

**ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA
V PRAZE**

FAKULTA ŽIVOTNÍHO PROSTŘEDÍ

**KATEDRA VODNÍHO HOSPODÁŘSTVÍ A
ENVIRONMENTÁLNÍHO MODELOVÁNÍ**



**SROVNÁNÍ HYDROLOGICKÉHO
REŽIMU VYBRANÝCH ŠUMAVSKÝCH
POVODÍ ZASAŽENÝCH KŮROVCOVOU
KALAMITOU**

DIPLOMOVÁ PRÁCE

VEDOUCÍ PRÁCE:

ING. ROMAN JURAS, PH.D

DIPLOMANT:

BC. MICHAL ŠEVČÍK

2023

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

Fakulta životního prostředí

ZADÁNÍ DIPLOMOVÉ PRÁCE

Bc. Michal Ševčík

Voda v krajině

Název práce

Srovnání hydrologického režimu vybraných šumavských povodí zasažených kůrovcovou kalamitou

Název anglicky

Comparison of the hydrological regime of selected Šumava catchments affected by the bark beetle calamity

Cíle práce

1. Srovnání hydrologického režimu na vybraných povodích na Šumavě, kde je dostatečně dlouhá časová řada průtoků, srážek a výšky sněhové pokrývky.
2. Vyhodnocení dostupnosti dlouhodobě měřených dat na povodích.
3. Vytvoření homogenních časových řad vybraných měřených veličin.

Metodika

1. Výběr a očištění hydrometeorologických dat z vybraných povodí.
2. Výpočet vybraných hydrologických charakteristik povodí před a po kůrovcové kalamitě
3. Využití programovacího jazyka R a jeho balíčků pro výpočty a vizualizaci výsledků.

Doporučený rozsah práce

55 stran

Klíčová slova

hydrologie lesa, průtok, experimentální povodí, analýza dat, kůrovcová kalamita

Doporučené zdroje informací

Vystavna, Y., Holko, L., Hejzlar, J., Perşoiu, A., Graham, N. D., Juras, R., Huneau, F. and Gibson, J.: Isotopic response of run-off to forest disturbance in small mountain catchments, *Hydrol. Process.*, (July), 3650–3661, doi:10.1002/hyp.13280, 2018.

Vystavna, Y., Paule-Mercado, M., Juras, R., Schmidt, S. I., Kopáček, J., Hejzlar, J. and Huneau, F.: Effect of snowmelt on the dynamics, isotopic and chemical composition of runoff in mature and regenerated forested catchments, *J. Hydrol.*, 598(December 2020), 126437, doi:10.1016/j.jhydrol.2021.126437, 2021.

Předběžný termín obhajoby

2022/23 LS – FŽP

Vedoucí práce

Ing. Roman Juras, Ph.D.

Garantující pracoviště

Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování

Konzultant

Ing. Martin Vokoun, Ph.D.

Ing. Vojtěch Moravec

Elektronicky schváleno dne 22. 3. 2023

prof. Ing. Martin Hanel, Ph.D.

Vedoucí katedry

Elektronicky schváleno dne 23. 3. 2023

prof. RNDr. Vladimír Bejček, CSc.

Děkan

V Praze dne 23. 03. 2023

Čestné prohlášení

Prohlašuji, že jsem diplomovou práci na téma „Srovnání hydrologického režimu vybraných šumavských povodí zasažených kůrovcovou kalamitou“ vypracoval samostatně a citoval jsem všechny informační zdroje, které jsem v práci použil a které jsem rovněž uvedl na konci práce v seznamu použitých informačních zdrojů.

Jsem si vědom, že na moji diplomovou práci se plně vztahuje zákon č. 121/2000 Sb., o právu autorském, o právech souvisejících s právem autorským a o změně některých zákonů, ve znění pozdějších předpisů, především ustanovení § 35 odst. 3 tohoto zákona, tj. o užití tohoto díla.

Jsem si vědom, že odevzdáním diplomové práce souhlasím s jejím zveřejněním podle zákona č. 111/1998 Sb., o vysokých školách a o změně a doplnění dalších zákonů, ve znění pozdějších předpisů, a to i bez ohledu na výsledek její obhajoby.

Svým podpisem rovněž prohlašuji, že elektronická verze práce je totožná s verzí tištěnou a že s údaji uvedenými v práci bylo nakládáno v souvislosti s GDPR.

V Praze dne:

Podpis autora:

Poděkování

Tímto bych chtěl především poděkovat svému vedoucímu práce Ing. Romanu Jurasovi Ph.D. za osobní přístup a pečlivé vedení práce. Také bych chtěl poděkovat Ing. Jiřímu Pavláskovi Ph.D. za konzultace ohledně dat z povodí Malé Mokrůvky. Dále chci poděkovat Ing. Jiřímu Kopáčkovi Ph.D. z Hydrobiologického ústavu Akademie věd ČR a Ing. Janu Procházkovi Ph.D. za poskytnutí dat pro povodí Čertova a Plešného jezera. V neposlední řadě bych chtěl poděkovat své rodině a přátelům za podporu během celého studia.

Abstrakt:

Tato diplomová práce se zabývá vyhodnocením změny hydrologického režimu třech malých horských povodí na Šumavě, která byla zasažena kůrovcovou kalamitou a na jejichž území byly dlouhodobě měřeny srážky, průtoky, teplota a výška sněhové pokrývky. Jedná se o povodí Čertova jezera, povodí v oblasti Malé Mokrůvky a povodí Plešného jezera. Cílem práce je zpracování a zjištění dostupnosti časových řad hydrometeorologických veličin pro jednotlivá povodí a jejich úprava do stejného formátu. Ze zpracovaných dat je následně vyhodnocen vliv kůrovcové kalamity a postupné obnovy lesního porostu na odtokový režim jednotlivých povodí. Nejvýraznější změna je patrná na povodí v oblasti Malé Mokrůvky, kde dochází ke snižování odteklého objemu vody z povodí a poklesu průměrné teploty. Povodí Čertova jezera vykazuje také slabý trend snižování odtoku a je patrné jeho jiné rozložení v průběhu roku. Povodí Plešného jezera jako jediné nevykazuje klesající trend odteklého objemu vody z povodí, změna jeho rozložení je však také pozorovatelná.

Klíčová slova: hydrologie lesa, průtok, experimentální povodí, analýza dat, kůrovcová kalamita

Abstract:

This thesis deals with the evaluation of the change in the hydrological regime of three small mountain catchments in the Šumava region, which were affected by bark beetle calamity, and where precipitation, streamflow, temperature, and snow cover height have been long-term measured. These catchments are the Čertovo Lake catchment, the catchment in the area of Malá Mokrůvka, and the Plešné Lake catchment. The aim of the thesis is to process and determine the availability of time series data of hydrometeorological variables for individual catchments and to adjust them to the same format. The impact of the bark beetle calamity and gradual forest regeneration on the runoff regime of individual catchments is subsequently evaluated from the processed data. The most significant change is evident in the catchment in the area of Malá Mokrůvka, where is a decrease in the runoff volume from the catchment and a decrease in the average temperature. The Čertovo Lake catchment also exhibits a weak trend of decreasing runoff, and its distribution throughout the year is different. The Plešné Lake catchment is the only one that does not show a decreasing trend of runoff volume from the catchment, but a change in its distribution is also observable.

Key words: forest hydrology, discharge, experimental catchment, data analysis, bark beetle calamity

Obsah

1	Úvod.....	1
2	Cíle práce.....	2
3	Literární rešerše	3
3.1	Role sněhu v hydrologickém cyklu	3
3.2	Vlastnosti sněhové pokrývky	3
3.2.1	Vodní hodnota sněhu (SVH).....	4
3.2.2	Výška sněhu	4
3.2.3	Hustota sněhu	4
3.3	Vývojové fáze sněhové pokrývky.....	5
3.4	Energetická bilance sněhové pokrývky.....	7
3.4.1	Vliv topografie a lesa na energetickou bilanci sněhové pokrývky	9
3.4.2	Vliv lesa na krátkovlnnou radiaci	10
3.4.3	Vliv lesa na dlouhovlnnou radiaci	10
3.4.4	Vliv lesa na turbulentní přenosy tepla	11
3.5	Vliv vegetace na hydrologický režim	11
3.5.1	Intercepce srážek	11
3.5.2	Transpirace.....	12
3.5.3	Vliv na infiltrační schopnost půdy	13
3.5.4	Vliv zdravotního stavu lesa	13
3.6	Vliv sněhové pokrývky na minimální letní průtoky	14
3.7	Vliv lesního hospodářství na sněhovou pokrývku	14
3.8	Specifika povodí jezer	16
3.8.1	Šumavská jezera.....	16
3.9	Ekologické katastrofy na Šumavě	16
3.9.1	Kůrovcová kalamita v oblasti Šumavy.....	16
3.9.2	Větrné kalamity.....	17
3.10	Hydrologická charakteristika Šumavy.....	19
4	Metodika	21
4.1	Charakteristika zájmového území	21
4.1.1	Popis povodí Čertova jezera.....	21

4.1.2	Popis povodí Malé Mokrůvky.....	24
4.1.3	Popis povodí Plešného jezera	25
4.1.4	Geomorfologické charakteristiky povodí.....	27
4.2	Data a jejich vyhodnocení	27
4.2.1	Povodí Čertova jezera	27
4.2.2	Povodí Malé Mokrůvky	28
4.2.3	Povodí Plešného jezera	29
4.2.4	Výpočty a analýza hydrologického režimu.....	29
4.3	Výpočty geomorfologických charakteristik povodí	31
5	Výsledky	33
5.1	Dostupnost dat.....	33
5.1.1	Povodí Čertova Jezera	33
5.1.2	Povodí Malé Mokrůvky	35
5.1.3	Povodí Plešného jezera	37
5.1.4	Výška sněhové pokrývky	38
5.2	Vyhodnocení změn hydrologických režimů povodí.....	41
5.2.1	Změny ročních odtoků	41
5.2.2	Změna rozložení odtoků v jednotlivých měsících.	44
5.2.3	Změna průměrné teploty v jednotlivých měsících.....	45
5.2.4	Porovnání srážek a odtoků.....	48
5.2.5	Srovnání rozložení srážek.....	50
6	Diskuse	51
6.1	Změna hydrologického režimu	51
6.2	Nejistoty v datech.....	53
7	Závěr a přínos práce.....	55
8	Přehled literatury a použitých zdrojů	56
9	Přílohy	I
9.1	Příloha č. 1 – Letecké snímky povodí.....	I

1 Úvod

Lesní porost hraje významnou roli v hydrologickém režimu. Jeho vliv na chování vody v krajině je velmi komplexní a složitý proces, který je komplikované zobecnit. Vliv lesa je variabilní v závislosti na přírodních a civilizačních podmínkách (Švihla, 2001). Vegetace ovlivňuje hydrologický režim intercepcí srážek, transpirací a také zásadně mění infiltrační schopnost půdy. Zásadní je také pro akumulaci sněhové pokrývky a její následné tání. Sněhová pokrývky je zejména v malých horských povodích důležitou součástí hydrologického režimu. Případná změna zdravotního stavu lesa nebo jeho odstranění z povodí může výrazně ovlivnit odtokový proces z povodí (Jeníček et al., 2017).

