmosféře (Kendall, McDonnell, 1999). Fluktuace obsahu izotopů vodíku a kyslíku ve vodách závisí na teplotě atmosféry, kde k přestupu přes fázové rozhraní dochází (Craig, Gordon, 1965). Při kondenzaci vodní páry dochází rychleji k přechodu těžších izotopů (^{18}O nebo ^2H) do srážek a zbývajících vodní pára se dále o tyto těžší izotopy ochuzuje (Šanda, 2010).

Proměnlivost množství ^2H a ^{18}O ve vodě je popsána jako relativní úbytek těžších izotopů vůči standardu pomocí tzv. delta hodnot ($\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$). Zvoleným standardem je Standard Mean Ocean Water (V-SMOW) určený Mezinárodní agenturou pro atomovou energii ve Vídni (IAEA, 2006). Přepočítání koncentrace izotopů ve vodě na hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ a $\delta^2\text{H}$ je prováděn podle daných rovnic z důvodu velmi malé fluktuace vlastních koncentrací těžších izotopů, tj. pro lepší názornost probíhajících procesů (Šanda, 2010).

Šanda (2010) tvrdí, že vzhledem ke stabilní povaze izotopů ^{16}O , ^{18}O a ^1H , ^2H , které se nerozpadají, je možné provádět konzervativní látkovou bilanci s vyloučením chemických reakcí nebo forem adsorpce na pevné fázi celého hydrologického cyklu povodí, vč. pórovitého prostředí pod povrchem. Časové fluktuace $\delta^{18}\text{O}$ ($\delta^2\text{H}$) mohou sloužit pro období, kdy je přírodní teplota srážek buď významně vyšší, nebo nižší, než dlouhodobá průměrná teplota prostředí.

V takových obdobích lze využít odlišné koncentrace izotopů pro tzv. izotopickou separaci odlišných vodních mas. Voda infiltrující do prostředí pod povrchem prochází zpravidla několika stupni mísení s vodou, již v povodí existující. Infiltrující a odtékající voda v povodí pak při mísení těchto vstupů z různých období roku tento přibližně sinusový průběh utlumuje v jeho amplitudě. Proto půdní a podzemní voda vykazuje užší rozsah měřených hodnot, bližší dlouhodobému průměru izotopové koncentrace vod v povodí. Jednou z metod je využití útlumu amplitudy vstupní a výstupní funkce. Složitější modely využívající rozdílného vstupu izotopového obsahu jsou založeny na tzv. transferových funkcích.

Výzkum v oblasti izotopové hydrologie na praktické úrovni je v současnosti umožněn využitím laserové spektroskopie (Penna et al., 2010), která je kvalitativně odpovídající, a kterou disponuje v Česku pracoviště ČVUT v Praze, Fakulta stavební. Do současnosti se hydrologický výzkum spočívající ve využití přírodních izotopů v molekule vody zaměřoval převážně na studie hydrologického cyklu v měsíčním, eventuálně časově a prostorově omezeném kroku. Jen některé studie poskytují detailní soubor dat z důvodu pracnosti a ceny analýz pomocí hmotové spektroskopie. Díky jednoduchosti metody laserové spektroskopie je možné ji využívat pro velké množství vzorků a poskytnout tak bližší pohled na dynamiku hydrologických procesů. Pouze rozsáhlé soubory dat tak lze využít k nové formulaci základů tvorby odtoku.

2.3 HYDROLOGICKÝ REŽIM V PRAMENNÝCH OBLASTECH ŘEK

Pramenné oblasti vodních toků představují zdrojová území formování odtoku. Pro efektivní řešení otázek a realizaci postupů souvisejících se zpomalováním odtoku a zvyšováním retence vody v území je nutné zabývat se studiem jednotlivých složek krajiny již u samého zrodu vodních toků, v těch nejexponovanějších částech pohraničních pohoří. Nová koncepce spočívá v řešení příčin, nikoliv následků. V té souvislosti je třeba detailně se zabývat posouzením odtokových poměrů v pramenných oblastech s přihlédnutím k místním specifikům. Jenom tak je možné důkladně pochopit proces tvorby odtoku v konkrétním území a minimalizovat vstupní nejistoty do dalších fází řešení. Pramenné oblasti jsou velmi heterogenními územími z hlediska f-g i s-e aspektů a těm je třeba se přizpůsobit. Území české části Šumavy není výjimkou, ba naopak. Významným, a nikoliv jediným, specifickým je existence významných ploch vrchovištních komplexů, které tak představují ekologický fenomén zdejší krajiny. V konkrétním území pramenné oblasti Otavy je proto klíčové věnovat se mimo jiné vlivu tohoto jevu na hydrologický režim zdejší krajiny a tvorbu odtoku.

Vzhledem ke značnému nedostatku podzemních vodních zdrojů větší a stálé vydatnosti na našem území vznikla již v 60. letech minulého století poptávka po využívání zdrojů povrchových vod především výstavbou údolních nádrží. V tehdejší Západočeském kraji bylo zadáno vypracovat komplexní vodohospodářskou studii a investiční úkol pro plzeňský oblastní vodovod, jehož zdrojem měla být údolní nádrž na Otavě. Vzhledem k existenci rozsáhlých rašelinišť v povodí horní Otavy bylo nutné provést podrobný průzkum všech rašelinných ložisek v oblasti a podrobněji se zabývat zdejšími hydrologickými poměry, obzvláště ve vztahu ke znečišťování vodních toků vodou z rašelinišť. Na výzkumných pracích spolupracovalo

s tehdejšími Hydrometeorologickým ústavem v Praze několik institucí, vč. Výzkumného ústavu meliorací v Praze, Krajské hygienicko-epidemiologické stanice v Plzni, a řady dalších. Hlavní etapy prací spočívaly v průzkumu rašelinišť v povodí řeky Vydry a Křemelné, studiu odtokových poměrů zdejší oblasti a především ve výzkumu vlastností povrchových vod se zvláštním zaměřením na stupeň zrašelinění jednotlivých povodí. Předmětem studia se tedy stala i hydrologická funkce rašelinišť. Při hodnocení hydrologického režimu zkoumané oblasti byla věnována pozornost hlavně těm fázím odtokového procesu, které by mohly mít podstatný vliv na chemismus vody, tedy povodním a zvýšeným vodním stavům, suchu a zimnímu režimu (Ferda et al., 1971).

2.4 HYDROLOGICKÁ FUNKCE HORSKÝCH VRCHOVIŠŤ

Vzhledem k faktu, že povodí horní Otavy je specifické výskytem horských vrchovišť, je významná část práce věnována vlivu tohoto fenoménu na zdejší odtokové poměry a posouzení hydraulické komunikace rašelinných ložisek s drénujícími vodními toky.

2.4.1 Historický přehled výzkumu hydrologické funkce rašelinišť

Otázka vlivu horských vrchovišť na odtokový proces, především pak vlivu revitalizačních opatření vrchovištních lokalit na hydrologický režim toků, které je odvodňují, není přes řadu tuzemských i zahraničních projektů a mnohé spory vedené v odborných kruzích doposud uspokojivě vyřešena. Názory na tato témata se liší, což je evidentní z literatury, která se těmito otázkami zabývala již ve 2. polovině 19. století. Podrobnou analýzu rozmanitých přístupů k této problematice uvádí Ferda (1960). Tzv. „houbová teorie“, která byla v domácí i světové literatuře uznávána přibližně do 60. let 20. století, předpokládala, že vrchoviště zadržují vodu při vysokých srážkách (povodňových průtocích) a naopak v období sucha průtoky nadlepšují a podílejí se tak na vyrovnávání odtoku. Zastánci této teorie byli především A. Humboldt, F. Hochstetter, F. Sitenský, aj. Avšak již ve druhé polovině 19. století tato teorie pozitivního vlivu rašelinišť na odtokové poměry nalezla četné odpůrce představované E. Purkyněm, A. Müllerem, C. Hagenem, J. A. Heffertem, F. Fleischrem, I. I. Žilinskim a řadou dalších. Podle těchto autorů neporušená panenská rašeliniště nevyrovnávají průtoky ani nezásobují vodní toky v suchých a teplých obdobích vodou z rašelinných ložisek. Jejich vliv je ve výše uvedeném pojetí negativní. K podobným výsledkům dospěl počátkem 20. století též E. V. Oppokov, H. Schreiber, K. Prytz, J. Dittrich, J. Říha aj., kteří se vesměs shodovali v tom, že vhodným odvodněním a zkulturněním rašeliništních oblastí se podstatnou měrou zlepšuje jejich vodní režim. Otázka hydrologické funkce rašelinišť nicméně zůstala otevřena. Po skončení druhé světové války a zvýšení těžby rašeliny se problém hydrologie rašelinišť dostal opět do popředí zájmu výzkumu i praxe. Rozsáhlé výzkumy byly prováděny zejména v tehdejší SSSR (Danovič, 1950; Ivickij, 1949), v Německu (Baden a Eggelsman, 1964; Uhden, 1956), ve Finsku (Heikurainen, 1963) či v Belgii (Nys, 1958). V tehdejší ČSSR bylo s podrobným hydrologickým výzkumem rašeliništních oblastí započato v roce 1948. Závěry vycházející z těchto výzkumů (Mařan, Lhota, 1956; Ferda, 1963; Ferda, Mejstřík, 1964) se plně ztotožňují s výsledky v zahraničí a lze

je ve stručnosti shrnout do těchto bodů: (i) Hydrologický význam panenských rašelinišť byl přeceňován. Nelze je považovat za regulátory průtoků, protože vodní toky, které z nich vytékají, jeví neobyčejně vysokou rozkolísanost. (ii) Vliv množství srážek v zimní polovině hydrologického roku se neprojevuje v následujících měsících, ale odtoky v letní polovině roku závisí pouze na množství, intenzitě a rozdělení srážek v tomto období. (iii) Ve vegetační periodě v době sucha, kdy je vody nejvíce zapotřebí, rašeliniště nenapájí vodní toky, ale způsobují snížení průtoků ve srovnání s minerálními (nezrašeliněnými) povodími s přibližně stejnými f-g vlastnostmi. Naopak v době nadbytku srážek, kdy jsou rašelinná ložiska napojena na plnou vodní kapacitu, odtoky rychle stoupají a mohou na rozsáhlejších rašeliništích dosáhnout až katastrofálních velikostí. (iv) Po správně provedeném odvodnění a náležitém zkulturnění rašeliništních lokalit se jejich vodní režim zlepšuje.

Od 70. let 20. stol. se objevují další práce, které retenční funkci vrchovišť zpochybňují a za jedinou možnost zvýšení jejich retenční kapacity doporučují snížení HPV pomocí odvodnění. Tyto meliorační zásahy byly poté provedeny v řadě horských oblastí na území České republiky. Problematika odvodnění, resp. hrazení původních melioračních kanálů odvodňujících vrchoviště, se od té doby stala podnětem pro široké diskuse v rámci zahraniční i tuzemské odborné literatury (Conway, Millar, 1960; Burke, 1967; McDonald, 1973; Moklyak et al., 1975; Baird, 1997; Holden et al., 2001; etc.). Podrobnou rešerši literatury reprezentující různé názorové póly provedl Holden et al. (2004). Výsledky těchto prací prokázaly, že toky odvodňující vrchoviště mají značnou rozkolísanost průtoků a význam vrchovišť z hlediska vyrovnávání odtokového režimu byl v minulosti přeceňován. Byl potvrzen poměrně malý vliv zimních sněhových srážek při nadlepšování průtoků v letní polovině roku a naopak výrazné uplatnění letních přivalových dešťů. Při naplnění horských vrchovišť na plnou vodní kapacitu byl přitom registrován rychlý vzestup odtoků. Rovněž při déletrvajícím období sucha se vrchoviště dle dostupné literatury neprojevují hydrologicky pozitivně, tzn. nenapájí vodní toky. Tyto práce naopak konstatují zlepšení hydrologického režimu toků po provedeném odvodnění a zkulturnění vrchovištních komplexů. Potvrzení výše uvedených závěrů v širokém spektru zahraniční literatury evokuje fakt, že otázka vlivu rašelinišť na odtokové poměry je v podstatě objasněna.

Výzkum vlivu rašelinišť na kvalitu vody v tocích byl dlouho opomíjen a přistoupeno k němu bylo až v 50. a 60. letech 20. století v souvislosti s výstavbou četných přehradních nádrží. Tento vliv je hodnocen jako jednoznačně negativní, přičemž intenzita znečištění souvisí s jejich rozlohou a kubaturou v povodí. Značným problémem je ovlivnění kvality vody v nádržích, při jejichž napouštění došlo k zatopení rašelinišť a slatin. O míře zapojení rašelinišť a horských vrchovišť do odtokového procesu lze uvažovat i s přihlédnutím k ovlivnění jakosti vody, resp. iontovému složení vod v periodách nízkých či vysokých průtoků (Novák, 1955 a 1959; Onderíková, Štěrbová, 1956; Oulehle, Janský, 2003). 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. To potvrdily výsledky nejen ve studii Ferdy et al. (1971), ale i novější práce (Hruška et al. 1996 a 1999; Oulehle, Janský 2003). Naopak ke zhoršení 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. V případě, že by tedy vrchoviště v suchých obdobích nadlepšovaly průtoky, jak to uváděli někteří autoři, muselo by se to projevit ve zhoršené kvalitě vody.

Otázka hydrologické funkce rašeliníšť v povodí horní Otavy byla znovu otevřena v roce 2005 (Janský, Kocum, 2008; Matoušková et al., 2005). Impulsem k výzkumu byly novodobé výsledky studií ohledně revitalizačních opatření rašeliníšť z jednotlivých částí světa a možnost využití moderních přístupů k hodnocení vlivu vrchovištních komplexů na tvorbu odtoku. Byla nastolena hypotéza, že hydraulické spojení mezi horskými vrchovišti a povrchovými toky je omezené a souvisí se specifickými geomorfologickými poměry v povodí Vydry. Toky mají velký sklon a jsou hluboce zaříznuté do okolního reliéfu, přičemž svými údolními dny často zasahují pod bazální úroveň vrchovišť, z nichž většina je svahového typu.

2.4.2 Odvodnění horských vrchovišť

Významný zásah do odtokového režimu v centrální oblasti Šumavy v minulosti znamenal intenzivní odvodňování rašeliníšť. 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 rašeliníště. 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). Druhá fáze odvodnění připadá na období přibližně od 50. do konce 80. let 20. století, ovšem hlavní odvodňovací vlna postihla rašeliníště až v 70. a 80. letech 20. století v souvislosti s intenzifikací výroby v zemědělství i lesním hospodářství. Odvodnění z té doby je obvykle velmi důkladné – na zemědělské půdě je často vedeno pod povrchem, v podmáčených lesích byly hluboké rýhy vystřelovány pomocí výbušnin (Spitzer, Bufková, 2008). Existující síť kanálů a rýh byla pomocí mechanizace prohlubována, napřimována a často doplněna novými rýhami a svodnými pery. Stejně úpravy často postihly i menší vodní toky (např. Roklanský potok; Hais, 2004).

Odvodnění obecně snižuje HPV a zvyšuje a urychluje průměrný i minimální odtok z území. Důsledkem je vyšší předpoklad rozkolísanosti průtoků a zvýšené riziko výskytu povodňových vln a hydrologicky suchých period. Snížení HPV v půdním profilu vede k urychlení rozkladu organické hmoty, k vyplavování živin z ekosystému a nárůstu půdní kyselosti. Dekompozicí organického materiálu v rašeliníštích Severní Evropy v důsledku poklesu hladiny vody se podrobně zabývá Laiho (2006). Pokles HPV v rašeliníštích způsobuje provzdušnění a rozklad rašeliny působením mikrobů. Rozkladem rašeliny se uvolňují živiny, které spolu se sníženou hladinou vody umožní zarůstání rašeliníšť konkurenčně zdatnými druhy rostlin a dřevinami. Se změnou prostředí mizí vzácné a ohrožené druhy a společenstva (Spitzer, Bufková, 2008). Hais (2004) dále uvádí, že odvodnění také negativně působí na urychlení eroze. Zejména v rašeliníštích, kde hydromeliorační rýhy mohou způsobit odkrytí a následnou degradaci

rašelinového půdního horizontu, může tento proces probíhat velmi rychle.

Odvodnění jako takové má ovšem i další negativní důsledky. Výzkumem vlivu hydromelioračních odvodňovacích úprav na mikroklimatické podmínky lesních porostů na Šumavě se zabýval například Brom et al. (2006). Výsledky jejich práce prokázaly, že na odvodněném území dochází k mnohem většímu kolísání teplot během dne a zároveň takové území vykazuje vyšší hodnoty teplot krajinného krytu.

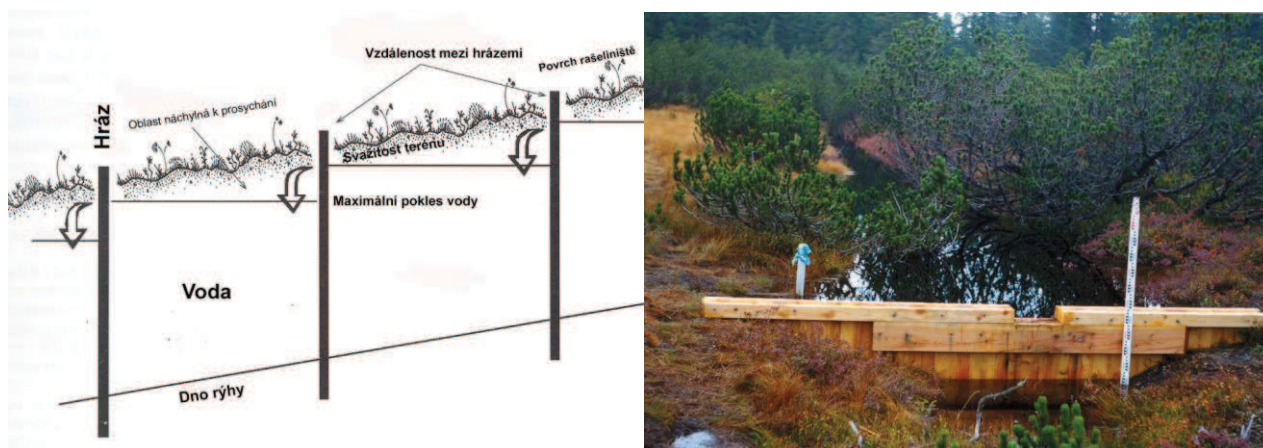
S rozvojem poznání komplexních f-g procesů a důležitosti ochrany životního prostředí nastala snaha o napravení předchozích zásahů a vznikly tak podmínky pro nastartování různých revitalizačních programů, probíhajících v současné době. Aby bylo možné zhodnotit dopady předchozích zásahů, určit jejich pozitivní či negativní účinky a v návaznosti na to stanovit nejvhodnější budoucí postupy, je nutné nejprve správně analyzovat hydrologickou funkci konkrétních rašelinišť.

2.4.3 Revitalizace horských vrchovišť a jejich vliv na dynamiku odtoku

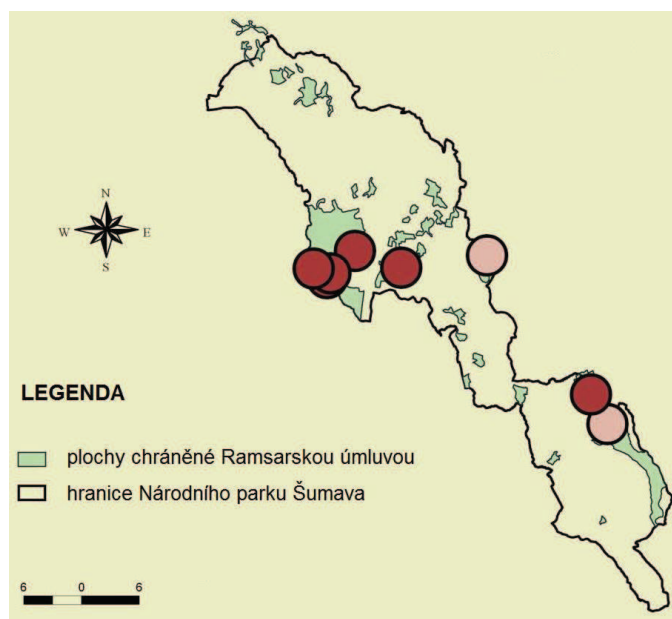
Jak už bylo zmíněno v kap. 2.4.1, problematika revitalizace rašelinišť se stala podnětem pro široké diskuse především v rámci zahraniční odborné literatury od 60. let minulého století až do současnosti. Jednotlivé práce nepřinášejí stejné výsledky. Na základě studia těchto pramenů lze vyvodit, že při posuzování vlivu revitalizačních opatření na dynamiku odtoku je klíčové brát v úvahu konkrétní parametry rašelinných ložisek a okolní přírodní podmínky. Důležitým faktorem ovlivňujícím s-o poměry rašeliniště je jeho typ. V případě porovnávání s-o poměrů různých rašelinišť je třeba vzít v úvahu klíčový fakt, a sice že porovnávat je nutné rašeliniště stejného typu. Každé ložisko se chová hydrologicky odlišně v závislosti na mnoha faktorech. Mezi ně patří kromě výše zmíněného typu i jeho hloubka a technika odvodnění, resp. hustota odvodňovacích kanálů (McDonald, 1973). Za účelem snížení HPV v rašeliništi je vyžadováno realizovat jednotlivé rýhy velmi blízko sebe, protože v opačném případě se celý postup jeví jako neefektivní a neekonomický díky nízké hydraulické vodivosti (Hudson, Roberts, 1982). Před samotným revitalizačním opatřením se proto doporučuje detailně prozkoumat vlastnosti dané rašelinné lokality (Moklyak et al., 1975). Podrobný monitoring jejího vodního režimu je pak důležitým předpokladem k posouzení vhodnosti realizace takových opatření. Otázka vlivu horských vrchovišť v pramenné oblasti Otavy, především pak Vydry, na jejich odtokové poměry, není uspokojivě vyřešena a vyžaduje další detailní výzkum.

Výsledky nedávného průzkumu šumavských rašelinišť ukázaly, že mnohá rašeliniště, dokonce i uvnitř chráněných území, pozvolna degradují v důsledku předchozích lidských vlivů. Nejčastější příčinou degradace jsou přitom zásahy do vodního režimu, provedené v minulosti. Někdejší odvodňování narušilo mnohá rašeliniště a neblaze se projevilo i na celkovém vodním režimu v krajině. Odvodnění způsobuje na rašeliništích pokles HPV a její silné kolísání (Spitzer, Bufková, 2008). Na území NP Šumava byl proto již v roce 1999 zahájen komplexní Program revitalizace šumavských mokřadů a rašelinišť, jehož hlavním cílem je záchrana cenných mokřadů, obnova přirozených hydrologických poměrů na narušených lokalitách a celkové zvýšení retence vody v krajině. V rámci programu jsou přehrazovány nevhodné drenáže systémem pevných

dřevěných hrází (obr. 3). Cílem je zvýšit HPV, zmírnit její kolísání v průběhu sezóny, podpořit zadržení vody v průběhu sucha a zpomalit odtok vody z lokality, který je v důsledku odvodnění nepřírozně zvýšen (Bufková, 2009). Metoda příčných hrází vychází z postupů, které se osvědčily na řadě míst v Evropě.



Obr. 3 Schéma přehrazení drenáže systémem pevných dřevěných hrází (vlevo) a hráz ze zarážených fošen (vpravo; Portál Správy NP a CHKO Šumava)



Obr. 4 Lokalizace revitalizovaných rašelinišť v rámci Národního parku Šumava (Portál Správy NP a CHKO Šumava, upraveno)

V rámci revitalizace jsou odvodňovací rýhy obvykle blokovány systémem hrázek, zčásti zasypány a je podporováno jejich zarůstání vegetací. Cílem je celkové zvýšení HPV, zastavení degradace narušených rašelinišť a snížení odtoku vody z rašelinišť. Revitalizovaná jsou vždy celá drobná povodí, přičemž pramenné oblasti a horní části povodí jsou řešeny přednostně. 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. 4). Přehrazeny byly také hluboké rýhy podél vojenské signálky na Černoorském

močále. Revitalizace představují jednorázová opatření, jejichž cílem je nastartování procesu nápravy, a po jejich provedení jsou rašeliniště ponechána samovolnému vývoji.

Kromě revitalizací, jejichž cílem je náprava narušeného vodního režimu, je pro ochranu rašelinišť velmi důležité také stanovení rozumné péče o krajinu v jejich bezprostředním okolí. V rámci Národního parku jsou proto stanoveny limity pro lesnické i zemědělské hospodaření ve vztahu k rašeliništím tak, aby nedocházelo k jejich poškození například pojezdem těžké techniky, intenzivní pastvou nebo splachem živin. Samozřejmostí je zákaz odvodňování. Kromě toho jsou vybraná luční rašeliniště se vzácnými společenstvy a druhy udržována ručním kosením nebo občasným prořezáním náletových dřevin (Spitzer, Bufková, 2008).

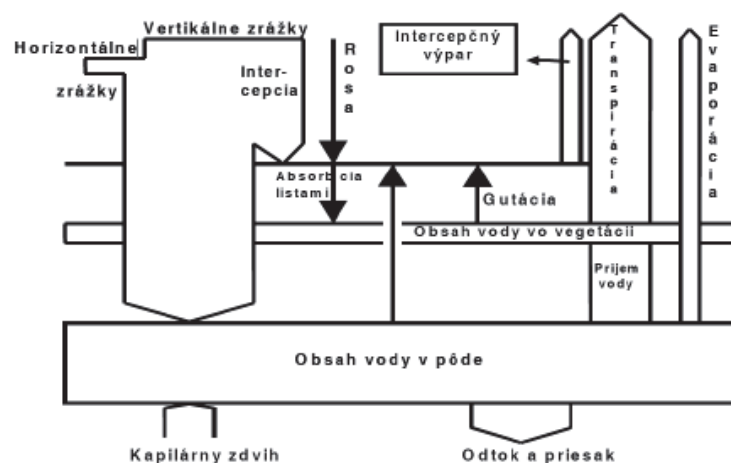
2.5 HYDROLOGICKÁ FUNKCE LESNÍHO POROSTU

Je všeobecně známé, že lesy mají významný vliv na hydrologický cyklus krajiny. Míra vlivu lesního porostu a jeho antropogenního narušení na odtokové poměry vyvolává mnoho různých otázek a sporů v odborných kruzích. Diskuze o této problematice trvají už déle než 100 let. Většina ze studií zabývajících se hydrologií lesa se soustřeďuje na vliv lesa na celkový odtok (Bosch, Hewlett, 1982; Seuna, 1999; MacDonald, Stednick, 2003; Best et al., 2003; Jones, Post, 2004; Andreassian, 2004; Pekárová et al., 2005; Hegg et al., 2006). Některé studie se zabývají rovněž úlohou lesního porostu při erozi, intercepci, evapotranspiraci, infiltraci a akumulaci sněhu (McCulloch, Robinson, 1993; Buttle et al., 2000; Valtýni, 2001; Mind'áš, Čaboun, 2002; Pike, Sherer, 2003; Raev, 2005; Forsyth, 2005; Bíba et al., 2006; Kostka, Holko, 2006; Holko, Kostka, 2008). Vliv lesa na hydrologický cyklus byl zjištěn již velmi dávno. Jedna z prvních srovnávacích studií vlivu povrchu země na hydrologický cyklus byla uskutečněna na dvou malých povodích ve Švýcarsku v roce 1900 (Engler, 1919). Od té doby bylo provedeno velké množství podobných experimentálních studií. K autorům zabývajícím se touto problematikou můžeme řadit i McCullocha a Robinsona (1993), kteří roztřídili studie věnované vlivu lesa na kvantitativní aspekty hydrologického cyklu.

2.5.1 Vliv lesa na odtokové poměry povodí

Z hlediska účinku vegetace, především pak lesa, na hydrologický režim krajiny je určující především její transformační účinek na atmosférické srážky a celkovou vodní bilanci lesních porostů a lesních půd (obr. 5). Výsledky výzkumu vztahu mezi lesem a odtokem vody z povodí, získané již počátkem 20. století, potvrdily jeho příznivý vliv na odtok vody, projevující se ve vyrovnání odtokových extrémů, především ve snižování kulminací extrémně velkých povodňových průtoků. Rozdílnost stanovištních podmínek i charakteru samotných lesních porostů a různé metody výzkumu však podminily rozdílnost názorů na některé výsledky i na ovlivňování jednotlivých složek koloběhu vody lesem. V současné době převládá názor, že lesní hospodářství může vhodným managementem a cílevědomou činností zaměřenou na plnění vodohospodářské funkce lesa příznivě ovlivnit proces odtoku ze zalesněného povodí, včetně pozitivního ovlivnění jakosti vody v tocích a vodních nádržích. Může ovšem zapříčinit rovněž opačný efekt (Čaboun, Mind'áš, 2003). Otázky vodohospodářského významu lesních ekosystémů přesahují prakticky v celé střední Evropě rezortní

meze a stávají se závažným celospolečenským problémem. Je to pochopitelné, protože lesy výrazně ovlivňují koloběh vody v přírodě. Častá nejednotnost pohledů, protichůdnost názorů i značná odlišnost interpretace hypotéz a výsledků pozorování má celou řadu příčin. K nejčastějším patří výjimečná složitost a různorodost jednotlivých lesních ekosystémů, metodická náročnost hydrologických experimentů a poměrně složité získávání jednotlivých výsledků (Kantor, 1990).



Obr. 5 Schéma vodní bilance lesního ekosystému (Čaboun, Mind'áš, 2003)

Konkrétní účinek lesních porostů v určitém povodí může být velmi specifický. Odtok je determinovaný komplexem faktorů, přičemž velká část z nich může působit protichůdně a komplikují tak chování celého s-o systému v daném povodí. Určujícími faktory výsledného objemu odtoku a jeho změn v čase jsou především: 1) geomorfologická charakteristika reliéfu (sklonitost, reliéfová členitost, apod.), b) hydrogeologická stavba povodí (charakter propustnosti hornin, přítomnost zvodněných vrstev, apod.), c) meteorologické podmínky (intenzita a délka trvání srážek, spolupůsobení horizontálních srážek, apod.), d) vodní bilance lesních porostů (intercepce, zásoby spodní vody, stav lesní cestní sítě ve vztahu k povrchovému odtoku, apod.), e) celková lesnatost povodí a struktura nelesní krajiny v povodí (Mind'áš et al., 1998). V ČR zabírají lesy v současné době asi 1/3 rozlohy státu. U retenční schopnosti zdejších porostů se v porovnání s ornou půdou předpokládá 5-9 krát větší zadržovací účinek. Les má oproti jiným typům vegetace vyšší schopnost intercepce, voda se dále zadržuje v nadložní půdní vrstvě hrabanky. Lesní půdy jsou rovněž schopny přeměnit větší množství povrchové složky celkového odtoku na složku hypodermickou a podzemní, protože oproti polním pozemkům se vyznačují větším množstvím nekapilárních, tj. preferenčních cest (Kantor et al., 2003). Důležitým činitelem při odtoku vody z lesních porostů je infiltrace lesních půd. Čím má půda větší zrnitost, tím je i hodnota koeficientu infiltrace větší. Zrnitostní struktura půd takto může výrazným způsobem ovlivnit distribuci atmosférických srážek v lesním ekosystému. Ochranný účinek lesního porostu nespočívá jen v zachycení, případně zpomalení plošného odtoku, ale rovněž zpevňuje půdu, čímž následně zabraňuje erozi.

Ve vztahu k retenční schopnosti lesa je klíčový jeho charakter. O retenčním a protierozním účinku rozhoduje především jeho druhové složení. Stále více se začínají uplatňovat spíše listnaté a také hlouběji kořenící dřeviny jako buk, dub, borovice či jedle. Dalšími důležitými charakteristikami lesa jsou stáří a zdravotní stav porostu. Vhodné je zastoupení porostů

s rozdílným stářím stromů a také přítomnost bylinného a keřového patra. Rovněž záleží transformační schopnosti lesa na jeho prostorovém rozdělení, přítomnosti a hustotě lesních cest (Kantor et al., 2003). Přestože je v ČR zalesnění vyšší, než je evropský průměr, retenční schopnost české krajiny je proti přirozenému stavu oslabena. Rozsáhlé plochy smrkových monokultur vyskytující se převážně v okrajových pohořích (včetně Šumavy) nejsou pro zadržování vody vhodné, jelikož mají nižší transformační účinek. Tyto porosty byly navíc zdevastovány vlivem atmosférických imisí, dochází u nich k častým polomům a vývrátům či kůrovcovým kalamitám. Také je u nich nižší zastoupení bylinného a keřového patra. Dle Matějčka a Hladného (1999) dochází v lesích při denních úhrnech srážek do 50 mm k povrchovému odtoku jen výjimečně, od 50 mm se začíná formovat, a teprve při úhrnech asi 200 mm dochází ke spontánnímu odtékání. Křovák (2004) rovněž potvrzuje fakt, že ochranná funkce lesů má své přírodní meze. Tvrdí, že při denních hodnotách srážkového úhrnu vyšších než 30-50 mm nebo opakovaných deštích v krátkém časovém intervalu již vzniknou škodlivé povodně bez ohledu na lesnatost povodí nebo jeho druhovou skladbu. V zalesněných oblastech tvoří hlavní podíl povodňového odtoku časově zdržený odtok hypodermický. Tesař et al. (2004b) tvrdí, že povodně vyvolávají na krystaliniku zpravidla srážky nad 60 mm. Podobným výzkumem na Slovensku v povodí Kysúci bylo dosaženo závěru, že tamní les je schopen zadržet až 68 mm, zatímco louky ve stejném povodí pouze 46 mm vody. Obecně je možné konstatovat, že retenční kapacita lesa se pohybuje mezi 40 a 70 mm, výjimečně dosahuje až 400 mm (Čaboun, Mindřáš, 2011).

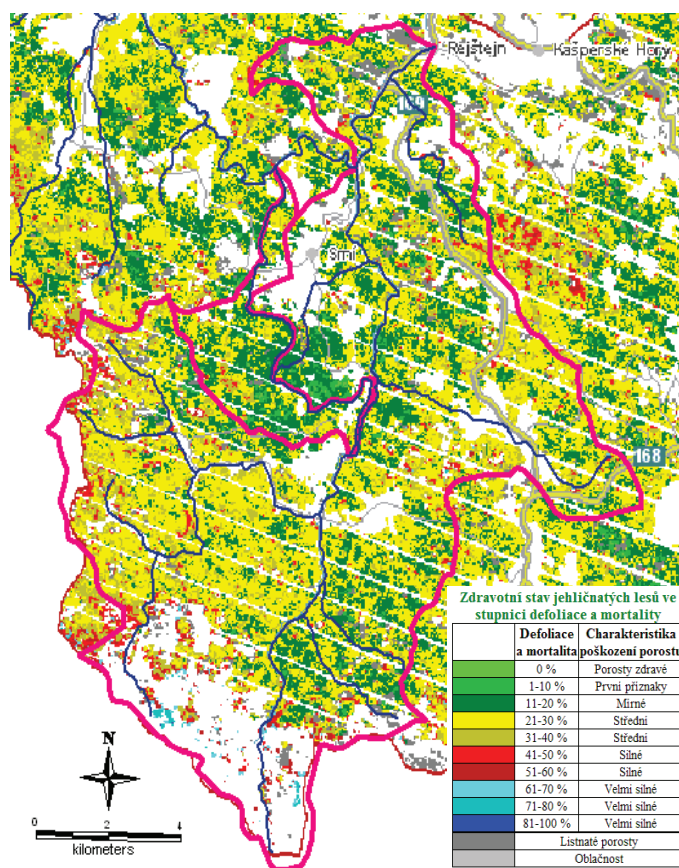
Odhad vlivu využívání krajiny na odtokové procesy by měl být zcela nezbytnou součástí integrovaného managementu vodních zdrojů v povodí. V našich podmínkách, a to i na Šumavě, se v poslední době využívají nástroje hydrologického modelování především pro zhodnocení důsledku změny využívání krajiny (Jeníček, 2009) a klimatu na odtok a proces tání sněhu a na simulování transportu sedimentů. Modelováním vlivu lesa na s-o vztahy s pomocí hydrologického modelování se zabývá Unucka (2008) či Unucka et al. (2011). Dobře lze vliv jednotlivých druhů a typů půd a povrchu s různým vegetačním pokryvem demonstrovat použitím CN-křivek. Pomocí této metody lze určit velikost potenciální retence a přímého odtoku. Čísla odtokových křivek jsou tabelována dle hydrologických vlastností půd (4 skupiny - A, B, C, D), vlhkosti půd, tj. indexu předchozích srážek (IPS - I,II,III) a dle vegetačního krytu a způsobu obdělávání. Vlivem lesního porostu na odtokové poměry se zabývá mnoho výzkumných pracovišť na území České republiky. Obecně lze říci, že vyšší a méně vyrovnaný průtok se objevuje v odlesněných a zemědělsky obhospodařovaných oblastech (Föhner et al., 2001; Klöcking, Haberlandt, 2002). V podmínkách Šumavy se vlivem lesních ekosystémů na hydrický režim krajiny zabývá např. Křovák et al. (2004) či Křovák a Kuřík (2001).

Lesy tedy tvoří, a na Šumavě obzvláště, důležitý prvek v krajině ve vztahu k jejímu retenčnímu potenciálu. Už v minulosti se mnohokrát osvědčila obnova lesního porostu, protože při správné skladbě lesa lze výrazně ovlivnit plošný odtok srážkové vody a tím značně zredukovat či snížit povodňovou vlnu. Kromě toho působí les pozitivně i během srážkově chudých period. V podmínkách Šumavy je jedním z hlavních určujících faktorů (mimo půdní poměry), které mají přímý i nepřímý vliv na odtokové poměry zdejší krajiny, zdravotní stav lesního porostu. Jedná se o

velmi aktuální téma, které vyžaduje multidisciplinární přístup. Pouze poctivě a objektivně uvážené kroky v rámci managementu krajiny a zdejšího lesního porostu jsou schopny dlouhodobě vyústit ve zlepšení odtokových poměrů v tak narušeném porostu, jakým Šumava ve svých jádrových částech disponuje.

2.5.2 Zdravotní stav lesního porostu

Přes relativní zachovalost šumavských lesů nelze přehlížet jejich antropické narušení. Důsledkem cca 600 let trvajícího kolonizačního tlaku a stupňujícího se hospodářského využívání lesů došlo jednak k významné změně druhové skladby lesů (smrkové monokultury (*Picea abies*) od poč. 19. stol.), a jednak se výrazně zhoršil jejich zdravotní stav (exploatační těžba dřeva, větrné kalamity, kůrovcové kalamity). Ten ve studovaném území názorně dokumentuje následující mapa (obr. 6).



Obr. 6 Zdravotní stav jehličnatých lesů v zájmovém území (zdroj: Ústav pro hospodářskou úpravu lesů – www.uhul.cz; upraveno)

Využití území je jedním ze zásadních faktorů ovlivňujících odtokové poměry v lokálním, regionálním i globálním měřítku. Jednou z významných změn krajinného krytu je odlesnění. Vliv odlesnění na odtokové poměry na Šumavě zkoumal například Křovák et al. (2004). Jeho výzkum se zaměřil na srovnání hydrologických funkcí tří rozdílných typů lesního ekosystému (les zdravý, les odumřelý suchý stojící (mrtvý les), les pokácený (paseka)). Výzkum probíhal ve třech povodích, která byla vybírána tak, aby jejich základní f-g charakteristiky byly co nejpodobnější, avšak s rozdílným pokryvem. Všechna experimentální povodí se nacházejí

v blízkosti Modravy. Dosavadní výsledky studie zatím potvrzují nenahraditelnou vodohospodářskou funkci lesa, resp. zdejšího vitálního lesního porostu, a jeho vliv především na vyrovnanost odtokových poměrů.

Vliv odlesnění a odumírání horských smrčín a možné důsledky pro formování odtoku v oblasti centrální Šumavy je předmětem výzkumu Haise (2008). Odlesnění může odtokové poměry ovlivňovat přímo i nepřímo. Přímým vlivem je snižování retenční schopnosti krajiny (Hais, 2008; Šanda, 2011). Vlivem odlesnění na odtokové poměry se zabýval např. Badoux et al. (2006). Výsledky tohoto výzkumu potvrzují předpoklad dlouhodobě vyššího odtoku na plochách s poškozenými lesními porosty vlivem vichřic, který je navíc umocněn sekundárními odvodňovacími kanály. I na Šumavě byl zkoumán vliv odlesnění na snížení retenční kapacity a následný vznik povodní. Na základě historických záznamů povodňových událostí popisuje Šonka (2004) významné zvýšení frekvence povodní na Otavě v 19. století, které dává do souvislosti s intenzivním využíváním lesů. Vliv odlesnění na odtokové poměry a kvalitu vody byl hodnocen i experimentálně ve třech šumavských sub-povodích s rozdílnými typy vegetačního krytu (zdravý les, rozpadlé horské smrčiny, holá seč). Výsledky této studie dokládají vliv zdravého lesního porostu na vyrovnanost odtokových poměrů (Procházka et al., 2001; Křovák et al., 2004). Kromě již popsaného přímého vlivu odlesnění na změnu odtokových poměrů je možné uvažovat ještě vliv nepřímý. Podstatou tohoto vlivu je, že odlesněním, nebo v obecné rovině odstraněním vegetačního krytu, může docházet na takových plochách během letních slunečních dnů k přehřívání povrchů krajiny. To může měnit ve svém důsledku místní klima a se zvyšující se velikostí ploch i mezoklima, a to má rovněž vliv na hydrologický cyklus. Při bezvětrném počasí tak dochází i ke značnému ohřívání vzduchu, který je schopen pojmout větší objem vody v podobě páry. Při náhlém ochlazení může dojít k lokálnímu maximu srážek v podobě přívalových dešťů se všemi negativními důsledky včetně povodní (Trenberth, 1999). V zájmovém území povodí horní Otavy stojí v popředí zájmu zdravotní stav lesa v souvislosti s poškozením zdejších smrkových monokultur kůrovcovou kalamitou. Na KFGG PřF UK v Praze je v současné době řešen projekt zabývající se vlivem jejich disturbance na dynamiku fluvialních procesů v horských oblastech (projekt GA ČR, P209/12/0997 - The impact of disturbance on the dynamics of fluvial processes in mountain landscapes, hlavní řešitel Doc. RNDr. Jakub Langhammer, Ph.D., období řešení 2012-2014).

2.6 VÝZKUM SNĚHOVÉ POKRÝVKY

Dalším významným faktorem ovlivňujícím odtokové poměry v pohraničních horských oblastech České republiky (ČR) je sněhová pokrývka a její charakter v průběhu jednotlivých ročních období. Sníh představuje další důležitý fenomén v pramenné oblasti Šumavy a významný prvek zdejšího s-o procesu. Hraniční oblast Šumavy je velmi specifickým územím vzhledem k existenci orografického efektu a s ním související unikátní distribucí sněhu. Především výška sněhové pokrývky a její charakter je určující pro míru ovlivnění odtoku v rámci jejího tání v jarním období. Sníh má výrazný vliv rovněž na vlastnosti hydrologických extrémů, ať už se jedná o povodňové události či suché periody. Tání sněhu vlivem zvýšené teploty vzduchu, doprovázené dešťovými srážkami, totiž představuje v Česku nejčastější příčinu

vzniku povodní. Díky matematickému modelování se významně zlepšily možnosti předpovědi průtoků ve sledovaných profilech toků. Nicméně pro přesnou předpověď je nezbytné zadání vlastností povodí a také počátečních podmínek, tedy stav povodí na počátku předpovědi. Nejdůležitější počáteční podmínkou pro modelování jarních povodňových epizod je stav sněhové vrstvy (výška a vodní hodnota sněhu) ve sledovaném povodí. Charakter sněhové pokrývky v zimním období významně ovlivňuje i případné suché periody v létě vzhledem k dotaci podzemních vod tavnou vodou ze sněhu.

2.6.1 Stav výzkumu sněhové pokrývky

Historický přehled vědeckého zájmu o sněhovou pokrývku přináší např. Singh a Singh (2001). Zvýšený zájem o tuto problematiku lze vysledovat do počátku 20. stol., ačkoliv dílčí studie věnované sněhu jsou i staršího data. Významné období představovala 20. a 30. léta minulého století, která vyvrcholila založením zvláštních komisí věnovaných problematice sněhu a ledu (např. International Glaciological Society (1936) a International Commission on Snow and Ice (1936)). Hlavní roli v této době hrály výzkumy v alpských zemích a Japonsku. Do doby těsně po 2. světové válce jsou datovány první pokusy o modelování odtoku z tajícího sněhu. V Česku a na Slovensku lze počátky disciplíny hydrologie sněhu položit do 60. let 20. stol. (např. Ferda et al., 1971) Mezi první práce zabývající se sněhovou pokrývkou se ale dají zařadit studie profesora Františka Augustina z počátku minulého století (Jeníček, Kocum et al., 2008).

V současné době je měření a modelování odtoku z tajícího sněhu u nás i v zahraničí věnována významná pozornost. Jak už bylo zmíněno, tání sněhu vlivem zvýšené teploty vzduchu, doprovázený často dešťovými srážkami, představují v ČR nejčastější příčinu vzniku povodně. V zahraničí začali udávat současný směr výzkumu Obled a Rosse (1977). Jejich vlastní hydrologický model byl testován v severní části francouzských Alp jak na volných, tak zalesněných povodích. Carroll a Cressie (1997) se zaměřili na vývoj metodiky pro americkou NWS (National Weather Service) s cílem vyvinout způsob stanovení vodní hodnoty sněhu pro potřebu hydrologických předpovědí. Pomocí geostatistického modelu SNOTEL byla vytvořena závislost zkoumané veličiny na nadmořské výšce území pomocí dostupných pozorování ze stanic měřící výšku sněhové pokrývky. V práci Sorteberga et al. (2001) je nejvýznamnější pozornost věnována metodám stanovení výšky sněhové pokrývky přímým měřením a pomocí sněhových polštářů. Testovaná metodika byla poté ověřována pomocí matematického modelování. Essery (2003) testoval ve vysokohorském prostředí distribuovaný model, přičemž poukazuje na to, že významného zpřesnění bylo dosaženo rozdělením povodí na více zón podle nadmořské výšky. Ještě lepších výsledků bylo dosaženo zahrnutím vlivu vegetace. Testování modelu WaSIM-ETH na zaledněném alpském povodí se věnoval Verbunt et al. (2003). Uvedený model používá metodu teplotního indexu se zahrnutím solární radiace. Ta představuje obecně faktor, který významně zpřesňuje výsledky této metody oproti zahrnutí pouze hodnot teploty. Distančním metodám věnoval pozornost např. Gidda et al. (2002), který zkoumal možnosti stanovení vodní hodnoty sněhu pomocí pasivní mikrovlnné radiace (data družice NOAA).

V Česku se problematice odtoku ze sněhové pokrývky s důrazem na metody sněhoměrných měření a statistickému vyhodnocení věnoval např. Barták (1995). Velmi podrobnou rešerši tuzemské i zahraniční literatury zabývající se vlivem f-g faktorů na charakter sněhové pokrývky přináší práce Kocuma et al. (2009) či Fliegla (2009). Odhadem vodní hodnoty sněhu za využití dat měřených na klimatologických stanicích se zabýval Němec (2006). Rozdíly v prostorové distribuci sněhové pokrývky při ukládání a tání sněhu na otevřených plochách a v lese jsou popsány ve studii Pobříslové a Kulasové (2000). Blažková (1994) aplikovala v experimentálních povodích model HBV-ETH. Modelování odtoku z tajícího sněhu v povodí horního Hronu se věnovala Hrušková (2006). V dnešní době se modely odtoku ze sněhu používají v rutinní praxi ČHMÚ (Kašpárek, 2006).

2.6.2 Metody měření sněhové pokrývky

Mezi relativně nové studie, které se věnují problematice měření sněhové pokrývky, je možné zmínit například práci Carroll a Cressie (1997), která se zaměřila na vývoj metodiky pro americkou NWS (National Weather Service) s cílem vyvinout způsob stanovení vodní hodnoty sněhu pro potřebu hydrologických předpovědí. V práci Sorteberg et al. (2001) je nejvýznamnější pozornost věnována metodám stanovení výšky sněhové pokrývky přímým měřením a pomocí sněhových polštářů. V práci Blöschl et al. (2005) je dokumentován výzkum měření vodní hodnoty sněhu (SWE, Snow Water Equivalent) v Rakousku. Využití DPZ při zjišťování charakteristik o sněhové pokrývce dokumentují Rango a Shalaby (1998) nebo Gidda et al. (2002). Plošné pokrytí povrchu sněhem může být detekováno jednak na základě pozorování ve viditelné části spektra, a jednak na základě radarových (mikrovlnných) dat (např. Riggs a Hall, 2004; Solberg et al., 2004; Koskinen, 2001). Radarová data jsou vhodná pro pozorování i dalších parametrů, například množství kapalné vody ve sněhu nebo výšky sněhové pokrývky (Storvold et al., 2006). Tait (1998) testoval metody zjišťování SWE za použití pasivní mikrovlnné radiace.

Základní údaje reprezentující sněhovou pokrývku představují její výška a vodní hodnota. Vodní hodnota je obtížněji měřitelná než výška, ale pro hydrologii představuje daleko cennější údaj. Měřicí techniky lze obecně rozdělit do následujících tří skupin:

- staniční měření (pomocí permanentně umístěných zařízení)
- mobilní terénní výzkum (tzv. expediční měření)
- využití dálkového průzkumu Země (DPZ) pro určování parametrů sněhové pokrývky

2.6.2.1 Staniční měření

Standardy pro měření výšky a vodní hodnoty sněhu na meteorologických stanicích udává World Meteorological Organization (WMO) v rámci svého programu IMOP (Instruments and Methods of Observation Programme). Podrobným popisem jednotlivých měřicích technik se zabývá Jeníček, Kocum et al. (2008). První skupinou jsou tzv. *termínová měření*, kdy je celková výška sněhové pokrývky měřena nejčastěji pomocí sněhoměrné latě na otevřené ploše v blízkosti

stanice co nejméně ovlivněné větrem a k měření vodní hodnoty se zejména na horských stanicích používá váhový sněhoměr. Druhým typem jsou *kontinuální měření*. Jejich výhodou je možnost vyhodnocení změn základních charakteristik sněhové pokrývky mezi standardními termíny měření a rovněž schopnost automatického provozu. Pro kontinuální měření výšky sněhové pokrývky jsou nejčastěji používána optická zařízení pracující na principu odrazu od povrchu sněhu (Singh a Singh, 2001). Dalšími možnostmi určování výšky sněhové pokrývky je např. využití ultrazvukového odrazu, vodní hodnotu je možné měřit např. pomocí sněhových polštářů naplněných nemrznoucí kapalinou. Na principu měření hmotnosti sněhové vrstvy jsou založeny i nejrůznější membránové přístroje. Další možností je bezkontaktní kontinuální měření vodní hodnoty založené většinou na principu měření míry zeslabení záření (umělý radioizotopový zářič, gama záření) detekovaného snímačem umístěným nad sněhovou pokrývkou, které je úměrné obsahu vody v měřeném profilu. V současné době zároveň existují i mobilní bezkontaktní měřicí přístroje, které je možné použít při terénních měřeních. Určení přírůstku vodní hodnoty umožňuje i použití běžného automatického srážkoměru, který je vybaven vyhřívacím systémem. Pro zjištění celkového objemu srážek v odlehlých oblastech jsou rovněž používány nejrůznější typy totalizátorů, u kterých ovšem opět nelze rozlišit srážky kapalné a pevné. U pevných srážek navíc dochází ke ztrátám sublimací.

2.6.2.2 Mobilní terénní výzkum

Expediční měření se využívají pro detailnější výzkum akumulace sněhové pokrývky v případě, že údaje ze staničních měření neposkytují reprezentativní hodnoty pro danou oblast nebo je síť nedostatečně hustá. Prostorová variabilita sněhové pokrývky přitom vzrůstá se členitostí terénu a různorodostí vegetačního krytu. Sněhoměrné výzkumy jsou tak důležitým prostředkem pro určování zásob vody akumulovaných ve sněhu v zájmovém povodí. Expediční měření se většinou provádějí jako doplňková ke staničním, zejména v době maximální akumulace sněhové pokrývky, které je většinou dosahováno těsně před začátkem tání. Měření se provádí různými metodikami např. na traťových sněhoměrných snímcích. Základem je vybrat k měření vodní hodnoty a výšky sněhu taková místa, která nejlépe charakterizují širší okolí, a následně umožní interpolaci naměřených hodnot pro získání průměrné hodnoty odpovídající zájmovému území. Expediční měření umožňují získat množství dat z různých specifických lokalit, jako je lesní prostor, lesní mýtiny či terén s různou sklonitostí a orientací. Pro měření vodní hodnoty se nejčastěji používají váhové sněhoměry, pro měření výšky pak přenosné sněhoměrné latě nebo jsou pro měření výšky uzpůsobeny odběrové válce sněhoměrů. Mezi hlavní limitující faktory této metody výzkumu patří časová a fyzická náročnost měření (Jeníček, Kocum et al., 2008).

2.6.2.3 Využití DPZ pro určování parametrů sněhové pokrývky

Využití prostředků DPZ se v praxi omezuje pouze na využití snímačů, jejichž nosiči jsou letadla a družice. Prostředky DPZ dovolují v současné době sledovat základní charakteristiky sněhové pokrývky se stále poměrně omezenou přesností, ale i tak představují pro hydrologické aplikace velký přínos. Jejich úloha je téměř nezastupitelná u určování plošného rozsahu sněhové

pokrývky v čase. Mezi známé výhody použití prostředků DPZ patří především možnost získávání informací z velkých i vzdálených území v takřka reálném čase (Jeníček, Kocum et al., 2008).

Nejrozšířenějším způsobem využití je určování vodní hodnoty pomocí detekce míry zeslabení přirozeného terestrického gama záření vodou akumulované ve sněhové pokrývce. Těto metody je využíváno zejména v severní části USA a Kanady, kde se měření vodní hodnoty provádí pravidelně od 80. let 20. stol. (Carroll, 2001). Na základě rozdílu hodnot intenzity gama záření zájmové oblasti bez sněhové pokrývky a s ní je vypočítána vodní hodnota. Metoda se hodí spíše pro rovinné oblasti a její omezení je dáno maximální vodní hodnotou kolem 100 mm. Experimentálně se využívá i fotogrammetrických metod, které jsou ovšem zdrojem informací pouze o výšce sněhové pokrývky.

Na družicové systémy je v současné době směřována hlavní pozornost ve vývoji prostředků DPZ a představují nejperspektivnější oblast jeho dalšího vývoje. Výskyt sněhové pokrývky je snadno detekovatelný v celé řadě spektrálních pásem. Pro získávání údajů o sněhové pokrývce je ale využití satelitních pozorování stále omezené, zejména co se týče přesnosti a prostorového rozlišení. Obecně je pro měření těchto parametrů využívána viditelná část spektra s blízkým infra-červeným zářením a dále mikrovlnné pásmo. Použití družicových snímků je testováno např. pro horská povodí Alp, kde se zdá, že při korekci dat kalibrací s pozemním měřením, je možné dosáhnout rozumné přesnosti při určování vodní hodnoty (Ranzi et al., 1998).

2.6.3 Prostorové vyhodnocení bodových měření sněhové pokrývky

Pro interpolaci a extrapolaci dat, která mají většinou charakter bodových měření, je v současné době nejvíce využíváno aplikací v prostředí geografických informačních systémů (GIS). Interpolace obecně představují aplikaci algoritmu váženého průměru pro odhad hodnot zájmové veličiny v okolí známých (naměřených) hodnot. Jednotlivé interpolační techniky se liší právě použitím různých váhových faktorů. Mezi základní metody používané při analýzách v prostředí GIS patří například:

- **IDW** (Inverse Distance Weighted) – při výpočtu je použit vážený průměr. V základní podobě jde o exaktní interpolační metodu.
- **Spline** – metoda minimální křivosti – metoda využívá kubických funkcí pro tvorbu interpolačních křivek. Jednotlivé křivky tvořící úseky mezi body jsou interpolovány zvlášť.
- **Kriging** – patří mezi tzv. geostatistické metody. Váha je počítána podle funkce – variogramu, který je v základní podobě lineární. Metoda krigování nabízí ve většině GIS softwarů možnost nastavení řady parametrů.

Výhodou interpolace v prostředí GIS je možnost snadné implementace vlivu dalších faktorů na interpolovanou veličinu. Pomocí rastrových výpočtů tak lze např. zohlednit vliv nadmořské výšky apod.

2.6.4 Modelování odtoku z tajícího sněhu

V poslední době je modelování odtoku ze sněhové pokrývky věnována, vzhledem k navyšování frekvence povodní z tání sněhu, významná pozornost nejen v zahraničí, ale i v Česku. Množství sněhu akumulovaného během zimního období do jisté míry předurčuje charakter odtoku během jarního procesu jeho tání. V zahraničí začala udávat současný směr výzkumu práce Obleda a Rosseho (1977), kteří vytvořili vlastní hydrologický model odtoku z tajícího sněhu. Tento model byl testován v severní části francouzských Alp jak na volných, tak na zalesněných povodích. Testováním různých matematických modelů tání sněhové pokrývky se zabývali Stähli a Jansson (1998), Fernández (1998) analyzoval různé metody založené na energetické bilanci. Essery (2003) testoval ve vysokohorském prostředí distribuovaný model MOSES, přičemž poukazuje na nutnost zahrnutí vlivu nadmořské výšky a vegetace. Testováním modelu WaSIM-ETH na zaledněném alpském povodí se věnoval Verbunt et al. (2003). Uvedený model používá metodu teplotního indexu se zahrnutím sluneční radiace. Pro výpočet akumulace a tání sněhové pokrývky je často používána metoda teplotního indexu v celé řadě variant (Ohmura, 2001; Hock, 2003). Weigert a Schmidt (2005) poukázali na problém infiltrace vody při zmrzlé půdě za použití modelu EROSION 3D.

Také v ČR má modelování odtoku ze sněhové pokrývky dlouholetou tradici. Základní přehled o problematice tání sněhu (včetně s-o modelování) podává Zezulák a Krejčí (2001). Blažková (1994) aplikovala v experimentálních povodích Jizerských hor model HBV-ETH. Modelování odtoku z tajícího sněhu v povodí horního Hronu pomocí modelu HBV se věnovala Hrušková (2006). Aktuální intenzivní výzkum na Slovensku dokumentují ve svém příspěvku Holko a Kostka (2007). V České republice se výzkum a výstupy podřizují především potřebám operativní hydrologie. Sněhová měření se stala standardní součástí aplikované hydrologie (Daňhelka a Řičicová, 2005; Hančarová, 2006; Kašpárek, 2006).

V rámci modelování odtoku ze sněhové pokrývky lze rozlišit dva základní okruhy metod:

- metody založené na energetické bilanci (*energy balance methods*)
- metoda indexů (*degree-day methods*)

Metody založené na energetické bilanci představují fyzikální přístup k modelování odtoku ze sněhu a sledují a kvantifikují toky na rozhraní atmosféra – sníh – půda. Energetickou bilanci lze popsat rovnicí (1).

$$Q_m = Q_{nr} + Q_h + Q_e + Q_p + Q_g + Q_q \quad (1)$$

kde Q_m je saldo energie dostupné na tání sněhu ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), Q_{nr} je radiační bilance, Q_h a Q_e je latentní a turbulentní teplo na rozhraní sníh – atmosféra, Q_p je teplo dodané srážkami, Q_g je teplo dodané půdou a Q_q je změna tepla uvnitř sněhové pokrývky (vše v $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$; Jeníček, 2009). Podle Singha a Singha (2001) je možné spočítat objem vody z tajícího sněhu podle rovnice (2).

$$M = 0,0031 \cdot Q_m \quad (2)$$

Vzhledem ke značné složitosti určení jednotlivých členů rovnice energetické bilance se často používá tzv. **metody indexů**. Ta využívá spojitosti mezi táním sněhu a snadno dostupnou veličinou, která má vztah k energetické bilanci (teplota vzduchu, srážky). Nejrozšířenější metodou je metoda teplotního indexu (*temperature index method*). Indexem je v tomto případě teplota vzduchu a úbytek vodní hodnoty sněhové pokrývky M ($\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$) je počítán podle rovnice (3).

$$M = a \cdot (T - T_c) \quad (3)$$

kde a ($\text{mm}\cdot\text{°C}^{-1}\cdot\text{d}^{-1}$) udává úbytek vodní hodnoty sněhu za den způsobený změnou teploty vzduchu T o 1 °C oproti kritické hodnotě T_c , při které začíná proces tání. T je průměrná teplota vzduchu. Hodnota T_c se pohybuje mezi $0 - 2\text{ °C}$. Hodnota teplotního faktoru není stálá a mění se v závislosti na fyzikálních vlastnostech sněhu nebo na globální radiaci (je tedy závislá například na vegetačním krytu). Hodnoty se pohybují v rozmezí $1 - 7\text{ mm}\cdot\text{°C}^{-1}\cdot\text{d}^{-1}$ (Jeníček, 2009). Existují různé modifikace, kromě teploty je možné zohlednit radiaci (Beven, 2001).

2.7 EXTRÉMNI HYDRO-METEOROLOGICKÉ JEVY

Klimatická změna a její důsledky pro jednotlivé geosféry včetně vodních zdrojů představuje v posledních letech v souvislosti s výskytem katastrofálních povodní a extrémně suchých období stále diskutovanější téma. Zvyšující se frekvence hydrologických extrémů, ať už se jedná o regionální či bleskové povodně nebo suché periody, vyžaduje naléhavou potřebu řešení širokého komplexu otázek protipovodňové ochrany a opatření ke zvýšení vodnosti v periodách minimálních průtoků. Problematice ochrany před povodněmi je však vzhledem k častějším projevům a intenzivnějším důsledkům pro území ČR věnováno v rámci výzkumu mnohem více prostoru. Klimatická změna má ovšem za následek stále častější projevy extremity opačného charakteru.

Existuje řada scénářů vývoje klimatu do budoucnosti. Na čem se vědci shodují, je fakt, že hydrologický cyklus bude intenzivnější a rychlejší. Vyšší teploty mají za následek rychlejší odpařování vody z půdy a vodních ploch a urychlují transpiraci rostlin, tím roste obsah vodní páry v atmosféře. Větší vlhkost vzduchu vede k intenzivnějším lokálním srážkám a jejich nerovnoměrnému rozložení v prostoru i čase. Zvyšuje se tak počet přívalových dešťů způsobujících povodně. Snižování vlhkosti půdy a zvýšená evapotranspirace pak vede k vysychání půdy a spolu s nerovnoměrným přísunem srážek způsobuje sucho. Se zvýšením globální teploty souvisí oteplení hladiny moří, odkud se odvíjí možná změna atmosférické cirkulace a režimu srážek v ročním cyklu. Ovlivněna budou povodí se sněhovým režimem, kde se následkem zvýšení teploty posune tání do zimního období, tím se zvýší odtok v zimě, ale celkově se sníží dotace podzemních vod v jarním období. Zvýšením letních teplot se případné sucho může ještě prohloubit. Podle IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change; Bates et al., 2008) je vliv člověka na klimatickou změnu hodnocen jako pravděpodobný, o což se opírají i další studie. Shodují se ale na tom, že je těžké oddělit vliv změny klimatu na frekvenci hydrologických extrémů od dalších lidských zásahů do krajiny, jako je odčerpávání vody nebo

změna vegetačního pokryvu. Není možné ani vyloučit, že změny ve vodním režimu jsou v rámci přirozené variability klimatu, zejména ve vztahu k relativně krátké době pozorování. Odezvy jednotlivých povodí také nelze generalizovat, ale je třeba přihlídnout k lokálním podmínkám.

Změny teplot a chodu srážek nelze aplikovat plošně. IPCC (Bates et al., 2008) předpokládá, že globálně poroste výpar i množství srážek, ale v různých částech světa budou mít změny odlišné dopady. Srážky budou narůstat v rovníkových oblastech a ve vysokých zeměpisných šířkách a sníží se v subtropických regionech. V mírných šířkách je předpokládán nárůst srážek v zimním období a jejich pokles v létě. Roční odtok poroste na většině území Severní Ameriky a vysokých zeměpisných šířkách, pokles je předpokládán v západní Africe a jižní Evropě (Bates et al., 2008). V Evropě se srážkové úhrny zvýší v severní části, kdežto v jižní Evropě klesnou až o 10 %. Růst teplot, a tím pádem větší evapotranspirace, se předpokládá nad celým kontinentem (Estrela et al., 2001).

Ze studie ČHMÚ (2007) a výzkumné zprávy ČHMÚ et al. (2011) rovněž vyplývá, že je růst globální průměrné teploty v posledních desetiletích prokázán s vyšší jistotou než dříve. Většina tohoto nárůstu je velmi pravděpodobně vyvolána pozorovanou zvýšenou koncentrací skleníkových plynů, přičemž spolehlivost tohoto tvrzení je vyšší než 90 %. To představuje výrazný posun od předchozí zprávy IPCC z roku 2001, ve které byla tato spolehlivost hodnocena jako významně nižší (pouze 67 %). Zvýšené koncentrace antropogenní části skleníkových plynů přímo souvisí s vlivem člověka, nelze však ani z upřesněné spolehlivosti výsledků vyvozovat žádné kvantitativní stanovení podílu člověka na globálním oteplování a následné klimatické změně. Je však třeba konstatovat, že podíl člověka existuje prakticky s jistotou, a nelze jej podceňovat. Zjevný vliv lidské činnosti se rozšiřuje i na další aspekty klimatu, včetně teplotních extrémů a charakteru atmosférické cirkulace. Řada dlouhodobých změn v charakteru klimatu byla pozorována v měřítku kontinentů, ale i jednotlivých regionů. Mezi pozorované jevy patří extremita srážkových úhrnů a atmosférické cirkulace a změny aspektů extrémních povětrnostních jevů, jako je sucho, intenzivní srážky, vlny veder, intenzita tropických cyklon, aj. Stejný trend má pokračovat i v průběhu 21. století a následné změny klimatického systému budou velmi pravděpodobně větší než změny pozorované ve století dvacátém. Odhad dalšího vývoje je založen na numerických modelech a je výsledkem simulací řešení pro různé scénáře popisující s-e výhledy globálního světa (emisní scénáře IPCC SRES). Kvantitativně vzato, projevy změn klimatického systému se budou i nadále v jednotlivých částech světa různit, a nevyhne se jim samozřejmě ani Česko. Podrobnou analýzou teplotních řad lze doložit, že růst průměrné teploty v posledních desetiletích je statisticky významný. Poloha ČR ve středu Evropy a na rozhraní zřetelně odlišných oblastí zatím značně komplikuje jednoznačnější odhady budoucího klimatu v našich podmínkách (např. zřetelná rozdílnost charakteru posledních zimních období). Důsledkem proto bude i stále větší proměnlivost počasí v jednotlivých letech či obdobích roku a vyšší pravděpodobnost výskytu jeho extrémních projevů včetně všech důsledků, které s tím souvisí. Právě proto je nutné se daleko více soustředit na rozvoj regionálních modelů klimatu s důrazem na podrobnější popis terénních vlivů, než umožňují modely globální. Stoupá tedy důležitost predikce založené na analýze výsledků přímých měření a na výstupech předpovědních modelů. Rozhodně rovněž stoupá

důležitost přesnosti jednotlivých vstupních dat.

Rozvoji klimatických modelů musí sekundovat i rozvoj modelů hydrologických. Současný vývoj v této oblasti dokládá aktuálnost řešených témat. Matematický model s-o procesu představuje zjednodušený kvantitativní vztah mezi vstupními a výstupními veličinami hydrologického systému. Ten je definován jako systém převážně fyzikálních procesů působících na vstupní proměnné, které pak transformuje ve výstupní veličiny. Hydrologické modelování jako nástroj hodnocení průběhu povodní používá v zájmovém území např. Jeníček (2009). Ke smysluplnému využití modelovacích technik je ovšem nutné získat vstupní data, jejichž korektnost je pro jednotlivé analýzy klíčová. Samozřejmě je nutné v rámci modelování kalkulovat s nejistotami a kriticky je hodnotit.

Měřením a základním zpracováním charakteristik atmosféry a udržováním databáze historických měření v zájmovém území povodí horní Otavy se dlouhodobě zabývá ČHMÚ a další zainteresované instituce. Námi získaná data mohou významně pomoci doplnění existujících databází o relevantní údaje. Spolupráce na platformě datové již několik let úspěšně probíhá.

2.7.1 Povodňové události

Povodně znamenaly pro naše území od nepaměti velmi významné ohrožení. Efektivní ochrana sídel a majetku před jejich projevy představuje jeden ze základních úkolů současné hydrologie a vodního hospodářství (Hladný et al., 2005). Objasněním jejich mechanismu se dlouhodobě zabývá mnoho výzkumných institucí včetně PřF UK v Praze (Langhammer, 2007, 2008, 2009; Kubát, 2002). Krajinné změny, významný faktor ovlivňující průběh povodní a jejich důsledky v zájmovém území povodí Otavy, jsou předmětem výzkumu Langhammera a Vilímka (2008). Pohledy na protipovodňovou ochranu se v průběhu staletí vyvíjely a stále vyvíjejí v reakci na rozvoj poznatků o procesech probíhajících v přírodě, na základě zkušenosti s extrémními povodněmi a také v důsledku zlepšujících se technologických možností umožňujících kvantifikovat vliv nejrůznějších opatření. Dříve uplatňovaný centralizovaný přístup k protipovodňové ochraně spočívající v realizaci izolovaných strukturálních opatření převážně technického rázu byl nahrazen tzv. integrovanou protipovodňovou ochranou (Langhammer et al., 2008; Dumbrovský et al., 2006). Hlavním rysem tohoto přístupu je komplexní řešení protipovodňové ochrany v rámci celého povodí namísto izolovaných opatření (Drbal et al., 2007). Jednotlivá opatření jsou integrována v krajině (Schulte et al., 2007). Uvedený přístup plní také funkci ekologickou a opírá se o platnou legislativu Evropské Unie a České republiky.

V zemích, jako je Česko, se tedy vyplatí investice do systému protipovodňové ochrany, která zahrnuje jak pasivní protipovodňovou ochranu a předběžná, v delším časovém horizontu uskutečnitelná preventivní protipovodňová opatření, tak ochranu aktivní, která probíhá v průběhu povodňových událostí.

2.7.2 Hydrologické sucho

V posledních letech lze vysledovat v rámci roku vyšší frekvenci suchých období, jejichž výskyt je z regionálního hlediska vázán na oblasti predisponované svými f-g či antropogenně podmíněnými faktory. Vzhledem k tomuto faktu je třeba se v budoucnu velmi pečlivě zabývat rovněž otázkou hydrologického sucha, jeho projevy a možnostmi jeho eliminace na našem území. Protože je naše země jakousi střechou Evropy, je klíčové řešit tento problém postupným zvyšováním retenční schopnosti naší krajiny. Vyrovňování odtoku tak musí souviset s využitím netradičních postupů jakožto vhodných doplňků klasických inženýrských metod (stavba přehradních nádrží, úpravy koryt toků, výstavba ochranných hrází). Postupné zvyšování retenční kapacity povodí vodních toků by mělo být zákonitou součástí těchto opatření. K tomu, abychom se mohli efektivně přizpůsobit nastávajícím suchým obdobím prostřednictvím rozmanitých postupů souvisejících se současným i budoucím využíváním krajiny, je potřeba v prvé řadě detailně pochopit a objasnit proces formování minimálních odtokových epizod a pokusit se je korektně analyzovat a regionálně popsat. Dosavadní poznatky o hydrologickém suchu shrnuje Tallaksen et al. (2004). Podrobnou rešerši dostupné literatury zabývající se hydrologickým suchem přináší práce Šachové (2010). Vývojem nedostatkových objemů a průměrných a malých průtoků v ČR, vč. zájmové oblasti, se zabýval Fiala (2011), Fiala et al. (2010) či Novický et al. (2008).

2.8 RETENCE VODY V KRAJINĚ

Ve spolupráci s Národním klimatickým programem ČR, sdružujícím nejvýznamnější národní výzkumné a akademické instituce v Česku, je třeba se zaměřit na integrovaný výzkum dopadů změn regionálního klimatu na nejvíce zranitelné sektory, kterými jsou zejména odvětví hydrologie a vodního hospodářství, a dále navazující sektory zemědělství a lesnictví (ČHMÚ et al., 2011). Z této spolupráce budou vycházet i další záměry v konkrétních oblastech. Ty budou zaměřeny převážně na zkvalitnění systémů měření, pozorování změn regionálního klimatu a hydrologických poměrů dotčených území a na zpracování datových souborů. Snižování emisí může být procesem dlouhodobým, jistějším a často nákladnějším. Vhodná volba adaptačních opatření a postupné snižování rizik dopadů změn může přinést výsledky i dříve, byť nemusí jít vždy o řešení dlouhodobá (Bates et al., 2008).

S rostoucí hustotou zalidnění na českém území byly osídleny i nevhodné lokality podél říčních toků a tlak na vodní zdroje je neustále zvyšován. Následky povodní vedly k opatřením jako zpevňování říčních koryt, zvětšování kapacit průtočných profilů, které měly vodu za povodní co nejrychleji odvést. Tato opatření ale způsobují rychlé odvodnění krajiny a nedostatečnou dotaci podzemních zdrojů. Nyní se tyto přístupy přehodnocují a jako vhodnější se volí přirozený rozliv v říční nivě a zvyšování retenční kapacity povodí. Preventivní opatření by měla být systematickou činností, nikoliv jednorázovým řešením akutního problému. Neschopnost prosadit plynulý rozvoj prevence v relativních obdobích klidu mezi odtokovými extrémy, činí systém eliminace negativních dopadů málo efektivní (Hladný, 2009).

2.8.1 Retenční potenciál pramenných oblastí

Jak již bylo několikrát zmíněno, klíčovým prostředkem širokého komplexu protipovodňových opatření a současně i prostředkem řešení problému sucha je postupné zvyšování retenčního potenciálu krajiny. Realizace tzv. integrované ochrany před hydrologickými extrémy, která se může uplatnit především v horních a středních částech povodí, spočívá v četných postupech souvisejících se zpomalováním odtoku a zvyšováním retence vody v území.

V tzv. pasivní protipovodňové ochraně mají značný význam některá velkoplošná ekologická opatření, která zpomalují proces povrchového odtoku a přispívají ke zvýšení retence krajiny. Jedná se např. o nástroje protierozní ochrany zemědělské půdy, postupnou změnu struktury využití půdy směrem k trvalým porostům (nahrazování orné půdy loukami a pastvinami, vysazování rychle rostoucích dřevin), zvyšování podílu lesů charakteristických pro daný krajinný typ (např. nahrazování smrkových monokultur lesem smíšeným). V podmínkách povodí horní Otavy se jedná především o postupy související se zdravotním stavem lesních porostů či s revitalizačními opatřeními zdejších vrchovištních komplexů. I když mají jednotlivá řešení v horní, střední či dolní části povodí svá specifika z hlediska volby opatření i jejich důsledků v protipovodňové ochraně, je třeba vždy uvažovat o povodí jako celku a nepreferovat lokální ani regionální zájmy. V rámci navrhovaných postupů je třeba zabývat se nejen opatřeními na středních a dolních tocích řek (převážně na území vymezeném maximální záplavou ze srpna roku 2002), ale i opatřeními realizovatelnými v pramenných oblastech řek, tedy v územích, kde se významné hydrologické situace formují a kde se vytvářejí podmínky pro míru jejich budoucí extremity. Pochopení specifík tvorby odtoku v konkrétních územích je proto klíčovou podmínkou.

2.8.2 Někdejší akumulční nádrže

Klauzy, lidově nazývané „švele“ (něm. Schwelle), jsou uměle vybudované nádrže, které se používaly v 19. století pro potřeby plavení dřeva ve Vchynicko-tetovském kanále (obr. 7). Jednalo se o propracovaný systém akumulčních nádrží (obr. 8 a 9), z nichž byla v jarních měsících odpouštěna voda za účelem zvýšení hladiny vody v plavebním kanále. Regulovaný průtok na nádržích přispíval k prodloužení doby plavení dříví o několik dní. V období existence vojenského pásma však byly částečně zničeny a dnes se již nevyužívají. V krajině můžeme vidět pouze torza některých hrází (obr. 9), zbylé splývají s krajinou a jsou těžko identifikovatelné. V povodí Vydry nad obcí Modrava jich bylo osm, přičemž největší z nich se nacházely na Černoorském potoce a v lokalitě pod Březníkem (obr. 8). Běl et al. (2001) uvádějí ve svém díle přibližné odhady objemu těchto nádrží (viz tab. 1). Na základě dosavadních výstupů z vyměřování potenciálního objemu akumulčních prostor lze usoudit, že byly tyto odhady do značné míry nepřesné (viz kap. 4.6).

Přesné datum vzniku nádrží není známo. První mapy se zakreslenými nádržemi byly vytvořeny v rámci Porostních map Polesí z 19. století (Velkostatek Prášily – Dlouhá Ves, polesí: Filipova Huť, Modrava, Rokytská slat', Schätzüv les, Nová studnice, Pürstling (Březník); obr. 10). Studium podkladů se zabývala např. Leipelová (2010). Informace byly čerpány rovněž ze

sbírky „Schwarzenberská lesní zřizovací kancelář Hluboká nad Vltavou“ z let 1853-1949 uložené ve Státním oblastním archivu v Třeboni, pracoviště Český Krumlov (Černý, Zahálková, 2009). Fond obsahuje důležité spisové, knižní a mapové podklady především pro poznání vývoje lesnictví na celém bývalém schwarzenberském majetku v Čechách i v zahraničí.



Obr. 7 Stahování dříví na saních (Landa, 2003; vlevo) a jeho plavení ve Vchynicko-tetovském kanále (zdroj: expozice „Šumavská energie“ na elektrárně Vydra; vpravo) na dobových fotografiích



Obr. 8 Schéma rozmístění původních klauz v povodí Vydry (zdroj: Běl, Barták, Ettler, 2001)

Tab. 1 Akumulační nádrže a jejich potenciální objem vody (zdroj: Běl, Barták, Ettler, 2001)

	<i>název</i>	<i>objem vody (m³)</i>
1	Javoří	16 000
2	Rokytka	18 000
3	Roklanská	14 000
4	Novohuťská	15 000
5	Studená	3 000
6	Březník	21 000
7	Ptačí	1 000
8	Černohorská	22 000

**Obr. 9** Funkční klauza z 19. století v lokalitě Roklanská hájenka v horní části povodí Roklanského potoka na dobové fotografii (nahore) a její protržená hráz v současnosti (dole; foto: autor)



Obr. 10 Porostní mapy Polesí z 19. století (Velkostatek Prášily–Dlouhá Ves, revír Pürstling, 1893) se zakreslenými klauzami (Schwelle): nahoře - Rokytecká klauza, dole – Roklanská klauza (zdroj: Státní oblastní archiv Třeboň, pracoviště Český Krumlov; upraveno)

2.8.3 Adaptační opatření pro snížení extrémních hydrologických jevů

Adaptační opatření vedoucí k předcházení a zmenšení negativních dopadů změn klimatu jsou založena buď na zmenšování požadavků (na vodní zdroje, zábor půdy, apod.) nebo zmenšování účinků (kompenzace nedostatku vodních zdrojů, protipovodňová opatření). Na evropské úrovni byla vypracována řada více či méně podrobných katalogizací možných adaptačních opatření. Nicméně ne všechna z nich jsou vhodná a aplikovatelná na území ČR. V rámci projektu ČHMÚ et al. (2011) byl proto vypracován přehled zásadních adaptačních opatření, jež je možno v našich podmínkách uvažovat. Dle této studie jsou to zejména: opatření v krajině – organizační (např. podpora zalesnění a zatravnění), agrotechnická a biotechnická; opatření na tocích a v nivě – revitalizace toků, uvolnění nivy pro rozlivy; opatření v urbanizovaných územích; obnova starých či zřízení nových vodních nádrží; zefektivnění hospodaření s vodními zdroji; zmenšení spotřeby vody; dokonalejší čištění odpadních vod.

Mezi preventivní opatření proti hydrologickým extrémům řadíme technická neboli strukturální opatření, stále více se však v rámci snahy o trvale udržitelný rozvoj začíná mluvit o přírodě blízkých opatřeních, která mají zadržet více vody v přírodním prostředí. To je podmíněno hydrologickou retenční schopností krajiny a jejich jednotlivých složek. Patří sem zachování či zvýšení retenční kapacity půdy a její infiltrační schopnosti, zvýšení rozlohy lesních a lučních porostů oproti plochám orné půdy, ponechání či obnovení lužních lesů a opatření v údolních nivách či úprava hospodaření na orné půdě. Tato opatření rovněž přispívají ke snížení eroze a transportu splavenin. Nutno dodat, že jednotlivá opatření jsou více či méně vhodná pro různé typy extremít a pro různé kulminační či nedostatkové průtoky. Neměli bychom je podceňovat, jelikož tvoří významnou skupinu opatření pasivní protipovodňové ochrany. Rovněž by však jejich účinky neměly být přeceňovány, protože pomocí nich lze eliminovat účinky negativních hydrologických projevů řádově v procentech. Navíc se stále vedou dohady o vhodnosti implementace jednotlivých opatření. To, jaké opatření bude realizováno, závisí na charakteristikách krajiny v povodí, a velice často hrají význam také rozdílné zájmy jednotlivých skupin, ať již jde o vodohospodáře, lesní inženýry, ekologicky zaměřené skupiny, zemědělce, orgány státní správy, či obyvatelstvo žijící v daném území. Roli samozřejmě hrají i rozdílné finanční náklady pro rozdílná opatření.