Evropské lesy se v posledních desetiletích potýkají s významným problémem, kterým je kůrovcová kalamita. Tento problém se negativně projevuje také v lesích porostech na Šumavě. Kůrovcová kalamita způsobuje značné dopady na lesní ekosystémy, což může mít za následek změny v hydrologickém režimu zasažených oblastí (Zahradník, Zahradníková, 2019b). Tato diplomová práce se zabývá vyhodnocením změny hydrologického režimu na třech malých horských povodích na Šumavě, která byla kůrovcovou kalamitou ovlivněna a na jejichž území došlo k odlesnění. Konkrétně se jedná o povodí Čertova jezera, povodí v oblasti Malé Mokrůvky a povodí Plešného jezera. Tato povodí byla vybrána z důvodu dlouhodobého měření srážek, průtoků, teplot a výšky sněhové pokrývky na jejich území. Dostupná data těchto veličin byla vyhodnocena a homogenizována, s cílem určit vývoj hydrologického režimu na jednotlivých povodích.

Výsledky práce ukazují, jakým způsobem došlo po kůrovcové kalamitě ke změně odtokového procesu z vybraných povodí. Tyto informace mohou přispět k rozšíření již známých poznatků o vlivu lesního porostu na hydrologický režim malých horských povodí. Práce také rozšiřuje vědomosti o dopadu kůrovcové kalamity na chování vody v krajině. Sjednocená a upravená data měřených hydrometeorologických veličin mohou být použita pro další výzkum, týkající se těchto povodí.

2 Cíle práce

- Úprava a sjednocení dat:
 - Sjednocení dat dostupných hydrometeorologických veličin do vyhovujícího formátu.
 - Vytvoření co nejdelších a nejobsáhlejších časových řad měřených veličin.
 - Určení množství chybějících dat v časových řadách průtoků, srážek, teploty a výšky sněhové pokrývky.
- Vyhodnocení změny hydrologického režimu způsobené kůrovcovou kalamitou.
 - Zjištění změny odtokového režimu na jednotlivých povodích.
- Literární rešerše:
 - Seznámení s již dostupnými poznatky vlivu vegetace na sněhovou pokrývku a hydrologický režim povodí.

3 Literární rešerše

3.1 Role sněhu v hydrologickém cyklu

Hydrologický cyklus je nepřetržitý pohyb vody skrz atmosféru, na zemském povrchu a pod ním (Singh et al., 2011). Voda se vypařuje do atmosféry z vodních ploch, řek a zamokřených oblastí. Dále je také transpirována rostlinami. Za příhodných podmínek vypařená voda kondenzuje a padá v podobě srážek na zemský povrch. Část těchto srážek je zadržena intercepcí vegetace, část infiltruje do půdy a následně perkoluje do hlubších vrstev. Zbytek vody odtéká v podobě povrchového odtoku a eventuálně se dostává až do oceánů, kde dochází opět k jeho vypaření (Singh, 2001). Detailnější popis hydrologického cyklu je nad rámec této práce.

Významnou roli v hydrologickém cyklu na území České republiky hraje sněhová pokrývka. Zejména v malých horských povodích je její vliv zásadní. V zimním období tvoří sníh značnou část zásoby vody a má klíčový vliv na množství vody v krajině v následujících ročních obdobích.

Spadlé sněhové srážky mohou po vypadnutí okamžitě roztát a infiltrovat, mohou přispět k odtoku nebo mohou zůstat uloženy jako sněhová pokrývka. Ta následně taje a uvolňuje postupně vodu v průběhu jara, případně léta. Uvolněná voda ze sněhové pokrývky slouží jako důležitý zdroj pro potoky, řeky a jezera. Postupně uvolňovaná voda je také klíčová pro doplňování zásob podzemní vody. Na dostatečném množství sněhu a jeho tání během jara a léta je závislé velké množství ekosystémů a vodních zdrojů (Kirk, 1980).

3.2 Vlastnosti sněhové pokrývky

Sníh je slinutý porézní materiál, tvořený spojitou strukturou ledových krystalů a propojených pórových prostorů (Fierz et al., 2009). Sněhová pokrývka má velký význam, protože ovlivňuje míru promrzání půdy, způsobuje ochlazování vzduchu a slouží jako zdroj vody v krajině (Vysoudil, 2014). V našich zeměpisných podmínkách tvoří sníh velmi důležitou část hydrologického cyklu, a proto je důležité znát jeho základní vlastnosti (CHMI, 2011).

3.2.1 Vodní hodnota sněhu (SVH)

Vodní hodnota sněhu je z hydrologického hlediska jednou z nejdůležitějších charakteristik sněhové pokrývky. Její znalost pomáhá k určení, kolik vody bude v krajině k dispozici v následujících obdobích roku. Zejména v předjarním období je její znalost důležitá pro hospodaření s vodou na přehradních nádržích. Dlouhodobé charakteristiky SVH jsou podkladem pro správné zajištění stavebních konstrukcí (Tolasz, 2007). Vodní hodnota sněhu představuje výšku vodního sloupce, která vznikne při úplném roztátí sněhu. Udávána bývá nejčastěji v milimetrech. SVH může být velmi variabilní a je zásadně ovlivňována teplotou vzduchu, při které se sněhová pokrývky tvoří. Prachový sníh, vznikající při teplotách pod $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ má například SVH menší než 1 mm na 1 cm výšky sněhu. Vlhký sníh padající při teplotě okolo $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ má SVH 2 mm na 1 cm výšky sněhu (Tolasz, 2007). Vodní hodnota sněhu může být měřena přímo, odebráním sloupce sněhu a následným roztátím, nebo může být vypočtena z výšky sněhové pokrývky a její hustoty, dle následujícího vztahu (DeWalle, Rango, 2008):

$$SVH = d \cdot (\rho_s / \rho_w), \quad (1)$$

SVH = vodní hodnota sněhu [m],

d = výška sněhové pokrývky [m],

ρ_s = hustota sněhu [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$],

ρ_w = hustota vody [$1000\text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$].

3.2.2 Výška sněhu

Výška sněhu se udává v centimetrech a je měřena převážně sněhoměrnou latí. Na meteorologických stanicích je měřena v 7 hodin ráno (Fliegl, 2013). Výška sněhu je měřena zpravidla na místech, která jsou co nejméně ovlivněna větrem a dobře charakterizují podmínky svého okolí. Sněhová pokrývky je považována za souvislou, pokud je blízké okolí stanice pokryto vrstvou sněhu vysokou alespoň 1 cm z 50 % plochy. Sněhová pokrývky do výšky 0,5 cm je uváděna jako poprašek (Tolasz, 2007).

3.2.3 Hustota sněhu

Hustota sněhu je označována ρ_s a je udávána v $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$. Zjišťována je zvážením vzorku sněhu o známém objemu (Fierz, 2009). Hodnoty hustoty sněhu se mohou velmi lišit v závislosti na stáří sněhové pokrývky a teplotě vzduchu. Hustota sněhu se v průběhu

času zvyšuje jeho sléháváním, ke kterému může přispět vítr nebo teploty nad 0 °C (Fliegl 2013). Rozdíly v hustotě jednotlivých fází sněhové pokrývky jsou uvedeny v tabulce č. 1.

Tabulka 1: Typické hustoty různých forem sněhu (Singh, 2001, upraveno).

Typ sněhu	hustota [g·cm ⁻³]
Nový sníh (za nízké teploty a bezvětří)	0,01 - 0,03
Nový sníh	0,05 - 0,07
Nový navlhlý sníh	0,10 - 0,20
Sesedlý sníh	0,20 - 0,30
Hlubinná jinovatka	0,20 - 0,30
Větrem zhuštěný sníh	0,35 - 0,40
Firn	0,40 - 0,65
Mokrý sníh a firn	0,70 - 0,80
Ledovcový led	0,85 - 0,91

Hustota sněhu může být také vypočtena pomocí následujícího vzorce (DeWalle Rango, 2008):

$$\rho_s = \rho_i (1 - \varphi) + \rho_w \cdot \varphi \cdot S_w, \quad (2)$$

ρ_s = hustota sněhové pokrývky [kg · m⁻³],

ρ_i = hustota ledu (917 kg · m⁻³),

φ = pórovitost sněhové pokrývky objem pórů v m³ na m³ sněhu,

ρ_w = hustota vody [1000 kg · m⁻³],

S_w = nasycenost vodou (objem tekuté vody v objemu pórů m³ · m⁻³).

3.3 Vývojové fáze sněhové pokrývky

Sněhová pokrývka má tři hlavní vývojové fáze: akumulaci, dozrávání, tání a následný odtok tavné vody.

Akumulace sněhu začíná při padání srážek za teploty 0 °C nebo nižších. Pro akumulaci sněhové pokrývky je zásadní teplota povrchu nižší než 0 °C, aby nedocházelo k jejímu okamžitému tání (Hasa, 2010). Akumulace sněhu je závislá na zeměpisné poloze a kontinentalitě klimatu. Lokálně je pak ovlivňována především orografií, menšími nerovnostmi v terénu a vegetačním pokryvem (CHMI, 2011). Vliv vegetace na sněhovou pokrývku je podrobněji rozepsán v následujících kapitolách. Mocnost sněhové pokrývky

zpravidla roste se zvyšující se nadmořskou výškou, v některých případech však mohou výše zmiňované faktory tento trend změnit (Tolasz, 2007).

Dozrávání sněhu začíná dopadem vločky na zemský povrch. Sníh po dopadu začíná měnit své fyzikální vlastnosti – metamorfuje. Krystaly se díky jejich poměru povrchu ku objemu začínají brzy měnit na ledová zrna (Hasa, 2010). Metamorfóza probíhá rozdílně u mokrého a u suchého sněhu (DeWalle, Rango, 2008). Základní rozdělení procesů je uvedeno v následující tabulce č. 2:

Tabulka 2: Procesy metamorfózy sněhu (DeWalle, Rango, 2008, upraveno).

proces	efekt	výskyt
Destruktivní metamorfóza (ET - equi.temperature)	Dobře spojená ledová zrna	Krátce po sněžení
Konstruktivní metamorfóza (TG - temperature gradient)	Málo propojená, ostrohranná ledová zrna a dutinová jinovatka	Během zimy, při teplotách pokrývky pod 0 °C
Opakované tání a mrznutí (MF - melt-freeze cycles)	Dobře spojená pokrývka s velkými zrn	Při tání a dešti
Tlak	Přeměna na firn a ledovcový led	V trvalé pokrývce

Tání sněhové pokrývky představuje změnu skupenství vody z ledu na kapalnou. K tomu dochází v případě dodání dalšího tepla, byla-li teplota sněhu 0 °C. Ve sněhové pokrývce se následně začíná objevovat kapalná voda. Voda vzniklá táním nejprve obaluje jednotlivá zrna sněhové pokrývky. Ve chvíli, kdy její množství přesáhne 3 % objemu sněhu, přestávají působit kapilární síly a voda se ze sněhové pokrývky uvolňuje (Cline et al., 1998; Jelínek, 2008).