Při realizaci veškerých sanačních opatření je třeba brát v úvahu, že povodňové události jsou přirozenou součástí říční dynamiky a plná protipovodňová ochrana není možná, a to zejména při mimořádných situacích (Hladný, 2007). Měli bychom tedy vypracovat nikoliv plnou, ale stupňovitou protipovodňovou ochranu, která bude v jednotlivých povodích a jejich dílčích částech zapracována do místních, územních, resp. oblastních plánů rozvoje. V nich je třeba vyznačit plochy, které budou ohroženy, bude-li určitý stupeň protipovodňové ochrany překonán. To je zvláště důležité z hlediska informování obyvatelstva, ale i výrobního sektoru. Jakákoliv sanační opatření by měla sloužit minimálně k zachování nebo zlepšení současné říční dynamiky. Při jejich volbě je pak vhodné co nejméně měnit existující přírodní podmínky. Jednotlivá protipovodňová opatření jsou rozpracována v rámci tří hlavních směrů protipovodňové ochrany: pasivní protipovodňová ochrana, výstavba ochranných hrází, výstavba a obnova malých retenčních nádrží (především obnova klauzů a výstavba suchých poldrů). V rámci pasivní ochrany se jedná o opatření a zásahy, které co nejvíce přispívají k zachování přirozené retence krajiny. Z celé řady možností, které se nabízejí, je nutné splňovat zejména následující podmínky (Janský, 2006): 1) ponechat říční nivy v nejvyšší možné míře jejich přírodnímu vývoji a pohlížet na ně především jako na přirozené zátopové území, 2) eventuální využití zátopových území musí brát v úvahu povodňové události, 3) sídelní a výrobní prostory často ohrožované povodněmi by měly být přemístěny do bezpečnějších částí zátopového území, nebo z něj zcela odstraněny, 4) využití zátopového území pro jakékoli stavební a hospodářské aktivity omezit úpravou existující legislativy – např. Stavebního zákona, resp. respektovat nařízení již existující (např. v ustanoveních Vodního zákona), 5) řádně udržovat zásobní prostory existujících rybníků či rybníčních soustav, případně uvážit obnovu některých rybníků zaniklých. Dílčím způsobem, jak řešit problémy s nedostatkem vody, jsou opatření, která podporují přirozenou retenci vody v krajině jako revitalizace toků a niv, rašelinišť a jiných mokřadů, protierozní meze a průlehy (Dobrovský, Franková, 2009).

Vodohospodářský management povodí vyžaduje komplexní a široké pojetí. To vyplývá i z výsledků studie koncepčního řešení protipovodňové ochrany na Opavě (MŽP ČR, 2008; Mana, 2007). Podobné projekty byly řešeny i v jiných povodích, např. v povodí Loučky (Dumbrovský et al., 2006), Orlice (Řehák, Svatoš, 2006) nebo na dolní Moravě (Szolgay, Danáčová, 2007). Mezi zahraniční studie s využitím obdobného přístupu patří studie Quinna et al. (2001). Cílem tohoto výzkumu, provedeného v Kalifornii, byla v první řadě snaha o přizpůsobení managementu povodí měnícím se klimatickým podmínkám, především předpokládanému zvýšení četnosti extrémních klimatických a hydrologických jevů. Dílčími aspekty studie byla kvalita vody, zásobování pitnou vodou, či funkce ekosystémů. Vznikl tak systém podpory rozhodování (DSS, Decision Support Systems), který je schopný odhadnout míru zranitelnosti ekologické a vodohospodářské funkce povodí v závislosti na klimatických změnách a zároveň formulovat kroky potřebné pro zmírnění jejich dopadů.

Z ekologického hlediska, ale často i z hlediska hospodářského, jsou tato opatření většinou velmi účinná. V protipovodňové ochraně a ochraně před hydrologicky suchými periodami se uplatňují zejména existující retenční prostory. Ty je třeba nejen zachovat, ale v mnoha případech obnovit, což platí zejména pro revitalizaci mokřadů či obnovu a realizaci retenčních prostor. Zmíněná opatření pasivní protipovodňové ochrany mohou být ovšem účinná jen tehdy, budou-li ve vzájemném souladu s vodohospodářskými a ekologickými legislativními normami.

2.8.3.1 Koncept integrované ochrany před hydrologickými extrémy

Otázce kvantitativního odhadu vlivu opatření v rámci integrované protipovodňové ochrany na povodňový režim a postupů, které lze realizovat v souvislosti s problémem řešení sucha, se v současné době věnuje velké množství autorů. V uplynulých desetiletích převažující centralizovaný přístup je v dnešní době postupně nahrazován pojetím decentralizovaným. To spočívá ve vytváření systému menších opatření, které jsou implementovány v celé ploše povodí a integrovány v krajině. Jedná se o optimální využití ploch, vhodné agrotechnické postupy, výstavba či obnova malých vodních nádrží apod. Uvedený přístup plní i funkci ekologickou a opírá se o platnou legislativu vycházející ze Směrnice Evropského parlamentu a rady 2000/60/ES ustavující rámec pro činnost Společenství v oblasti vodní politiky (MŽP ČR, 2009a) a na ní navazující opatření, např. Zákon č. 254/2001 Sb. o vodách a Vyhláška č. 142/2005 Sb. o plánování v oblasti vod. Celoevropská diskuse, která byla zesílena po extrémních povodních v nedávných letech, vyústila v sestavení a přijetí Směrnice Evropského parlamentu a rady 2007/60/ES o vyhodnocování a zvládnutí povodňových rizik, jejímž cílem je „snížit nepříznivé účinky na lidské zdraví, životní prostředí, kulturní dědictví a hospodářskou činnost, které souvisejí s povodněmi ve společenství“ (MŽP ČR, 2009b). Směrnice ukládá členským státům předběžné vyhodnocení povodňových rizik pro každou oblast povodí a vytvoření map povodňového nebezpečí a map povodňových rizik a vypracování plánů pro zvládnutí povodňových rizik. Ty se mají soustředit především na prevenci (včetně systémů předpovědi a varovných systémů) a mohou zahrnovat také podporu udržitelného využívání území, zlepšení retence vody v krajině a kontrolované zaplavení oblastí v případě výskytu povodně.

Ačkoliv je integrovaná protipovodňová ochrana (IPPO) do velké míry zakotvena v současné legislativě EU a ČR, její přesná definice je obtížná. Jednotliví autoři (např. Dumbrovský et al., 2006; Assmann, 1999; Langhammer, 2008) uvádějí konkrétní studie na vybraných povodích, ve kterých volně formulují obecné zásady IPPO doplněné o přehled navrhovaných nebo realizovaných opatření. Z uvedených studií vyplývá obecný rys IPPO, tedy že je realizována v kontextu celého sledovaného povodí kombinací klasických strukturálních (technických) opatření a tzv. „měkkých“ opatření, která lze označit jako přírodě blízká, a která jsou realizována v ploše celého povodí. Z uvedených i dalších studií (např. Szolgay, Danáčová, 2007; Řehák a Svatoš, 2006; Šnebergerová, Fošumpaur, 2007), které se zabývaly návrhem IPPO v různých povodí Česka a Slovenska (Opava, Orlice a Třebůvka, Loučka, dolní Morava), se jako nejčastější řešení uplatňuje výstavba suchých poldrů v údolních nivách, která je doplněna o přírodě blízká opatření ve smyslu změn využití půdy, úprav koryt nebo zlepšení agrotechnických postupů (Jeníček, 2009). Ochrana před důsledky hydrologicky suchých period bylo v minulosti věnováno v našich podmínkách mnohem méně prostoru a tato otázka i z tohoto důvodu vyžaduje mnohem důraznější řešení v rámci aplikovaného výzkumu v konkrétních územích.

2.8.3.2 Suché retenční nádrže

Vzhledem k exponovanosti zájmového území povodí horní Otavy a jeho přísné ochraně z hlediska ekologického je seznam adaptačních opatření pro eliminaci hydrologických extrémů nepřilíš široký. Mezi efektivní, a přitom přírodě blízká, opatření patří tzv. suché retenční nádrže. Jejich významem jako prvku protipovodňové ochrany se v podobných f-g podmínkách zabýval např. Jamitzky (2006) nebo Schulte et al. (2012). V povodí horní Flöhy (Flájský potok) po závěrový profil Olbernhau byla představena studie, jejímž cílem bylo navrhnout přírodě blízká opatření, která by díky zvýšení retenčního potenciálu krajiny mohla snížit odtokovou odezvu na extrémní povodně. V rámci studie byl vytvořen katalog protipovodňových opatření pro konkrétní území a přesná kvantifikace jejich možného vlivu na povodně. Výsledkem bylo rovněž zohlednění různých variant realizace navržených opatření s variantní dobou opakování kulminačního průtoku. Podobná studie by mohla být vypracována i v podmínkách české části Šumavy.

Uvedené postupy lze podle Schulte et al. (2007) kombinovat v závislosti na konkrétních hydrologických a geomorfologických podmínkách v povodí. K ověření účinnosti opatření je možné využít hydrologické modelování společně s analýzami v prostředí GIS a DPZ, monitoringem hydrologických a klimatologických veličin, geodetickými měřeními nebo hydroekologickým monitoringem (Jeníček, 2009). Četné studie (Drbal et al., 2007; MŽP ČR, 2008) ukazují na omezenou schopnost pro snížení kulminačních průtoků extrémních povodní. Účinnost suchých nádrží je determinována především jejich kapacitou a systémem řízení. Představují jakýsi kompromis mezi klasickými strukturálními a „měkkými“ opatřeními.

3 MATERIÁL A METODY

V následující kapitole jsou detailně popsána podkladová data a metodické postupy, které byly využity při řešení jednotlivých úkolů vedoucích k zodpovězení hlavních cílů práce. Kapitola je rozdělena do několika částí, ve kterých jsou postupně popsány jednotlivé přístupy k řešení tématu. Po vymezení zájmového území včetně charakteristiky experimentálních povodí (detailnější popis je vždy součástí jednotlivých analýz) jsou popsány mapové podklady a použitý software. Následně je popsána metodika jednotlivých přístupů k hodnocení dílčích úkolů, metody sběru podkladových dat a jejich zpracování. Zmíněny jsou rovněž nejistoty spojené se získáváním dat a jejich analýzami.

3.1 CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ

Zájmové území bylo vybráno s ohledem na svoji unikátnost z hlediska řešené problematiky. Jeho výběr byl jednoznačný vzhledem k místním specifikům, jejichž vliv na hydrologický režim byl, a nadále je, jedním z dlouhodobých předmětů výzkumu na našem pracovišti. Úplně prvotním impulsem k nastolení hypotéz byla ovšem studie Ferdy, Hladného, Bubeníčkové a Peška (1971), která měla za cíl přispět k vyjasnění vzájemných vztahů mezi stupněm zrašelinění povodí a kvalitou vody v povrchových tocích a zjistit, zda znečišťování toků vodou z rašelinišť není tak veliké, aby znemožnilo výstavbu přehrady u Rejštejna, která se při vyloučení tohoto faktoru jevila vzhledem ke svým geomorfologickým poměrům jako nejefektivnější ze všech možných variant v této oblasti. Nosným tématem této studie byla tedy hydrologická funkce rašelinišť. Lokalizace studované oblasti je uvedena na obr. 11.

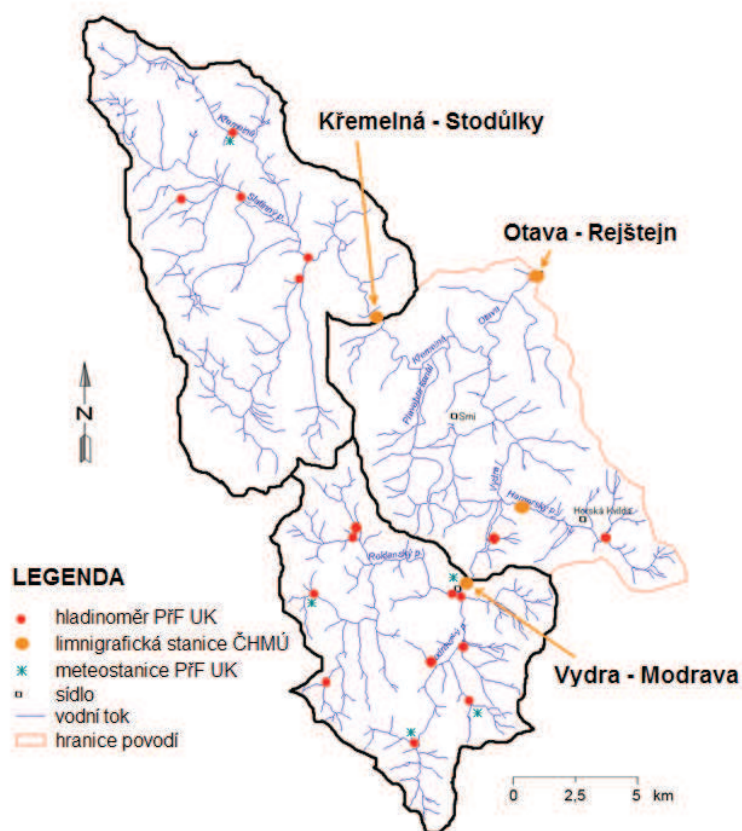


Obr. 11 Poloha zájmového území v rámci České republiky

3.1.1 Vymezení zájmového území

K zodpovězení hlavních otázek práce a objasnění specifik pro tvorbu odtoku v pramenných oblastech českých toků, vč. posouzení vlivu horských vrchovišť na režim odtoku, bylo jako zájmová oblast zvoleno horské povodí v pramenné oblasti Otavy. Vybrané území je naprosto optimální pro provedení detailních analýz vedoucích k pochopení procesu formování odtoku v nejexponovanějších částech ČR. Jednotlivé úkoly byly řešeny ve dvou velikostních měřítcích,

a sice na úrovni dvou hlavních zdrojnic Otavy, Vydry a Křemelné, a především pak na úrovni vytipovaných modelových sub-povodí. Jeden z limitujících faktorů výzkumu představuje existence Národního parku Šumava (NPŠ) na značné části zájmového území. Za účelem posouzení retenčního potenciálu zdejší krajiny včetně jednotlivých zdrojnic je potřeba kvalifikovaně posoudit význam některých opatření, která vedení NPŠ v současné době provádí mimo jiné v souvislosti s hrazením původních melioračních kanálů horských vrchovišť. Vliv rašeliništních lokalit a dalších klíčových faktorů (vč. sněhových poměrů) na odtokový proces a další hydrografické a klimatické charakteristiky byl posuzován detailním porovnáním odtokových režimů v povodích s rozdílným poměrem zrašeliněných a rašeliništních půd. Povodí Vydry přitom reprezentuje oblast s velmi významným podílem zrašelinění, v povodí řeky Křemelné je výskyt těchto lokalit významně sporadičtější (37,2%, resp. 5,2% zastoupení zrašeliněných a rašeliništních půd; 15,7%, resp. 2,7% zastoupení rašelinných ložisek). Pod pojmem zrašelinění povodí se rozumí procentuální poměr rozlohy rašeliništních a zrašeliněných půd v povodí k jeho celkové výměře (Ferda a kol., 1971). Závěrovým profilem studovaného území je Otava-Rejštejn (1-1-08-01-040-01, plocha povodí 336,5 km² (GIS vrstvy VÚV), dlouhodobý průměrný průtok $Q_a=7,56 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (data ČHMÚ; obr. 12). Jednotlivá experimentální povodí jsou pro potřeby dílčích analýz a s přihlédnutím k řešené problematice popsána a charakterizována v rámci odpovídajících kapitol prezentujících výsledky jednotlivých úkolů (kap. 4).



Obr. 12 Vymezení studovaných povodí Vydry a Křemelné a lokalizace státních profilů ČHMÚ a automatických měřících stanic pro monitoring hydro-klimatických jevů v rámci pramenné oblasti Otavy (závěrový profil Otava - Rejštejn)

3.1.2 Charakter přírodních podmínek zájmového území

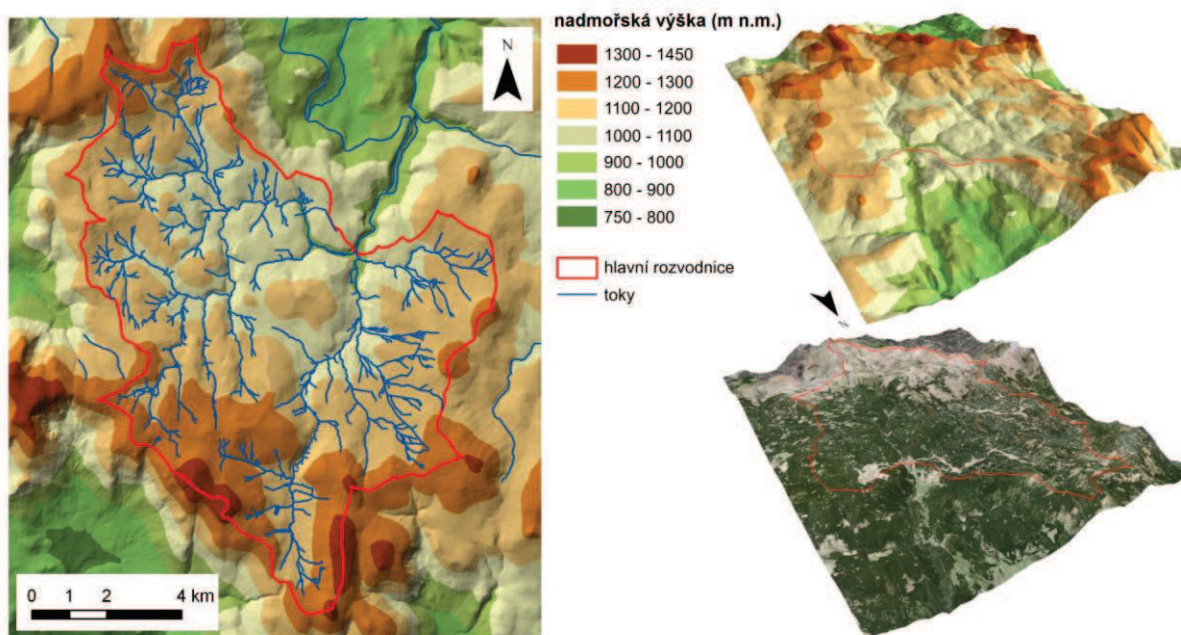
V kontextu výskytu extrémních hydrologických jevů na našem území bylo v posledních letech v tuzemsku publikováno velké množství článků. Využití těchto odborných pramenů má však jistá omezení. Velmi specifické f-g podmínky v rozličných oblastech Česka mohou značnou měrou ovlivňovat příčiny i průběh hydrologických extrémů, a proto je možné brát do úvahy pouze obecně platné zkušenosti a poznatky, nejlépe pak jen ty, které mají vztah k řešené problematice přímo v zájmovém území pramenné oblasti Otavy. Extrémní hydrologické jevy zpravidla vznikají jako důsledek působení výjimečného průběhu určitých přírodních procesů, které jsou ovlivněny geografickými podmínkami a rovněž činností člověka. Hlavní příčinou jejich extremity je nejčastěji výskyt abnormálních meteorologických situací a jimi vyvolaných jevů. V přírodních podmínkách ČR jsou hlavním činitelem, který rozhoduje o vodnosti toků, atmosférické srážky. Nepřímý vliv mají však i další klimatické faktory a celá řada f-g faktorů (Kříž, Kolečka, 1999).

Vybrané přírodní charakteristiky modelových povodí byly v prostředí GIS číselně vyjádřeny a následně využity jako vstupní data pro jednotlivé korelační analýzy jejich vlivu na dynamiku odtoku. Celkem bylo takto hodnoceno 23 f-g parametrů v každém experimentálním povodí (Čurda, 2009).

3.1.2.1 Poloha zájmového území

Sledované území je součástí centrální části Šumavy, z hydrologického hlediska je zájmová oblast v širším pohledu součástí pramenné oblasti Otavy. Ze sledované oblasti se závěrovým profilem Otava-Rejštejn o celkové rozloze 336,5 km² je voda odváděna dvěma hlavními toky, řekou Křemelnou a Vydrou, které se u Čeňkovy Pily spojují a tvoří řeku Otavu. Povodí horní Otavy se rozkládá v nejvyšších partiích Šumavy a má charakter náhorní plošiny tvořené relativně zarovnaným povrchem. Ačkoliv je zájmové území horským povodím, poloha v zarovnané části mu dává charakter plochého reliéfu. Vlastní horský masív v pramenné oblasti Otavy se rozprostírá podél české státní hranice, odkud se terén postupně snižuje převážně severovýchodním směrem. **Křemelná** pramení mezi vrchy Jedlová a Habr v nadmořské výšce 1163 m. Celková plocha povodí Křemelné je 160,12 km². Průměrná nadmořská výška je 977 m, tvar povodí je 0,17, průměrná sklonitost svahů 8,2°. Délka toku je 30,5 km, spád toků 1,7 %. Řeka Vydra vzniká v obci Modrava soutokem Roklanského a Modravského potoka. Za pramen Otavy se počítá pramen Vydry, resp. pramen Modravského potoka, který vytéká pod vrchem Luzný v nadmořské výšce 1250 m. Plocha povodí **Vydry** se dosti přibližuje ploše povodí Křemelné a je jen o 3 km² menší (157 km²). Sklonitost svahů je nižší (6,5°), zato spád toků je podstatně vyšší, 2,7 %. Délka toku je 23,3 km, průměrná nadmořská výška povodí činí 1078 m, tvar povodí je 0,29. Srovnáme-li f-g parametry obou povodí, můžeme konstatovat, že lze za srovnatelné považovat pouze celkovou plochu obou povodí a částečně jejich tvar. Ostatní vlastnosti jsou značně odlišné. Rozdílly jsou i v celkové hustotě vodní sítě, která je v povodí Vydry vyšší, což za spolupůsobení ostatních činitelů přispívá k většímu výskytu zrašeliněných a rašeliništních půd (Ferda et al., 1971). Faktu, že je celá práce vzhledem ke svým cílům

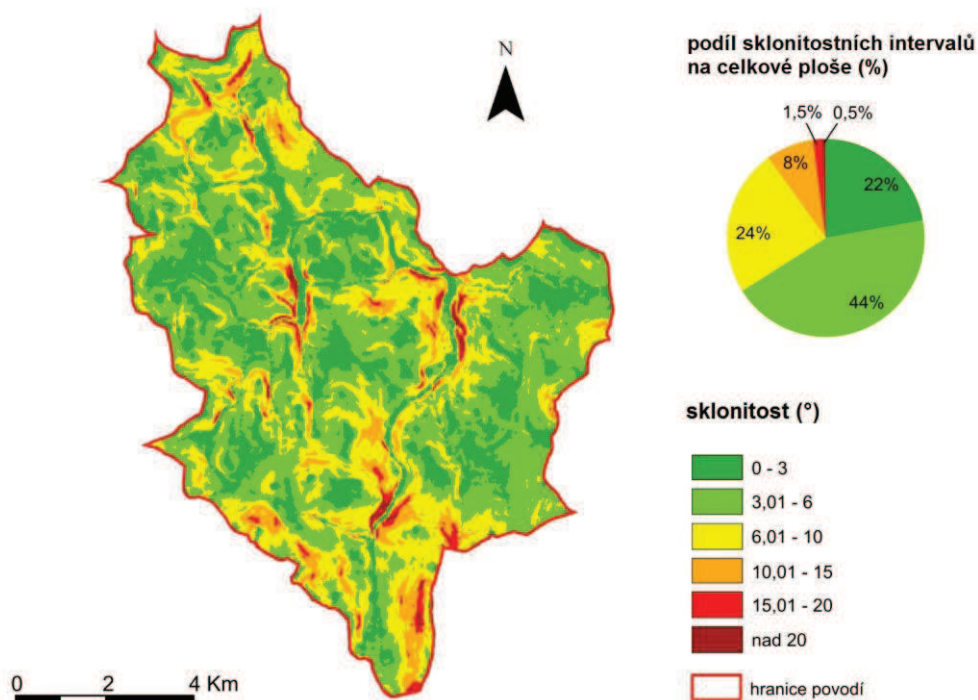
orientována především na povodí Vydry po závěrový profil na Modravě, je přizpůsoben i následující popis charakteru území. Výškové poměry povodí Vydry jsou graficky znázorněny na obr. 13.



Obr. 13 Výškové poměry a 3D model terénu v povodí Vydry (zdroj: podkladové vrstvy <geportal.cenia.cz>)

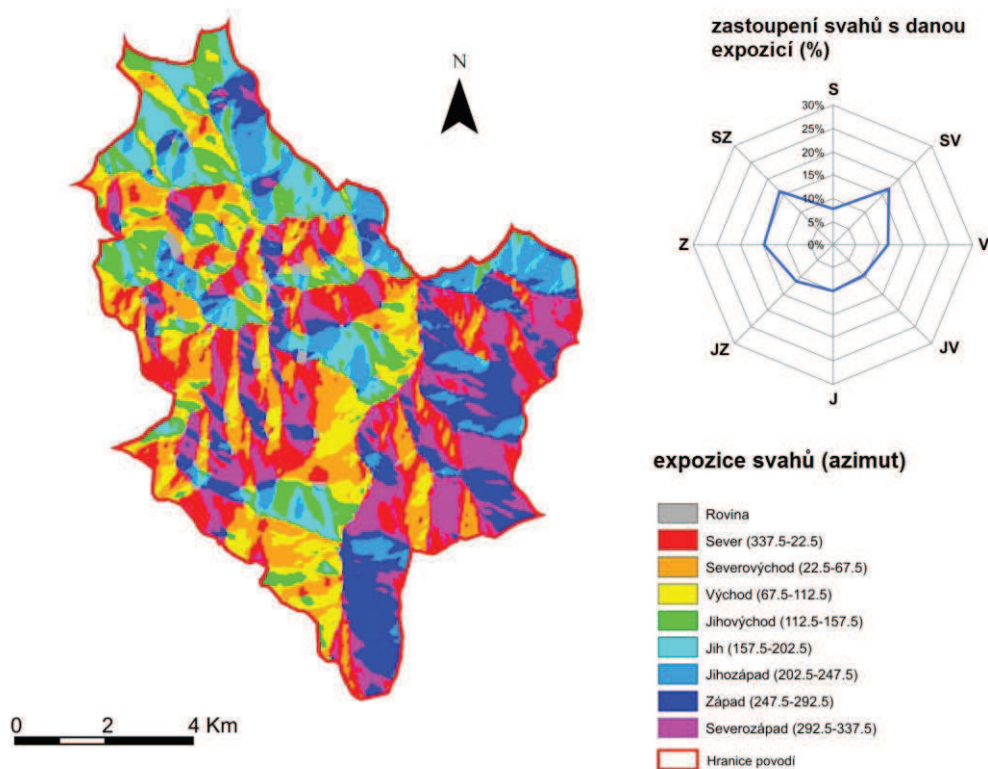
3.1.2.2 Sklonitost a expozice svahů

Zkoumaná oblast se díky svému charakteru náhorní plošiny se zarovnaným povrchem vyznačuje poměrně nízkou sklonitostí svahů. Co se týče porovnání hlavních zdrojnic Otavy, na první pohled je patrná nápadná rozdílnost ve sklonitosti mezi povodím Vydry a Křemelné. Vydra, i převážná část jejích přítoků, mají sklonitost podstatně nižší (obr. 14). Velmi dobře to lze porovnat zejména u první sklonitostní kategorie do 5° , která zabírá u Vydry 68 % plochy povodí, kdežto u Křemelné pouze 30 %. Ve druhé sklonitostní kategorii ($6-10^\circ$) je tomu pak opačně, 23 % u Vydry a 50 % u Křemelné. Ve sklonitosti svahů nad 11° není v obou povodích podstatnějšího rozdílu (Ferda a kol, 1971). Sklonitost terénu je v úzkém vztahu k výskytu zrašeliněných půd a tvorbě rašelinišť. Nerozhoduje přitom ani tak průměrná sklonitost jako procento výskytu plochy se svahy do 5° . Se zvětšujícím se zastoupením ploch se sklonitostí do 5° se zároveň zvyšuje i celkové zrašelinění. Rozdíly ve sklonitosti svahů v obou hlavních povodích Vydry a Křemelné jsou tak markantní, že by se nutně měly projevit v odtokových poměrech a celkové vodní bilanci, a to obzvláště proto, že celková lesnatost povodí Křemelné, která disponuje větší sklonitostí, je nižší než lesnatost povodí Vydry. Z hlediska ovlivnění odtoku lesním porostem hraje významnou roli rovněž jeho zdravotní stav (viz kap. 4.1.3.1).



Obr. 14 Sklonitostní poměry povodí Vydry (zdroj: DMT podkladové vrstvy <geoportal.cenia.cz>)

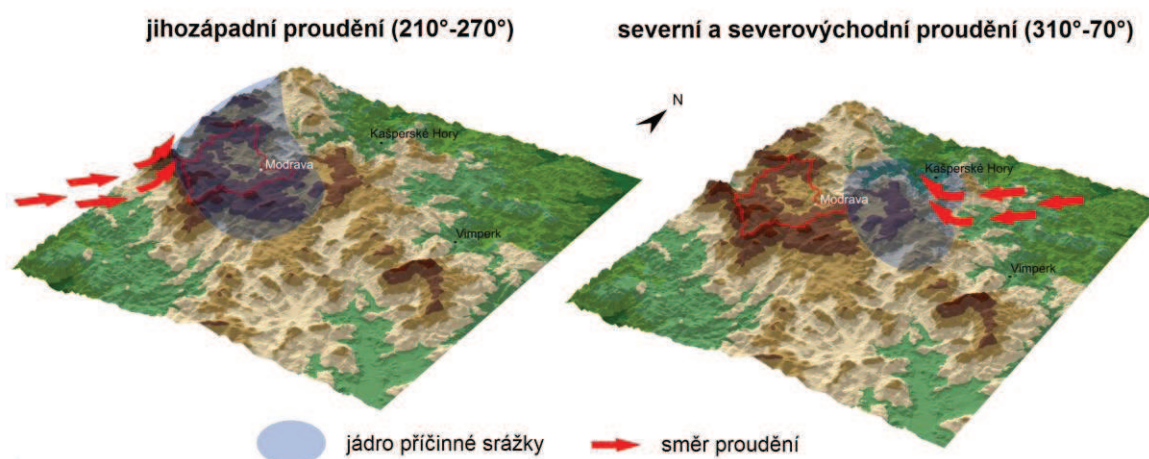
Z hlediska expozice svahů vůči světovým stranám mají v povodí Vydry největší procentuální zastoupení svahy exponované směrem na severovýchod, severozápad a západ (obr. 15). V případě Křemelné se jedná především o severovýchodní, východní a jihovýchodní expozici.



Obr. 15 Expozice svahů v povodí Vydry (zdroj: DMT podkladové vrstvy <geoportal.cenia.cz>)

3.1.2.3 Klimatické podmínky

Zájmové území náleží do chladné klimatické oblasti a patří k jedné z nejchladnějších oblastí Šumavy. V inverzních polohách ve výškách kolem 1050-1110 m n.m. činí průměrná teplota pouze kolem 3°C (Chábera et al., 1987). Atlas podnebí Česka (Tolasz et al., 2007) uvádí obdobné hodnoty. Pohraniční pásmo Šumavy má při převládajícím jihozápadním a západním proudění charakter návětrné strany, což se projevuje zejména v zimním období (obr. 16). Při západní synoptické situaci spadne v hraničním pásmu Šumavy přibližně pětkrát více srážek v porovnání s referenčními stanicemi středních Čech. Charakter návětrné polohy mají i jedny z nejdeštivějších míst Šumavy - Modrava a Březník. Pro lokalitu Březník jsou průměrné roční úhrny srážek udávány v rozmezí 1300-1600 mm. Průměrně je v nejvyšších šumavských polohách celkem 170-190 srážkových dní v roce. V zájmové oblasti celoročně převládá jihozápadní a západní proudění. Pro popis klimatických podmínek se jeví jako nejvhodnější meteorologická data ze stanice Grosser Arber na německé straně Šumavy, která byla vyhodnocena jako nejrepresentativnější pro zájmová povodí vzhledem ke zdejší existenci orografického efektu (viz Jelínek, 2008).



Obr. 16 Schematické znázornění rozložení jader příčných srážek vzhledem k povodí Vydry (zdroj: DMT podkladové vrstvy <geoportal.cenia.cz>)

3.1.2.4 Půdní poměry

Z hlediska půdních poměrů patří mezi hlavní charakteristiky zájmového území poměrně velká kontrastnost půdních typů a jejich vyšší heterogenita (Šefrna, 2004). Mezi hlavní odvozené půdní vlastnosti patří vysoká infiltrační rychlost a malá retenční schopnost, což podmiňuje poměrně rychlý odtok srážkové vody v povrchových tocích. Retenční kapacita půd na Šumavě se pohybuje v rozmezí 60-90 mm (Tesař et al., 2004b). Obr. 17 znázorňuje charakter půd zájmového území dle řazení ke kategoriím HSP (hydrologické skupiny půd). Převládají půdy s vyšší střední infiltrační kapacitou (sk. B) v ostrém kontrastu s typy půd s nižší střední infiltrační kapacitou (sk. C). Z tohoto pohledu se velmi negativně jeví zejména vodou nasycené organosoly, jež představují ve sledovaném území významný fenomén. I když organosoly skýtají

obrovský retenční prostor pro vodu, kterou postupně uvolňují do toků, ve stavu vodního nasycení se tento potenciál již neuplatňuje. Hlavními půdotvornými procesy v této oblasti je rašelinění a tvorba samotné rašeliny, podzolizace a bioturbace. V mnoha případech se můžeme setkat i s oglejením. Detailní popis půdních horizontů v rámci dvou katén v povodí Rokytky (obr. 18) je součástí práce Vlčka (2008).

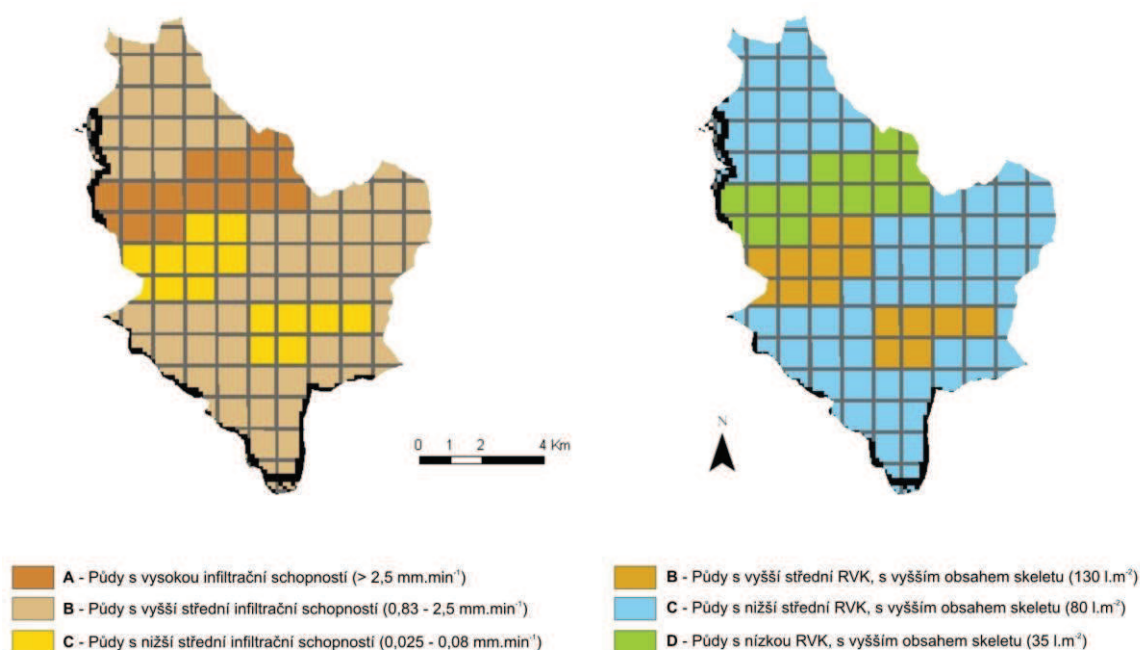
Velmi rozšířené typy půd v povodí Vydry, hnědé lesní půdy a humusové podzoly, mají z hydrologického hlediska velmi mnoho společných znaků, které lze označit vzhledem k celkové vodní bilanci a odtokovým poměrům jako velmi příznivé. Zcela opačně je tomu u další velmi rozšířené skupiny typů hydrogenních půd, jejichž vznik a vývoj je podmíněn trvalým nadbytkem stagnující vody srážkové nebo nadměrně zvýšenou HPV. Jde především o rašelinné a glejové podzoly, rašelinné a rašelinohumózní gleje a konečně půdy rašeliníštní. Zájem byl vzhledem k povaze a účelu výzkumu orientován právě na tuto skupinu půdních typů, zejména pokud se týká jejich plošného rozšíření. Dle Ferdy et al. (1971) byly zdejší hydrogenní půdy blíže rozděleny na 2 podskupiny, a sice na půdy zrašeliněné (rašelinné, rašelinohumózní gleje a rašelinné glejové či oglejené podzoly) a na vlastní půdy rašeliníštní. Kritériem pro odlišení těchto dvou podskupin je mocnost zrašeliněného humusu, resp. rašeliny. Do mocnosti rašeliny 50 cm (včetně recentní vegetační vrstvy) byly půdy přiřazeny k půdám zrašeliněným, nad 50 cm pak k půdám rašeliníštním.

Zrašeliněné půdy se vytvářejí obvykle v terénních depresích, na mírně zvlněných náhorních rovinách, v údolích, při bázích svahů, na vývěrech pramenů a všude tam, kde jsou nepříznivé odtokové poměry a dochází k hromadění vody. Jsou to půdy mělké, kyselé s neobyčejně vysokým obsahem humusu, event. ústrojné hmoty, ve svrchních vrstvách profilu. Zrašeliněné půdy jsou počátečním stádiem tvorby půd rašeliníštních, do kterých postupně přecházejí. **Rašeliníštní půdy**, které zaujímají asi polovinu z celkové rozlohy hydrogenních půd v zájmové oblasti, se vyznačují typickými vlastnostmi. Jsou to půdy velmi mělké, přemokřené a silně kyselé. Obsah popelovin se pohybuje mezi 1 a 2 %, což je typické pro vrchovištní rašeliny rašeliníkové s příměsí suchopýru. Obsah celkového dusíku kolísá kolem 1 % a obsahy hlavních živin jsou neobyčejně nízké.

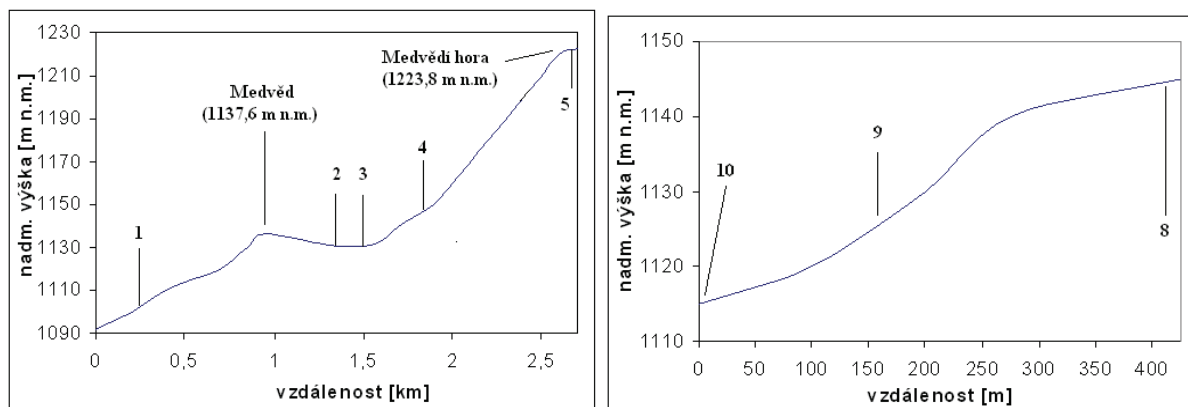
Zrašeliněné a rašeliníštní půdy zaujímají 14,89 % z celkové plochy povodí Otavy k závěrovému profilu v Rejštejně. Povodí Křemelné je mnohem méně zrašeliněné (pouze 5,05 % po soutok s Vydrou; Slatinný potok 5,9 %, Prášilský potok 2,2 %). Zato v povodí Vydry, kde jsou daleko příznivější podmínky ke vzniku zrašeliněných půd i rašeliníšť, činí celkové zrašelinění 26,77 % (po soutok s Křemelnou). Nejvíce zrašeliněná je ale její pramenná oblast (Březnický potok 39,0 %, Luzenský potok 30,0 %, Ptačí potok 30,5 %, Rokytky 42,9 %, Javoří potok 44,2 %, Tmavý potok 21,8 %; Ferda et al., 1971).

Obě vytvořené katény v povodí Rokytky (obr. 18) dokazují postupnou změnu půd s nadmořskou výškou, ovšem vlivem zarovnaného povrchu a tím vysoké HPV se v některých částech tvoří mozaiky organozemí. Jednotlivé katény jsou odlišné hlavně díky expozici svahů, na nichž byly vytvořeny. Z půdních typů se zde nacházejí hlavně organozemě, dále podzoly, kryptopodzoly a stagnogleje. Dostupná pedologická data Výzkumného ústavu meliorací a ochrany půd (VÚMOP)

uvádějí výskyt rašelin a ostatních půdních typů jako celistvé plochy. Některé půdní profily a hlavně vegetace ale poukazují na velké plochy mozaik typů půd. Navíc se zde vegetace relativně rychle přetváří díky umírajícímu lesu, obnovujícímu se lesu, zarůstání rašelin vlivem změny hloubky HPV, atd. Tato problematika vyžaduje zevrubný výzkum. Z biotopů se zde vyskytují vrchoviště s klečí i otevřená vrchoviště. Vrchoviště otevřená jsou velmi dobře viditelná, ale jen na určitých místech. Navíc se zde, oproti poznatkům z literatury, vyskytují v poměrně velkém zastoupení přechodová rašeliniště. Při porovnávání výsledků z měření a dat VÚMOP byly zjištěny některé odlišnosti. V datech se nejprve objevuje vegetační pokryv les, a to na všech rašelinných ložiskách. Vyskytují se zde rozsáhlé plochy porostlé mechem a travinami. Rovněž se výsledky liší i v určení typu rašeliniště. V místech, kde VÚMOP předpokládá vrchoviště, se objevují podmáčené smrčiny rostoucí převážně na zrašelinělých stagnoglejích (Vlček, 2008).



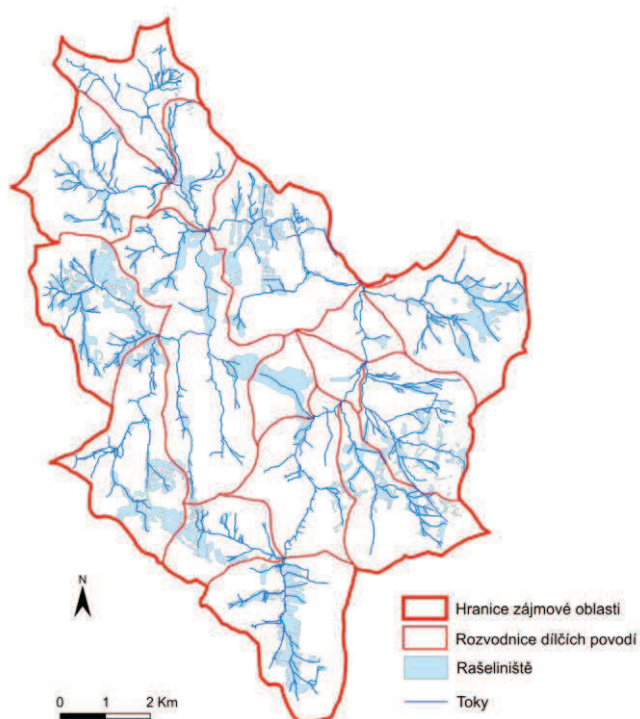
Obr. 17 Hydrologické skupiny půd v povodí Vydry dle infiltrační schopnosti (vlevo) a dle retenční vodní kapacity (vpravo; zdroj: rastrová mapa HSP VÚMOP)



Obr. 18 Příčný profil – katéna K1 (převýšeno 12 x; vlevo) a příčný profil – katéna K2 (převýšeno 6,5 x; vpravo) v povodí Rokytky (zdroj: Vlček, 2008)

3.1.2.5 Rašelinná ložiska

V rámci studie Ferdy et al. (1971) byl rovněž proveden průzkum rašelinných ložisek, aby byl k dispozici přehled o jejich výskytu, rozmístění a rozloze. Při průzkumu se postupovalo dle tehdejší celostátně platné metodiky pro průzkum rašelinných ložisek. Vesměs se jedná o typická vrchovištní rašelinná ložiska většinou hřebenového a svahového typu. Jen v povodí Křemelné nacházíme několik menších ložisek inklinujících k typu přechodového. Ložiska jsou vyplněna převážně vrchovištní rašelínkovou rašelinou s pomístnou příměsí suchopýru a v bazálních vrstvách případně i s příměsí ostřic. Rašelina je obvykle slabě až středně rozložená, přemokřená, silně kyselá s nízkým obsahem popelovin a živin. Hladina podzemní vody se po celý rok nachází v blízkosti povrchu terénu a pouze u uměle odvodněných ložisek zaklesává hlouběji. Přehled jednotlivých ložisek včetně jejich plošného výskytu je uveden v práci Ferdy et al. (1971). Dle této studie zaujímají rašeliniště v povodí Vydry po soutok s Křemelnou 11,4 % jeho rozlohy, v povodí Křemelné po soutok s Vydrou zaujímají 2,5 %. V povodí Otavy po profil Rejštejnu zabírá plocha rašelinišť 2145 ha, tj. 6,5 % z celkové plochy povodí. Absolutní většina ploch rašelinišť se nachází v povodí Vydry, a to především v jeho horní části (obr. 19). Vzhledem k zaměření na povodí Vydry je v tab. 2 uvedena rozloha a podíl rašelinišť v ploše jednotlivých dílčích povodí v povodí Vydry po profilu Modrava (dle podkladových vrstev ZABAGED močály a bažiny). Data získaná z těchto podkladových vrstev se mírně liší od dat uvedených ve studii Ferdy et al. (1971). Zrašelinění je z experimentálních povodí nejvýraznější v případě experimentálního povodí Rokytky (23,1 %) a Cikánského potoka (31,0 %). Nižší podíl je charakteristický pro modelové povodí Ptačího potoka (12,0 %), velmi nízký podíl je v rámci povodí Křemelné charakteristický pro povodí Černého potoka (5,0 %). Údaje ze studie Ferdy et al. (1971): Březnický potok 19,3 %, Luzenský potok 16,5 %, Ptačí potok 7,6 %, Rokytky 27,8 %, Javoří potok 16,2 %, Tmavý potok 14,3%.



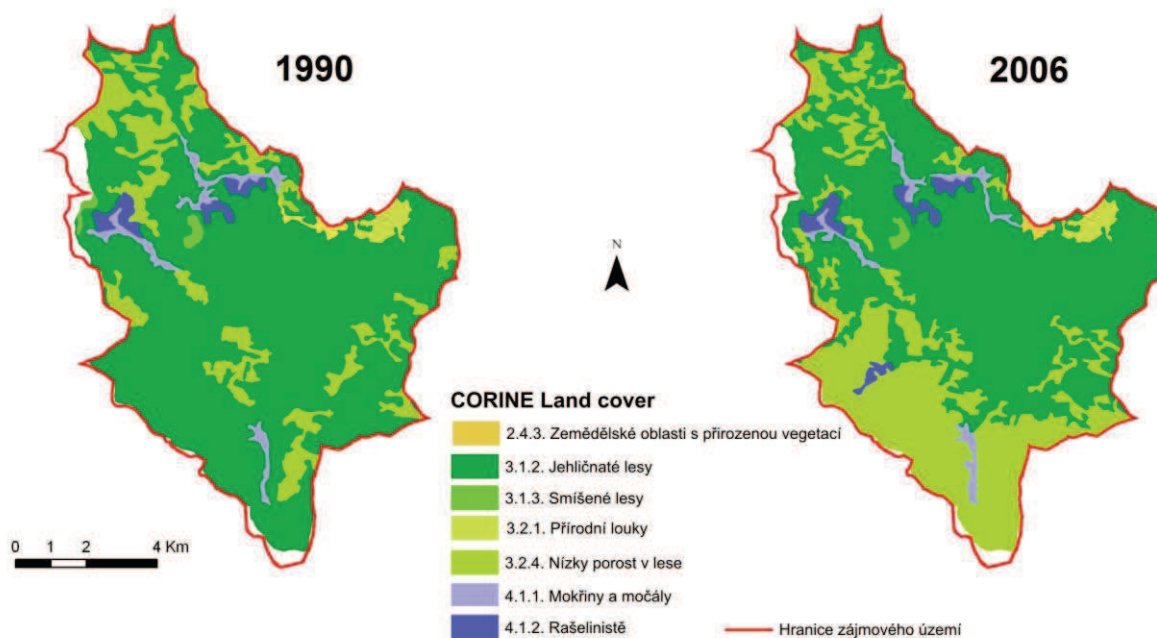
Obr. 19 Výskyt rašelinišť v povodí Vydry (zdroj: podkladová vrstva ZABAGED močály a bažiny, vrstva povodí a toků VÚV DIBAVOD)

Tab. 2 Rozloha a podíl plochy rašelinišť na ploše povodí (povodí Vydry po profil Modrava; zdroj: podkladová vrstva ZABAGED močály a bažiny, vrstva povodí a toků VÚV DIBAVOD)

<i>povodí</i>	<i>plocha rašelinišť (km²)</i>	<i>podíl rašelinišť (%)</i>	<i>povodí</i>	<i>plocha rašelinišť (km²)</i>	<i>podíl rašelinišť (%)</i>
Vydra-Modrava	11,628	13,0	Javoří p.	0,804	5,7
Modravský p.	5,599	13,3	Javoří p. - hlad.	0,432	6,8
Roklanský p.	6,029	12,7	Tmavý p.	0,112	2,3
Roklanský p. - hájenka	0,544	17,3	Březnický p.	0,507	14,9
Rokytko	1,541	24,8	Luzenský p.	1,099	14,0
Rokytko – hladinoměr	0,892	23,1	Cikánský p.	0,673	31,0
Ptačí p.	0,916	16,6	Černohorský p.	0,783	12,9
Ptačí p. - hladinoměr	0,489	12,0	Filipohuťský p.	1,291	16,4

3.1.2.6 Lesnatost

Jak už bylo zmíněno, celková lesnatost povodí Křemelné je nižší než lesnatost povodí Vydry. Povodí Vydry je značně zalesněno, přičemž intercepce představuje významný tlumící faktor odtoku. Při normální intenzitě srážek je tak navyšován podíl srážkové vody zadržené v povodí. Z přírodního hlediska má celé území velmi zachovalý ráz, který díky specifické flóře, zejména pak výskytu rašelinišť vrchovištního typu, patří k jednomu z nejcennějších nejen v rámci NPŠ, ale i v rámci celé ČR. Zájmové území je ve větší míře bez osídlení a s výjimkou ploch postižených kůrovcovou kalamitou je rovněž bez významných změn ve vývoji hospodářského využívání krajiny (landuse). Jako plošně nejvýznamnější změna krajinného krytu byl identifikován úbytek jehličnatého lesa v místě kůrovcové kalamity v okolí Březníku (obr. 20).



Obr. 20 Změny krajinného pokryvu v letech 1990–2006 (zdroj: Corine Land Cover 1990 a 2006 <geoportal.cenia.cz>)

3.1.2.7 Antropogenní ovlivnění

Z hlediska antropogenních zásahů je podélný profil koryta Vydry po profil na Modravě úpravami prakticky nedotčen a podíl upravených úseků nepřesahuje 5 % úhrnné délky toku. Níže po toku, v lokalitě Rechle, vyúsťuje z koryta Vydry tzv. Vchynicko-tetovský plavební kanál, který část vody odvádí mimo povodí do řeky Křemelné. Většina vody ovšem směřuje do elektrárny Vydra situované na Čeňkově Pile. V celém povodí Vydry je registrován více než 90% podíl říčních úseků v přírodním nebo přírodě blízkém stavu (Langhammer, 2004; Langhammer, Vajskebr, 2004). Za významnější antropogenní zásah do odtokových poměrů zapříčiňující zrychlení odtoku vody lze označit meliorační úpravy lesních pozemků prováděné v průběhu 19. a 20. století (viz kap. 2.4.2). V souvislosti s ovlivněním území v minulosti je nutno rovněž zmínit dnes již nevyužívané akumulární nádrže, tzv. klauzy, využívané pro plavení dřeva během jarního období (viz kap. 2.8.2).

3.1.2.8 Pramen řeky Otavy

Za skutečný pramen řeky Otavy je v odborné literatuře všeobecně pokládána řeka Vydra, konkrétně pramen Luzenského potoka (název horního toku Modravského potoka). Tuto informaci lze ale považovat za hydrograficky nepřesnou. Pokud bychom brali za hlavní zdrojnicí Otavy řeku Vydru, potom by podle geografických a hydrologických zásad měl být jako hlavní tok brán Roklanský potok, nikoliv potok Modravský. Při určování hlavního toku totiž rozhoduje zejména jeho délka, plocha povodí a průtok (Janský et al., 2004). Všechny tyto parametry přitom hovoří jednoznačně pro Roklanský potok (tab. 3). Určení Vydry jako pramene Otavy je ale diskutabilní, dle stejných kritérií není hlavní zdrojnicí Otavy Vydra, nýbrž řeka Křemelná (tab. 4).

Tab. 3 Kritéria pro určení hlavního pramene toku a jejich hodnoty pro Roklanský a Modravský potok (zdroj: údaje o délce a ploše pocházejí z vrstev GIS VÚV, průměrný průtok je odvozen od dlouhodobého normálu profilu Vydra-Modrava a rozdělen pomocí koeficientu vyplývajícího z vlastních měření 0,56 : 0,44)

	<i>Roklanský potok</i>	<i>Modravský potok</i>
délka toku (km)	13,566	10,476
plocha povodí (km ²)	47,880	41,028
průměrný průtok (m ³ .s ⁻¹)	1,686	1,324

Tab. 4 Kritéria pro určení hlavního pramene toku a jejich hodnoty pro Vydru a Křemelnou (zdroj: údaje o délce a ploše pocházejí z vrstev GIS VÚV, průměrný průtok z vlastních měření)

	<i>Vydra – Modravský p.</i>	<i>Vydra – Roklanský p.</i>	<i>Křemelná</i>
délka toku (km)	21,930	25,020	29,070
plocha povodí (km ²)	164,900		171,6
průměrný průtok (m ³ .s ⁻¹)	2,585		2,460

3.2 MAPOVÉ PODKLADY A POUŽITÝ SOFTWARE

Pro zpracování a analýzu dat byl mimo klasických kancelářských (nástroje sady MS Office) a grafických softwarů (Adobe Photoshop a Adobe Illustrator) využit software ArcGIS 9.0 a 9.3 z řad geografických informačních systémů. Tyto produkty firmy ESRI sloužily především pro schematizaci a vizualizaci dostupných a naměřených dat.

ArcMap je základní GIS aplikací ArcGIS Desktop. Slouží pro veškeré mapově orientované úlohy včetně kartografie, prostorových analýz a editace dat. Poskytuje kompletní funkcionalitu pro tvorbu map. ArcMap umožňuje dva různé pohledy na mapu. Jedním pohledem je zobrazení geografických dat, kde lze pracovat s geografickými vrstvami a měnit symboliku, analyzovat a dále kompilovat datové sady GIS. Druhým pohledem je zobrazení výkresu mapy, kde lze pracovat s mapovými stránkami. Ty neobsahují jen rámce geografických dat, ale i další mapové prvky, jako jsou legendy, měřítko a směrové růžice. ArcMap se využívá pro tvorbu mapových kompozic připravených pro tisk a publikaci.

ArcCatalog je aplikací, která pomáhá organizovat a spravovat data GIS, jako jsou mapy, glóby, datové sady, modely, metadata a služby. Obsahuje nástroje pro prohlížení a vyhledávání geografických informací, zaznamenávání a prohlížení metadat, rychlé prohlížení libovolných datových sad a vytváření schématu struktury geografických vrstev.

ArcGis 3D analyst je rozšiřující modul, který je zaměřen na tvorbu, analýzu a zobrazení dat ve 3D. Poskytuje nástroje nejen na interpolaci rastrových povrchů, ale také možnosti pro konstrukci trojúhelníkové nepravidelné sítě (TIN, Triangulated Irregular Network). Jako jediný z nástaveb umožňuje práce s TIN strukturou, jako jsou výpočty sklonu, expozice nebo vrstevnic z TIN.

Jedním z hlavních přínosů rozšiřujícího modulu **Spatial Analyst** je možnost vytvářet data v rastrovém formátu a analyzovat souvislosti mezi různými typy geografických dat v rastrovém i vektorovém formátu. Umožňuje nám využít ta data, která popisují spojitě se měnící veličiny, jako jsou např. nadmořská výška, sklon, teplota, tlak, srážky apod. Dále jsou zde propracované hydrologické analýzy pro výpočet směrů odtoku nebo definování povodí k dílčí části toku.

Co se týče vrstev pro tvorbu map, byla v práci použita data z projektu Digitální báze vodohospodářských dat (DIBAVOD) VÚV TGM v Brně. Data jsou nadstavbou pro systém Základní báze geografických dat (ZABAGED). Soubor kartografických dat vrstevnic ZABAGED pokrývá celou plochu ČR a je distribuován ve vektorové digitální formě v kladu jednotlivých mapových listů základní mapy 1:10 000. K vytvoření výškových a sklonitostních map byly využity vrstevnice s krokem 5 m. Z projektu DIBAVOD byla použita data: A01 – CEVT (Centrální evidence vodních toků), A07 – hydrologické členění (rozvodnice IV. řádu). Pro ortofotosnímky byla použita data z projektu GoogleEarth.

3.3 MONITORING SRÁŽKO-ODTOKOVÝCH PROCESŮ

Práce mimo jiné přináší a shrnuje poznatky o odtokovém režimu toků v pramenné oblasti Vydry a Křemelné, se zvláštním zřetelem na formování a průběh extrémních hydrologických situací. K hodnocení hydrologického režimu je využito dlouhodobých časových řad ze státní sítě ČHMÚ a časových řad generovaných monitorovací sítí PŘF UK. V rámci několika projektů byla v zájmové oblasti postupně od první poloviny roku 2006 vybudována síť cca dvaceti automatických monitorovacích stanic. Vzhledem k absenci či nedostatečnému množství

stávajících stanic ČHMÚ či podniků „Povodí“ bylo zásadním cílem pro potřeby detailního výzkumu ve zdrojových oblastech toků vytvoření vlastní monitorovací sítě, která by umožňovala detailní sledování a analýzu vzestupných a poklesových větví povodňových vln a rozbor jejich formování a průběhu při hydrometeorologických příčinných situacích na horních tocích (Kliment a kol., 2008; Kocum, Janský, 2009). Zavedení vlastní monitorovací sítě umožnilo vznik unikátní banky dat, na jejímž základě lze provádět velmi podrobné analýzy s-o procesů pro následné matematické modelování (např. Jeníček, 2008 a 2009). Během významných povodňových epizod jsou navíc vybrané profily implementovány do systému protipovodňové služby integrovaného záchranného systému. Tato kapitola se zabývá typy měřicích přístrojů a monitorovacími metodami použitými při automatickém sledování h-m jevů v pramenných oblastech vodních toků.

Jako základ pro analýzu odtokového režimu v zájmovém povodí byla použita data průměrných denních průtoků a hodinových průtoků vybraných extrémních odtokových epizod ve státních profilech ČHMÚ (Vydra-Modrava, Křemelná-Stodůlky). Na těchto souborech dat byla provedena základní hydrologická statistika vč. posouzení variability odtoku. Hlavní pozornost pak byla soustředěna na objasnění závislosti extremity odtoku na f-g poměrech povodí jednotlivých toků. Krátkodobé řady dat z automatických stanic PŘF UK byly podrobeny analýze dynamiky odtoku pomocí indexů extremity. Zvláštní důraz byl v tomto ohledu kladen na posouzení hydrologické funkce rašelinišť a vlivu jejich revitalizačních opatření. Pro detailní analýzu odtoku ze sněhové pokrývky bylo třeba mít k dispozici průběh hodinových průtoků a rovněž hodinových dat o teplotě vzduchu v jarním období.

Analýza odtokového režimu povodí a rozbor formování povodňových vln u vybraných situací byl tedy prováděn s využitím vstupních dat, které lze rozdělit do tří skupin: a) data z limnigrafických stanic ČHMÚ Vydra-Modrava a Křemelná-Stodůlky, data z meteorologických stanic ČHMÚ situovaných v blízkosti zájmového povodí, b) data získaná hydrometrováním ve vybraných profilech PŘF UK, c) datové řady z automatických hladinoměrných zařízení a meteorologických stanic PŘF UK.

3.3.1 Dlouhodobé časové řady ze státních profilů ČHMÚ

Obecné parametry hydrologického režimu jsou popsány na základě dat z profilů, které jsou součástí základní sítě vodoměrných stanic ČHMÚ. Ve studovaném povodí se nachází čtyři limnigrafické stanice ČHMÚ (Otava-Rejstejn, Křemelná-Stodůlky, Vydra-Modrava, Hamerský potok-Antýgl) a dva profily spravované Západočeskou energetikou, a.s. Plzeň (ZČE; Vchynicko-tetovský plavební kanál - Rechle a Mechov).

Pro analýzu odtokových charakteristik a vlastností mechanismu hydrologických extremit Vydry a Křemelné poskytl ČHMÚ datovou řadu průměrných denních průtoků ze stanice Vydra-Modrava v období od 1.11.1930 (bez chybějícího období 1.11.1940 - 31.10.1948) a ze stanice Křemelná-Stodůlky od 1.11.1999 (obr. 21). Pro porovnání vlastních dat o průtoku Vydry v Modravě při konkrétních povodňových situacích s údaji o průtoku Vydry v profilu ČHMÚ ve stejném období poskytl ČHMÚ průměrné hodinové průtoky u vytipovaných extrémních

událostí. U stejných epizod byla rovněž poskytnuta data o hodinových úhrnech srážek ve stanici Filipova Huť. Pro určení sněhových poměrů a stupni nasycení povodí v době 30 dní před příčinnou hydrometeorologickou situací byla poskytnuta data o výšce sněhové pokrývky, vodní hodnotě sněhu a denního úhrnu srážek ve stanici Filipova Huť. Data hodinových průtoků a vodního stavu ve stanici Vydra-Modrava a hodinový úhrn srážek ve stanici Filipova Huť u povodňových situací v roce 2009 byla stažena v daných termínech z internetové stránky hlásné a předpovědní služby ČHMÚ (<http://hydro.chmi.cz/hpps/>).



Obr. 21 Limnigrafické stanice v zájmovém povodí (zleva doprava): a) limnigrafická budka v profilu Vydra-Modrava, B) limnigraf v profilu Křemelná-Stodůlky, c) řečiště v profilu Vydra-Modrava, d) limnigraf v závěrovém profilu Otava-Rejštejn během extrémní povodňové události v březnu 2008 (foto: autor)

3.3.2 Krátkodobé časové řady z profilů PŘF UK

Od léta 2006 byla ve dvou vytipovaných experimentálních povodích (Rokytky, Ptačí potok) nainstalována první automatická měřicí zařízení od firmy Fiedler-Mágr pracující na principu ultrazvuku či hydrostatického tlaku s datalogery pro kontinuální sledování výšky hladin toků (Fiedler-Mágr, 2012). Od té doby byla v zájmové oblasti postupně vybudována komplexní síť automatických stanic, která v současné době čítá celkem 17 hladinoměrných zařízení (12 v povodí Vydry, 5 v povodí Křemelné; obr. 12). Lokalizace a detailní specifikace všech stanic je součástí kap. 10 Přílohy (obr. 10.1). Tato síť nahradila původní vodočetné latě, které byly v předešlé době instalovány ve vybraných profilech (obr. 22). Kromě toho byly postupně v horní části povodí Vydry (Rokytecké slatě; měří od 18.9.2006 s výjimkou zimních měsíců) a Křemelné (býv. Zhůří; měří od 29.3.2007) nainstalovány dva člunkové srážkoměry SR03 měřící v intervalu 10 minut úhrn srážek s přesností 0,1 mm (obr. 23) a v lokalitě Březník (obr. 24), na soutoku Březnického a Luzenského potoka, meteorologická stanice. Kompletní meteostanice funguje od prosince 2011 rovněž v obci Modrava a zkompletována byla rovněž meteostanice na Rokytcce. Z technických důvodů není ve zmíněných profilech možné měřit úhrn sněhových srážek během zimního období. V zájmovém území probíhá těsná spolupráce s NPŠ a dalšími institucemi, které jsou v oblasti zainteresovány řešením rozmanitých odborných témat (výměna dat, konzultace metodických přístupů, apod.). Na základě dat z klimatické stanice situované v lokalitě Březník a ze srážkoměrů v experimentálních povodích bylo zjištěno, že místní podmínky daleko lépe korelují s daty získanými ve stanici Grosser Arber (Deutscher Wetterdienst – DWD).



Obr. 22 Instalace vodočetných latí v profilu Křemelná – nad soutokem s Prášilským potokem a v závěrovém profilu Roklanského potoka (foto: autor)



Obr. 23 Instalace člunkového srážkoměru v profilu Rokytka (vlevo) a ultrazvukového hladinoměrného čidla na mostní konstrukci v závěrovém profilu Modravského potoka (vpravo; foto: autor)



Obr. 24 Klimatická stanice na Břežníku (vpravo) a její instalace (vlevo; foto:autor)

3.3.2.1 Sít' automatických měřících stanic

Kontinuální monitoring výšky hladin, odpovídajících průtoků a vybraných fyzikálně-chemických parametrů v povrchových tocích, stejně tak jako sledování HPV ve vrchovištích a monitoring meteorologických jevů, je prováděn automatickými měřícími sestavami od firmy Fiedler-Mágr. Hladinoměrná zařízení se skládají z registrační a řídicí jednotky typu M4016-G3 (obr. 25d), ultrazvukového (US 1200 nebo 3000, obr. 25c) nebo tlakového snímače (obr. 25b) a modulu GSM/GPRS AGSM-1DB-FME pro telemetrický přenos dat sítí GPRS na internetový server. Vzhledem k množství monitorovacích stanic, které jsou v zájmovém území k dispozici, byly následně pro instalace zvoleny převážně mostní objekty či propustky. Technicky snadnější instalace na tyto objekty jsou výhodné i z toho hlediska, že již provedené hydrotechnické úpravy v korytě umožňují přesnější hydrometrování než v korytě přírodním. Tyto sestavy jsou poháněny gelovým akumulátorem 13,8V a v hůře dostupných lokalitách solárním panelem SOLAR 12V. Přístroje provádí kontinuální měření v intervalu 10 minut s přesností na 1 mm. Výhoda hladinoměrů spočívá především ve tvorbě vlastní unikátní databanky, což pramení v jistou nezávislost na datech jiných institucí. Všechny údaje a veličiny jsou ukládány v řídicí jednotce, která je pomocí služby datahosting odesílá na server společnosti Fiedler-Mágr. Datahosting umožňuje vizualizaci dat či export dat přímo do programů MS Excel nebo MOST k dalšímu zpracování. Pomocí tohoto programu lze v případě potřeby na dálku měnit parametry a zlepšovat nastavení výkonu stanice. Systém generuje přehledové tabulky a grafy naměřených dat vhodné pro přímý tisk z webového prohlížeče (obr. 27 a 28 - příklady časových řad hodnot sledovaných parametrů vygenerovaných v programu MOST). Automatický transfer dat pomocí GSM modulu v intervalu 1 den nebo i kratším v závislosti na průběhu nastalé hydrologické situace umožňuje její operativní řešení a rovněž kontrolu funkčnosti celých měřících sestav. Data se odesílají v pravidelném intervalu nebo při dosažení limitních či strmostních (gradientních) hodnot. Sít' stanic je možné použít i jako varovný systém zasíláním až 30 nastavitelných SMS pro každý záznamový kanál nezávisle na ostatních. Velká kapacita řídicí jednotky umožňuje záznam až 500 000 hodnot celkem na 16 kanálech. Díky takto vybavené řídicí a záznamové jednotce můžeme osadit na jednom profilu více měřících kanálů. Nejdélší časová řada sledovaných parametrů čítá již 72 měsíců. Za účelem zachování funkčnosti sestav je pravidelně prováděn servis měřících kanálů (vč. reinstalací, oprav dílčích komponent a jejich parametrizace, obr. 26) a výměna gelových baterií pro napájení řídicích jednotek. V Příloze je uvedena lokalizace všech profilů vyskytujících se v zájmové oblasti vč. detailní specifikace zařízení a popisu měřených veličin.

Měření hladiny vodních toků či stojatých vod je prováděno dvěma základními metodami spojení řídicí záznamové jednotky a měřícího čidla. První je kombinace měření ultrazvukovými čidly s rozsahem 0,1 - 1,3 m, 0,1 - 3 m nebo 0,2 - 6 m. Ty jsou použity na tocích a profilech s velkou rychlostí proudění vody a vysokou unášecí schopností vodního toku s významným nebezpečím poškození (obr. 26c). Většinou jsou pro instalaci využívány mostní konstrukce či jiné hydrotechnické úpravy v korytě, čímž se snižují finanční náklady na montáž. Výhodou tohoto spojení je bezkontaktní sledování výšky hladiny toku a nízká energetická náročnost, která umožňuje dlouhodobý monitoring bez výměny baterií. Druhou kombinací je spojení řídicí

jednotky s tlakovým čidlem, jež je instalováno přímo do toku (obr 26b). Princip měření je založen na změně hydrostatického tlaku vodního sloupce. Těmito čidly jsou osazována malé toky s menší unášecí rychlostí, či místa, kde není možné instalovat ultrazvukové snímače. Výhodou těchto čidel je reálné měření hodnot výšky hladiny při teplotních změnách vody. Určitou potenciální nevýhodou je možnost poškození či destrukce během povodňových průtoků. Jednodušší a finančně méně náročnou variantou sledování výšky hladiny toku je použití přístroje Stela-1A, který ovšem umožňuje připojení pouze jednoho měřicího kanálu. Tato kombinace je používána v doplňkových profilech, kde není v plánu kompletace dalšími měřicími kanály či při sledování kolísání hladin stojatých vod. Tímto způsobem jsou osazovány rovněž profily v oblastech bez pokrytí signálem GSM, i když i tyto přístroje je možné vybavit modemem pro přenos dat pomocí sítě GSM/GPRS.

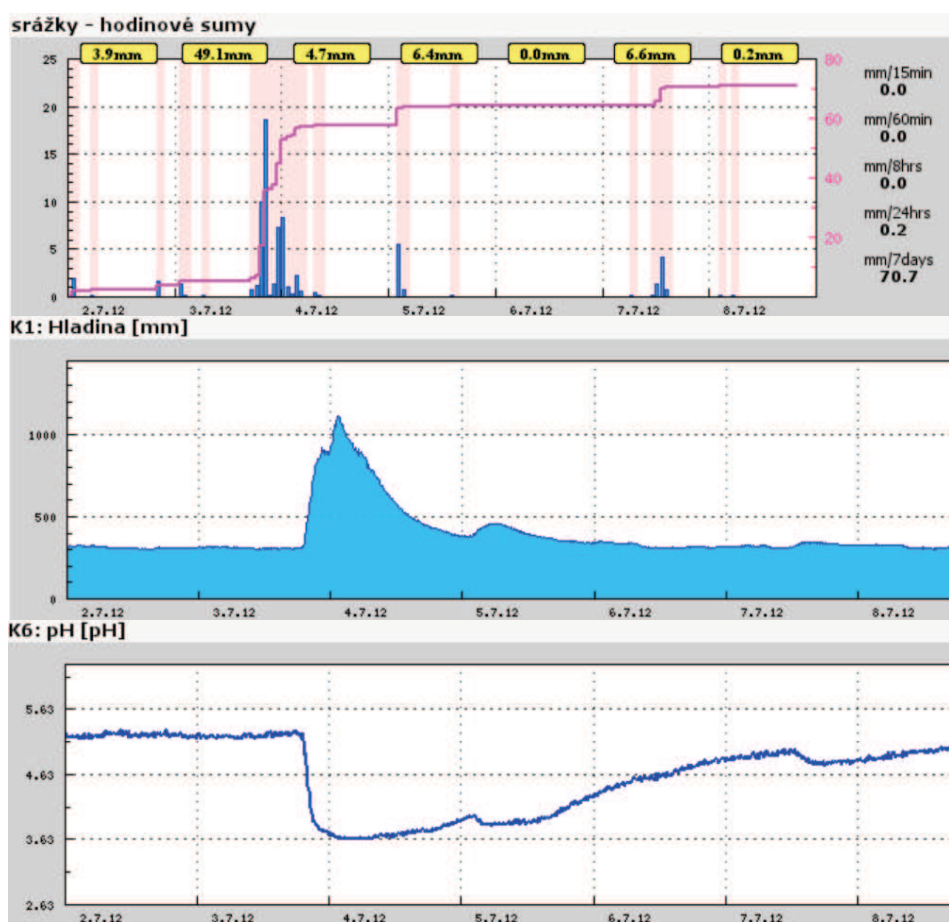


Obr. 25 Automatické stanice (zleva doprava): a) hladinoměrné zařízení a hydrometrování v profilu na Ptačím potoce, b) tlakové čidlo a sensory pro monitoring fyzikálně-chemických parametrů (Černý potok), c) ultrazvukové čidlo (Ptačí potok), d) řídicí jednotka typu M-4016 (Prášilský potok), e) hydrometrování v závěrovém profilu Roklanského potoka (foto: autor)

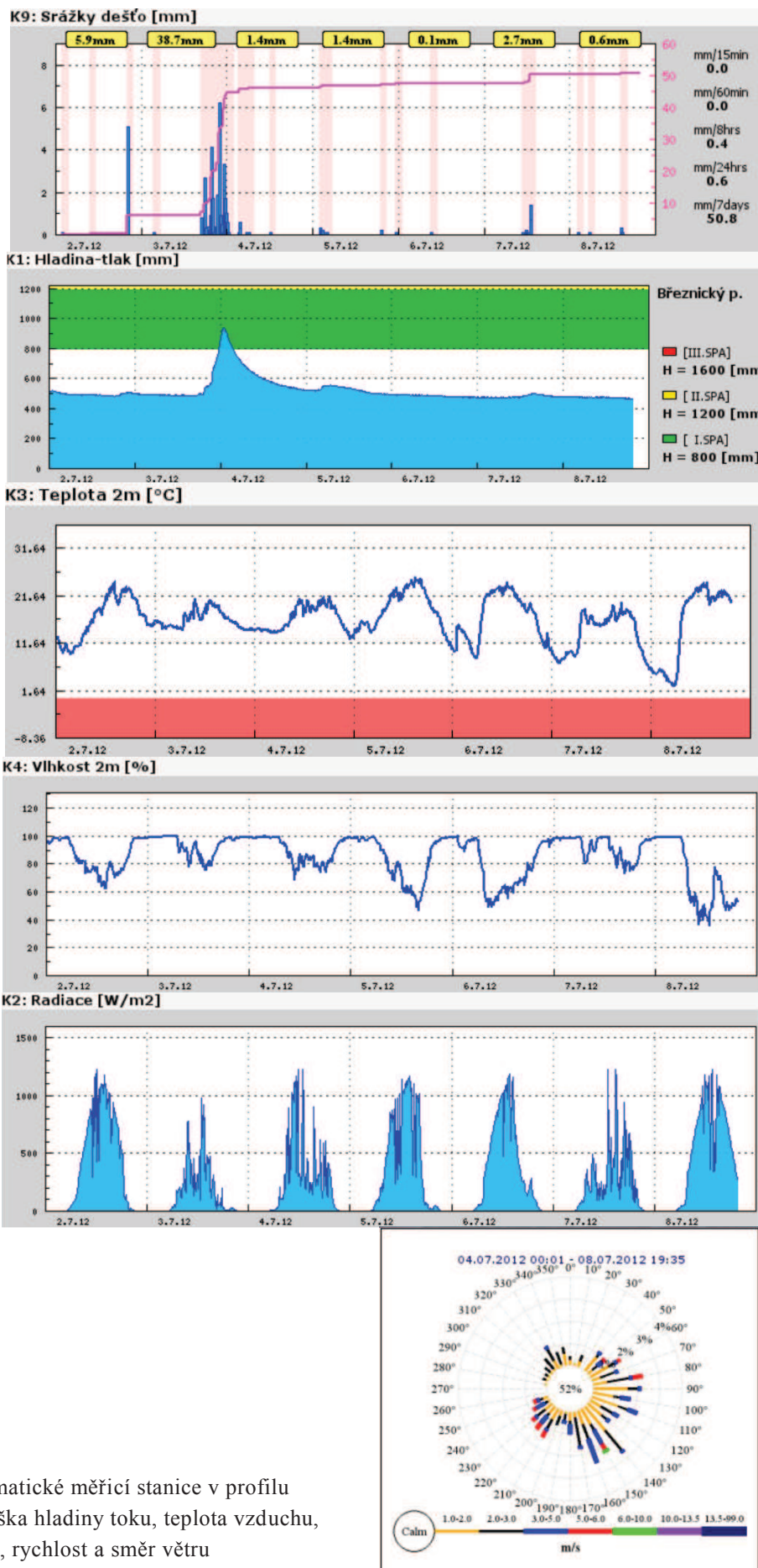


Obr. 26 Parametrizace měřících kanálů v rámci automatické stanice na Březníku (foto: autor)

Po zavedení základní monitorovací sítě sledování výšky hladiny vodních toků byly stávající profily postupně opatřeny dalšími měřícími kanály, které výrobce nabízí, a které jsou kompatibilní v rámci systému. Především se jedná o monitoring vývoje pH, konduktivity, redoxně-oxidačního potenciálu či rozpuštěného kyslíku. Těmito čidly byla osazena primárně ta experimentální povodí, kde je apel na kontinuální sledování při významných změnách s-o režimů (Česák et al., 2008a).



Obr. 27 Výstup z automatické měřící stanice v profilu Rokytky: úhrn srážek, výška hladiny toku, pH



Obr. 28 Výstupy z automatické měřicí stanice v profilu Březník: úhrn srážek, výška hladiny toku, teplota vzduchu, vlhkost vzduchu, radiace, rychlost a směr větru

Další kapitolou sledování f-g parametrů jsou částečně či plně vybavené meteorologické stanice, které vhodně doplňují nedostatečné pokrytí stanicemi v rámci ČHMÚ. Celkem jsou ve vybraných profilech v provozu 2 kompletní stanice a 2 člunkové srážkoměry SR03 pro monitoring úhrnu dešťových srážek s přesností na 0,1 mm. Takto osazené lokality umožňují přesnější analýzu s-o procesů v povodí (jsou umístěny ve vhodných vytipovaných profilech) i tvorbu GIS modelů pro simulaci průběhu povodňových vln. V rámci kompletně vybavených meteorologických stanic jsou k dispozici tyto měřicí kanály: teplota a vlhkost vzduchu ve výšce 2 m, pyranometr (sluneční radiace přímá i odražená), anemometr (rychlost a směr větru), srážkoměr bez vytápění, přízemní teplota vzduchu, teplota půdy v několika hloubkových úrovních. Kompletní stanice se nachází v lokalitách Březník a Modrava, člunkové srážkoměry navíc v lokalitě býv. Zhůří na Křemelné a na Rokytce. V lokalitě Ptačí potok je navíc nainstalována ultrazvuková sonda pro kontinuální monitoring výšky sněhové pokrývky.

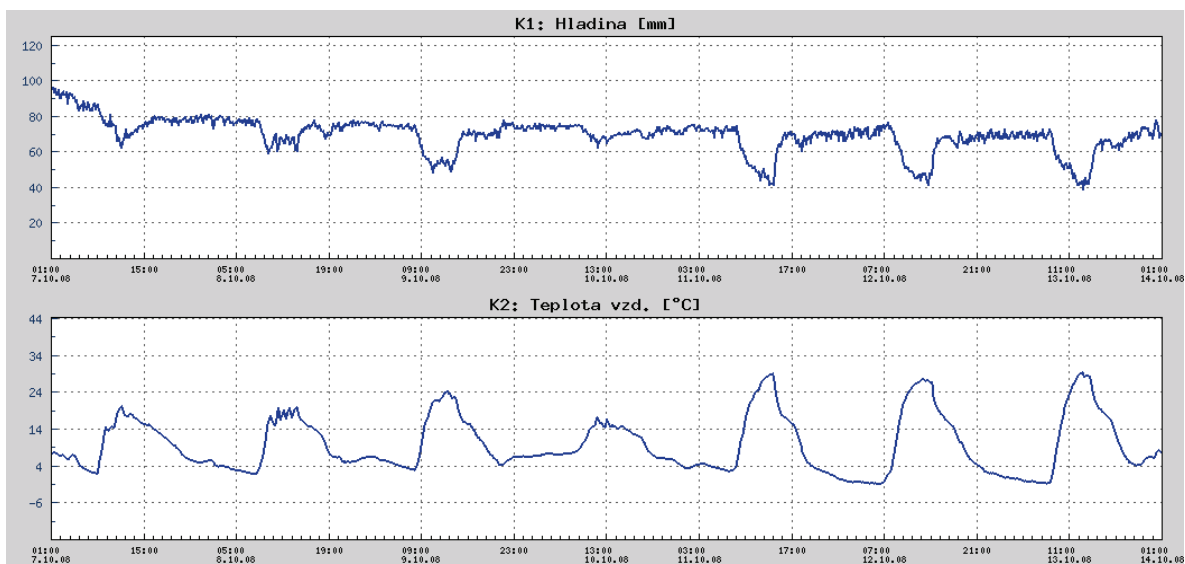
Vícekanálové stanice (meteorologické stanice, profily s čidly pro sledování chemismu toků) jsou většinou osazeny z důvodu vyšší energetické náročnosti na funkčnost solárními panely pro bezúdržbový provoz. Takto vybavené profily není potřeba navštěvovat kvůli výměně baterií, i během zimního období jsou zpravidla energeticky soběstačné. Navíc jsou využity v mnoha případech i jako stínící prvky ultrazvukových čidel pro eliminaci chyb měření.