Vodu obsaženou ve sněhové pokrývce je možné rozdělit na hygroskopickou, kapilární a gravitační. Hygroskopická voda je držena povrchem jednotlivých zrn a nepřispívá k odtokovému procesu, dokud zrna neroztají. Voda kapilární je ve sněhové pokrývce držena povrchovým napětím mezi jednotlivými krystaly. Do odtoku se zapojuje až v případě, že sníh začne tát nebo když se změní prostor mezi krystaly (Singh, 2001).

Maximální objem kapalné vody, který je sněhová pokrývka schopná udržet je označován jako retenční kapacita. Tato veličina je závislá na hloubce sněhové pokrývky, její hustotě, velikosti, tvaru a uspořádání krystalů a množství vzdušných pórů. Hodnota retenční kapacity sněhové pokrývky při 0 °C obvykle odpovídá přibližně 2-5 % její hmotnosti. Velký vliv však hraje také možnost volného odtoku ze sněhové pokrývky. V rovinatých územích, tak retenční kapacita nabývá vyšších hodnot než v horských oblastech, kde voda snadno odtéká po svazích. (Singh, 2001).

3.4 Energetická bilance sněhové pokrývky

Jednotlivé fáze a odtok vody ze sněhové pokrývky jsou závislé na její energetické bilanci, kterou je možné vyjádřit následující rovnicí (DeWalle, Rango, 2008):

$$Q_i = Q_{ns} + Q_{nl} + Q_h + Q_e + Q_p + Q_g + Q_m, \quad (3)$$

Q_i = výsledná tepelná bilance (\pm),

Q_{ns} = krátkovlnná radiační výměna (≥ 0),

Q_{nl} = dlouhovlnná radiační výměna (\pm),

Q_h = konvektivní výměna zjevného tepla s atmosférou (\pm),

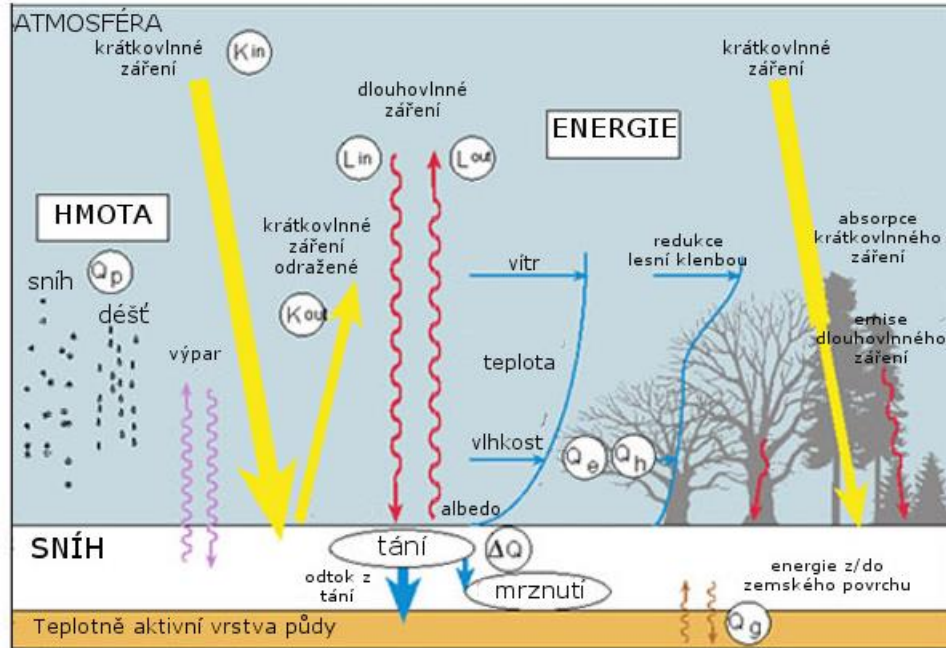
Q_e = konvektivní výměna latentního tepla z výparu a sublimace s atmosférou (\pm),

Q_p = teplo ze srážky (≥ 0),

Q_g = teplo z půdy (\pm),

Q_m = změna skupenského tepla (≤ 0).

Energetická změna probíhá primárně na povrchu sněhové pokrývky díky krátkovlnnému a dlouhovlnnému záření, turbulentnímu nebo konvektivnímu přenosu latentního tepla. Latentní teplo vzniká výparem a rozdílem teplot vzduchu a sněhové pokrývky. Malé množství energie může být dopraveno do svrchních vrstev sněhové pokrývky v podobě dešťových srážek. Spodní vrstvy mohou být ovlivněny teplem z půdy (DeWalle, Rango, 2008). Zjednodušené schéma energetické bilance je uvedeno na obrázku č. 1.

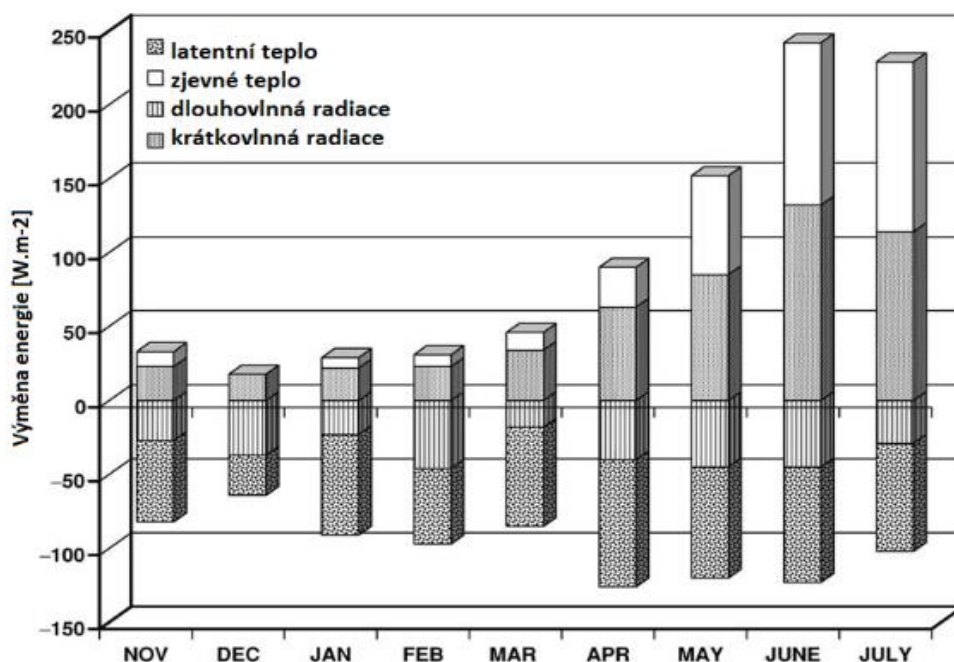


Obrázek 1: Schéma energetické bilance sněhové pokrývky (CHMI, 2011).

V případě, že Q_i je kladné, zvyšuje se teplota sněhové pokrývky až na $0\text{ }^\circ\text{C}$ a ta následně taje. Když je Q_i záporné, dochází k mrznutí kapalné vody v pokrývce a její teplota se snižuje (Jelínek, 2008).

Energetická bilance sněhové pokrývky je ovlivňována mnoha faktory, a proto jsou její jednotlivé složky časově i prostorově velmi variabilní. Marks a Dozier (1992) ve svém výzkumu ukazují proměnlivost hlavních složek energetické bilance od akumulace po roztání sněhové pokrývky v pohoří Sierra Nevada. Výsledky výzkumu jsou znázorněny na obrázku č.2. Je patrné, že dlouhovlnné záření a latentní teplo představují ztráty po celou dobu výskytu pokrývky. Krátkovlnné záření a zjevné teplo jsou po celou dobu zdrojem energie. V zimě je energie krátkovlnného záření nízká díky krátké délce dne a vysokým hodnotám zenitového úhlu slunečního svitu. Hodnota krátkovlnné radiace má s postupujícím časem sezóny rostoucí tendenci. Výrazný význam zjevného tepla je patrný v květnu a v letních měsících, kdy došlo k nárůstu teploty. Negativní hodnoty složky bilance, představující dlouhovlnné záření jsou způsobeny meteorologickými podmínkami s jasnými dny, nízkou teplotou a vlhkostí vzduchu. Negativní hodnoty latentního tepla

jsou zapříčiněny nízkým tlakem vodní páry a vysokými rychlostmi větru ve zkoumané oblasti (Marks, Dozier, 1992).



Obrázek 2: Zastoupení hlavních složek energetické bilance sněhové pokrývky v jednotlivých měsících v roce 1986 v pohoří Sierra Nevada (Marks, Dozier, 1992, upraveno).

3.4.1 Vliv topografie a lesa na energetickou bilanci sněhové pokrývky

Nedávné výzkumy poukazují na důležitý vliv topografie a vlivu lesa zejména u modelování energetických procesů probíhajících ve sněhové pokrývce na velkých různorodých povodích (DeWalle, Rango, 2008).

Topografické podmínky zahrnují nadmořskou výšku, sklon svahu a jeho orientaci a osvit. Tyto faktory mohou výrazně ovlivňovat energetickou bilanci a následně odtok z povodí. Sklon svahu například ovlivňuje úhel dopadu slunečního záření a má tak vliv na příjem krátkovlnného záření. Topografický reliéf může také způsobovat zastínění určitých míst povrchu sněhové pokrývky (DeWalle, Rango, 2008).

Lesní porosty mají velký vliv na energetickou bilanci sněhové pokrývky. Obzvláště pokud jde o radiační a konvektivní výměnu tepla. Problematické je, že meteorologická data jako sluneční záření, rychlost větru, teplota vzduchu a vlhkost nejsou obvykle dostupná pro místa s lesním porostem a musejí proto být používána upravená data z otevřených míst. Vliv lesa se také mění s jeho druhovou skladbou, stářím, hustotu

stromů a s podrostovou vegetací. Velký rozdíl je způsobován například rozdílem mezi jehličnatým a listnatým lesem. Nezanedbatelný je také vliv intercepce srážek vegetací (DeWalle, Rango, 2008).