3.3.2.2 Chyby měření stanic

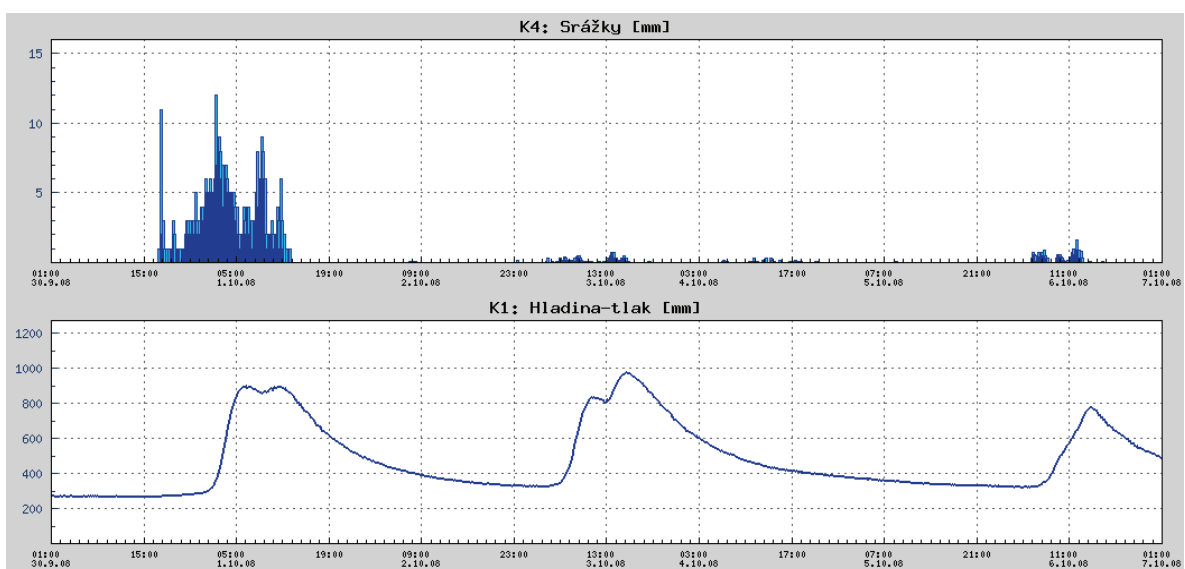
Chyby při měření nastávají většinou u ultrazvukových čidel. Dlouhodobá chyba ultrazvukového měření hladiny nepřesahuje dle výrobce 1 %. Chyby technického charakteru spočívají především ve vybití akumulátoru či rozbití solárního panelu. Díky přepětí během bouřkové činnosti může dojít i ke zničení stanice. V zimním období je problémem totální zasněžení a zamrznutí stanice.

Nevýhodou ultrazvukových čidel je nereálné snížení měřených hodnot hladiny při přímém oslunění sensoru v důsledku jeho neodpovídajícího zahřátí vůči okolní aktuální teplotě vzduchu (obr. 29). Tento fakt je zohledňován při instalacích přístrojů doplněním stávajících sestav stínícími prvky tak, aby byla tato chyba měření co nejvíce eliminována. Jako vhodné stínící prvky se osvědčily solární panely, které slouží vzhledem k obtížné dostupnosti mnoha profilů především pro dobíjení akumulátorů. Druhou drobnou nevýhodou je v případě malých toků časté zarůstání profilu vegetací, což může mít za následek měření nereálných hodnot, popřípadě i spuštění limitních, gradientních či varovných alarmů. Určitou potenciální nevýhodou v profilech s tlakovými čidly je možnost poškození či destrukce během povodňových situací. Dle Jelínka (2008) jsou navíc údaje o teplotě vzduchu problematické vzhledem k umístění čidla, které většinou neodpovídá standardům požadovaným na měření teploty vzduchu. Tato data nebyla ovšem k jednotlivým analýzám využita.

Níže jsou uvedeny příklady časových řad hodnot sledovaných parametrů vygenerovaných v programu MOST doplněné o ukázky systémových chyb měřících kanálů, o kterých bylo pojednáno výše v textu (obr. 29 a 30).



Obr. 29 Výstup z ultrazvukového hladinoměrného zařízení v profilu Zhůrecký potok (pramenná oblast Křemelné) – pravidelné nereálné snížení výšky hladiny toku (nahore) odpovídající zvýšení teploty vzduchu při přímém oslnění čidla (dole)



Obr. 30 Ukázka sloupcového grafu záznamu 10-ti minutového úhrnu srážek (nahore) a odpovídajícího kolísání hladiny měřené tlakovým čidlem v profilu Rokytky (pramenná oblast Vydry; dole) - vyhlazená linie demonstruje fakt, že na změnu výšky hladiny nemá vliv změna teploty vzduchu, vody ani vlnění hladiny při vyšších rychlostech větru

Možné chyby při záznamu měřených veličin byly v průběhu zpracovávání dat eliminovány ruční homogenizací časových řad tak, aby veškeré výstupy byly relevantní a použitelné k vyvození závěrů.

3.3.2.3 Hydrometrická měření a sestrojování konzumpčních křivek

S hydrometrickými měřeními bylo v zájmovém území započato již v prosinci roku 2005. Měření spočívala v pravidelném provádění hydrometrování vybraných toků ve vytipovaných profilech vázaných především na hladinoměrná zařízení. Byla prováděna hydrometrickou vrtulí C2 od firmy OTT s různými propelery pro odlišný charakter proudění toku (obr. 31) za účelem přesného vykreslení konzumpčních křivek (měrných křivek průtoku; do dnešní doby bylo v zájmovém území provedeno cca 400 měření; obr. 25a, 25e a 31). Poslední rok je pro hydrometrická měření využíván přesnější a pro manipulaci jednodušší bezkontaktní průtokoměr FlowTracker SonTek ADV a v některých případech i systém ADCP (SonTek-ADCP/ADP acoustic doppler current profiler; obr. 31). V poslední době je měření průtoku prováděno nárazově pouze během extrémních odtokových situací pro potřeby korekce konzumpčních křivek v oblastech minimálních a maximálních hodnot (obr. 32). Záměrem bylo tedy zejména sestavení měrných křivek průtoku, které by v kombinaci s pravidelným sledováním výšky hladiny vytvořily představu o chodu a rozložení odtoku ve sledovaných povodích. Hydrometrování bylo kromě toho prováděno i za účelem posouzení vzájemné bilance odtoku v jednotlivých dílčích povodích a určení klíčových oblastí jeho formování. Při hydrometrických měřeních v daných profilech je zásadním předpokladem korektního přepočtu na odpovídající průtoky postihnout všechny úrovně vodnosti toku (kromě běžných průtoků i povodňové a suché periody). Tato měření však byla vzhledem k horskému charakteru toků často velmi obtížná. Zejména měření vysokých průtoků nebylo možno z technických důvodů (obtížná časová dostupnost), ale i z důvodu bezpečnosti měřících osob, v některých případech provádět. Data o velikosti průtoku jsou tedy pořízena jen v určitém rozsahu vodnosti, což může způsobovat problémy při aplikaci mimo tento rozsah prostřednictvím extrapolace hodnot. Spolehlivost jednotlivých konzumpčních křivek může být v konkrétních profilech rovněž značně ovlivněna charakterem koryta v úseku měrného profilu, kde často převažuje kamenité až balvanité dno. Měrné křivky byly konstruovány v programu MS Excel za pomoci funkce spojnice trendu (ve většině případů byla jako nejvhodnější použita mocninná funkce). V případě některých profilů bylo při jejich konstrukci nutno vyřešit skutečnost, že spojnice trendu (konzumpční křivka) dosahovala v daném intervalu vysoké spolehlivosti, avšak v oblasti mimo tyto intervaly (zejména v oblasti vysokých průtoků) docházelo k výraznému nadhodnocení či naopak podhodnocení velikosti průtoku. Tento problém byl řešen za pomoci matematické extrapolace měrné křivky do oblasti vysokých průtoků.

Postupy a nejistotami spojenými s měřením průtoku se zabývá Herschy (1995). Na chyby, které se mohou vyskytnout při procesu transformace napozorovaných dat o výšce hladiny na údaje o průtoku upozorňují Kašpárek (2009) či Polcar (2010). Ten se zabývá úskalími soudobých a budoucích řešení tohoto procesu a dopady na kvalitu výsledných průtokových řad. Benešová (2010) popisuje velmi detailně jednotlivé metody extrapolace měrných křivek průtoku. Zvýšená četnost povodní v poslední době ukazuje na potřebu zpřesnění stanovování zásadní hydrologické veličiny, kterou je průtok. Problematikou hystereze měrných křivek se zabývá Overleir (2006), v podmínkách Česka např. Havlík (2010).

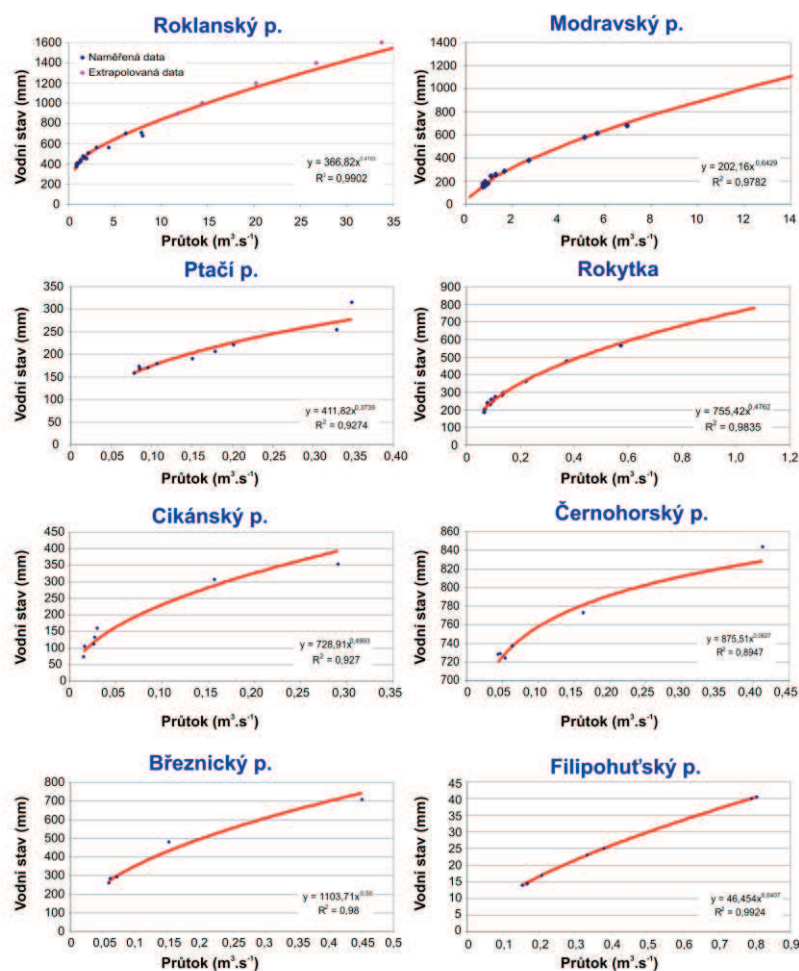


Obr. 31 Propeler hydrometrické vrtule (vlevo nahoře) a mechanické počítadlo otáček (vpravo nahoře), hydrometrování průtokoměrem FlowTracker (vlevo dole) a systémem ADCP (vpravo dole)

3.3.2.4 Hodnocení krátkodobých časových řad

Pro *databázové zpracování* souboru dat bylo využito programu MS Excel. Data byla exportována ve formátu *.dta. V první fázi zpracování dat byl na základě funkčního předpisu odvozené konzumpční křivky daného profilu přiřazen jednotlivým vodním stavům odpovídající průtok. U časových řad byla posléze provedena filtrace anomálií a nesmyslných hodnot (zámrz v zimním období, chybná měření; viz kap. 3.3.2.2). Délka, časový výskyt a charakter výpadků v měření hladinoměrných stanic se v jednotlivých profilech liší, u většiny toků však tvoří jen zanedbatelný podíl. Ze souboru revidovaných a zkompletovaných dat měření v kroku deseti minut byly následným zpracováním vytvořeny řady průměrných hodinových a denních průtoků, které byly

statisticky zpracovány dle ČSN 75 1400. Hodinový průtok byl spočten jako aritmetický průměr měření v desetiminutových intervalech během předcházející hodiny. Průměrný hodinový průtok např. pro 12:00 hod. daného dne byl spočten jako průměr měřených hodnot hladinoměrem v termínech 11:10–12:00 hod. Denní průtok byl spočten jako průměr hodinových průtoků daného dne. Průměrný denní průtok např. pro 8.5.2008 tak byl spočten jako průměr hodinových průtoků od 1:00 hod. dne 8.5.2008 po 24:00 hod. dne 8.5.2008, resp. 0:00 hod. dne 9.5.2008.



Obr. 32 Konzumpční křivky ve vybraných profilech toků (Čurda, 2009; upraveno)

Obdobným způsobem byla zpracována i data ze srážkoměrů a meteorologické stanice na Břežniku. Hodinový úhrn srážek byl spočten jako suma měření v kroku deseti minut během předcházející hodiny. Hodinový úhrn srážek např. pro 12:00 hod. daného dne byl spočten jako suma naměřených hodnot srážkoměrem v termínech 11:10–12:00 hod. (značí tedy konec akumulace). Denní úhrny srážek byly spočteny jako suma hodinových úhrnů srážek v době od 8:00 hod. do 7:00 hod. následujícího dne. Denní úhrn srážek např. pro 8.5.2008 tak byl spočten jako suma hodinových úhrnů srážek od 8:00 hod. dne 8.5.2008 do 7:00 hod. dne 9.5.2008. Pro úplnost je nezbytné uvést, že časové údaje v záznamu měření jsou uváděny ve středoevropském čase. Letní čas není v přístroji zaváděn.

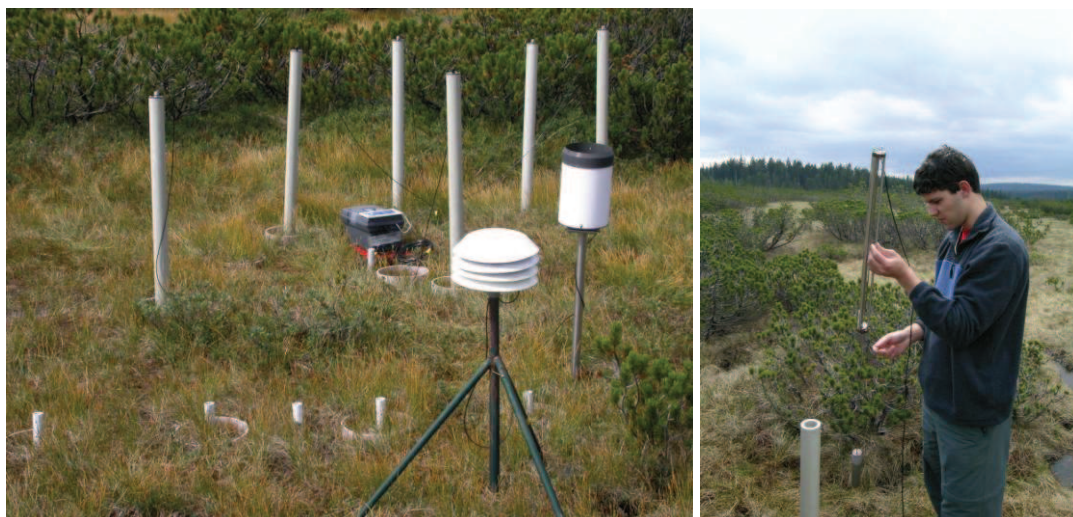
Pro *posouzení variability odtoku* ve vybraných profilech byla použita klasická hydrologická statistika. Ke zhodnocení míry extremity ve vzestupu povodňové vlny ze dne 18.4.2009 byla pro tento případ využita metoda prezentovaná v práci Čurdy (2009). Ta spočívá, ve své první fázi, v

určení průměrného průtoku jednotlivých toků v období před vzestupem povodňové vlny. V tomto případě bylo zvoleno období D-8 až D-2 (10.-16.4.2009). V tomto období měly průtoky setrvalý trend ovlivněný pouze táním sněhové pokrývky. Předpoklad je, že tento průtok by byl na toku dosažen i v následujících dnech, pokud by nedošlo k příčinné situaci. Pro stejné období (D-8 až D-2) byly spočteny z průměrných hodinových průtoků hodnoty variačního koeficientu. Takto vypočtené hodnoty (označeny jako $Cv1$) nám dávají představu o míře rozkolísanosti jednotlivých toků v období před povodňovou vlnou. V druhé fázi byl pro každý tok spočten variační koeficient v období D-1 až DD, vztažený ke zjištěnému teoretickému průměrnému průtoku daného toku v období před příčinnou situací (D-8 až D-2), získanému výše uvedeným postupem. Období D-1 až DD je rozmezí, ve kterém v tomto případě došlo ke vzestupu, kulminaci a poklesu povodňové vlny. Takto získané hodnoty variačního koeficientu (označeny $Cv2$) tedy vyjadřují míru variability povodňových průtoků od jejich normálního průběhu, který by byl teoreticky dosažen bez povodňového případu. Vzájemné hodnocení tedy poskytuje dobrou představu o míře extremity povodňové vlny jednotlivých toků ve vztahu k jejich průměrnému průtoku. Tato metoda byla vyvinuta pro tuto konkrétní situaci a její využití je z důvodu předpokladu obdobných vstupních a příčinných podmínek u všech sledovaných toků aplikovatelná pouze na některé povodňové situace. Pro kontrolu a eliminaci možného zkreslení hodnot variačního koeficientu v závislosti na době trvání kulminačního průtoku a délce vlny na jednotlivých tocích byl využit následující postup. Ten spočívá ve vyjádření hodnoty vzájemném podílu maximální dosažené hodnoty desetiminutového průtoku v období D-1 až DD (dále označován jako KP) a průměrného průtoku v období před vzestupem povodňové vlny (dále označován jako PP), v tomto případě D-8 až D-2. Takto získaná hodnota je označována jako index extremity kulminačního průtoku I_{EKP} ($I_{EKP}=KP/PP$).

Tímto způsobem byly hodnoceny pouze jednotlivé přítoky Modravského a Roklanského potoka, jež je možné považovat za relativně homogenní území z hlediska f-g parametrů. K odhalení vazeb mezi vypočtenými ukazateli variability a vybranými f-g podmínkami jednotlivých povodí byla využita korelační analýza. Byl posuzován zvláště vliv podílu plochy rašelinišť na variabilitu odtoku při povodňových epizodách (Čurda et al., 2011).

3.3.3 Monitoring hladiny podzemní vody ve vrchovišti

Kontinuální sledování výšky HPV ve vrchovišti je založeno na stejném principu, na kterém probíhá monitoring výšky hladiny v povrchových tocích, tedy na systému automatických měřicích zařízení od firmy Fiedler-Mágr (kap. 3.3.2.1). Systém sledování HPV je spravován Botanickým ústavem Akademie věd ČR v Českých Budějovicích (BÚ AV ČR). Sestava obsahuje kromě řídicí jednotky automatickou sondu s plovákem (obr. 33). Přístroje provádějí kontinuální měření v intervalu 30 minut s přesností na 1 mm. Jednotlivá čidla jsou umístěna v reprezentativních bodech ve flarku, trávníku a v kleči.



Obr. 33 Automatická stanice pro měření HPV v Rokytecké slati (v popředí stínítko s teploměrem a srážkoměr, v pozadí datalogger a hydrosondy na měření HPV; vlevo) a vnitřek automatické sondy s plovákem (vpravo; zdroj: BÚ AV ČR v Českých Budějovicích, 2004)

3.4 MONITORING FYZIKÁLNĚ-CHEMICKÝCH A GEOCHEMICKÝCH PARAMETRŮ POVRCHOVÝCH VOD A ATMOSFÉRICKÉ DEPOZICE

3.4.1 Monitoring fyzikálně-chemických parametrů vod

Součástí vybraných vodoměrných profilů je kontinuální monitoring teploty vody, pH, konduktivity, redoxně-oxidačního potenciálu a obsahu rozpuštěného kyslíku. Měřicí čidla byla v průběhu výzkumu pravidelně kalibrována a udržována s ohledem na správnou funkčnost a zajištění kontinuity časových řad. Celý systém byl postupně doplňován a uzpůsobován potřebám a cílům výzkumu. Hydrologický monitoring byl v experimentálních povodích Rokytky (23,1% podíl rašelinišť), Ptačí potok (12,0%), Černý potok (5%) a jejich závěrových profilech s instalovanými hladinoměry doplněn v hydrologickém roce 2008 sledováním bilance iontů, uhlíku a v případě povodí Rokytky i izotopů kyslíku (spolupráce s Českou geologickou službou na Barandově, ČGS; viz kap. 4.2.4) za účelem zpřesnění separace odtokových fází pomocí aniontové deficiencie. Pro posouzení hydraulické komunikace vrchoviště s drénujícím tokem bylo využito dat získaných v hydrologickém roce 2008.

Ve vytipovaných profilech byly pravidelně dvakrát měsíčně během celého hydrologického roku odebírány vzorky atmosférické depozice a povrchových vod v tocích, přičemž výsledky laboratorních rozborů byly korelovány s monitorovanými hodnotami průtoků. Vzhledem k tomu, že v ohnisku našeho zájmu stojí především extrémní odtokové situace, bylo při odběrech vzorků dbáno na to, aby byly odebírány při průtocích reprezentujících nejen průměrný stav, ale zvláště povodňové, resp. suché epizody. To se povedlo v případě povodí Rokytky a Ptačího potoka, nikoliv ovšem v případě povodí Černého potoka. Po odběrech byly vzorky ihned převezeny do laboratoře ČGS a analyzovány na: pH, alkalita, Na, K, Mg, Ca, Al, Mn, SiO₂, NH₄⁺, NO₃⁻, F⁻, SO₄²⁻, Cl⁻, TOC a TN, TON, absorbance. Veškerá stanovení byla provedena v akreditovaných laboratořích ČGS.

3.4.2 Monitoring přirozených stabilních izotopů

3.4.2.1 Odběr srážek

Za účelem zhodnocení hydrologické bilance v povodí (Rokytky) byly v měsíčním a posléze 14denním intervalu prováděny odběry srážek, přičemž měřen byl úhrn srážek a izotopové složení ($\delta^{18}\text{O}-\text{H}_2\text{O}$) srážkových vod. Chemismus a depozice srážek byla měřena v sousedních povodích Roh a Doupě v měsíčním intervalu.

3.4.2.2 Odběr povrchových vod

Odběr povrchových vod na chemismus a izotopové složení probíhal v měsíčním a posléze 14denním intervalu v profilech Rokytky - přítok, Rokytky - slat' a Rokytky - hladinoměr. Vzorokly vody byly odebírány ve stejném intervalu také v povodí Ptačoho a Černého potoka. Všechna povodí jsou vybavena i kontinuálním měřením průtoku a vybraných fyzikálně-chemických parametrů.

3.4.2.3 Chemické analýzy

Odebrané vzorky byly skladovány v temnu a chladu a analyzovány v akreditovaných laboratořích ČGS. Stanoveno bylo pH a koncentrace: NO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- iontově výměnnou chromatografií, F^- potenciometricky iontově selektivní elektrodou, NH_4^+ kolorimetricky indofenolovou modří. Ca, Mg, Na, K, Al, Fe, Si byly stanoveny plamenovou atomovou absorpční spektrometrií (FAAS), alkalita byla měřena titračně silnou kyselinou (0.1 M HCl), rozpuštěný organický uhlík (TOC) a celkový dusík (TN) platinou katalyzovanou vysokoteplotní oxidací jako CO_2 a NO_2 . Celkový organický dusík (TON) byl spočten jako rozdíl mezi TN a $\text{N}-\text{NO}_3 + \text{N}-\text{NH}_4$. $\delta^{18}\text{O}-\text{H}_2\text{O}$ byl stanoven standardní metodou s analytickou chybou $\pm 0.1\%$.

3.4.2.4 Princip metody využití izotopů kyslíku

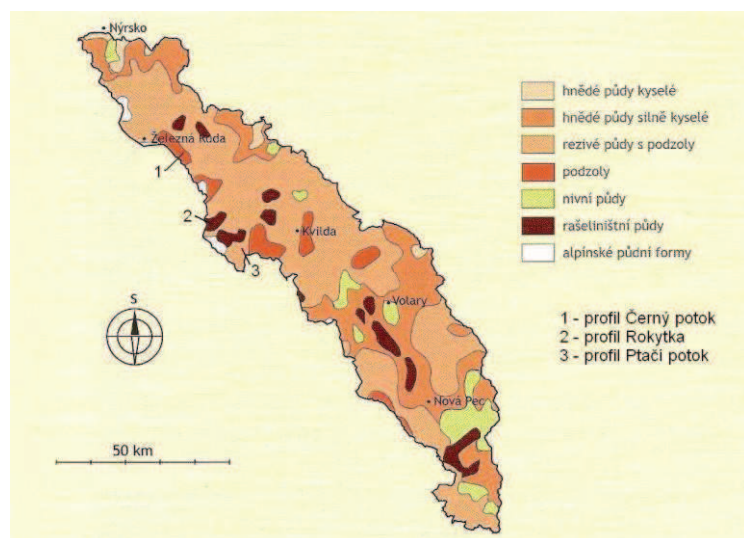
Kyslík (O) se v přírodě vyskytuje ve třech stabilních izotopech ^{18}O , ^{17}O a ^{16}O . Protože je molekula H_2^{16}O lehčí, potřebuje méně energie k výparu než těžší H_2^{18}O , naopak je tomu při kondenzaci. Jelikož je tento proces, tzv. frakcionace, teplotně závislý, mají srážky v chladných oblastech a obdobích nižší poměr $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ než v oblastech a obdobích teplejších. Díky jedinečnosti poměru izotopů $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ jednotlivých zdrojů v čase (srážky, podzemní voda, povrchová voda) lze principu frakcionace $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ využít k modelování tvorby odtoku. K vyjádření poměru izotopů $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ se používá tzv. delta zápis. Jde o relativní poměr měřeného $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ke standardizovanému poměru $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ (v tomto případě V-SMOW; více viz kap. 2.2.2).

Pro výpočet příspěvku slatě k odtoku vody v Rokytky byl použit jednoduchý model zahrnující vstup ze slatě a vstup z přítoku. Hodnocení vstupu přímých srážek je odděleně nemožné díky podobnému signálu $\delta^{18}\text{O}-\text{H}_2\text{O}$ ve slati a srážkové vodě. Příspěvek slati k odtoku Rokytky byl vypočten na základě rovnice (4).

$$\% \text{ ze slati} = [(\text{Rokytky } \delta^{18}\text{O} - \text{přítok } \delta^{18}\text{O}) / (\text{slat' } \delta^{18}\text{O} - \text{přítok } \delta^{18}\text{O})] * 100 \quad (4)$$

3.5 HYDRO-PEDOLOGICKÝ PRŮZKUM

Pro potřeby korektního zhodnocení retenční schopnosti povodí je třeba detailně monitorovat hydrologické vlastnosti jednotlivých typů půd a rašeliništních lokalit nacházejících se ve vybraných experimentálních povodích. Prozatím byl pedologický průzkum orientován především na povodí Rokytky, které představuje základní modelové povodí v rámci zájmového území. Součástí prací je zevrubný popis půdních profilů a odběry vzorků pro laboratorní analýzy. Základní informace o rašelinných ložiscích a jednotlivých typech půd (obr. 34) nacházejících se v zájmové oblasti vč. jejich retenční schopnosti jsou získávány ve spolupráci s VÚMOP a ze studie Ferdy et al. (1971). Získané poznatky jsou porovnávány s reálnými daty z terénu.



Obr. 34 Rozložení půd v NP a CHKO Šumava dle Babůrka et al. (2006) a lokalizace experimentálních profilů

Jako reprezentativní povodí bylo zvoleno povodí Rokytky vzhledem k významnému výskytu rašeliništních a zrašeliněných půd. Místa analýzy půdních profilů a popisu půdních horizontů byla vybrána tak, aby bylo zjištěno reprezentativní zastoupení jednotlivých typů půd. Série šesti půdních profilů v různých typech půd bylo popsáno klasickou metodou (obr. 35). Ostatní místa byla zjednodušeně charakterizována díky vývrátům stromů nebo vegetaci. Na základě toho byly sestaveny dvě půdní katény, každá s jinou expozicí. Charakterizována byla nejen půda, ale i expozice, sklon a geologické podloží. Místa byla vybrána s přihlédnutím k expozici, sklonu a především vegetaci a jednotlivým biotopům. Jednotlivé profily byly vytvořeny do hloubky 40–50 cm. Určovány byly základní charakteristiky půdy: hloubka jednotlivých horizontů, barva pomocí Munsellových tabulek, vlhkost a množství skeletu. Na základě vegetace, hloubky půdní vody a sklonu na celé ploše povodí pak bylo možno určit typ a druh půdního pokryvu. Podrobné výsledky výzkumu jsou součástí práce Vlčka (2011).



Obr. 35 Popis jednotlivých půdních horizontů v oblasti Rokyteckých slatí (foto: autor)

3.5.1 Datové zdroje

Data pro zjištění plné vodní kapacity, okamžité hmotnostní vlhkosti zeminy a okamžité objemové vlhkosti byla pořízena terénním průzkumem. K popisu hydrologických poměrů ve vrchovišti byla využita hodinová data o HPV ve třech typech porostů, tj. ve flarku, trávniku a kleči, získaná monitoringem BÚ AV ČR. Zjištění závislosti povrchového odtoku z vrchoviště na HPV bylo provedeno s použitím řady hodinových dat o výšce hladiny, resp. průtoku, v závěrovém profilu studovaného povodí, kde je instalováno ultrazvukové hladinoměrné zařízení PřF UK. Řada okamžitých desetiminutových průtoků byla statisticky zpracována dle ČSN (1997) pro další statistické analýzy. Výše uvedená data byla dána do souvislosti s daty o úhrnu srážek z automatických člunkových srážkoměrů lokalizovaných na ploše vrchoviště a v závěrovém profilu povodí. Pro výzkum bylo zvoleno vegetační období roku 2010 vzhledem k faktu, že v tomto roce byla k dispozici nejúplnější řada porovnávaných dat.

3.5.2 Použité metody

Retenční kapacita půd je zkoumána celou řadou metod. Jednou z nejpoužívanějších je měření pomocí neutronové metody, metoda retenčních křivek (Šanda, 1998), měření změny izotopů prvků ve vodě po průchodu půdou (Zhang et al., 2011) a další techniky. Gravimetrická metoda použitá v rámci našeho výzkumu má ale stále řadu výhod. Nejdůležitější věcí je jednoduchost této metody, a proto lze jejím využitím podchytit více anomálií a větší plochu. Rovněž není tak časově náročná a její pomocí lze hodnotit více faktorů najednou (typ půdy, vegetace atd.). Navíc poskytuje v mnoha případech přesnější výsledky. U tématu retenční schopnosti půdy poskytuje zásadní zjištění její pórovitost. Standardní výpočet se opírá o jednoduchý princip podílu celkového objemu vzorku a objemu pevné složky. Vzhledem k možnosti existence uzavřeného půdního vzduchu v nasycené zóně, a dalších okolností, nemusí vždy měření pórovitosti půdy přesně určit množství pórů schopných pojmout vodu. Proto byla vybrána metoda měření plné vodní kapacity.

Retenční schopnost jednotlivých částí vrchoviště byla porovnána s výškou HPV. Mezi HPV ve

vrchovišti a povrchovým odtokem z vrchoviště byla posuzována závislost vzhledem k dalším faktorům, jako je úhrn srážek, apod.

Prezentované mapy byly vyhotoveny v programu ArcGIS 9.0 firmy ESRI s pomocí databáze VÚMOP. Tabulkové a grafové výstupy byly zhotoveny v programu Excel 2003 firmy Microsoft.

3.5.2.1 Plná vodní kapacita (P)

Plná vodní kapacita představuje objem kapilárních a nekapilárních pórů zaplněných vodou vyjádřený v [%] k celkovému objemu půdy (Suchara, 2007). Měření bylo provedeno gravimetrickou metodou pomocí Kopeckého válečků. Vzorky byly odebrány z horizontů A a B v hloubkách přibližně 10 a 20 cm. Tam, kde byl A horizont slabý nebo naopak Oh hlubší než 10 cm, byl odebrán i Oh horizont (Vlček, 2011).

3.5.2.2 Okamžitá hmotnostní vlhkost zeminy (OHV)

Vlhkost byla měřena opět gravimetrickou metodou, a to pomocí rozdílu hmotnosti aktuálně odebraného vzorku a vzorku vysušeného. Výsledná hodnota pak odpovídá hmotnosti vody v [g] na hmotnost sušiny v [g], tedy v [g/g], popřípadě v [ml/g], nebo v procentuálním vyjádření [%] (Suchara, 2007).

3.5.2.3 Okamžitá objemová vlhkost (OOV)

Jedná se o podobné vyjádření vlhkosti jako u hmotnostní vlhkosti s tím, že množství vody se nevztahuje na hmotnost půdy, ale na objem půdy, tedy v [g(ml)/cm³]. Vyjádřit ji lze rovněž procentuálně [%] (Suchara, 2007).

3.5.2.4 Výpočet retence vody v půdě (R_A)

Určení hodnoty retence vody v půdních podmínkách povodí Rokytky byl jedním z klíčových úkolů výzkumu. Z celkové plochy a jednotlivých hloubek ve vrchovišti je vypočten objem celého půdního pokryvu bez C horizontu, tedy objem A horizontu (případně Oh +A) a B horizontu (případně E + B, B/C). Od hodnot těchto objemů se pak odečte skeletovitost [%] a pórovitost [%]. Tím je vypočten objem potenciálních volných pórů v celém zájmovém povodí. Nejprve byla vypočtena hodnota retence jednotlivých půdních horizontů [mm], tedy: hloubka H násobena plnou vodní kapacitou P a doplňkem skeletovitosti S do hodnoty 1.

$$R_A = H * P * (1-S) \quad (5)$$

Retence v jednotlivých horizontech byla posléze sečtena. Jak již bylo zmíněno, u některých sond byla přičtena i retence nadložního horizontu. Do tohoto objemu je však nutné započítat aktuální vlhkost, která se v době měření nedostala pod 60 %. Pomocí interpolačních metod (IDW, Kriging, Spline) pak byla vypočtena průměrná retence v celém povodí. Kromě zmíněných metod byl použit i výpočet pomocí Thiessenových polygonů, přičemž každá metoda

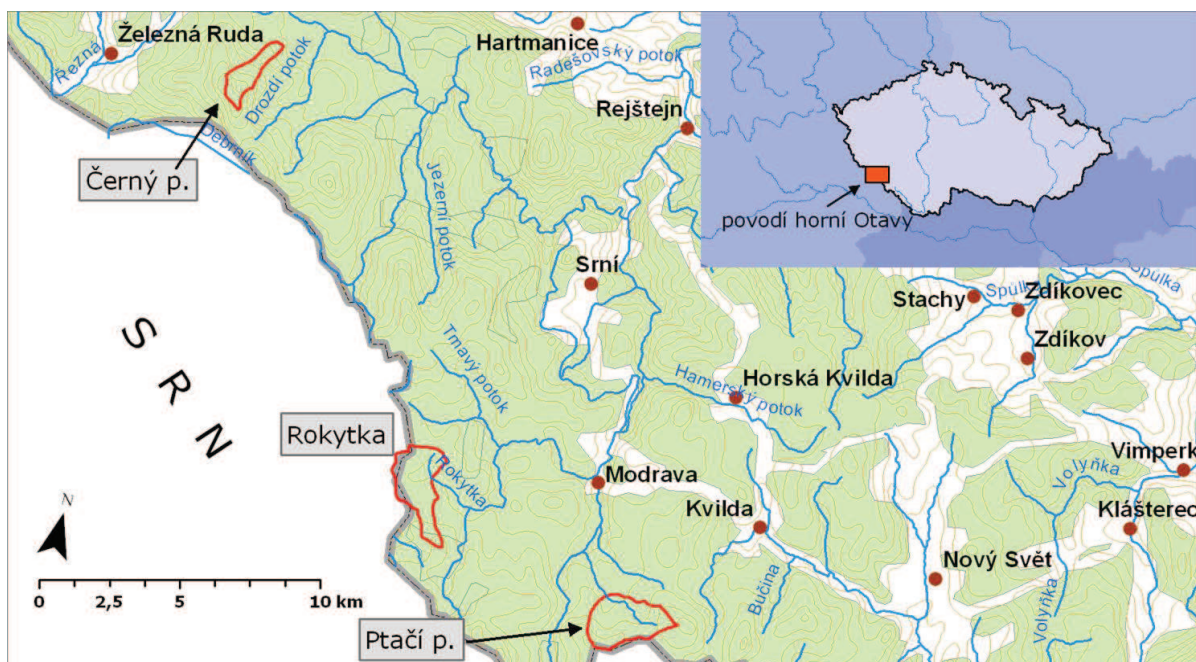
podléhá jinému algoritmu výpočtu.

3.5.2.5 Monitoring hladiny podzemní vody a odtoku z vrchoviště

Monitoring HPV, resp. vodního stavu v závěrovém profilu experimentálního povodí, je založen na systému automatických měřících zařízení od firmy Fiedler-Mágr (více viz 3.3.2 a 3.3.3).

3.6 MONITORING SNĚHOVÉ POKRÝVKY

Pro zkoumání odtokových poměrů a pro modelování a případnou předpověď odtoku z tající sněhové pokrývky je zcela klíčová znalost množství vody akumulované ve sněhové pokrývce před nástupem jarního tání. Určení tohoto množství není ovšem s ohledem na prostorovou variabilitu charakteristik sněhové pokrývky vůbec jednoduché. Údaje o sněhové pokrývce ze staničních měření v rámci sítě ČHMÚ se zejména v horském terénu mohou diametrálně lišit od skutečných podmínek, které panují v povodí i v nejbližším okolí stanice. Odhad množství vody akumulované ve sněhu v nejexponovanějších částech povodí českých toků nejsou dostatečně reprezentativní a bývají většinou značně podhodnocené. Z těchto důvodů byla během posledních šesti zimních období provedena série sněhoměrných expedičních měření ve třech experimentálních povodích v pramenné oblasti Otavy (obr. 36).



Obr. 36 Poloha experimentálních povodí pro měření sněhové pokrývky v pramenné oblasti Otavy

Ve vybraných reprezentativních povodích Rokytky, Ptačího a Černého potoka byl prováděn pravidelný monitoring sněhových charakteristik. Pro monitoring výšky sněhové pokrývky (SCH – Snow Cover Height) a její vodní hodnoty (SWE – Snow Water Equivalent) tzv. expedičním měřením (mobilním průzkumem) byla proto v těchto oblastech vyvinuta metodika spočívající v bodovém měření s pravidelným prostorovým rozložením a s přihlédnutím k nadmořské výšce,

expozici, sklonu svahu a hustotě a druhové skladbě vegetačního pokryvu. Informace o dynamice ukládání se získávají na podkladě více měření během zimní sezóny, přičemž jedno z nich je soustředěno do období maximálního vysněžení a další do jarního období tání sněhové pokrývky. Uvedená měření mají za úkol alespoň částečně odhalit a popsat skutečnou prostorovou variabilitu sněhové pokrývky a její charakteristiky.

3.6.1 Datové zdroje

Pro potřeby analýzy míry vlivu jednotlivých faktorů na formování sněhové pokrývky bylo třeba získat data z různých zdrojů. Stručně je lze rozdělit následovně:

- 1) digitální data složek krajiny ve formátu vrstev pro GIS,
- 2) meteorologická data staničního měření ČHMÚ, DWD či PřF UK,
- 3) data o charakteru sněhové pokrývky v zájmovém území získaná vlastním terénním měřením.

3.6.2 Měření výšky sněhové pokrývky a její vodní hodnoty

Pro měření vodní hodnoty sněhu byla použita váhová sněhoměrná souprava SM 150-50 (obr. 37 a 38). Obsah průřezu odběrného válce je 50 cm^2 . Soustava se skládá z digitální váhy (přesnost $\pm 2\text{g}$), na kterou se pomocí závěsného vahadla zavěsí odběrný válec o délce 1,5 m. Při odběru vzorku se válec za současného pootáčení zatlačí do sněhové pokrývky až k povrchu půdy. Na vnější straně válce se na stupnici zároveň odečítá výška sněhu. Sníh ve válci se upěchuje tyčí, kterou se zpětně přeměří výška pokrývky. Monitoring probíhá s krokem přibližně 200 m v závislosti na charakteru měrných bodů a požadované přesnosti. U každého bodu byly kromě výšky sněhové pokrývky a vodní hodnoty sněhu zaznamenány i údaje o pokrytí vegetací, sklonu a expozici. Přesná poloha a nadmořská výška měrných bodů je stanovována pomocí GPS60CSx a GPS Leica. V experimentálním povodí o ploše cca 3 až 4 km^2 (např. povodí Rokytky) jsou vlastnosti sněhové pokrývky stanovovány pro přibližně 50 bodů (obr. 37).

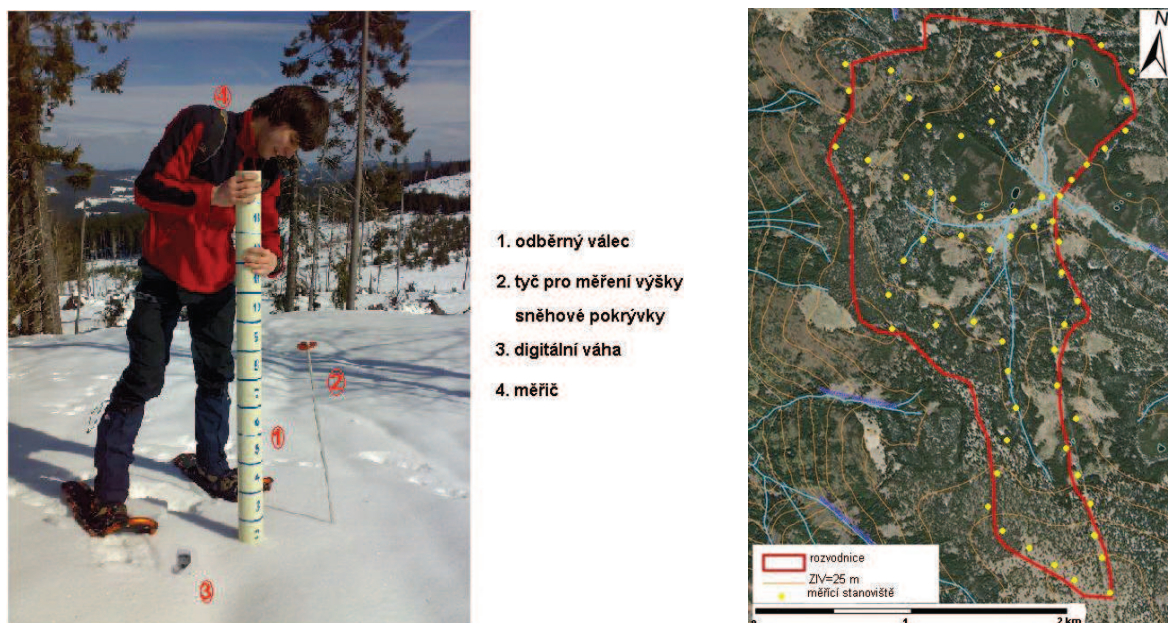
Z údajů o výšce sněhové pokrývky a hmotnosti odebraného vzorku lze vypočítat následující charakteristiky.

$$\text{Hustota sněhu} \quad \zeta = m/k.h \quad (6)$$

$$\text{Vodní hodnota sněhu} \quad SVH = 10.m/k \quad (7)$$

$$\text{Vodní hodnota pro použitý sněhoměr} \quad SVH = 200.m \quad (8)$$

kde: ζ – hustota sněhu ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$), m – hmotnost vzorku sněhu (g), k – plocha průřezu (cm^2), h – výška sněhu (cm), SVH – vodní hodnota sněhu (mm).



1. odběrný válec
2. tyč pro měření výšky sněhové pokrývky
3. digitální váha
4. měřič

Obr. 37 Sněhoměrná souprava SM 150-50 na vrcholu Malé Mokrůvky v experimentálním povodí Ptačího potoka (vlevo) a rozmístění měrných bodů v ploše povodí Rokytky (Pospíšil, 2009)

Odběrný válec je vysoký 150 cm a nedisponuje nástavcem, proto je zapotřebí v případě vyšší mocnosti sněhové pokrývky sníh odebírat postupně. Výška je odhadnuta s přesností na celé centimetry. Každý bod je zaměřen pomocí globálního polohového systému (GPS – Global Positioning System) a označen jedinečným kódem pro zřetelnou identifikaci. Klíčové je zvolit konkrétní místo odběru tak, aby co nejlépe reprezentovalo danou lokalitu. Místo odběru tedy významně podléhá subjektivnímu hodnocení, proto byl i počet jednotlivých kategorií charakterizovaných veličin redukován na optimum. U každého bodu byly zaznamenány následující údaje charakterizující dané místo a jeho okolí: identifikační kód, hmotnost odebraného vzorku, výška sněhové pokrývky v místě odběru, průměrná výška sněhové pokrývky v okolí odběrného místa, pokrytí vegetací, expozice reliéfu, sklon reliéfu, popř. poznámky. **Pokrytí vegetací** bylo klasifikováno do následujících tří kategorií: 1) otevřená plocha s očekávaným významným ovlivněným sněhové pokrývky redistribucí větrem (louky, velké nezalesněné paseky, rašeliniště, apod.), 2) otevřené plochy s částečnou ochranou před větrem (nízký řídký les, paseky, mýtiny, široké průseky a cesty, mrtvý, kůrovcem zasažený mrtvý les), 3) vysoký les zabezpečující významnou ochranu před působením větru a rovněž ovlivňující sněhovou pokrývku intercepcí. Údaje o expozici a sklonu (rovina, mírný svah, prudký svah) představovaly pouze doplňkové údaje pro pozdější analýzy. Expozice vůči různým světovým stranám je ovšem v případě Šumavy velmi důležitým ovlivňujícím faktorem, protože se zde výrazně projevuje efekt návětrné a závětrné strany.

Obr. 38 Zjišťování hmotnosti odebraného vzorku sněhu a mocnosti sněhové pokrývky v experimentálních povodích Černého potoka (pramenná oblast Křemelné, vlevo) a Rokytky (pramenná oblast Vydry, vpravo; foto: autor)



V průběhu jednotlivých zimních období byla provedena optimalizace metodiky monitoringu sněhových parametrů z hlediska jeho zefektivnění a precizace výstupů pro hydrologickou prognózu. Postupně jsou určovány a hierarchizovány vlivy klíčových f-g faktorů dynamiky vývoje sněhu. Získané poznatky ze závislostních analýz jsou implementovány v rámci postupů vedoucích ke zpřesnění odhadu vody akumulované ve sněhové pokrývce. Rovněž bylo u závěrového profilu povodí Ptačího potoka instalováno ultrazvukové čidlo pro měření SCH. Pravidelně je prováděna verifikace měření sněhoměrnou latí (obr. 39).



Obr. 39 Verifikace kontinuálního monitoringu sněhové pokrývky automatickým ultrazvukovým zařízením v povodí Ptačího potoka pomocí sněhoměrné latě (foto: Jeníček)

3.6.3 Hodnocení vlivu fyzicko-geografických faktorů na charakter sněhové pokrývky

Jednotlivé faktory, které mají klíčový vliv na formování sněhové pokrývky v zájmové oblasti, byly monitorovány během expedičních měření v uplynulých šesti zimních sezónách nebo zaznamenávány meteorologickými či klimatickými stanicemi, jejichž provoz je zabezpečovaný ČHMÚ, DWD a KFGG PřF UK. Jako nejkompletnější z hlediska výstupů byla vybrána zimní období 2007/2008 a 2008/2009 a povodí Ptačího (povodí Vydry) a Černého potoka (povodí Křemelné). Při korelačních analýzách jsou brány v úvahu vybrané faktory a jejich vliv na dvě klíčové charakteristiky sněhové pokrývky, vodní hodnotu sněhu (SWE) a relativní hustotu sněhu (ρ).

Při analýzách byl zjišťován korelační koeficient r a těsnost vztahu porovnávaných veličin byla popisována následně (Nosek, 1972):

$r > 0,9$	velmi těsný vztah, velmi vysoký stupeň vázanosti mezi proměnnými
$0,7 < r < 0,9$	vysoký stupeň těsnosti vztahu
$0,5 < r < 0,7$	význačná těsnost vztahu
$0,3 < r < 0,5$	mírný stupeň těsnosti vztahu
$r < 0,3$	nízký stupeň těsnosti vztahu

V grafických výstupech byla klasifikace pokrytí vegetací (viz kap. 3.6.2) nahrazena slovním popisem: 1 = otevřená plocha, 2 = mýtina, 3 = les. Analýzy byly prováděny v prostředí programu MS Excel, výstupem z programu jsou grafy znázorňující závislosti mezi studovanými veličinami. Do grafu byly zaneseny také spojnice trendu a vypočtena hodnota spolehlivosti R^2 . Typ spojnice trendu byl volen s ohledem na nejvyšší hodnotu spolehlivosti. Vliv solární radiace a rychlosti a směru větru na vývoj sněhové pokrývky v experimentálních povodích nebylo možné analyzovat vzhledem k tomu, že tato data nebyla k dispozici.

3.6.4 Měření hustoty a teploty sněhové pokrývky

V zimní sezóně 2008/2009 bylo ve vybraných modelových povodích (Rokytky a Ptačí potok) provedeno měření hustoty a teploty jednotlivých vývojových vrstev sněhové pokrývky ve vertikálním sloupci. Stanoviště pro odběr vzorků sněhu byla z hlediska vegetace vybírána tak, aby co nejlépe vystihovala okolní terén. Analýzy hustoty a teploty sněhu byly prováděny od přelomu března a dubna (maximální vysněžení) až do roztátí veškeré sněhové pokrývky. Vertikální profily byly situovány do blízkosti hladinoměrného zařízení příslušného povodí. Pro měření byla využívána sněhoměrná souprava SM 150-50, teploměr a odběrné válečky o objemu 34 cm^3 . Po rozpuštění sněhu byl objem vody změřen pomocí odměrného válce. Měření bylo provedeno v kopané sondě (viz obr. 40), přičemž vzorky sněhu byly odebírány v intervalu cca 20 cm s ohledem na změny kvalitativních vlastností jednotlivých vrstev. Výsledná hustota byla uvažována jako hustota pro celé povodí.



Obr. 40 Vertikální profily sněhové pokrývky v experimentálních profilech Rokytky (vlevo) a Ptačího potoka (vpravo; Pospíšil, 2009)

3.6.5 Interpretace dat o sněhové pokrývce

Ručně psané záznamy z expedičních měření jsou archivovány a digitalizovány v MS Excel. Databáze naměřených a vypočítaných hodnot byla v prostředí ArcGIS 9.3 propojena pomocí kódů z GPS, které byly upraveny na formát *.shp (shapefile).

Data jsou poté v prostředí GIS vhodnými metodami interpolována tak, aby bylo možné posoudit plošné rozložení sněhových zásob. Pro odhad celkového množství vody akumulované ve sněhové pokrývce v experimentálních povodích byly použity interpolační techniky nabízené softwarem ArcGIS. Interpolace byly provedeny bez ohledu na vegetační kategorii stanoviště. Postupně byly vytvořeny interpolace za použití tří interpolačních algoritmů v prostředí GIS – Spline (tension, váha 0.1), Kriging (ordinary spherical) a IDW (váha 0.5) při výstupní velikosti pixelu 10×10 m. Tyto nadstavby používají interpolační algoritmy založené na vážených průměrech. To znamená, že údaje nacházející se blíže k bodu, pro který se provádí interpolace, mají větší vliv (váhu) na určení interpolované hodnoty než údaje dále od tohoto bodu. Váha se pro každý měřený údaj, který se bere při interpolaci do úvahy, může měnit od 0 do 1. Rozdíly mezi jednotlivými metodami spočívají v tom, jak se určují váhy a jak se používají při interpolaci. Všechny metody vedou k různým interpolačním údajům, protože každá používá jiný algoritmus. Dle Holka (2004) je pro účely interpolace v malém povodí nejvýhodnější metoda Kriging, který byl použit i pro výstupy v rámci našeho výzkumu.

3.6.6 Metody hodnocení odtoku ze sněhové pokrývky

Z hlediska metodologického bylo nepříznivým faktem, že nebylo technicky možné umístit v zájmové oblasti vyhřívaný srážkoměr pro monitoring sněhových úhrnů v zimním období. To

bude možné až v období následujícím díky meteorologické stanici umístěné v obci Modrava s dostupností zdroje vyhřívání. Možnost vyhřívání je klíčová vzhledem k faktu, že jsou závěrové profily zájmových povodí osazeny hladinoměrnými zařízeními pro možnost detailního hodnocení odtoku ze sněhové pokrývky.

Ke zpracování analýzy odtoku ze sněhové pokrývky v modelovém povodí Rokytky byla využita datová řada z hladinoměrného zařízení umístěného v jeho závěrovém profilu. Zpracována byla řada hodinových i denních průtoků v rozsahu předpokládaného možného výskytu sněhové pokrývky, tzn. v období od listopadu do května daného hydrologického roku. Při modelování pomocí Degree-day modelu a k identifikaci počátku tání sněhové pokrývky bylo využito i průměrných hodinových a denních teplot vzduchu. Pro určení průměrných hydrologických charakteristik povodí byla použita denní a měsíční data od počátku měření hladinoměru. Podrobný postup modelování odtoku z tajícího sněhu v povodí Rokytky je součástí práce Pospíšila (2009). Výše uvedená data byla použita pro model odtoku ze sněhové pokrývky v modelu **Degree-Day**. Data popisující kvantitativní vývoj sněhové pokrývky byla pro každý den měření vyhodnocena zvlášť. Za pomoci interpolační metody Kriging byly znázorněny údaje o vodní zásobě ve sněhu v povodí. Analýzy odtokového režimu byly soustředěny především do jarního období roku 2009, ale nastíněny byly i interpolované hodnoty rozložení vodní hodnoty sněhu v období 2007/2008.

Nejjednodušší a nejrozšířenější metodou modelující tání sněhu je využití tzv. degree-day faktorů (DDF) v rámci metody teplotní indexace. Ta obecně uplatňuje pouze časové řady teplot vzduchu jako vstupní veličinu modelu. DDF mají empirický charakter - závisí na ročním období, stupni zalesnění a nadmořské výšce. V období dešťových srážek vyšších intenzit se význam komponenty tání snižuje. Velikost odtoku z tání sněhu může případně i klesnout pod hodnotu chyby srážkových měření. Během přívalových dešťů, provázených silnou turbulencí vzduchu, jsou složky krátkovlnné solární radiace zanedbatelné. V těchto podmínkách převládá vliv konvekce, dlouhovlnné radiace a kondenzace par. Parametrizace procesů, odvozující odtokové množství z tání od dešťové intenzity je experimentálně obtížně verifikované (Krejčí, 2000). Nejvěrnější převedení reality poskytuje metoda energetické bilance, jež představuje Andersenův model.

Mezi nejjednodušší modely patří tzv. **indexové metody**, při kterých se využívá vztah mezi táním sněhu a nějakou lehce měřitelnou charakteristikou, která využívá korelaci k energetické bilanci sněhové pokrývky, nejčastěji formou teploty vzduchu. Uplatňuje zjednodušení parametrů sněhové pokrývky. Nevýhodou je, že nedokáže využít procesy ovlivněné výměnou tepla. Metoda teplotní indexace je ale stejně jednou z nejpoužívanějších pro modelování tání sněhu, a to z několika praktických důvodů: široká dostupnost teplotních dat, možnost relativně jednoduché interpolace, možnost jednoduché předpovědi teploty vzduchu, dobré výsledky modelu navzdory jeho jednoduchosti, jednoduchý výpočet, možnost doplnění dalších parametrů (Hock, 2003). Teplota vzduchu ve sněhovém modelu je použita jako index pro výměnu energie na rozhraní sněhová vrstva-vzduch. Během procesu tání je teplota sněhu $\geq 0^{\circ}\text{C}$. Energie dodaná dlouhovlnným zářením je lineární funkcí teploty vzduchu, proto existuje shoda mezi slunečním zářením a teplotou atmosféry.

Mnoho studií odhalilo významnou korelaci mezi roční ablací a teplotou vzduchu nad bodem mrazu. Některé studie pozorovali korelační koeficient až 0,96. Proces tání sněhové pokrývky je ovlivněn mnoha faktory, které jsou specifické pro každé povodí v prostoru a čase. Měřené hodnoty (teplota sněhu, objem vody z roztátého sněhu, apod.) kolísají se změnou ve vlastnostech sněhu, tzn. dobou tání. Metoda uplatňuje degree-day faktor (koeficient tání), který je stanoven na základě trvání sněhové pokrývky, nadmořské výšce a zeměpisné poloze, vegetačním pokryvu, zastíněnosti, dešťových podmínkách, sklonu reliéfu, aj. Je definován jako poměr výšky vodního sloupce vzniklé táním sněhu za jednotku času k průměrné hodnotě kladných teplot vzduchu v tomto časovém intervalu. Hodnota teplotního faktoru představuje odtékající část vody ve sněhové pokrývce při zvýšení teploty o 1°C za jednotku času. Degree-day faktor je vlastně přepočtení faktor pro sníh, jak rychle odtává.

Metoda teplotního indexu vychází z jednoduché rovnice, kde množství roztátého sněhu M je přímo úměrné rozdílu teploty vzduchu a prahové teploty, nad kterou začíná tát sněhová pokrývka, a koeficientu tání (DDF). Hodnoty teplotního faktoru jsou zjištěny empiricky.

$$M = DDF (T_i - T_b) \quad (9)$$

kde M je výška tání z povodí za jednotku času (mm), DDF je degree-day faktor ($\text{mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$), T_i je teplotní index vzduchu ($^\circ\text{C}$) a T_b je základní (prahová) teplota ($^\circ\text{C}$). K výpočtu teplotního indexu vzduchu během tání sněhu je nejčastěji používána průměrná denní teplota, která může být vypočítána několika způsoby (více viz Skalská, 2006).

Pro stavbu modelu byla vybrána období tání v povodí Rokytky a Ptačího potoka v jarním období roku 2009. Během procesu tání nebyly v povodí zaznamenány žádné srážky, proto lze konstatovat, že bylo zvýšení odtoku vyvoláno pouze táním sněhu. Teplotní faktor byl nejprve počítán podle vzorce vycházejícího z hustoty sněhu. Výpočet s takto zjištěným teplotním faktorem se příliš neshodoval s měřeným průtokem. Důvodem pravděpodobně byla příliš velká odchylka při měření hustot jednotlivých vrstev. Aby model vystihl počátek tání, byly stanoveny počáteční podmínky. Suma teplot za definovaný počet předešlých dnů musela dosáhnout určité hodnoty a průměrná teplota za definovaný počet předešlých dnů pod určitou hodnotu nesměla klesnout. Protože odtok ze sněhu s dobou tání narůstal, bylo třeba měnit i teplotní faktor. Podmínka byla nastavena tak, že dokud suma předcházejících teplot nedosáhne určité hodnoty, je teplotní faktor upraven určitým podílem. Během výpočtu byl modelovaný odtok ze sněhu porovnáván s naměřenou zásobou vody ve sněhové pokrývce. Ve chvíli, kdy ve formě sněhu již žádná voda na povodí nebyla, nahradil model poslední odtokovou křivku křivkou funkce $y = x - \alpha$. Stejná metodika byla použita v práci Klošeho (2008). Degree-Day model byl upraven i pro hodinový krok, kde se potvrdila hypotéza, že model pro takto krátké období není příliš vhodný (Pospíšil, 2009).

3.6.7 Chyby měření a interpretace dat o sněhové pokrývce

Při měření sněhové pokrývky a jejích parametrů výše popsanou metodikou může dojít k několika systematickým chybám, vyplývajícím jednak ze subjektivity úsudku, a jednak

z rozličných vlivů technického charakteru (viz níže).

1) Vzhledem k použití přístroje GPS s přesností ± 10 m v závislosti na síle signálu nelze mnohdy přesně dohledat měrný bod použitý v rámci minulých sněhoměrných kampaní. Chyba související s nepřesným určením místa odběru je eliminována rozborem sněhové pokrývky v jeho blízkém okolí.

2) Další častá chyba může souviset s existencí nízkého porostu v měrném bodě (např. nízká kleč), skupiny spadných větví nebo borůvčím, kde je složité dostat se až k podkladu. To může vyústit v odběr neúplného vzorku sněhu či v narušení vzorku větvičkami, travou, apod. Na zrašeliněných stanovištích se častou chybou stává i odebrání části nezmrzlého terénu, např. rašeliny. Část sněhového sloupce bezprostředně nad zrašeliněným povrchem je navíc charakteristická vysokým obsahem vody zpětně nasáté z podkladu. Měření je v těchto případech nutné opakovat.

3) Stálá systematická chyba je způsobena samotným odběrným válcem, jehož stěny způsobují hrnutí sněhu mimo válec a odebrání neúplného vzorku (Němec, 2006). Naměřená hodnota je pak nižší než skutečnost. Proto je nutné provádět odběr pomalým krouživým zasouváním. Vliv této skutečnosti je možno snížit použitím sněhoměrného válce o větší ploše průřezu. V tomto případě je však velmi obtížné odebrat vzorek sněhu najednou. Rovněž by došlo ke zvýšení hmotnosti sněhoměrné soupravy a tím ke snížení její mobility.

4) Odběr sněhového sloupce je nutné provádět opatrně i s ohledem na přítomnost zledovatělých vrstev ve sněhovém profilu vzniklých během oblev či působením větru. Tyto vrstvy je možné prorazit pouze značnou silou, což je v přímém rozporu se zadáním a tudíž tento necitlivý přístup může negativně ovlivnit přesnost měření.

5) Chyby v měření mohou také nastat při vážení použitím vah, jejichž přesnost je ± 20 g. V praxi dochází k naměření rozdílných hmotností, výjimečně s odchylkou až ± 100 g. Proto bylo vážení prováděno opakovaně a uvažována byla průměrná hmotnost.

6) Kvalitu měření ovlivňuje i změna vodní hodnoty sněhu v rámci jednoho dne měření, způsobená například silnými srážkami či výraznou oblevou. Během monitoringu ovšem tato skutečnost nikdy nenastala, a pokud ano, tak šlo o srážky či oblevu nevýrazného charakteru.

7) Při měření hustoty jednotlivých vrstev sněhové pokrývky dochází rovněž k určitým nepřesnostem. Používány jsou válečky poměrně malého objemu, z čehož vyplývá možné zkreslení výsledků (34 ml, tzn. chyba cca 15 %; Ohara, 2006). Vzorek je zapotřebí odebírat velmi citlivě, aby nebyl sníh ve válečku stlačen. Při měření teploty sněhové pokrývky lze rovněž docílit určité chyby vzhledem k nedostatečné přesnosti teploměru.

8) Vzhledem k faktu, že při výpočtu interpolovaných hodnot charakteristik sněhu pomocí různých algoritmů nelze postihnout všechny ovlivňující faktory, je nezbytné brát v úvahu určitou chybu oproti skutečnosti i při počítačovém zpracování v prostředí GIS. Chyby při interpretaci dat jsou způsobeny hlavně faktem, že pomocí expedičního měření lze získávat pouze bodová data. Pro zjištění objemu vody, nacházejícího se ve sněhové pokrývce v daném povodí je zásadní znalost vodní hodnoty sněhu na ploše celého povodí. Toho je docíleno

pomocí interpolací, jejichž přesnost závisí mimo jiné na hustotě měrných bodů. Princip použitých metod je dostatečně popsán v odborné literatuře a není objektem zájmu této práce.

9) I přes značnou sofistikovanost a přesnost nejnovějších metod není možno postihnout při interpolacích všechny faktory, které mají na charakter sněhové pokrývky vliv, a proto není nikdy možné pomocí interpolovaných dat postihnout reálnou situaci nastalou v přírodních podmínkách.

10) Další faktorem zanášejícím chybu do finálních výstupů je skutečnost, že v důsledku snazší interpretace dat jsou parametry odběrných míst sněhu (pokrytí vegetací, sklon terénu, expozice) kategorizovány pouze do velmi malého počtu kategorií. To v důsledku neumožňuje postihnout dostatečně přesně popisovaný parametr.

3.7 VYMĚŘOVÁNÍ POTENCIÁLNÍCH AKUMULAČNÍCH A RETENČNÍCH PROSTOR

Především v povodí Vydry nad obcí Modrava lze vytipovat celou řadu vhodných prostor pro zvýšení retenčního potenciálu zdejší krajiny jednak vzhledem k velmi vhodným geomorfologickým poměrům, a jednak díky existenci někdejších akumulčních nádrží, místně zvaných klauzy (kap. 2.8.2), v horních partiích povodí. V současné době se tato torza nádrží staly objektem zájmu v souvislosti s možnostmi jejich obnovy a využití v protipovodňové ochraně a řešení problému sucha např. jejich úpravou na tzv. suché (zelené) poldry. Tyto nádrže by mohly přispět nejen ke snižování kulminací povodňových vln a zachycení z povodí splaveného dřeva, ale rovněž ke zlepšení regulačních podmínek během suchých měsíců na Vydře a Vchynicko-tetovském plavebním kanále.

3.7.1 Měření bodových polí

Pro měření bodových polí včetně půdorysů organogenních jezer nacházejících se v zájmové oblasti byla v minulosti využívána totální geodetická stanice Leica TCR 705. Následně byla k této stanici pořízena geografická GPS Leica GS20, která je pomocí systému CZEPOS (Česká síť permanentních stanic pro určování polohy) a přenosu korekčních dat systémem GPRS schopna měřit v režimu onlineprocessing či postprocessing. Vyměřování potenciálních prostor pro zadržení příčinných úhrnů srážek a retardaci odtoku, ať již někdejších akumulčních nádrží či možných retenčních nádrží vázaných na vhodnou konfiguraci reliéfu, je prováděno nejnovějším modelem totální geodetické stanice Leica TCRP1202+ (obr. 41). Tato totální stanice (TS) v sobě zahrnuje oba výše uvedené systémy (tzv. SmartStation) a je navíc doplněna samoobslužným radiovým spojením TS a výtyčky. Odpadá tak potřeba účasti figuranta při měření bodového pole. Tímto plně automatizovaným systémem, který v sobě komponuje nejnovější technologie, bylo možné zkrátit dobu strávenou při terénních pracích a zpřesnit měřené hodnoty i následné výstupy. Online či postprocessingovou korekcí dat v systému CZEPOS poskytovanou Českým úřadem zeměměřičským a katastrálním (ČÚZK) a datovému přenosu GPRS mobilního operátora O₂ lze dosáhnout při měření bodových polí přesnosti okolo 1 cm v horizontální poloze a 2-3 cm v poloze vertikální. Předpokladem pro tento vynikající

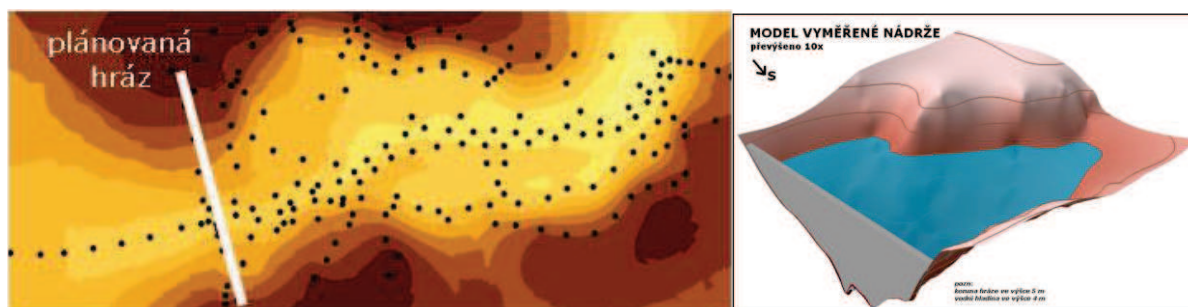
výsledek je dostatečná kvalita družicového signálu a alespoň minimální síla GSM pole O₂ operátora potřebná pro datový přenos. Tato podmínka, ač vypadá samozřejmě, je mnohdy limitující pro registraci a následné měření TS v globálním souřadnicovém systému, který je nejvhodnější pro napasování na stávající vrstvy GIS. Nejčastěji je měřeno v souřadnicovém systému JTSK, ale jednoduchým přepnutím stanice je možné stanici nastavit i do měření v jiných souřadnicových systémech. V případě, že není možné uchytit se do globálního pozičního systému, lze bodové pole vyměřit v místním souřadnicovém systému zavedením základního stanoviska do bodu $X=0$, $Y=0$, $Z=0$. Takto vyměřené bodové pole v polárních souřadnicích je možné následně napasovat na vrstvy GIS pomocí významných orientačních (rektifikačních) bodů (např. křížení cest či toků a cest, rohy budov, atd.; Česák et al., 2008b).



Obr. 41 Vyměřování bodového pole pánve někdejší akumulární nádrže v oblasti Rokyteckých slatí (nahore) a Roklanské hájenky (dole) pomocí totální geodetické stanice Leica TCRP1202+ (foto: autor)

Měření bodových polí pomocí TS či geografické GPS je jedním ze základních vstupů pro přesné modelování v GIS. Časově, finančně i pracně náročné terénní práce je proto nutné omezit jen na nejdůležitější předem vytipované oblasti, které budou využity pro další počítačové zpracování v SW GIS. Výsledkem měření pomocí TS je síť bodů se známými souřadnicemi X , Y , Z . Každý zaměřený bod má kromě automaticky naměřených a na paměťovou kartu zaznamenaných hodnot ještě možnost doplnění o kódy a poznámky. Ty umožňují lepší filtrování při práci s daty. Poznámky figuranta či obsluhy TS je tak možno

okamžitě zaznamenat do databáze. Níže jsou ukázány příklady měření pomocí TS, které byly použity pro modelování a graficky zpracované výstupy. Na obr. 42 je prezentována ukázka vytipované imaginární hráze na horní Chomutovce, kde pomocí přesného bodového měření povrchu terénu v údolní nivě byl zpřesněn průběh povrchu, předem získaný a vymodelovaný z databáze DMR (digitálního modelu reliéfu). Toto terénní měření bylo následně použito k vymodelování imaginární malé vodní nádrže (Jeníček, 2008). Na základě těchto výstupů lze určit její morfometrické charakteristiky a je možné posuzovat možný vliv malých vodních nádrží na odtokový režim v povodí (Jeníček, 2009).



Obr. 42 Bodové pole pro vymodelování vytipované imaginární malé vodní nádrže v povodí horní Chomutovky (vlevo) a její vizualizace (vpravo; Jeníček, 2008)

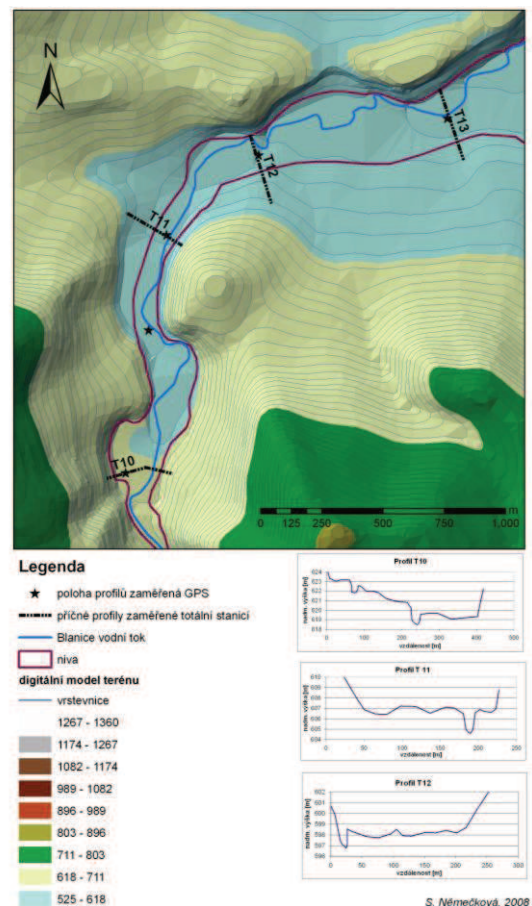
3.7.2 Měření příčných profilů a vodních ploch

Totální stanici lze použít kromě zaměřování bodových polí rovněž pro vyměření ploch či příčných profilů v korytě či údolí. Vyměření morfologie příčných profilů v povodí je nutným základem pro simulaci odtoku či posouzení efektivnosti retenčních prostor pro potřeby jeho vyrovnávání. Takto lze velmi přesně zachytit polohu koryta v rámci říční nivy. Zaměřené body v příčném profilu dokážou výrazně zpřesnit DMR a poskytnout detailnější obraz o průběhu a morfologii koryta a říční nivy. Měření příčných profilů je třeba soustředit do úseků změn morfometrických charakteristik údolí, které mají vliv na změnu proudění při postupu povodňové vlny. Nedílnou součástí transformace povodní jsou hydrometrické objekty v údolní nivě, jež mají významný vliv na zpomalení či urychlení proudění. Proto musí být při terénních pracích zaměřeny rovněž nejproblematictější objekty a úseky, které mají největší vliv na transformaci povodně. Jedná se např. o mostní objekty, kanály, boční hráze, apod. Pomocí přesných metod je možné zjistit maximální objemové charakteristiky koryta do přelivu přes ochranné hráze, místa zpomalení či urychlení odtoku, atd. Ukázka z terénního průzkumu v povodí horní Blanice na Šumavě je prezentována na obr. 43. Lokalizace profilů byla určena pomocí geografické GPS (s přesností ± 1 m v rovině X,Y). Takto zaměřené příčné profily jsou následně používány jako vstupní doplňková data pro modelování transformace povodňové vlny v korytě a říční nivě pomocí hydrodynamických modelů (Česák et al., 2008b; Jeníček, 2009).

3.7.3 Prostorové vyhodnocení bodových měření

Podobně jako v případě tvorby map s rozložením sněhové pokrývky v povodí (viz kap. 3.6.5) jsou vhodnými interpolačními metodami v prostředí ArcGIS (většinou Kriging) na základě naměřených hodnot vykresleny batymetrické plány těchto rezervoárů. Tyto mapy představují základní podklady pro výpočet morfometrických charakteristik, které jsou klíčové pro následné analýzy posouzení efektivity těchto potenciálních prostor.

Obr. 43 Ukázka měření příčných profilů totální geodetickou stanicí na horním toku Blanice (Jeníček, 2008)



4 VÝSLEDKY

Výsledky jednotlivých částí práce včetně klíčových poznatků pro následné syntézy jsou prezentovány ve velmi podobné struktuře, jako tomu bylo u metodické části. Zásadní obrázky a tabulky jsou součástí textu, detailnější rozbory pak figurují v rámci Příloh.

4.1 HYDROLOGICKÝ REŽIM V POVODÍ HORNÍ OTAVY

Důležitou součástí výzkumu bylo pochopení odtokových poměrů a jeho specifík v pramenné oblasti Otavy důkladným posouzením klíčových faktorů, které je ovlivňují. Základní výzkum a řešení jednotlivých otázek je důležitým podkladem pro výstupy aplikačního charakteru, které mohou v povodí horní Otavy souviset s posouzením rozmanitých opatření pro zvýšení jeho retenčního potenciálu. Hydrologický režim je zkoumán především z hlediska variability odtoku v závislosti na rozdílných f-g podmínkách povodí. Za účelem analýzy hydrologického režimu v pramenné oblasti Otavy bylo provedeno základní zhodnocení odtokových poměrů jednak v klíčovém povodí Vydry vč. porovnání jejich variability s parametry odtoku v povodí Křemelné po jejich nejnižše položené státní profily s relativně dlouhými časovými řadami, a jednak v modelových dílčích povodích s výrazně odlišným zastoupením zrašeliněných a rašeliništních půd.

Sledováním trendů ve vývoji odtoku a s-o vztahů v povodí Otavy, zejména s ohledem na možné změny způsobené antropogenními zásahy do říčního systému a celkové struktury povodí (změny krajinného pokryvu, apod.) se zabývali Kliment a Matoušková (2005 a 2007), Matoušková a Kliment (2008) a Kliment et al. (2010). Cílem jejich výzkumu byla analýza dlouhodobých trendů ve vývoji s-o vztahů v pramenných oblastech vodních toků, v tzv. jádrových zónách proběhlých povodní. I přesto, že na základě jednoduchých a podvojných součtových čar byly odtokové poměry v povodí horní Otavy zhodnoceny jako antropogenně neovlivněné, lze v této oblasti vysledovat mnoho projevů a důsledků činnosti člověka z minulosti i současnosti. Vliv člověka na odtokový režim v povodí Vydry byl podrobně analyzován v diplomové práci Ševčíkové (2009). Velký prostor zde byl věnován rovněž důkladnému rozboru minimálního zůstatkového průtoky Vydry v problematickém úseku pod odběrným místem Rechle a vlivu elektrárny Vydra na zdejší odtokové poměry.

Vzhledem k zaměření práce na povodí Vydry je součástí této kapitoly zevrubná analýza hydrologických dat především ze státního profilu ČHMÚ Vydra-Modrava poskytující bližší představu o základním charakteru a trendech v režimu odtoku zájmové oblasti, a vlastních dat z vytipovaných experimentálních profilů. Tento postup byl v první fázi založen na konstrukci měrných křivek průtoky v jednotlivých profilech s využitím datových podkladů získaných vlastním hydrometrickým monitoringem. V druhé fázi byly parametry těchto křivek využity k analýze dat získaných z vlastních automatických hladinoměrných zařízení. Ucelený pohled na režim hlavních toků a jejich zdrojnic v zájmové oblasti pomocí vzájemného srovnání dat ČHMÚ a dat PřF UK z automatických stanic poskytla práce Čurdy (2009) a Čurdy et al. (2011). Autoři se mimo jiné

zabývali popisem a analýzou vybraných povodňových případů. Pozornost je přitom soustředěna zejména na charakteristiku mechanismu vzniku a průběhu povodní vč. posouzení sezónního režimu jejich výskytu a povětrnostních příčin jejich vzniku. Stěžejní částí je pak hodnocení vybraných extrémních odtokových epizod a jejich kategorizace.

4.1.1 Analýza odtokového režimu v povodí Vydry

Povodí Vydry představuje hlavní zájmovou oblast z hlediska posouzení odtokových poměrů pro potřeby řešení jednotlivých cílů práce. I proto je mu věnována zvýšená pozornost při popisu jeho přírodních podmínek, hydrologického režimu a dynamiky odtoku.

4.1.1.1 Profil Vydra-Modrava

Povodí Vydry se svými dvěma zdrojnicemi, Roklanským a Modravským potokem, reprezentuje území s častým výskytem extrémních odtokových událostí a vysokou mírou heterogenity ve smyslu f-g aspektů. Sledované území je situováno v centrální části Šumavy v oblasti tzv. Modravských plání. Z hydrologického hlediska je v širším pohledu součástí pramenné oblasti Otavy. Zájmová oblast o celkové výměře 89,675 km² je vymezena rozvodnicemi výše zmíněných povodí a jejím závěrovým profilem je limnigrafická stanice ČHMÚ Vydra-Modrava (1-08-01-013; data ČHMÚ) situovaná přibližně 100 m pod soutokem těchto toků (viz obr. 21a a 21c). Základní informace o charakteru odtokových poměrů poskytuje tab. 5.

Tab. 5 Vybrané odtokové charakteristiky a charakteristiky variability odtoku v profilu Vydra-Modrava v období 1.11.1930-31.10.2008 (Čurda, 2009; data ČHMÚ, bez chybějícího období 1.11.1940-31.10.1948)

dlouhodobý průměrný průtok [m³.s⁻¹]	3,406
minimální průměrný denní průtok [m ³ .s ⁻¹]	0,200 (16.2.1963)
maximální průměrný denní průtok [m ³ .s ⁻¹]	82,000 (8.7.1954)
specifický odtok [l.s ⁻¹ .km ⁻²]	37,982
roční objem odtoku [km ³]	0,107
odtoková výška [mm]	1199
medián	2,30
rozptyl	13,256
decilová odchylka D (Q _d)	0,624
variační koeficient C _v (Q _d)	1,069
variační koeficient C _m (Q _m)	0,414
koeficient variability K _r (Q _m)	3,792

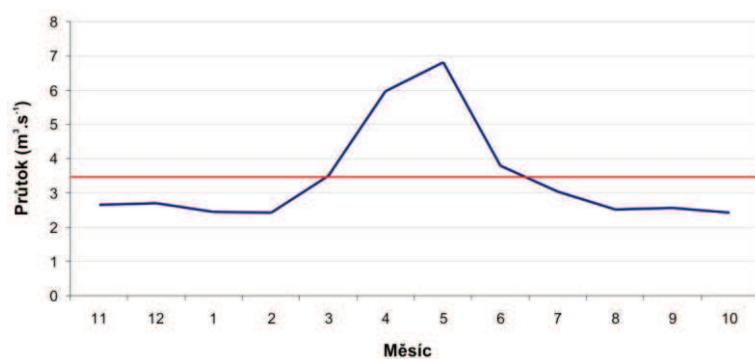
4.1.1.2 Režim denních a měsíčních průtoků

Odtokový režim Vydry lze na základě vyhodnocení grafů na obr. 44-46 označit jako jednoduchý s výrazným maximem v období jarního tání sněhové pokrývky (březen-červen). Konkrétněji je maxim v rámci roku, v dlouhodobém průměru, dosahováno na počátku května. Průtoková minima se pak vyskytují na konci února a druhotně v říjnu. Variabilita průměrných

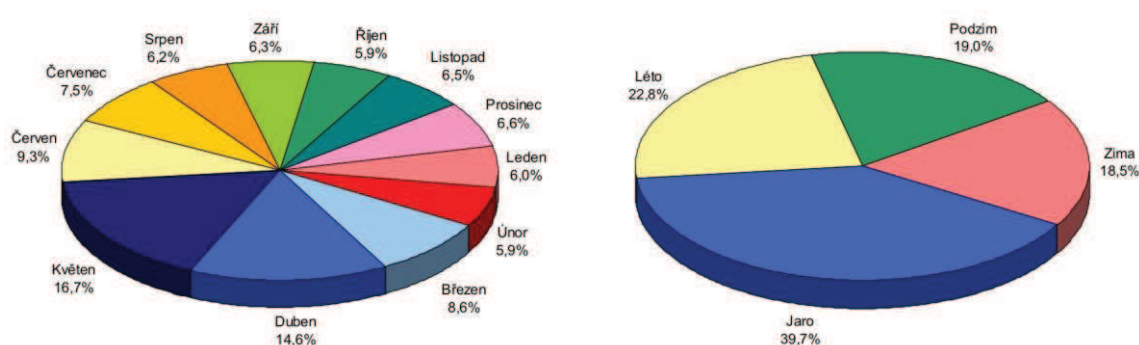
denních průtoků (Q_d) je nejvyšší v období tání sněhu, významnou rozkolísanost odtoku lze pozorovat i během letního období vzhledem k větší četnosti výskytu intenzivních dešťových srážek. Tato skutečnost se ovšem neprojevuje na variabilitě průměrných měsíčních průtoků (Q_m), což je patrně zapříčiněno krátkou dobou trvání těchto srážkových epizod. Dlouhodobý průměrný průtok v profilu Vydra-Modrava v období 1.11.1930-31.10.2008 činí $3,406 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Další odtokové charakteristiky jsou součástí tab. 5.



Obr. 44 Vývoj průměrných denních průtoků v profilu Vydra-Modrava v období 1.11.1930-31.10.2008 (Čurda, 2009; upraveno; data ČHMÚ, bez chybějícího období 1.11.1940-31.10.1948)



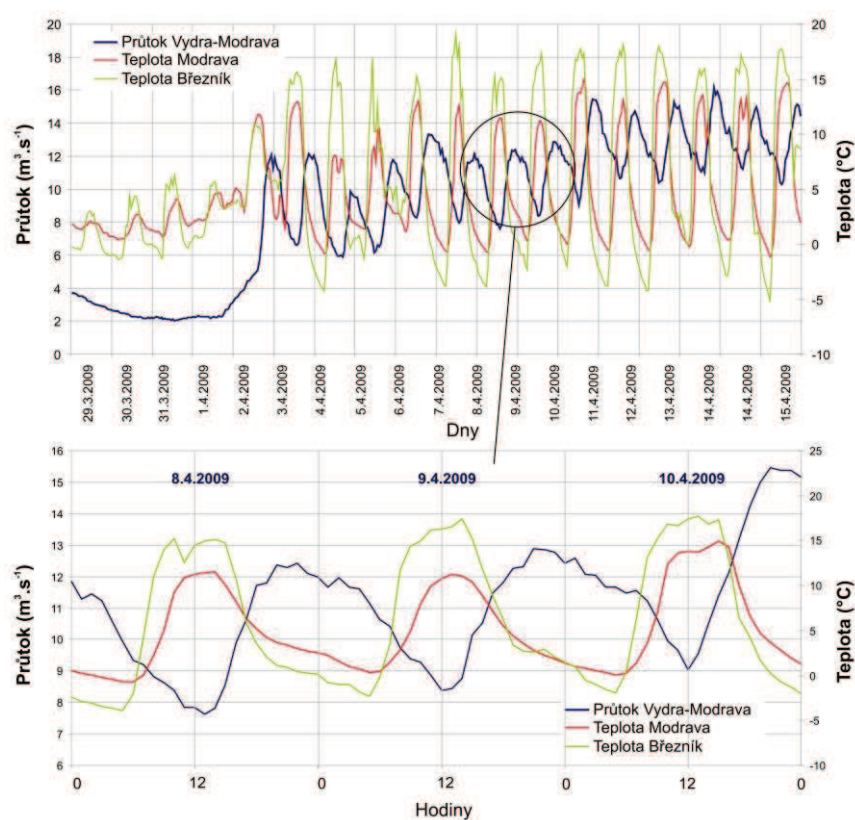
Obr. 45 Vývoj průměrných měsíčních průtoků v profilu Vydra-Modrava v období 1.11.1930-31.10.2008 (Čurda, 2009; upraveno; data ČHMÚ, bez chybějícího období 1.11.1940-31.10.1948)



Obr. 46 Podíl jednotlivých měsíců a ročních období na celkovém odtoku (Čurda, 2009; upraveno; odvozeno z dat průměrných denních průtoků ČHMÚ v profilu Vydra-Modrava v období 1.11.1930-31.10.2008 (bez chybějícího období 1.11.1940-31.10.1948)

Obecně se z výstupů zřetelně jeví významné navýšení průtoků během jarního období v důsledku procesu tání sněhové pokrývky v povodí. Markantní kolísání odtoku je přitom zaznamenáno i v rámci dne, a to především v období tání sněhové pokrývky. Pro získání představy o charakteru

chodu průtoků v průběhu dne během jarního tání bylo využito dat o průměrných hodinových průtocích získaných z hladinoměrných zařízení PřF UK. Pro získání dat odpovídajících profilu Vydra-Modrava byly provedeny součty hodinových průtoků Roklanského a Modravského potoka z profilů nad jejich soutokem. Pro příklad bylo vybráno období 28.3.-15.4.2009, během kterého docházelo ke vzestupu teploty vzduchu a následnému tání sněhové pokrývky. Velmi těsná závislost těchto dvou veličin je zřetelná z obr. 47. Zajímavým zjištěním je výrazné časové zpoždění kulminace odtoku (21:00-22:00 hod.) vůči dennímu maximu teploty vzduchu (13:00-14:00 hod.). Rozdíly maximálních a minimálních hodnot okamžitého průtoku ve sledovaném období přitom v rámci jednoho dne dosahovaly i více než 1,5 násobku hodnoty dlouhodobého průměrného průtoku. Tato zjištění jsou zatížena nejistotami souvisejícími s krátkou hodnocenou časovou řadou a mírou spolehlivosti konzumpčních křivek.



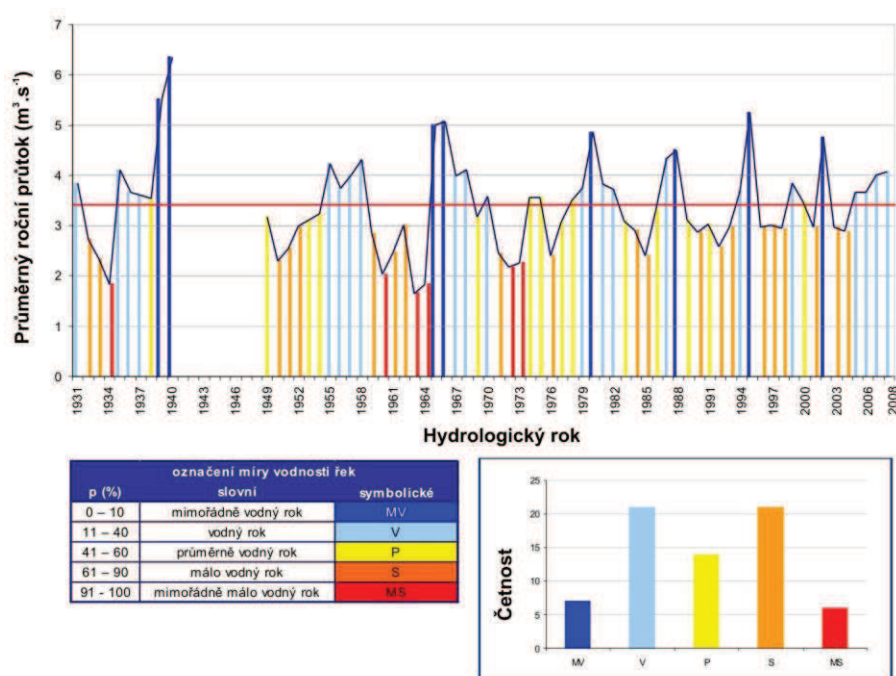
Obr. 47 Chod hodinových průtoků v profilu Vydra-Modrava v období 28.3.-15.4.2009 (Čurda, 2009; upraveno; data PřF UK)

Součty hodnot průtoků v závěrových profilech Roklanského a Modravského potoka byly použity rovněž ke zpřesnění konzumpční křivky v profilu Vydra-Modrava, tzn. v profilu situovaném těsně pod jejich soutokem (obr. 21). Tento profil je dlouhodobě problematický vzhledem ke změnám řečiště, ke kterým dochází relativně často při výskytu povodňových situací. Měrná křivka průtoků je přitom jedním ze zásadních faktorů ovlivňujících kvalitu hydrologických dat (Polcar, 2010). Spolupráce s ČHMÚ bude i nadále prostřednictvím sítě hladinoměrných zařízení pokračovat.

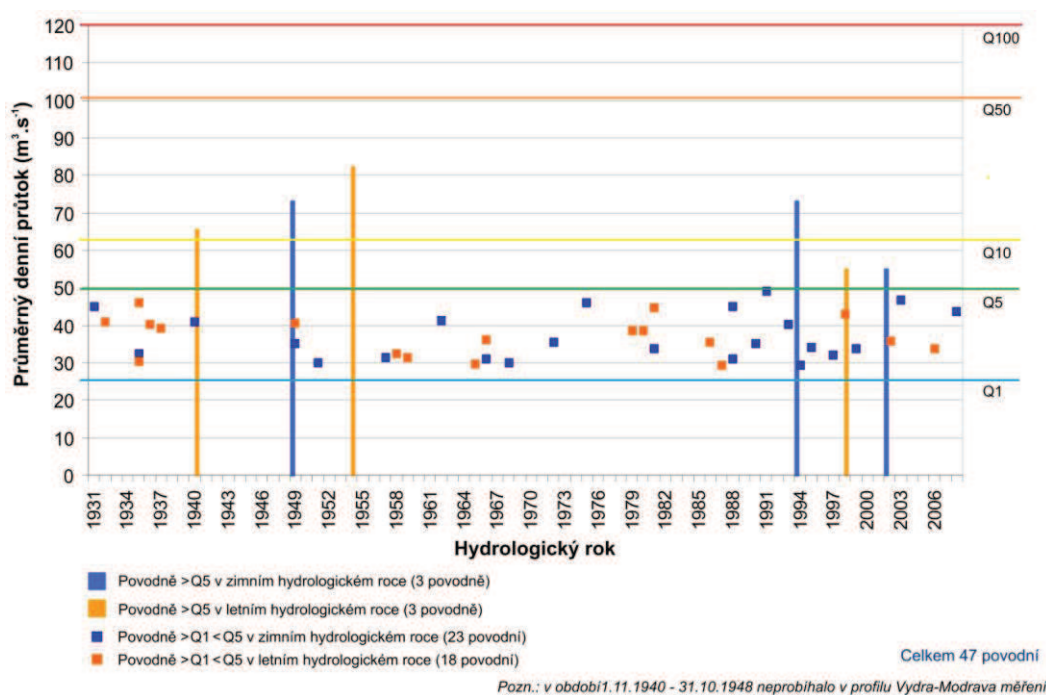
4.1.1.3 Režim ročních průtoků

Časovou řadu průměrných denních průtoků v profilu Vydra-Modrava (od 1.11.1930) lze považovat za dostatečně dlouhou a tedy reprezentativní pro analýzu trendů. Roční vodnosti toků vyjádřené jejich ročním průtokem se mění hlavně v závislosti na velikosti podílu hlavního zdroje napájení, v podmínkách Šumavy především na množství a časovém rozložení srážek. Významnou roli zde hraje i množství akumulovaných sněhových srážek v zimním období, jejichž odtok v průběhu jejich jarního tání může podstatně ovlivnit velikost ročního průtoků.

Vývoj ročních průtoků ve sledovaném období 1931-2008 znázorňuje graf na obr. 48. Pomocí barevné škály jsou jednotlivé hydrologické roky zařazeny do skupin dle pravděpodobnosti překročení ročních průtoků (p%). Z důvodu přehlednosti jsou v grafu v odpovídajících barvách vyvedeny hodnoty průtoků, nikoliv hodnoty p%. Graf nám poskytuje informaci o jisté periodicitě v opakování mimořádně vodných roků, zejména v období od počátku 80. let minulého století. Extrémní roky z hlediska zvýšené vodnosti se opakují přibližně jednou za 7-8 let a nadprůměrně vodnější či méně vodné roky (nezřetelná periodicitu) tvoří do jisté míry určité shluky. Grafický výstup je doplněn grafem četností roků jednotlivých vodností, který vypovídá o faktu, že počtu mimořádně vodných roků (MV) a vodných roků (V) odpovídá přibližně počet mimořádně suchých (MS), resp. suchých (S), roků. I vzhledem k tomuto zjištění je potřeba věnovat nadále studiu suchých period, vč. prevence před nimi, větší prostor. Obr. 49 poskytuje informaci o výskytu povodní v profilu Vydra-Modrava v letech 1931-2008. Analýzu povodňových režimů Otavy včetně návrhu databanky povodní na Otavě provedl Vlasák (2000, 2007 a 2008).



Obr. 48 Vývoj průměrných ročních průtoků a pravděpodobnost jejich překročení v profilu Vydra-Modrava v letech 1931-2008 (Čurda, 2009; upraveno; odvozeno z dat průměrných denních průtoků ČHMÚ v profilu Vydra-Modrava v období 1.11.1930-31.10.2008 (bez chybějícího období 1.11.1940-31.10.1948)



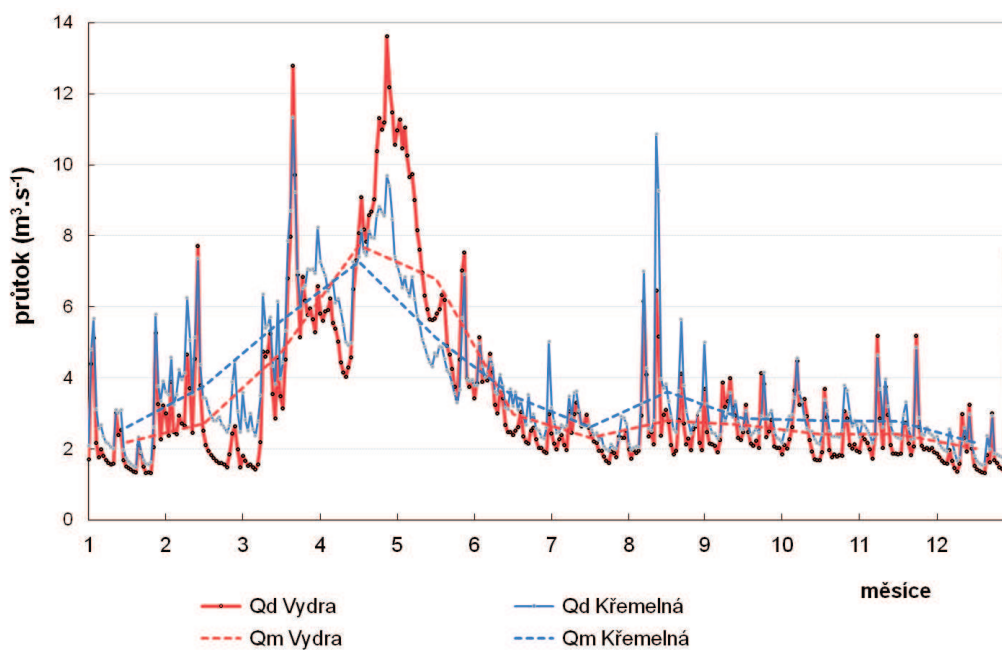
Obr. 49 Výskyt povodní v profilu Vydra-Modrava v letech 1931-2008 (Čurda, 2009; upraveno; odvozeno z dat průměrných denních průtoků ČHMÚ v profilu Vydra-Modrava v období 1.11.1930-31.10.2008 (bez chybějícího období 1.11.1940-31.10.1948))

4.1.2 Porovnání odtokového režimu v povodích Vydry a Křemelné

Pro porovnání hydrologického režimu v povodích dvou hlavních zdrojnic Otavy, Vydry a Křemelné, z hlediska variability odtoku v závislosti na stupni zrašelinění, jsou použita data o průměrných denních průtocích v limnigrafických stanicích, které jsou součástí základní sítě vodoměrných stanic ČHMÚ. Diskutovány jsou profily Vydra-Modrava (plocha povodí $90,17 \text{ km}^2$ (GIS vrstvy VÚV); $Q_p = 3,483 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (data ČHMÚ); podíl zrašeliněných a rašelinistních půd $37,21 \%$ (Ferda et al., 1971) a Křemelná-Stodůlky ($134,11 \text{ km}^2$; $3,722 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$; $5,20 \%$; obr. 21). Podrobnou analýzou hydrologického režimu v povodí Křemelné se zabýval Hladík (2009). Výskyt rašelinistních a zrašeliněných půd v dílčích povodích Vydry je zřetelně znázorněn na obr. 19 a popsán v tab. 2 (kap. 3.1.2.5). Při vyvozování závěrů je třeba brát v úvahu i ostatní f-g faktory ovlivňující odtok z tohoto území, nicméně nejvýraznějším rozdílem mezi oběma hodnocenými povodími z tohoto pohledu je právě poměr jejich zrašelinění. Tento fakt by se měl tedy projevit i v rozdílu charakteru dynamiky odtoku z obou povodí Vydry a Křemelné.

Vzhledem k faktu, že časové řady ve sledovaných profilech nejsou stejně dlouhé, byl hodnocen časový úsek, během kterého byla obě limnigrafická zařízení v provozu. Analyzováno tedy bylo období 1.11.1999-31.10.2006 (období pozorování v profilu Křemelná-Stodůlky). Toto relativně krátké období se může jevit jako nereprezentativní, nicméně byly zde provedeny základní statistické analýzy časových řad denních, měsíčních a ročních průtoků a odtok byl na základě jeho variability graficky definován z hlediska denních a měsíčních průtoků (obr. 50) a popsán charakteristikami uvedenými v tab. 6. Na podkladě těchto výstupů lze usoudit, že variabilita odtoku z hlediska průměrných denních a měsíčních průtoků se jeví mírně vyšší v případě

profilu Vydra-Modrava. Tento fakt dokládá především koeficient K_r používaný pro hodnocení odtoku z hlediska variability měsíčních průtoků. Větší rozkolísanost odtoku je tedy popsána v profilu uzavírajícím povodí s významnější mírou zrašelinění. To je patrné už porovnáním hodnot poměru maximálního (duben) a minimálního průměrného měsíčního průtoku (prosinec) ve sledovaných profilech, které dosahují 3,83 v profilu Vydra-Modrava, resp. 3,35 v profilu Křemelná-Stodůlky.



Obr. 50 Dlouhodobé průměrné denní (Q_d) a měsíční průtoky (Q_m) v profilech Vydra-Modrava a Křemelná-Stodůlky v období 1.11.1999-31.10.2006 (data ČHMÚ)

Tab. 6 Odtokové charakteristiky a charakteristiky variability odtoku v profilech Vydra-Modrava a Křemelná-Stodůlky v období 1.11.1999-31.10.2006 (data ČHMÚ)

Profil	Vydra – Modrava	Křemelná - Stodůlky
plocha povodí [km ²]	90,17	134,11
průměrný průtok [m³.s⁻¹]	3,483	3,722
minimální průměrný denní průtok [m ³ .s ⁻¹]	0,763	0,880
maximální průměrný denní průtok [m ³ .s ⁻¹]	55,100	64,600
specifický odtok [l.s ⁻¹ .km ⁻²]	38,5	27,8
minimální specifický odtok [l.s ⁻¹ .km ⁻²]	8,5	6,6
maximální specifický odtok [l.s ⁻¹ .km ⁻²]	611,0	481,7
roční objem odtoku [km ³]	0,1098	0,1174
odtoková výška [mm]	1218	875
medián	2,030	2,410
rozptyl	15,859	15,153
průměrná odchylka od střední hodnoty	2,471	2,405
směrodatná odchylka	3,982	3,893
decilová odchylka D (Q_d)	0,601	0,502
variační koeficient C_v (Q_d)	1,143	1,046
variační koeficient C_m (Q_m)	0,421	0,392
koeficient variability K_r (Q_m)	5,048	3,686

Hodnocená časová řada v profilu Vydra-Modrava byla z hlediska vybraných odtokových charakteristik porovnána s celou časovou řadou pozorování v tomto profilu, tedy s obdobím 1.11.1930-31.10.2008 (tab. 5).

4.1.3 Režim odtoku v experimentálních povodích

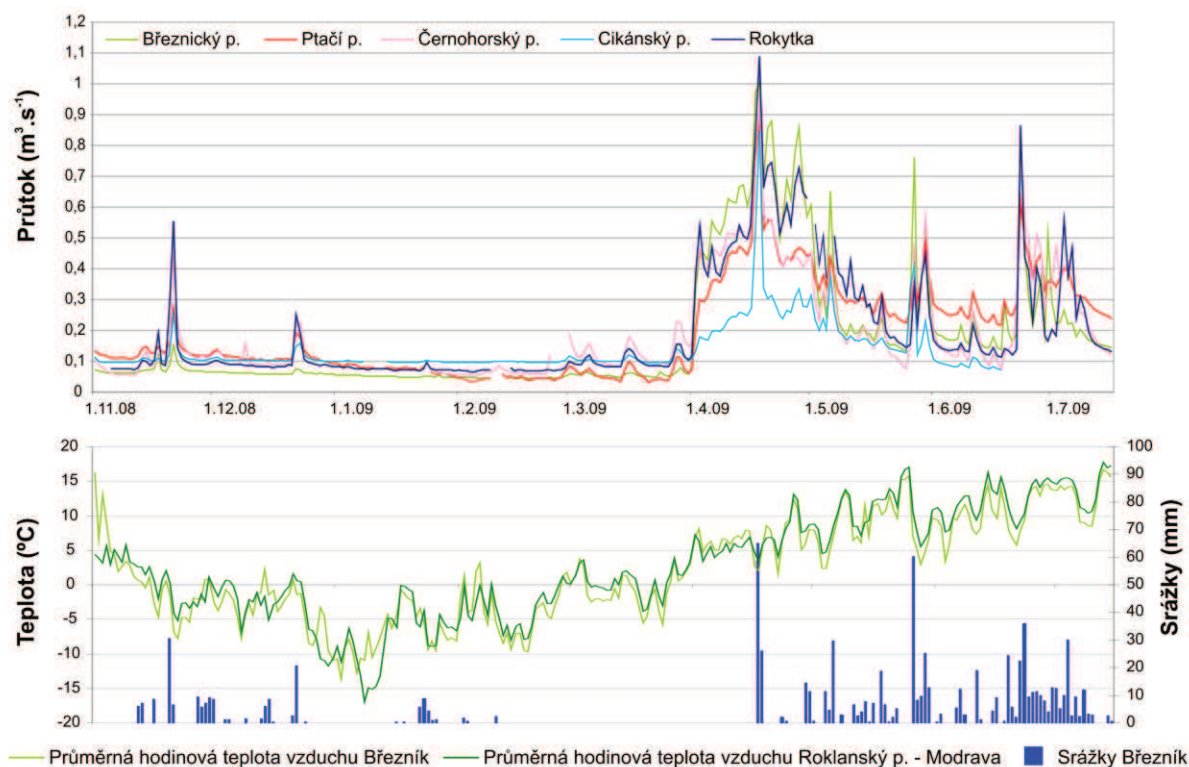
Monitoring vodních stavů, resp. průtoků, probíhá v zájmovém území povodí Vydry a Křemelné pomocí automatických hladinoměrných zařízení v jednotlivých profilech po různé časové období. Nejdelší řada pozorování je k dispozici v pramenné oblasti Vydry v profilech Rokytka (plocha povodí 3,721 km² (GIS vrstvy VÚV)) a Ptačí potok (plocha povodí 4,063 km² (GIS vrstvy VÚV)), kde byly přístroje nainstalovány v červenci 2006. Postupně pak bylo v povodí horní Otavy umístěno do vybraných profilů do současné doby celkem 17 hladinometrů, 1 člunkový srážkoměr a 3 kompletní klimatické stanice.

Vzhledem k faktu, že instalace měřicí techniky v dílčích profilech povodí probíhala v několika časových horizontech, byly k dispozici různé délky doby pozorování. Pro posouzení vývoje odtoku ve vytipovaných profilech bylo proto vybráno období, kdy byla v provozu všechna zařízení, tj. např. 1.11.2008-15.7.2009. Byla tím získána základní představa o chodu průtoků a jejich vzájemné bilanci v těchto profilech.

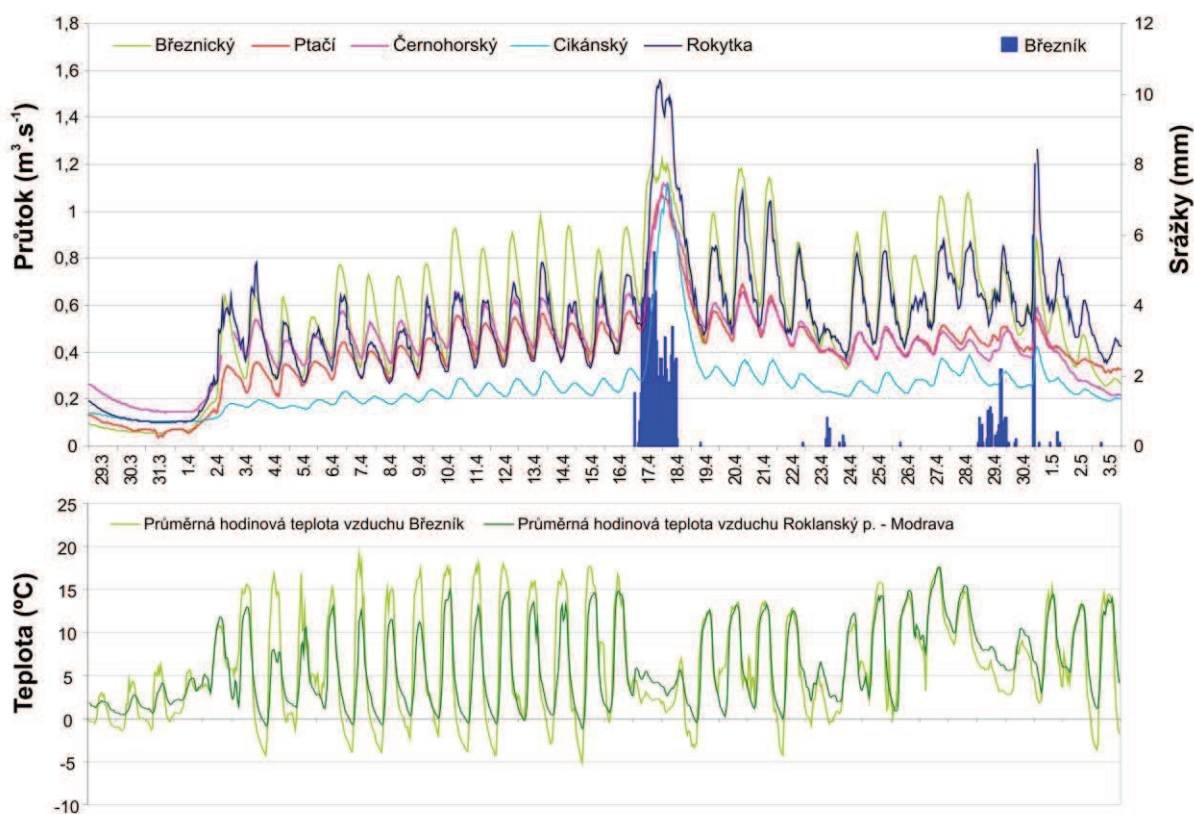
Vývoj průměrných denních hodnot průtoků, teploty vzduchu a úhrnu srážek ve vytipovaných profilech a vybraném časovém úseku lze sledovat na obr. 51. Velmi zřetelný je nástup jarního procesu tání sněhové pokrývky počátkem dubna 2009 především v důsledku vzestupu průměrných denních teplot vzduchu nad hodnotu 5°C. V druhé polovině dubna, v květnu a červnu lze vymezit zřetelně identifikovatelné epizody vyšších průtoků v důsledku výskytu intenzivních srážkových úhrnů. Celkem dobře patrná je zejména rozdílná reakce průtoků v jednotlivých tocích během vybraných hydrologických situací (viz kap. 4.1.3.1).

Nejvyšší rozkolísanost odtoku ve sledovaném období vykazuje Březnický potok a Rokytka, zejména v průběhu tání sněhové pokrývky. Naopak velmi nízkou rozkolísanost, kromě rapidního navýšení průtoků v důsledku intenzivní srážkové činnosti v polovině dubna, vykazuje potok Cikánský. Důležitým aspektem z tohoto hlediska je nejen významný podíl lesnatosti (dle Corine, 2006), ale rovněž vrchovištních ploch v povodí. V povodí Cikánského potoka byla navíc v nedávné době provedena jejich revitalizace, spočívající v hrazení původních melioračních kanálů. Vyrovnaný průběh odtoku tak vede k domněnce, že provedené úpravy představují stabilizační prvek průtoků z hlediska jeho ročního chodu.

Detailní pohled na tání sněhové pokrývky v jarním období 2009 ve vybraných profilech je dobře patrný z grafu průměrných hodinových průtoků, teploty vzduchu a úhrnu srážek ve sledovaném období (obr. 52). Zřetelná je opět značná rozkolísanost Březnického potoka a Rokytky, naopak nízká v případě potoka Cikánského. Zcela odlišná je ovšem reakce odtoku na výskyt intenzivního úhrnu atmosférických srážek ze dne 18.4.2009, po němž došlo k rapidnímu nárůstu vodnosti všech toků. V závěrovém profilu Cikánského potoka vykázal průtok nejmarkantnější vzestup (viz. kap. 4.1.3.1).



Obr. 51 Vývoj průměrných denních průtoků, teploty vzduchu a úhrnu srážek v dílčích povodích horního toku Vydry v období 1.11.2008–15.7.2009 (Čurda, 2009; upraveno; odvozeno z dat PřF UK)



Obr. 52 Vývoj průměrných hodinových průtoků, teploty vzduchu a úhrnu srážek v dílčích povodích horního toku Vydry v období 28.3.-4.5.2009 (Čurda, 2009; upraveno; odvozeno z dat PřF UK)

4.1.3.1 Variabilita odtoku v experimentálních povodích

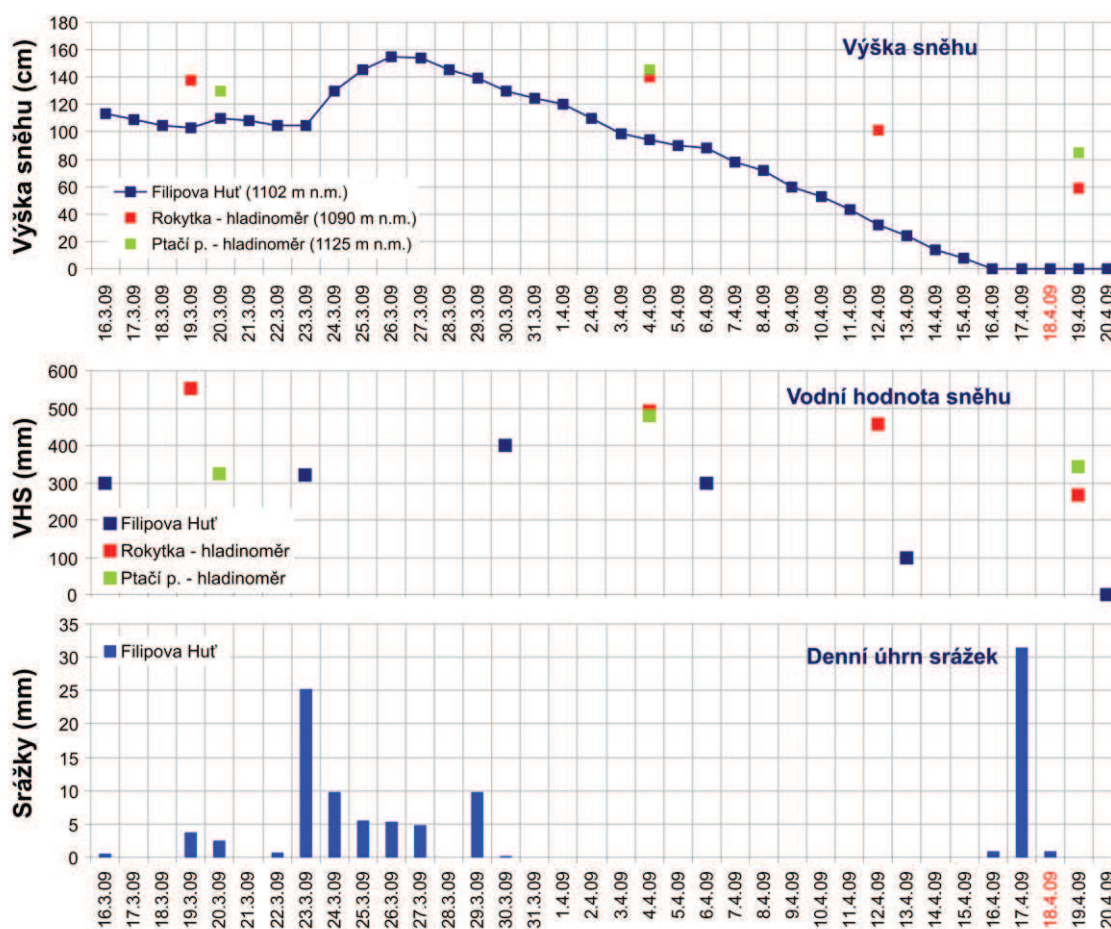
Za účelem posouzení variability odtoku ve vybraných experimentálních povodích charakteristických různými f-g parametry s klíčovými vlivy na odtok (především podíl zrašelinění, sněhová pokrývka, lesní porost a jeho zdravotní stav) byly vybrány typické odtokové situace vázané na různá roční období.

- ***Podíl zrašelinění, revitalizace vrchovišť, zdravotní stav lesního porostu, tání sněhové pokrývky – duben 2009***

Nadprůměrně teplé období, které v polovině dubna 2009 panovalo nejen v zájmové oblasti, a zapříčinilo významné tání sněhu, bylo vystřídáno vpádem studené fronty, která postupovala přes naše území severovýchodním směrem. Dne 17.4.2009 došlo na území Šumavy k intenzivním srážkovým úhrnům. Stanice ČHMÚ Filipova Huť poskytla denní údaj srážkového úhrnu v hodnotě 30 mm, meteorologická stanice na Březníku změřila ve stejném období úhrn o hodnotě 76,4 mm. Na německé straně Šumavy dosáhly úhrny ještě vyšších hodnot (např. Javor 130 mm). Příčinné srážky byly výrazně orograficky zesíleny zejména v nejexponovanější části Šumavy. Příčinnou synoptickou situaci doprovázel silný jihozápadní vítr. Pro hodnocení předchozího nasycení povodí byl vypočten index předchozích srážek (Antecedent Precipitation Index – API) s využitím dat o denních srážkových úhrnech ve stanici Filipova Huť (vzhledem k výpadkům měření meteorologických stanic na Rokytce a Březníku). Chod denních úhrnů srážek ve Filipově Huti a výšky a vodní hodnoty sněhu ve Filipově Huti, na Rokytce a Ptačím potoce ve sledovaném období je znázorněn na obr. 53. Údaje o sněhové pokrývce v povodí Rokytky a Ptačího potoka byly využity vzhledem ke své mnohem vyšší reprezentativnosti (viz kap. 4.3.2). Významné vzestupy odtoku postihly především horní část povodí Otavy, na Otavě v Sušici a Rejštejně a na Křemelné ve Stodůlkách byl vyhlášen 3. stupeň povodňové aktivity (SPA). Na Vydře v profilu Modrava byl vyhlášen 2. SPA. Kulminační průtoky dosáhly ve státních profilech hodnot přibližně 2 až 5ti-leté povodně. Vývoj průměrných hodinových průtoků Vydry a jejích zdrojnic na podkladě dat z vlastních měřicích stanic je prezentován v grafu na obr. 54. V profilech s nedostatečnou konzumpční křivkou byly vykresleny hodnoty vodního stavu.

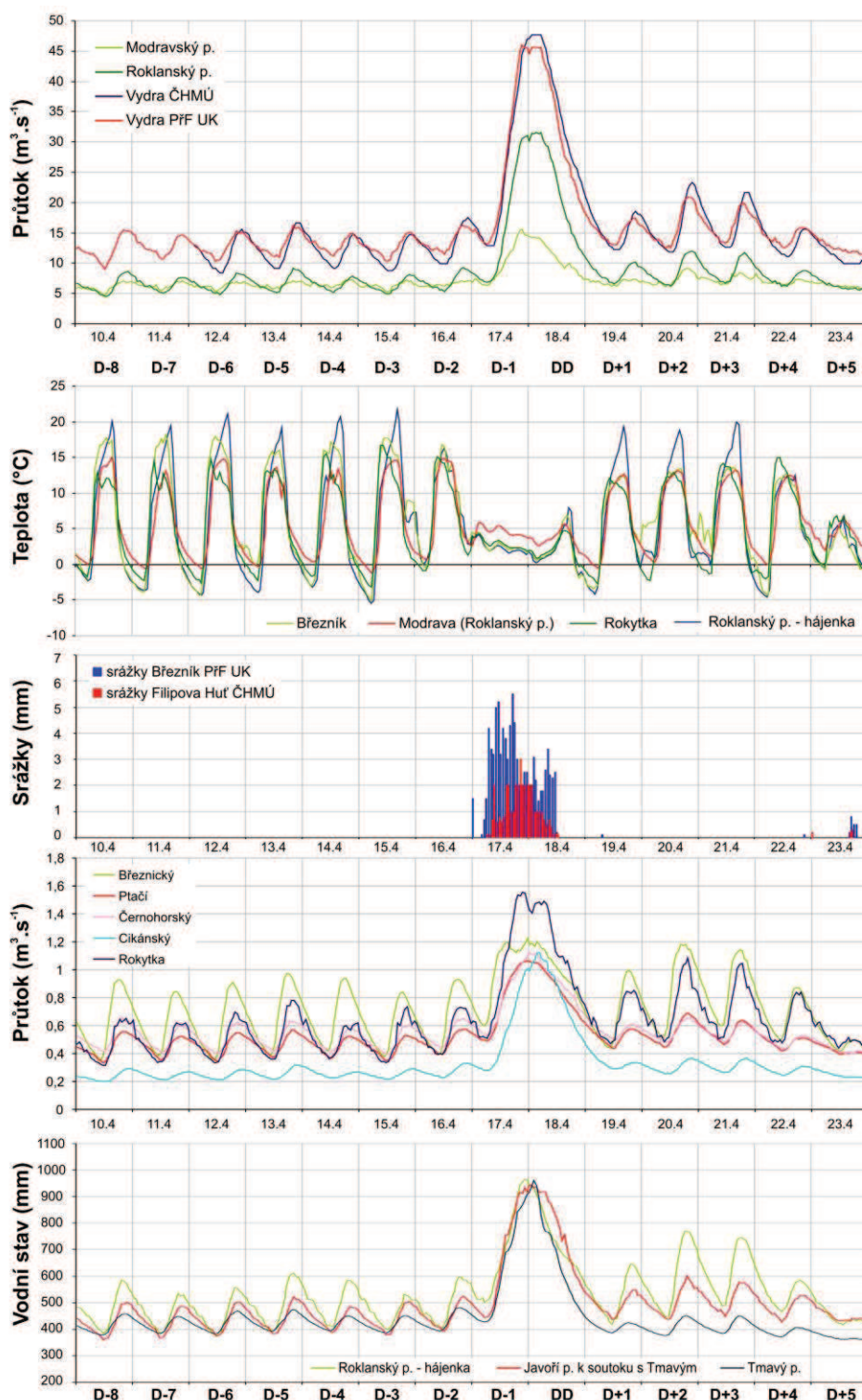
Z hlediska celkového odtoku v povodí Vydry uzavřeném profilem na Modravě vykazoval oproti Modravskému potoku vyšší variabilitu potok Roklanský. Z pohledu jednotlivých přítoků byl nejrapidnější vzestup pozorován v povodí Rokytky a Cikánského potoka. V této souvislosti je třeba zmínit, že povodí obou těchto toků jsou charakteristická nejvyšším podílem rašelinišť (Rokytka 23,1 %, Cikánský potok 31,0 %). Rašeliniště v povodí Cikánského potoka byla, jak již bylo zmíněno výše, v nedávné době revitalizována. Na základě hodnocení dostupných dat je zřetelné, že dochází pravděpodobně v důsledku existence revitalizačních opatření v povodí k vyrovnávání odtoku při jeho průměrných a nižších hodnotách. Statistické výstupy ale poukazují rovněž na fakt, že při navýšení vodnosti v důsledku intenzivních úhrnů srážek se povodí vyrovnává s jejich transformací mnohem hůře, což v konečném důsledku vyústí 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 velmi významnou extremitou kulminace. Pro potvrzení korektnosti úsudku o fungování tohoto mechanismu je zapotřebí zcela jistě širší datová základna. Nicméně podobný jev byl pozorován na podkladě dalších hydrologických epizod. Výše zmíněné hypotéze nahrává i průběh průtoku před a během hydrologické události z června a července 2009 na dalším revitalizovaném toku, Černohorském potoce.



Obr. 53 Denní chod srážek, výšky a vodní hodnoty sněhu v období 16.3.-20.4.2009 (Čurda, 2009; upraveno; odvozeno z dat ČHMÚ a PřF UK)

Vyšší variabilita odtoku z povodí Březnického potoka může souviset s vysokou mírou odlesnění způsobeného projevem kůrovcové kalamity. Zdravotní stav lesního porostu v této oblasti se v posledních letech rapidně zhoršuje a lze konstatovat, že v povodí tohoto potoka je situace jednou z nejhorších v rámci celé jádrové Šumavy (více viz níže).

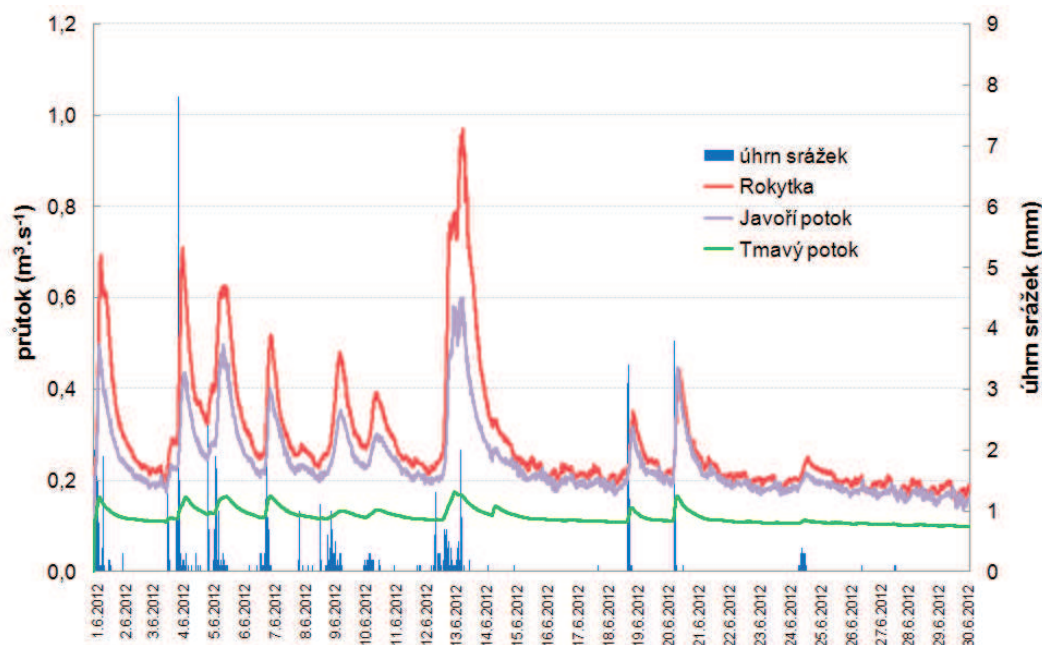


Obr. 54 Chod průměrných hodinových průtoků, teploty vzduchu, vodního stavu a úhrnu srážek v období 10.-23.4.2009 (Čurda, 2009; upraveno; odvozeno z dat ČHMÚ a PŘF UK)

- *Podíl zrašelinění – červen 2012, březen 2008*

Za účelem posouzení vlivu podílu rašelinistních a zrašeliněných ploch a samotných rašelinných ložisek v povodí na variabilitu odtoku z hlediska desetiminutových průtoků byly vybrány tři

experimentální povodí v rámci pramenné oblasti Roklanského potoka. Povodí s výrazným zrašeliněním je reprezentováno povodím Rokytky (podíl rašeliníšť v povodí 23,1 %, viz kap. 3.1.2.4 a 3.1.2.5) a povodí s minimálním poměrem zrašelinění představují povodí Javořího (5,7 %) a především Tmavého potoka (2,3 %).



Obr. 55 Vývoj desetiminutových průtoků ve třech modelových povodích s různým stupněm zrašelinění v období 1.-30.6.2012 (data PřF UK)

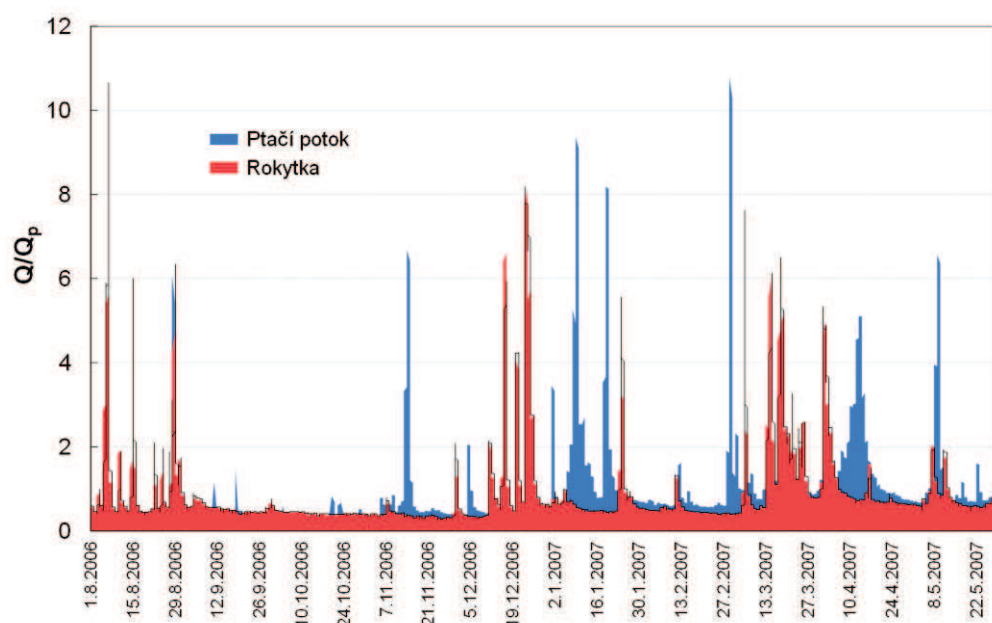
Porovnáním průběhu odtoku z vybraných modelových povodí v rámci srážkově zajímavého období 1.-30.6.2012 (obr. 55) byly potvrzeny výše zmíněné poznatky z dílčích analýz v rámci jiných modelových povodí. Rozkolísanost odtoku z významně zrašeliněného povodí (Rokytky) vykazuje mnohem markantnější amplitudu, než je tomu u povodí s minimálním podílem zrašeliněných ploch (Tmavý potok). Obě povodí jsou přitom z hlediska ostatních f-g parametrů vč. jejich rozlohy a lesnatosti velmi porovnatelná. Díky tomuto faktu jsou zmíněná modelová povodí velmi vhodná pro další statistické analýzy.

Podobné analýzy byly provedeny rovněž během extrémních odtokových situací, jakou byla např. povodňová událost z počátku března 2008. V rámci modelových povodí figurovalo opět povodí Rokytky (23,1% zrašelinění) a vytipované povodí s velmi nízkým stupněm zrašelinění, minerální povodí Černého potoka (cca 5% podíl zrašeliněných a rašeliníštních půd). Extrémní úhrn srážek, který postihnul rozsáhlé území Evropy na jaře roku 2008, známý jako atmosférická tlaková níže Ema, se stal velmi intenzivním především v zájmovém povodí horní Otavy. Reakce odtoku na takto vysoké srážkové úhrny je v pramenných oblastech toků obecně velmi výrazná. Průběh výšky hladiny, resp. odpovídajících hodnot průtoků vypočtených pomocí konzumpčních křivek s velmi významnou hodnotou spolehlivosti (např. Rokytky... $R^2 = 0,9813$), má vysokou vypovídací schopnost a potvrzuje stejná zjištění z předchozích analýz orientovaných na průměrné vodnosti. V případě extrémních událostí tohoto typu je třeba ovšem častěji počítat s časovými úseky bez chybějících dat a nutností extrapolace konzumpčních křivek do vyšších

vodností, což do analýz vnáší jistou míru nejistoty.

- **Podíl zrašelinění – 2006 a 2007**

K porovnání odtoku ze dvou různě zrašeliněných povodí v povodí horní Vydry bylo využito principu metod frekvence kulminačních průtoků (Peak Flow Frequency Analysis; např. Ahearn, 2003; Feldman, 1979). V horní části povodí Rokytka (cca 23,1% zastoupení) uzavřené profilem s instalovaným hladinoměrem se nachází rozsáhlý komplex tzv. Rokyteckých (Weitfällerských) slatí, v povodí Ptačího potoka je výskyt rašelinných ložisek mnohem sporadičtější (cca 12,0 % zastoupení). Z grafu na obr. 56 je zřetelná poněkud vyšší míra rozkolísanosti odtoku v případě profilu na Rokytce. Variabilita odtoku je přitom kromě absolutní hodnoty kulminace definována především četností výskytu kulminačních průtoků. Rozdílná vodnost toků ve sledovaných profilech je v grafu zohledněna použitím poměru Q/Q_p , přičemž Q je okamžitý desetiminutový průtok a Q_p je aritmetický průměr z řady desetiminutových průtoků za celé sledované období. Touto analýzou byly potvrzeny očekávané hypotézy a bylo dosaženo stejných výsledků jako u předchozích analýz. Rozbory časových řad byly posuzovány na omezeném datovém souboru a vyžadují do budoucna další dlouhodobější výstupy.



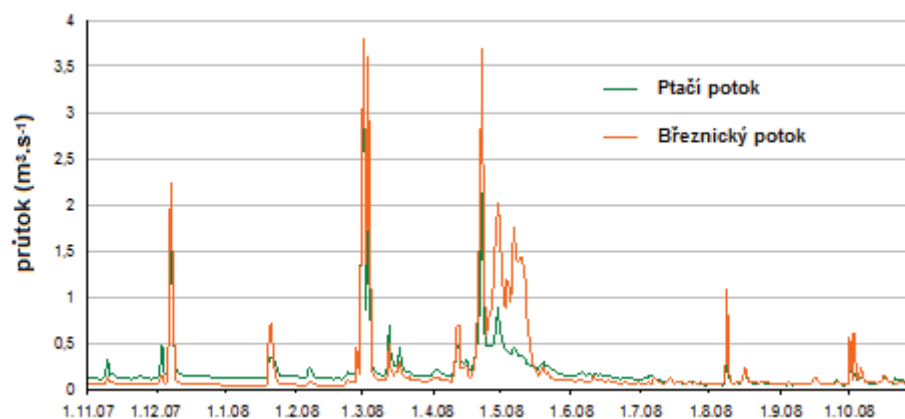
Obr. 56 Porovnání variability odtoku ve dvou experimentálních povodích s rozdílným stupněm zrašelinění (Rokytka, Ptačí potok) v období 1.8.2006 - 31.5.2007 (data PřF UK)

Podrobným rozbořem vzestupných a poklesových fází odtoku, konkrétně analýzou reakce odtoku na příčinnou srážku (doba mezi výskytem maximálního desetiminutového úhrnu srážek a odpovídajícím kulminačním průtokem) během několika srážkových situací v rámci sledovaného období, bylo zjištěno významnější zpoždění kulminace odtoku v profilu Zhůreckého potoka (cca 4:40 hod. v průměru; cca 6% zrašelinění; povodí horní Křemelné) oproti profilu Rokytka (cca 3:20 hod.), tedy vyšší schopnost retence vody v povodí s výrazně nižším zastoupením rašelinišť. Na délku časového úseku mezi výskytem příčinného úhrnu

srážek a odpovídajícím kulminačním průtokem má vliv více faktorů, především pak délka povodí, resp. říční síť. Z hlediska tohoto faktoru byla obě analyzovaná povodí shledána jako porovnatelná, ne z důvodu délky povodí, ale charakteru říční sítě. Tato vlastnost povodí totiž představuje klíčový faktor ovlivňující dobu dotoku. Uvedená tvrzení ovšem opět vyžadují silnější oporu ve smyslu delší časové řady dat a detailních analýz většího počtu zejména extrémních srážkových situací.

- **Zdravotní stav lesního porostu – hydrologický rok 2008**

Významnou rozkolísanost odtoku vykazuje Březnický potok, který odvodňuje nejvýše položené oblasti povodí, navíc území, které bylo v minulých letech výrazně postiženo kůrovcovou kalamitou. Nízká lesnatost společně s vyšším sklonem a délkou toku mohou představovat zásadní faktory formování odtoku z tohoto povodí. Pro názorné porovnání dynamiky odtoku z hlediska denních průtoků v tocích odvodňujících oblasti s odlišnou mírou zalesnění byla vybrána dvě experimentální povodí, povodí Březnického a Ptačího potoka. Rozloha i f-g charakteristiky obou dílčích povodí jsou srovnatelné, liší se od sebe pouze vegetačním pokryvem. Zatímco Ptačí potok představuje relativně nedotčené území s podílem lesů přesahujícím 40 %, povodí Březnického potoka je naopak extrémně postiženo kůrovcovou kalamitou a polomy. Podíl lesů v tomto povodí nedosahuje ani 5 %. Na těchto dvou tocích jsou k dispozici hydrologická data získaná v případě Ptačího potoka z automatického ultrazvukového a v případě Březnického potoka z tlakového hladinoměru. Na Ptačím potoce probíhají kontinuální měření od roku 2006, na Březnickém od roku 2007. Aby bylo možné oba toky srovnat, bylo vybráno období, ve kterém byly oba toky sledovány současně, tj. hydrologický rok 2008 (obr. 57).



Obr. 57 Průměrné denní průtoky v hydrologickém roce 2008 v závěrových profílech experimentálních povodí Ptačího a Březnického potoka (data PŘF UK)

Z grafu na obr. 57 je velmi dobře vidět rozdílná variabilita obou toků, zejména v suchých částech roku nebo naopak ve velmi vodných obdobích. V období minimálních průtoků z počátku roku (leden, únor) dosahuje Březnický potok výrazně nižších hodnot průtoků než potok Ptačí. Naproti tomu v období jarního tání sněhu (březen-květen) nebo přívalových letních srážek (srpen) dosahuje Březnický potok výraznějších kulminačních průtoků. To svědčí o větší

rozkolísanosti jeho odtokového režimu. V souladu s výše uvedenými vlivy krajinného pokryvu na odtokový režim byla mezi oběma toky porovnávána variabilita pomocí statistických metod (viz tab. 7).

Tab. 7 Srovnání hodnot základních měř variability pro závěrové profily Ptačího a Březnického potoka

<i>profil</i>	<i>decilová odchylna D</i>	<i>variační koeficient C_v</i>	<i>koeficient K_R</i>	<i>variační koeficient C_m</i>
Ptačí potok	0,0329	1,485	6,379	0,641
Březnický potok	0,068	2,138	9,857	0,977

Výsledky jsou zatím pouze informativní, nicméně potvrzují dosavadní názory odborníků o negativním vlivu odlesnění na odtokový proces. Variabilita je totiž podle všech spočtených ukazatelů jednoznačně vyšší u Březnického potoka v profilu nad soutokem s potokem Luzenským.

U posuzování výsledků je nutno vzít na zřetel relativně krátké období, v němž byly oba toky hodnoceny. Podle jednoho hydrologického roku nelze určit obecně platný trend. Delší časové řady bohužel v tomto území zatím nejsou k dispozici a získávání dalších hydrologických dat je a bude součástí dalších aktivit PŘF UK na území NPŠ.

4.1.3.2 Analýza variability odtoku ve vztahu k fyzicko-geografickému prostředí

Závislost extremity povodňových událostí na specifických f-g podmínkách jednotlivých povodí byla testována na případové studii povodně ze dne 18.4.2009. Tato extrémní hydrologická událost vytvořila velmi vhodné podmínky pro posouzení chování odtoku jednotlivých toků v zájmové oblasti v reakci na příčinnou situaci. Příčinná srážka je v tomto případě izolovaná pouze do období 2 dnů, kdy došlo k vzestupu průtoku. V předchozích 17 dnech nebyly v povodí zaznamenány dešťové ani sněhové srážky a na celém území probíhalo pouze intenzivní tání sněhové pokrývky. Kontinuální záznam průběhu povodně je navíc dostupný pro všechny hodnocené stanice PŘF UK. I přes rozličnou výšku sněhové pokrývky v jednotlivých částech povodí lze předpokládat, že vstupní podmínky byly obdobné ve všech povodích. Pro posouzení variability průtoků se zvláštním důrazem na zhodnocení míry extremity ve vzestupu povodňové vlny byla použita metoda hodnotící index extremity (Čurda, 2009). Hodnoceny byly pouze jednotlivé přítoky Modravského a Roklanského potoka, jež je možné považovat za relativně homogenní území z hlediska f-g parametrů. Vypočtené hodnoty lze sledovat v tab. 8. Pro větší názornost byla u spočtených hodnot vždy červeně označena nejvyšší hodnota, oranžově pak druhá nevyšší hodnota.

K odhalení vazeb mezi vypočtenými ukazateli variability a vybranými f-g parametry jednotlivých povodí byla využita korelační analýza. V popředí zájmu byl vliv podílu plochy rašelinišť na variabilitu odtoku při povodňových epizodách. Hodnoty korelačních koeficientů jsou uvedeny v tab. 9. Opět jsou barevně označeny nejvyšší hodnoty dle stejného klíče jako u tabulky předchozí.

Z hodnot korelačních koeficientů lze usoudit velmi silnou pozitivní závislost mezi extremitou průtoku v době povodně a podílem plochy rašelinišť na celkové ploše povodí. Tato hypotéza byla potvrzena jednovýběrovým t-testem na hladině významnosti 0,01. Silná pozitivní závislost

extremity povodňového průtoku je patrná rovněž na tvaru povodí, reprezentovaným v tomto případě charakteristikou povodí α (potvrzena na hladině významnosti 0,025). Poměrně významná negativní závislost je rovněž prokázána u velikosti extremity povodňového průtoku a středního sklonu toku. Variabilita průtoků mimo povodňový stav vykazuje silnější negativní závislost pouze na míře lesnatosti (podílu lesnatých ploch na ploše povodí).

Z uvedené analýzy tedy vyplývá, že na extremitu povodňového průtoku 18.4.2009 měla z f-g faktorů největší vliv plocha horských vrchovišť a tvar povodí. Negativní závislost středního sklonu je v tomto případě pravděpodobně spíše ovlivněna tím, že největší plochy rašelinišť se nachází v povodích s nízkým sklonem. Faktor vlivu rašelinišť hraje pravděpodobně větší roli.

Tab. 8 Vypočtené hodnoty ukazatelů variability v období 10.-18.4.2009 v jednotlivých dílčích povodích Vydry (Čurda, 2009)

povodí	<i>Cv1</i>	<i>Cv2</i>	<i>PP</i>	<i>KP</i>	<i>I_{EKP}</i>
	<i>D-8 až D-2</i> (10.-16.4.)	<i>D-1 až DD</i> (17.-18.4.)	průměrný průtok <i>D-8 až D-2 (m³.s⁻¹)</i>	max. dosažený průtok <i>D-1 až DD (m³.s⁻¹)</i>	<i>KP/PP</i>
Březnický p.	0,29	0,31	0,637	1,243	2,0
Ptačí p.	0,14	0,43	0,459	1,072	2,3
Černohorský p.	0,14	0,36	0,516	1,278	2,5
Cikánský p.	0,12	1,12	0,251	1,168	4,7
Rokytká	0,25	0,69	0,505	1,607	3,2

Tab. 9 Hodnoty korelačních koeficientů pro vybrané f-g parametry (Čurda, 2009)

	podíl rašelinišť (%)	lesnatost (%)	charakteristika povodí	plocha povodí (km ²)	délka toku (km)	střední sklon toku (%)	prům. sklon svahů (°)	hustota toků (km/km ²)
<i>Cv1</i>	-0,150	-0,756	-0,461	-0,100	-0,250	0,178	0,189	0,265
<i>Cv2</i>	0,962	0,655	0,904	-0,690	-0,591	-0,842	-0,602	-0,692
<i>I_{EKP}</i>	0,943	0,748	0,862	-0,596	-0,482	-0,828	-0,658	-0,630

Negativní závislost variability průtoků v období mimo povodňové situace na míře lesnatosti má v tomto případě zřejmě souvislost s táním sněhové pokrývky. Ta může v méně zalesněných povodích vlivem většího oslunění rychleji odtávat. Na závěr je nutno konstatovat, že některé faktory, jako je právě vliv sněhové pokrývky, mohou velmi významně ovlivnit extremitu odtoku. Jejich zhodnocení je však vzhledem k značným požadavkům na vstupní data značně obtížné. Uvedené výsledky mohly být rovněž ovlivněny relevantností použitých podkladů k posouzení charakteristik f-g prostředí (Čurda, 2009).

Vliv lesního porostu a jeho zdravotního stavu či věkové struktury na dynamiku odtoku v pramenné oblasti Otavy nebyl vzhledem k šíři pojetí a značné složitosti analyzován. Tímto úkolem se zabývá několik projektů, které řeší různé instituce zainteresované v této oblasti. Otázka zdravotního stavu lesa především v souvislosti s dlouhodobým výskytem kůrovce je vysoce aktuální a atraktivní téma současnosti. Posouzení tohoto vlivu je jedním z hlavních cílů v současnosti probíhajícího projektu GA ČR P209/12/0997 (kap. 1.2).

4.2 RETENČNÍ SCHOPNOST A HYDROLOGICKÁ FUNKCE HORSKÉHO VRCHOVIŠTĚ

Vzhledem k významnému podílu horských vrchovišť v nejvyšších partiích Šumavy je třeba zabývat se posouzením jejich retenční schopnosti a hydrologické komunikace s toky, které je odvodňují. Otázka hydrologické funkce zdejších rašelinišť je klíčová pro zhodnocení možnosti retence vody v konkrétním území. Velmi dobré podmínky pro zodpovězení této otázky poskytuje právě pramenná část povodí Vydry, která reprezentuje oblast s častým výskytem povodňových událostí a s vysokou heterogenitou ve smyslu f-g a s-e aspektů.

Klíčová kapitola práce shrnuje poznatky o retenčním potenciálu a hydrologické bilanci horského vrchoviště především v rámci Rokyteckých (Weitfällerských) slatí. Tento výzkum byl proto soustředěn především do modelového povodí Rokytky (levostranný přítok Roklanského potoka). Hlavní pozornost je soustředěna na zjištění a objasnění závislosti dynamiky odtoku z rašeliniště na výšce HPV ve vrchovišti s využitím moderních přístupů.

4.2.1 Vymezení a charakteristika experimentálních povodí

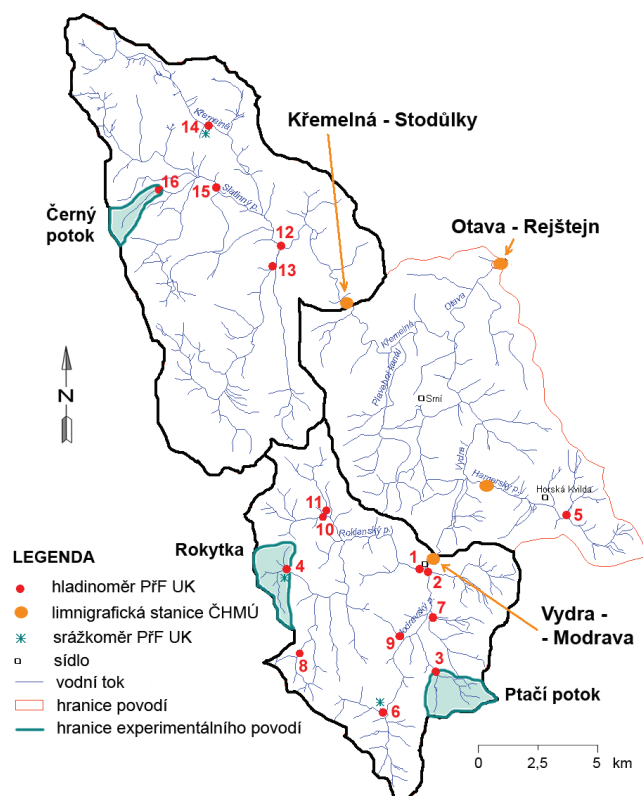
4.2.1.1 Lokalizace experimentálních povodí

K hodnocení vlivu rašeliništních lokalit na hydrologické poměry byly v rámci povodí horní Otavy vytipovány experimentální povodí s různým stupněm zrašelinění - Rokytky (23,1% zrašelinění), Ptačí potok (12,0%), Černý potok (5%); obr. 58). Výzkum, orientovaný především do povodí Rokytky, byl založen na jeho podrobné pedologické analýze, rozboru časových řad o výšce HPV ve vrchovišti (data BÚ AV ČR) a dat získaných monitoringem vodního stavu, resp. průtoku, v profilu toku, který ho odvodňuje, a který je umístěn pod studovaným rašeliništním komplexem. Kromě toho je k hodnocení využit i geochemický přístup založený na postupech izotopové hydrologie.

4.2.1.2 Popis experimentálního povodí Rokytky z hlediska přírodních podmínek

Povodí Rokytky reprezentuje území s velmi významným podílem zrašelinění. Zájmové povodí je lokalizováno v exponovaném území jádrové části Šumavy. Leží v nadmořské výšce 1089-1224 m n.m. (obr. 59). Větší část povodí se nachází v české části Šumavy, menší část zasahuje na německou stranu. Výzkumné povodí není uzavřeno soutokem Rokytky s Roklanským potokem, ale je ukončeno automatickým hladinoměrným zařízením PřF UK v oblasti Weitfällerských slatí. Plocha povodí činí dle orograficky vymezené rozvodnice 3,86 km². Terénním průzkumem byla zjištěna plocha 3,78 km². Odlišnost údajů o ploše povodí je způsobena tím, že přesné vymezení rozvodnice je vzhledem k existenci plochého charakteru rozvodnice s bifurkací rašelinných ložisek na dvou místech velmi obtížné. U severní části rozvodnice je bifurkace malá a z poměrů hloubek dna půdního pokryvu lze odhadnout pouze malou ztrátu vody z vrchoviště. Druhá bifurkace se nachází v jihovýchodní části povodí a dle místního označení se jedná o Roklanskou slat'. Odtok vody do povodí Rokytky lze v tomto případě odhadovat na méně než poloviční z celkového odtoku z vrchoviště (Vlček, 2011). Dle

vrstev ZABAGED a DIBAVOD tvoří mokřady a močály 0,892 km², což odpovídá 23,1 % z celkové plochy povodí. Ve spodní části povodí se vyskytují dvě vrchovištní jezírka, v jejichž okolí se nachází rašelinný komplex o maximální zjištěné hloubce 7,2 m. Přestože je povodí horského typu, je jeho lokalizace v rámci zarovnané části Šumavy vhodná pro tvorbu horských vrchovišť (nízká sklonitost povodí 10,52 % (digitální model terénu - DMT, geoportal.cenia.cz). Podíl lesů v povodí činí dle Corine Land Cover 2006 (geoportal.cenia.cz) 59 %.



Obr. 58 Lokalizace experimentálních povodí v rámci povodí horní Otavy pro monitoring fyzikálně-chemických parametrů vody v povrchových tocích

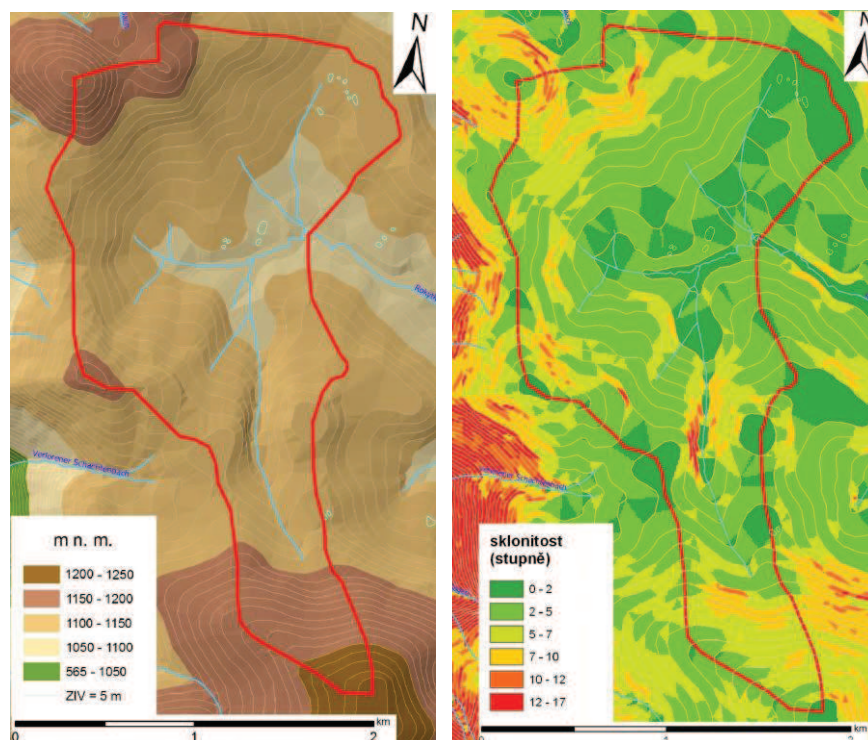
Geologické podmínky

Z geologického hlediska spadá toto povodí podle tektonického rajónování jednak k oblasti vltavsko-dunajské elevace (moldanubikum), jednak k oblasti tepelsko-barrandienské (slabě metamorfované proterozoikum; Svoboda et al., 1964). Poloze centrální zarovnané části Šumavy odpovídají i výškové poměry povodí. Nadmořská výška se pohybuje v rozmezí 1089-1224 m n. m. s průměrnou hodnotou 1125 m n. m. Povodí Rokytky je i přes svoji horskou polohu poměrně ploché. Rozdíl v nadmořské výšce je maximálně 135 m. Průměrný sklon svahů dosahuje pouhých 4°. Pouze ojediněle přesahuje sklonitost hodnotu 10°, maximálně pak 12° (Jelínek, 2008).

Půdní poměry

Půdy nacházející se v tomto povodí jsou typickým příkladem šumavských půd, pro něž je typická vertikální souslednost a existence organozemních půd na rozvodí a v pánvích. Podle půdních map ČGS se zde vyskytuje 5 typů půd. Zájmové povodí pokrývá z velké části rašelinná půda vrchovištní (organozem), horní partie pak humusový podzol. Místy se v nivě Rokytky

vyskytuje zrašelinělý glej. Půdotvorný substrát představují vrchovištní organozemě a zvětraliny kyselých intruziv (ČGÚ, 1995).



Obr. 59 Výškové (vlevo) a sklonitostní poměry v povodí Rokytky (vpravo; podkladové vrstvy <geoportal.cenia.cz>)

Klimatické poměry

Podnebí v širší oblasti má přechodný ráz, uplatňují se zde vlivy oceánského i kontinentálního klimatu. Celkový úhrn srážek se zvyšuje s rostoucí nadmořskou výškou, přičemž největších hodnot je dosahováno v centrální části Šumavy (Březník 1486-1552 mm v třicetiletém průměru) a výrazně se liší v důsledku orografického efektu na návětrné a závětrné straně pohoří. U závěrového profilu povodí Rokytky je od roku 2006 provozován člunkový srážkoměr a v poslední době i klimatická stanice. Pro zhodnocení retenčního potenciálu v povodí byla použita data o úhrnu srážek v roce 2010, kdy zde byla provedena hlavní část pedologického výzkumu. Největší denní úhrn v tomto roce dosáhl 59,8 mm, průměrný denní úhrn činil 3,2 mm.

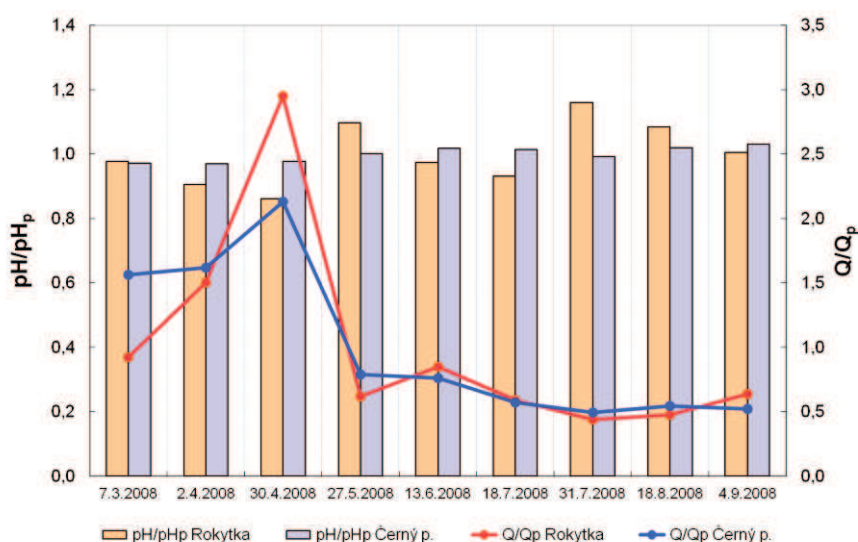
Vegetační poměry

Povodí Rokytky spadá celé do NPŠ, většina území se nachází v jeho I. zóně. Zdejší vegetaci lze rozdělit na rašeliníštní (vrchovištní) a lesní (ostatní). V rašeliníštní vegetaci lze jasně vymezit vrchoviště horského typu, které je obklopeno podmáčenými smrčínami a minerotrofními ostřicovými rašeliníšti. V centrální části těchto vrchovišť jsou zachované přirozeně nelesní partie. Jejich vegetaci tvoří trávy s porosty suchopýru trsnatého (*Trichophorum caespitosum*). Dále se zde nachází rašeliník bodlavý (*Sphagnum cuspidatum*), ostřice mokřadní (*Carex limosa*) nebo blatnice bahenní (*Scheuchzeria palustris*). Najdeme zde celou řadu mechů. Dále k okraji vrchoviště se objevuje borovice rašelinná (*Pinus pseudopumilio*), bříza trpasličí (*Betula nana*)

nebo ojediněle smrk na jeho okrajích či v blízkosti odvodňovacích rýh. Borovice rašelinná zabírá téměř třetinu rašelinných ploch. Při okraji rašelinišť se nachází menší plochy rašelinných a podmačených smrčín (Bufková, 2009). Zbylou lesní vegetaci tvoří především smrkový les s příměsí jedle a buku, který se vyskytuje zejména na jižních svazích, tzn. na německé straně. Les je z cca jedné třetiny ovlivněn kůrovcem, přičemž se v poslední době napadená plocha celkem výrazně zvětšuje. Nachází se zde jak „mrtvý les“, tak holiny částečně porostlé novou výsadbou a náletem. Bylinné patro tvoří druhy travin a mechů a borůvky. Zdravý les má vyvinuté bylinné a keřové patro.

4.2.2 Vliv zrašelinění povodí na fyzikálně-chemické parametry vody

V povodích s větším zastoupením rašelinných půd (s vysokým obsahem TOC) je přirozeně nižší pH (obr. 60) a zároveň vyšší koncentrace Al a Mn. Výsledky rozborů byly přitom vztahovány k odpovídajícím hodnotám průtoků. Pro zohlednění rozdílné vodnosti toků ve sledovaných profilech byl použit poměr Q/Q_p , resp. pH/pH_p , přičemž Q (pH) je desetiminutový průtok (okamžitá hodnota pH) a Q_p (pH_p) je aritmetický průměr z řady desetiminutových průtoků (hodnot pH) za sledované období hydrologického roku 2008. Průměrná hodnota pH za celé období je logicky nižší v případě Rokytka (5,81) oproti Černému potoku (6,71). Z grafu je zřetelná vyšší variabilita odtoku i ukazatele pH v profilu uzavírajícím experimentální povodí na Rokytce, tedy povodí s významným stupněm zrašelinění. Na podkladě těchto výstupů lze konstatovat, že při povodňových průtocích se do vodního toku přirozenou cestou dostává velké množství organického materiálu, který významným způsobem snižuje pH vody. Závislost ukazatele pH na okamžitém průtoku v profilu Rokytka - hladinoměr vykazuje exponenciální typ regrese s relativně vysokým koeficientem spolehlivosti ($R^2 = 0,8714$).



Obr. 60 Porovnání vývoje v ukazateli pH a variability odtoku ve dvou experimentálních povodích s rozdílným stupněm zrašelinění v období 7.3.-4.9.2008 s ohledem na rozdílnou vodnost toků (data PŘF UK)

4.2.3 Retenční schopnost horského vrchoviště

Společně se zhodnocením hydraulické komunikace vrchoviště s drénujícím tokem a objasnění příspěvku rašelinného ložiska k odtoku bylo důležitým cílem posouzení jejího potenciálu z hlediska retence vody. Vzhledem k tomu, že nejuplněnější řada dat o půdních poměrech je k dispozici pro rok 2010, bylo pro objasnění retenčního mechanismu zvoleno právě toto období. Detailní analýzy byly prováděny v rámci prací Vlčka (2008 a 2011).

Cílem výzkumu bylo zjištění objemu vody, který je schopna půda v experimentálním povodí Rokytky zadržet a popsat vliv organozemí na retenci vody ve zdejší krajině. Tato problematika je řešena několika vědeckými institucemi, ovšem s důrazem na výpočet pomocí retenčních křivek a proudění vody v půdě. V této práci byla k výpočtu objemu zadržené vody půdou použita gravimetrická metoda. Výsledky výzkumu by měly poskytnout podklady pro modelování odtoku vč. extrémních hydrologických situací v pramenné oblasti Otavy. Velký důraz je mimo jiné kladen na porovnání retenční kapacity organozemí a ostatních půdních typů.