3.4.2 Vliv lesa na krátkovlnnou radiaci

Intenzita krátkovlnné radiace je dána přítomností slunečního svitu. Jeho množství je proměnné a závislé na postavení Slunce na obloze. Zenitový úhel a dráha slunečního paprsku se mění v průběhu celého roku. Páprsek tak může být při průchodu vegetací v různé míře utlumován. K dalšímu stínění může docházet díky výše zmiňované topografii nebo oblačnosti (Hotový, 2018). Sluneční záření, které prochází skrz vegetaci, má velký stupeň prostorové variability a mohou tak být způsobeny velké odlišnosti v příjmu krátkovlnného záření na relativně malých územích (Davis et al., 1997). Část paprsků procházejících lesní vegetací se na ní odráží směrem vzhůru, část je vegetací absorbována a zbytek dopadá na sněhovou pokrývku. Zde hraje v procesu roli albedo, protože část krátkovlnného záření se od sněhové pokrývky odráží. Odražené záření se však do bilance pokrývky může znovu zapojit jako dlouhovlnné záření z vegetace, nebo se může odrazit zpět díky sněhu zachycenému intercepací na větvích stromů (DeWalle, Rango, 2008; Singh, 2001). Zejména významný je vliv v jehličnatých porostech, kde nedochází v zimě k opadání jehlic. Celkový příjem krátkovlnné radiace je zde výrazně snížen stíněním korun stromů. DeWalle a Rango (2008) uvádějí, že opadavý les propouští pouze 50 % krátkovlnného záření. U hustého jehličnatého lesa však tato hodnota dosahuje k 10 %. Krátkovlnné záření je jedním z nejdůležitějších tepelných toků, způsobujících tání sněhové pokrývky a díky jeho snížení může mít velmi výrazný efekt na rychlost tání (Ellis, Pomeroy, 2007).

3.4.3 Vliv lesa na dlouhovlnnou radiaci

V souvislosti s útlumem krátkovlnného záření se zvyšuje význam dlouhovlnného záření. Stromy a další prvky lesní pokrývky jsou během dne zahřívány díky absorpci slunečního záření a následně předávají sněhové pokrývce teplo pomocí dlouhovlnného záření. To se tak často stává hlavním zdrojem energie pro tání sněhové pokrývky (Essery et al., 2008). Dvěma hlavními zdroji dlouhovlnného záření jsou záření přímo z atmosféry a záření z vegetace. Záření z atmosféry vzniká transformací krátkovlnného záření na částicích atmosféry. Toto dlouhovlnné záření proniká ke sněhové pokrývce mezerami

mezi vegetací, jeho množství je ovlivněno oblačností. Čím více je oblačnosti v atmosféře, tím více se zde nachází částic, na kterých se může krátkovlnné záření transformovat na dlouhovlnné (DeWalle, Rango, 2008; Hotový, 2018).

3.4.4 Vliv lesa na turbulentní přenosy tepla

Lesní porosty tvoří bariéry proudění vzduchu a mění jeho charakter. Pro přenos tepla mezi atmosférou a sněhovou pokrývkou je zásadní rychlost větru. Andreadis et al. (2009) uvádějí, že les tlumí výměnu vzduchu nad sněhovou pokrývkou, díky tomu, že působí jako protivětrná bariéra. Tepelný přenos turbulentních toků zjevného a latentního tepla je tedy snížen. Celkově tak lze v lesních porostech počítat s nižší konvektivní výměnou zjevného a latentního tepla (Assaf, 2007; Hotový, 2018). Turbulentní výměna zjevného a latentního tepla má velký vliv na tání sněhu, na němž se podílí 30–40 % z celkové energie (Pohl et al., 2006). Díky snížení rychlosti větru nad povrchem sněhové pokrývky a menší výměně chladného vzduchu nad ní může dojít ke zpomalení tání. Celkový proces je ale závislý na lokálních podmínkách v dané oblasti (Molotch et al., 2009).

3.5 Vliv vegetace na hydrologický režim

Vegetace má v hydrologickém režimu krajiny důležitou roli. Její nejvýznamnější působení je možné shrnout do následujících procesů:

3.5.1 Intercepce srážek

Intercepce je proces, při kterém je část srážky zadržena na vegetaci, nezapojuje se do povrchového odtoku ani neinfiltuje do půdy. Zadržaná voda je vypařena zpět do atmosféry (Černý, 2016). Množství srážkové vody zadržené intercepčními může být značné a je označováno jako intercepční ztráta (Brutsaert, 2005). Intercepční ztráta může mít výrazný vliv na hydrologickou bilanci daného povodí. I když objem vody, který je zadržen intercepčními je v porovnání s ostatními objemy vstupujícími do hydrologické bilance relativně malý, k jeho naplnění a vyprázdnění dochází tak často, že se řádově vyrovná objemu vody ztraceného transpirací. Intercepce dále zmírňuje intenzitu deště, což způsobuje lepší vsak vody do půdy (Savenije, 2004). Intercepce je vysoce variabilní v závislosti na druhu vegetace. U listnatého lesa se její velikost pohybuje okolo 15 % srážky v letním období a 7 % v zimním období, kdy jsou stromy

opadané (Storck et al., 2002). U jehličnatých stromů je velmi zásadní intercepce sněhových srážek. Důležitý je zde úhel větví a vliv velikosti a tvaru jehlic. U jehličnatých stromů se sníh nejprve ukládá mezi jednotlivými jehlicemi, spojuje se přes ně a následně obaluje celé větve. Vliv na množství zachyceného sněhu má také pružnost větví, která určuje, kdy se větev pod vahou sněhu ohne natolik, že dojde k hromadnému uvolnění sněhu (DeWalle, Rango, 2008). Zachycené sněhové srážky mohou dokonce způsobovat lámání větví pod jejich vahou. Storck et al. (2002) ve své studii uvádějí, že jehličnatý les, tvořený douglaskou je schopný zachytit až 60 % sněhové srážky, což za daných podmínek odpovídalo 40 mm SVH.

Zadržení sněhové srážky vegetací má výrazné odlišnosti proti zadržení srážky dešťové. Pro intercepci dešťové srážky je důležitá plocha listů, případně jehlic. Pro sněhovou srážku je to síla větví a struktura vegetačního krytu. Zásoba sněhu zachycená na vegetaci je také závislá na teplotě vzduchu. V případě, že sníh padá za teploty blízké 0 °C, soudržnost sněhové pokrývky je vyšší, což vede k vyšší akumulaci na vegetaci (Ward, Trimble, 2004). Dalším rozdílem mezi intercepací sněhu a deště spočívá ve způsobu vyprazdňování zásoby zadržené vody. U deště je voda vypařována. Sníh může vegetaci opouštět třemi způsoby: sublimací, mechanickým odstraněním (sklouzávání, vedoucí k masovému uvolňování) a táním (Miller, 1966). Vegetační kryt výrazně mění strukturu sněhové pokrývky pod sebou a má mimo jiné vliv na tvorbu lavin a na ochranu před lavinovým nebezpečím (Schneebeil et al., 1999). V posledních letech je intercepce sněhové pokrývky, případně její sublimace v lesních porostech zkoumána z důvodů předpovědí změn hydrologického cyklu v důsledku klimatických změn, ekologických katastrof, těžby a sukcesních procesů (Hedstrom, Pomeroy, 1998).

3.5.2 Transpirace

Transpirace představuje proces, při kterém je voda z rostlin jejich činností vypařována do atmosféry. Transpirace je ovlivňována mnoha faktory jako je: klima, stáří lesa, druhová skladba, struktura lesa a vlhkost půdy. Při takovémto množství faktorů, kterými je transpirace ovlivňována, je těžké získávat konkrétní informace o transpiraci v daných povodích, která by mohla sloužit například k modelování hydrologické bilance (Roberts, 1983). Roční hodnoty transpirace lesního porostu se v podmínkách mírného zeměpisného pásu pohybují mezi 290 mm až 427 mm za rok (Roberts, 1983).

Hodnoty však nelze příliš dobře porovnávat z důvodu různých klimatických podmínek a různého druhového složení lesa.

3.5.3 Vliv na infiltrační schopnost půdy

Lesní porosty významně ovlivňují schopnost půdy vsakovat a zadržovat vodu. Kořenové systémy stromů zvyšují propustnost půdy, díky čemuž se zvyšuje míra infiltrace oproti nezalesněným plochám. Lesní půda, obsahující velké množství makro pórů je významnou zásobárnou podzemní vody, která je povolna uvolňována v sušších obdobích roku. Tato voda následně slouží k transpiraci lesní vegetace a dotaci povrchových i podzemních vod. Díky vysoké infiltrační schopnosti lesních půd, zejména v listnatých lesích, se tak prakticky nevyskytuje povrchový odtok a srážková voda se plynule vsakuje do svrchní, na humus bohaté vrstvy půdy. Zde se hromadí a následně pokračuje do hlubších vrstev půdy a jejího podloží. Díky těmto procesům lesní porosty tlumí maxima povrchového odtoku a navyšují podpovrchový a podzemní odtok (Švihla, 2001).

Dalšími způsoby, jak vegetace, případně lesní porosty ovlivňují hydrologický režim je například zvyšování srážkového úhrnu nad povodím. Oproti bezlesému území je velký lesní komplex díky vyšší vlhkosti ovzdušné vrstvy, která se nad ním nachází, schopný zvýšit srážkový úhrn o 5-6 %. V horských oblastech dochází také k takzvanému vyčesávání mraků, kdy je vzdušná vlhkost zachytávána na stromech a následně může docházet k jejímu stékání na zemský povrch, infiltraci do půdy případně k povrchovému odtoku (Švihla, 2001).

3.5.4 Vliv zdravotního stavu lesa

Při ovlivňování hydrologického režimu lesním porostem hraje důležitou roli zdravotní stav lesa. U lesa, který je například napadený kůrovcem dochází k opadu jehlic a odumírání celých stromů, čímž vznikají výrazné změny ve struktuře lesního pokryvu, které ovlivňují energetickou bilanci a akumulaci sněhové pokrývky (Formánek, 1907). Jeníček et al. (2017) prováděli studii, zkoumající vliv zdravotního stavu lesa na akumulaci a tání sněhové pokrývky. Při této studii byly prováděny terénní měření na vybraných horských územích, které se nacházely ve stejné nadmořské výšce, nebyly ovlivněny topografií a na každém byl jiný stav lesní vegetace. Výsledky studie ukazují, že SVH ve zdravém lese byla průměrně o 41 % nižší než na otevřené ploše. U lesa

zasaženého kůrovcem bylo průměrné snížení SVH o 22 %, což ukazuje na snížení intercepce a tím způsobené zvýšení akumulace sněhu. Ve zdravém lese také docházelo k pomalejšímu tání než v disturbovaném a než na volné ploše. Rychlost tání sněhu v disturbovaném lese se navíc ukázala skoro stejná jako na otevřené ploše. Konkrétně byla rychlost tání ve zdravém lese o 32 % pomalejší než na otevřené ploše a v lese napadeném kůrovcem o 7 %.

3.6 Vliv sněhové pokrývky na minimální letní průtoky

Zejména horská povodí jsou často významně ovlivňována sněhem, který hraje důležitou roli v tvorbě odtoku. Sněhová pokrývka taje v jarních až letních měsících, v závislosti na nadmořské výšce a dalších faktorech. Voda vzniklá táním sněhu podporuje jarní průtoky a doplňuje zásoby podzemní vody. Část z této podzemní vody následně odtéká v letních měsících a je tak jedním ze zdrojů vody pro letní nízké průtoky (Godsey et al., 2014). V současnosti se vodní hodnota sněhu v mnoha povodích snižuje a k jarnímu tání dochází dříve v průběhu roku (Beniston, 2012). Výzkum Jeníčka a Ledvinky (2020) prováděný na 59 českých horských povodích ukazuje, že 17-42 % (průměrně 26 % z celkového odtoku z povodí pochází ze sněhu i když pouze 12-37 % (průměrně 20 %) ze srážek jsou ve formě sněhu. Tato čísla ukazují, že sníh je pro tvorbu odtoku efektivnější než kapalné srážky. Z výzkumu dále plyne, že v rocích, které byly chudé na sníh, přispěl odtok ze sněhové pokrývky k celkovému odtoku méně než při rocích na sníh bohatých. Tání sněhu navíc v rocích chudých na sníh začalo dříve a ovlivňovalo tak průtoky po kratší dobu. Pro většinu povodí platilo, že nejnižší letní průtoky nastaly v rocích s nízkým objemem letní srážky a malé zásoby sněhu, což ukazuje, že minimální letní průtoky nejsou pouze závislé na letních srážkách, ale jsou také významně ovlivněny mocností sněhové pokrývky z předchozí zimy.

3.7 Vliv lesního hospodářství na sněhovou pokrývku

Lesní hospodářství, konkrétně těžba dřeva mohou mít významný vliv na hydrologii sněhu malých povodí. Těžba dřeva, která redukuje lesní kryt ovlivňuje ztráty sněhové pokrývky intercepce a rychlost tání sněhové pokrývky. Následně je tak ovlivněna doba tání sněhu a její množství, odtékající v podobě povrchového odtoku. Vliv odlesňování na hydrologii sněhu se různí podle míry odlesnění a jejího způsobu. Kácení jednotlivých

stromů, vytváří malé mýtiny, které snižují množství vegetace, zapojené do intercepce a umožňují vyšší příjem slunečního záření, což zvyšuje tání a evaporaci, případně sublimaci. Tvorba větších mýtin snižuje intercepci a vystavuje sněhovou pokrývku vlivu větru (DeWalle, Rango, 2008). Anderson a Hoover (1976) ve své studii prováděné na západě USA zjistili, že velké odlesnění a vytvoření širokých mýtin zvýšilo akumulaci sněhu o 22–45 %, zatímco kácení jednotlivých stromů zvýšilo akumulaci o 10–17 %. Větší množství akumulovaného sněhu bylo díky snížení intercepční ztráty. Troendle a Leaf (1981) uvádějí, že ke zvýšení akumulace sněhu po vytvoření mýtin dochází pouze v případě, že jejich velikost nepřesáhne určitou mezi. Konkrétně je uváděna hodnota $2H - 5H$ (H = průměrná výška stromu v lesním porostu). Zvýšení akumulace sněhové pokrývky se s rostoucí velikostí mýtiny snižuje. Důvodem snížení zásoby sněhu na velkých mýtinách je odnos sněhu větrem a ztráty sublimací.

Odlesnění má také významný vliv na energetickou bilanci sněhové pokrývky, kterou je řízeno tání. Díky odstranění stromů přijímá sněhová pokrývka větší množství slunečního záření a dochází k rychlejšímu tání. Zvýšená rychlost tání často kompenzuje zvýšenou akumulaci díky nižší intercepci a mizení sněhové pokrývky se tak v prořezaném a neprořezaném lese vyrovnává. Důležitou roli hraje také zastínění okrajů mýtin okolními stromy. Sněhová pokrývka na krajích mýtin, která je častěji ve stínu stromů taje pomaleji než ta, nacházející se na nezastíněných otevřených plochách. (DeWalle, Rango, 2008).

Výsledkem odlesnění může být zvýšení průtoků z povodí, změna doby jejich kulminace a změna doby doplnění zásob podzemní vody. Tyto změny závisí na způsobu odlesnění a synchronizaci tání sněhu z odlesněných a neodlesněných částí povodí. Obecně je pro lesní hospodářství doporučováno, nechávat stejně velké odlesněné a neodlesněné plochy, kvůli stínu a odvádění sněhu. Pro optimalizaci akumulace sněhu v zalesněném povodí by měly hranice lesa být umístěny kolmo na převládající směr proudění větru, pro zachycení transportovaného sněhu. Neměla by také být odstraněna více než polovina lesního porostu z povodí najednou, aby nedošlo k úplné změně hydrologického režimu (DeWalle, Rango, 2008).

3.8 Specifika povodí jezer

Povodí s jezery mají oproti povodím bez jezer několik specifík. Jezera slouží v podstatě jako retenční nádrže a výrazně tak mění režim odtoku z povodí. Důležitý je například vliv na snížení povodňových průtoků. Dále se v jezerech vyskytuje velká zásoba vody, která může v obdobích sucha sloužit jako zdroj vody vodních toků. Jezera v povodí, také díky schopnosti vody udržovat teplo, regulují lokální mikroklima, čímž mají vliv například na skladbu okolní vegetace (Hrádek, Kuřík 2008).

3.8.1 Šumavská jezera

V České republice se nachází pět jezer ledovcového původu. Konkrétně se jedná o Plešné, Prášílské, Laka, Černé a Čertovo jezero. Dále se nacházejí tři ledovcová jezera na německé straně Šumavy. Všechna jezera leží v centrální části Šumavy v nadmořské výšce kolem 1000 m n. m. (Národní park Šumava, 2023). Jedná se o pozůstatky po ústupu svahových ledovců, které se rozkládaly na vrcholcích a úbočích nejvyšších hor Šumavy. Jezera jsou částečně vyhloubena ledovcem (karová) a částečně zahrazená morénovým valem. Šumavská jezera jsou průtočná, díky čemuž je jejich hydrologický režim závislý na množství protékající vody. Nejvyšší vodní stavy jsou měřeny v době tání sněhové pokrývky (v dubnu) a po vydatných srážkových událostech (Janský, Šobr, 2003). Minimální hodnoty zadržené vody dosahují jezera na konci zimy a v letních měsících (červenec–září). Výška hladiny u Plešného, Čertova a jezera Laka kolísá v průběhu roku v rozmezí 50 cm (Janský, Šobr, 2003; Sankotová, 2015).

3.9 Ekologické katastrofy na Šumavě

3.9.1 Kůrovcová kalamita v oblasti Šumavy

Lýkožrout smrkový (*Ips typographus*) je jedním z nejvýznamnějších hospodářských škůdců kulturních porostů s hlavním podílem smrku. Vyznačuje se schopností exponenciálního množení za příhodných klimatických a potravních podmínek. Běžně napadá oslabené stromy, které mají sníženou schopnost náletu se bránit, případně polomy a vývraty. Větretem způsobené kalamity a jejich dlouhé zpracovávání následků v kombinaci se suchem a teplým počasím vytváří ideální podmínky pro přemnožení, které vede k napadání i zdravých stromů. Následně se tak může kůrvec stát významným krajinným činitelem, který způsobuje odumírání rozsáhlých smrkových porostů. Dle

nálezů v pylových profilech rašeliny lze usoudit, že na Šumavě pravidelně docházelo k disturbancím větrem a následným přemnožením podkorního hmyzu (Kindlmann et al., 2012).

V roce 1870 byla Šumava zasažena velkým větrným polomem, po kterém v 70. letech 19. století následovala velká kůrovcová kalamita. Lesní porosty byly obnoveny převážně smrkovými sazenicemi. Tyto stromy dosáhly na přelomu tisíciletí kritického věku (Mezistromy.cz, 2023). Další kalamita proběhla v období 2. světové války v letech 1944–1952, jako její příčina je uváděn nedostatek pracovních sil v lesnictví a nadprůměrně suchý a teplý rok 1947. Následně ke kalamitám došlo v letech 1983–1988 a 1993–1996 (silně zasažená oblast Modravy – povodí Malé Mokrůvky), které byly zapříčiněny suchem a vysokými teplotami ve vegetačním období (Zahradník, Zahradníková, 2019a). V posledních desetiletích byla zaznamenána významná gradace výskytu kůrovce, díky které došlo k velkoplošnému rozpadu stromového patra v šumavských lesích po klimaticky extrémním roce 2003. Tato kalamita probíhá i v současné době. Její průběh lze rozdělit do tří etap. První etapa (2003–2004) začala dlouhým, teplým a abnormálně suchým létem v roce 2003. Druhá etapa (2007–2010) byla započata orkáнем Kyrill, který urychlil rozpad lesních porostů. Třetí etapa (2015–současnost) začala opět nadprůměrně suchým rokem 2015. (Kindlmann et al., 2012; Zahradník, Zahradníková, 2019). V intervalech mezi jednotlivými etapami se částečně dařilo kalamitu potlačovat, ale nástupy nepříznivých faktorů působily její další nárůst. K šíření kalamity také kromě nepříznivého vývoje počasí přispěl nedostatek pracovní síly a pokles ceny dřeva.

3.9.2 Větrné kalamity

Šumava tvoří horský předěl, který se táhne od severozápadu k jihozápadu napříč převažujícím směru větrů, které vanou z oblasti horního Dunaje. Pravidelně zde tak dochází k výskytu epizod s ničivou silou větru, který narušuje lesní porosty na šumavském vrcholovém platu i na svazích Šumavy, které směřují do České kotliny. K častému výskytu extrémních rychlostí větru napovídá i průměrná roční rychlost větru v některých vrcholových partiích Šumavy, která přesahuje 6 m/s. Dalším indikátorem je také kolmý směr převažujícího (jihozápadního) proudění na osu pohoří. Situace, které byly označeny jako větrné kalamity se zde vyskytují opakovaně, konkrétně proběhly v letech 1929, 1955,

1967, 1984, 1990, 2007 a 2008 (Kindlmann et al., 2012; Tolasz R., 2007). Pro účely této práce budou dále detailněji rozebírány pouze události Kyrill (2007) a Ema (2008).