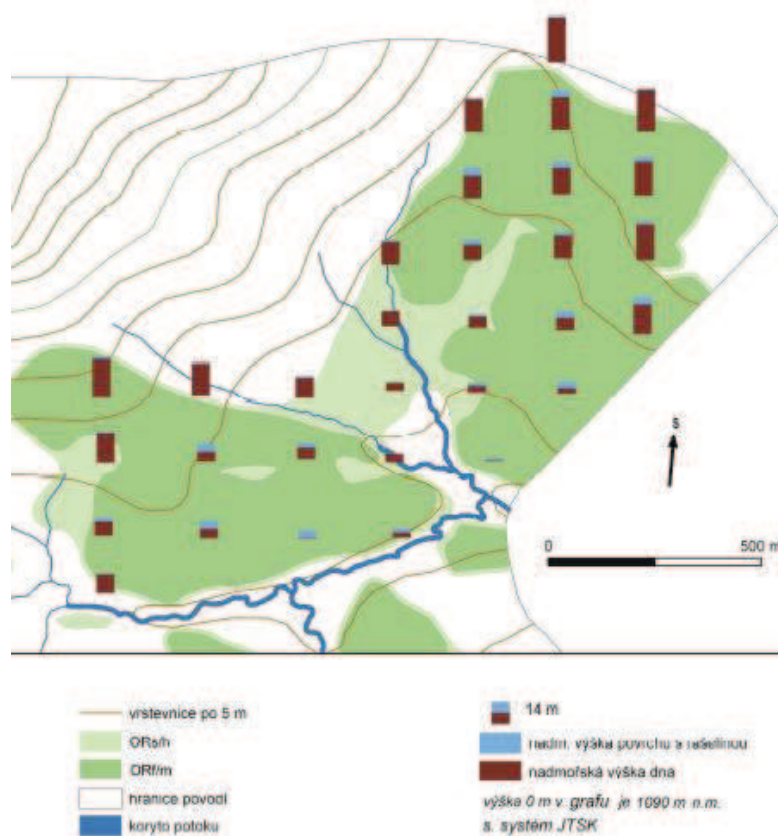
4.2.3.1 Charakteristika půdních typů

Během výzkumu bylo v celém studovaném povodí provedeno 17 půdních sond, u dvanácti z nich byly odebrány navíc vzorky. Kromě toho bylo uskutečněno 6 sond v organozemích s různým stupněm rozložení. Nejčastěji byly zjištěny půdní typy odpovídající podzolu, kryptopodzolu a organozemí. Spíše okrajově jsou v povodí Rokytky zastoupeny stagnogleje a gleje. Jednotlivé půdní typy jsou místy různě zrašeliněné. Z podtypů lze jako nejčastější považovat podtyp modální, zrašelinělý nebo rankerový. Výskyt jednotlivých typů půd je ovlivněn nejvíce vegetací, expozicí a HPV. Typ vegetace ovlivňuje míru podzolizace. V místech se zdravým smrkovým lesem byl nejčastěji popisován podzol, zatímco v mrtvém či smíšeném lese nebo holině se ve většině případů nacházel kryptopodzol. Tento fakt do jisté míry ovlivňuje ještě faktor expozice, přičemž jižní svahy mají velkou příměs listnatých stromů (především buků). Podzemní voda ovlivňuje charakter půdy v blízkosti toků nebo vrchovišť.

Hloubky půdního profilu se většinou pohybovaly okolo 50-60 cm, mělké sondy pak mezi 30-40 cm díky skeletovitosti nebo dosahu HPV. Specifickým případem je vrchoviště, kdy hloubka několiknásobně překročila místní průměr. Vzorky organozemí byly odebrány v typických příkladech jednotlivých typů, a sice na trávou nebo klečí porostlých vrchovištích se zřetelným typem organozemě fibrické, na přechodu mezi vrchovišti s organozemí saprickou a na otevřených partiích mezi vrchovišti. Při zjišťování hloubek organozemí se poté určil typ organozemě a byla mu přiřazena průměrná plná vodní kapacita naměřená na tomto subtypu.

V povodí Rokytky se nachází *organozem* ve většině svých subtypech. Nejvíce je zastoupena organozem fibrická (OR_f) a mesická (OR_m), které tvoří hlavní část vrchoviště. Okraje vrchoviště a některé lesní partie podmáčených smrčín tvoří organozem saprická (OR_s) a humolinová (OR_h). Rovněž zde najdeme řadu zrašeliněných půd. Zajímavostí je existence travnatých částí údolí mezi korytem potoka a vrchovištěm. Jde o soubor různých přechodných typů půd od gleje, přes fluvizem, ranker (RN) až k humolinové organozemí. Na rozdíl od

vrchovištní organozemě mají tyto půdy skeletovitost kolem 20-30 %, kromě nejnižších glejových partií zde nenajdeme podzemní vodu. Hodnota vlhkosti je rovněž nižší. Podle taxonomického klasifikačního systému (TKS; Němeček et al., 2001) je pro určení organického horizontu T nutná mocnost alespoň 25 cm. Někde však sondy této mocnosti nedosáhly. V povodí najdeme dvě typická vrchoviště. S pomocí GPS na nich byla vytvořena pravidelná síť bodů vzdálených od sebe 150 m. S využitím lavinových tyčí pak byly zjištěny hloubky rašeliniště (obr 61). V nejhlubším místě s hloubkou 7,2 m byl proveden dne 11.11.2008 hloubkový vrt pro palynologický rozbor.



Obr. 61 Hloubka dna hlavního vrchoviště v povodí Rokytky (Vlček, 2011)

Z hlediska retence se ve vrchovišti dají rozlišit určité typy organozemě. I když je plná vodní kapacita velmi podobná, dají se díky rozdílnému stupni zrašelinění najít určité rozdíly. Pro účel tohoto výzkumu bylo využito rozdělení dle TKS na základě charakteristické vegetace. Podle něho se rozlišují subtypy fibrická, saprická a humolinová (viz výše). Jelikož je v terénu obtížně přesně zjistit míru zrašelinění, byly některé kategorie sjednoceny. Přesnějším určení jednotlivých areálů organozemí napomohlo rozdělení na základě vegetace. V centrální trávnickové (suchopýrové) a klečové části vrchoviště se nachází nejčastěji organozem fibrická, v místech meliorací z části i organozem mesická. Trávnickové holiny mezi vrchovišti a potokem jsou tvořeny organozemí humolinovou s malými plochami rankerů nebo glejů. Přechodovým typem půdy pak je organozem saprická, místy humolinová. Tato třetí kategorie se nachází v okraji širokém přibližně 10 m kolem vrchoviště – mezi vrchovištěm a lesem nebo mezi jednotlivými vrchovišti. Vegetační pokryv je tvořen místy klečí, smrkem nebo částečně

travinami (Vlček, 2011).

Celková plocha organozemí v povodí je 0,87 km², což představuje více než 23 % z celého území. Pokud by mezi ně byly započteny i půdy zrašeliněné, zabírala by plocha odhadem přes 30 % území. Organozem fibrická (největší plocha) zabírá cca 14 % území.

4.2.3.2 Plná vodní kapacita

Ve studovaném období se P pohybovala v rozmezí cca 40-80 %, přičemž nejvyšší hodnoty vykazovaly převážně vzorky nadložního humusu. Vzorky organozemí vykazovaly hodnoty ještě vyšší (až 93 %). Důvodem může být mírná bobtnavost tohoto typu. Nejmenší hodnoty byly naměřeny v hlubších nebo oglejených horizontech (Vlček, 2011). Ovšem vlivem vysoké HPV mají zdejší glejové půdy celkovou vysokou plnou vodní kapacitu proto, že mají mocný zrašelinělý A horizont a nadložní humus. Podrobnější statistika hodnot plné vodní kapacity je uvedena v tab. 10 a 11. Plná vodní kapacita obvykle s hloubkou klesá, ale byly odebrány i vzorky s vyšší hodnotou ve spodním horizontu. Tento jev může být vysvětlen vznikem tzv. škraloupu, tedy méně propustné vrstvy (Kutílek, 1978; Rousseva et al., 2002). Další možnou příčinou může být pedoturbace.

Tab. 10 Charakteristika hodnot plné vodní kapacity v [%] ve studovaném povodí bez organozemí (Vlček, 2011)

<i>max</i>	93,7	<i>průměr</i>	70,0
<i>min</i>	41,4	<i>směrodatná odchylka</i>	18,4

Tab. 11 Plná vodní kapacita v [%] jednotlivých kategorií organozemě použitých ve výpočtu (Vlček, 2011)

	<i>OR_f</i>	<i>OR_{s/h}</i>	<i>OR_{h/RN}</i>
<i>P</i>	95,1	93,8	90,4

Plná vodní kapacita klesá s rostoucí intenzitou rozkladu ($P_{ORf} > P_{ORh}$). Čím větší je příměs minerální složky, tím klesá velikost pórů (Walczak et al., 2002).

4.2.3.3 Aktuální vlhkost

Aktuální vlhkost je důležitým faktorem při retenci vody. Jelikož byly odběry vzorků uskutečněny pouze v několika dnech během vegetační sezóny, nelze závěr měření nijak zobecnit. Aktuální vlhkost se pohybovala v rozmezí 57-97 %. Nejvyšší hodnoty byly naměřeny v gleji s vysokou HPV. V tab. 12 je zobrazena základní statistika okamžité hmotnostní vlhkosti OHV, objemové hmotnosti OOV a aktuální vlhkosti Θ (počítáno z P) v experimentálním povodí. Průměrná hodnota aktuální vlhkosti je 80 % (Vlček, 2011).

Tab. 12 Charakteristiky půdní vlhkosti ve studovaném povodí (OHV...okamžitá hmotnostní vlhkost, OOV...okamžitá objemová vlhkost, Θ ...aktuální vlhkost; Vlček, 2011)

	OHV (ml/g)	OOV (ml/cm ³)	Θ (%)
max	13,81	0,95	95
min	0,59	0,51	57
průměr	3,59	0,71	83
průměr (-10 %)	2,97	0,70	85

Vysoké hodnoty způsobují vzorky organozemě, které mají hodnoty OHV několikanásobně vyšší než vzorky ostatní. Organozem má ze všech půd nejmenší objemovou hmotnost, proto je poměr hmotnosti vody a sušiny velmi vysoký. Vzorky půdy mohly být ovlivněny různými faktory, především ale faktem, že byly odebrány za různého počasí a odběru předcházelo různě dlouhé a různě srážkově dotované období. Ke zjištění dynamiky půdní vlhkosti během roku nebylo získáno dostatek hodnot, proto je v ostatních šetřeních odkazováno především na průměrnou vlhkost.

4.2.3.4 Hladina podzemní vody ve vrchovišti

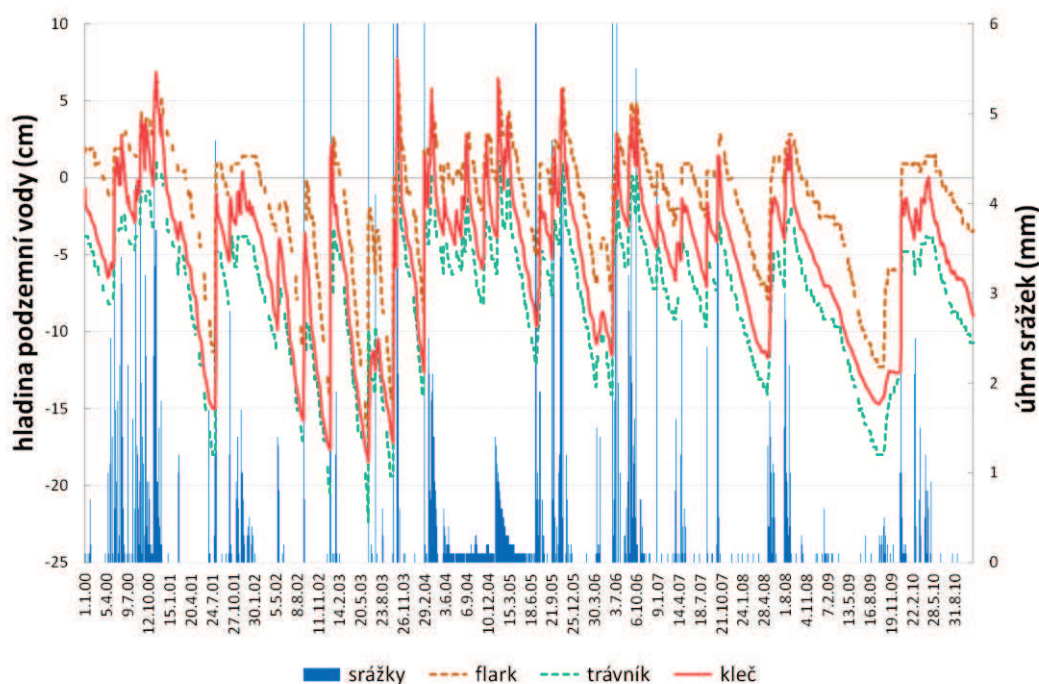
Hladina podzemní vody má v řadě typů rašelinišť výraznou sezónní i meziroční dynamiku. Relativně stabilní hladina bývá jen v rašeliništích sycených pramennou nebo artézskou vodou. Naopak vrchoviště a zalesněná vrchoviště závislá pouze na dotaci srážkovou vodou vykazují během letních přísušků typický, výrazný pokles HPV. V zimních měsících dochází k akumulaci pevných srážek na povrchu rašeliniště, které je zpravidla zamrzlé. Přesto voda nezamrznuté části stále odtéká, a tak můžeme pozorovat mírný pokles hladiny během jarního tání (Kučerová et al., 2009).

Dynamika hloubky HPV během vegetační sezóny je značná a na změně se projeví i menší úhrn srážek (obr. 62). Rychlost poklesu hladiny může dosahovat 2 až 3 cm za den. Reakce rašeliniště na srážky je velmi rychlá. Hladina podzemní vody se začíná zvyšovat téměř bezprostředně po výraznější srážce. Pro neúplnost dat zde nejsou uvedeny teploty vzduchu, ale i tak je dobře patrný rychlejší pokles v letních měsících než v měsících zimních.

Monitoring HPV v rašeliništi byl prováděn na třech místech na různém typu vegetačního pokryvu – trávník, borovice kleč, flark (malá podlouhlá prohlubeň občasně zatopená vodou). V roce 2010 neklesla hladina níže než 20 cm pod povrch, ovšem během čtyřletého měření byla zjištěna nejnižší hodnota 37,8 pod povrchem, a sice v suchopýrovém trávniku. Střední hodnota HPV se pohybovala mezi 4 a 10 cm (Kučerová et al., 2009).

Flarky představují v rámci celého vrchoviště místa s nejvyšší průměrnou HPV. Nejnižší průměrnou HPV vykazují místa porostlá trávnikem, mezi těmito hladinami se nachází HPV v místech s porostem borovicí kleč. Ke zjištění hloubky půdního profilu, tedy u organozemě do HPV, byla jako dno považována minimální naměřená (-37,8 cm) a průměrná (-10,7 cm) hladina, měřeno ve vegetačním povrchu – trávník (suchopýr), a vztaženo na organozem fibrickou a saprickou. U organozemě humolinové nebyla během měření HPV nalezena, a proto byl za dno

půdního profilu považován C horizont. V některých případech se u humolinové organozemě při přechodu ke gleji HPV vyskytovala velmi vysoko. Stanovení hladiny během jednodenního měření je však velice obtížné, neboť sonda se může zaplnit vodou až po několika hodinách. Proto se při výpočtu využívá také minimální hloubka. Počet dnů, ve kterých se HPV vyskytovala výše než průměr, zřetelně překračuje počet dnů pod průměrem. Nejčastěji se vyskytující hodnotou za celou dobu měření byla hodnota -6,1 cm. Jestliže je průměrná hodnota kolem -10 cm pod povrchem, je téměř $\frac{3}{4}$ vegetační doby nadprůměrná. Logicky pak ztrácí schopnost vyrovnání srážek do průtoků.



Obr. 62 Hladina podzemní vody a množství srážek ve studovaném období (data BÚ AV ČR a PřF UK)

Organozemě disponují největší pórovitostí ze všech typů půd, ale nemají nejrychlejší úbytek vody. Z toho lze usuzovat, že i maximální kapilární kapacita bude vyšší, než je tomu u organominerálních půd. Zřejmě díky tomu se hladina vody ve vrchovišti pohybuje takto vysoko a zároveň kopíruje vyklenutý povrch vrchoviště. Pokud HPV dosáhne povrchu, vznikne na vrchovišti povrchový odtok. To dokazuje i množství stružek mezi jezírky (flarky), místy i v kleči.

4.2.3.5 Retence vody v půdě

Pro výpočet retence vody půdou ve studovaném povodí byly vybrány interpolační metody IDW, Kriging (KRI) a Spline (SPL), a navíc výpočet pomocí Thiessenových polygonů (THP). Výsledkem je maximální hodnota srážky, kterou může půda v jeden okamžik absorbovat půdními póry až k rozhraní B a C horizontu. Hodnoty srážek potenciálně zachycených půdou v povodí jsou zobrazeny v tab. 13.

Tab. 13 Průměrná hodnota retence srážek (RS_p) v [mm] a celková retence v povodí (R_c) v [m^3] vypočtená různými interpolačními metodami (bez aktuální vlhkosti; (p)...průměrná hloubka HPV v organozemi, (m)...minimální hloubka HPV v organozemi; Vlček, 2011)

	RSp				Rc			
	IDW	KRI	SPL	THP	IDW	KRI	SPL	THP
Rokytky (p)	138,1	144,5	149,4	141,6	522018	546210	564732	535248
Rokytky (m)	267	231	213,1	234,6	1009260	873180	805518	884520

Sondám v organozemi byl přiřazen vypočtený průměr pro daný subtyp. Je patrné, že největší vliv na retenci má HPV. Výpočet je jednodušší než u ostatních typů půd, protože se nemusí uvažovat skeletovitost. Hloubka byla vynásobena průměrnou plnou vodní kapacitou pro určitý subtyp organozemě. Data jsou limitována převzatými daty o hodnotě HPV ve vrchovišti.

Tab. 14 Retence srážek organozemí (bez aktuální vlhkosti; P prům....průměrná plná vodní kapacita, P max....maximální plná vodní kapacita; Vlček, 2011)

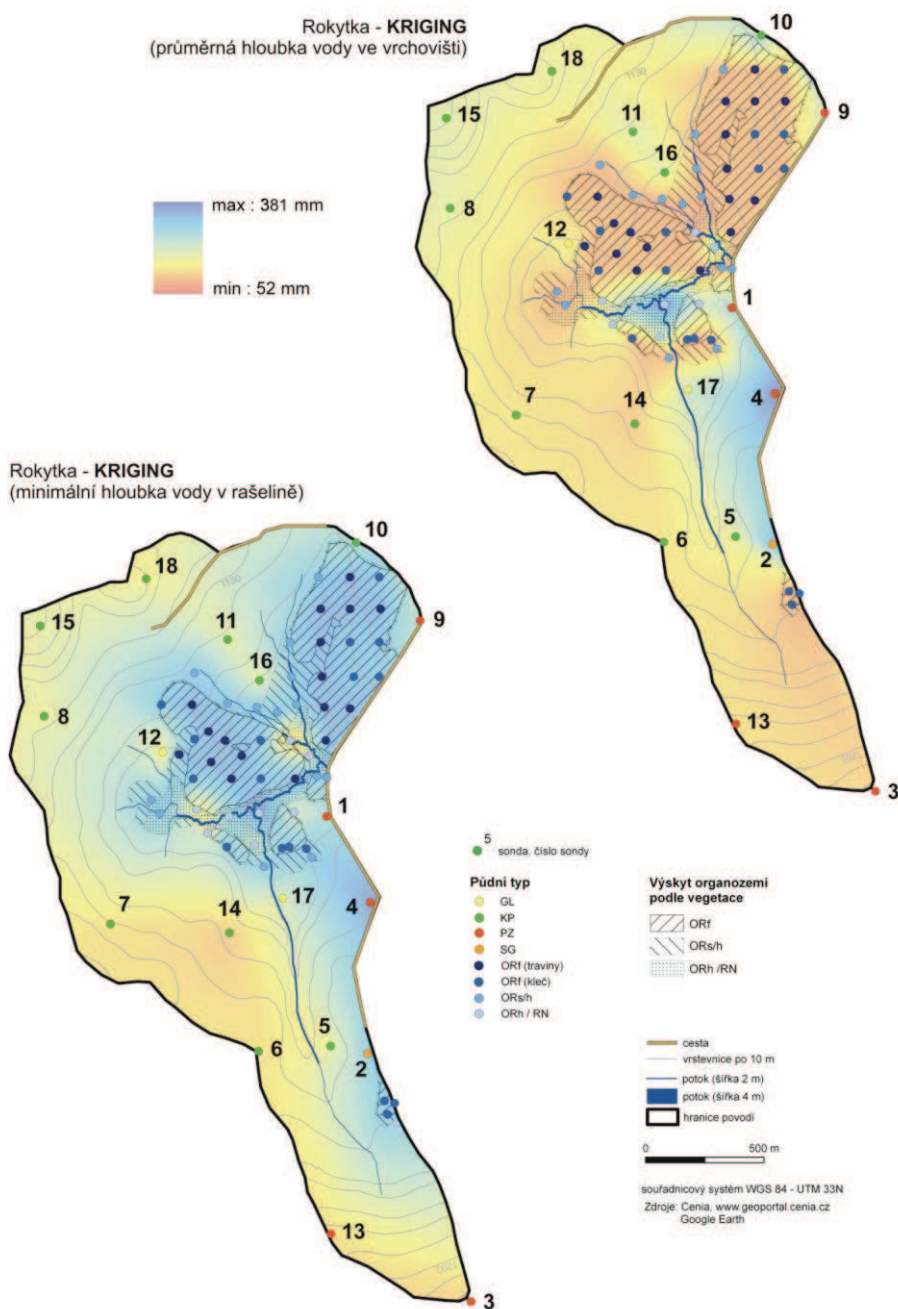
typ půdy	typ vegetace	$P_{prům.} (mm)$	$P_{max.} (mm)$
ORf	trávník	101	359
ORf/m	kleč	100	354
ORs/h (ORh)	různé	96	341

Hodnoty z povodí jsou rozděleny podle HPV. Při výpočtu hodnot průměrné P se uvažuje průměrná naměřená hloubka HPV, u dat maximální P potom minimální naměřená HPV. Celkové množství potenciálně zadržené vody [mm] je zobrazeno v tab. 14. Hladina podzemní vody v organozemi hraje zásadní úlohu v retenčním potenciálu povodí. Rozdíl minimální a průměrné HPV vytvoří zásobu kolem 30 % z celého retenčního potenciálu povodí.

Mapy na obr. 63 zobrazují výsledky zadržetí srážek při aplikaci interpolační metody Kriging. Při využití metody IDW a Kriging se dobře projevil vliv vrchoviště a podzemní vody v něm. Při nejmenší dosud naměřené HPV se retence celého povodí zvýší téměř dvojnásobně oproti jejímu průměrnému stavu. Při průměrné hladině tvoří vrchoviště jednu z nejmenších retenčních ploch v povodí Rokytky. Hodnoty retence přímo ovlivňuje pórovitost, skeletovitost a hloubka půdního profilu. Nejlepší kombinací je tedy hluboká půda s mocným A horizontem bez hrubého skeletu. Tyto parametry nejlépe splňuje organozem, ovšem bez HPV. Druhou nejlepší retenci v povodí vykazuje kryptopodzol ve zdravém jehličnatém lese s mocným nadložním humusem a A horizontem s výraznou pedoturbací. Nejmenší retenční schopnost mají (pokud nebudeme uvažovat plně zatopenou organozem nebo glej) rankery nebo půdní typy na rozvodí s holinami nebo v místech s velkým sklonem. Tyto půdy mají obvykle tenký nadložní humus a A horizont a jsou velmi skeletovité (Vlček, 2011).

Hranice výskytu organozemí byla stanovena terénním průzkumem na základě výskytu borovice rašelinné – někdy kleč (saprická/humolinová), suchopýru (fibrická) a v místech někdejší akumulární nádrže (RN/OR_h). Rovněž lze jednotlivé vegetaci přiřadit i různou průměrnou HPV, protože citlivě reaguje na její dlouhodobou hloubku (Whittington, 2007). Pro vykreslení

hodnoty retence vody se jeví jako nejvhodnější interpolační metodou metoda Kriging. Ta nejlépe vystihuje rozložení retence vody v povodí i přesto, že byly sondy nepravidelně rozmístěné. Nejméně vhodnou metodou se jeví metoda Spline. Nejenže má největší rozptyl v hodnotách, ale hodnoty jsou rovněž nelogicky rozmístěné. Metoda pomocí Thiessenových polygonů je pouze orientační a graficky nepřesná. Má nejjednodušší výpočet a lze ji použít pouze k porovnání s ostatními metodami. Při aplikaci všech interpolačních metod bylo použito stejné hodnotové měřítko potenciální retence srážek, čímž se jednotlivé interpolační techniky dají srovnat. Nevýhodou je malý vizuální rozdíl v hodnotách u metod IDW a Kriging.

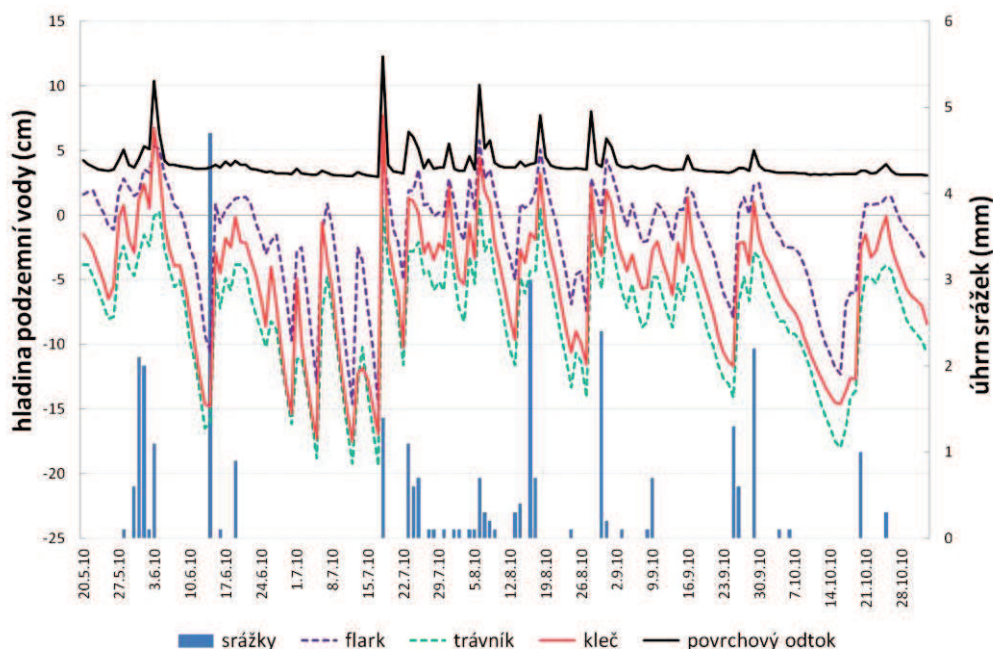


Obr. 63 Mapy retence srážek půdou v povodí Rokytky s využitím interpolační metody Kriging (Vlček, 2011)

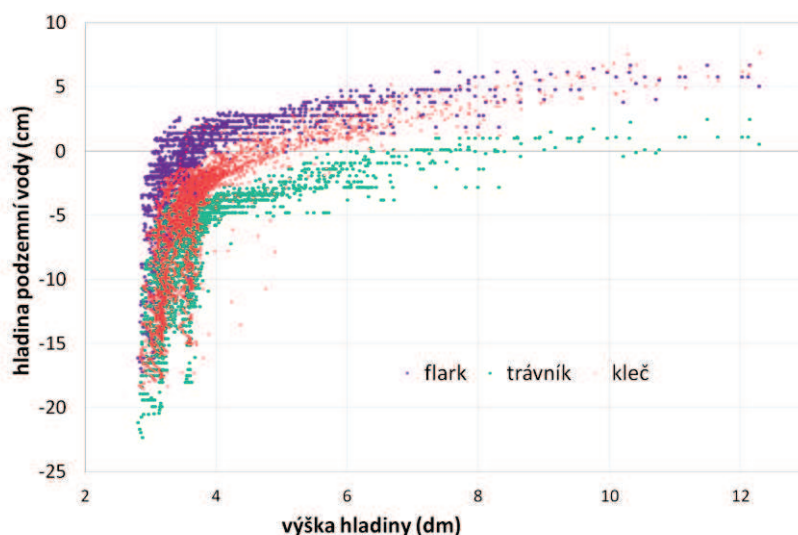
4.2.3.6 Povrchový odtok z vrchoviště

Za účelem zhodnocení vztahu výšky HPV ve vrchovišti s výškou hladiny drénujícího toku byla využita data získaná z automatických měřících stanic umístěných ve vrchovišti a v profilu uzavírajícím povodí. Vzhledem k úplnosti dat bylo analyzováno vegetačního období roku 2010. Porovnáním hodinových časových řad úhrnu srážek, HPV v jednotlivých částech vrchoviště (flark, trávník, vrchoviště) a výšky hladiny toku v závěrovém profilu zájmového povodí byla rovněž zjištěna a popsána hydraulická komunikace vrchoviště s povrchovým odtokem. Geochemický přístup k posouzení tohoto vztahu je popsán v rámci kap. 4.2.4. Míra závislosti dynamiky povrchového odtoku z vrchoviště na HPV poukazuje rovněž na schopnost rašelinného ložiska v tomto povodí pojmout srážkové úhrny. Tyto analýzy potvrdily výše vyvozené poznatky.

Na obr. 64 je znázorněno porovnání vývoje HPV ve vrchovišti a hladiny povrchového odtoku z něj v závislosti na příčinném úhrnu srážek. Graf jednoznačně poukazuje vzhledem k minimálnímu časovému posunu odpovídajících si hodnot na velmi zanedbatelnou schopnost vrchovištního komplexu pojmout významné úhrny srážek. Hladina podzemní vody ve vrchovišti přitom logicky vykazuje mnohem menší rozkolísanost než výška hladiny v závěrovém profilu povodí. Během bezsrážkového období HPV v rašeliništi postupně klesá a při příčné srážce velmi výrazně stoupne. Reakce povrchového odtoku je ale samozřejmě ještě výraznější. Z obr. 65 je pak zřetelná velmi těsná závislost povrchového odtoku z vrchoviště, resp. výšky hladiny Rokytky v závěrovém profilu studovaného povodí, na HPV v různých částech vrchoviště.



Obr. 64 Vývoj hladiny podzemní vody v různých částech vrchoviště a hladiny povrchového odtoku v závislosti na příčinném úhrnu srážek (data BÚ AV ČR a PšF UK)



Obr. 65 Závislost hladiny podzemní vody v různých částech vrchoviště na výšce hladiny drénujícího toku (data BÚ AV ČR a PřF UK)

4.2.4 Hydrologická funkce horského vrchoviště

Současná hydrologie se zabývá řadou obtíží souvisejících s korektní definicí prostředí, v němž probíhají hydrologické procesy. Koncept povrchového odtoku je nedostatečný a popis základních hydrologických procesů pouze na základě informací o kvalitativním vnitřním složení vody vyžaduje další rozměr. Moderní experimentální hydrologie využívá hydrochemických a geochemických přístupů k vysvětlení mechanismů, které souvisí mimo jiné se zadržováním vody a formováním odtoku v pramenných oblastech. Stabilní izotopy kyslíku jsou jediné přirozené, fyzikálně definovatelné a stopující látky v hydrosféře, které mohou být korektně bilancovány. Tento geochemický přístup byl aplikován za účelem pochopení procesů formování odtoku ve významně zrašeliněném povodí Rokytky (kap. 3.1.2.5). Příspěvek vody z vrchoviště v rámci Weitfällerských slatí k celkovému povrchovému odtoku byl posuzován na základě dostupných hydrologických časových řad a s využitím hydrochemických a geochemických postupů k separaci hydrogramu pomocí aniontové deficience. Na základě dat z hydrologického roku 2008 byla určena role zdejšího horského vrchoviště v rámci dynamiky formování odtoku v povodí Rokytky a s využitím stabilních izotopů $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ byl detailně popsán a zhodnocen jeho hydrologický cyklus.

Hydrologický monitoring byl doplněn v hydrologickém roce 2008 sledováním bilance iontů a uhlíku i v dalších dvou významně méně zrašeliněných povodích s instalovanými hladinoměry pro srovnávací analýzy (Ptačí potok, Černý potok; viz kap. 3.1.2.5 a 3.4.1, obr. 58).

Dílčí cíle této části výzkumu jsou následující:

- 1) vyhodnocení závislosti chemismu povrchových vod na aktuálním průtoku v experimentálních povodích Rokytky, Ptačího a Černého potoka,
- 2) stanovení celkové bilance ekologicky významných prvků (N, C, S, Ca, Mg, K) v experimentálních povodích Rokytky, Ptačího a Černého potoka,

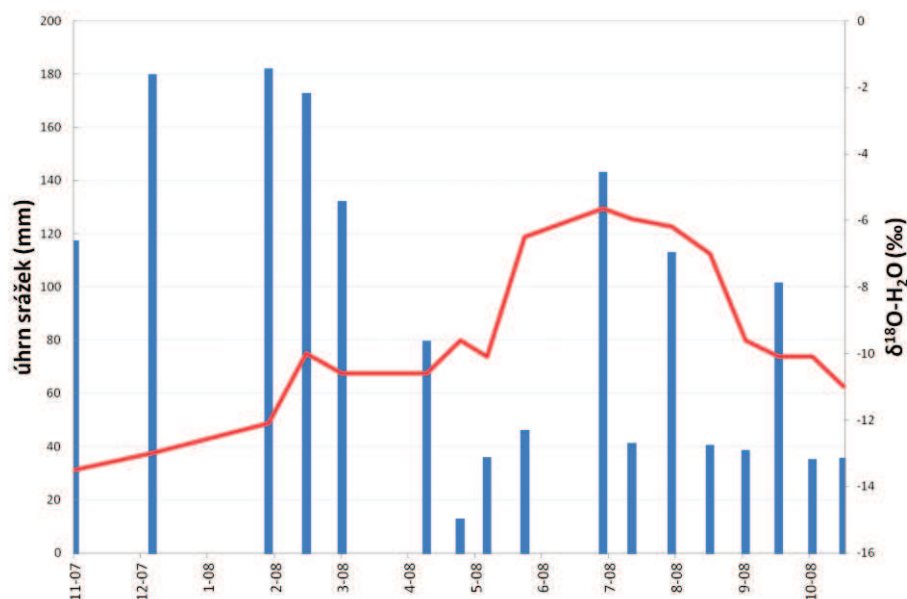
- 3) zhodnocení příspěvku horského vrchoviště k dynamice tvorby odtoku v povodí Rokytky a zmodelování jeho hydrologického cyklu pomocí stabilních izotopů $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$.

4.2.4.1 Chemismus srážek a depozice

Úhrn srážek v povodí Rokytky v hydrologickém roce 2008 činil 1485 mm. Depozice jednotlivých prvků z nedalekého povodí Roh a Doupě je uvedena v tab. 15. Úhrny srážek a průběh $\delta^{18}\text{O}-\text{H}_2\text{O}$ je znázorněn v grafu na obr. 66. Typický je zejména sezónní průběh $\delta^{18}\text{O}-\text{H}_2\text{O}$.

Tab. 15 Depozice (kg/ha/yr) a úhrny srážek (mm) v experimentálních povodích ČGS v NP Šumava (data ČGS; povodí se nachází v těsné blízkosti zájmového povodí)

<i>povodí</i>	Doupě	Roh
<i>nadmořská výška (m n.m.)</i>	1197-1330	1216-1270
<i>úhrn srážek (mm)</i>	1178	1269
<i>depozice (kg/ha/yr)</i>		
<i>Na</i>	2,0	1,3
<i>K</i>	1,0	0,5
<i>Mg</i>	0,4	0,4
<i>Ca</i>	2,5	2,2
<i>NH₄</i>	4,4	7,2
<i>F</i>	0,1	0,1
<i>Cl</i>	0,9	1,3
<i>NO₃</i>	9,4	13,1
<i>SO₄</i>	7,4	9,9
<i>TOC</i>	21,8	20,9
S	2,5	3,3
N	5,5	8,6
pH	5,01	5,23

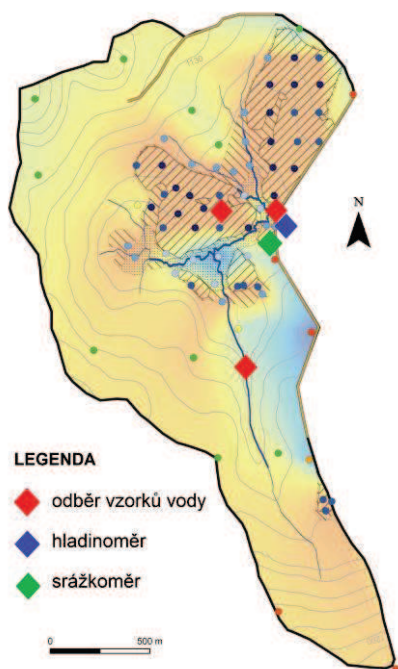


Obr. 66 Úhrn srážek a průběh $\delta^{18}\text{O}-\text{H}_2\text{O}$ ve srážkách v povodí Rokytky

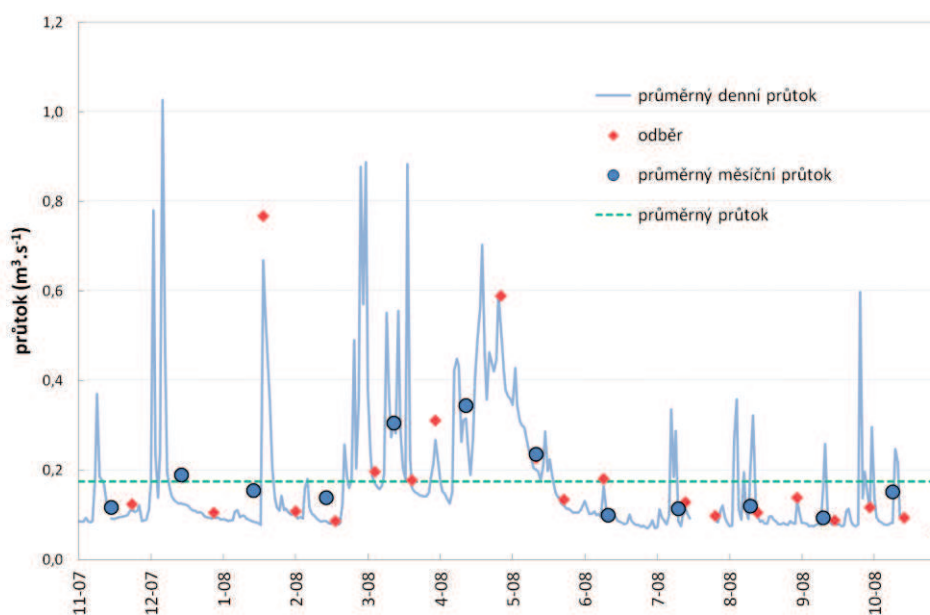
4.2.4.2 Chemismus povrchových vod a bilance

Povodí Rokytky

Pro zhodnocení hydrologické bilance byla v povodí Rokytky využita tři odběrná místa: slat', přítok a odtok (tzn. hladinoměr). Schematická mapa odběrných míst je uvedena na obr. 67. Vývoj aktuálních průtoků při jednotlivých odběrech v průběhu hydrologického roku 2008 je znázorněn na obr. 68. Odběry vzorků vody se podařilo provést během různých vodností vč. extrémních odtokových epizod.



Obr. 67 Schematická mapa povodí Rokytky s lokalizací míst pro odběr vzorků vody pro laboratorní analýzy



Obr. 68 Aktuální hodnoty průtoků v závěrovém profilu povodí Rokytky při jednotlivých odběrech povrchové vody pro laboratorní analýzy

Rokytky - slat'

Voda ve slati má nízkou koncentraci rozpuštěných látek a sezónní charakter průběhu $\delta^{18}\text{O-H}_2\text{O}$ (obr. 69). Podobný charakter mají srážky, které jsou hlavním zdrojem vody ve slati. Hodnoty pH vody ve slati jsou řízeny především koncentrací celkového uhlíku (TOC; obr. 70). Hodnoty TOC mají silný sezónní průběh související s evaporací vody a produkcí organické hmoty (nízká koncentrace TOC v zimě, vysoká koncentrace v létě). Přirozeně vyšší obsah organických kyselin společně s nízkou celkovou mineralizací má za následek nízké pH a nízkou alkalitu vody. Dusičnany se ve slati objevují výhradně v zimních měsících, kdy jsou jejich zdrojem zimní srážky.

Rokytky - přítok

Síť toků v povodí Rokytky je tvořena větším množstvím nezávislých přítoků, z nichž nejvýznamnější jsou dva, pracovní označované jako „východ“ a „západ“. Jelikož přítok z východu je vydatnější a mezi přítoky nejsou významné odlišnosti v chemismu, vstupoval do další bilance pouze přítok z východu. Celková mineralizace potoka je vyšší a $\delta^{18}\text{O-H}_2\text{O}$ vyrovnanější (obr. 69). Vyrovnanost $\delta^{18}\text{O-H}_2\text{O}$ je důsledkem převažujícího napájení ze zdrojů podzemní vody. Jen při vyšších srážkách může obsahovat vodu z mělkých půdních horizontů s vyšším obsahem TOC (obr. 71). Hodnota pH potoka je závislá na průtoku (obr. 72 a 73), i když přímé měření průtoku tohoto přítoku není k dispozici, ale bude podobné průtoku v hlavním korytě Rokytky. Zvýšená koncentrace TOC je spojena s produkcí organické hmoty v letních měsících. Korelace mezi TOC a pH není výrazná.

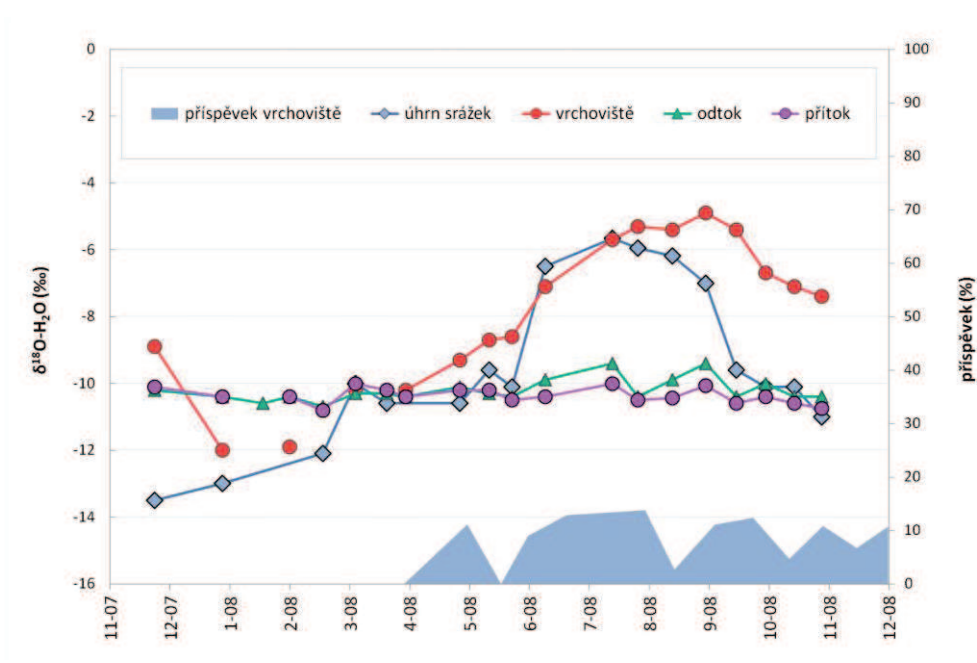
Rokytky – odtok

Chemismus Rokytky je podobný jeho hlavnímu přítoku z východu. Hodnota pH potoka je závislá na aktuálním průtoku (obr. 73). Pro výpočet příspěvku slatě k odtoku vody v Rokytkce byl použit jednoduchý model zahrnující vstup ze slatě a vstup z přítoku. Hodnocení vstupu přímých srážek je odděleně nemožné, díky podobnému signálu $\delta^{18}\text{O-H}_2\text{O}$ ve slati a srážkové vodě (obr. 69). Příspěvek slati k odtoku Rokytky byl vypočten na základě rovnice (4), uvedené v kap. 3.4.2.4.

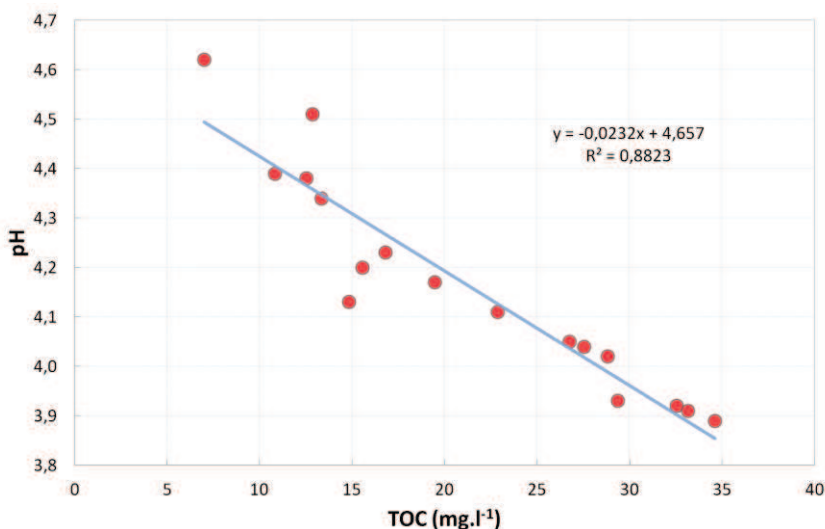
Z výsledků je patrné, že příspěvek vody ze slati k odtoku Rokytky je malý, pohybující se mimo zimní sezónu okolo 10 % (obr. 69). V zimních měsících je příspěvek vody ze slati nulový a odtok je tvořen výhradně přítoky, potažmo podzemní vodou. Celkový charakter chemismu potoka Rokytky je odvozen primárně ze zdrojů vody, která byla nějakou dobu v kontaktu s minerální půdou, a to i v době zvýšených průtoků (viz stabilní $\delta^{18}\text{O-H}_2\text{O}$, obr. 69). Důkazem pro tvrzení, že hlavním zdrojem vody v odtoku Rokytky jsou její přítoky napájené především podzemní vodou, je i vysoká koncentrace kationtů ve srovnání se slatí (obr. 74). Periodicky zvýšená koncentrace TOC má svůj původ nejspíše v příbřežním pásmu, odkud je za zvýšených průtoků vyplavován. Vliv má také sezónní produkce organické hmoty.

Z bilance jednotlivých prvků v povodí (tab. 16) vyplývá, že povodí Rokytky má vyrovnanou bilanci dusíku. V povodí dochází k zadržování síry adsorcí v půdě. Z povodí odtéká poměrně velké množství uhlíku ve formě TOC. Celkový odtok vody (1437 mm) je srovnatelný s měřeným úhrnem srážek (1485 mm). Takto nízká evapotranspirace je nepravděpodobná, tudíž vstup atmosférické vody je zřejmě podhodnocen. Pravděpodobně se na celkovém úhrnu srážek budou ve větší míře

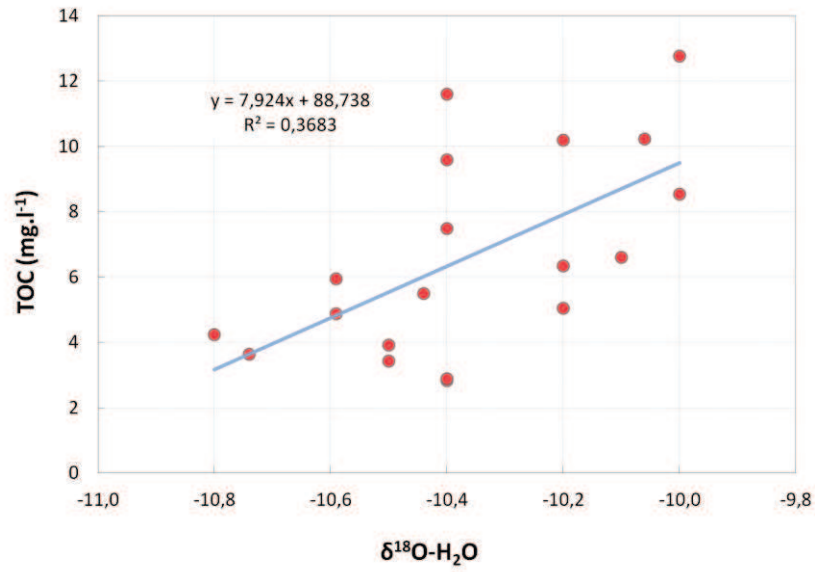
podílet horizontální srážky (mlha, námrazy). Příspěvek horizontální depozice v podmínkách Šumavy by mohl být odhadován minimálně na 10 %. Nejvýše položené partie pohoří zahrnující experimentální povodí Rokytky jsou specifická ještě vyšším podílem horizontální depozice. Ta se může pohybovat kolem 15 % (Eliáš et al., 1995; Tesař et al., 1995).



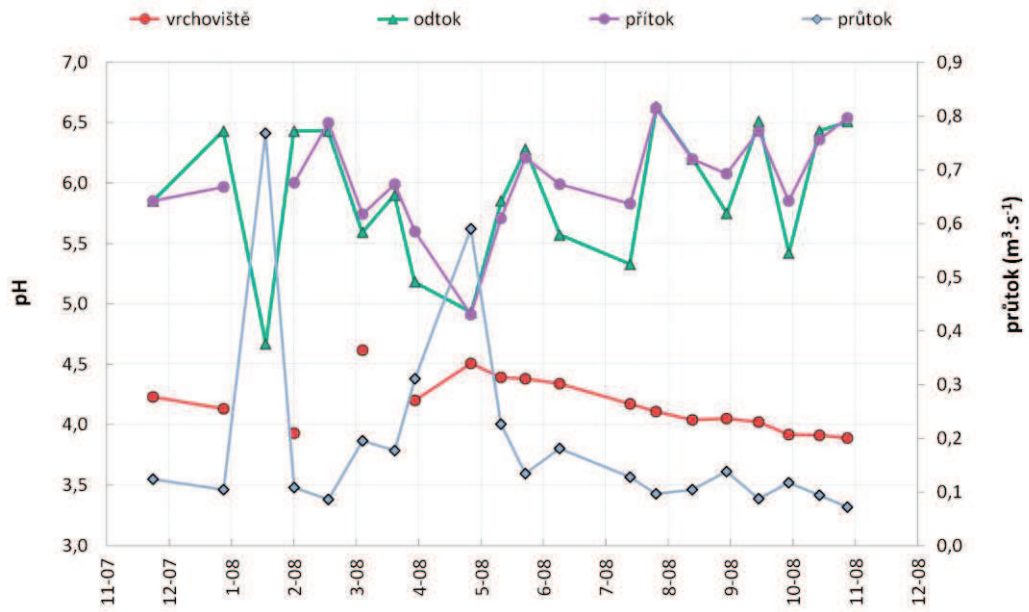
Obr. 69 Vývoj $\delta^{18}\text{O-H}_2\text{O}$ v povrchových vodách a srážkách v povodí Rokytky v hydrologickém roce 2008 (pravá y osa znázorňuje relativní bilanční příspěvek vody ze slati k celkovému odtoku z povodí)



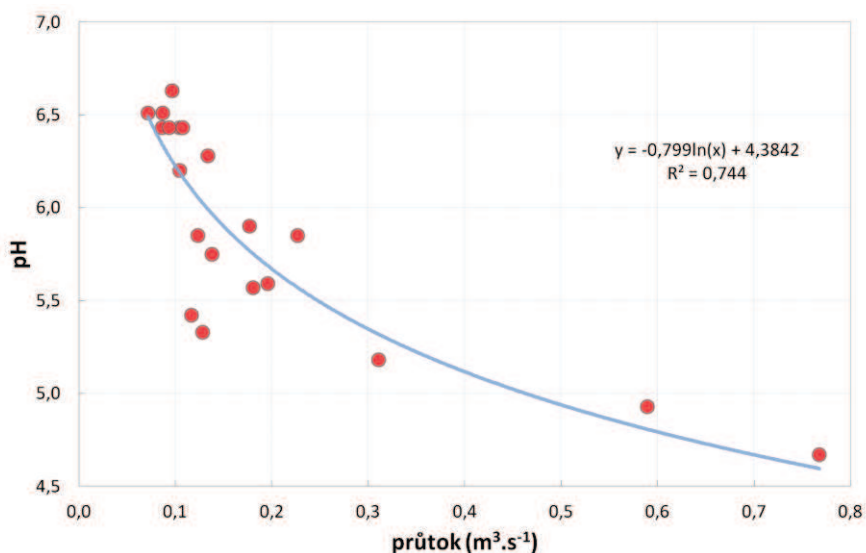
Obr. 70 Závislost pH na koncentraci TOC ve slati v povodí Rokytky



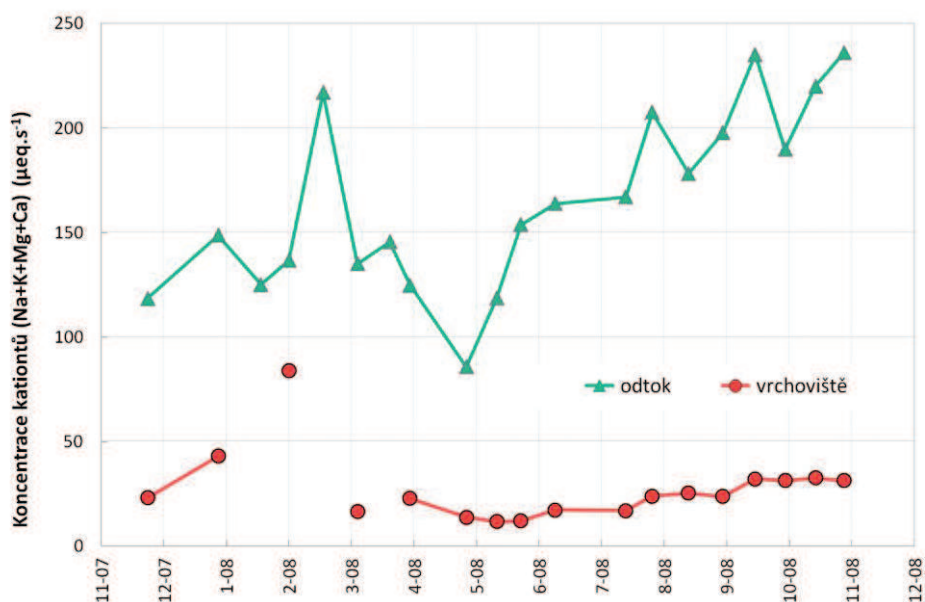
Obr. 71 Závislost TOC na δ¹⁸O-H₂O v přítoku Rokytky



Obr. 72 Vývoj pH a aktuálního průtoku v povodí Rokytky v hydrologickém roce 2008



Obr. 73 Závislost pH na průtoku Rokytky v hydrologickém roce 2008



Obr. 74 Koncentrace kationtů (Ca+Mg+K+Na) v povrchových vodách povodí Rokytky v hydrologickém roce 2008

Tab. 16 Bilance povodí Rokytky v hydrologickém roce 2008; jako vstup látek do povodí je dána depozice z povodí Roh (viz tab. 15)

	Na	K	Mg	Ca	Al	Fe	SiO ₂	NH	F ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	TOC	TN	TIN	S
	(kg/ha/rok)															
vstup (I)	1,3	0,5	0,4	2,2	0	0	0	7,2	0,1	1,3	13,1	9,9	20,9	8,6	8,6	3,3
výstup (O)	13,8	5,5	4,3	18,9	1,9	3,3	81,8	0,8	0,3	5,9	16,5	20,1	158,3	8,3	4,4	6,7
I – O	-12,5	-5,0	-3,9	-16,7	-1,9	-3,3	-81,8	6,4	-0,2	-4,6	-3,4	-10,2	-137,4	0,3	4,2	-2,3
	povodí je zdrojem															
	povodí zadržuje															

Povodí Ptačího potoka

Povodí Ptačího potoka je hydrochemicky velmi blízké (viz kap. 10 Přílohy, tab. 10.4) povodí Rokytky (viz kap. 10 Přílohy, tab. 10.3; tab. 17). Hodnoty pH jsou silně závislé na aktuálním průtoku. Podobně, jako je tomu v případě Rokytky, i povodí Ptačího potoka disponuje vysokým specifickým odtokem, 1510 mm. Toto povodí je poněkud kyselější s vyšší koncentrací dusičnanů. Díky vyššímu exportu dusičnanů je i povodí Ptačího potoka mírným zdrojem dusíku. Při vysokých průtocích a nízkém pH se objevují zvýšené koncentrace celkového hliníku. Celkový export TOC je srovnatelný s Rokytkou. Síra je v povodí zadržována sorpcí v půdě. Na základě podobných koncentrací kationtů lze usuzovat, že voda v povodí Ptačího potoka byla po delší dobu v kontaktu s minerální půdou a příspěvek přímé srážkové vody nebo vody z vrchovišť je minimální.

Tab. 17 Bilance povodí Ptačího potoka v hydrologickém roce 2008; jako vstup látek do povodí je dána depozice z povodí Doupě (viz tab. 15)

	Na	K	Mg	Ca	Al	Fe	SiO ₂	NH ₄	F ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	TOC	TN	TIN	S
	(kg/ha/rok)															
vstup (I)	2	1	0,4	2,5	0	0	0	4,4	0,1	0,9	9,4	7,4	21,8	5,5	5,5	2,5
výstup (O)	13,0	6,9	4,3	13,0	3,2	2,9	72,7	0,9	0,2	6,9	28,9	22,3	171,2	9,8	7,2	7,4
I – O	-11,0	-5,9	-3,9	-10,5	-3,2	-2,9	-72,7	3,5	-0,1	-6,0	-19,5	-14,9	-149,4	-4,3	-1,7	-3,4
			povodí je zdrojem													
			povodí zadržuje													

Povodí Černého potoka

Povodí Černého potoka je od povodí Rokytky a Ptačího potoka odlišné nízkým specifickým odtokem (451 mm) daným zejména nižší nadmořskou výškou a vysokým podílem lesa, což pozitivně ovlivňuje evapotranspiraci. Odběry vzorků byly bohužel všechny provedeny v období nízkých průtoků, takže závislost pH na průtoku byla vyhodnocena jako nevýrazná. Voda Černého potoka má průměrné pH o hodnotě 6,63. Koncentrace TOC, navzdory názvu potoka, je nízká, a celkový odnos organického uhlíku činil v hydrologickém roce 2008 19,3 kg/ha/rok. Na rozdíl od Rokytky a Ptačího potoka lze předpokládat, že doba zdržení podzemní vody v povodí bude ještě výraznější (nízký TOC, vysoké pH a koncentrace kationtů). Bilance povodí nebyla spočtena, neboť chybí adekvátní odhad vstupů prvků atmosférickou depozicí do takto zalesněného povodí. Chemismus v závěrovém profilu povodí Černého potoka v hydrologickém roce 2008 je popsán v tab. 10.5, viz kap. 10 Přílohy.

4.3 ANALÝZA SNĚHOVÝCH POMĚRŮ

Důležitým fenoménem tvorby odtoku v našich pramenných oblastech je v celkové roční bilanci sezónní sněhová pokrývka, která představuje v prostoru a čase poměrně těžko kvantifikovatelný prvek. Vzhledem k velmi obtížnému stanovení celkového objemu vody zadržované ve sněhové pokrývce v horních částech povodí českých toků je zásadní potřebou pro zimní období výzkum

metod vhodných pro monitoring výšky sněhové pokrývky a její vodní hodnoty a detailní analýza sněhových poměrů v experimentálních povodích pro potřeby modelování odtoku během jarního procesu tání sněhové pokrývky. Během posledních šesti zimních období byl prováděn monitoring dynamiky vývoje sněhových zásob a jejich kvalitativních vlastností v závislosti na rozdílných f-g faktorech (Kocum et al., 2009) ve třech experimentálních povodích Rokytky, Ptačího a Černého potoka (obr. 36, kap. 3.6). Hlavními cíli výzkumu v rámci této části práce bylo objasnění hlavních faktorů ovlivňujících akumulaci a tání sněhové pokrývky ve vztahu k formování odtoku a optimalizace metodiky monitoringu sněhových parametrů v konkrétním území povodí horní Otavy tak, aby získané výstupy představovaly co nejpřesnější podklady (vstupy) pro modelování odtoku ze sněhové pokrývky využitelné v operativní hydroprognóze.

4.3.1 Analýza vlivu fyzicko-geografických faktorů na charakter sněhové pokrývky

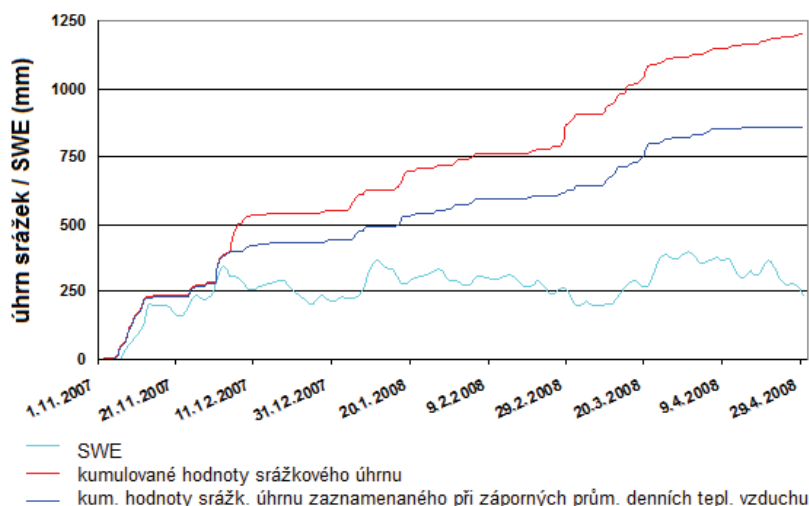
Jednotlivé faktory, které mají klíčový vliv na formování sněhové pokrývky v zájmové oblasti, byly monitorovány během expedičních měření v uplynulých šesti zimních sezónách, nicméně jako nejvhodnější z hlediska výstupů byla vybrána zimní období 2007/2008 a 2008/2009. Podrobnou analýzou všech f-g faktorů ovlivňujících vývoj sněhové pokrývky v zájmovém povodí, včetně těch obecných, se zabýval Fliegl (2009). V následujícím textu je demonstrován vliv faktorů, které jsou klíčové pro studované území. Z hlediska klíčových faktorů ovlivňujících formování sněhové pokrývky obecně byla pro dílčí analýzy vytipována dvě modelová povodí, povodí Ptačího (povodí Vydry) a Černého potoka (povodí Křemelné). Vzhledem k zaměření na povodí Rokytky, byť z jiného pohledu, byly k prezentovaným analýzám přidány výsledky z expedičních měření v tomto povodí, a sice během zimních období 2006/2007 a 2007/2008.

4.3.1.1 Úhrn srážek a teplota vzduchu

Pro posouzení vlivu úhrnu srážek a teploty vzduchu na hodnocené parametry sněhové pokrývky byla využita data ze stanice Velký Javor (Grosser Arber, 1456 m n.m.; úhrn srážek, průměrná denní teplota vzduchu, vodní hodnota a hustota sněhu) poskytnutá DWD. Tato stanice byla zvolena jako reprezentativní vzhledem k poloze experimentálních povodí, přičemž data z této stanice vykazují nejtěsnější vztah s údaji získanými z vlastních automatických stanic (viz Jelínek, 2008).

Úhrn srážek

Vodní hodnota sněhu byla měřena zhruba 3-4krát do týdne, data denních srážkových úhrnů byla k dispozici pro každý den. Analýza byla provedena v období 1.11.2007-30.4.2008. V grafu na obr. 75 jsou vyneseny jak kumulované hodnoty srážkových úhrnů, tak i výšky srážek, které byly zaznamenány ve dnech s průměrnou teplotou vzduchu nižší či rovnou 0°C, a to z důvodu částečné eliminace srážek spadlých ve formě deště. Kromě toho jsou součástí grafu údaje o SWE v průběhu sledovaného zimního období.

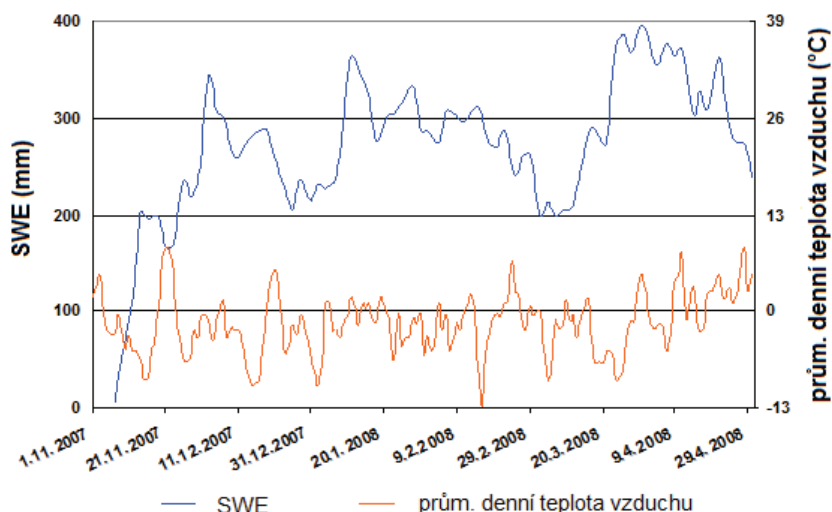


Obr. 75 Kumulované hodnoty srážkových úhrnů a vodní hodnota sněhu na stanici Grosser Arber v zimním období 2007/2008 (Fliegl, 2009; upraveno; data DWD)

Z grafu na obr. 75 je patrná významná závislost SWE na celkovém úhrnu srážek do začátku prosince 2007, kdy zhruba 85 % srážek je uloženo ve sněhové pokrývce. V dalším průběhu zimní sezóny tento podíl zákonitě klesá. Poněkud překvapivě se jeví fakt z období kolem 10.1.2008 a 25.3.2008, kdy můžeme pozorovat vyšší nárůst SWE, než bychom očekávali vzhledem k neodpovídající výšce naměřených srážek v tomto období. Možné vysvětlení je takové, že došlo k navátí sněhu větrem do místa měření sněhové pokrývky (což je teoreticky možné díky absenci vegetačního krytu v místě stanice), nebo je tento jev způsoben chybou měření. Možnost usazení horizontálních srážek v takovémto množství na nezalesněné ploše můžeme vyloučit. Také si můžeme všimnout relativně konstantní SWE od prosince až téměř do konce dubna. To je však dáno relativně výrazným nástupem zimního počasí na začátku sezóny a relativně teplejšího průběhu další části zimního období. Nejvyšší hodnoty ale byly zaznamenány na přelomu března a dubna, což představuje v podmínkách nejvyšších partií hor standardní úkaz. Rovněž lze pozorovat relativně vysoký celkový úhrn srážek v tomto zimním období, 1204 mm během 6 měsíců je i na tuto horskou oblast relativně vysoká hodnota a značí nadprůměrně bohatou zimu na srážky. Nicméně na SWE tento fakt není patrný v důsledku existence vyšších teplot vzduchu. Analogicky byl vytvořen graf závislosti hustoty sněhu na srážkových úhrnech. Z něho je velmi dobře patrný výrazný nárůst hodnot hustoty sněhu na počátku zimního období, což je dáno běžným sesedáním a metamorfózou sněhu, a to v celém profilu díky velkému množství sněhu napadlého za krátké období a nízkými teplotami při sněžení, díky nimž padal suchý sníh s velmi nízkou hustotou. Dále lze v průběhu tohoto zimního období pozorovat kolísání hustoty sněhu, kdy při výraznějších srážkových úhrnech docházelo k jejímu poklesu.

Teplota vzduchu

Naměřené SWE byly rovněž porovnávány s průměrnými denní teplotami vzduchu ze stanice Grosser Arber v období 1.11.2007-30.4.2008 (obr. 76).

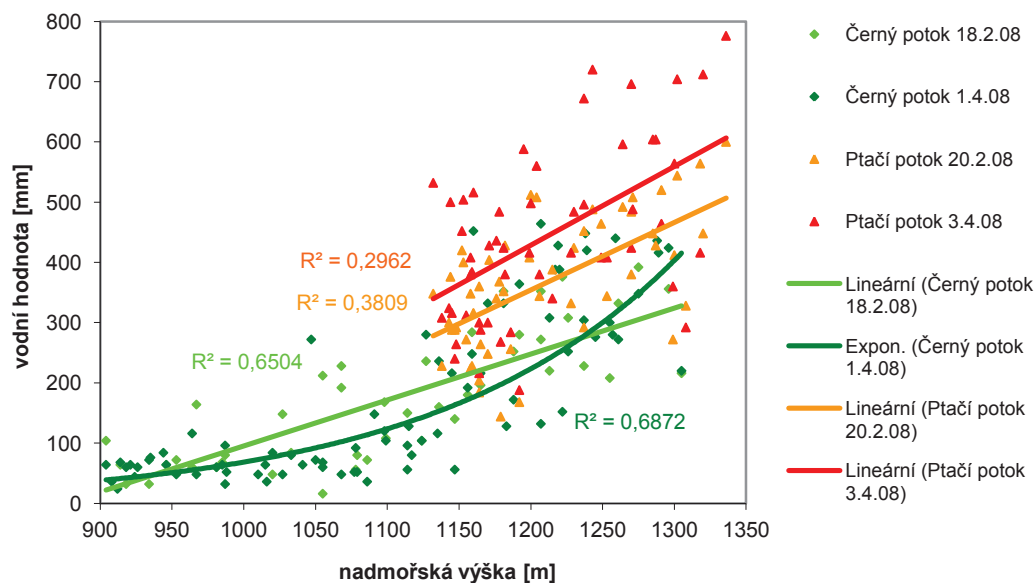


Obr. 76 Vývoj průměrných denních teplot vzduchu a vodní hodnoty sněhu na stanici Grosser Arber v zimním období 2007/2008 (Fliegl, 2009; upraveno; data DWD)

Byl zjištěn významný vliv kladných průměrných denních teplot vzduchu na SWE. Dobrý příklad poskytuje období zhruba kolem 20.-25.11.2007, kdy můžeme zaznamenat výrazně kladné teploty vzduchu a s tím spojený zřetelný úbytek SWE. Dalšími podobnými obdobími s touto silnou závislostí představují období kolem 20.12.2007 a 25.2.2008. K poklesu SWE ale dochází i při záporných teplotách vzduchu, jako tomu bylo například v období 20.-25.2.2008 či kolem 20.3.2008, kdy došlo i ke snížení hustoty sněhové pokrývky. Možnou příčinou tohoto jevu mohou být nepřesnosti a chyby při měření vodní hodnoty sněhového sloupce. Porovnáním průběhu průměrných denních teplot vzduchu a hustoty sněhu ve sledovaném zimním období lze vysledovat opět jejich značnou závislost. Křivka průměrných teplot až na drobné výjimky velmi dobře kopíruje křivku hustoty sněhu, i když se zde samozřejmě ukazuje určité zpoždění hodnot hustoty za hodnotami teploty. Zajímavým zjištěním je fakt, že lze kolem 20.12.2007 i přes výrazně kladné teploty vzduchu pozorovat snížení hustot sněhové pokrývky. Je třeba dodat, že došlo u sněhu i ke snížení jeho vodní hodnoty a zanedbatelným srážkovým úhrnům.

4.3.1.2 Nadmořská výška

Nadmořská výška neovlivňuje sněhovou pokrývku přímo, ale prostřednictvím faktorů klimatických. Analýza vlivu nadmořské výšky na vlastnosti sněhové pokrývky bez ovlivnění jinými faktory byla provedena na souboru dat z experimentálních povodí Ptačího a Černého potoka. Graf na obr. 77 znázorňuje závislost SWE na nadmořské výšce s využitím dat naměřených v obou modelových povodích během dvou termínů v zimní sezóně 2007/2008. Jednotlivá povodí a termíny byly odlišeny pro jednodušší porovnání závislostí během pokročilé zimy (únor) a v období před jarním táním (počátek dubna). Rovněž byly vykresleny spojnice trendu a vypočteny jejich korelační koeficienty. Stejný graf byl vytvořen i pro zimní sezónu 2008/2009, během které bylo dosaženo velmi podobných výsledků.



Obr. 77 Závislost vodní hodnoty sněhu na nadmořské výšce v povodí Černého a Ptačího potoka v zimním období 2007/2008 (data PŘF UK)

Z grafu na obr. 77 vyplývá, že závislost SWE na nadmořské výšce je u obou povodí značně rozdílná. Zatímco u povodí Černého potoka můžeme pozorovat význačnou těsnost vztahu, která v průběhu zimy ještě rostla, v případě povodí Ptačího potoka lze vysledovat mírný či nízký stupeň těsnosti, který se naopak v průběhu zimního období ještě snižoval. Tento fakt může být ovšem dán znatelně menším rozdílem mezních nadmořských výšek v povodí Ptačího potoka. Rozdíly v korelačních koeficientech jsou na druhou stranu natolik markantní, že lze v případě povodí Černého potoka uvažovat velmi významný vliv nadmořské výšky na charakter sněhové pokrývky.

Povodí Ptačího potoka vykazuje v sezóně 2007/2008 vyšší hodnoty SWE, v sezóně 2008/2009 se rozdíly stírají. Vyšší hodnoty SWE u Ptačího potoka lze vysvětlit vyššími úhrny srážek v průběhu zimy dané polohou na hlavním šumavském hřebeni, zatímco povodí Černého potoka se nachází až za tímto hřebenem směrem do vnitrozemí. Očekávané nižší hodnoty SWE souvisí tedy zákonitě s nižší dotací území sněhovými srážkami. Vyrovnanost SWE v případě sezóny 2008/2009 lze objasnit možným častým výskytem východní synoptické situace s tlakovou níží nad balkánským poloostrovem a s tím souvisejícími trvalými srážkami přicházejícími od východu, kdy se návětrný efekt uplatňuje na opačné straně Šumavy, než je v průběhu roku obvyklé.

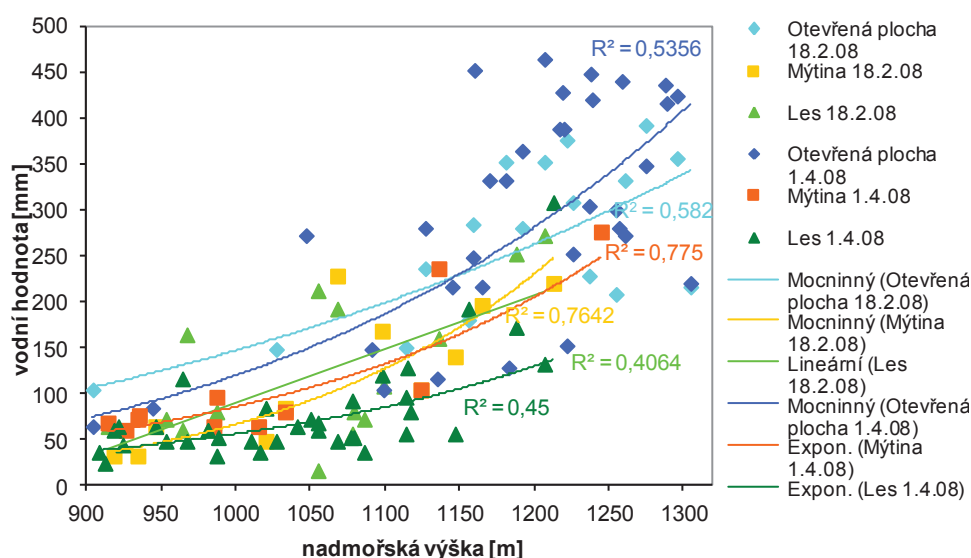
Při porovnání SWE naměřené v nejvyšších partiích experimentálního povodí Černého potoka (1250-1300 m n.m.) s hodnotami SWE naměřenými ve stejném datu na stanici Grosser Arber (1437 m n.m.; viz kap. 4.3.2, tab. 18) můžeme pozorovat velmi význačnou blízkost naměřených hodnot. To nám umožňuje při absenci meteorologických dat z povodí Černého potoka tato data s kritickým nadhledem nahradit daty ze stanice Grosser Arber. Tento fakt je dán relativní blízkostí obou lokalit (cca 10 km). Podobně význačnou závislost uvádí v případě povodí Rokytky, vzdáleného více než 20 km, také Jelínek (2008) a Kocum et al. (2009). Zjištěné

poznatky jsou klíčové pro výběr meteorologických dat (především úhrnů srážek) pro další analýzy včetně jejich využití jakožto vstupů pro modelování s-o procesů v povodí horní Otavy.

Grafy znázorňující vztah relativní hustoty sněhu (ρ) na nadmořské výšce v práci nejsou obsaženy z důvodu absence téměř jakékoliv závislosti. Z tohoto hlediska lze pouze vypořadovat nepatrný nárůst hustoty sněhu s nadmořskou výškou (s výjimkou obou měření na Ptačím potoce v roce 2009, kdy docházelo naopak k téměř nezatelnému poklesu).

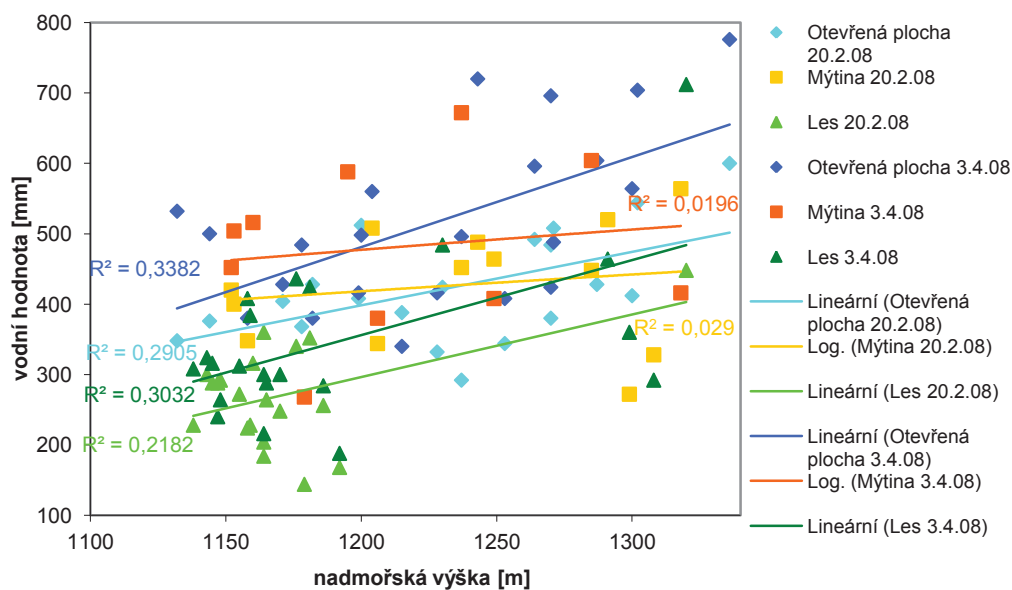
4.3.1.3 Vegetační pokryv

Pro vizuálně snazší porovnání vlivu charakteru vegetace na parametry sněhové pokrývky byly v této kapitole vykresleny grafy, jejichž konstrukce je velmi podobná předcházejícím, jen s tím rozdílem, že u jednotlivých bodů je kromě znázornění termínu měření barevně odlišeno, ve kterém typu porostu použité klasifikace bylo měření provedeno. Pro přehlednost však bylo třeba snížit počet zobrazených měření v jednom grafu.



Obr. 78 Závislost vodní hodnoty sněhu na typu vegetačního pokryvu a nadmořské výšce v povodí Černého potoka v zimním období 2007/2008 (data PrF UK)

V grafech na obr. 78 a 79 lze vypořadovat rozdíly v hodnotě SWE v měrných bodech nacházejících se na otevřené ploše a v lesním porostu, přičemž vodní hodnota na lesních stanovištích je oproti otevřeným plochám snížena o 20-60 %. Tato hodnota je však velmi závislá na absolutní SWE. V případě nižších hodnot SWE (cca 100 mm) lze vysledovat větší relativní ovlivnění než u hodnot vysokých. Nižší hodnoty pozorované před nástupem jarního tání tedy odpovídají hodnotám publikovaným Pobedinským a Krečmerem (1984) či Hříbikem a Škvareninou (2006). Ti hovoří o hodnotách až 35 %, resp. kolem 20 %. Není však možné, vzhledem k termínu měření před začátkem hlavního procesu tání sněhové pokrývky, potvrdit vyšší SWE v lese oproti otevřeným plochám v závěru jarního tání, jak prezentuje Hříbik a Škvarenina (2006) či Pobříslavová a Kulasová (2000).



Obr. 79 Závislost vodní hodnoty sněhu na typu vegetačního pokryvu a nadmořské výšce v povodí Ptačího potoka v zimním období 2007/2008 (data PřF UK)

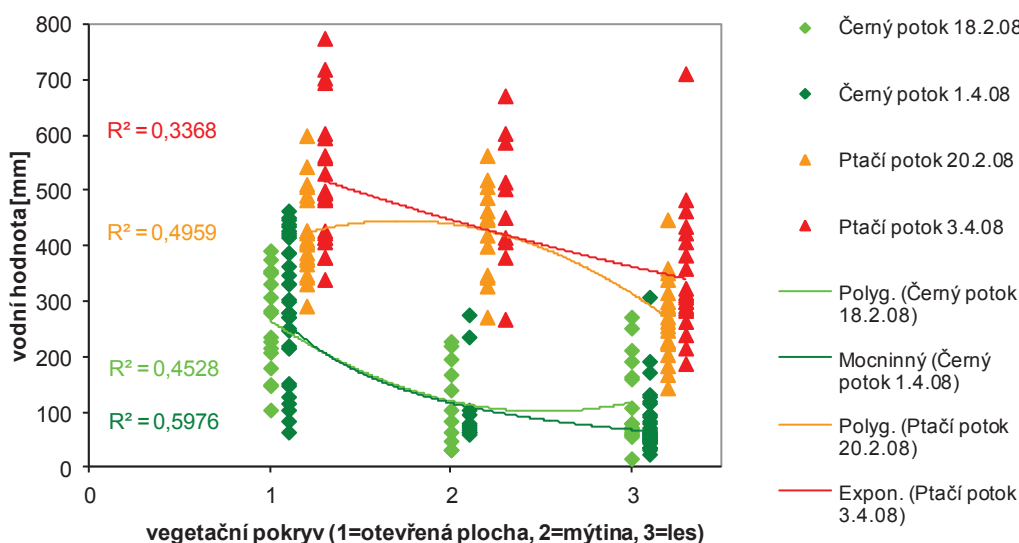
Z vykreslených grafů lze rovněž vysledovat téměř konstantní rozdíl v daném termínu měření mezi těmito typy vegetace při různých hodnotách nadmořské výšky. Lze to vysvětlit například konstantním množstvím intercepovaného sněhu v korunách stromů. Závislost v případě mýtin téměř nelze vypořádat, i když na těchto stanovištích se vyskytuje všeobecně vyšší SWE než v lesních porostech. Při porovnání výstupů na mýtinách a otevřených plochách nelze dojít k jednoznačnému závěru, lze v případě těchto stanovišť pouze konstatovat sníženou závislost SWE na nadmořské výšce. Rovněž lze na základě vypočtené těsnosti vztahů pozorovat nárůst hodnot naměřených v lese v průběhu zimní sezóny. U obou zbylých kategorií vegetačního pokryvu toto nelze potvrdit. V případě povodí Černého potoka se jedná o význačnou až vysokou těsnost vztahů, u Ptačího potoka lze těsnost vztahů popsat často jako nízkou či mírnou. To může být dáno ale menším rozpětím nadmořských výšek obou povodí. Rozdíly v korelačních koeficientech jsou ovšem opět celkem markantní a povodí Černého potoka představuje z tohoto hlediska zajímavé území ke studiu.