Kyrill (2007):

Jako Kyrill je označována silná větrná bouře, která nastala díky tlakové výši nad jihem Evropy a tlakové níži v oblasti Skandinávie. Vzniklým tlakovým gradientem došlo k velmi silnému západnímu proudění s velmi vysokými rychlostmi větru, které dosahovaly v nárazech 170 km/h, průměrně okolo 130 km/h, což dle Beaufortovy stupnice odpovídá orkánu (Vašíček, 2008). Silný vítr měl obrovské dopady na lesní porosty, sídla a infrastrukturu v celé střední Evropě. Šumava byla zasažena v noci z 18. na 19.1. 2007. Škoda, kterou Kyrill způsobil na Šumavě byla odhadována okolo 700 tisíc m³ poškozené dřevní hmoty (Kolejka et al., 2010). Janík a Romportl (2018) z analýzy leteckých snímků uvádějí, že samotný Kyrill měl překvapivě malý plošný dopad na lesní porost na Šumavě. Po jeho působení se plocha polomů zvýšila o 4,73 km², což odpovídá pouze 0,69 % plochy národního parku. Zasažený byl navíc většinou les, který byl již dříve poškozený. Významné změny nastaly v následujících letech 2008 až 2011. Plochy polomů s neodklizeným dřevem vytvořily ideální místa pro přemnožení a následné masové rozšíření kůrovce. Autoři studie uvádějí, že celkově se v oblasti Šumavy změnilo 56,71 % jehličnatého lesa. Na 34,23 km² vznikl suchý stojící les (bezzásahové oblasti národního parku) a na 21,23 km² člověkem vytvořené holiny.

Emma (2008):

Větrná bouře Emma zasáhla území České republiky 1.3.2008. Její vznik byl způsoben cyklonou, zformovanou nad Severní Amerikou, která v silném západním proudění zamířila k Evropě. Díky postupu přes severní Evropu a Baltské moře směrem dále na východ, došlo spolu s rozsáhlou azorskou anticyklonou nad jihozápadní Evropou k vytvoření velkého tlakového gradientu, který vedl k silnému větru přes Evropu. Rychlosti větru nebyly tak vysoké jako u orkánu Kyrill, ale přesto se svými hodnotami 120 -140 km/h v nárazech řadí k orkánu (Drahokoupil et al., 2008). V národním parku Šumava tato větrná smršť neměla tak výrazné následky jako předchozí Kyrill, ale přispěla k již velmi špatnému stavu lesních porostů (Zahradník, Zahradníková, 2019a).

3.10 Hydrologická charakteristika Šumavy

Z hydrologického hlediska patří většina území Šumavy k úmoří Severního moře, k povodí Labe. Malá část území náleží k úmoří Černého moře, k povodí Dunaje. Hlavními šumavskými řekami jsou Vltava a Otava, obě tyto řeky pramení v oblasti šumavských pánví v centrální části pohoří, která se vyznačuje velkým množstvím vrchovišť. Šumava je oblast, ve které se nachází velké množství pramenů, potoků, říček a řek. Celý Národní park Šumava je zahrnutý do Chráněné oblasti přirozené akumulace vod podle zákona č. 138/1973 Sb., o vodách (Národní park Šumava, 2023).

Klima: Šumava leží v oblasti přechodného středoevropského klimatu a dle klimatického členění náleží většina pohoří do chladné klimatické oblasti. Níže položené části patří do mírné, teplé oblasti. Celkový ráz podnebí je na hranici kontinentálního a oceánského podnebí, což se projevuje malým ročním výkyvem teplot a rovnoměrným rozložením srážek během roku. Průměrná roční teplota je 6 °C v nadmořské výšce 750 m n. m. Ve výšce 1300 m n. m. je to 3 °C. Teploty v zimních obdobích dosahují velmi nízkých hodnot. Rekordní je teplota na Jezerní slati -41,6 °C. Roční srážkové úhrny jsou v oblasti Šumavy oproti zbytku republiky výrazně nadprůměrné. Pohybují se v rozmezí 800–1600 mm/rok. Sněhová pokrývka má průměrnou mocnost 40–150 cm a její výskyt trvá 120–150 dní. Převažující proudění je západní – jihozápadní. Častý je výskyt větrných bouří, které se vyskytují 30-35 dní v roce (Národní park Šumava, 2023).

Většina oblasti Šumavy je dle Quitta (1977) klasifikována jako chladná oblast. V následující tabulce č. 3 jsou uvedeny konkrétní charakteristiky jejich jednotlivých podoblastí.

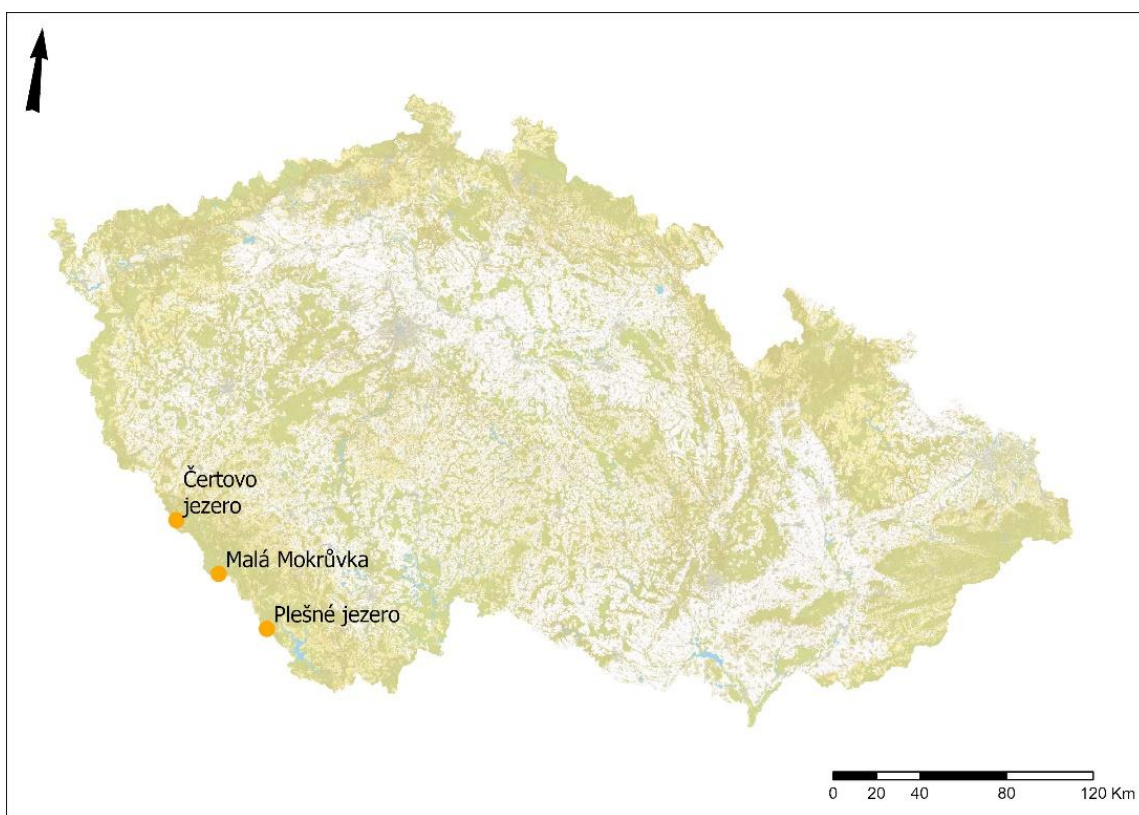
Tabulka 3: Klimatické charakteristiky chladných oblastí České republiky (Quitt, 1977, upraveno)

Klimatická charakteristika chladné oblasti	CH7 (Čertovo jezero)	CH6 (Plešné jezero)	CH4 (Malá Mokrůvka)
Počet letních dní	10–30	10–30	0–20
Počet dní s průměrnou teplotou 10 °C a více	120–140	120–140	80–120
Počet dní s mrazem	140–160	140–160	160–180
Počet ledových dní	50–60	60–70	60–70
Průměrná lednová teplota	-3 až -4	-4 až -5	-6 až -7
Průměrná červencová teplota	15–16	14–15	12–14
Průměrná dubnová teplota	4–6	2–4	2–4
Průměrná říjnová teplota	6–7	5–6	4–5
Průměrný počet dní se srážkami 1 mm a více	120–130	140–160	120–140
Suma srážek ve vegetačním období	500–600	600–700	600–700
Suma srážek v zimním období	350–400	400–500	400–500
Suma srážek celkem	850–1000	1000–1200	1000–1200
Počet dní se sněhovou pokrývkou	100–120	120–140	140–160
Počet zatažených dní	150–160	150–160	130–150
Počet jasných dní	40–50	40–50	30–40

4 Metodika

4.1 Charakteristika zájmového území

Pro analýzu změny hydrologického režimu bylo zvoleno povodí Čertova jezera, povodí v oblasti Malé Mokrůvky a povodí Plešného jezera. Jejich lokace je zobrazena na obrázku č. 3. Tato povodí byla vybrána, protože každé z nich je kůrovcovou kalamitou ovlivněno jiným způsobem a lze tedy průběh těchto změn porovnat mezi sebou. Pro tato povodí jsou dostupné dlouhodobé časové řady hydrometeorologických veličin, jejichž vyhodnocení může přinést informaci o dlouhodobém vývoji hydrologického režimu.



Obrázek 3: Lokalizace zkoumaných povodí na území České republiky.

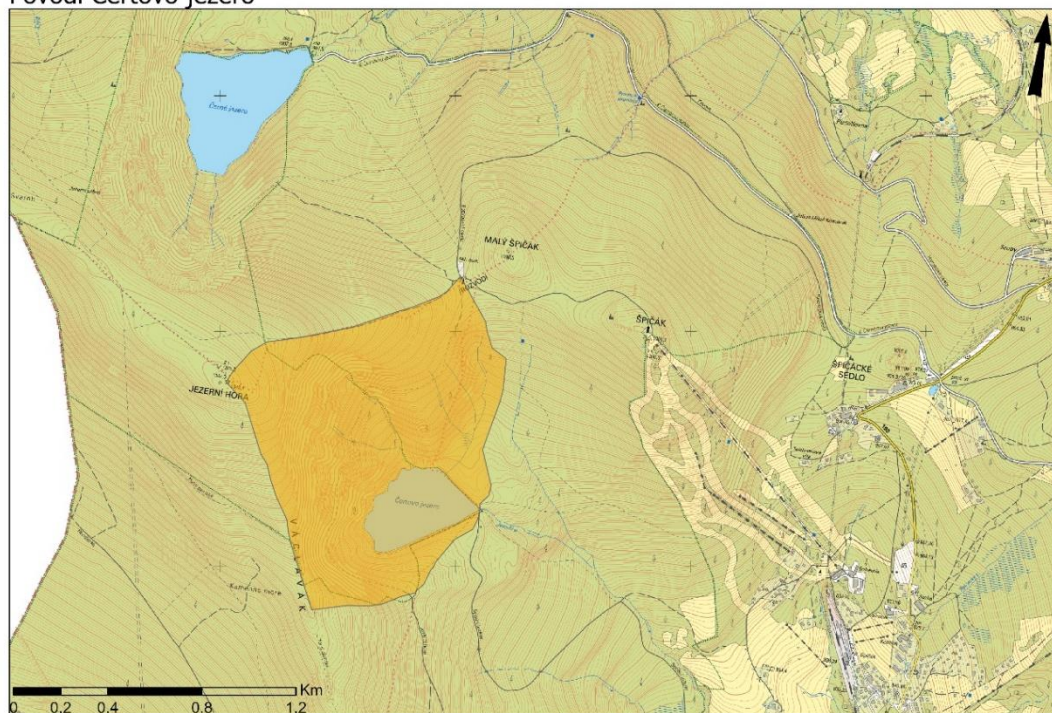
4.1.1 Popis povodí Čertova jezera

Povodí Čertova jezera se nachází na území národního parku Šumava, u hranice s Německem, nedaleko malého města Železná Ruda. Jeho vymezení je zobrazeno na obrázku č. 4. Čertovo jezero je glaciálního původu a jeho kar se nachází v jihovýchodním svahu Jezerní hory (1343,4 m n.m.). Hladina jezera je ve výšce 1030 m n. m. Jedná se o

druhé největší jezero ledovcového původu v České republice. Povodí je pokryto lesem, který však podléhá disturbancím.

Čertovo jezero je odvodňováno Jezerním potokem, který následně ústí do říčky Řezná, která náleží k úmoří Černého moře. Před zaústěním do Řezné se do Jezerního potoka vlévá levostranný přítok Špičácký potok. Na svazích se vyskytují četné prameny a prameniště. Do jezera ústí pět stálých přítoků, které odvodňují jihovýchodní svah Jezerní hory. Na jaře se díky tání sněhu počet přítoků výrazně zvyšuje. Hlavní přítok se nachází v severozápadní části povodí. Jeho podíl na přítoku povrchové vody do jezera v porovnání s ostatními přítoky je 57 % přivedené vody (Kocum, 2004). Povodí má vějířovitý tvar a jeho pramenná oblast leží na JV svahu Jezerní hory. Rozvodnice povodí je v severní části také evropsky významnou rozvodnicí mezi Černým a Severním mořem. Tato hranice probíhá po hřbetu, táhnoucím se od Jezerní hory přes Rozvodí ke Špičáku. (Kocum, 2004).

Povodí Čertovo jezero



Obrázek 4: Vymezení povodí Čertova jezera.

Geologie: Povodí náleží, dle geologického dělení ke krystaliniku Českého masivu – moldanubiku. Původní mořské sedimenty (jílovopísčité a drobové horniny s pyroklastickými i karbonátovými sedimenty a grafitické břidlice) byly zasaženy moldanubickým vrásněním. Při variském vrásnění docházelo k směrným, a v menší míře i příčným kerným pohybům. V pozdější fázi tohoto vrásnění došlo k vyzdvižení moldanubika a následovala denudace povrchu. Území bylo dále významně ovlivněno saxonským vrásněním, kdy došlo k vyzvednutí Šumavy a vznikla současná říční síť a hlavní evropské rozvodí. Dále docházelo k denudaci terénu, převážně díky vysoké erozní schopnosti řek. Velký vliv mělo také horské zalednění. V území se nacházejí deluviální a glaciální sedimenty. Deluviální sedimenty tvoří písčité hlíny s ostrohrannými úlomky hornin. Glaciální sedimenty jsou morénové sedimenty různého zrnitostního složení bazálních a koncových morén. Jedná se o nevytříděné, hrubé hlinité štěrky s příměsí balvanů. Největší část povodí Čertova jezera je tvořena granát-sillimanit-biotit-muskovitickou pararulou svorového vzhledu, místy s andalusitem. Pod přirozenou hrází jezera se nacházejí glacigenní hlinité, písčité a štěrkovité sedimenty a svahové hlinitokamenité sedimenty (Kocum, 2004, Geovědní mapy, 2023).

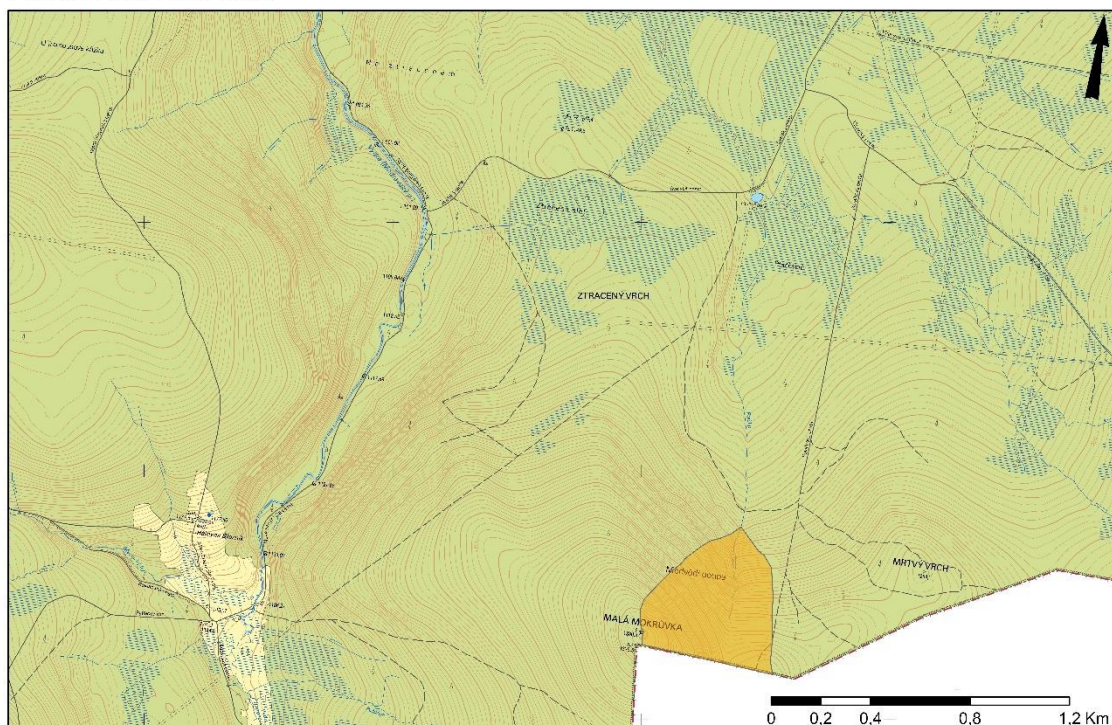
Pedologie: V povodí Čertova jezera se nachází několik půdních jednotek. V horní části Jezerní hory se vyskytuje ranker, na úpatích karových stěn je hnědý glej. Jižní svah Jezerní hory je tvořen kambizemním podzolem. V místech balvanitých sutí a skalních polí ledovcových karů nemají horniny půdní kryt (Půdní mapa, 2023; Kocum, 2004).

Klimatické podmínky povodí: Povodí se dle Quittovy klasifikace (1977) řadí do oblasti CH7, což značí nejteplejší podoblast z chladné klimatické oblasti horstev s relativně malými nadmořskými výškami. Pro CH7 je typické dlouhé a chladné jaro, velmi krátké až krátké léto, které je mírně chladné a vlhké. Podzim je mírný. Zima dlouhá, mírně vlhká a sněhová pokrývka má dlouhé trvání. Konkrétní charakteristika klimatické oblasti je uvedena v tabulce č. 3.

4.1.2 Popis povodí Malé Mokrůvky

Povodí se nachází na severovýchodním svahu Malé Mokrůvky (1331 m n.m.), která leží ve střední části Národního parku Šumava na hranici s Německem. Mapa povodí je zobrazena na obrázku č. 5. Nejnižší bod povodí se nachází 1188 m n.m. Nejbližším sídlem u povodí je přibližně 5 km vzdálená Modrava. Povodí je pramennou oblastí Ptačího potoka. Pokryto je lesním porostem, který se obnovuje po kůrovcové kalamitě, ke které došlo v letech 1993–1996. Zasažené stromy byly většinou odtěženy. V povodí jsou však stále patrné stopy po těžbě v podobě pařezů a zbytků odumřelého dřeva. Pojezdy lesnické techniky také výrazně ovlivnily zhutnění půdy a hydrologický režim. V současnosti se zde nacházejí vysazené a náletové dřeviny, pařezy a zbytky po těžbě a travní porosty. (Jačka et al., 2011, 2012; Pavlásek et al., 2006)

Povodí Malá Mokrůvka



Obrázek 5: Vymezení povodí Malé Mokrůvky

Geologie: Podkladem povodí jsou magmatické horniny moldanubického plutonu svrchního paleozoika – žuly. Dále metamorfovaný sillimanit a kvartérní sedimenty. Žula je jemnozrnná až střednězrnná. Kvartérní sedimenty tvoří fluvialní šterko-písčité usazeniny, které se vyskytují v okolí vodních toků. Dále pak usazeniny vzniklé činností ledovce, které zde nalezneme ve formě blokovitých sutí (Levý, 2008).

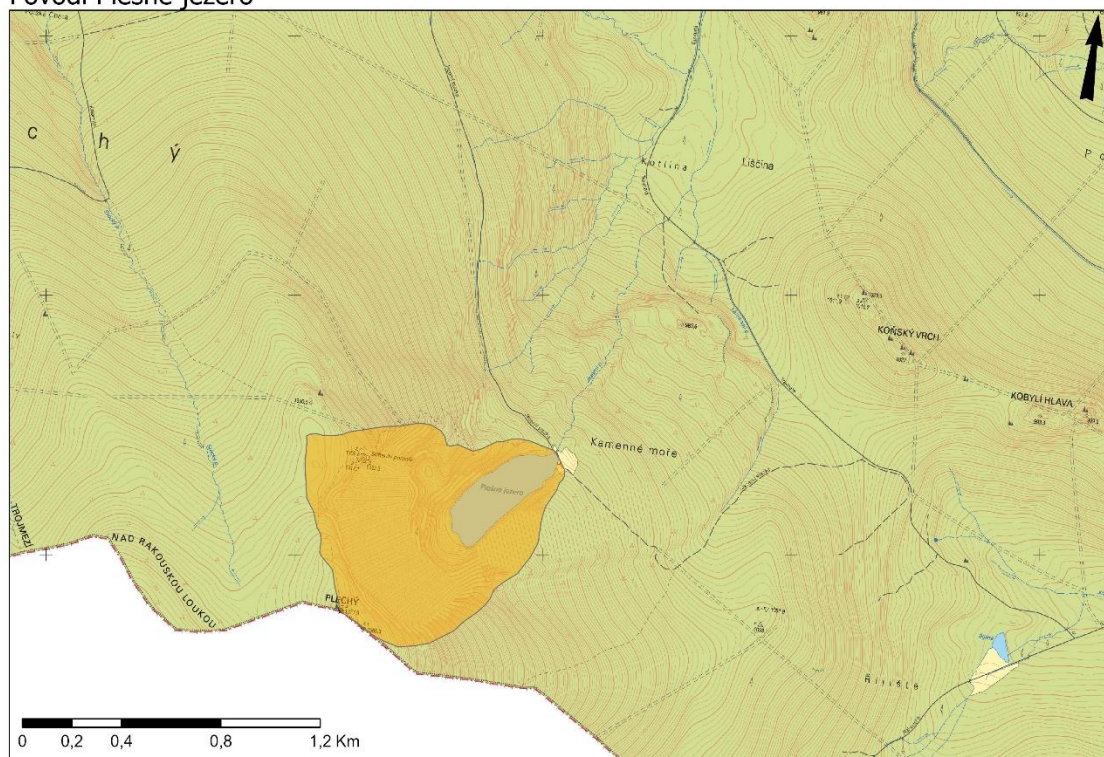
Pedologie: V povodí je nejvíce zastoupený půdní typ podzol. Dále se zde nachází hnědý ranker a zrašelinělý a rašelinohumózní glej. V malé míře se v povodí také vyskytuje vrchovištní, rašeliništní půda (Půdní mapa, 2023; Jačka et al., 2011).