Gradienty nárůstu SWE s nadmořskou výškou se v případě otevřených ploch v průběhu a na konci zimního období pohybují zhruba kolem hodnot 47-80 mm/100 m, v případě lesa se hodnoty pohybují mezi 35 a 45 mm/100 m. To jsou velmi odlišné hodnoty oproti hodnotám uváděným Pecušovou a Holkem (2002), kteří uvádějí gradienty poněkud nižší (otevřené plochy 15 mm/100 m, les 32 mm/100 m). Nejenže jsou hodnoty v zájmových povodích zřetelně vyšší, ale také lze na rozdíl od závěrů Pecušové a Holka (2002) pozorovat vyšší hodnoty gradientu v případě otevřených ploch než na lesních stanovištích. Stejně závěru bylo dosaženo u růstu gradientu v průběhu zimní sezóny.

Z hlediska posouzení závislosti hustoty sněhu na typu vegetace a nadmořské výšce v zimním období 2008/2009 v obou sledovaných povodích si lze povšimnout všeobecně mírně nižší hodnoty hustoty sněhové pokrývky v lese než na otevřených plochách, a to zhruba až o 10 %.

Nicméně v řadě případů je tato změna téměř zanedbatelná. Na mýtinách se generelně vyskytují vyšší hustoty sněhu než v lese, ale naopak nižší než na otevřené ploše. Tento vztah byl shledán nicméně jako velmi nevýrazný.

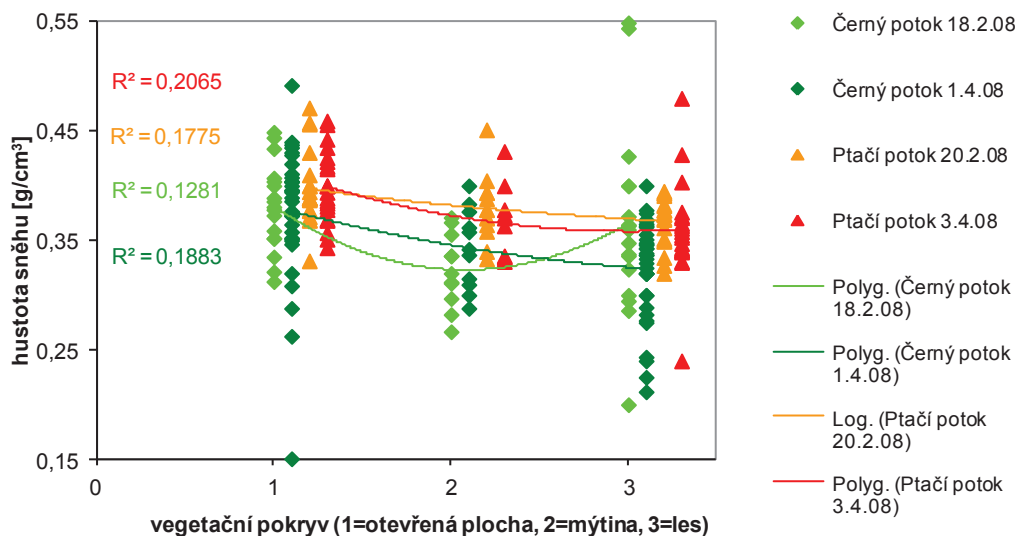
Zajímavá zjištění přináší rovněž grafy závislosti SWE, resp. jeho hustoty, pouze na vegetačním pokryvu, nadmořská výška nebyla tentokrát brána v potaz. V případě SWE byl vzhledem k nízké průkaznosti vybrán pouze graf na obr. 80. V obou experimentálních povodích (obzvláště v případě Černého potoka) je totiž většina bodů na otevřené ploše měřena v nejvyšších partiích povodí a většina bodů s charakterem lesního porostu naopak v jejich nejnižších částech. Tento fakt se tedy zákonitě (podle závislostí prezentovaných na obr. 77 a 79) odráží v hodnotách SWE naměřených v jednotlivých typech vegetačního krytu.



Obr. 80 Závislost vodní hodnoty sněhu na typu vegetačního pokryvu v povodí Černého a Ptačího potoka v zimním období 2007/2008 (data PrF UK)

Obr. 80 demonstruje zřetelný nárůst SWE ve vegetačních pokryvech v pořadí les - mýtina - otevřená plocha. Velmi pravděpodobnou příčinou tohoto jevu je charakteristické rozmístění bodů s jednotlivými typy vegetačního krytu v rámci povodí (viz výše). V průběhu zimní sezóny 2007/2008 si lze navíc povšimnout zcela nevýrazného nárůstu SWE, což může naznačovat výskyt poněkud vyšších teplot vzduchu a nižších úhrnů srážek v druhé polovině tohoto období či termíny měření soustředěné již do období hlavního procesu tání sněhové pokrývky. Graf na obr. 81 znázorňuje závislost hustoty sněhu na typu vegetačního pokryvu, přičemž nadmořská výška opět není brána v potaz. Z grafu je možné vypočítat určité závislosti hodnot hustoty sněhu na charakteru vegetačního pokryvu. Například si lze povšimnout, podobně jako je tomu v případě SWE, obecně rostoucí hustoty sněhu v pořadí les - mýtina - otevřená plocha. Uvedené pořadí lze odůvodnit rostoucím vlivem větru na sněhovou pokrývku či větší mírou tání při teplých a slunečných dnech. Rovněž jsou nekryté plochy více vystaveny dešťovým srážkám, které jsou v lesním porostu tlumeny intercepcí. Vliv odkapávání vody ze sněhu tajícího v korunách stromů na sněhovou pokrývku se tedy jeví jako méně významný. Naměřené hodnoty na otevřených plochách, kde se předpokládá významné ovlivnění větrem, dosahují podobných

hodnot, jaké byly zjištěny nedaleko Harrachových kamenů v Krkonoších (Spusta, Kociánová, 2003). Tam je však míra ovlivnění sněhové pokrývky větrem ještě markantnější.



Obr. 81 Závislost hustoty sněhu na typu vegetačního pokryvu v povodí Černého a Ptačího potoka v zimním období 2007/2008 (data PřF UK)

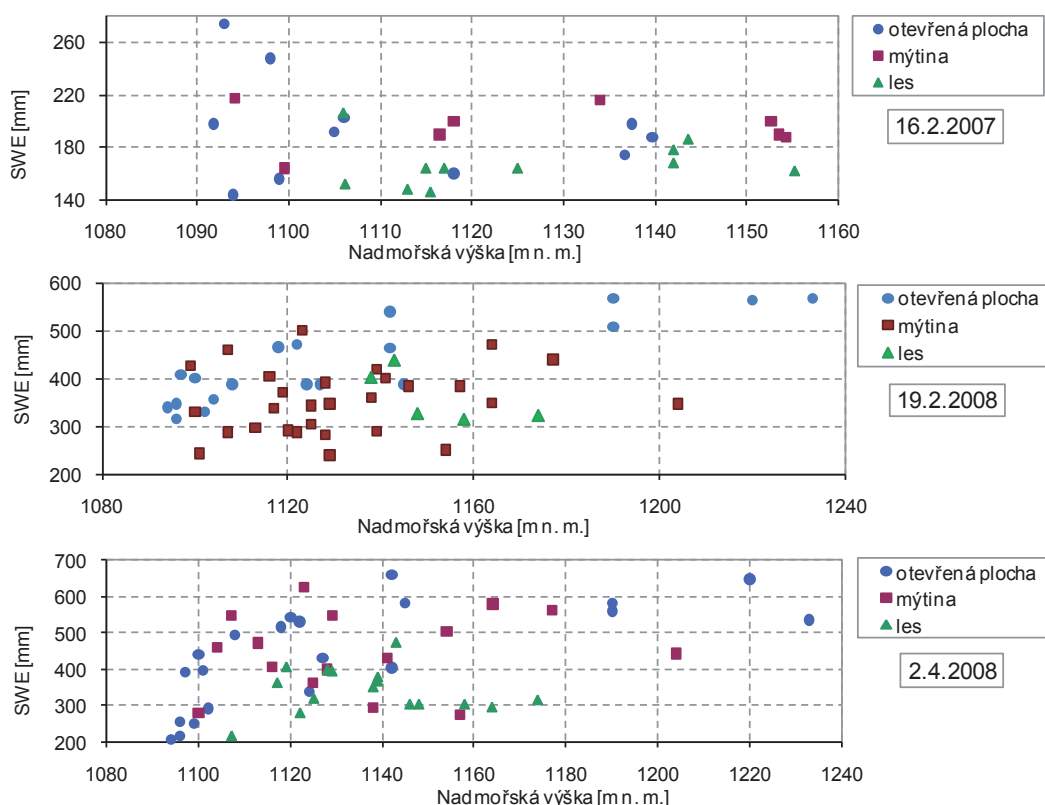
V průběhu zimní sezóny 2008/2009 došlo k výraznému nárůstu hustoty sněhu, což však v případě předchozí zimy 2007/2008 neplatí. Zhruba v polovině zimy 2007/2008 se totiž vyskytovaly zvýšené hodnoty hustoty sněhu. Tento fakt poukazuje na netypický průběh této zimy, protože maximální hodnoty hustoty sněhu nejsou pozorovány na jejím konci. Může to být zapříčiněno především vyššími teplotami vzduchu na počátku zimního období. Standardní hodnoty SWE poskytují informaci o dostatku srážek, nicméně zvýšené hodnoty hustoty sněhu poukazují na mokry sníh, případně sníh saturovaný dešťovou vodou (Fliegl, 2009).

Povodí Rokytky

Jednodenní expediční měření proběhla ve dnech 16.2.2007, 19.2.2008 a 2.4.2008 rovněž v povodí Rokytky. V roce 2007 byla změřena SCH a SWE na 30ti stanovištích, v roce 2008 bylo měření provedeno v celkem 50ti měrných bodech (viz kap. 3.6.2, obr. 37). Vzhledem k hustší síti měrných bodů by měl monitoring v roce 2008 teoreticky přinést i přesnější výsledky při určování celkového množství vody akumulované ve sněhové pokrývce. Měření provedené 2.4.2008 může velice dobře dokumentovat skutečný stav sněhové pokrývky těsně před nástupem jarního tání sněhové pokrývky.

Výsledky měření v závislosti na nadmořské výšce zobrazují grafy na obr. 82. Poměrně překvapivě byly největší hodnoty vodního ekvivalentu naměřeny v nejnižší, spíše otevřené části povodí. Fakt, že nejvyšší relativní SWE byla u všech měření situována do nejnižších poloh povodí, byl pravděpodobně způsoben dvěma faktory. Jednak lze v nižší části předpokládat častější výskyt teplot způsobujících částečné tání sněhu, které nesnižuje SWE, ale způsobuje slehávání sněhové vrstvy. S nižší nadmořskou výškou vzrůstá i četnost výskytu dešťových srážek, které mají podobné účinky. Kromě těchto vlivů se ale může jednat i o důsledek

rozdílného povrchu na bázi sněhové vrstvy. V nejnižší ploché části povodí s vysokým podílem rašelinných ploch je totiž patrný značný stupeň podmáčení. Spodní část odebíraného vzorku při měření tak může být dotována vodou, která nepochází primárně ze sněhu v místě odběru. Zároveň bylo v nejnižší části povodí dosaženo největší variability ve všech sledovaných parametrech. Patrný je obecný trend výskytu nižší SWE v lesním prostředí. Zajímavá je rovněž neexistence signifikantního trendu nárůstu SWE s nadmořskou výškou. Zde si je ale nutné uvědomit malou výškovou členitost sledovaného povodí. V případě členitějšího povodí Ptačího a Černého potoka je už závislost na nadmořské výšce patrná (Kocum et al., 2009; viz výše).



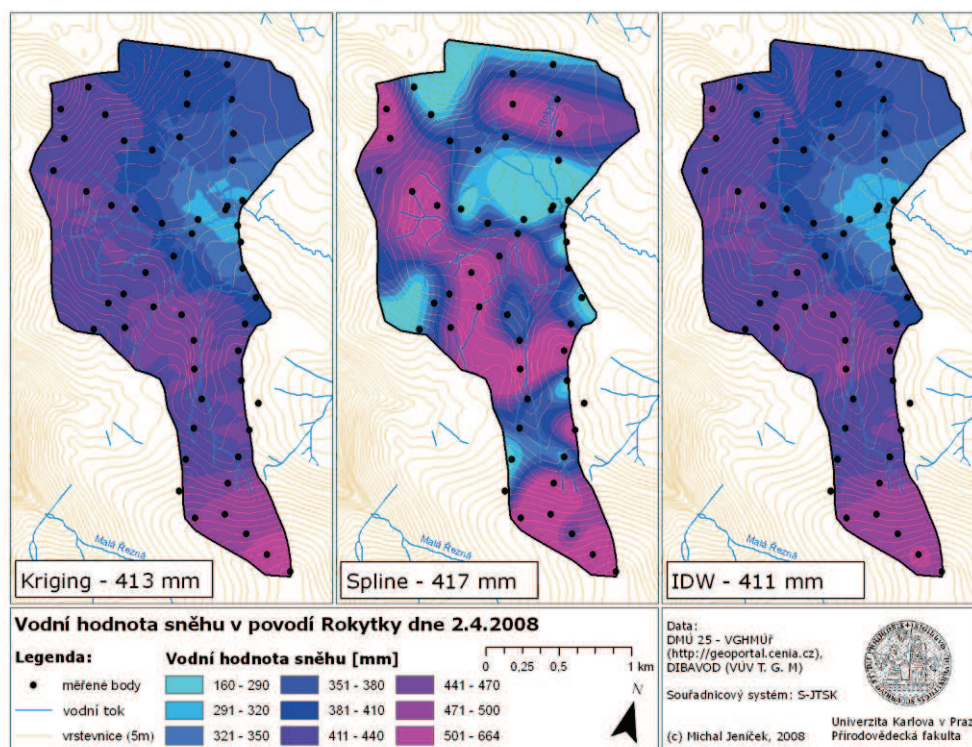
Obr. 82 Závislost vodní hodnoty sněhu na typu vegetačního pokryvu a nadmořské výšce v povodí Rokytky v zimních obdobích 2006/2007 a 2007/2008 (data PrF UK)

Ze znalosti situace přímo v terénu i s ohledem na vyhodnocené výsledky byl potvrzen předpoklad, že nejvyšší SWE byla naměřena na stanovištích, která mají charakter otevřené plochy, ale zároveň jsou chráněna před působením větru – typově tedy na mýtinách a podobných stanovištích. Poměrně nízkou variabilitu vykazuje údaj o relativní vodní hodnotě sněhu, který dosahoval v průměru hodnoty 35 %.

4.3.2 Plošné vyhodnocení sněhových zásob

Pro odhad celkových zásob vody akumulované ve sněhové pokrývce byly použity techniky GIS interpolované na dané zájmové povodí. Výsledkem jsou mapy SWE. Výstupy pro povodí Rokytky ze dne 2.4.2008 s využitím různých interpolačních metod (Kriging, Spline, IDW) jsou

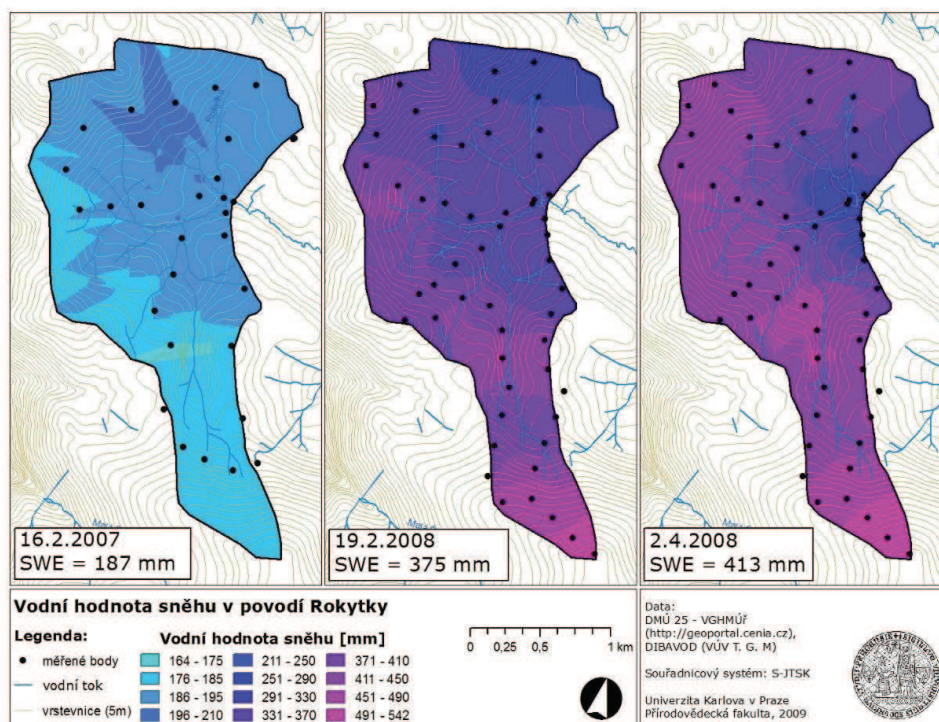
prezentovány na obr. 83. Z něho jsou zřetelné rozdíly ve vykreslení sledovaného jevu s udanou průměrnou hodnotou u jednotlivých metod. Jednotlivé interpolační techniky se výrazně liší charakterem výsledného rozprostření interpolované veličiny, což je dáno podstatou jejich algoritmu. Nejvhodnější interpolační technikou byla nicméně posouzena metoda Kriging. Plošné vyhodnocení vodní hodnoty sněhu v povodí Rokytky ve třech pozorovaných termínech vypočtené metodou Kriging je vidět na obr. 84.



Obr. 83 Aplikace různých interpolačních technik pro vyhodnocení prostorového rozložení vodní hodnoty sněhu v povodí Rokytky dne 2.4.2008 (Jeníček et al., 2008)

Průměrná SWE zjištěná rastrovým výpočtem pro povodí Rokytky, kterou je možné vztáhnout k průměrné výšce povodí 1125 m n. m., byla vyšší než hodnota změřená na stanici Grosser Arber (viz tab. 18). To je možné vysvětlit celkově nižšími srážkovými úhrny měřenými na stanici Grosser Arber. Na základě tab. 18, kde lze sledovat takové srovnání na podkladě více měření, je možné doložit, že staniční měření na české straně Šumavy neposkytují údaje, které je možné vztáhnout k povodí Rokytky. Zejména průměrná SWE byla odhadnuta na více než trojnásobek hodnoty v průměru měřené na českých stanicích. Rozdílná nadmořská výška přitom není v žádném případě dostatečným vysvětlením. Naopak, v obou zimních sezónách byl odhadnutý průměr SWE vyšší v porovnání s výrazně výše položenou stanicí Grosser Arber. V únoru 2008 to bylo dokonce o více než 30 %, v dubnu 2008 pak o přibližně 10 %. Pro úplnost je nutno podotknout, že údaj o SWE prezentovaný u českých stanic je platný k nejbližšímu termínu měření tohoto prvku. V únoru 2008 to bylo 18.2. a pro dubnové měření byly odpovídající údaje o SWE k dispozici pro 31.3. U stanice Grosser Arber byl vždy k dispozici údaj ke dni obou terénních měření. Pravděpodobně je důvodem výrazně vyšších hodnot fakt, že v povodí Rokytky spadne vyšší množství srážek díky návětrnému efektu, který je možné pozorovat na

německé straně Šumavy. Bohužel v této části neexistují přesná data o spadlých srážkách. Výše zmíněný fakt dokazující nereprezentativnost údajů z českých stanic pro nejvyšší partie Šumavy byl potvrzen i během dalších expedičních měření vč. zimní sezóny 2008/2009 (Kocum et al., 2009).



Obr. 84 Prostorové rozložení vodní hodnoty sněhu v povodí Rokytky ve dnech 16.2.2007, 19.2.2008 a 2.4.2008 vypočtené metodou Kriging (Kocum et al., 2009)

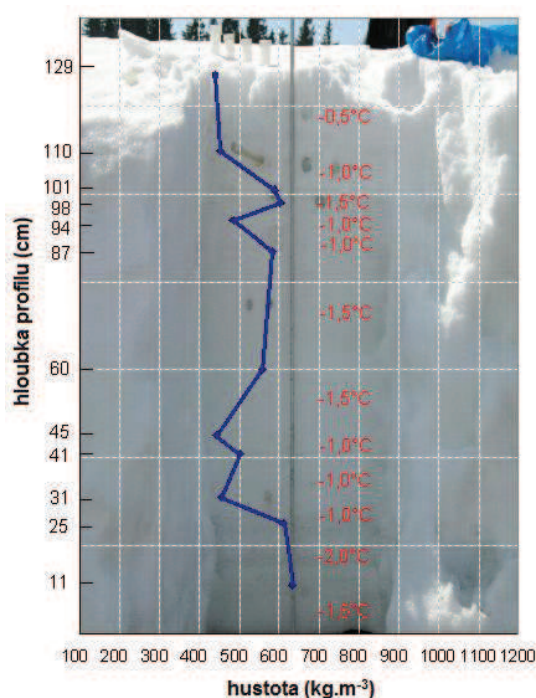
Tab. 18 Srovnání měřených dat s údaji z meteorologických stanic dne 16.2.2007, 19.2.2008 a 2.4.2008 (SCH – výška sněhové pokrývky, SWE – vodní hodnota sněhu; data PřF UK, DWD a ČHMÚ)

stanice	nadmořská výška (m n.m.)	SCH (cm)			SWE (mm)		
		16. 2. 2007	19. 2. 2008	2. 4. 2008	16. 2. 2007	19. 2. 2008	2. 4. 2008
Rokytky - měření	1125	39-86	62-139	40-154	187	375	413
Großer Arber	1436	102	124	152	163	273	380
Churáňov	1118	28	23	17	75	96	55
Filipova Huť	1102	32	51	24	65	110	41
Horská Kvilda	1048	28	20	15	N/A	N/A	N/A
Kvilda	1062	24	28	17	80	112	60

4.3.3 Monitoring hustoty a teploty sněhové pokrývky

Pro potřeby modelování odtoku ze sněhové pokrývky byla získána data o její hustotě a teplotě na úrovni jednotlivých vrstev (Pospíšil, 2009). Monitoring vývoje sněhových vrstev poskytuje podrobný popis procesů probíhajících ve sněhové pokrývce. Na obr. 85 je znázorněn grafický výstup hustoty sněhu ve vertikálním profilu v povodí Rokytky ze dne 4.4.2009. Výška sněhové pokrývky v bodě měření činila v ten den 130 cm a SWE dosahovala hodnoty 492 mm. Na

průběhu hustoty a mocnosti jednotlivých vrstev v profilu je patrné, že k tání dochází během zimního období poměrně často. Při dostatečné mocnosti sněhu je tající voda zadržována spodními vrstvami, kde se ochlazuje a stagnuje. Tím se zvyšuje hustota v určitých částech profilu sněhové pokrývky. V povodí Rokytky se lze setkat s výraznějším a častějším vývojem ledových pláštěv, což dokazuje vyšší rozkolísanost hustoty (obr. 85).



Obr. 85 Hustota jednotlivých vrstev sněhové pokrývky dne 4.4.2009 (vlevo) a oblevová pláštěv dne 19.4.2009 v povodí Rokytky (vpravo; foto: Pospíšil)



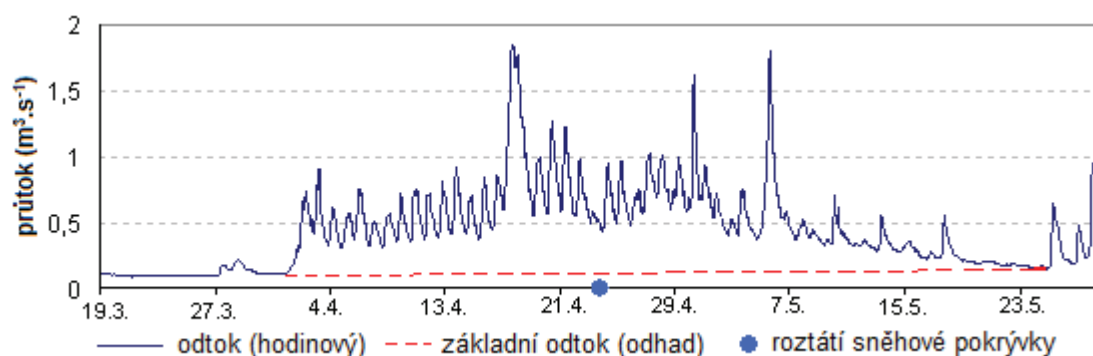
Dle zjištěných poznatků lze potvrdit Klosem (2008) položenou hypotézu, že sněhová pokrývky taje především shora. Tento fakt potvrzuje jednak zvyšující se hustota hlouběji položených vrstev, a jednak stálá hustota spodní vrstvy, která se v povodí Rokytky pohybuje kolem 500 kg.m^{-3} , v povodí Ptačího potoka pak kolem 450 kg.m^{-3} . Mírný úbytek sněhové pokrývky probíhá i ve spodní vrstvě. Ten je však způsoben především odtokem tavné vody po povrchu terénu (obě kopané sondy se vyskytovaly v mírném sklonu).

4.3.4 Simulace odtoku z tajícího sněhu

Pro interpretaci dat potřebných k hodnocení odtoku ze sněhové pokrývky byla použita jak hodinová data o teplotě vzduchu a průtoku, tak průměrné denní teploty vzduchu a průměrné denní průtoky v závěrovém profilu Rokytky. Podrobný postup modelování odtoku z tajícího sněhu v povodí Rokytky je součástí práce Pospíšila (2009). Níže jsou uvedeny důležité poznatky.

Za jarní tání sněhové pokrývky v povodí je ve smyslu práce chápáno zaznamenané období zvýšeného odtoku z tajícího sněhu po konci období její akumulace. Tání je proces, který může lokálně v podmínkách Šumavy ovlivnit odtokové charakteristiky až do letních měsíců. Tento vliv v povodí Rokytky je nastíněn na obr. 86. Odhad vznikl na základě separace základního odtoku od přímého odtoku z tání sněhu propojením přibližných minimálních průtoků mezi

začátkem a koncem procesu tání. Tato metoda je pouze informativní, její nesporná výhoda je v jednoduchosti a názornosti, která je dle Singha a Singha (2001) dostatečná. Základní odtok byl počítán za pomoci metody exponenciálního poklesu. Ukázalo se však, že tato metoda není ideální pro potřebu modelace tání ze sněhové pokrývky, neboť příliš neodpovídá skutečnosti. Ta je totiž dána daleko delším setrváním sněhové pokrývky v povodí než je tomu v případě dešťových srážek. Modrá tečka v grafu znázorňuje termín roztátí sněhové pokrývky (25.4.2009), který vychází z monitoringu její hustoty. Období procesu tání, resp. vlivu sněhové pokrývky na odtok v povodí Rokytky v roce 2009, bylo dle výše uvedeného postupu vymezeno mezi 27.3.2009 a 28.5.2009.



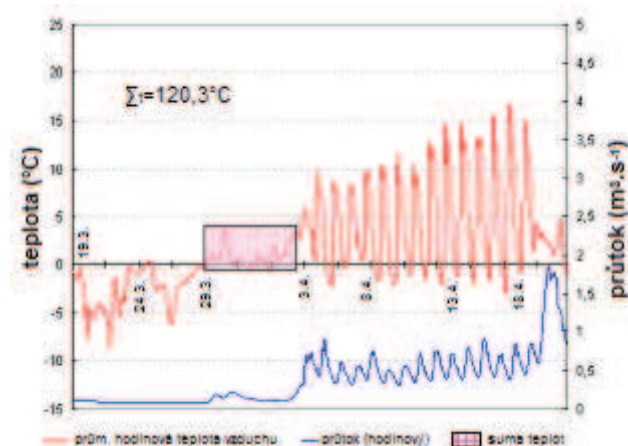
Obr. 86 Identifikace období vlivu sněhové pokrývky na odtok z povodí Rokytky v roce 2009 (Pospíšil, 2009; upraveno)

Odhad doby odtoku ze sněhu není dostatečný pro jeho modelování, protože přesné stanovení počátku tohoto procesu představuje pro simulaci naprosto zásadní informaci. Vzhledem k dostupnosti potřebných meteorologických dat a na základě rovnice energetické bilance by neměl být odhad počátku odtoku ze sněhu problematický. Pokud je ovšem jedinou dostupnou informací hodnota teploty vzduchu, je situace složitější. V praxi však většina meteorologických dat dostupná není.

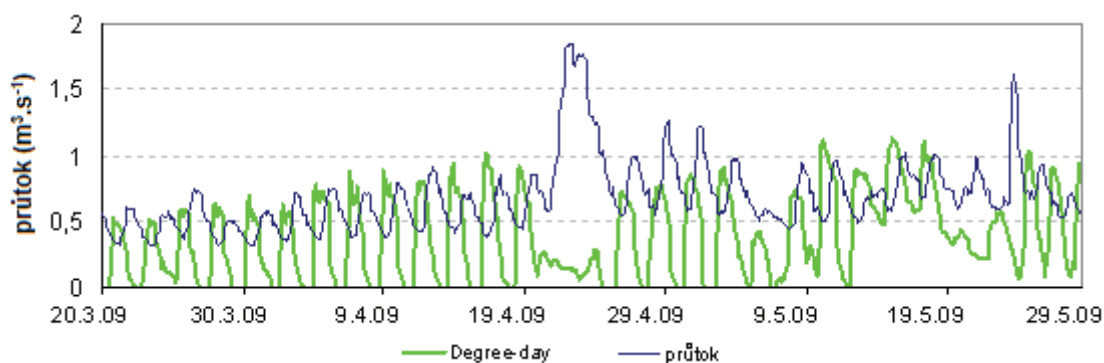
Na obr. 87 je znázorněn podrobný vývoj teploty vzduchu a odtoku z povodí v jarním období 2009. V obdélníku se čtvercovou sítí jsou zaznamenány sumy teplot, které vedly k první odezvě odtoku (tání). Zvýšený odtok byl zaznamenán po hodinových teplotách, jejichž suma dosáhla $120,3^{\circ}\text{C}$ (průměrná teplota $0,9^{\circ}\text{C}$). Potom však stačily 2 hodiny s průměrnou teplotou vzduchu $-0,03^{\circ}\text{C}$, aby došlo k zastavení tání. Další odtok ze sněhu vlivem tepla byl zaznamenán až po dotaci sumy hodinových teplot vzduchu $38,47^{\circ}\text{C}$, tedy po 14ti hodinách s průměrnou teplotou vzduchu $2,7^{\circ}\text{C}$. Porovnájí-li se obě sumy teplot vzduchu ($-0,03^{\circ}\text{C}$ vs. $38,47^{\circ}\text{C}$), lze vyvodit závěr, že sníh pro tání potřebuje daleko větší energetickou dotaci než pro jeho zastavení (Pospíšil, 2009).

Jak již bylo uvedeno v metodické části, degree-day faktor vychází ze skutečnosti, že pro každý $^{\circ}\text{C}$ nad bodem mrazu dochází v určitém množství k tání sněhu. Indexace teploty rozšiřuje základní metodu o koncepční reprezentaci energie obsažené ve sněhu. Výsledné množství tání se počítá stejně (tj. pro každý $^{\circ}\text{C}$ nad kritickou teplotou), pouze se do modelu přidávají okrajové podmínky. Nejkratší časový krok, pro který se metoda teplotního indexu dá použít, je jeden den.

Toto konstatování bylo potvrzeno pokusem sestavit model v hodinovém kroku, kdy modelovaný odtok byl vždy opožděn o několik hodin a teplotní extrémů ho buď nadhodnocovaly nebo ho příliš podhodnocovaly (obr. 88).

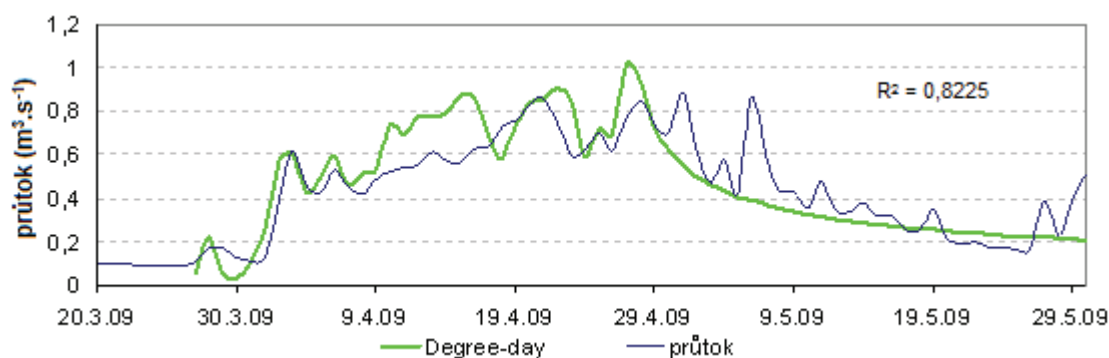


Obr. 87 Vývoj teplot vzduchu a průtoku v povodí Rokytky v období 19.3.-20.4.2009 (zdroj: Pospíšil, 2009; upraveno)



Obr. 88 Simulace Degree-day modelu s hodinovým krokem v povodí Rokytky během tání sněhové pokrývky v roce 2009 (Pospíšil, 2009; upraveno)

Průběh odtoku vypočítaný pomocí modelu je konfigurován s okrajovými podmínkami, které vyplývají z analýzy vývoje teplot vzduchu, neboť základní rovnice neposkytla vždy akceptovatelnou simulaci vývoje průtoků. Nejlepších výsledků model dosáhl s následujícími okrajovými podmínkami. Tání začne, pokud průměrná teplota vzduchu za šest předcházejících dnů neklesne pod $0,9^{\circ}\text{C}$ a teplota vzduchu v konkrétní den není záporná. Dokud suma hodinových teplot vzduchu od počátku tání nedosáhne 2585°C , je teplotní faktor roven 3,1. Za tuto dobu již modelem odteklo 334 mm vodní hodnoty sněhu. Tato hodnota plně odpovídá reálné vodní hodnotě zjištěné při monitoringu hustoty sněhu. Teplotní faktor je od této sumy teplot určen na hodnotu 1,1, a to až do samého roztátí sněhové pokrývky. Pak je model odtoku nahrazen funkcí $y = x^{-\alpha}$. Koeficient korelace s reálným odtokem činí v takto nastaveném modelu 0,8225, což je hodnota určující vhodnost povodí pro tento model (obr. 89; Pospíšil, 2009).



Obř. 89 Simulace Degree-day modelu s definovanými okrajovými podmínkami v povodí Rokytky během tání sněžové pokrývky v roce 2009 (Pospíšil, 2009; upraveno)

4.4 POTENCIÁLNÍ RETENČNÍ PROSTORY PRO ELIMINACI NEGATIVNÍCH DŮSLEDKŮ KLIMATICKÉ ZMĚNY

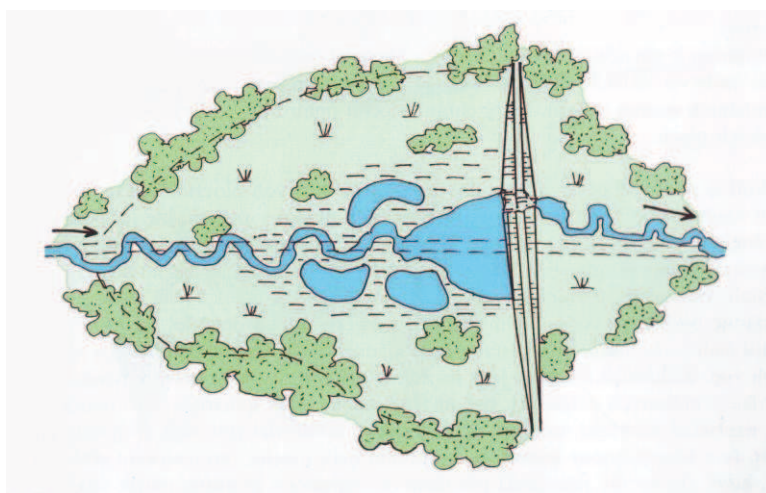
Jednou z možností zvýšení retenční schopnosti krajiny, vč. pramenných oblastí vodních toků, je využití potenciálních akumulacních prostor v povodí, a to v souvislosti s obnovou starých nebo budováním nových retenčních nádrží. Obecně je však třeba si uvědomit, že implementace těchto prostor do trasy vodních toků je vždy spojena se změnou přirozených vodních ekosystémů. Zakomponování takovýchto přírodně blízkých opatření především v rámci integrované protipovodňové ochrany je přitom v současné době vysoce aktuálním tématem. Při plánování retenčních nádrží je ale třeba posoudit řadu aspektů a neprosazovat je jednostranně pouze jako opatření v ochraně proti hydrologickým extrémům. Tyto rezervoáry současně významně přispívají ke zvýšení ekologické stability krajiny.

Existence těchto nádrží v zájmovém povodí Vydry je předurčena zdejšími vhodnými geomorfologickými poměry. Za tímto účelem je třeba posoudit možnost obnovy někdejších akumulacních nádrží (tzv. klauzů), které by mohli plnit např. funkci suchých či řízených poldrů a tím se podílet na vyrovnávání odtoku, tedy na snížení kulminačních průtoků během povodňových událostí a retardaci vody v krajině v suchých obdobích. Tyto malé objekty sice nemohou vyřešit problém protipovodňové ochrany ve větším územním celku, ale mohou přispět k částečnému snížení povodňových škod (Janský, Kocum, 2007 a 2008b). Efektivnost takových opatření při retenci vody ve zdrojových oblastech řek je možné simulovat aplikací komplexního systému vhodných hydrologických modelů.

Poldr je zvláštním druhem malé vodní nádrže. Celý jeho zádržný prostor (jednoúčelový suchý poldr) nebo jeho větší část (poldr s částečným stálým nadržením) slouží krátkodobému zachycování povodňových průtoků (Just et al., 2003). Důležité je nezaměnit tento termín s poldry v přímořských oblastech severního Německa, Nizozemí, ale také např. i na Dunaji, kde je termínem poldr myšlen nížinná plocha chráněná hrázemi před zaplavením. Povodňový poldr je naproti tomu zaplavován cíleně.

V horských podmínkách zájmového území a na území národního parku se samozřejmě nemůže jednat o žádné gigantické projekty. Malé vodní nádrže mají sice méně významnou retenční

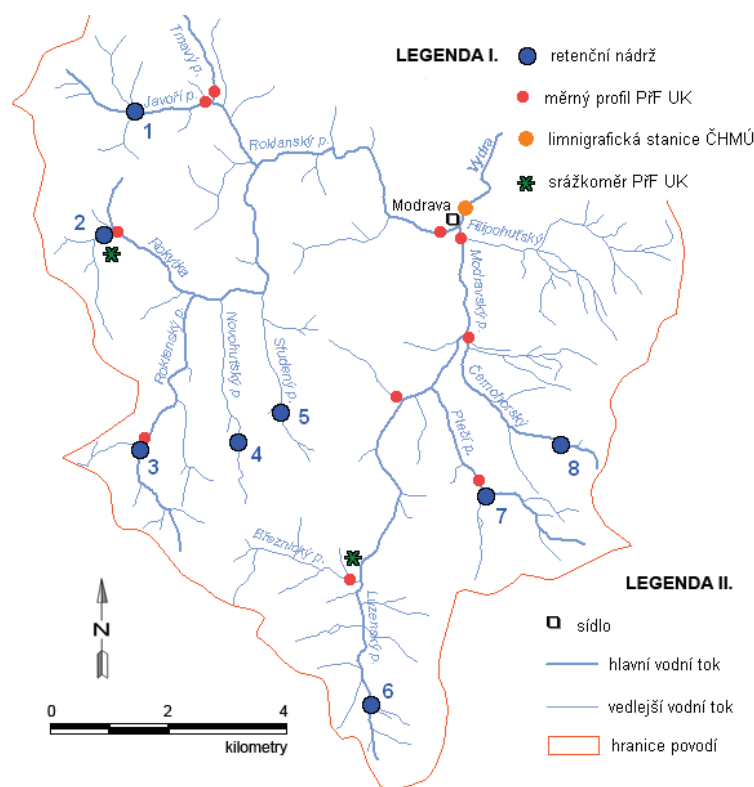
schopnost a slouží k zachycení především malých povodňových objemů, nicméně transformace povodní těmito malými nádržemi pomáhá alespoň v lokálním měřítku (v dílčích povodích) získat čas k aktivizaci ochrany níže na toku (Strategie ochrany před povodněmi na území ČR). Místní podmínky navíc samy nabízejí možnost využití již stávajících malých vodních nádrží (klauz), které by po vhodných úpravách mohly plnit nejen funkci povodňového poldru, ale rovněž nadlepšit odtok během suchých period. Jedno z možných řešení aplikovatelných v zájmovém území znázorňuje Just et al. (2005) na obr. 90. Na schématu je znázorněn vodní tok, retenční prostor a průtočná hráz. Za normální situace hráz neovlivňuje (pokud to není účelem) vodní tok. Při větších průtocích, které již přesahují kapacitu spodní výpusti, se začíná plnit retenční prostor. Pokud epizoda zvýšených průtoků trvá a retenční prostor je vyčerpán, dosáhne hladina bezpečnostního přelivu, který brání překročení kapacity nádrže. Po opadnutí povodňové vlny voda z nádrže pomalu vytéká spodní výpustí až do dosažení původního stavu. Z hlediska opačného hydrologického extrému dokáže podobný objekt navýšit průtoková minima a vylepšit tak významně odtokové poměry během suchých period. Vybavení poldrů musí odpovídat technicko-bezpečnostním požadavkům na nádrže, neboť průlomová vlna za případné destrukce poldru by mohla znamenat ještě podstatně horší událost než největší přirozená povodeň (Just et al., 2005). Tady se ovšem dostáváme k problému, který se k poldrům váže, a sice ke stabilitě celého objektu. Někteří odborníci se ke stabilitě a bezpečnosti poldrů vyjadřují kriticky. Za rizikový moment pokládají velmi rychlé napouštění nádržního prostoru se suchou hrází, která může být navíc poškozena hlodavci. Za problematickou pokládají někteří odborníci výšku hráze nad 3 metry (Just et al., 2003). V podobných podmínkách Krušných hor byly při návrhu takovýchto opatření uvažovány hráze s maximální výškou v její koruně o hodnotě 4 metry (Schulte et al., 2007). Uvedená opatření stojí na rozhraní mezi strukturálními (technickými) a přírodě blízkými opatřeními a v současné době představují často aplikovaný typ řešení protipovodňové ochrany (Szolgay, Danáčová, 2007; Řehák, Svatoš, 2006).



Obr. 90 Schéma poldru s částečným nadržením (Just et al., 2005)

Jako příhodné lokality pro využití takovýchto prostor se jeví právě původní napájecí součásti Vchynicko-tetovského plavebního kanálu, akumulací nádrže, které se používaly pro plavení dřeva v 19. století (lidově švele), a které byly v období existence vojenského pásma částečně zničeny. Proto bylo vytipováno nejméně osm potencionálních nádrží vyskytujících se v povodích Roklanského a Modravského potoka (obr. 91 a 92). Jelikož se jedná o objekty, u

nichž je relativně dobře zachované těleso hráze, můžeme s velkou přesností zjistit zásobní objem. V tab. 1 (kap. 2.8.2) jsou prezentovány odhady jejich objemů vody dle Běla et al. (2001). Tyto nádrže by mohly plnit funkce jako je zlepšení odtokové křivky během jarního tání sněhové pokrývky či přívalových dešťů, zlepšení regulačních podmínek během suchých měsíců ve Vydře a plavebním kanálu, popř. regulace kyselosti i teploty vody v níže položených úsecích v zimním období.

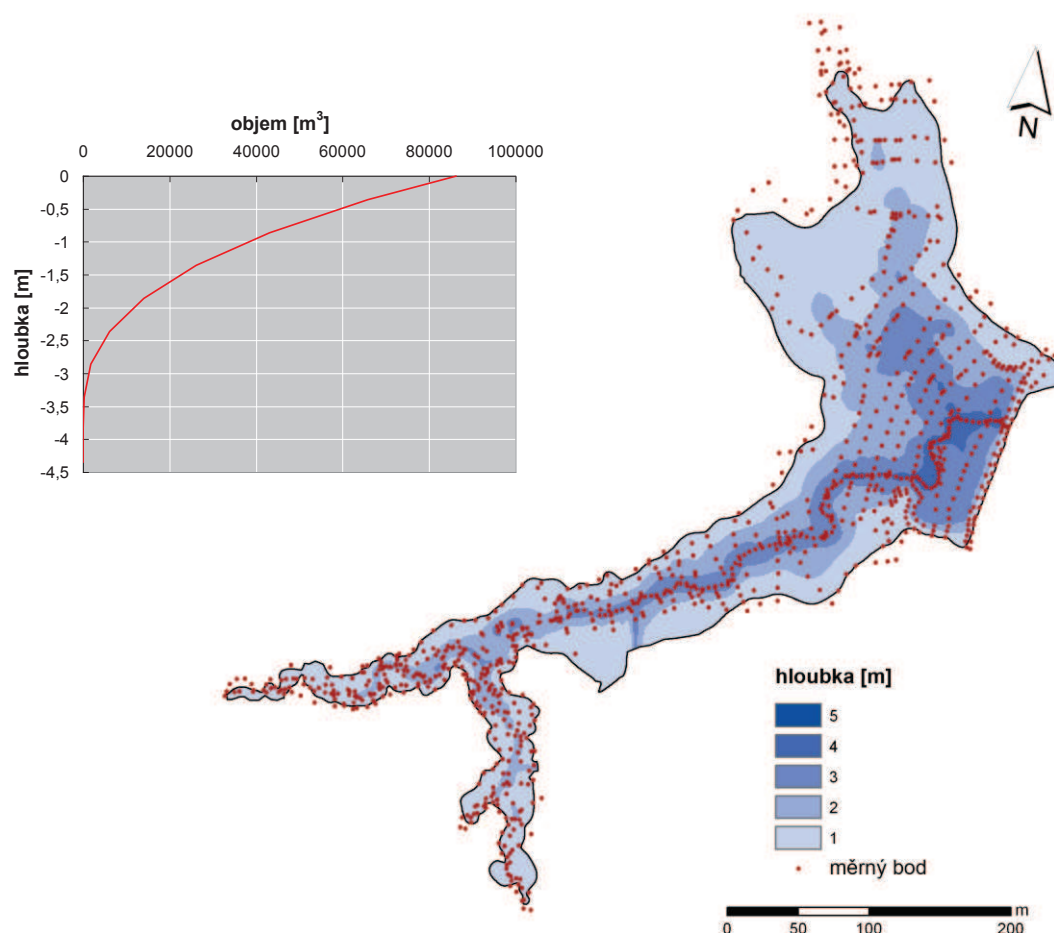


Obr. 91 Lokalizace potenciálních retenčních a akumulačních nádrží v povodí Vydry po profilu Modrava (nádrže: 1 - Javoří, 2 - Rokytky, 3 - Roklanská, 4 - Novohuťská, 5 - Studená, 6 - Březník, 7 - Ptačí, 8 - Černoorská)

Obr. 92 Hráz bývalé akumulační nádrže pro plavení dřeva a hladinoměrné zařízení v lokalitě Roklanská hájenka (č. 3)



V lokalitě Rokytky u Rokyteckých slatí bylo pomocí TS zaměřeno celkem 1118 bodů (56 m²/bod; obr. 41 a 93). Vypočtené hodnoty maximální potenciální plochy, resp. objemu, činí 62 796 m², resp. 86 391 m³. Reálné hodnoty (s hladinou cca 0,5 m pod korunou hráze) se samozřejmě pohybují na poněkud nižší úrovni (52 229 m², resp. 65 878 m³). I přesto lze však vyhodnotit získané údaje jako vysoce příznivé z hlediska eventuálního množství zadržené vody. Navíc lze porovnáním dosaženého výsledku s odpovídajícím údajem Běla et al. (2001) předpokládat analogické rozdíly i v případě ostatních nádrží. Při výšce hladiny 3,5 m u hráze Roklanské klauzy lokalizované v horní části stejnojmenného potoka byl interpolační metodou Kriging určen potenciální objem cca 24 000 m³ (porovnání viz tab. 1, kap. 2.8.2). Na základě takto získaných dat lze předběžně konstatovat, že účinnost těchto opatření nebude zdaleka zanedbatelná. Díky takto zjištěným objemově-odtokovým charakteristikám lze navíc dostatečně přesně vymodelovat dobu dotoku, vliv na transformaci vlny, časové zdržení při regulovaném či neregulovaném využití zásobního objemu, atd.



Obr. 93 Batymetrická mapa s distribucí měrných bodů a volumetrická křivka potenciální retenční nádrže v lokalitě Rokytecké slatě

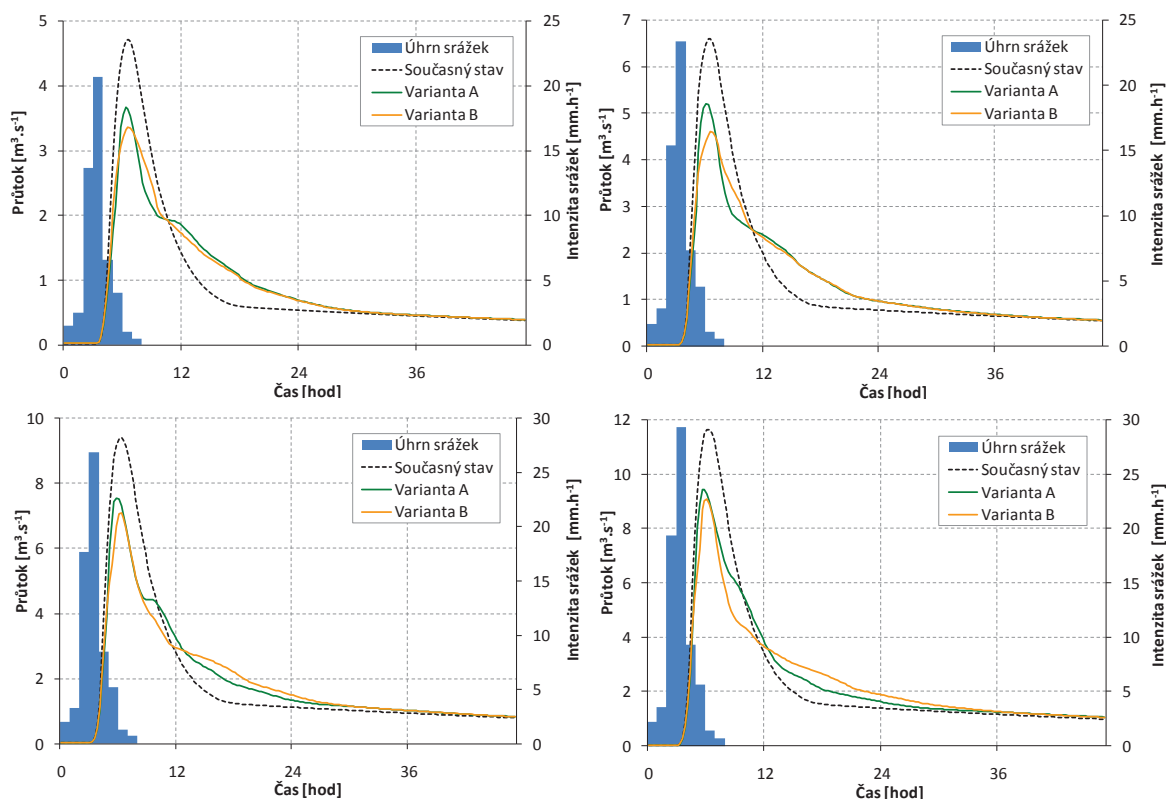
Za běžné situace existuje možnost retenční prostor nádrže v období sucha využít hospodářsky, například pro zemědělské obhospodařování či jako pastvinu, na území NPŠ však další využití nepřipadá v úvahu. Možností by ovšem mohla být kombinace mokřadu s poldrem. Just et al. (2003) uvádí, že mokřad není v rozporu s vodohospodářskou funkcí poldru a současně jej

povyšuje nad úroveň pouhého technického protipovodňového díla. Poldr tak může významně přispět ke zvýšení ekologické stability krajiny. Problémem se v tomto případě stávají protichůdné názory Správy NPŠ. Dle jejich závěrů je dnes dno bývalé plavební nádrže z velké části silně zrašeliněné a vyvíjejí se zde společenstva přechodových a lučních rašeliníšť spolu s vlhkými travnatými porosty. Obnovením nádrže by došlo k jejich ohrožení. Bufková (2009) uvádí, že i samotné mokřady v kombinaci s možností volného rozlivu v potoční nivě mají nemalou retenční kapacitu, která je zároveň pro území přirozená. Budování technického díla vyžadujícího stavební práce, těžkou techniku a trvalou údržbu není z hlediska ochrany přírody a krajiny v území, ve kterém je jednoznačně preferován samovolný a nerušený vývoj přírodních ekosystémů, žádoucí. Bufková (2009) rovněž konstatuje, že by existence nádrže navíc ve svém důsledku mohla vést k degradaci mokřadů v nivě pod nádrží, závislých na přirozeném vodním režimu v nivě a na jeho dynamice. Je důležité zdůraznit, že si tato disertační práce neklade za cíl realizaci testovaných opatření. Jedná se pouze o modelové studie, jejichž cílem je do budoucna kvantifikace vlivu daných opatření na konkrétním experimentálním území a obecné posouzení použitých modelů a modelovacích technik. Základní výzkum tohoto tématu by měl vyústit ve zjištění efektivnosti navržených opatření, přičemž konkrétní nádrže v povodí Vydry by představovaly referenční lokality pro srovnávací studie.

V současné době běží podobný projekt například v Bavorsku. Bavorská vláda na základě velkých povodňových katastrof posledních let vypracovala tzv. „Akční program 2020 pro oblast Dunaje a Mohanu“, ve kterém je retenci vody přikládána obzvláštní důležitost. Tento program hovoří zejména o reaktivaci retenčních prostorů, které již v údolních nivách existují. Ústav pro ekopolitiku, o.p.s. (ÚEP) počítá s vybudováním řízených retenčních prostor (poldrů) o celkové kapacitě více než 30 mil. m³ do konce roku 2020 (ÚEP, 2006). Je jasné, že projekty těchto rozměrů s sebou přinášejí značné komplikace. Kromě již zmiňované otázky bezpečnosti celého díla je třeba předem zvážit účinnost takových zařízení, s ohledem na vesměs vysoké náklady na jejich realizaci a provést posouzení vlivu na životní prostředí (EIA). Efektivnost takových opatření při retenci vody lze simulovat aplikací vhodného systému hydrologických modelů. V případě klauz či jiných retenčních prostorů vázaných na vhodnou konfiguraci reliéfu bude toto otázkou dalšího výzkumu.

Jedním z projektů, který byl zaměřen na vliv integrované protipovodňové ochrany při extrémních hydrologických jevech, byl projekt Evropské unie INTERREG III A "DINGHO – Dezentraler, integrierter und grenzübergreifender Hochwasserschutz in den deutsch-tschechischen Einzugsgebieten der Kammlagen des Mittleren Erzgebirges". Tento projekt skončil na konci roku 2008 a jeho součástí bylo i modelování vlivu malých vodních nádrží na vodní režim toků při povodňových situacích v povodí Chomutovky. Jeníček (2008, 2009) vytypoval tři vhodná místa v povodí Chomutovky, na kterých by bylo možné zřídit malé vodní nádrže fungující jako poldry. Objemy těchto teoretických nádrží byly vyměřeny a použity při modelování průchodu povodňové vlny v modelu HEC-HMS (Hydrologic Engineering Center – Hydrologic Modelling System). Výsledky jednoznačně prokázaly účinnost a použitelnost takových zařízení v integrované protipovodňové ochraně (Schulte et al., 2012). Následující sled grafů na obr. 94 dokumentuje vliv systému malých vodních nádrží na odtokový

proces při různých velikostech příčné srážky (10, 20, 50 a 100-letý interval opakování). Ze všech uvedených grafů je zřejmé podstatné snížení vrcholového průtoku a zpomalení průběhu povodňové vlny.



Obr. 94 Vliv potenciálních retenčních nádrží na odtokový proces v povodí Chomutovky po profil Tišina při různých N-letostech vstupních srážek – doba opakování 10 (vlevo nahoře), 20 (vpravo nahoře), 50 (vlevo dole) a 100 let (vpravo dole; Jeníček, 2009; legenda: Varianta A - hypotetický průběh se třemi neřízenými suchými nádržemi o maximální výšce hráze 4 metry, Varianta B - hypotetický průběh se třemi nádržemi o maximální výšce hráze 5 m)

Ze všech grafů na obrázku 94 je viditelný pokles kulminace v případě implementace malých vodních nádrží v povodí. První varianta “A” dle očekávání simuluje méně výrazné snížení oproti variantě “B”, která předpokládá celkově vyšší objem nádrží. Kromě různých objemů může být důvodem výhodnější rozmístění propustků a přelivů v hrázi, které počítá s větším zdržením a celkovým zploštěním povodňové vlny. Během simulací se ukázalo, že právě rozmístění propustků má velký vliv na velikost výsledné kulminace. Při určování parametrů hrázového tělesa se vycházelo z předpokladu, že největší vliv bude mít umístění více propustků v různých výškových úrovních, což znamená, že se zvyšující se hladinou vody v nádrži bude postupně stoupat i odtok z nádrže. Tím se plnění nádrže rozloží do delšího časového úseku a vliv na velikost kulminačního průtoku je mnohem významnější (Jeníček, 2009).

Terénní vyměřování potenciálních retenčních prostor pomocí TS by bylo vhodné doplnit o bezkontaktní laserové skenování reliéfu pomocí snímků LIDAR. Tím by byl vytvořen velmi přesný DMT. Tento moderní přístup by byl použit jako základ pro identifikaci potenciálních

prostor k zadržení vody v pramenných oblastech. Tato technologie, která je k dispozici od roku 2011 na Geodis Brno, umožňuje pomocí výstupu z palubního laserového skeneru firmy Leica ALS50 -II detailní výpočet objemu potenciálních retenčních prostor.

5 DISKUZE

5.1 MONITORING HYDRO-METEOROLOGICKÝCH JEVŮ A PARAMETRŮ SNĚHOVÉ POKRÝVKY

5.1.1 Monitoring hydro-meteorologických jevů a fyzikálně-chemických parametrů vod

Jedním z hlavních výsledků výzkumu v pramenné oblasti Otavy v posledních letech je *založení a kompletace sítě automatických zařízení* monitorujících hydro-meteorologické jevy a fyzikálně-chemické parametry povrchových vod. Tento systém byl založen v červenci 2006 a nahradil předchozí síť vodočetných latí v klíčových uzlech vodních toků v povodí Křemelné a především Vydry. Za posledních šest let byla vybudována velmi hustá síť měřicích zařízení, která v dnešní době čítá 17 hladinoměrných stanic, 3 stanice meteorologické a 1 člunkový srážkoměr. Impulsem k vybudování takového systému stanic byla potřeba detailně monitorovat hydrologické a meteorologické jevy, jejichž sledování je zásadní pro pochopení procesu formování odtoku v těch nejexponovanějších partiích povodí Otavy. Mechanismy, které hrají roli při generování odtoku, a které souvisí se specifickými f-g poměry v dané oblasti, fungují již od samého zrodu řek. Získání informací o transformaci zvýšených průtoků v horských oblastech je přitom klíčem k poznání doby postupu a transformace povodňových epizod na středních a dolních tocích. Z hlediska minimálních odtoků je znalost primárních informací neméně důležitá. Proto byla celá síť lokalizována do míst, kde chybí jakékoliv pozorování v rámci státní sítě ČHMÚ, většina z těchto přístrojů se tedy nachází nad nejvýše položenými státními profily. Tento fakt ovšem není dostačující z pohledu praxe a fungování obou systémů bez jakékoliv spolupráce není žádoucí. Pouze dlouhodobou součinností všech institucí (včetně výměny dat, apod.), které jsou v zájmovém území zainteresované řešením rozličných témat, lze dosáhnout efektivních výsledků. V tomto smyslu je třeba vyzdvihnout probíhající spolupráci s ČHMÚ, která spočívá ve výměně dat různého detailu, mimo jiné při zpřesňování konzumpční křivky v problematickém profilu Modrava na Vydře. Významným úspěchem je implementace sítě profilů v rámci varovného systému ČHMÚ během extrémních odtokových situací v minulých letech. Těsná spolupráce probíhá i s NPŠ a BÚ AV ČR v souvislosti s výměnou řady podkladových datových souborů. ČGS představovala pro PřF UK odborného partnera z hlediska aplikace principů izotopové hydrologie jakožto přístupů doplňujících klasické hydrologické postupy (využití akreditované laboratoře na Barrandově). Jednotlivé zaangażované instituce by se měly při řešení svých úkolů doplňovat a datově podporovat, nikoliv si navzájem konkurovat. Tímto stylem spolupráce v pramenné oblasti Otavy dlouhodobě bezproblémově funguje.

Diskutabilní je rozsah a míra detailu této monitorovací sítě. I přesto, že zájmová oblast výzkumu v sobě zahrnuje povodí Vydry i Křemelné, je většina stanic umístěna v povodí Vydry, která se zdá být pro formování odtoku z různých hledisek pohledu určující. Jednotlivé stanice byly umístěny do klíčových profilů, které byly pečlivě vybrány vzhledem k cílům dílčích

řešených témat. Sledování výšky hladin toků, resp. průtoku, bylo ve vytipovaných profilech doplněno i sledováním fyzikálně-chemických parametrů vody. V potřebných profilech byly nainstalovány stanice pro monitoring meteorologických jevů tak, aby doplnily síť stanic ostatních institucí. V současné době je celý monitorovací systém v podstatě kompletní a dochází pouze k občasnému doplnění stanic prostřednictvím připojení dalších měřicích kanálů za účelem potřeby sledování nových parametrů. Nutným předpokladem funkčního systému přístrojů pro detailní monitoring srážko-odtokových procesů v pramenných oblastech je ovšem pravidelný servis této sítě.

Díky finančním prostředkům poskytnutým několika projekty, jejichž studovanou oblastí bylo povodí horní Otavy (viz kap. 1.2), byla vytvořena jedinečná síť pro experimentální pozorování hydrologických charakteristik v oblastech, která jsou určující pro formování povodňových vln a hydrologicky suchých period. Finanční a personální náročnost takového výzkumu je neoddiskutovatelná a je třeba veškerým podpurným projektům na tomto místě poděkovat.

5.1.2 Monitoring parametrů sněhové pokrývky

Vzhledem ke specifčnosti území z hlediska sněhových poměrů bylo velké úsilí věnováno vytvoření vhodné metodiky monitoringu jejich parametrů. Nastavená metodika byla průběžně optimalizována proto, aby při minimalizaci nákladů dosáhla maximálně přesných výstupů pro následné analýzy včetně postupů v rámci hydrologického modelování. Vybrána proto byla modelová povodí se specifickými f-g podmínkami, které hrají klíčovou roli při akumulaci a tání sněhové pokrývky v tomto území. Optimalizace metodiky monitoringu stále probíhá a je předmětem výzkumu několika prací řešených na našem pracovišti.

5.2 HYDROLOGICKÝ REŽIM A JEHO VARIABILITA V POVODÍ HORNÍ OTAVY

5.2.1 Odtokový režim v povodí Vydry a Křemelné

Dosavadní výsledky získané z automatických zařízení nainstalovaných v posledních šesti letech v zájmovém povodí horní Otavy dokládají fakt, že tímto způsobem získaná data umožní velmi detailní *posouzení srážko-odtokových vztahů a vlivu jednotlivých f-g faktorů na dynamiku odtoku v pramenných oblastech* včetně detailního hodnocení dynamiky zdejšího odtokového procesu a hydrologické funkce horských vrchovišť jakožto významného faktoru ovlivňujícího formování odtoku. Zejména se jedná o vzájemné porovnání pečlivě vybraných sub-povodí, která jsou výjimečnou mírou zrašelinění, a to včetně těch částí povodí, kde proběhla revitalizační opatření, resp. ostatních území, kde byly v 70. letech 20. stol. provedeny meliorační úpravy horských vrchovišť. Kontinuální záznamy vodních stavů a odpovídajících hodnot průtoků poskytují vynikající datovou základnu pro podrobné analýzy vzestupných a sestupných fází povodňových vln, resp. posouzení vlivu rašelinišť na odtokový proces v suchých obdobích. Je samozřejmé, a při hodnocení výsledků je to třeba brát velmi vážně v potaz, že není možné vytipovat naprosto optimální modelové povodí, z něhož by byl uskutečňován odtok

ovlivňovaný jedním či dvěma faktory. Ovlivňujících faktorů je samozřejmě mnohem větší množství a v oblastech exponovaných horských povodí je proces formování odtoku velmi složitým mechanismem. Předmětem výzkumu by se tak měla stát určitá hierarchizace těchto faktorů z hlediska důležitosti v každém jednom povodí. Významnou roli v těchto oblastech hraje kromě míry zrašelinění mimo jiné i dotace srážkovými úhrny, která je navíc významně ovlivněna existencí orografického efektu (souvisí s převládající expozicí povodí). Vlivem tohoto efektu dochází k zesílení srážek. Vzestupné proudění vzduchu na návětrných svazích a v přilehlých vrstvách atmosféry (do cca 3 km) vyvolává vznik a růst oblačných kapiček, které jsou „vymývány“ dešťovými kapkami vznikajícími ve vyšších vrstvách atmosféry. Orografické zesilování srážek je podmíněno výskytem trvalých srážek, vlhkostí vzduchu u zemského povrchu v úrovni mezní vrstvy a rychlostí větru ve výšce kolem 1500 m n.m. Detailní rozbor celého mechanismu v zájmovém území provedl Kubíček (2006). Uvedený efekt postihuje vrcholové a návětrné oblasti Šumavy a představuje jeden z klíčových faktorů ovlivňujících extremitu odtoku. Vzhledem k tomuto faktu byly v zájmové oblasti umístěny meteorologické stanice v místech, která byla určena jako reprezentativní z pohledu výstupních dat. Data ze srážkoměrných stanic v rámci státní sítě ČHMÚ totiž nelze vzhledem k jejich podhodnocení pro nejvyšší partie povodí brát v úvahu. Mezi další významné faktory je třeba počítat samozřejmě sklonitostní poměry povodí a především míru lesnatosti, resp. zdravotní stav lesního porostu. Toto téma je v současné době velmi aktuální v souvislosti s šířením kůrovcové kalamity v již velmi oslabeném a druhově chudém porostu. Se srážkovými poměry těsně souvisí i další klíčový faktor, kterým je charakter sněhové pokrývky, přičemž mechanismus její akumulace a tání je velmi komplikovaný. Vzhledem k takové míře komplexnosti jednotlivých faktorů ovlivňujících odtok v tomto území bylo proto při výběru modelových povodí zohledňováno jako hlavní kritérium míra zrašelinění, která dosahuje takové hodnoty, aby se to nutně muselo projevit v dynamice odtoku. Jakýsi „šum“, který vnáší do výstupů určitý stupeň nejistoty, byl eliminován tím, že byla vybrána povodí s dostatečně podobnými ostatními f-g parametry. Vzhledem k tomu, že se tímto postupem do analýz vnáší určitý stupeň možné chyby, byly posléze klasické hydrologické postupy doplněny o analýzy hydrochemické a o geochemický přístup k hodnocení tvorby odtoku (viz kap. 5.4). Hlavní podstatou výzkumu byla orientace na analýzu krátkodobých časových řad prostřednictvím „case studies“ a posouzení potenciálu dat generovaných monitorovací sítí automatických stanic pro následné statistické analýzy. Zhodnocení potenciálu těchto dat pro kalibraci a rozvoj hydrologických modelů by mělo představovat další předmět výzkumu do budoucna (viz kap. 5.7).

Určení specifík při tvorbě odtoku v tomto území byl věnován významný prostor. Při následných analýzách či syntéze výsledků je totiž naprosto klíčová relevance primárních dat. Proto je třeba klást důraz na minimalizaci nejistot spojených se základním výzkumem tak, aby nedošlo v rámci druhotných rozborů datových řad k nadměrnému rozsahu tohoto nežádoucího jevu. Samozřejmě je nutné pohlížet na daný problém vždy kriticky a pracovat od začátku s nejistotami s tím spojenými.

Dlouhodobé trendy vývoje odtoku a s-o vztahů v tomto území, zejména s ohledem na možné změny způsobené antropogenními zásahy do říčního systému a celkové struktury povodí (změny

krajinného pokryvu, apod.), jsou předmětem výzkumu např. Klimenta et al. (2010) a Klimenta a Matouškové (2005). Jejich analýza nepředstavovala zásadní úkol v rámci této práce. Cílem jejich výzkumu byla analýza dlouhodobých trendů v tzv. jádrových zónách proběhlých povodní. I přesto, že na základě jednoduchých a podvojných součtových čar (Kliment, Matoušková, 2007; Matoušková, Kliment, 2008) byly odtokové poměry v povodí horní Otavy zhodnoceny jako antropogenně neovlivněné, lze v této oblasti vysledovat mnoho projevů a důsledků činnosti člověka z minulosti i současnosti. Antropogenní změny v zájmovém území povodí horní Otavy nejsou dle původního předpokladu závažného charakteru a dobrým managementem v oblasti, podloženým kvalitním a dlouhodobým výzkumem, je možné je minimalizovat (více viz kap. 5.2.2). Nevratným zásahem do přirozeného odtokového režimu Vydry je pouze vodní dílo Vydra, zapříčiňující dlouhodobý výskyt minimálních hodnot průtoků a prudký nárůst rozkolísanosti odtokového režimu v úseku pod odběrným objektem Rechle. Podle vypracované studie (Ševčíková, 2009) lze v tomto případě konstatovat určité vylepšení odtokových poměrů, zejména díky postupnému pokroku v legislativě týkající se životního prostředí a zavedením povinnosti dodržování tzv. minimálního zůstatkového průtoku. Problematická je v tomto případě kontrola skutečných dodržovaných hodnot oproti hodnotám povinným, stanoveným manipulačním řádem, nejenom z důvodu obtížného získávání přesných údajů o průtocích. Opět zde proti sobě stojí dva protichůdné záměry – výroba energie a ochrana vodních a s vodou spjatých ekosystémů.

Režim odtoku v povodí Vydry má mírně nevyrovnaný chod způsobený zejména významným zvýšením vodnosti v období jarního tání sněhové pokrývky. Zjištění o velmi podobné četnosti MV a MS, resp. V a S, let v profilu Vydra-Modrava, potvrzuje mimo jiné to, že je nutné věnovat se hodnocení suchých period a preventivními opatřeními před jejich negativními důsledky v této oblasti do budoucna poněkud intenzivněji. Z hlediska roční vodnosti nám výstupy poskytují informaci o jisté periodicitě v opakování mimořádně vodných (7-8 let), nikoliv však suchých, roků. Nezřetelná periodicitu suchých období byla dokázána rovněž v profilu Otava-Rejštejnský (9-16 let; Ferda et al., 1971). Extrémní roky z hlediska vodnosti přitom tvoří do jisté míry určité shluky. Během sledovaného období v profilu Vydra-Modrava vykazují výraznou rozkolísanost průtoky nejen v měsíčním a denním chodu, velmi variabilní je jejich průběh zejména v hodinovém chodu. Denní maxima průtoku, která nastávají v tomto období nejčastěji kolem 21:00-22:00 hod., se přitom významně zpožďují za denními maximy teploty vzduchu, jež vrcholí kolem 13:00-14:00 hod. Tak výrazné zpoždění kulminace odtoku je v tomto velikostním měřítku povodí zajímavým zjištěním.

5.2.2 Režim odtoku a jeho variabilita v experimentálních povodích

Extremita hydrologicky významné odtokové události a specifické f-g podmínky v jednotlivých povodích byly dány do souvislosti při hodnocení jarní povodňové události z roku 2009. Tehdejší povodeň vytvořila velmi vhodné podmínky pro posouzení dynamiky odtoku v povodích jednotlivých toků v zájmové oblasti v reakci na příčinnou situaci pomocí metody indexů extremity. Ta byla, společně s vyjádřenými f-g parametry území, základem pro korelační analýzu. Na obdobném indexu extremity je založena metodika pro odhad 100letých průtoků na nepozorovaných povodích (Šercl, 2009). Tato studie se mimo jiné zabývá režimem povodní na

vodních tocích v ČR a vlivem f-g charakteristik na hlavní vlastnosti povodňových vln, tzn. na jejich objem, tvar a velikost kulminačního průtoku. Podobný rozbor byl proveden v práci Štěpánkové (2004). Z uvedené analýzy tedy vyplývá, že na extrému povodňového průtoku ze dne 18.4.2009 měla z f-g faktorů největší vliv plocha horských vrchovišť a tvar povodí. Negativní závislost středního sklonu je v tomto případě pravděpodobně ovlivněna tím, že největší plochy rašelinišť se nachází v povodích s nízkým sklonem. Z tohoto pohledu lze považovat faktor vlivu rašelinišť za významnější.

Otázka *vlivu horských vrchovišť na odtokový proces*, především pak vlivu revitalizačních opatření vrchovištních lokalit na hydrologický režim toků, které je odvodňují, není dodnes přes řadu tuzemských i zahraničních projektů a mnohé spory vedené v odborných kruzích doposud uspokojivě vyřešena. Obecné vyřešení této otázky totiž není možné. Problematika hydrologické funkce horských vrchovišť totiž závisí na mnoha faktorech, především na typu rašeliniště, jeho zdravotním stavu a míře antropogenního ovlivnění. Názory na téma *hydrologické funkce rašelinišť* prošly od 2. pol. 19. století značným vývojem a jsou často velmi protichůdné. Obecně lze konstatovat, že hydrologický význam rašelinišť byl v minulosti přeceňován a nelze je považovat za regulátory průtoků, protože vodní toky, které z nich vytékají, jeví neobyčejně vysokou rozkolísanost. Na tom se dnes shodují badatelé širokého zaměření (výčet prací viz kap. 2.4.1) a s výsledky většiny prací se lze plně ztotožnit i z hlediska našeho zájmového území. Poněkud kontroverznější diskuzi v rámci zahraniční i tuzemské odborné literatury (Conway, Millar, 1960; Burke, 1967; McDonald, 1973; Moklyak et al., 1975; Baird, 1997; Holden et al., 2001; etc.) ovšem poskytuje otázka odvodnění, resp. hrazení původních melioračních kanálů odvodňujících vrchoviště. Generelně vzato výsledky těchto prací opět prokázaly, že toky odvodňující vrchoviště mají značnou rozkolísanost průtoků a význam vrchovišť z hlediska vyrovnávání odtokového režimu byl v minulosti přeceňován. Nicméně tyto studie nepřinášejí stejné výsledky z hlediska posouzení vlivu jejich revitalizačních opatření na dynamiku odtoku ve vodotečích, které je odvodňují. Na základě výzkumu v povodí horní Otavy lze vyvodit stejné závěry, které vyústily ze studia těchto pramenů (McDonald, 1973; Moklyak et al., 1975; Baird, 1997; Holden et al., 2001), a sice že při posuzování vlivu revitalizačních opatření na dynamiku odtoku je klíčové brát v úvahu konkrétní parametry rašelinných ložisek a okolní přírodní podmínky. Během výzkumu byla totiž otevřena i otázka vlivu v současnosti probíhajících *revitalizačních opatření* zdejších horských vrchovišť na dynamiku odtoku, které provádí management NPŠ. Její stoprocentně uspokojivé řešení, byť by mělo být rozhodující při výběru opatření pro vylepšení odtokových poměrů v oblasti, zatím neexistuje. Na základě hodnocení dostupných dat lze konstatovat, že v případě vybraných analyzovaných „case studies“ je zřetelné, že dochází, pravděpodobně v důsledku existence revitalizačních opatření v povodí, k vyrovnávání odtoku při průměrných vodnostech. Přestože ještě nebyly revitalizační úpravy ve všech modelových 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. Statistické výstupy ale poukazují rovněž na fakt, že při navýšení odtoku v důsledku intenzivních srážkových úhrnů se toto modelové povodí vyrovnává s jejich transformací mnohem hůře, což v konečném důsledku vyústí v mnohem rapidnější vzestup průtoku 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. Pro potvrzení korektnosti úsudku a správné pochopení fungování tohoto mechanismu je zapotřebí zcela jistě širší datová základna, nicméně podobný jev byl pozorován na podkladě dalších hydrologických epizod v závěrových profilech i jiných revitalizovaných povodí (např. Černožský potok).

Mírou zrašelinění jednotlivých dílčích povodí včetně výpočtu kubatury rašelinných ložisek se v minulosti zabýval VÚMOP, nicméně rozsáhlé svazky z podrobného pedologického průzkumu probíhajícího na celém území republiky buď nejsou úplné, nebo zcela chybí pro zájmové území povodí horní Otavy. K hodnocení hydrologického režimu horských vrchovišť je proto třeba mimo posouzení vlivu klíčových f-g faktorů provést detailní průzkum rašelinných ložisek v konkrétních lokalitách. Na podkladě dosavadních výsledků, grafických výstupů i statistických analýz, lze usoudit, že variabilita odtoku je vyšší v případě profilů uzavírajících povodí s významným podílem zrašeliněných a rašelinistních půd než závěrových profilů povodí s minimálním zrašeliněním. Fakt, že existence rašelinistů má negativní vliv na odtokový proces, zvláště během extrémních hydrologických situací jako jsou povodně a období sucha, byl dokázán jednak detailní statistickou analýzou průměrných denních a měsíčních průtoků ve státních profilech Vydra-Modrava a Křemelná-Stodůlky, a jednak porovnáním odpovídajících si vzestupných a poklesových fází odtoku v experimentálních profilech s různým stupněm zrašelinění. K porovnání odtoku ze dvou různě zrašeliněných povodí v pramenné oblasti Vydry bylo využito principu metody frekvence kulminačních průtoků (Peak Flow Frequency Analysis; např. Ahearn, 2003; Feldman, 1979). Variabilita odtoku je přitom kromě absolutní hodnoty kulminace definována především četností výskytu kulminačních průtoků („peakflows“). Podrobným rozбором jednotlivých fází odtoku, konkrétně analýzou reakce odtoku na příčinnou srážku (doba mezi výskytem max. desetiminutového úhrnu srážek a odpovídajícím kulminačním průtokem) během několika srážkových situací v rámci sledovaného období, bylo zjištěno významnější zpoždění kulminace odtoku a tedy vyšší schopnost retence vody v povodí s výrazně nižším zastoupením rašelinistů. Podobných výsledků bylo dosaženo při analýze příčinných srážek a odtokové odezvy u několika epizod povodňových průtoků během atmosférické tlakové níže Ema v březnu 2008. Extremita odtoku byla i zde přímo závislá na stupni zrašelinění daného povodí. Zjištěné poznatky z dílčích analýz v rámci jiných modelových povodí byly potvrzeny i porovnáním dynamiky vzestupu a poklesu hydrogramu v dalších povodích s velmi výrazným rozdílem ve zrašelinění. Byl dbán důraz na to, aby vytipovaná povodí byla z hlediska ostatních f-g parametrů, vč. jejich rozlohy a lesnatosti, porovnatelná.

Problematika *odlesnění, resp. zdravotního stavu lesa*, v zájmové oblasti je v poslední době v souvislosti s nedávnými větrnými polomy a současnou horkou diskuzí ohledně šíření kůrovcové kalamity velmi diskutovaným tématem. Z hlediska účinku vegetace, především pak lesa, na hydrologický režim krajiny je určující především její transformační účinek na atmosférické srážky a celkovou vodní bilanci lesních porostů a lesních půd. Výsledky této práce korespondují

s dosavadními názory v odborných kruzích (např. MacDonald, Stednick, 2003; Andreassian, 2004; Pekárová et al., 2005; Hegg et al., 2006), tj. potvrzují negativní vliv odlesnění projevující se na odtokovém režimu větší rozkolísaností a vyššími kulminačními průtoky. Povodí Březnického potoka, jedné ze zdrojnic potoka Modravského, je velmi vhodným modelovým územím pro studium impaktů odlesnění na dynamiku odtoku. Toto téma není nicméně jednou z hlavních částí práce a dotýká se jí pouze okrajově. Co je ovšem podstatné, je fakt, že odlesnění v jádrové oblasti Šumavy ve svém důsledku vyplývá z výsadby stejnověkových smrkových monokultur. V této fázi je možné situaci řešit pouze postupnou přeměnou stejnověkových smrčín na druhově i prostorově rozmanité porosty s jedlím a bukem, které odpovídají původním přirozeným společenstvům. V současné době převládá názor, že lesní hospodářství může vhodným managementem a cílevědomou činností zaměřenou na plnění vodohospodářské funkce lesa příznivě ovlivnit proces odtoku ze zalesněného povodí, včetně pozitivního ovlivnění jakosti vody v tocích a vodních nádržích (Čaboun, Mind'áš, 2003). Přímým vlivem odlesnění a odumírání horských smrčín na formování odtoku v oblasti centrální Šumavy je snižování retenční schopnosti krajiny (Hais, 2008; Šanda, 2011). Podstatou nepřímého vlivu je, že odlesněním může docházet na takových plochách během letních slunečních dnů k přehřívání povrchů krajiny, což může měnit ve svém důsledku místní klima ovlivňující i hydrologický cyklus (Trenberth, 1999).

Přes nezpochybnitelnou retenční schopnost lesa i jeho další významné funkce v ekologii krajiny se jeho schopnosti v protipovodňové ochraně často přeceňují. Co se týče jejich funkce v rámci ochrany před hydrologickými extrémy, měla by se v budoucnu zvýšit především diverzita lesních porostů. Dalším faktorem, který by mohl pomoci při ovlivnění průtokových vln, je zrušení řady nadbytečných lesních cest a snížení hustoty této sítě. V pramenné oblasti Otavy se pak jedná především o akutní řešení neutěšené situace v souvislosti se stupňující se kůrovcovou kalamitou.

5.3 RETENČNÍ SCHOPNOST PŮDNÍHO PROSTŘEDÍ A HORSKÉHO VRCHOVIŠTĚ

Retenční kapacita studovaného povodí je oproti běžným krajinným typům v ČR dosti různorodá. Literatura uvádí, že krajina v českých podmínkách je schopna pojmout až 400 mm vody, průměrně 40-90 mm (Tesař et al., 2004a; Lichner et al., 2004). Měření byla ovšem často prováděna v hospodářsky využívaných lesích v podhůří nebo na loukách a polích. Bohužel se ale v literatuře neuvádí, zdali je v těchto hodnotách zahrnuta hodnota půdní vlhkosti, u max. hodnoty 400 mm to lze jen těžko předpokládat. Vstupní data pro povodí Rokytky byla reprezentována dvěma skupinami s odlišnou HPV v organozemi. Při uvažování průměrné HPV tvoří vrchoviště plochu s nejmenší retenční schopností. Hodnoty retence jsou podobné těm, které se vyskytují u mělkých půd. Průměrné hodnoty retence v povodí činily cca 140 mm bez započtení aktuální vlhkosti. Při nejnižší HPV vrchoviště představuje významný retenční potenciál v rámci celého povodí. Průměrná hodnota se pohybuje mezi 230 a 267 mm, což je o téměř 40 % vyšší hodnota než u povodí s průměrným stavem, při ¼ ploše organozemí z celého území Rokytky. Jelikož se ale HPV pohybuje po ¾ vegetační doby výše, než je průměrná hodnota, představuje organozem nejméně retenční plochu v celém povodí. Při připočtení aktuální vlhkosti (kolem 80 %) lze organozem v těchto podmínkách prezentovat jako „přechod

mezi půdou a pevným povrchem“. Pro praktické vyjádření je potřeba od hodnoty retence odečíst hodnotu aktuální vlhkosti. Je ovšem diskutabilní, zdali bylo měření aktuální vlhkosti v povodí dostatečné. Její hodnoty se při odběrech pohybovaly od 60 do 97 %, průměrně pak kolem 80 %. Při nejnižší vlhkosti zadrží povodí kolem 56 mm, při nejnižší HPV kolem 95 mm. Nejnižší hodnoty HPV byly zaznamenány v době s nejnižší půdní vlhkostí. S uvážením 60% vlhkosti činí hodnota retenčního potenciálu povodí při průměrné HPV 208.000 m³, při minimální HPV pak 403.000 m³. Dvojnásobnou hodnotu retence má organozem pouze v bezesrážkovém období. Tuto hodnotu ovšem může ztratit během jednoho až dvou dnů (Vlček, 2011). Organozemě tedy mají z hlediska pedologického zcela zásadní vliv na retenční potenciál v krajině. V povodí Rokytky je vliv půdního pokryvu typu organozemí na celkovou retenci území velmi patrný. S využitím hydrologického, hydrochemického a hydropedologického přístupu v posledních letech bylo zjištěno, že výskyt zrašeliněných a rašelinistních ploch výrazně podporuje rozkolísanost průtoků v tocích, které jednotlivá vrchoviště drénují (viz kap. 5.2.2). V obdobích s nízkou HPV ve vrchovišti představuje jejich existence v povodí značný retenční potenciál krajiny. Ovšem již průměrné hodnoty HPV včetně jejího modusu vytváří z vrchoviště plochu s nejmenší retenční schopností v povodí.

Retenční kapacitu povodí je možné měřit několika způsoby. V současné době kladou hydropedologové hlavní důraz zpravidla na výpočet pomocí retenčních křivek. Tato metoda však vyžaduje patřičnou laboratorní výbavu a finanční možnosti. I proto je stále celkem hojně využívána tzv. gravimetrická metoda, jejíž aplikaci není sice možné popsat procesy v půdě stejně detailně, jako to umí ty nejmodernější metody, ale při své jednoduchosti poskytuje podobně přesné výstupy. Při porovnání výsledků dosažených v rámci tohoto výzkumu s výsledky zjištěnými moderními přístupy bylo totiž dosaženo obdobných závěrů. Přímé faktory, které ovlivňují celkovou retenci vody, jsou měřitelné. Jedná se o hloubku půdy, její pórovitost nebo plnou vodní kapacitu a skeletovitost. Ostatní faktory tvoří komplex různých velkých sil, které více či méně ovlivňují zmíněné parametry. V případě faktorů, jako jsou vegetační poměry či sklon reliéfu, nelze jednoznačně prokázat přímý vliv, protože obě tyto složky se vzájemně ovlivňují. Vliv vegetace a sklonu na retenci vody je nesporný, ale nelze jednoznačně konstatovat, že čím větší je sklon, tím menší je retence. Vegetační kryt je nutné zhodnotit u každé půdní sondy zvlášť. Obě složky se navíc mohou vzájemně rušit. Faktorů ovlivňujících retenci vody v krajině je ovšem celá řada. Rovněž byly vytvořeny metodické postupy na zatřídění půd dle retenčních vlastností (Schmocker-Fackel et al., 2007).

Negativní retenční vlastnost organozemí se teoreticky může změnit. V odborné literatuře lze dohledat řadu pozitivních i negativních příkladů vlivu existence tohoto typu půd na hydrologický režim (Vlček, 2008). Tato rozporuplná tvrzení se dají paradoxně sjednotit. Když je vrchoviště odvodněno, sníží se dle získaných poznatků rozkolísanost odtoku, sukcesí vrchoviště ovšem za určitou dobu zanikne. Pokud by byla HPV cíleně regulována a snižována v době potřeby, mohl by být retenční potenciál vrchoviště využit, aniž by byla ohrožena samotná jeho existence. Pravidelné výkyvy HPV ve vrchovišti jsou přitom přirozenými součástmi jeho vývoje.

Detailním porovnáním výstupů ze zařízení monitorujících HPV ve vrchovišti s odpovídajícími

daty o vývoji průtoků v závěrovém profilu povodí byl zjištěn jejich minimální časový posun. Tento fakt poukazuje na zanedbatelnou schopnost vrchovištního komplexu pojmout významné úhrny srážek a minimální hydraulickou komunikaci mezi vrchovištním komplexem a drénujícím odtokem (viz kap. 5.4). Negativní charakter vrchoviště je z tohoto hlediska zřejmý. Hladina podzemní vody ve všech částech studovaného vrchoviště vykazuje, dle očekávání, mnohem menší variabilitu než výška hladiny v závěrovém profilu povodí, přičemž byl vysledován pozvolný pokles HPV během období bez srážek. Bohužel nebyla vzhledem k nefunkčnosti měřicích sestav v zimním období k dispozici data z piezometrů po celé roční období, a proto nemohl být detailně studován vliv sněhové pokrývky na hydrologický režim ve vrchovišti. Vzestup HPV v závislosti na příčinné srážce je velmi markantní, ale reakce povrchového odtoku je logicky výraznější. Porovnáním dat o HPV a výšce hladiny v povrchovém toku byla zjištěna velmi těsná závislost povrchového odtoku z vrchoviště, resp. výšky hladiny Rokytky v závěrovém profilu studovaného povodí, na HPV v různých částech vrchoviště.

5.4 HYDROLOGICKÁ FUNKCE HORSKÉHO VRCHOVIŠTĚ

Detekce přírodních stopovacích látek představuje užitečnou metodu k získání klíčové informace v hydrologických studiích zabývajících se formováním odtoku v povodí. Tyto metody využívají odlišného chování malého množství molekul vody. Studium dynamiky odtoku pomocí přirozených stopovačů je obvykle zaměřeno na využití izotopů kyslíku (^{18}O) a vodíku (^2H) (Kendall, McDonnell, 1999). Stabilní izotopy kyslíku a vodíku jsou prvky, které se přirozeně, v proměnlivých koncentracích, vyskytují v hydrologickém cyklu. To poskytuje unikátní informaci o vodě, která do povodí vstupuje ve formě srážek, v povodí se zdrží, a z povodí odtéká.

V rámci současného výzkumu byly provedeny podrobné analýzy vzestupných a poklesových fází extrémních odtokových situací a minimálních průtoků v profilech uzavírajících několik vybraných sub-povodí s odlišnými f-g podmínkami včetně povodí Rokytky. Z předchozí diskuze vyplývá naprosto jednoznačné tvrzení o vyšší frekvenci kulminačních průtoků v důsledku izolovaných srážkových úhrnů a kratší době reakce na příčinný úhrn srážek v případech významně zrašeliněných povodí. Povodí Rokytky je přitom modelovým příkladem povodí s výrazným zrašeliněním a s odtokovým režimem o výrazné variabilitě v porovnání s ostatními experimentálními povodími. Sledovaná data vypovídají o reprezentativnosti hydrologického roku 2008 z hlediska odtoku s dostatečným potenciálem využití pro jednotlivé dílčí analýzy. Na základě poznatků získaných klasickými hydrologickými přístupy byly ovšem za účelem potvrzení hypotéz provedeny detailní hydrochemické a geochemické analýzy. Aplikace tohoto moderního přístupu v tak optimálním modelovém povodí se jevila vzhledem ke spolupráci s ČGS a její akreditovanou laboratoří jako zákonitý posun ve výzkumu. Geochemická data získaná využitím izotopů kyslíku jako přirozených stopovačů vykazují nepříliš signifikantní hydraulické spojení studovaného vrchovištního ložiska s drénujícím tokem Rokytky. Příspěvek vody z rašeliněného vrchovištního ložiska k celkovému odtoku z povodí je nevýznamný, pohybuje se maximálně okolo 10 % mimo zimní období. Převaha podzemní vody vytlačené z půdního prostředí díky tlakovému gradientu v celkovém odtoku byla potvrzena rovněž separací jednotlivých složek odtoku dle geochemických parametrů. V souladu s tím je třeba uvažovat, že problematika

hydraulické komunikace mezi rašelinným komplexem a drénujícím tokem musí být řešena striktně s ohledem na lokální f-g podmínky. Tato práce představuje první studii podobného zaměření v pramenné oblasti Otavy. Podobná studie popisující využití stabilních izotopů vodíku a kyslíku byla provedena na experimentálním povodí Uhlířská v horní části povodí Černé Nisy v Jizerských horách (Šanda, 2010). Terénní experimenty a kontinuální měření a pozorování jsou v tomto povodí koncipována s cílem vysvětlit mechanismus odtoku z mělkého půdního profilu (Hrnčíř et al., 2010). Využitím detekce stabilních izotopů v měřítku studovaného povodí bylo zjištěno, že dochází k odtoku stávající vody ze zvodněného podzemního prostředí, vytlačené v důsledku tlakového gradientu. Převažující podíl podpovrchové vody v odtoku potvrdila, stejně tak jako v případě studie na Rokyteckých slatích, i separace složek odtoku podle geochemických parametrů. Během zrychleného odtoku dochází postupně k nárůstu podílu vody pocházející z příčinné srážkové epizody, která se tak podílí na ředění odtékající vody. Ze studie Šandy a Císlarové (2009) vyplývá, že odtok této vody je urychlen systémem dílčích drenážních bází podzemních a půdních vod ve formě umělých i přirozených lesních rýh, strží a nasycených ploch s probíhajícím vratným odtokem. Tento průběh lze očekávat rovněž v případě vytipovaných šumavských povodí s existencí nerevitalizovaných rašelinistních ploch s melioračními kanály. Zvodeň působí významně při dlouhodobém mísení infiltrovaných vod. Průměrná doba zdržení vody v povodí, stanovená se zohledněním více přístupů, byla určena v řádu několika měsíců (Šanda et al., 2009).

Z hydrologického hlediska se tedy horská vrchoviště v těchto konkrétních přírodních podmínkách jeví jako negativní prvek pro transformaci odtoku a jejich hydrologické rysy nejsou příznivé (Janský, Kocum, 2008; Čurda et al., 2011). Poznatky z uskutečněných geochemických analýz tedy potvrdily primární hypotézu o negativním vlivu rašelinistních ploch a jejich nesignifikantní komunikaci s vodním tokem, který je odvodňuje, a to především během extrémních odtokových epizod, jakými jsou povodně či suchá období. Slabý vliv vrchoviště je rovněž demonstrován vysokou koncentrací kationtů v povrchovém odtoku v porovnání se slatí. Mnohem významněji se na celkovém odtoku z povodí Rokytky podílí podzemní voda. Obecně vzato byla zjištěna velmi úzká korelace mezi hodnotou pH a okamžitým průtokem ve všech experimentálních profilech ve sledovaném území, vč. povodí Rokytky.

Zásadní potřebou je věnovat do budoucna úsilí získání co nejrozsáhlejších souborů dat pro jednotlivé analýzy. Tento fakt je násoben v případě obstarávání hydrochemických a geochemických dat pro postupy hodnocení jednotlivých složek odtoku pomocí principů izotopové hydrologie. Robustnost souborů dat hraje naprosto klíčovou roli a na to je třeba zaměřit i další výzkum. Z hlediska jeho cílů je třeba věnovat podstatnou část úsilí odběrům vzorků vody při různých vodnostech toků a zaměřit se především na extrémní odtokové události, ať už se jedná o povodňové epizody či periody sucha. To se v případě Černého potoka bohužel nepodařilo.

5.5 SNĚHOVÁ POKRÝVKA JAKO VÝZNAMNÝ FENOMÉN TVORBY ODTOKU

Práce nemá z tohoto hlediska ambice aplikačního charakteru, ale je jejím cílem především precizace vstupních dat pro následné analýzy včetně hydrologického modelování a určení specifík pro tvorbu odtoku včetně uvažování rozličných nejistot. Klade si za cíl určení těch aspektů, na které je třeba se zaměřit při posuzování podmínek pro akumulaci a tání sněhové pokrývky. Proto byl v rámci výzkumu významný prostor věnován optimalizaci monitoringu sněhových parametrů.

Významným zdrojem informací o problematice sněhové pokrývky jsou studie prováděné v zahraničí (např. Carroll, 2001; Verbunt et al., 2003; Carroll, Cressie, 1997), kde má výzkum sněhu a hydrologie sněhu dlouholetou tradici. Při rozboru zahraničních zdrojů literatury je však potřeba kritického pohledu, a to v důsledku odlišných podmínek. Část informací není totiž předávána v teoretické rovině, ale v konkrétní rovině podmínek, za kterých byly výsledky publikovány. Právě a především z tohoto důvodu je při posuzování charakteru sněhové pokrývky z hlediska její akumulace a tání klíčové zabývat se vždy konkrétními podmínkami dané oblasti z širšího pohledu, a postupně se zaměřovat na detail.

5.5.1 Meteorologická data staničního měření ČHMÚ, DWD a PřF UK

Jedním ze zdrojů dat použitých v práci byla data získaná z meteorologických stanic provozovaných DWD, PřF UK a ČHMÚ, rozmístěných v zájmovém území. Značná část automatických stanic, které spravuje PřF UK, je vybavena teploměrem, několik i srážkoměrem. Žádné srážkoměrné zařízení nelze ale bohužel z technických důvodů vyhřívat a neumožňuje tak měření srážek v zimním období. Tento fakt se jeví jako nejvýznamnější problém z hlediska získávání dat, a to především vzhledem k odlehlosti experimentálních povodí od státních meteorologických stanic a charakteristickému rozložení srážkových úhrnů v české části Šumavy (viz Kubíček, 2006). Úhrny srážek totiž nepříliš korelují s nadmořskou výškou, a tudíž je velmi obtížné odhadnout srážkové úhrny v určité lokalitě, byť je vzdálena pouze několik kilometrů od stálé stanice. Ukázalo se ovšem, že hodnoty úhrnů srážek a parametrů sněhové pokrývky v pohraničních oblastech Šumavy mnohem více korelují s hodnotami naměřenými na stanici Velký Javor (Grosser Arber, SRN) než s hodnotami z českých stanic, byť je jejich vzdálenost od experimentálních povodí oproti stanici na Velkém Javoru mnohem kratší. Rovněž i jejich nadmořská výška je více podobná střední nadmořské výšce experimentálních povodí (Jelínek, 2008). Budoucí osazení vyhřívaného srážkoměru pro zajištění celoročního monitoringu srážek je možné na meteorologické stanici na Modravě. Klimatická stanice na Březníku ale poskytuje další cenné meteorologické údaje z hlediska hydrologie sněhu, které jsou při jednotlivých analýzách využívány (např. sluneční radiace).

Odhadem vodní hodnoty sněhu za využití dat měřených na klimatologických stanicích se zabýval Němec (2006). Výsledky vypočtené navrhovaným způsobem ukázaly na dobrou shodu měřených staničních a vypočtených hodnot SWE. Obecně lze velké rozdíly v prostorové distribuci sněhové pokrývky nalézt při ukládání a tání sněhu na otevřených plochách a v lese

(Pobříslavá, Kulasová, 2000). Uvedené skutečnosti ale pravděpodobně platí pouze na lokální úrovni. V regionálním a globálním měřítku pravděpodobně rozhodují nadřazené faktory jako je nadmořská výška a celkový úhrn srážek.

5.5.2 Expediční měření sněhové pokrývky

Sněhoměrné kampaně realizované v posledních několika zimních sezónách potvrdily řadu důležitých předpokladů. Zejména v horských oblastech je všeobecně prokázána vysoká prostorová variabilita charakteristik sněhové pokrývky, z nichž nejvyšší vypovídající hodnotu mají především její výška (SCH) a vodní hodnota (SWE). Tyto charakteristiky v takto exponovaných lokalitách lze jen velice obtížně postihnout bodovým měřením v rámci meteorologických stanic ČHMÚ. Na tuto skutečnost však upozorňuje řada autorů, např. Holko (2001), a bývá hlavním řešitelským úkolem mnoha výzkumných studií. Jako alternativní možnost se v takovém případě nabízí právě expediční měření, která představují nesporné výhody v detailním monitoringu celého modelového povodí a tedy mnohem přesnější zachycení zmíněné variability charakteristik sněhu. Pro dosažení nejreprezentativnějších výsledků je však zapotřebí pečlivá studie daného povodí a odborný návrh rozmístění sněhoměrné sítě bodů. I když v případě expedičního měření můžeme hovořit o zdatelně vyšší podrobnosti dat, než nabízejí meteorologické stanice, naráží tento způsob získávání dat zase na jiný problém, a tím je především velká časová náročnost měření, se kterou je spojena i náročnost finanční a personální. Zhruba lze říci, že dvě skupiny měřičů jsou schopny při kroku měření cca 200 metrů za jediný den (i s přesunem do monitorované lokality v oblasti centrální Šumavy) provést měření na ploše o velikosti maximálně 5 až 7 km². To je ovšem závislé rovněž na charakteru terénu, ve kterém je měření prováděno (převýšení, charakter vegetačního krytu, charakter sněhové pokrývky atd.). Tato zjištění poskytují jasné představy o limitech tohoto způsobu měření.

Řešením by do budoucna mohlo být zdokonalení *prostředků DPZ*, které by dokázaly náročný expediční způsob nahradit. Limity tohoto způsobu výzkumu jsou ale v současné době stále vysoké, byť představují velmi aktuální téma současné hydrologie sněhu (Ranzi et al., 1998; Gidda et al., 2002). Systémy DPZ jsou ve své teoretické části poměrně komplikovanou problematikou a představují určitou syntézu znalostí z různých vědních disciplín, především fyziky. Vzhledem k zadání práce nebylo možné postihnout všechny aspekty a možnosti těchto metod, které by byly jistě zajímavou a podle Martince (2004) i vhodnou alternativou pro takový charakter terénu, jakým zdrojová oblast Otavy disponuje. Satelitních dat by bylo možné využít v rámci analytických nástrojů GIS – parametrů sněhové pokrývky a možnosti korelace k nadmořské výšce, expozici svahu nebo vegetačnímu pokryvu. Výsledkem by mohlo být navržení vhodných interpolačních procedur a především možnost zlepšení celkové bilance povodí.

5.5.3 Vliv fyzicko-geografických faktorů na charakter sněhové pokrývky

Způsob měření při sněhoměrných kampaních se ukázal jako dostatečný pro relativně přesné

kvantifikování zásob vody uložené ve sněhu v experimentálních povodích (Jelínek, 2008) a následné modelování odtoku z povodí, avšak jeví se jako zcela nedostatečný pro detailní analýzy prováděné za účelem zjištění míry ovlivnění charakteristik sněhové pokrývky jednotlivými faktory, jež jsou popsány v předchozích kapitolách. V případě hodnocení vlivu typu vegetace na sněhovou pokrývku je vegetační pokryv klasifikován pouze do tří kategorií. Nicméně ve skutečnosti se může jen pod pojmem "les" skrývat mnoho typů porostu, ať již z hlediska druhového či věkového rozrůznění a skladby. Díky těmto rozličným podmínkám je velmi složité správně a objektivně zhodnotit vliv charakteru vegetace na sněhovou pokrývku. Vegetační pokryv je přitom jedním z faktorů, který může ovlivnit průběh tání a velikost kulminace povodně (Pobříslová, Kulasová, 2000). Z hlediska faktorů jako je nadmořská výška či sklon svahů je objektivní analýza rovněž problematická. I když máme k dispozici velmi přesná data charakterizující tyto faktory, naměřené hodnoty v měrných bodech jsou významně ovlivňovány dalšími činiteli, což do jisté míry komplikuje objektivní zhodnocení vlivu toho daného faktoru. Pro eliminování výše zmíněných nedostatků by bylo třeba buď podstatného zvýšení počtu měrných bodů v experimentálních povodích, jejichž lokalizace by postihovala všechny variace způsobené kombinací různých faktorů, nebo zavedení zcela nových a přesně umístěných měrných bodů, které by zásadním způsobem eliminovaly vliv některých faktorů svou uniformitou (např. zjišťování vlivu expozice svahu v bodech s relativně konstantní nadmořskou výškou, podobným sklonem a charakterem vegetačního krytu). V obou případech však narážíme na již zmíněnou značnou náročnost takto pojatého měření. V druhém případě lze však výzkum přizpůsobit a zvolit si, kterým variantám bude věnována pozornost a kterým nikoliv, a snížit tak počet potřebných měření.

Vzhledem k náročnosti expedičních měření je naprosto klíčové věnovat se *optimalizaci metodiky měření sněhové pokrývky* v tomto konkrétním území s přihlédnutím k nejvýznamnějším faktorům ovlivňujícím její akumulaci a tání, jako jsou srážkové poměry včetně orografického efektu (expozice; Kubíček, 2006), typ vegetačního pokryvu, apod. Reprezentativní stanoviště, která by v sobě nesla informaci typickou pro danou kombinaci dílčích f-g faktorů, by byla následně aplikována do konkrétního území, ve kterém je potřeba zjistit charakter sněhu pro potřeby modelování.

Další hodnocenou tematickou oblastí je rozbor naměřených dat v rámci *monitoringu hustoty jednotlivých vrstev sněhové pokrývky* ve vertikálním profilu v sezóně 2008/2009, který je pravděpodobně nejdůležitější pro podrobný popis procesů probíhajících ve sněhovém sloupci. Sondáž ve vybraných povodích byla vykonána pouze v jarním období, a to od počátku tání sněhové pokrývky až do jejího úplného roztátí. Zajímavé by určitě bylo sledovat vývoj sněhového sloupce v průběhu celé zimy. Určitým limitem při měření byl ne zcela sofistikovaný teploměr, jenž neumožnil bližší rozbor teplot jednotlivých vrstev. Na vývoji hustoty a moci jednotlivých vzorků v sondě je patrné, že k tání na úrovni vrstev během zimy dochází poměrně často. Při dostatečné moci sněhu je tavná voda zadržována spodními vrstvami, kde se ochlazuje a stagnuje. Tím se zvyšuje hustota v určitých partiích profilu. Z výsledků vyplývá, že tající voda se dostane z povrchu zhruba do dvou třetin hloubky profilu, což záleží pravděpodobně na teplotě vzduchu a tepelné kvalitě sněhu. Tento projev je patrný především v

případě sondy v povodí Rokytky, kde se vyskytuje výraznější a častější vývoj ledových pláštů, což dokazuje značnou rozkolísanost hustoty v celém profilu, ještě před nástupem jarního tání. Důvodem může být vyšší variabilita ovlivňujících f-g faktorů v průběhu sledovaného období. V povodí Ptačího potoka mají sněhové vrstvy před nástupem tání velmi vyrovnanou hustotu napříč celým profilem sondy a jejich vývoj je v tomto povodí pravděpodobně výsledkem destruktivní metamorfózy. Zůstává tedy otázkou, může-li vzniknout ledová plášt i za vysokých teplot vzduchu či působení sluneční radiace. Ze série výsledků kopaných sond na obou povodích vyplývá důležité zjištění, že všechny procesy spojené s táním sněhové pokrývky jsou na povodí Ptačího potoka opožděny přibližně o 8 dní. Důkazem je vývoj hustoty profilu sněhu, který na Ptačím potoce vždy kopíruje situaci z minulého měření na Rokytkce, jež probíhalo přibližně po 7-8 dnech (Pospíšil, 2009). Schopnost ledových vrstev nést vodu může pro tání znamenat rozfázování odtoku do více dnů a možná tak i snížení maximálních odtoků ze sněhu. K tomu je potřeba znát mimo jiné i izolační vlastnosti jednotlivých vrstev. Vzhledem k tomu, že izolace sněhu je do jisté míry závislá na jeho hustotě, má monitoring stratifikace sněhu značný význam.

5.5.4 Interpretace dat o sněhové pokrývce

Navržené postupy monitoringu sněhové pokrývky přinesly kvalitativně hodnotné informace a zdá se, že následné určení zásob vody v povodí odpovídalo v jednotlivých hodnocených obdobích realitě. K *plošné interpretaci dat* a určení zásob vody ve sněhu se jeví jako nejvhodnější, odbornou literaturou doporučovaná (např. Jeníček, 2009; Holko, 2001), metoda Kriging, která představuje jednu z interpolačních metod modulu ArcGIS 3D analyst v prostředí GIS. Po zpracování sněhoměrných kampaní ve zmíněném modulu bylo dosaženo zajímavých výsledků. Za příčinu jistých odlišností mezi jednotlivými sezónami z hlediska charakteru sněhové pokrývky lze uvažovat výskyt různých synoptických situací. Např. v zimním období 2008/2009 se projevoval často výskyt východní synoptické situace s tlakovou níží nad balkánským poloostrovem se srážkami přicházející od východu, přičemž tato situace potlačovala výše zmíněný efekt návětrné strany Šumavy od jihozápadních směrů. Tento průběh zimy se vyskytl, jak uvádí Jelínek (2008), i v sezóně 2006/2007.

Vzhledem k cílům této části práce byla jedna její část věnována *hydrologickým datům z ultrazvukových hladinoměrů* instalovaných v závěrových profilech modelových povodí, která se stala základem pro objektivní hodnocení a analýzu sněhové pokrývky ve fázi akumulace i následného tání v obou povodích během zimních sezón 2007/2008 a 2008/2009. Datová řada na Rokytkce poskytuje vynikající možnost zpracování detailních analýz vybraných odtokových situací způsobených táním sněhové pokrývky vzhledem k vhodnému umístění měrného profilu. V profilu na Ptačím potoce je problematické umístění hladinoměru na nárazové straně propustku s nedostatečnou hltností, přičemž během extrémních odtokových epizod dochází velmi pravděpodobně k nadržování vody v nádrži, což může ve svém důsledku podstatně deformovat konzumpční křivku ve smyslu vykreslení falešného trendu. Jako nevýhoda se potvrdila absence vyhřívání srážkoměrů, jejichž data by byla vhodným konfrontačním materiálem pro zimní srážkové epizody. Do budoucna je možné vyhřívání srážkoměrného

zařízení realizovat v rámci nedávno vybudované meteorologické stanice na Modravě.

Pro *modelování tání sněhu* je zcela zásadní identifikace jarního odtoku ze sněhu. Při dostupnosti potřebných meteorologických dat a na základě rovnice energetické bilance by nemělo být problematické odhad počátku odtoku ze sněhu provést. Pokud je ovšem jedinou dostupnou informací teplota vzduchu, je situace složitější. V praxi mimo modelová povodí však většina meteorologických dat dostupná není. Proto přesnější popsání vztahu teplota vzduchu – počátek tání, znamená ulehčení modelování odtoku v ostatních povodích pramenné oblasti Otavy (Pospíšil, 2009). Jistá variabilita obou sledovaných povodí, Rokytky a Ptačího potoka, je způsobena jednak vyšší průměrnou nadmořskou výškou povodí Ptačího potoka a rozdílným prostorovým rozložením SVH, přičemž nejvyšších hodnot je dosahováno ve vyšších polohách povodí. Na to má vliv i relativní hustota sněhové pokrývky, která byla v povodí Ptačího potoka nižší. Takový sníh má dle Martince (2004) daleko větší izolační vlastnosti. Při kontrolní analýze se zimním obdobím 2007/2008 byly na obou povodích zjištěny velmi podobné závěry. Rozbor metod pro stanovení tání a odtoku ze sněhové pokrývky ukázal, že využití metody Degree-day je vhodné i navzdory jednoduchosti a široké dostupnosti teplotních dat a poskytuje adekvátní výsledky. Cílem modelace Degree-day v práci Pospíšila (2009) bylo zjistit teplotní faktory pro tato modelová povodí s jejich následným využitím při modelaci odtoku ze sněhové pokrývky v oblastech s podobným charakterem a bez sofistikované techniky monitorující odtok. Povodí, na která nelze aplikovat tabulkové hodnoty teplotních faktorů uvedené v literatuře významných autorů (např. Beven, 2001), se v pramenné oblasti Otavy vyskytuje více. To poukázalo na fakt, že sníh a procesy v něm probíhající jsou velmi různorodé a závislé na klimatických poměrech. Pro kvalitní předpověď odtoku je tak znalost konkrétních poměrů řešené oblasti nezbytná. Při denním kroku mohou být odhady odtoku ze sněhu vcelku dostatečné (koeficient korelace až 0,82). Při použití tabulkových teplotních faktorů modelovaný odtok s měřeným příliš nesouhlasil. Po konfrontaci zjištěných teplotních faktorů v sezóně 2008/2009 se sezónou 2007/2008 byl stanoven teplotní faktor u povodí Ptačího potoka na $2,1 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$. Stejný teplotní faktor $2,1 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$ byl stanoven pro povodí Rokytky v zimách s převládajícím západním prouděním a standartním prostorovým rozložením SVH. V zimách s převládajícím východním prouděním se jeví jako vhodnější teplotní faktor $3,4 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$, což jsou dle dostupné literatury hodnoty spíše pro velmi hustý a hustý les (např. Martinec, 2004).

5.6 POTENCIÁLNÍ RETENČNÍ PROSTORY PRO ELIMINACI NEGATIVNÍCH DŮSLEDKŮ KLIMATICKÉ ZMĚNY

Na základní výzkum, který v práci dominuje, navazuje i část práce aplikačního charakteru. Jedná se především o kontroverzní téma vyměřování někdejších akumulčních nádrží používaných v minulosti pro plavení dřeva a *potenciálních retenčních prostor* vázaných na vhodnou konfiguraci reliéfu v povodí Vydry.

Koncepční posun v ochraně před hydrologickými extrémami je zřejmý z mnoha studií, např. z Föhrer et al. (2001), Drbal et al. (2007) nebo Bölscher a Schulte (2007). V Česku je v rámci integrované protipovodňové ochrany a opatření pro řešení problému sucha bezesporu zajímavou

výzvou výzkum pramenných oblastí vodních toků, které mohly být narušeny lidskou činností (Langhammer et al., 2008; Janský, Kocum, 2008; Kocum, Janský, 2009). V tomto kontextu je významný prostor věnován i studiu vlivu krajinného pokryvu na odtok z povodí (Pobříslavá, Kulasová, 2000; Jeníček, 2007 a 2009) a ovlivnění odtoku masivním úhynem lesních porostů (Blažková, Kolářová, 1994). To je otázka, která patří mezi velmi aktuální témata řešená v pramenných oblastech šumavských toků. Z výsledků dosavadních výzkumů vyplývá, že takto pojatá koncepce obecně nemůže v plné míře nahradit klasická hydrotechnická opatření (Langhammer et al., 2008; Drbal et al., 2007), ale může být jejich efektivním doplňkem. Ochrana před extrémními odtokovými situacemi, jako jsou povodně či sucha, přitom nemusí vždy být jediným účelem daných opatření. Dalšími možnostmi využití je např. energetika nebo zásobování pitnou vodou. Z dosavadních výzkumů týkajících se změny klimatu totiž vyplývá, že naše území může a pravděpodobně bude zasaženo stále výraznějšími výkyvy hydrologických extrémů, tedy nejenom povodněmi, ale i suchem a zmenšením zásob podzemní vody (Bates et al. 2008; Horáček et al., 2008). Při tomto scénáři budou hydrotechnická opatření těžko nahraditelná, a proto musí konkrétní řešení vždy vycházet z širšího pojetí integrovaného managementu povodí.

Kromě zhodnocení procesu hrazení koryt původních melioračních kanálů, která jsou v současné době součástí postupů managementu NPŠ, bylo součástí výzkumu rovněž posouzení *efektivnosti využití potenciálních retenčních prostor* v pramenné oblasti Vydry v rámci zvýšení retenčního potenciálu oslabené krajiny. Tyto prostory by mohly plnit např. funkci suchých či řízených poldrů a tím se podílet na vyrovnávání odtoku během povodňových událostí a suchých období. Efektivnost takových opatření při retenci vody ve zdrojových oblastech řek je možné simulovat aplikací komplexního systému vhodných hydrologických modelů (Jeníček, 2009; Schulte et al., 2007). Na základě získaných dat a dílčích výsledků z terénního vyměřování někdejších akumulčních nádrží využívaných v minulé době pro plavení dřeva (tzv. klauzů) lze předběžně konstatovat, že účinnost těchto opatření by nemusela být zdaleka zanedbatelná. Terénní průzkum spočíval v kvantifikaci retenčních objemů ve vybraných lokalitách, které měly sloužit pouze jako referenční lokality pro porovnání s obdobnými případy a pro aplikační studie v oblastech mimo zájmovou oblast. V této souvislosti je třeba zmínit, že si výzkum v tomto směru neklade za cíl realizaci jakýchkoliv opatření, ale pouze využívá optimálních podmínek, které tato oblast poskytuje, pro posouzení jejich účinnosti. Naprosto bezkontaktní, přitom velmi přesný, průzkum je navíc možný pomocí laserového skenování reliéfu (snímky LIDAR). Podobné studie vznikají i v jiných českých pohořích (Schulte et al., 2012). Implementace takovýchto nenásilných opatření pro zvyšování retenční schopnosti krajiny, jako je například využití potenciálních akumulčních a retenčních prostor v povodí, by mohla významně přispívat k redukci kulminačních průtoků během povodňových událostí a k zadržení dostatečného množství vody pro eventuální suché epizody.

Všechny otázky související s rozmanitými možnostmi a opatřeními pro zvýšení retenční kapacity v pramenných oblastech toků by měly být posouzeny na základě *kvalifikované diskuze* odborníků různého zaměření vzhledem k cílům a prioritám, které mají význam nadregionální, místní či lokální (např. Buček, 1998; Knapp, 2000; Kolejka, 2003). Výsledkem takové diskuze

by mohlo být např. zavádění vhodných krajinných prvků, resp. postupné přetváření skladby využití ploch s rozmanitou funkcí v ochraně před hydrologickými extrémy (Kovář et al., 2002).

5.7 MOŽNÉ SMĚRY DALŠÍHO VÝZKUMU

Předložená práce nemůže mít ambice na vyčerpávající zodpovězení všech otázek, které se objevily při jejím řešení. V podmínkách měnící se krajiny a postupné změny míry vlivu jednotlivých f-g faktorů na dynamiku odtoku zůstávají do jisté míry nadále otevřeny následující směry výzkumu, které by si zasloužily být následovány.

Především se jedná o **posouzení potenciálu detailních dat generovaných monitorovací sítě** automatických stanic v pramenné oblasti Otavy (i mimo ni) pro kalibraci a rozvoj hydrologických modelů vhodných pro simulaci tvorby odtoku a jeho transformace níže po toku.

Z hlediska využití principů izotopové hydrologie by bylo vhodné uvažovat o **generování většího souboru hydrochemických a geochemických dat** pro zpřesnění postupů vedoucích k posouzení vlivu horských vrchovišť na formování odtoku a pro zodpovězení dalších otázek, které při řešení vyvstávají. Důležitá je v tomto ohledu orientace na větší robustnost podkladových datových souborů.

Zajímavé a ojedinělé výsledky by mohly být získány rovněž detailním pohledem na **hloubkové profily vrchovištními ložisky**. Další rozměr při hodnocení jejich retenční schopnosti je možný získat analýzami odebraných vzorků z různých hloubkových úrovní. V centrální části Rokyteckých slatí již došlo v listopadu 2008 k hloubkovému vrtu pro potřeby palynologické analýzy. Během výzkumu bylo dosaženo báze vrchoviště v hloubce 7,2 m a velmi unikátních informací o jeho stáří.

Práce potvrdila určité zákonitosti spojené se sněhovou pokrývkou, u jiných však poukázala na nejednoznačnost dříve vyvozených závěrů, což dává podnět k dalšímu výzkumu této problematiky. Jednotlivé analýzy poskytují velmi cenná zjištění z hlediska dalšího výzkumu v této oblasti. V této souvislosti je klíčové věnovat se nadále **optimalizaci metodiky monitoringu sněhové pokrývky** pro zvýšení jeho efektivity a získání relevantních výstupů pro následné analýzy odtoku z tajícího sněhu.

V neposlední řadě se široký prostor budoucího výzkumu otevírá v detailním **posouzení retenční kapacity pramenných oblastí** Vydry a Křemelné pomocí moderních metodických přístupů z hlediska eliminace negativních dopadů klimatické změny. V tomto smyslu se jedná kromě hodnocení vlivu revitalizačních opatření rašelinišť na dynamiku odtoku především o posouzení rozmanitých opatření pro zvýšení retenčního potenciálu v území, včetně využití vhodných retenčních a akumulčních prostor.

6 ZÁVĚRY

V průběhu zpracovávání disertační práce byly postupně vyprofilovány tři obecné roviny, ve kterých lze na jednotlivé poznatky nahlížet. V rámci řešení dílčích úkolů byly aplikovány jak standardní a prověřené metody, tak metody méně známé. V každém případě byly veškeré metodické postupy přizpůsobeny konkrétním podmínkám v zájmové oblasti. Práce s sebou přináší poznatky v obecných rovinách, které jsou charakteru základního výzkumu, aplikačního a vzdělávacího charakteru. V rámci roviny základního výzkumu lze vyčlenit navíc rovinu metodickou.

Rovina základního výzkumu a rovina metodická

Prvotním impulsem pro řešení tohoto tématu práce byla výzva ve studii Ferdy et al. (1971) k navázání výzkumu hodnotícího odtokový režim a chemismus vod v povodí horní Otavy se zaměřením na výskyt rašelinišť. Práce si proto stanovila za cíl zhodnotit hlavní specifika tvorby odtoku v této oblasti s využitím moderních přístupů a kriticky se vyjádřit k výsledkům letité studie ČHMÚ. Práce v tomto smyslu přináší řadu nových zjištění. Její výsledky představují po více než čtyřiceti letech další ucelené a upřesněné poznatky o charakteru zdejších odtokových poměrů včetně posouzení jejich variability. Moderní experimentální hydrologie má za úkol pomocí hydrochemických a geochemických přístupů zodpovědět klíčové otázky včetně objasnění mechanismů tvorby odtoku a zdržování vody v povodí. Využití principů izotopové hydrologie znamenalo pro průběh řešení práce nový rozměr v hodnocení dynamiky odtoku v pramenné oblasti Otavy.

V rovině metodické se podstatou řešení stalo postupné vybudování sítě automatizovaných stanic pro monitoring hydro-meteorologických jevů a fyzikálně-chemických parametrů vod. V práci bylo k hodnocení využito několik metodických přístupů včetně těch geochemických. Přínosem práce je vytvoření vhodné metodiky monitoringu sněhové pokrývky, byť její optimalizace nadále pokračuje. Zásadním předpokladem kvalitního využití metodických přístupů je jejich přizpůsobení konkrétním podmínkám.

Aplikační rovina

Jednou z nejzajímavějších vědeckých otázek současnosti je to, jaký vliv bude mít zvyšující se proměnlivost klimatu na hydrologický režim toků. Zájmová oblast poskytuje optimální podmínky pro studium efektivity využití rozličných opatření vedoucích ke zvýšení retenčního potenciálu, ať už se bude jednat o plošná opatření v povodí, nebo o využití potenciálních přirozených i antropogenně vytvořených prostorů k zadržení vody. Práce přináší dílčí výstupy a evokuje další směřování výzkumu. Získané poznatky mohou být vodítkem pro pozitivní změny v krajině, které by mohly mít za následek zmírnění průběhu a následků extrémních hydrologických jevů (včetně suchých period) i vzhledem k faktu, že se Česká republika nachází na „střeše Evropy“ a retence vody v krajině je pro ni klíčová.

Vzdělávací rovina

Univerzitní pracoviště výzkumného typu, kterým je Katedra fyzické geografie a geoekologie, přenáší své odborné aktivity do vzdělávací roviny. V rámci jednotlivých projektů, které se jakkoliv podílely na řešení této práce a naopak, vznikla celá řada bakalářských a magisterských prací. V současné době zadávání dalších prací s jasně definovanými úkoly pro zkvalitnění dosavadních výsledků pokračují. Témata související s ochranou před hydrologickými extrémny přispěla ke zkvalitnění výuky formou specializovaných předmětů, terénních cvičení a f-g exkurzí.

V úvodní části práce byly definovány její hlavní cíle doplněné otázkou. Výzkum měl přinést odpovědi na tyto klíčové otázky, jejich znění je prezentováno níže. Dílčí otázky související s jednotlivými rovinami práce jsou zodpovězeny v jednotlivých jejích částech a v diskuzi.

- 1) Posouzení specifík hydrologického režimu v povodí horní Otavy a zhodnocení vlivu jednotlivých f-g faktorů (vč. sněhových poměrů) typických pro tuto oblast s přihlédnutím k extrémním odtokovým epizodám.

Otázka: Jaká jsou hlavní specifika pro tvorbu odtoku a jeho dynamiku v jádrových zónách české části Šumavy?

Odpověď: Mechanismus tvorby odtoku představuje velmi komplikovaný systém, jehož složitost je umocněna v oblastech s vysokou heterogenitou ve smyslu f-g aspektů. Pramenná oblast řeky Otavy představuje jakousi terénní laboratoř, kde lze dlouhodobě sledovat celou řadu parametrů ovlivňujících formování odtoku a jeho chování v podmínkách měnící se krajiny. Důležité je vytvořit určitou hierarchizaci ovlivňujících faktorů z hlediska jejich důležitosti a na klíčové parametry zaměřit výzkum. Jedním z hlavních faktorů je bezesporu existence horských vrchovišť a rašeliništních a zrašeliněných půd v povodí. Jejich vliv na tvorbu odtoku byl proto jedním z hlavních předmětů výzkumu.

Neméně důležitým fenoménem ovlivňujícím odtok v této oblasti je v celkové roční bilanci sezónní sněhová pokrývka, která představuje poměrně těžko kvantifikovatelný prvek vzhledem ke své časové a prostorové variabilitě. Optimalizace monitoringu sněhové pokrývky v podmínkách Šumavy je i vzhledem k nereprezentativnosti staničních měření pro nejvyšší partie povodí klíčová pro sestavování modelů odtoku z tajícího sněhu a z hlediska přesnosti vstupů pro hydrologickou prognózu. Zmiňovaná nízká reprezentativnost dat z českých meteorologických stanic souvisí do značné míry i s existencí orografického efektu na návětrných svazích Šumavy ovlivňujícího významně zdejší charakter akumulace sněhové pokrývky.

Významným specifikem pro formování odtoku v zájmové oblasti je rovněž charakter vegetačního pokryvu, především pak lesního porostu a jeho zdravotního stavu. Značně oslabená retenční funkce zdejších porostů významně zvyšuje dynamiku odtoku a jejich

management se stal v poslední době velmi kontroverzním tématem vyžadujícím multidisciplinární přístup.

- 2) Zhodnocení retenčního potenciálu a hydrologické funkce horských vrchovišť v povodí horní Otavy (hypotéza: hydraulické spojení mezi horskými vrchovišti a povrchovými toky je omezené a souvisí se specifickými geomorfologickými poměry v povodí Vydry).

Otázka: Jaké jsou poznatky z hodnocení vlivu vrchovišť na odtokový proces v pramenné oblasti Otavy a lze je zobecnit i pro další oblasti s existencí tohoto fenoménu?

Odpověď: Vzhledem ke specifickému fenoménu horských vrchovišť v jádrových zónách Šumavy byl významný prostor v rámci řešení věnován posouzení hydrologické funkce horských vrchovišť nejen pomocí klasických hydrologických metod, ale rovněž metod hydrochemických, hydrogeologických a geochemických. Na podkladě získaných poznatků lze usoudit, že existence zdejších horských vrchovišť má z pohledu dynamiky odtokového procesu negativní vliv, a to zvláště během extrémních hydrologických situací. Lze tedy konstatovat, že rašelinná ložiska představují v pramenné oblasti Otavy samostatné hydrologické celky s vlastním typickým vodním režimem, který nikterak nepřispívá k vyrovnávání odtokové křivky, a jejich hydrologická funkce v tomto území je nevýznamná. V této souvislosti je nutné zdůraznit, že veškerá specifika pro formování odtoku je potřeba posuzovat v konkrétních podmínkách daného území, jejichž charakter musí být detailně objasněn a pochopen a zobecňovat získaná zjištění z konkrétního území nelze.

- 3) Posouzení potenciálu detailních dat z automatických hydro-meteorologických stanic pro hodnocení dynamiky odtoku a vhodnosti využití principů izotopové hydrologie pro modelování hydrologického cyklu horských vrchovišť.

Otázka: Lze využít potenciálu dat generovaných automatickými hydro-meteorologickými stanicemi pro zkvalitnění postupů vedoucích k posouzení dynamiky odtoku v pramenných oblastech? Lze považovat principy izotopové hydrologie pro popis hydraulické komunikace horských vrchovišť v povodí horní Otavy za vhodné?

Odpověď: Systém automatických stanic byl cíleně vybudován v nejvyšších partiích povodí horní Otavy proto, aby efektivně doplňoval stávající státní síť profilů ČHMÚ a dokázal monitorovat hydrologické procesy již u samého jejího zrodu. Pramenná oblast Otavy totiž reprezentuje zdrojovou oblast významných odtokových epizod, přičemž extremity h-m jeví se v posledních letech neustále zvyšuje. Dosavadní výsledky získané prostřednictvím automatických zařízení nainstalovaných v posledních šesti letech v experimentálních povodích dokládají fakt, že tímto způsobem získaná data umožňují velmi detailní posouzení s-o vztahů a vlivu jednotlivých f-g faktorů na dynamiku odtoku v pramenných oblastech. Kontinuální záznamy h-m a jiných jevů poskytují vynikající datovou základnu pro podrobné analýzy vzestupných a poklesových fází hydrogramu, a vedou tak zcela jistě ke zkvalitnění postupů hodnocení dynamiky odtoku.

Současná hydrologie se potýká s mnoha nejasnostmi ve správné definici prostředí, kde se odehrávají hydrologické procesy. Jedná se o nedostatečně popsané okrajové podmínky a vlastnosti, které mají přímý i nepřímý vliv na formování odtoku. Detekce stabilních izotopů kyslíku potvrzuje složitost probíhajících procesů v povodích a nabízí kvalitativně lepší možnosti jejich bližšího popisu a objasnění.

7 POUŽITÉ ZDROJE

- [1] AHEARN, E. A. (2003): Peak-flow frequency estimates for U.S. Geological Survey streamflow-gaging stations in Connecticut. *Water-resources investigations report*, 03-4196. U.S. Geological Survey, East Hartford, Connecticut, 36 s.
- [2] ANDRESSIAN, V. (2004): Water and forest: from historical controversy for scientific debate. *Journal of Hydrology*, 291, s. 1-27.
- [3] ASSMANN, A. (1999): Die Planung dezentraler, integrierter Hochwasserschutzmaßnahmen – mit dem Schwerpunkt der Standortausweisung von Retentionsarealen an der Oberen Elsenz, Kraichgau. *Schriftenreihe des Landesamt für Flurneuordnung und Landentwicklung Baden-Württemberg*, Heft 11, 139 s.
- [4] BABŮREK, J. ET AL. (2006): Průvodce geologií Šumavy. Správa NP a CHKO Šumava, Vimperk, 118s.
- [5] BADEN, W., EGGELSMANN, R. (1964): Der Wasserkreislauf eines Nordwestdeutschen Hochmoores. *Wasser und Boden*, H. 12, Hamburg, s. 1-154.
- [6] BADOUX, A., JEISY, M., KIENHOLZ, H., LÜSCHER, P., WEINGARTNER, R., WITZIG, J., HEGG, CH. (2006): Influence of storm damage on the runoff generation in two sub-catchments of the Sperbelgraben, Swiss Emmental. *Eur. J. Forest. Res.*, 125, s. 27-41.
- [7] BAIRD, A. J. (1997): Field estimation of macropore functioning and surface hydraulic conductivity in a fen peat. *Hydrological Processes*, 11, s. 287-295.
- [8] BARTÁK, Z. (1995): Hydrologické předpovědi v povodí vodního díla Nýrsko. *Práce a studie*, 26, ČHMÚ, Praha, s. 9-26.
- [9] BATES, B. C., KUNDZEWICZ, Z. W., WU, S., PALUTIKOF, J. P. (2008): Climate Change and Water. *Technical Paper VI* – english. IPCC Secretariat, Geneva, 210 s.
- [10] BAYER, T., TESAŘ, M., ŠÍR, M. (2004): Tvorba dešťového odtoku z malého horského povodí. *Aktuality šumavského výzkumu*, 2, s. 56-62.
- [11] BEDIENT, P. B., HUBER, W. C. (1989): Hydrology and flood plain analysis. Addison - Wesley, 650 s.
- [12] BENEŠOVÁ, M. (2010): Extrapolace měrných křivek průtoku. *Diplomová práce*, ČVUT, Praha.
- [13] BEST, A., ZHANG, L., MCMAHON, T., WESTERN, A., VERTESSY, R. (2003): A critical review of paired catchment studies with reference to seasonal flows and climatic variability. *CSIRO Land and Water Technical Report 25/03*, 56 s.
- [14] BEVEN, K. J. (2001): Rainfall-runoff modelling, the primer. John Wiley & Sons Ltd. Chichester, 360 s.
- [15] BĚL, J., BARTÁK, J., ETTLER, Z. (2001): Plavení dříví na střední Šumavě: 200 let Vchynicko-tetovského plavebního kanálu. *Západočeská energetika*, a.s., 200 s.
- [16] BÍBA, M., OCEÁNSKA, Z., VÍCHA, Z., JARABÁČ, M. (2006): Forest – hydrological research in small experimental catchments in the Beskydy Mountains. *J. of Hydrology and Hydromechanics*, 54, 2, s. 113-122.

- [17] BLAŽKOVÁ Š., KOLÁŘOVÁ S. (1994): Vliv odlesnění na hydrologický režim v oblasti Jizerských hor. VÚV TGM, Praha, 76 s.
- [18] BLAŽKOVÁ, Š. (1993): Srážkoodtokové modelování založené na principu jednotkového hydrogramu. *Práce a studie*, sešit 183. VÚV TGM, Praha, 114 s.
- [19] BLAŽKOVÁ, Š. (1994): Výzkum změn tání sněhové pokrývky v Jizerských horách v důsledku odlesnění, s využitím modelu HBV-ETH. In Blažková, Š., Kolářová, S. (Eds.): *Vliv odlesnění na hydrologický režim v oblasti Jizerských hor*. VÚV TGM, Praha, s. 56-65.
- [20] BLÖSCHL, G., KIRNBAUER, R., JANSÁ, J., PARAJKA, J., MERZ, R., HAAS, P. (2005): Určovanie priestorového rozdelenia snehu v Rakúsku. In Holko, L., Kostka, Z. (Eds): *Proceedings of the 10th annual Slovak Snow Meeting*, Ústav hydrologie SAV, Liptovský Mikuláš, s. 11-13.
- [21] BOSH, J. M., HEWLETT, J. D. (1982): A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation ganges on water yield and evaporation. *Journal of Hydrology*, 55, s. 3-23.
- [22] BÖLSCHER, J., SCHULTE, A. (2007): Hydrological modelling of decentralised flood protection measures in transnational headwater areas of the Natzchung catchment / Mittleres Erzgebirge. In *Proceedings of the 1st Scientific Conference on Integrated catchment management for hazard mitigation 24-26 September* [CD-ROM]. Remote Sensing Department, University of Trier, Trier, s. 29-32.
- [23] BROM, J., HAIŠ, M., POKORNÝ, J., PROCHÁZKA, J. (2006): Effect of water drainage on the forest microclimate: case study of two small catchments in Šumava mountains. *Ekológia*, vol. 25, No. Suppl. 3, Bratislava, s. 18-26.
- [24] BUČEK, A. ET AL. (1998): Analýza povodňových událostí v ekologických souvislostech. Unie pro řeku Moravu, Brno, 81 s.
- [25] BUFKOVÁ, I. (2009): Ochrana rašelinišť na Šumavě aneb byly Rokytecké slatě první? In Černý, D. a Dvořák, L. (Eds.): *Weißföhlerische slatě. Sborník referátů ze semináře*. Správa NP a CHKO Šumava, Vimperk, s. 12-23.
- [26] BURKE, W. (1967): Principles of drainage with special reference to peat. *Irish Forestry*, 24, s. 1-7.
- [27] BUTTLE, J. M., CREED, I. F., POMEROY, J. W. (2000): Advances in Canadian forest hydrology 1995-1998. *Hydrological Processes*, 14, s. 1551-1578.
- [28] CARROLL, S. S., CRESSIE, N. (1997): Spatial modeling of snow water equivalent using covariances estimated from spatial and geomorphic attributes. *Journal of Hydrology*, Vol. 190, Elsevier Science, s. 42-59.
- [29] CARROLL, T. (2001): Airborne gamma radiation snow survey program [online]. NOAA, Chanhassen, <<http://www.nohrsc.noaa.gov/special/tom/gamma50.pdf>>.
- [30] CONWAY, V. M., MILLAR, A. (1960): The hydrology of some small peat-covered catchments in the northern Pennines. *Journal of the Institute of Water Engineers*, 14, s. 415-24.
- [31] CRAIG, H., GORDON, L. (1965): Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere. In Tongiorgio, E. (Ed.): *Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures*, Spoleto, s. 9-130.

- [32] ČABOUN, V., MINĐÁŠ, J. (2003): Vodní bilance a hydrické funkce lesních ekosystémů v krajině. Funkce energetické a vodní bilance v bioklimatických ekosystémech. *Sborník příspěvků*, SPU v Nitře (elektronická forma), 7s.
- [33] ČABOUN, V., MINĐÁŠ, J. (2011): Vodohospodárske účinky lesov na odtokové pomery a povodňové vlny. *Lesnícky výskumný ústav, Zvolen*, 10 s.
- [34] ČERNÝ, D., ZAHÁLKOVÁ, H. (2009): Historie lesů v okolí Weitfällerských slatí. In Černý, D., Dvořák, L. (Eds.): *Weitfällerské slatě. Sborník referátů ze semináře*. Správa NP a CHKO Šumava, Vimperk, s. 82-93.
- [35] ČESÁK, J., KOCUM, J., KLIMENT, Z., JENÍČEK, M. (2008a): Monitoring odtokového režimu v pramenných oblastech toků. In Langhammer, J. (Ed.): *Závěrečná zpráva z projektu VaV*. PřF UK a MŽP ČR, Praha, 6 s.
- [36] ČESÁK, J., ŠOBR, M., JENÍČEK, M., KOCUM, J., NĚMEČKOVÁ, S. (2008b): Geodetická měření pro sestavení hydrologických modelů. In Langhammer, J. (Ed.): *Závěrečná zpráva z projektu VaV*. PřF UK a MŽP ČR, Praha, 7 s.
- [37] ČGÚ (1995): Půdní mapa ČR. *Soubor geologických a účelových map 1: 50 000*. ČGÚ, Praha.
- [38] ČHMÚ (2007): Klimatická změna na počátku 21. století a její předpokládaný další vývoj. Stanovisko ČHMÚ, Praha, 22. 2. 2007.
- [39] ČHMÚ ET AL. (2011): Zpřesnění dosavadních odhadů dopadů klimatické změny v sektorech vodního hospodářství, zemědělství a lesnictví a návrhy adaptačních opatření. *Extrakt ze závěrečné zprávy projektu VaV SP/1a6/108/07*. ČHMÚ, Praha, 18 s.
- [40] ČSN (1997). ČSN 75 1400 - Hydrologické údaje povrchových vod. Český normalizační institut.
- [41] ČURDA, J. (2009): Odtokový režim v pramenné oblasti Vydry se zaměřením na hodnocení povodňových epizod. *Magisterská práce*, PřF UK, Praha, 149 s.
- [42] ČURDA, J., JANSKÝ, B., KOCUM, J. (2011): Vliv fyzickogeografických faktorů na extremitu povodní v povodí Vydry. *Geografie*, 116, 3, s. 335–353.
- [43] DANOVIC, D. A. (1950): Analiz minimalnogo stoka i obuslovlivajuščich jeho faktorov na primere rek Běloruskoj SSR. *Trudy GGI* 27.
- [44] DAÑHELKA, J. (2007): Operativní hydrologie: Hydrologické modely a nejistota předpovědí. ČHMÚ, Praha, 104 s.
- [45] DAÑHELKA, J., ŘIČICOVÁ, P. (2005): Vyhodnocení sněhových zásob a odtoku z tání v březnu roku 2005 v ČR. In *Hydrologické dny 2005*, SHMÚ, Bratislava, s. 249-255.
- [46] DOBROVSKÝ, P., FRANKOVÁ, L. (2009): Generel lokalit pro akumulaci povrchových vod. *Ochrana přírody*, 64, 5, s. 7-9.
- [47] DRBAL, K., DUMBROVSKÝ, M., GOLÍK, P., STARÝ, M., ŠVANCARA, J. (2007): Koncepce řešení ochrany před povodněmi v povodí horní Opavy. In Jakubíková, A., Broža, V., Szolgay, J. (Eds.): *Extrémní hydrologické jevy v povodích*. Sborník příspěvků z Workshopu Adolfa Patery, Praha a Bratislava, s. 117-128.
- [48] DUMBROVSKÝ, M., KORSUŇ, S., BILÍK, M., SALA, A., MUCHOVÁ, Z. (2006): Optimalizace návrhu integrované celoplošné ochrany říčního povodí. In Jakubíková, A., Broža, V. (Eds.): *Extrémní*

- hydrologické jevy v povodích*. Sborník příspěvků z Workshopu Adolfa Patery, ČVÚT, Praha, s. 107-117.
- [49] ELIÁŠ, V., TESAŘ, M., BUCHTELE, J. (1995): Occult precipitation: sampling, chemical analysis and process modelling in the Sumava Mts. (Czech Republic) and in the Taunus Mts. (Germany). *Journal of Hydrology*, 166, s. 409-420.
- [50] ENGLER, A. (1919): Untersuchungen über den Einfluss des Waldes auf den Stand der Gewässer. *Mitt. Schweiz. Anst. Forst. Versuchswes.*, 12, 636 s.
- [51] ESSERY, R. (2003): Aggregated and distributed modelling of snow cover for a high-latitude basin. *Global and Planetary Change*, 38, Elsevier Science, s. 115-120.
- [52] ESTRELA, T. ET AL. (2001): Extreme hydrological events: floods and droughts. *Environmental isme report No. 21: Sustainable water use in Europe, Part 3*. European Environment Agency, 84 s.
- [53] FELDMAN, A. D. (1979): Flood hydrograph and peak flow frequency analysis. *Technical paper*. HEC, Davis, California, 28 s.
- [54] FERDA, J. (1960): Hydrologický význam horských vrchovištních rašelinišť. *Sborník ČSAZV – Lesnictví*, 10, Praha, s. 835-856.
- [55] FERDA, J. (1963): Hydrologický význam rašelinišť. *Vodní hospodářství*, 5, s. 162-165.
- [56] FERDA, J., HLADNÝ, J., BUBENÍČKOVÁ, L., PEŠEK, J. (1971): Odtokový režim a chemismus vod v povodí Horní Otavy se zaměřením na výskyt rašelinišť. In *Sborník prací HMÚ*, 17, HMÚ, Praha, s. 22-126.
- [57] FERDA, J., MEJSTRÍK, V. (1964): Subalpínská rašeliniště v hřebenové oblasti Krkonoš a jejich hydrologický význam. *Vědecká práce VÚM*, s. 119-142.
- [58] FERNÁNDEZ, A. (1998): An energy balance model of seasonal snow evolution. *Physics and Chemistry of the Earth*, Vol. 23, Elsevier Science, s. 661-666.
- [59] FIALA, T., OUARDA, T., HLADNÝ, J. (2010): Evolution of low flows in the Czech Republic. *Journal of Hydrology*, 393, Elsevier, Amsterdam, s. 206-218.
- [60] FIALA, T. (2011): Vývoj nedostatkových objemů a průměrných a malých průtoků v ČR. Disertační práce, PřF UK, Praha, 126 s.
- [61] FIEDLER-MÁGR, (2012): Fiedler-Mágr, elektronika pro ekologii [on-line]. c2012, <<http://www.fiedler-magr.cz/>>.
- [62] FLIEGL, O. (2009): Vliv fyzicko-geografických faktorů na vývoj sněhové pokrývky: případová studie pramenné oblasti Otavy. *Bakalářská práce*, PřF UK, Praha, 80 s.
- [63] FÖHRER, N. ET AL. (2001): Hydrological response to land use changes on the catchment scale. *Physics and Chemistry of the Earth*, 26, s. 577-582.
- [64] FORSYTH, T. (2005): Land use impacts on water resources-science, Social and political factors. In Anderson, M. G., McDonnell, J. J. (Eds.): *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, chapter 187, John Wiley & Sons, Ltd., s. 2910-2923.

- [65] GIDDA, C., WHITELEY, H., RUBINSTEIN, I., DONY, R. (2002): Comparison of satellite-based data with modeled snow-water equivalent for open and forested areas. In *Proceedings of 59th Eastern Snow Conference*, Stowe, Vermont, USA, s. 45-54.
- [66] HAIS, M. (2004): Vliv odvodnění na funkce krajiny v oblasti NP Šumava. *Collection of Scientific Papers*, Faculty of Agriculture in České Budějovice, Series for Crop Sciences, Special Issue: Agroregion, svazek 21, č. 2-3, s. 343-346.
- [67] HAIS, M. (2008): Vývoj a spektrální projevy odlesnění centrální části Šumavy hodnocené prostřednictvím DPZ a GIS. *Disertační práce*. PŘF UK, Praha, 140 s.
- [68] HANČAROVÁ, E. (2006): Využití výsledků měření sněhové pokrývky pro modelování předpovědi průtoků. In *Proceedings of the 11th annual Snow Meeting*, ČHMÚ, Jablonec nad Nisou, s. 52-58.
- [69] HAVLÍK, A. (2010): Hystereze měrných křivek na praktických příkladech. In Vrabec, M., Durčanský, I., Hladný, J. (Eds.): *Hydrologické dny 2010 - Voda v měnícím se prostředí. Sborník příspěvků ze 7. národní konference českých a slovenských hydrologů a vodohospodářů*. Nakladatelství ČHMÚ, Praha, s. 153-158.
- [70] HEGG, CH., MCARDELL, B. W., BADOUX, A. (2006): One hundred years of mountain hydrology in Switzerland by the WSL. *Hydrological Processes*, 20, s. 371-376.
- [71] HEIKURAINEN, L. (1963): Ergebnisse forstwirtschaftlicher Entwässerung von Torfböden in Finland. *Der internationale Torfkongress*, Leningrad.
- [72] HERSHEY, R. W. (1995): *Streamflow Measurement*, Second Edition. Chapman & Hall, London.
- [73] HLADÍK, P. (2009): Analýza hydrologického režimu v povodí Křemelné z hlediska vybraných povodňových událostí. *Magisterská práce*, PŘF UK, Praha, 134 s.
- [74] HLADNÝ, J. (2007): Fakta a mýty o povodních. In Langhammer, J. (Ed.): *Povodně a změny v krajině*. MŽP ČR a PŘF UK, Praha, s. 41-50.
- [75] HLADNÝ, J. (2009): Jaké následky přineslo sucho v roce 2003? In Němec, J., Kopp, J. (Eds.): *Vodstvo a podnebí v České republice*. MZE ČR, Consult Praha, s. 81.
- [76] HLADNÝ, J. ET AL. (2005): Katastrofální povodeň v České republice v srpnu 2002. MŽP, Praha, 68 s.
- [77] HOCK, R. (2003): Temperature index melt modelling in mountain areas. *Journal of Hydrology*, 282, s. 104-115.
- [78] HOLDEN, J., BURT, T. P., COX, N. J. (2001): Macroporosity and infiltration in blanket peat: the implications of tension disc infiltrometer measurements. *Hydrological Processes*, 15, s. 289-303.
- [79] HOLDEN, J., CHAPMAN, P. J., LABADZ, J. C. (2004): Artificial drainage of peatlands: hydrological and hydrochemical process and wetland restoration. *Progress in Physical Geography*, 28,1, s. 95-123.
- [80] HOLKO, L. (2001): Priesterová interpretácia meraní charakteristík snehovej pokrývky. *Acta Hydrologia Slovaca*, 2, 2, s. 258-262.
- [81] HOLKO, L. (2004): Využitie merania teploty snehu při modelovaní akumulácie a topenia snehovej pokrývky. *Acta Hydrologia Slovaca*, 5, 1, s. 70-77.

- [82] HOLKO, L., KOSTKA, Z. (2007): Aktivita Ústavu hydrologie SAV v oblasti hydrologie snehu od snehárského stretnutia v roku 2006. In Hríbik, M., Holko, L., Škvarenina, J. (Eds.): *12. Stretnutie snehárov*. TU, Zvolen, s. 62-67.
- [83] HOLKO, L., KOSTKA, Z. (2008): Impact of landuse on runoff in mountain catchments of different scale. *Soil & Water Res.*, 3, 3, s. 113-120.
- [84] HORÁČEK, S., KAŠPÁREK, L., NOVICKÝ, O. (2008): Estimation of climate change impact on water resources by using BILAN water balance model. In Brilly, M and Šraj, M. (Eds.): *XXIVth Conference of the Danubian Countries on the Hydrological Forecasting and Hydrological Bases of Water Management* [CD-ROM], Slovenian National Committee for the IHP UNESCO, Ljubljana, s. 1-8.
- [85] HORTON, R. E. (1933): The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 14, s. 446-460.
- [86] HRÁDEK, F., KUŘÍK, P. (2002): Hydrologie. *Skriptum*. FLE ČZU, Praha, 280 s.
- [87] HRÍBIK, M., ŠKVARENINA, J. (2006): Vplyv nadmorskej výšky, expozície, porastu a druhu porastu na hydrofyzikálne vlastnosti snehovej pokrývky v biosférickej rezervácii Poľana, v zimách 2003/04, 2004/2005. In *11. stretnutie snehárov: Sborník ze semináře*, 1. vyd., ČHMÚ, Praha, s. 30-40.
- [88] HRNČÍŘ, M., ŠANDA, M., KULASOVÁ, A., CÍSLEROVÁ, M. (2010): Runoff formation in a small catchment at hillslope and catchment scales. *Hydrological Processes*, Vol. 24, Issue 16, s. 2248-2256.
- [89] HRUŠKOVÁ, K. (2006): Modelování odtoku z tajícího sněhu v povodí horního Hronu. *Disertační práce*, MU, Brno, 106 s.
- [90] HUIKARI, O. (1963): Über den Einfluss der Grabenabstände auf den Wasserhaushalt der Törfboden in Sphagnum-Mooren, Verdunstung und Abfluss des Wassers. *Ref. Intern. Törfkongress*, Leningrad.
- [91] HUDSON, J. A., ROBERTS, G. (1982): The effect of a tile drain on the soil moisture content of peat. *Journal of Agricultural Engineering Research*, 27, s. 495-500.
- [92] CHÁBERA, S. ET AL. (1987): Příroda na Šumavě. Jihočeské nakladatelství, České Budějovice, 182 s.
- [93] IAEA (2006): Isotope Hydrology information system. *The ISOHIS Database*. Dostupné z: <http://isohis.iaea.org>
- [94] IVICKIJ, A. I. (1949): Vlijanije osušenija bolot na režim rek. Minsk.
- [95] JAMITZKY, T. (2006): Hochwasser im Erzgebirge – Dimensionierung dezentraler Rückhaltemaßnahmen. *Diplomová práce*, Freie Universität Berlin, 83 s.
- [96] JANEČEK, M. ET AL. (2002): Ochrana zemědělské půdy před erozí. ISV, Praha, 201 s.
- [97] JANSKÝ, B. ET AL. (2004): K pramenům Amazonky. Ottovo nakladatelství, Praha, 248 s.
- [98] JANSKÝ, B. (2006): Water Retention in River Basins. *AUC Gleographica*, 38, 2, Praha, s. 173-183.

- [99] JANSKÝ, B., KOCUM, J. (2007): Retenční potenciál v pramenných oblastech toků. In Langhammer, J. (Ed.): *Povodně a změny v krajině*. MŽP ČR a PřF UK, Praha, s. 307-316.
- [100] JANSKÝ, B., KOCUM, J. (2008a): 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, 4, Praha, s. 383-399.
- [101] JANSKÝ, B., KOCUM, J. (2008b): Retence vody v pramenných oblastech toků a na území říční nivy. In Pithart, D., Benedová, Z., Křováková, K. (Eds.): *Ekosystémové služby říční nivy*. Ústav systémové biologie a ekologie AV ČR, Třeboň, s. 101-108.
- [102] JELÍNEK, J. (2008): Akumulace a tání sněhové pokrývky v povodí Rokytky v letech 2007 a 2008. *Magisterská práce*, PřF UK v Praze, 85 s.
- [103] JENÍČEK, M. (2007): Effects of land cover on runoff process using SCS CN method in the upper Chomutovka catchment. In *Proceedings of the 1st Scientific Conference on Integrated catchment management for hazard mitigation 24-26 September* [CD-ROM]. Remote Sensing Department, University of Trier, Trier, s. 42-46.
- [104] JENÍČEK, M. (2008): Modelling the effect of small reservoirs on flood regime in the Chomutovka river basin. In Brilly, M and Šraj, M. (Eds.): *XXIVth Conference of the Danubian Countries on the Hydrological Forecasting and Hydrological Bases of Water Management* [CD-ROM]. Slovenian National Committee for the IHP UNESCO, Ljubljana.
- [105] JENÍČEK, M. (2009): Modelování průběhu extrémních povodní v kontextu krajinných změn a integrované protipovodňové ochrany. *Disertační práce*, PřF UK, Praha, 128 s.
- [106] JENÍČEK, M., KOCUM, J., JELÍNEK, J., JANSKÝ, B. (2008): Monitoring sněhové pokrývky v pramenných oblastech toků. In Langhammer, J. (Ed.): *Změny v krajině a povodňové riziko. Závěrečná zpráva z projektu VaV SM/2/57/05*. PřF UK, Praha, s. 148-159.
- [107] JONES, J. A., POST, D. A. (2004): Seasonal and successional streamflow response to forest cutting and regrowth in the northwestern and eastern United States. *Water Resour. Res.*, vol. 40.
- [108] JUST, T. ET AL. (2003): Revitalizace vodního prostředí. AOPK ČR, Praha, 144 s.
- [109] JUST, T. ET AL. (2005): Vodohospodářské revitalizace a jejich uplatnění v ochraně před povodněmi. AOPK ČR a MŽP ČR, Praha, 359 s.
- [110] KANTOR, P. ET AL. (2003): Lesy a povodně – souhrnná studie. MŽP, Praha, 48 s.
- [111] KANTOR, P. (1990): Základní vazby celkového výparu a odtoku ze smrkových a bukových lesů. *Vodohospodářský časopis*, 38, 3, s. 327-348.
- [112] KAŠPÁREK, L. (2009): O možnostech rekonstrukce vyčíslení řad průtoků. *VTEI, mimořádné číslo*, roč. 51, s. 13-16.
- [113] KAŠPÁREK, L. (ED.) (2006): Vyhodnocení jarní povodně 2006 na území ČR [online]. VÚV TGM, Praha <<http://www.chmi.cz/hydro/pov06/>>.
- [114] KENDALL, C., MCDONNELL, J. J. (Eds.) (1999): Isotope tracers in catchment hydrology. Elsevier Science B.V., Amsterdam.
- [115] KIRCHNER, J. W. (2003): A double paradox in catchment hydrology and geochemistry. *Hydrol. Processes*, 17, s. 871-874.

- [116] KLIMENT, Z., MATOUŠKOVÁ, M. (2005): Trendy ve vývoji odtoku v povodí Otavy. *Geografie-Sborník ČGS*, 110, Praha, s. 32-45.
- [117] KLIMENT, Z., MATOUŠKOVÁ, M. (2007): Změny srážko-odtokových poměrů v pramenných oblastech povodí Otavy. In Langhammer, J. (Ed.): *Povodně a změny v krajině*. PřF UK a MŽP ČR, Praha, s. 317-331.
- [118] KLIMENT, Z., MATOUŠKOVÁ, M., LEDVINKA, O., KRÁLOVEC, V. (2010): Analýza trendů srážko-odtokového režimu ve vybraných pramenných oblastech České republiky. In Vrabec, M., Durčanský, I., Hladný, J. (Eds.): *Hydrologické dny 2010 - Voda v měnícím se prostředí. Sborník příspěvků ze 7. národní konference českých a slovenských hydrologů a vodohospodářů*. Nakladatelství ČHMÚ, Praha, s. 63-69.
- [119] KLIMENT, Z., MATOUŠKOVÁ, M., MALÝ, A. (2008): Monitoring odtokového režimu v experimentálních povodích v pramenné oblasti Blanice. In Langhammer, J. (Ed.): *Údolní niva jako prostor ovlivňující průběh a následky povodní*. PřF UK, Praha, s. 144-150.
- [120] KLOSE, Z. (2008): Kvantitativní vývoj sněhové pokrývky na experimentálním povodí Modrava 2. *Diplomová práce*. ČZU, Praha. 59 s.
- [121] KLÖCKING, B., HABERLANDT, U. (2002): Impact of landuse changes on water dynamics – a case study in temperate meso and macroscale river basin. *Physics and Chemistry of the Earth*, 27, s. 619-629.
- [122] KNAPP, R. (2000): Protipovodňová ochrana. Zátopová území řek Moravy a Bečvy. *Geoinfo*, 7, 6, s. 28-32.
- [123] KOCUM, J., JANSKÝ, B. (2007): Retention potential in river headstream areas. *Sborník příspěvků mezinárodního kurzu UNESCO Ecohydrological Approaches to Wise Use, Restoration, Management and Conservation of Wetlands*. Třeboň, s. 8-16.
- [124] KOCUM, J., JANSKÝ, B. (2009): Retence vody v pramenných oblastech Vydry a Křemelné – případová studie povodí Rokytka. In Černý, D. a Dvořák, L. (Eds.): *Weitfällerské slatě. Sborník referátů ze semináře*. Správa NP a CHKO Šumava, Vimperk, s. 26-48.
- [125] KOCUM, J., JELÍNEK, J., JENÍČEK, M. (2009): Monitoring sněhové pokrývky a vyhodnocení sněhových zásob na Šumavě a v Krušných horách. In Hanková, R., Klose, Z., Pavlásek, J. (Eds.): *XIV. Mezinárodní stretnutie snehárov. Sborník příspěvků ze semináře*, ČZÚ, Praha, s. 105-113.
- [126] KOLEJKA, J. (2003): Geoekologické aspekty zmírňování povodňových škod. *Geografie – Sborník ČGS*, 108, 1, Praha, s. 1-13.
- [127] KOSKINEN, J. (2001): Snow monitoring using microwave radar. *Disertační práce*, Helsinki University of Technology, Laboratory of Space Technology, Report 44.
- [128] KOSTKA, Z., HOLKO, L. (2006): Role of forest in hydrological cycle – forest and runoff. *Meteorologický časopis*, 9, s. 143-148.
- [129] KOVÁŘ, P. (1990): Využití hydrologických modelů pro určování maximálních průtoků na malých povodí. ČZÚ, Praha, 95 s.
- [130] KOVÁŘ, P., SKLENIČKA, P., KŘOVÁK, F. (2002): Vliv změn užívání krajiny na její ekologickou stabilitu a vodní režim. In *Extrémní hydrologické jevy v povodích*. ČVUT a ČVVS, Praha, s. 99-106.

- [131] KREJČÍ, J. (2000): Modely odtoku ze sněhu. ČZU, Praha, 39 s.
- [132] KRÍŽ, H., KOLEJKA, J. (1999): Vliv geografických podmínek na vznik extrémních hydrologických jevů v povodích. In *Extrémní hydrologické jevy v povodích*, 1. vyd., ČVUT/ČVTS, Praha, s. 239-248.
- [133] KŘOVÁK, F., KUŘÍK, P. (2001): Vliv lesních ekosystémů na odtokové poměry krajiny. *Aktuality šumavského výzkumu*, Srní, s. 75-79.
- [134] KŘOVÁK, F., PÁNKOVÁ, E., DOLEŽAL, F. (2004): Vliv lesních ekosystémů na hydrický režim krajiny. Influence of forest ecosystems on hydric regime of landscape. *Aktuality šumavského výzkumu*, Srní, s. 44-48.
- [135] KUBÁT, J. (2002): Problematika v předpovědní a hlásné povodňové službě. In *Počasí: krizové situace způsobené přírodními vlivy*. MŽP ČR, Praha, s. 29-35.
- [136] KUBÍČEK, J. (2006): Analýza srážkových dat z centrální Šumavy. *Diplomová práce*. ČZU, Praha, 83 s.
- [137] KUČEROVÁ, A., KUČERA, T., HÁJEK, T. (2009): Mikroklima a kolísání hladiny podzemní vody v centrální části Rokytecké slati. In Černý, D. a Dvořák, L. (Eds.): *Weitfällerské slatě. Sborník referátů ze semináře 21.1.2009*. Správa NP a CHKO Šumava, Vimperk, s. 50-57.
- [138] KULHAVÝ, J., GRUNDA, B., BETUŠOVÁ, M., ZUGAR, P. (2000): Soil properties in inundated and noninundated floodplain forests. In Kulhavý, J., Hrib, M., Klimo, E. (Eds.): *Management of floodplain forests in southern Moravia. Proc. of the Intern. Conference*, MZLU, Brno, 2001, s. 225-236.
- [139] KUTÍLEK, M. (1978): Vodohospodářská pedologie. SNTL, Praha, 295 s.
- [140] LAIHO, R. (2006): Decomposition in peatlands: Reconciling seemingly contrasting results on the impacts of lowered water levels. *Soil Biology & Biochemistry*, 38, s. 2011-2024.
- [141] LANDA, M. (2003): Plavení dřeva na Šumavě. In Anděra, M., Zavřel, P. et al. (Eds.): *Šumava. Příroda - historie - život*. Baset, Praha, s. 583-590.
- [142] LANGHAMMER, J. (2009): Analysis of the relationship between stream regulations and the geomorphologic effects of floods. *Natural Hazards*.
- [143] LANGHAMMER, J. (2004): Antropogenní upravenost říční sítě v povodí Otavy. In *Hodnocení vlivu změn přírodního prostředí na vznik a vývoj povodní. Sborník příspěvků semináře grantu GAČR 205/Z052/03 [online]*, s. 104-124. Dostupný z: <http://hydro.natur.cuni.cz/zmeny_povodni/html/cd_obsah.html>.
- [144] LANGHAMMER J. (2007): Povodně a změny v krajině. PŘF UK a MŽP, Praha, 350 s.
- [145] LANGHAMMER, J. (2008): Údolní niva jako prostor ovlivňující průběh a následky povodní. PŘF UK a MŽP ČR, Praha, 278 s.
- [146] LANGHAMMER, J., ŠOBR, M., VANĚK, T. (2008): Současné přístupy k řešení protipovodňové ochrany na příkladu povodí horní Opavy. In Langhammer, J. (Ed.): *Údolní niva jako prostor ovlivňující průběh a následky povodní*, PŘF UK, Praha, s. 52-70.
- [147] LANGHAMMER, J., VAJSKEBR, V. (2004): Historické změny říční sítě v povodí Otavy. In *Hodnocení vlivu změn přírodního prostředí na vznik a vývoj povodní. Sborník příspěvků semináře*

- grantu GAČR 205/Z052/03 [online], s. 150-169. Dostupný z: <http://hydro.natur.cuni.cz/zmeny_povodni/html/cd_obsah.html>.
- [148] LANGHAMMER, J., VILÍMEK, V. (2008): Landscape changes as a factor affecting the course and consequences of extreme floods in the Otava river basin, Czech Republic. *Environmental Monitoring and Assessment*, 144, 13, s. 53-66.
- [149] LEIPELTOVÁ, P. (2010): Akumulační a retenční nádrže v Česku. *Bakalářská práce*, PřF UK, Praha, 80 s.
- [150] LICHNER, L., ŠÍR, M., TESAŘ, M. (2004): Testování retenční schopnosti půd. *Aktuality šumavského výzkumu*, 2, s. 63–67.
- [151] MACDONALD, L. H., STEDNICK, J. H. (2003): Forest and water: a state-of-the-art review for Colorado. *CWRRI Completion report*, No. 196, Colorado State University, 75 s.
- [152] MANA, V. (2007): Návrh strukturálního řešení protierozních a protipovodňových opatření v povodí horní Opavy. *Souhrnná zpráva*, Ekotoxa, Brno.
- [153] MARTINEC, J. (2004). *Remote Sensing in Snow Hydrology*. Springer, XXII. 150 s.
- [154] MAŘAN, B. LHOTA, O. (1956): Lesní humus jako rozhodující faktor v intenzitě vodní erose. *Sb. ČSAZV – Lesnictví*, 3, s. 161-192.
- [155] MATĚJÍČEK, J., HLADNÝ, J. (1999): Co je třeba o povodních vědět předem. In Matějčík, J., Hladný, J. (Eds.): *Povodňová katastrofa 20. století na území České republiky*, MŽP, Praha, s. 6–18.
- [156] MATOUŠKOVÁ, M., HARTVICH, F., BICANOVÁ, M., HAVLÍKOVÁ, P., KRÁLOVÁ, A., MACHÁČKOVÁ, K. (2005): Ecological and hydrological state of wetlands of the cultural european landscape. *Geographical Review*, CXXIX., č. LIII., s. 27-34.
- [157] MATOUŠKOVÁ, M., KLIMENT, Z. (2008): Runoff changes in the Šumava Mountains (Black Forest) and the foothill regions: extent of influence by human impact and climate change. *Water Research Management*, 23, 9, s. 1813-1834.
- [158] MCCULLOCH, J. S. G., ROBINSON, M. (1993): History of forest hydrology. *Journal of Hydrology*, 150, s. 189-216.
- [159] MCDONALD, A. (1973): Some views on the effects of peat drainage. *Scottish Forestry*, 27, s. 315-27.
- [160] MCDONNELL, J. J. (2003): Where does water go when it rains? Moving beyond the variable source area concept of rainfall-runoff response. *Hydrol. Processes*, 17, s. 1869-1875.
- [161] MINĎÁŠ, J., ČABOUN, V. (2002): Influence of vegetation on catchment runoff. *Závěrečná zpráva z projektu VTP 27-64 E0203*, 26 s.
- [162] MINĎÁŠ, J., MORAVČÍK, M., STANOVSKÝ, M. (1998): Význam lesov a ich obhospodarovania z hľadiska protipovodňovej ochrany krajiny. In *O povodniach v roku 1998, Zborník referátov, práce a štúdie SHMÚ*, Bratislava, s. 66-71.
- [163] MOKLYAK, V. I., KUBYSHKIN, G. P., KARKUTSIEV, G. N. (1975): The effect of drainage works on streamflow. *Hydrology of marsh-ridden areas, Proceedings of the Minsk symposium. IAHS Studies and Reports in Hydrology*, 19, Unesco Press, Paris, s. 439-446.

- [164] MŽP ČR (2009a): Směrnice Evropského parlamentu a rady 2006/60/ES ze dne 23. října 2000 ustavující rámec pro činnost Společenství v oblasti vodní politiky [online]. [http://www.env.cz/C1257458002F0DC7/cz/smernice_ramec_spolecenstvi_vodni_politika/\\$FILE/OOV-RS_60_2000-20001222.pdf](http://www.env.cz/C1257458002F0DC7/cz/smernice_ramec_spolecenstvi_vodni_politika/$FILE/OOV-RS_60_2000-20001222.pdf).
- [165] MŽP ČR (2009b): Směrnice Evropského parlamentu a rady 2007/60/ES ze dne 23. října 2007 o vyhodnocování a zvládnutí povodňových rizik [online]. <[http://www.env.cz/C1257458002F0DC7/cz/smernice_2007_60_es/\\$FILE/OOV-2007_60_ES-20071106.pdf](http://www.env.cz/C1257458002F0DC7/cz/smernice_2007_60_es/$FILE/OOV-2007_60_ES-20071106.pdf)>.
- [166] MŽP ČR (2008): Základní informace MŽP o protipovodňové ochraně v oblasti Nových Heřmínov. MŽP ČR, Praha.
- [167] NAEF, F., SCHERRER, S., WEILER, M. (2002): A process based assessment of the potential to reduce flood runoff by land use change. *Journal of Hydrology*, Vol. 267, Issues 1-2, s. 74-79.
- [168] NĚMEC, L. (2006): Vodní hodnota sněhové pokrývky. *Studijní materiál*, TU v Ostravě.
- [169] NĚMEČEK, J. ET AL. (2001): Taxonomický klasifikační systém půd České republiky. ČZU, Praha. 79 s.
- [170] NOHRSC (2012): National Operational Hydrologic Remote Sensing Center, NOAA [on-line]. c2012, <http://www.nohrsc.nws.gov/>.
- [171] NOSEK, M. (1972): Metody v klimatologii. Academia, Praha, 433 s.
- [172] NOVÁK, M. (1955): Huminové vody ve vodách údolních nádrží. *Vodní hospodářství*, roč. 5, 4, s. 127-128.
- [173] NOVÁK, M. (1959): Výzkum kvality vody v údolní nádrži Lipno. *Vodní hospodářství*, roč. 9, 9, s. 378-383.
- [174] NOVICKÝ, O., KAŠPÁREK, L., FRIDRICHOVÁ, R., MRKVIČKOVÁ, M., HORÁČEK, S., FIALA, T., BRZÁKOVÁ, J., KOURKOVÁ, H., TREML, P., VACULÍK, M. (2008): Časová a plošná variabilita hydrologického sucha v podmínkách klimatické změny na území České republiky. Úkol VÚV TGM 2051, zpráva za rok 2008, VÚV TGM, Praha, 57 s.
- [175] NYS, L. (1958): Bilan des eaux internes et externes dans les tourbieres hautes. *Bericht über den VI. Internat. Kongress für universale Moorforschung*, Vaduz.
- [176] OBLED, CH., ROSSE, B. (1977): Mathematical models of a melting snowpack at an index plot. *Journal of Hydrology*, Vol. 32, Elsevier Science, s. 139-163.
- [177] OHARA, N. (2006): Field observations and numerical model experiments for snowmelt process at a field site. *Advances in Water Resource*, vol. 29, s. 194-211.
- [178] OHMURA, A. (2001): Physical basis for the temperature-based melt-index method. *Journal of applied meteorology*, vol. 40, 4, s. 753-761.
- [179] ONDERÍKOVÁ, V., ŠTĚRBOVÁ, A. (1956): Príspevok k biologii a chemizmu Oravskej nádrže. *Vodní hospodářství*, roč. 6, 2, s. 46-51.
- [180] OULEHLE, F., JANSKÝ, B. (2003): Limnologie a hydrochemismus v NPR Rejvíz. In *Jezera České republiky (Současný stav geografického výzkumu)*. PŘF UK, Praha, s. 93-108.

- [181] OVERLEIR, A. P. (2006): Modelling stage-discharge relationship affected by hysteresis using the Jones formula and nonlinear regression. *Hydrological Sciences Journal*.
- [182] PECUŠOVÁ, Z., HOLKO, L. (2002): Vplyv vegetácie na gradient vodnej hodnoty snehovej pokrývky a určovanie priemernej hustoty snehu na snehomernom profile. *Acta Hydrologica Slovaca*, 3, 1, s. 3-9.
- [183] PEKÁROVÁ, P., KONÍČEK, A., MIKLÁNEK, P. (2005): Influence of landuse on runoff regime in experimental microcatchments of the Institute of hydrology SAS. *Veda*, Bratislava, 216 s.
- [184] PENNA, D., STENNI, B., ŠANDA, M., WREDE, S., BOGAARD, T. A., GOBBI, A., BORGA, M., FISCHER, B. M. C., BONAZZA, M., CHÁROVÁ, Z. (2010): On the reproducibility and repeatability of laser absorption spectroscopy measurements for 2H and 18O isotopic analysis. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14, s. 1551-1566.
- [185] PIKE, R. G., SHERER, R. (2003): Overview of the potential effects of forest management on low-flows in snowmelt-dominated hydrological regime. *BC J. of Ecosyst. and Management*, vol. 3, no. 1, 18 s.
- [186] POBEDINSKIJ, A. V., KREČMER, V. (1984): Funkce lesů v ochraně vod a půdy. Státní zemědělské nakladatelství, Praha, 256 s.
- [187] POBŘÍSLOVÁ, J., KULASOVÁ, A. (2000): Ukládání a tání sněhu v lese a na odlesněných plochách. *Opera Corcontica*, 37. vyd. Správa KRNAP, Vrchlabí, s. 113-119.
- [188] POLCAR, P. (2010): Měrná křivka průtoku – zásadní faktor kvality hydrologických dat. In Vrabc, M., Durčanský, I., Hladný, J. (Eds.): *Hydrologické dny 2010 - Voda v měnícím se prostředí. Sborník příspěvků ze 7. národní konference českých a slovenských hydrologů a vodohospodářů*. Nakladatelství ČHMÚ, Praha, s. 145-151.
- [189] POSPÍŠIL, J. (2009): Formování odtoku ze sněhové pokrývky v pramenné oblasti Otavy. *Magisterská práce*, PřF UK, Praha, 119 s.
- [190] PROCHÁZKA, J., HAKROVÁ, P., POKORNÝ, J., PECHAROVÁ, E., HEZINA, T., WOTAVOVÁ, K., ŠÍMA, M., PECHAR, L. (2001): Vliv hospodaření na vegetaci a toky energie, vody a látek v malých povodích na Šumavě. *Silva Gabreta*, 6, s. 199-224.
- [191] QUINN, N. W. T, MILLER, N. L., DRACUP, J. A., BREKKE, L., GROBER, L. F. (2001): An integrated modeling system for environmental impact analysis of climate variability and extreme weather events in the San Joaquin Basin, California. *Advances in Environmental Research*, 5, s. 309-317.
- [192] RAEV, I. (2005): Research network, achievements and problems of the forest hydrological studies in Bulgaria. In *Int. conf. on forest impact on hydrological processes and soil erosion*, University of Forestry, Bulgaria, s. 17-29.
- [193] RANGO, A., SHALABY, A. I. (1998): Operational applications of remote sensing in hydrology: success, prospects and problems, *Journal of Hydrological Sciences*, Vol. 43, 6, s. 947-968.
- [194] RANZI, R. ET AL. (1998): Ten years of monitoring areal snowpack using NOAA-AVHRR radiometry and ground measurements in the Southern Alps. In *International Conference on Snow Hydrology – The Integration of Physical, Chemical and Biological systems*, USACE, Washington, 89 s.

- [195] RIGGS, G., HALL, D. (2004): Snow mapping with the MODIS aqua instrument, In *61st Eastern Snow Conference*, Maine, USA.
- [196] ROBERTSON, R. A., NICHOLSEN, I. A., HUGHES, R. (1963): Studien über den Abfluss eines Moores. *Ref. Intern. Torfkongress*, Leningrad.
- [197] ROUSSEVA, S., TORRI, D., PAGLIAI, M. (2002): Effect of rain on the macroporosity at the soil surface. *European Journal of Soil Science*, 53, s. 83-94.
- [198] ŘEHÁK, P., SVATOŠ, P. (2006): Zhodnocení účinnosti soustavy protipovodňových opatření v povodí Třebovky. In Jakubíková, A., Broža, V. (Eds.): *Extrémní hydrologické jevy v povodích*. Sborník příspěvků z Workshopu Adolfa Patery, ČVÚT, Praha, s. 71-77.
- [199] SEUNA, P. (1999): Hydrological effects of forestry treatment in Finland. *Sborník ze Symp. on flood control*, Beijing.
- [200] SCHMOCKER-FACKEL, P., NAEF, F., SCHERRER, S. (2007): Identifying runoff processes on the plot and catchment scale. *Hydrology and Earth System Science*, 11, s. 891-906.
- [201] SCHULTE, A., BÖLSCHER, J., WENZEL, R., ROCH, I., JANSKÝ, B. (2007): INTERREG IIIA Projekt DINGHO: dezentraler, integrierter und grenzübergreifender Hochwasserschutz im Mittleren Erzgebirge. *Hochwasserschutz und Katastrophenmanagement*, 6, s. 25-28.
- [202] SCHULTE, A., ROCH, I., JANSKÝ, B. (2012): Möglichkeiten und Grenzen des dezentralen Hochwasserschutzes im Mittleren Erzgebirge. *Geographische Abhandlungen*, Berlin (v tisku).
- [203] SINGH, P., SINGH, V. P. (2001): Snow and glacier hydrology. Kluwer Academic Publisher, Londýn, 742 s.
- [204] SKALSKÁ, P. (2006): Degree-day metoda aplikovaná na modravských experimentálních povodích. ČZU, Praha, s. 49-52.
- [205] SOLBERG, R., AMLIEN, J., KOREN, H., EIKVIL, L., MALNES, E., STORVOLD, R. (2004): Multi-sensor/multi-temporal analysis of ENVISAT data for snow monitoring. In *Proceedings of the 2004 Envisat & ERS Symposium (ESA SP-572)*, Salzburg, Austria.
- [206] SORTEBERG, H. K., ENGESET, R. V., UDNAES, H. C. (2001): A national network for snow monitoring in Norway: snow pillow verification using observations and models. *Physics and Chemistry of the Earth*, Vol. 26, Elsevier Science, s. 723-729.
- [207] SPITZER, K., BUFKOVÁ, I. (2008): Šumavská rašeliniště. Správa NP a CHKO Šumava, Vimperk, 203 s.
- [208] SPUSTA, V., KOCIÁNOVÁ, M. (2003): Ukládání sněhu na závětrných svazích české strany Krkonoš (tundrová zóna). *Opera Corcontica*, 40. vyd., Správa KRNAP, Vrchlabí, s. 87-104.
- [209] STÄHLI, M., JANSSON, P. (1998): Test of two SVAT snow submodels during different winter conditions. *Agriculture and Forest Meteorology*, 92, Elsevier Science, s. 29-41.
- [210] STORVOLD, R., MALNES, E., LARSEN, Y., HØGDA, K. A., HAMRAN, S. E., MÜLLER, K., LANGLEY, K. A. (2006): SAR remote sensing of snow parameters in Norwegian areas – current status and future perspective. *Journal of Electromagnetic Waves and Applications*, Vol. 20, No. 13, s. 1751-1759.
- [211] SUCHARA, I. (2007): Praktikum vybraných ekologických metod. Karolinum, Praha, 134 s.

- [212] SVOBODA, J. ET AL. (1964): Regionální geologie ČSSR. Český masív. ČAV, Praha, 380 s.
- [213] SZOLGAY, J., DANÁČOVÁ, M. (2007): K modelovému hodnotení účinnosti poldra a ich sústavy. In Jakubíková, A., Broža, V., Szolgay, J. (Eds.): *Extrémní hydrologické jevy v povodích*. Sborník příspěvků z Workshopu Adolfa Patery, Praha a Bratislava, s. 129-136.
- [214] ŠACHOVÁ, B. (2010): Hydrologické sucho v kontextu klimatické změny ve světě a v českém povodí Labe. *Bakalářská práce*. PřF UK, Praha, 95 s.
- [215] ŠANDA, M. (2011): Formování odtoku v malých horských povodích. *Disertační práce*, ČVUT, Praha, 91 s.
- [216] ŠANDA, M. (1998): Proudění vody v půdním profilu na svahu horského povodí. *Doktorské disertační minimum*. ČVUT, Praha, 12 s.
- [217] ŠANDA, M. (2010): Přirozené stabilní izotopy kyslíku a vodíku v hydrologii experimentálního povodí. In Vrabc, M., Durčanský, I., Hladný, J. (Eds.): *Hydrologické dny 2010 - Voda v měnicím se prostředí*. Sborník příspěvků ze 7. národní konference českých a slovenských hydrologů a vodohospodářů. Nakladatelství ČHMÚ, Praha, s. 255-261.
- [218] ŠANDA, M., CÍSLEROVÁ, M. (2009): Transforming hydrographs in the hillslope subsurface. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, Vol. 57, No. 4, s. 264-275.
- [219] ŠANDA, M., KULASOVÁ, A., CÍSLEROVÁ, M. (2009): Hydrological Processes in the Subsurface Investigated by Water Isotopes and Silica. *Soil and Water Research*, Vol. 4, No. Spec. 2, s. 83-92.
- [220] ŠANDA, M., KULASOVÁ, A., NĚMCOVÁ, R., CÍSLEROVÁ, M. (2008): Hydrological response of the small catchment monitored by means of isotope and silica tracers. *Hydrologie malého povodí 2008*, Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, Praha, s. 285-291.
- [221] ŠANDA, M., NOVÁK, L., CÍSLEROVÁ, M. (2006): Sledování cest proudění vody v horském povodí Uhlířská, Jizerské hory. In *Proceedings CD of 14th International Poster Day [CD-ROM]*, Ústav hydrologie SAV a Geofyzikální ústav SAV, Bratislava.
- [222] ŠEFRNA, L. (2004): Pedologická charakteristika povodí Otavy ve vztahu k povodním. In *Hodnocení vlivu změn přírodního prostředí na vznik a vývoj povodní*. Sborník příspěvků semináře grantu GAČR 205/Z052/03 [online], s. 196-212. Dostupný z: <http://hydro.natur.cuni.cz/zmeny_povodni/html/cd_obsah.html>.
- [223] ŠERCL, P. (2009): Vliv fyzicko-geografických faktorů na charakteristiky teoretických návrhových povodňových vln. *Sborník prací ČHMÚ*, sv. 54, ČHMÚ, Praha, 88 s.
- [224] ŠEVČÍKOVÁ, L. (2009): Antropogenní ovlivnění odtokového režimu v povodí Vydry. *Magisterská práce*, PřF UK, Praha, 96 s.
- [225] ŠNEBERGEROVÁ, J., FOŠUMPAUR, P. (2007): Posouzení dopadů klimatické změny na zásobní funkci VH soustavy povodí Odry. In Jakubíková, A., Broža, V., Szolgay, J. (Eds.): *Extrémní hydrologické jevy v povodích*. Sborník příspěvků z Workshopu Adolfa Patery, Praha a Bratislava, s. 261-268.
- [226] ŠONKA, J. (2004): Historické povodně Šumavy a poškození lesů. *Aktuality šumavského výzkumu*, Srní, s. 37-43.
- [227] ŠTĚPÁNKOVÁ, R. (2004): Vliv fyzicko-geografického prostředí na vznik a vývoj povodní v povodí Berounky. *Disertační práce*, PřF UK, Praha, 178 s.

- [228] ŠULCOVÁ, L. (2008): Porovnání srážek a průtoků na lokalitě Jenín ve vztahu ke koncentraci dusičnanů. *Diplomová práce*. JČU, České Budějovice, 73s.
- [229] TAIT, A.B. (1998): Estimation of snow water equivalent using passive microwave radiation data. *Remote Sensing Environments*, 64, Elsevier Science, s. 286-291.
- [230] TALLAKSEN, L. M., VAN LANEN, H. A. J. (2004): Hydrological drought: Processes and estimation methods for streamflow and groundwater. *Developments in water science*, 48, Elsevier, 579 s.
- [231] TESAŘ, M., ELIÁŠ, V., ŠÍR, M. (1995): Preliminary results of characterization of cloud and fog water in the mountains of Southern and Northern Bohemia. *J. Hydrol. Hydromech.*, 43, 6, s. 412-426.
- [232] TESAŘ, M., ŠÍR, M., PRAŽÁK, J., LICHNER, L. (2004a): Instability driven flow and runoff formation in a small catchment. *Geologica Acta*, 2, 2, s. 147-156.
- [233] TESAŘ, M., ŠÍR, M., SYROVÁTKA, O., PRAŽÁK, J., LICHNER, L., KUBÍK, F. (2001): Soil water regime in head water regions – observation, assessment and modelling. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 49(6), s. 355-375.
- [234] TESAŘ, M., ŠÍR, M., ZELENKOVÁ, E. (2004b): Vliv vegetace na vodní a teplotní režim tří povodí ve vrcholové části Šumavy. *Aktuality šumavského výzkumu*, 2, s. 84-88.
- [235] TOLASZ, R. ET AL.. (2007): Atlas podnebí Česka. ČHMÚ Praha a UP Olomouc, Praha, 256 s.
- [236] TRENBERTH, K. E. (1999): Conceptual framework for changes of extremes of the hydrological cycle with climate change. *Climate change*, 42, s. 327-339.
- [237] ÚEP (2006): Ochrana před povodněmi v Bavorsku: poldry: data + fakta + cíle. MZe ČR, 15 s.
- [238] UHDEN, O. (1956): Neue Erckenntnisse über das Sacken und „Atmen“ der Hochmoore. *Die Wasserwirtschaft*, J. 46, H.10, s. 261-265.
- [239] UNUCKA, J. (2008): Modelování vlivu lesa na srážkoodtokové vztahy a vodní erozi s pomocí GIS. *Vodní hospodářství*, 7, Praha, s. 225-229.
- [240] UNUCKA, J., BOBÁL, P., RICHNAVSKÝ, J., ŠÍR, B. (2011): Analysis of the impact of land cover spatial structure change on the erosion processes in the catchment. *Acta Montanistica Slovaca*.
- [241] VALTÝNI, J. (2001): The forest and the floods. *Vedecké štúdie 5/2001/A*, Technická univerzita, Zvolen, 46 s.
- [242] VERBUNT, M., GURTZ, J., JASPER, K., LANG, H., WARMERDAM, P., ZAPPA, M. (2003): The hydrological role of snow and glaciers in alpine river basins and their distributed modeling. *Journal of Hydrology*, Vol. 282, Elsevier Science, s. 36-55.
- [243] VIDAL, H., SCHUCH, M. (1963): Ergebnisse vergleichender Abfluss und Grundwasserbeobachtungen auf einer unberührten bzw. kultivierten Hochmoorfläche in den südlichen Chiemseemooren im Abflussjahr 1962. *Bayer. Landw. Jahrbuch*, 40, H. 6 , s. 721-736.
- [244] Vlasák, T. (2000): Analýza zimních povodňových situací 1961-95 v povodí Otavy. *Diplomová práce*, PŘF UK, Praha, 59 s.
- [245] Vlasák, T. (2008): Návrh databanky povodní Otavy a její využití v protipovodňové ochraně. *Disertační práce*, PŘF UK, Praha, 144 s.

- [246] Vlasák, T. (2007): Povodňové režimy Otavy a Lužnice. In Langhammer, J. (Ed.): *Změny v krajině a povodňové riziko, Sborník příspěvků semináře Povodně a změny v krajině*, PřF UK, Praha, s. 105-113.
- [247] VLČEK, L. (2008): Retence vody organozemí. *Bakalářská práce*, PřF UK, Praha, 52 s.
- [248] VLČEK, L. (2011): Retence vody půdou v experimentálních povodích se zaměřením na organozemě. *Magisterská práce*, PřF UK, Praha, 67 s.
- [249] WALCZAK, R., ROVDAN, E., WITKOWSKA-WALCZAK, B. (2002): Water retention characteristics of peat and sand mixtures. *International Agrophysics*, 16, s. 161-165.
- [250] WEIGERT, A., SCHMIDT, J. (2005): Water transport under winter conditions. *Catena*, 54, s. 193-208.
- [251] WHITTINGTON, P. et al. (2007): The influence of peat volume change and vegetation on the. *Mires and Peat*, 2, s. 1-14.
- [252] ZEŽULÁK, J., KREJČÍ, J. (2001): Modely odtoku ze sněhu. Lesnická fakulta ČZU, Praha.
- [253] ZHANG, W. ET AL. (2011): The impact of vegetation and soil on runoff regulation in headwater streams. *Catena*, 87, s. 182-189.

8 SEZNAM OBRÁZKŮ

Obr. 1 Schéma srážko-odtokového procesu (NOHRSC, 2012; upraveno)	19
Obr. 2 a) Vznik povrchového odtoku - a) infiltration excess, b) saturation excess, c) return flow; P – srážky, q_0 – povrchový odtok, q_r – vratný odtok, q_s – podpovrchový odtok (Beven, 2001; vlevo) a b) schéma proudění vody v půdě a transportním kolektoru (Bayer et al., 2004; vpravo)	22
Obr. 3 Schéma přehrazení drenáže systémem pevných dřevěných hrází (vlevo) a hráz ze zarážených fošen (vpravo; Portál Správy NP a CHKO Šumava)	30
Obr. 4 Lokalizace revitalizovaných rašelinišť v rámci Národního parku Šumava (Portál Správy NP a CHKO Šumava, upraveno)	30
Obr. 5 Schéma vodní bilance lesního ekosystému (Čaboun, Mindáš, 2003)	32
Obr. 6 Zdravotní stav jehličnatých lesů v zájmovém území (zdroj: Ústav pro hospodářskou úpravu lesů – www.uhul.cz; upraveno)	34
Obr. 7 Stahování dříví na saních (Landa, 2003; vlevo) a jeho plavení ve Vchynicko-tetovském kanále (zdroj: expozice „Šumavská energie“ na elektrárně Vydra; vpravo) na dobových fotografiích	46
Obr. 8 Schéma rozmístění původních klauz v povodí Vydry (zdroj: Běl, Barták, Ettler, 2001)	46
Obr. 9 Funkční klauza z 19. století v lokalitě Roklanská hájenka v horní části povodí Roklanského potoka na dobové fotografii (nahore) a její protržená hráz v současnosti (dole; foto: autor)	47
Obr. 10 Porostní mapy Polesí z 19. století (Velkostatek Prášíly–Dlouhá Ves, revír Pürstling, 1893) se zakreslenými klauzami (Schwelle): nahore - Rokytecká klauza, dole – Roklanská klauza (zdroj: Státní oblastní archiv Třeboň, pracoviště Český Krumlov; upraveno)	48
Obr. 11 Poloha zájmového území v rámci České republiky	53
Obr. 12 Vymezení studovaných povodí Vydry a Křemelné a lokalizace státních profilů ČHMÚ a automatických měřicích stanic pro monitoring hydro-klimatických jevů v rámci pramenné oblasti Otavy (závěrový profil Otava - Rejštejn)	54
Obr. 13 Výškové poměry a 3D model terénu v povodí Vydry (zdroj: podkladové vrstvy <geoportal.cenia.cz>)	56
Obr. 14 Sklonitostní poměry povodí Vydry (zdroj: DMT podkladové vrstvy <geoportal.cenia.cz>)	57
Obr. 15 Expozice svahů v povodí Vydry (zdroj: DMT podkladové vrstvy <geoportal.cenia.cz>)	57
Obr. 16 Schematické znázornění rozložení jader příčných srážek vzhledem k povodí Vydry (zdroj: DMT podkladové vrstvy <geoportal.cenia.cz>)	58
Obr. 17 Hydrologické skupiny půd v povodí Vydry dle infiltrační schopnosti (vlevo) a dle retenční vodní kapacity (vpravo; zdroj: rastrová mapa HSP VÚMOP)	60
Obr. 18 Příčný profil – katéna K1 (převýšeno 12 x; vlevo) a příčný profil – katéna K2 (převýšeno 6,5 x; vpravo) v povodí Rokytky (zdroj: Vlček, 2008)	60
Obr. 19 Výskyt rašelinišť v povodí Vydry (zdroj: podkladová vrstva ZABAGED močály a bažiny, vrstva povodí a toků VÚV DIBAVOD)	61
Obr. 20 Změny krajinného pokryvu v letech 1990-2006 (zdroj: Corine Land Cover 1990 a 2006 <geoportal.cenia.cz>)	62
Obr. 21 Limnigrafické stanice v zájmovém povodí (zleva doprava): a) limnigrafická budka v profilu Vydra-Modrava, B) limnigraf v profilu Křemelná-Stodůlky, c) řečiště v profilu Vydra-Modrava, d) limnigraf v závěrovém profilu Otava-Rejštejn během extrémní povodňové události v březnu 2008 (foto: autor)	66
Obr. 22 Instalace vodočetných latí v profilu Křemelná – nad soutokem s Prášílským potokem a v závěrovém profilu Roklanského potoka (foto: autor)	67

Obr. 23 Instalace člunkového srážkoměru v profilu Rokytky (vlevo) a ultrazvukového hladinoměrného čidla na mostní konstrukci v závěrovém profilu Modravského potoka (vpravo; foto: autor)	68
Obr. 24 Klimatická stanice na Břežníku (vpravo) a její instalace (vlevo; foto: autor)	68
Obr. 25 Automatické stanice (zleva doprava): a) hladinoměrné zařízení a hydrometrování v profilu na Ptačím potoce, b) tlakové čidlo a sensory pro monitoring fyzikálně-chemických parametrů (Černý potok), c) ultrazvukové čidlo (Ptačí potok), d) řídicí jednotka typu M-4016 (Prášilský potok), e) hydrometrování v závěrovém profilu Roklanského potoka (foto: autor)	70
Obr. 26 Parametrizace měřících kanálů v rámci automatické stanice na Břežníku (foto: autor).....	71
Obr. 27 Výstup z automatické měřicí stanice v profilu Rokytky: úhrn srážek, výška hladiny toku, pH	71
Obr. 28 Výstupy z automatické měřicí stanice v profilu Břežník: úhrn srážek, výška hladiny toku, teplota vzduchu, vlhkost vzduchu, radiace, rychlost a směr větru	72
Obr. 29 Výstup z ultrazvukového hladinoměrného zařízení v profilu Zhůrecký potok (pramenná oblast Křemelné) – pravidelné nereálné snížení výšky hladiny toku (nahore) odpovídající zvýšení teploty vzduchu při přímém oslunění čidla (dole)	74
Obr. 30 Ukázka sloupcového grafu záznamu 10-ti minutového úhrnu srážek (nahore) a odpovídajícího kolísání hladiny měřené tlakovým čidlem v profilu Rokytky (pramenná oblast Vydry; dole) - vyhlazená linie demonstruje fakt, že na změnu výšky hladiny nemá vliv změna teploty vzduchu, vody ani vlnění hladiny při vyšších rychlostech větru	74
Obr. 31 Propeler hydrometrické vrtule (vlevo nahore) a mechanické počítadlo otáček (vpravo nahore), hydrometrování průtokoměrem FlowTracker (vlevo dole) a systémem ADCP (vpravo dole)	76
Obr. 32 Konzumpční křivky ve vybraných profilech toků (Čurda, 2009; upraveno).....	77
Obr. 33 Automatická stanice pro měření HPV v Rokytecké slati (v popředí stínítko s teploměrem a srážkoměr, v pozadí datalogger a hydrosondy na měření HPV; vlevo) a vnitřek automatické sondy s plovákem (vpravo; zdroj: BÚ AV ČR v Českých Budějovicích, 2004).....	79
Obr. 34 Rozložení půd v NP a CHKO Šumava dle Babůrka et al. (2006) a lokalizace experimentálních profilů.	81
Obr. 35 Popis jednotlivých půdních horizontů v oblasti Rokyteckých slatí (foto: autor).....	82
Obr. 36 Poloha experimentálních povodí pro měření sněhové pokrývky v pramenné oblasti Otavy.....	84
Obr. 37 Sněhoměrná souprava SM 150-50 na vrcholu Malé Mokrůvky v experimentálním povodí Ptačího potoka (vlevo) a rozmístění měrných bodů v ploše povodí Rokytky (Pospíšil, 2009)	86
Obr. 38 Zjišťování hmotnosti odebraného vzorku sněhu a mocnosti sněhové pokrývky v experimentálních povodích Černého potoka (pramenná oblast Křemelné, vlevo) a Rokytky (pramenná oblast Vydry, vpravo; foto: autor)....	87
Obr. 39 Verifikace kontinuálního monitoringu sněhové pokrývky automatickým ultrazvukovým zařízením v povodí Ptačího potoka pomocí sněhoměrné latě (foto: Jeníček).....	87
Obr. 40 Vertikální profily sněhové pokrývky v experimentálních profilech Rokytky (vlevo) a Ptačího potoka (vpravo; Pospíšil, 2009)	89
Obr. 41 Vyměřování bodového pole pánve někdejší akumulární nádrže v oblasti Rokyteckých slatí (nahore) a Roklanské hájenky (dole) pomocí totální geodetické stanice Leica TCRP1202+ (foto: autor).....	94
Obr. 42 Bodové pole pro vymodelování vytipované imaginární malé vodní nádrže v povodí horní Chomutovky (vlevo) a její vizualizace (vpravo; Jeníček, 2008).....	95
Obr. 43 Ukázka měření příčných profilů totální geodetickou stanicí na horním toku Blanice (Jeníček, 2008)	96
Obr. 44 Vývoj průměrných denních průtoků v profilu Vydra-Modrava v období 1.11.1930-31.10.2008 (Čurda, 2009; upraveno; data ČHMÚ, bez chybějícího období 1.11.1940-31.10.1948)	99
Obr. 45 Vývoj průměrných měsíčních průtoků v profilu Vydra-Modrava v období 1.11.1930-31.10.2008 (Čurda, 2009; upraveno; data ČHMÚ, bez chybějícího období 1.11.1940-31.10.1948)	99

Obr. 46 Podíl jednotlivých měsíců a ročních období na celkovém odtoku (Čurda, 2009; upraveno; odvozeno z dat průměrných denních průtoků ČHMÚ v profilu Vydra-Modrava v období 1.11.1930-31.10.2008 (bez chybějícího období 1.11.1940-31.10.1948)	99
Obr. 47 Chod hodinových průtoků v profilu Vydra-Modrava v období 28.3.-15.4.2009 (Čurda, 2009; upraveno; data PřF UK).....	100
Obr. 48 Vývoj průměrných ročních průtoků a pravděpodobnost jejich překročení v profilu Vydra-Modrava v letech 1931-2008 (Čurda, 2009; upraveno; odvozeno z dat průměrných denních průtoků ČHMÚ v profilu Vydra-Modrava v období 1.11.1930-31.10.2008 (bez chybějícího období 1.11.1940-31.10.1948).....	101
Obr. 49 Výskyt povodní v profilu Vydra-Modrava v letech 1931-2008 (Čurda, 2009; upraveno; odvozeno z dat průměrných denních průtoků ČHMÚ v profilu Vydra-Modrava v období 1.11.1930-31.10.2008 (bez chybějícího období 1.11.1940-31.10.1948)	102
Obr. 50 Dlouhodobé průměrné denní (Qd) a měsíční průtoky (Qm) v profilech Vydra-Modrava a Křemelná-Stodůlky v období 1.11.1999-31.10.2006 (data ČHMÚ).....	103
Obr. 51 Vývoj průměrných denních průtoků, teploty vzduchu a úhrnu srážek v dílčích povodích horního toku Vydry v období 1.11.2008-15.7.2009 (Čurda, 2009; upraveno; odvozeno z dat PřF UK)	105
Obr. 52 Vývoj průměrných hodinových průtoků, teploty vzduchu a úhrnu srážek v dílčích povodích horního toku Vydry v období 28.3.-4.5.2009 (Čurda, 2009; upraveno; odvozeno z dat PřF UK).....	105
Obr. 53 Denní chod srážek, výšky a vodní hodnoty sněhu v období 16.3.-20.4.2009 (Čurda, 2009; upraveno; odvozeno z dat ČHMÚ a PřF UK).....	107
Obr. 54 Chod průměrných hodinových průtoků, teploty vzduchu, vodního stavu a úhrnu srážek v období 10.-23.4.2009 (Čurda, 2009; upraveno; odvozeno z dat ČHMÚ a PřF UK)	108
Obr. 55 Vývoj desetiminutových průtoků ve třech modelových povodích s různým stupněm zrašelinění v období 1.-30.6.2012 (data PřF UK)	109
Obr. 56 Porovnání variability odtoku ve dvou experimentálních povodích s rozdílným stupněm zrašelinění (Rokytky, Ptačí potok) v období 1.8.2006 - 31.5.2007 (data PřF UK).....	110
Obr. 57 Průměrné denní průtoky v hydrologickém roce 2008 v závěrových profilech experimentálních povodí Ptačího a Březnického potoka (data PřF UK)	111
Obr. 58 Lokalizace experimentálních povodí v rámci povodí horní Otavy pro monitoring fyzikálně-chemických parametrů vody v povrchových tocích	115
Obr. 59 Výškové (vlevo) a sklonitostní poměry v povodí Rokytky (vpravo; podkladové vrstvy <geportal.cenia.cz>).....	116
Obr. 60 Porovnání vývoje v ukazateli pH a variability odtoku ve dvou experimentálních povodích s rozdílným stupněm zrašelinění v období 7.3.-4.9.2008 s ohledem na rozdílnou vodnost toků (data PřF UK)	117
Obr. 61 Hloubka dna hlavního vrchoviště v povodí Rokytky (Vlček, 2011).....	119
Obr. 62 Hladina podzemní vody a množství srážek ve studovaném období (data BÚ AV ČR a PřF UK).....	122
Obr. 63 Mapy retence srážek půdou v povodí Rokytky s využitím interpolační metody Kriging (Vlček, 2011)	124
Obr. 64 Vývoj hladiny podzemní vody v různých částech vrchoviště a hladiny povrchového odtoku v závislosti na příčinném úhrnu srážek (data BÚ AV ČR a PřF UK)	125
Obr. 65 Závislost hladiny podzemní vody v různých částech vrchoviště na výšce hladiny drénujícího toku (data BÚ AV ČR a PřF UK).....	126
Obr. 66 Úhrn srážek a průběh $\delta^{18}\text{O}-\text{H}_2\text{O}$ ve srážkách v povodí Rokytky	127
Obr. 67 Schematická mapa povodí Rokytky s lokalizací míst pro odběr vzorků vody pro laboratorní analýzy	128
Obr. 68 Aktuální hodnoty průtoků v závěrovém profilu povodí Rokytky při jednotlivých odběrech povrchové vody pro laboratorní analýzy	128

Obr. 69 Vývoj $\delta^{18}\text{O}$ -H ₂ O v povrchových vodách a srážkách v povodí Rokytky v hydrologickém roce 2008 (pravá y osa znázorňuje relativní bilanční příspěvek vody ze slati k celkovému odtoku z povodí)	130
Obr. 70 Závislost pH na koncentraci TOC ve slati v povodí Rokytky	130
Obr. 71 Závislost TOC na $\delta^{18}\text{O}$ -H ₂ O v přítoku Rokytky	131
Obr. 72 Vývoj pH a aktuálního průtoku v povodí Rokytky v hydrologickém roce 2008.....	131
Obr. 73 Závislost pH na průtoku Rokytky v hydrologickém roce 2008	132
Obr. 74 Koncentrace kationtů (Ca+Mg+K+Na) v povrchových vodách povodí Rokytky v hydrologickém roce 2008	132
Obr. 75 Kumulované hodnoty srážkových úhrnů a vodní hodnota sněhu na stanici Grosser Arber v zimním období 2007/2008 (Fliegl, 2009; upraveno; data DWD)	135
Obr. 76 Vývoj průměrných denních teplot vzduchu a vodní hodnota sněhu na stanici Grosser Arber v zimním období 2007/2008 (Fliegl, 2009; upraveno; data DWD)	136
Obr. 77 Závislost vodní hodnoty sněhu na nadmořské výšce v povodí Černého a Ptačího potoka v zimním období 2007/2008 (data PřF UK)	137
Obr. 78 Závislost vodní hodnoty sněhu na typu vegetačního pokryvu a nadmořské výšce v povodí Černého potoka v zimním období 2007/2008 (data PřF UK)	138
Obr. 79 Závislost vodní hodnoty sněhu na typu vegetačního pokryvu a nadmořské výšce v povodí Ptačího potoka v zimním období 2007/2008 (data PřF UK)	139
Obr. 80 Závislost vodní hodnoty sněhu na typu vegetačního pokryvu v povodí Černého a Ptačího potoka v zimním období 2007/2008 (data PřF UK)	140
Obr. 81 Závislost hustoty sněhu na typu vegetačního pokryvu v povodí Černého a Ptačího potoka v zimním období 2007/2008 (data PřF UK)	141
Obr. 82 Závislost vodní hodnoty sněhu na typu vegetačního pokryvu a nadmořské výšce v povodí Rokytky v zimních obdobích 2006/2007 a 2007/2008 (data PřF UK).....	142
Obr. 83 Aplikace různých interpolačních technik pro vyhodnocení prostorového rozložení vodní hodnoty sněhu v povodí Rokytky dne 2.4.2008 (Jeníček et al., 2008).....	143
Obr. 84 Prostorové rozložení vodní hodnoty sněhu v povodí Rokytky ve dnech 16.2.2007, 19.2.2008 a 2.4.2008 vypočtené metodou Kriging (Kocum et al., 2009).....	144
Obr. 85 Hustota jednotlivých vrstev sněhové pokrývky dne 4.4.2009 (vlevo) a oblevová pláštěv dne 19.4.2009 v povodí Rokytky (vpravo; foto: Pospíšil).....	145
Obr. 86 Identifikace období vlivu sněhové pokrývky na odtok z povodí Rokytky v roce 2009 (Pospíšil, 2009; upraveno)	146
Obr. 87 Vývoj teplot vzduchu a průtoku v povodí Rokytky v období 19.3.-20.4.2009 (zdroj: Pospíšil, 2009; upraveno)	147
Obr. 88 Simulace Degree-day modelu s hodinovým krokem v povodí Rokytky během tání sněhové pokrývky v roce 2009 (Pospíšil, 2009; upraveno)	147
Obr. 89 Simulace Degree-day modelu s definovanými okrajovými podmínkami v povodí Rokytky během tání sněhové pokrývky v roce 2009 (Pospíšil, 2009; upraveno)	148
Obr. 90 Schéma poldru s částečným nadržem (Just et al., 2005)	149
Obr. 91 Lokalizace potenciálních retenčních a akumulačních nádrží v povodí Vydry po profilu Modrava (nádrže: 1 - Javoří, 2 - Rokytky, 3 - Roklanská, 4 - Novohuťská, 5 - Studená, 6 - Březník, 7 - Ptačí, 8 - Černoohorská).....	150
Obr. 92 Hráz bývalé akumulační nádrže pro plavení dřeva a hladinoměrné zařízení v lokalitě Roklanská hájenka (č. 3)	150
Obr. 93 Batymetrická mapa s distribucí měrných bodů a volumetrická křivka potenciální retenční nádrže v lokalitě Rokytecké slatě.....	151

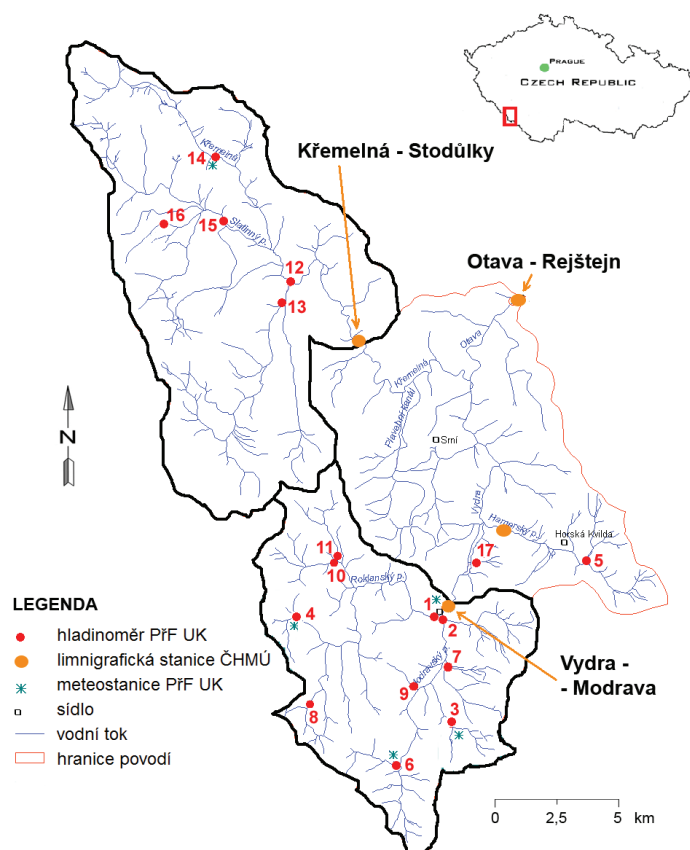
- Obr. 94 Vliv potenciálních retenčních nádrží na odtokový proces v povodí Chomutovky po profil Tišina při různých N-letostech vstupních srážek – doba opakování 10 (vlevo nahoře), 20 (vpravo nahoře), 50 (vlevo dole) a 100 let (vpravo dole; Jeníček, 2009; legenda: Varianta A - hypotetický průběh se třemi neřízenými suchými nádržemi o maximální výšce hráze 4 metry, Varianta B - hypotetický průběh se třemi nádržemi o maximální výšce hráze 5 m) 153

9 SEZNAM TABULEK

Tab. 1 Akumulační nádrže a jejich potenciální objem vody (zdroj: Běl, Barták, Ettler, 2001)	47
Tab. 2 Rozloha a podíl plochy rašelinišť na ploše povodí (povodí Vydry po profil Modrava; zdroj: podkladová vrstva ZABAGED močály a bažiny, vrstva povodí a toků VÚV DIBAVOD)	62
Tab. 3 Kritéria pro určení hlavního pramene toku a jejich hodnoty pro Roklanský a Modravský potok (zdroj: údaje o délce a ploše pocházejí z vrstev GIS VÚV, průměrný průtok je odvozen od dlouhodobého normálu profilu Vydra-Modrava a rozdělen pomocí koeficientu vyplývajícího z vlastních měření 0,56 : 0,44)	63
Tab. 4 Kritéria pro určení hlavního pramene toku a jejich hodnoty pro Vydru a Křemelnou (zdroj: údaje o délce a ploše pocházejí z vrstev GIS VÚV, průměrný průtok z vlastních měření)	63
Tab. 5 Vybrané odtokové charakteristiky a charakteristiky variability odtoku v profilu Vydra-Modrava v období 1.11.1930-31.10.2008 (Čurda, 2009; data ČHMÚ, bez chybějícího období 1.11.1940-31.10.1948).....	98
Tab. 6 Odtokové charakteristiky a charakteristiky variability odtoku v profilech Vydra-Modrava a Křemelná-Stodůlky v období 1.11.1999-31.10.2006 (data ČHMÚ).....	103
Tab. 7 Srovnání hodnot základních měř variability pro závěrové profily Ptačího a Březnického potoka	112
Tab. 8 Vypočtené hodnoty ukazatelů variability v období 10.-18.4.2009 v jednotlivých dílčích povodích Vydry (Čurda, 2009).....	113
Tab. 9 Hodnoty korelačních koeficientů pro vybrané f-g parametry (Čurda, 2009)	113
Tab. 10 Charakteristika hodnot plné vodní kapacity v [%] ve studovaném povodí bez organozemí (Vlček, 2011).....	120
Tab. 11 Plná vodní kapacita v [%] jednotlivých kategorií organozemě použitých ve výpočtu (Vlček, 2011).....	120
Tab. 12 Charakteristiky půdní vlhkosti ve studovaném povodí (OHV...okamžitá hmotnostní vlhkost, OOV...okamžitá objemová vlhkost, Θ... aktuální vlhkost; Vlček, 2011)	121
Tab. 13 Průměrná hodnota retence srážek (RSp) v [mm] a celková retence v povodí (Rc) v [m3] vypočtená různými interpolačními metodami (bez aktuální vlhkosti; (p)...průměrná hloubka HPV v organozemi, (m)...minimální hloubka HPV v organozemi; Vlček, 2011).....	123
Tab. 14 Retence srážek organozemí (bez aktuální vlhkosti; P prům...průměrná plná vodní kapacita, P max... maximální plná vodní kapacita; Vlček, 2011)	123
Tab. 15 Depozice (kg/ha/yr) a úhrny srážek (mm) v experimentálních povodích ČGS v NP Šumava (data ČGS; povodí se nachází v těsné blízkosti zájmového povodí).....	127
Tab. 16 Bilance povodí Rokytky v hydrologickém roce 2008; jako vstup látek do povodí je dána depozice z povodí Roh (viz tab. 15).....	132
Tab. 17 Bilance povodí Ptačího potoka v hydrologickém roce 2008; jako vstup látek do povodí je dána depozice z povodí Doupě (viz tab. 15)	133
Tab. 18 Srovnání měřených dat s údaji z meteorologických stanic dne 16.2.2007, 19.2.2008 a 2.4.2008 (SCH – výška sněhové pokrývky, SWE – vodní hodnota sněhu; data PřF UK, DWD a ČHMÚ).....	144

10 PŘÍLOHY

Součástí Příloh je detailní popis veškerých automatických zařízení (hladinoměrná zařízení, zařízení pro monitoring fyzikálně-chemických parametrů, meteorologické stanice) spravovaných PřF UK v Praze, vč. specifikace jednotlivých měřicích kanálů. Lokalizace všech zařízení je uvedena na obr. 10.1.



Obr. 10.1 Lokalizace automatických měřicích stanic pro monitoring hydro-meteorologických jevů a fyzikálně-chemických parametrů povrchové vody v rámci pramenné oblasti Otavy (závěrový profil Otava - Rejštejn) vč. státních profilů ČHMÚ

Povodí Vydry

1. Roklanský potok – nad soutokem s Modravským potokem

- lokalizace: most přes tok v obci Modrava
- Fiedler-Mágr: M4016 + ultrazvukové čidlo
- měřené veličiny: výška hladiny, teplota vzduchu
- interval měření: 10 minut
- hydrometrování: v závislosti na výskytu extrémních epizod

2. Modravský potok – nad soutokem s Roklanským potokem

- lokalizace: most přes tok v obci Modrava
- Fiedler-Mágr: M4016 + ultrazvukové čidlo
- měřené veličiny: výška hladiny, teplota a vlhkost vzduchu, radiace, směr a rychlost větru, úhrn srážek, teplota vody, redox, pH, konduktivita
- interval měření: 10 minut
- hydrometrování: v závislosti na výskytu extrémních epizod

3. Ptačí potok – býv. Ptačí nádrž

- lokalizace: propustek z bývalé akumulární nádrže
- Fiedler-Mágr: M4016 + ultrazvukové čidlo + solární panel + externí yagi anténa
- měřené veličiny: výška hladiny, teplota vzduchu, pH, teplota vody, konduktivita, výška sněhové pokrývky
- interval měření: 10 minut
- hydrometrování: v závislosti na výskytu extrémních epizod
- povodí Ptačího potoka po hladinoměr – plošný monitoring sněhové pokrývky v několika časových horizontech během zimního období, analýza hustoty sněhu ve vertikálním profilu v několika časových horizontech během procesu tání sněhové pokrývky

4. Rokytky – býv. Rokytecká nádrž

- lokalizace: propustek z bývalé akumulární nádrže
- Fiedler-Mágr: M4016 + ultrazvukové čidlo + člunkový srážkoměr + solární panel + externí yagi anténa
- měřené veličiny: výška hladiny, teplota vzduchu, úhrn srážek, pH, redox, teplota vody, konduktivita
- interval měření: 10 minut
- hydrometrování: v závislosti na výskytu extrémních epizod
- povodí Rokytky po hladinoměr – plošný monitoring sněhové pokrývky v několika časových horizontech během zimního období, analýza hustoty sněhu ve vertikálním profilu v několika časových horizontech během procesu tání sněhové pokrývky

5. Ranklovský potok – Horská Kvilda

- lokalizace: mostek přes tok v obci Horská Kvilda
- Fiedler-Mágr: M4016 + tlakové čidlo
- měřené veličiny: výška hladiny, pH, teplota vody, obsah rozpuštěného kyslíku
- interval měření: 10 minut
- hydrometrování: v závislosti na výskytu extrémních epizod

6. Březnický potok - Březník

- lokalizace: mostek přes tok v lokalitě Březník
- Fiedler-Mágr: M4016 + tlakové čidlo + kompletní klimatická stanice + solární panel + externí yagi anténa
- měřené veličiny: výška hladiny, teplota a vlhkost vzduchu, radiace, směr a rychlost větru, úhrn srážek, teplota vody, redox, pH, konduktivita

- interval měření: 10 minut
- hydrometrování: v závislosti na výskytu extrémních epizod

7. Černoهورský potok – nad ústím do Modravského potoka

- lokalizace: pravý břeh koryta cca 30 m nad ústím do Modravského potoka
- Fiedler-Mágr: M4016 + tlakové čidlo
- měřené veličiny: výška hladiny, pH, teplota vody, konduktivita
- interval měření: 10 minut
- hydrometrování: v závislosti na výskytu extrémních epizod

8. Roklanský potok – Roklanská hájenka

- lokalizace: mostek přes tok na silnici Březník - Roklanská hájenka (cca 50 m pod býv. Roklanskou nádrží)
- Fiedler-Mágr: M4016 + ultrazvukové čidlo + solární panel
- měřené veličiny: výška hladiny, teplota vzduchu, pH, teplota vody, konduktivita
- interval měření: 10 minut
- hydrometrování: v závislosti na výskytu extrémních epizod

9. Cikánský potok – nad ústím do Modravského potoka

- lokalizace: pravý břeh koryta cca 20 m nad ústím do Modravského potoka
- Fiedler-Mágr: M4016 + tlakové čidlo + externí yagi anténa
- měřené veličiny: výška hladiny, pH, teplota vody, konduktivita
- interval měření: 10 minut
- hydrometrování: v závislosti na výskytu extrémních epizod

10. Javoří potok – nad ústím Tmavého potoka

- lokalizace: mostek přes cestu mezi Javoří Pilou a Rokyteckou slatí
- Fiedler-Mágr: M4016 + ultrazvukové čidlo + solární panel
- měřené veličiny: výška hladiny, teplota vzduchu
- interval měření: 10 minut
- hydrometrování: v závislosti na výskytu extrémních epizod

11. Tmavý potok – nad ústím do Javořího potoka

- lokalizace: pravý břeh koryta cca 20 m nad ústím do Javořího potoka
- Fiedler-Mágr: M4016 + tlakové čidlo + solární panel (společná řídicí jednotka M4016 a solární panel pro Javoří a Tmavý potok)
- měřené veličiny: výška hladiny, teplota vzduchu
- interval měření: 10 minut
- hydrometrování: v závislosti na výskytu extrémních epizod

Povodí Křemelné

12. Křemelná – nad ústím Prášilského potoka

- lokalizace: most přes tok na silnici Prášily - Skelná

- Fiedler-Mágr: M4016 + ultrazvukové čidlo
- měřené veličiny: výška hladiny, teplota vzduchu
- interval měření: 10 minut
- hydrometrování: v závislosti na výskytu extrémních epizod

13. Prášilský potok – nad ústím do Křemelné

- lokalizace: most přes tok na silnici Prášily - Skelná
- Fiedler-Mágr: M4016 + ultrazvukové čidlo
- měřené veličiny: výška hladiny
- interval měření: 10 minut
- hydrometrování: v závislosti na výskytu extrémních epizod

14. Zhůrecký potok – býv. Zhůří

- lokalizace: mostek přes tok na cestě Slučí Tah - býv. Zhůří (Generálská cesta)
- Fiedler-Mágr: M4016 + ultrazvukové čidlo + člunkový srážkoměr + solární panel
- měřené veličiny: výška hladiny, teplota vzduchu, úhrn srážek
- interval měření: 10 minut
- hydrometrování: v závislosti na výskytu extrémních epizod

15. Slatinný potok – silnice mezi Novou Hůrkou a Skelnou

- lokalizace: most přes tok na silnici Nová Hůrka - Skelná
- Fiedler-Mágr: M4016 + ultrazvukové čidlo
- měřené veličiny: výška hladiny, obsah rozpuštěného kyslíku, teplota vody
- interval měření: 10 minut
- hydrometrování: v závislosti na výskytu extrémních epizod

16. Černý potok – silnice mezi Novou Hůrkou a Gerlovou Hutí

- lokalizace: mostek přes tok na cyklostezce mezi Novou Hůrkou a Gerlovou Hutí
- Fiedler-Mágr: M4016 + tlakové čidlo
- měřené veličiny: výška hladiny, redox, pH, teplota vody, konduktivita
- interval měření: 10 minut
- hydrometrování: v závislosti na výskytu extrémních epizod
- povodí Černého potoka po hladinoměr – plošný monitoring sněhové pokrývky v několika časových horizontech během zimního období, analýza hustoty sněhu ve vertikálním profilu v několika časových horizontech během procesu tání sněhové pokrývky

17. Bezejmenný potok – silnice mezi Modravou a Antýglem

- lokalizace: propustek pod silnicí
- Fiedler-Mágr: M4016 + ultrazvukové čidlo
- měřené veličiny: výška hladiny, pH, teplota vody
- interval měření: 10 minut
- hydrometrování: v závislosti na výskytu extrémních epizod

Tab. 10.1 Chemismus v profilu Rokytka-slat' v hydrologickém roce 2008

ROKYTKA - SLAŤ																		
datum odběru	pH	alkalinita (ueq/l)	Na (mg/l)	K (mg/l)	Mg (mg/l)	Ca (mg/l)	Al (mg/l)	Fe (mg/l)	SiO ₂ (mg/l)	NH ₄ ⁺ (mg/l)	F ⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	TOC (mg/l)	TN (mg/l)	TON (mg/l)	δ18O-H ₂ O ‰
24.11.2007	4,23	-58,56	0,17	0,07	0,06	0,18	0,10	0,14	1,00	0,24	0,01	0,33	0,27	0,32	16,79	0,74	0,49	-8,90
29.12.2007	4,13	-79,11	0,49	0,15	0,09	0,21	0,10	0,09	1,00	0,57	0,01	0,63	1,83	0,61	14,84	1,28	0,42	-12,00
19.1.2008																		
2.2.2008	3,93	-125,05	0,78	0,63	0,15	0,43	0,10	0,12	1,00	0,64	0,01	1,12	2,84	1,67	29,36	1,82	0,68	-11,90
19.2.2008																		
7.3.2008	4,62	-23,02	0,22	0,16	0,01	0,04	0,10	0,03	1,00	0,19	0,01	0,62	0,59	1,23	7,01	0,73	0,45	-10,20
23.3.2008																		
2.4.2008	4,20	-61,98	0,20	0,13	0,04	0,15	0,10	0,10	1,00	0,23	0,01	0,40	0,85	0,72	15,57	0,56	0,19	-10,20
30.4.2008	4,51	-23,40	0,10	0,02	0,03	0,13	0,10	0,08	1,00	0,11	0,01	0,14	0,50	0,57	12,86	0,29	0,09	-9,30
15.5.2008	4,39	-41,96	0,11	0,04	0,03	0,07	0,10	0,08	1,00	0,11	0,03	0,12	0,05	0,15	10,82	0,33	0,23	-8,70
27.5.2008	4,38	-40,74	0,12	0,04	0,03	0,07	0,10	0,09	1,00	0,19	0,02	0,18	0,05	0,41	12,53	0,41	0,25	-8,60
13.6.2008	4,34	-45,40	0,13	0,08	0,05	0,11	0,10	0,10	1,00	0,12	0,01	0,22	0,05	0,56	13,34	0,42	0,32	-7,10
18.7.2008	4,17	-68,74	0,14	0,02	0,06	0,11	0,10	0,11	1,00	0,19	0,01	0,20	0,05	0,59	19,46	0,53	0,37	-5,70
31.7.2008	4,11	-82,81	0,17	0,05	0,07	0,19	0,10	0,14	1,00	0,13	0,01	0,19	0,05	0,53	22,88	0,53	0,42	-5,30
18.8.2008	4,04	-95,41	0,21	0,07	0,08	0,16	0,10	0,17	1,00	0,09	0,01	0,28	0,05	0,38	27,53	0,55	0,47	-5,40
4.9.2008	4,05	-96,11	0,19	0,04	0,08	0,16	0,10	0,17	1,00	0,05	0,01	0,21	0,05	0,36	26,75	0,52	0,47	-4,90
20.9.2008	4,02	-84,51	0,29	0,09	0,07	0,23	0,20	0,19	1,00	0,18	0,01	0,46	0,60	0,94	28,82	0,65	0,37	-5,40
5.10.2008	3,92	-114,39	0,26	0,07	0,07	0,25	0,20	0,22	1,00	0,10	0,01	0,36	0,05	0,90	32,55	0,55	0,46	-6,70
20.10.2008	3,91	-120,80	0,26	0,06	0,07	0,28	0,10	0,19	1,00	0,04	0,01	0,34	0,05	3,16	33,15	0,50	0,46	-7,10
3.11.2008	3,89	-125,93	0,26	0,05	0,07	0,26	0,20	0,23	1,00	0,09	0,01	0,36	0,05	1,14	34,60	0,50	0,42	-7,40
Průměr	4,12	-75,76	0,24	0,10	0,06	0,18	0,12	0,13	1,00	0,19	0,01	0,36	0,47	0,84	21,11	0,64	0,39	-7,93

Tab. 10.2 Chemismus v profilu Rokytka-přítok v hydrologickém roce 2008

ROKYTKA PŘÍTOK - VÝCHOD																		
datum odběru	pH	alkalinita (ueq/l)	Na (mg/l)	K (mg/l)	Mg (mg/l)	Ca (mg/l)	Al (mg/l)	Fe (mg/l)	SiO ₂ (mg/l)	NH ₄ ⁺ (mg/l)	F ⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	TOC (mg/l)	TN (mg/l)	TON (mg/l)	δ18O-H ₂ O ‰
24.11.2007	5,85	37,88	1,01	0,36	0,34	1,12	0,10	0,10	1,00	0,04	0,03	0,37	0,60	0,80	6,61	0,45	0,28	-10,10
29.12.2007	5,97	64,08	1,23	0,43	0,37	1,24	0,10	0,03	7,80	0,01	0,02	0,36	0,98	0,73	2,83	0,54	0,31	-10,40
19.1.2008																		
2.2.2008	6,00	70,50	1,29	0,52	0,40	1,61	0,10	0,05	7,70	0,03	0,03	0,37	1,58	1,96	2,89	0,56	0,18	-10,40
19.2.2008	6,50	87,85	1,27	0,43	0,39	1,39	0,10	0,03	7,40	0,10	0,02	0,57	1,58	1,36	4,24	0,45	0,02	-10,80
7.3.2008	5,74	26,49	0,99	0,40	0,32	1,04	0,10	0,15	6,80	0,15	0,02	0,38	1,67	1,49	8,53	0,62	0,13	-10,00
23.3.2008	5,99	36,48	1,00	0,38	0,28	1,04	0,10	0,06	5,80	0,15	0,02	0,47	1,75	1,43	6,34	0,17	-0,34	-10,20
2.4.2008	5,60	29,70	0,92	0,39	0,31	1,13	0,10	0,11	5,60	0,13	0,01	0,48	1,94	1,39	7,48	0,24	-0,30	-10,40
30.4.2008	4,91	-2,46	0,62	0,24	0,19	0,79	0,10	0,11	4,00	0,12	0,01	0,32	1,48	1,77	10,18	0,58	0,15	-10,20
15.5.2008	5,71	20,84	0,81	0,21	0,22	0,68	0,10	0,05	6,80	0,01	0,01	0,31	1,01	1,61	5,05	0,44	0,20	-10,20
27.5.2008	6,21	56,38	1,10	0,39	0,28	0,81	0,10	0,05	8,10	0,05	0,01	0,46	1,54	1,48	3,92	0,56	0,17	-10,50
13.6.2008	5,99	58,62	1,03	0,31	0,39	1,28	0,10	0,22	7,90	0,04	0,01	0,45	1,19	0,92	11,59	0,64	0,34	-10,40
18.7.2008	5,83	53,18	1,07	0,31	0,38	1,08	0,10	0,21	9,00	0,01	0,01	0,41	0,83	1,38	12,76	0,54	0,34	-10,00
31.7.2008	6,62	97,33	1,27	0,35	0,42	1,13	0,10	0,07	10,30	0,01	0,02	0,41	1,10	0,83	3,42	0,56	0,30	-10,50
18.8.2008	6,20	65,15	1,21	0,33	0,33	0,93	0,10	0,09	9,40	0,12	0,02	0,38	1,68	1,08	5,50	0,66	0,19	-10,44
4.9.2008	6,08	80,48	1,20	0,35	0,43	1,31	0,10	0,21	9,00	0,09	0,06	0,37	1,27	1,05	10,23	0,63	0,27	-10,06
20.9.2008	6,43	98,56	1,49	0,40	0,39	1,34	0,10	0,03	9,80	0,01	0,03	0,66	1,66	5,22	5,95	0,51	0,13	-10,59
5.10.2008	5,85	57,49	1,36	0,38	0,33	1,17	0,22	0,17	9,10	0,01	0,02	0,63	1,77	1,67	9,58	0,58	0,17	-10,40
20.10.2008	6,36	80,85	1,48	0,41	0,37	1,27	0,10	0,03	9,70	0,01	0,02	0,61	1,91	4,47	4,88	0,60	0,16	-10,59
3.11.2008	6,54	97,79	1,48	0,41	0,39	1,42	0,10	0,06	9,90	0,01	0,02	0,63	1,65	1,95	3,64	0,56	0,18	-10,74
Průměr	5,79	58,80	1,15	0,37	0,34	1,15	0,11	0,10	7,64	0,06	0,02	0,45	1,43	1,72	6,61	0,52	0,15	-10,36

Tab. 10.3 Chemismus v profilu Rokytka-odtok v hydrologickém roce 2008 a odtok vody a odnos jednotlivých prvků z povodí

ROKYTKA - HLADINOMĚŘ																			
datum odběru	pH	alkalinita (ueq/l)	Na (mg/l)	K (mg/l)	Mg (mg/l)	Ca (mg/l)	Al (mg/l)	Fe (mg/l)	SiO ₂ (mg/l)	NH ₄ ⁺ (mg/l)	F ⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	TOC (mg/l)	TN (mg/l)	TON (mg/l)	δ18O-H ₂ O ‰	průtok (m ³ /s)
24.11.2007	5,85	40,53	0,69	0,23	0,27	1,21	0,10	0,23	1,00	0,01	0,03	0,17	0,05	0,80	8,37	0,33	0,31	-10,20	0,123
29.12.2007	6,43	72,51	1,07	0,35	0,32	1,34	0,10	0,07	2,40	0,01	0,03	0,29	0,95	0,83	2,54	0,42	0,20	-10,40	0,104
19.1.2008	4,67	-2,27	0,62	0,52	0,28	1,24	0,23	0,35	2,70	0,06	0,01	0,46	1,05	0,93	14,98	0,74	0,46	-10,60	0,788
2.2.2008	6,43	85,66	0,14	0,50	0,40	1,70	0,10	0,17	7,80	0,01	0,03	0,37	1,05	1,22	5,42	0,67	0,43	-10,40	0,108
19.2.2008	6,43	121,89	1,52	0,50	0,44	2,04	0,10	0,11	8,90	0,12	0,03	0,40	1,51	1,62	4,76	0,46	0,03	-10,70	0,086
7.3.2008	5,59	27,62	1,04	0,41	0,26	1,16	0,10	0,09	6,60	0,16	0,02	0,42	1,90	2,33	6,86	0,45	-0,10	-10,30	0,196
23.3.2008	5,90	50,28	1,13	0,41	0,28	1,26	0,10	0,11	6,60	0,17	0,02	0,54	1,84	1,78	7,13	0,42	-0,13	-10,30	0,177
2.4.2008	5,18	14,18	0,83	0,40	0,25	1,16	0,10	0,19	4,10	0,10	0,01	0,56	1,98	1,56	14,93	0,75	0,23	-10,40	0,311
30.4.2008	4,93	-1,61	0,62	0,24	0,16	0,79	0,10	0,10	3,60	0,10	0,01	0,29	0,97	1,32	10,43	0,50	0,20	-10,10	0,589
15.5.2008	5,85	47,30	1,00	0,26	0,25	0,96	0,10	0,03	6,40	0,01	0,03	0,35	0,68	1,50	5,16	0,38	0,22	-10,30	0,227
27.5.2008	6,28	71,74	1,23	0,32	0,33	1,30	0,10	0,07	8,20	0,01	0,03	0,40	1,24	1,80	3,70	0,51	0,22	-10,40	0,134
13.6.2008	5,57	54,41	1,06	0,27	0,39	1,58	0,10	0,43	7,10	0,01	0,03	0,36	0,80	1,50	17,13	0,64	0,45	-9,90	0,180
18.7.2008	5,33	49,80	1,10	0,28	0,38	1,62	0,10	0,57	6,90	0,01	0,03	0,32	0,57	1,50	21,22	0,63	0,49	-9,40	0,128
31.7.2008	6,63	142,01	1,65	0,41	0,48	1,72	0,10	0,11	10,90	0,01	0,03	0,46	1,56	1,25	4,29	0,56	0,20	-10,40	0,097
18.8.2008	6,20	80,00	1,47	0,36	0,38	1,48	0,10	0,29	10,20	0,01	0,03	0,36	0,89	2,03	9,62	0,59	0,38	-9,90	0,104
4.9.2008	5,75	79,39	1,30	0,35	0,46	1,89	0,10	0,57	8,40	0,01	0,03	0,40	0,62	0,94	19,68	0,58	0,43	-9,40	0,138
20.9.2008	6,51	133,96	1,88	0,48	0,46	2,07	0,10	0,19	11,40	0,01	0,03	0,55	1,61	1,81	4,70	0,56	0,19	-10,40	0,087
5.10.2008	5,42	51,15	1,47	0,40	0,38	1,69	0,25	0,54	8,50	0,01	0,03	0,51	0,88	1,73	17,22	0,63	0,42	-10,00	0,117
20.10.2008	6,43	112,74	1,80	0,48	0,42	1,90	0												

Tab. 10.4 Chemismus v profilu Ptačí potok v hydrologickém roce 2008 a odtok vody a odnos jednotlivých prvků z povodí

PTAČÍ POTOK																			
datum odběru	pH	alkalinita (ueq/l)	Na (mg/l)	K (mg/l)	Mg (mg/l)	Ca (mg/l)	Al (mg/l)	Fe (mg/l)	SiO2 (mg/l)	NH4+ (mg/l)	F- (mg/l)	Cl- (mg/l)	NO3- (mg/l)	SO42- (mg/l)	TOC (mg/l)	TN (mg/l)	TON (mg/l)	δ18O-H2O ‰	průtok (m3/s)
25.11.2007	5,27	14,90	0,76	0,30	0,27	0,76	0,10	0,21	1,00	0,01	0,01	0,28	0,96	0,66	7,83	0,50	0,28		0,162
29.12.2007	5,95	36,64	1,36	0,54	0,40	1,03	0,10	0,11	7,10	0,01	0,01	0,52	2,48	1,22	3,89	0,83	0,26		0,140
20.1.2008	4,58	-10,91	0,78	0,51	0,32	0,94	0,38	0,33	4,30	0,01	0,01	0,45	1,37	0,99	15,70	0,82	0,50		0,690
2.2.2008	5,79	31,32	1,33	0,54	0,39	1,01	0,10	0,13	7,30	0,01	0,01	0,49	2,56	0,84	5,52	0,88	0,29		0,156
7.3.2008	4,90	4,26	1,00	0,57	0,29	0,81	0,10	0,11	6,00	0,16	0,01	0,47	3,60	1,51	8,98	0,62	-0,32		0,225
3.4.2008	5,16	11,00	1,04	0,51	0,31	0,94	0,20	0,14	6,10	0,09	0,01	0,61	2,72	1,64	10,45	0,79	0,11		0,288
30.4.2008	4,64	-5,58	0,53	0,44	0,20	0,75	0,25	0,18	3,30	0,09	0,01	0,32	1,59	1,27	13,38	0,49	0,06		1,789
28.5.2008	5,67	29,22	1,13	0,38	0,31	0,69	0,10	0,07	5,30	0,01	0,02	0,69	1,80	2,94	4,90	0,66	0,25		0,192
13.6.2008	5,49	32,26	1,13	0,36	0,37	0,99	0,10	0,26	6,10	0,01	0,01	0,66	1,84	2,58	10,42	0,72	0,30		0,240
18.7.2008	5,76	46,68	1,30	0,40	0,42	1,05	0,10	0,22	8,30	0,04	0,01	0,74	2,05	1,25	10,22	0,79	0,30		0,083
31.7.2008	6,14	59,80	1,43	0,43	0,44	1,02	0,10	0,07	8,90	0,01	0,01	0,52	1,88	1,49	4,45	0,80	0,37		0,037
18.8.2008	5,57	31,88	1,29	0,41	0,35	0,88	0,10	0,17	7,90	0,01	0,01	0,84	2,58	1,23	8,73	0,81	0,22		0,052
4.9.2008	6,06	66,61	1,41	0,44	0,44	1,03	0,10	0,15	7,30	0,06	0,02	0,79	3,19	1,39	5,76	0,84	0,07		0,065
20.9.2008	6,16	66,16	1,65	0,49	0,41	1,13	0,10	0,06	9,80	0,01	0,02	0,73	2,67	8,28	4,73	0,72	0,06		0,050
5.10.2008	5,15	23,05	1,46	0,49	0,38	1,09	0,28	0,30	8,90	0,01	0,01	0,64	2,40	1,88	11,13	0,78	0,23		0,081
20.10.2008	5,97	45,64	1,55	0,50	0,39	1,05	0,10	0,16	9,40	0,01	0,01	0,66	2,65	1,87	7,21	0,80	0,19		0,062
3.11.2008	6,13	48,56	1,60	0,50	0,40	1,08	0,10	0,11	8,50	0,01	0,01	0,76	3,10	1,81	5,98	0,81	0,10		0,084
Vážený průměr	4,81	8,31	0,86	0,46	0,28	0,86	0,21	0,19	4,81	0,06	0,01	0,46	1,91	1,48	11,34	0,65	0,17		
ODTOK	1510	kg/ha/rok	13,0	6,9	4,3	13,0	3,2	2,9	72,7	0,9	0,2	6,9	28,9	22,3	171,2	9,8	2,6	S 7,4	N 7,2

Tab. 10.5 Chemismus v profilu Černý potok v hydrologickém roce 2008 a odtok vody a odnos jednotlivých prvků z povodí

ČERNÝ POTOK																			
datum odběru	pH	alkalinita (ueq/l)	Na (mg/l)	K (mg/l)	Mg (mg/l)	Ca (mg/l)	Al (mg/l)	Fe (mg/l)	SiO2 (mg/l)	NH4+ (mg/l)	F- (mg/l)	Cl- (mg/l)	NO3- (mg/l)	SO42- (mg/l)	TOC (mg/l)	TN (mg/l)	TON (mg/l)	δ18O-H2O ‰	průtok (m3/s)
25.11.2007	6,69	123,19	1,12	0,41	0,57	3,05	0,10	0,08	7,30	0,01	0,02	0,36	1,68	2,75	3,01	0,63	0,24		0,043
4.12.2007	6,10	49,65	0,57	0,24	0,32	1,71	0,10	0,08	1,00	0,01	0,02	0,24	0,54	1,92	3,93	0,36	0,23		0,030
29.12.2007	6,79	170,28	1,62	0,59	0,76	3,76	0,10	0,03	9,90	0,01	0,02	0,46	2,94	3,23	1,40	0,86	0,19		0,030
2.2.2008	6,84	162,48	1,57	0,57	0,72	3,66	0,10	0,05	9,60	0,02	0,02	0,47	3,32	3,28	1,67	0,89	0,12		0,042
7.3.2008	6,57	93,53	1,33	0,64	0,56	2,72	0,10	0,06	8,50	0,08	0,02	0,55	3,20	3,56	4,62	0,84	0,06		0,043
3.4.2008	6,55	97,77	1,23	0,49	0,51	2,72	0,10	0,07	6,70	0,09	0,02	0,43	2,04	2,90	6,54	0,67	0,14		0,054
30.4.2008	6,61	92,93	1,17	0,67	0,53	2,71	0,10	0,08	7,10	0,09	0,01	0,47	3,65	2,83	7,02	1,05	0,16		0,028
28.5.2008	6,77	177,07	1,49	0,56	0,72	3,43	0,10	0,03	11,20	0,01	0,03	0,54	3,13	3,03	4,00	0,91	0,20		0,028
13.6.2008	6,88	189,00	1,52	0,55	0,74	4,05	0,10	0,14	11,10	0,01	0,03	1,41	3,68	6,85	5,23	1,07	0,23		0,028
18.7.2008	6,85	196,37	1,48	0,52	0,75	3,71	0,10	0,10	10,60	0,01	0,03	0,49	2,91	2,43	4,31	0,99	0,33		0,025
31.7.2008	6,71	183,59	1,45	0,75	0,75	3,98	0,10	0,10	9,70	0,01	0,03	0,67	2,71	2,82	5,26	0,97	0,35		0,024
18.8.2008	6,89	194,46	1,57	0,59	0,74	3,65	0,10	0,08	10,80	0,01	0,02	0,75	4,70	3,86	4,72	1,02	-0,05		0,024
4.9.2008	6,97	209,68	1,57	0,54	0,77	4,13	0,10	0,07	11,80	0,01	0,03	0,69	3,28	3,11	3,31	0,85	0,10		0,013
20.9.2008	6,92	219,52	1,84	0,57	0,80	4,35	0,10	0,06	12,60	0,01	0,03	0,81	3,80	2,95	2,47	1,01	0,14		0,024
5.10.2008	6,83	186,48	1,77	0,58	0,75	3,98	0,10	0,06	10,80	0,01	0,02	0,75	3,44	4,52	3,67	1,03	0,25		0,022
20.10.2008	6,91	205,15	1,78	0,61	0,76	4,16	0,10	0,05	11,70	0,01	0,02	0,69	3,89	3,41	2,37	1,05	0,16		0,023
3.11.2008	7,00	211,62	1,82	0,61	0,79	4,15	0,10	0,08	12,20	0,01	0,02	0,73	3,72	3,46	2,98	1,04	0,19		
Vážený průměr	6,63	149,31	1,41	0,56	0,65	3,35	0,10	0,07	8,98	0,03	0,02	0,59	3,05	3,31	4,28	0,88	0,17		
ODTOK	451	kg/ha/rok	6,3	2,5	2,9	15,1	0,5	0,3	40,5	0,1	0,1	2,7	13,8	14,9	19,3	4,0	0,8	S 5,0	N 3,2

Obr. 10.2 Modernizace záznamového zařízení pro veličiny měřené v rámci hydrometrování: rok 2006 (vlevo), rok 2012 – FlowTracker (vpravo)



SEZNAM ZKRATEK

API	Antecedent Precipitation Index (Index předchozích srážek - IPS)
BÚ AV ČR	Botanický ústav Akademie věd ČR v Českých Budějovicích
CN	Curve Number (číslo CN křivky)
CORINE	Coordination of Information on the Environment
CZEPOS	Česká síť permanentních stanic pro určování polohy
ČGS	Česká geologická služba
ČHMÚ	Český hydrometeorologický ústav
DDF	Degree Day Factor (teplotní index)
DIBAVOD	Digitální báze vodohospodářských dat
DMR	Digitální model reliéfu
DMT	Digitální model terénu
DPZ	Dálkový průzkum Země
DSS	Decision Support Systems
DWD	Deutscher Wetterdienst
f-g	fyzicko-geografický
f-ch	fyzikálně-chemický
GIS	Geographic Information System (geografický informační systém)
GPS	Global Positioning System (globální polohový systém)
HEC-HMS	Hydrologic Engineering Center – Hydrologic Modeling System
h-m	hydro-meteorologický
HPV	Hladina podzemní vody
HSP	Hydrologická skupina půdy
IDW	Inverse Distance Weighted
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IPPO	Integrovaná protipovodňová ochrana
IPS	Index předchozích srážek (Antecedent Precipitation Index – API)
PřF UK	Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze
MŽP ČR	Ministerstvo životního prostředí České republiky
NOHRSC	National Operational Hydrologic Remote Sensing Center
NPŠ	Národní park Šumava
SCE	Sníh celkový (celková výška sněhové pokrývky)
SCH	Snow Cover Height (výška sněhové pokrývky)
SCS CN	Soil Conservation Service Curve Number
s-e	socio-ekonomický
s-o	srážko-odtokový

SPA	Stupeň povodňové aktivity
SWE	Snow Water Equivalent (vodní hodnota sněhu)
TIN	Triangulated Irregular Network (trojúhelníková nepravidelná síť)
TKS	Taxonomický klasifikační systém půd
TS	Totální geodetická stanice
VÚMOP	Výzkumný ústav meliorací a ochrany půd
VÚV TGM	Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka
WMO	World Meteorological Organisation (Světová meteorologická organizace)
ZABAGED	Základní báze geografických dat