Klimatické podmínky povodí: Malá Mokrůvka je řazena do klimatické oblasti CH4 podle Quittova rozdělení. Do této oblasti patří pouze nejvyšší vrcholky Krkonoš, Krušných hor a Šumavy. Jedná se o nejméně chladnější místa České republiky. Jara jsou v této oblasti dlouhá a chladná. Léta velmi krátká, chladná a vlhká. Podzim bývá dlouhý a mírně chladný. Zimy jsou velmi dlouhé, velmi chladné a sněhová pokrývka trvá dlouhou dobu (Quitt, 1977). Klimatické charakteristiky oblasti CH4 jsou opět uvedeny v tabulce č. 3.

4.1.3 Popis povodí Plešného jezera

Povodí plešného jezera se nachází v národním parku Šumava přibližně 7 km na západ od obce Nová Pec a nedaleko od Trojmezí, kde se stýká hranice České republiky, Německa a Rakouska. Poloha povodí je zobrazena na obrázku č. 6. Jezero je ledovcového původu a leží v karu v severovýchodním svahu Plechého (1378 m n.m.). Plechý je nejvyšším vrcholem české části Šumavy. Hladina jezera se nachází ve výšce 1090 m n.m. Povodí je porostlé lesem, ve kterém došlo k disturbancím (Janský, Šobr, 2003). Plešné jezero je odvodňováno Jezerním potokem, který následně ústí do přehradní nádrže Lipno. Povodí má protáhlý tvar a leží v jihozápadní části Trojmezenské hornatiny. Pramenná oblast se nachází na severovýchodním svahu Plechého. Jezero má tři nepravidelné přítoky v jižní a jihozápadní části. První přítok vyvěrá jako pramen blízko břehu u jezerní stěny. Druhý přítok má menší intenzitu, vzniká výše a do jezera teče jako malý potok. Třetí přítok odvodňuje karovou stěnu. V jezerní stěně se v době tání sněhové pokrývky objevuje výrazné množství pramenů a potůčků (Janský, Šobr 2008).

Povodí Plešné jezero



Obrázek 6: Vymezení povodí Plešného jezera.

Geologie: Geologické poměry povodí jsou relativně jednotvárné. Většinu geologického podloží tvoří hrubě zrnitá biotit-muskovitická žula. Toto území je z geologického pohledu jednou z nejstarších a nejpevnějších oblastí Českého masivu, která nebyla od proterozoika překryta mořskou hladinou, ani v ní nedošlo k vnitřní deformaci hornin. V povodí se nacházejí také glaciální a fluviální sedimenty. Ty formují balvanitou morénu, která je hrází jezera a vyskytují se také v údolí Jezerního potoka, ve formě kamenito-balvanitých uloženin (Janský, Šobr, 2003; Geovědní mapy, 2023).

Pedologie: Na území povodí se nachází několik dominantních půdních jednotek. Nejvýrazněji je zastoupený kryptopodzol oglejený a kambizem oglejená mesobazická. Podél Jezerního potoka je fluvický glej (Půdní mapa, 2023).

Klimatické podmínky povodí: Povodí leží dle Quittovy klasifikace v oblasti CH6, která je prostřední ze tří podkategorií chladné oblasti. Charakteristické je pro ni dlouhé, chladné jaro, které je krátké až velmi krátké. Léto je mírně chladné a vlhké až velmi vlhké. Podzim bývá dlouhý a mírně chladný. Zima je velmi dlouhá, vlhká a mírně chladná (Quitt, 1977). Konkrétní charakteristiky oblasti CH6 jsou uvedeny v tabulce č. 3.

4.1.4 Geomorfologické charakteristiky povodí

V následující tabulce č. 4 jsou uvedeny vybrané geomorfologické charakteristiky jednotlivých zkoumaných povodí.

Tabulka 4: Geomorfologické charakteristiky zkoumaných povodí.

	Čertovo jezero	Malá Mokrůvka	Plešné jezero
Plocha povodí [km ²]	1,08	0,22	0,64
Délka rozvodnice [km]	4,19	1,86	3,17
Délka údolnice [km]	1,25	0,57	1,07
Plocha jezera [km ²]	0,11	-	0,07
Plocha jezera / plocha povodí [%]	9,91	-	11,25
Součinitel tvaru povodí [-]	0,69	0,68	0,56
Součinitel asymetrie [-]	-0,06	-0,26	-0,19
Střední sklon svahů [%]	30,2	30,5	36,0
Max. nadmořská výška [m n. m.]	1344	1331	1378
Min. nadmořská výška [m n. m.]	1030	1188	1090

4.2 Data a jejich vyhodnocení

Pro očištění a zpracování dat byl použit převážně programovací jazyk R v prostředí RStudio. Pro manipulaci s daty, nahlížení do nich a jejich grafické zobrazení bylo využito následujících balíčků funkcí:

- Data.table (Dowle, Srinivasan, 2021)
- Tidyverse – zahrnující další knihovny:
ggplot2, dplyr, readr, lubridate (Wickham et al., 2019)
- Plotly (Sievert, 2020)
- PadR (Edwin, 2022)
- Cowplot (Wilke, 2020)
- Trend (Pohlert, 2020)

Dále byl pro některé úpravy použit program Microsoft Office Excel a jeho modul pro hromadnou transformaci a přípravu dat Power Query. Postup zpracování dat se lišil u každého povodí a rámcově je popsán v následujících kapitolách. Cílem bylo sjednotit datové formáty a homogenizovat řady všech dostupných dat.

4.2.1 Povodí Čertova jezera

Data z povodí Čertova jezera se nacházela ve čtyřech souborech a již byla poskytnuta v denním kroku. Data jednotlivých hydrometeorologických veličin nemají

stejný časový rozsah a vyskytují se v nich chybějící hodnoty (NA). Časové rozložení dat a počty NA v jednotlivých časových řadách jsou uvedeny v kapitole 5.1.1.

4.2.2 Povodí Malé Mokrůvky

Data průtoků, srážek a teplot z povodí Malé Mokrůvky byla zpracována celkem z 20 souborů v různých formátech. Hodnoty výšky sněhové pokrývky byly zkombinovány z 16 různých souborů. Dostupná data od roku 1998 do 2005 byla již v denním kroku, upraven byl pouze formát času. Data byla doplněna NA hodnotami pro datумы, ve kterých neprobíhalo měření. Jednalo se především o zimní měsíce. Data pro roky 2006–2011 byla rozdělená na 72 listů v souborech po jednotlivých letech. Sjednocení bylo provedeno v programu Microsoft Office Excel pomocí modulu PowerQuery. Data byla upravena do jednotného formátu a následně agregována z původního dvouminutového kroku do denního. Agregovaná data byla doplněna NA hodnotami na úrovni dne. Nejistoty, které z této úpravy plynou jsou detailněji rozebrány v kapitole 6.2. Srážky byly pro tyto roky uvedeny kumulativně s časově nepravidelným nulováním (vyprazdňováním srážkoměru). Hodnoty srážek byly získány pomocí rozdílů za sebou jdoucích hodnot kumulativní srážky v dvouminutovém kroku. V datech nebyly obsaženy hodnoty průtoků, ale pouze výška paprsku na měrném přepadu. Výpočet průtoků byl proveden pomocí rovnice pro Thomsonův přeliv (trojúhelníkový s vrcholovým úhlem 90°) dle Kinga (Hlóm, Balvín, 2019):

$$Q = (1,343 \cdot H^{2,47}) \cdot 10^3 [l \cdot s^{-1}], \quad (4)$$

H = výška přepadového paprsku [m].

Po roce 2012 došlo na povodí ke změně měřicí techniky. Totalizátor byl nahrazen člunkovým srážkoměrem. Dále došlo k úpravě a opravě měrného profilu. Měřicí stanice je od roku 2012 vybavena solárním panelem a automaticky odesílá data na server.

Pro roky 2012 až 2022 byla data původně v deseti minutovém kroku, ze kterého byla agregována do denního, dále byla data sjednocena do stejného formátu jako předchozí roky. Následně byla data ze všech let spojena a případné mezery v nich byly doplněny hodnotami NA, opět na úrovni dnů. Dále byla provedena analýza výskytu NA hodnot v datech.

Pro zimy 2020/21 a 2021/22 byla data výšky sněhu v denním kroku po dobu výskytu sněhové pokrývky. Měření výšky sněhové pokrývky je od roku 2020 prováděno pomocí ultrazvuku. Pro předcházející zimní sezóny do roku 2020 probíhala pouze nepravidelná kampaňová měření, případně je zaznamenán odečet výšky sněhu z latí. Díky tomu nejsou k dispozici data pro jejich celé trvání. Z dostupných měření byly shromážděny hodnoty od roku 2006 do 2014. U některých sezón se však jedná pouze o ojedinělá měření. V případě, že pro daný datum bylo prováděno měření na několika místech v povodí, je uveden jejich aritmetický průměr.

Na povodí Malé Mokrůvky došlo k největším disturbancím mezi lety 1993–1996. Měřicí stanice zde byla zřízena roku 1996, z tohoto důvodu není možné získat data vypovídající o stavu hydrologického režimu před největším působením kůrovcové kalamity.

4.2.3 Povodí Plešného jezera

V případě povodí Plešného jezera byla data získána ze 4 souborů. Data srážek, průtoků i teplot byla již v denním kroku. Data byla pouze upravena do stejného formátu. Byly zjištěny počty NA v datech a jejich rozložení. Úprava dat a vyhodnocení změny hydrologického režimu proběhla stejným způsobem jako u předešlých povodí a je popsána níže.

4.2.4 Výpočty a analýza hydrologického režimu

Data byla upravena tak, aby v nich byla obsažena informace o hydrologickém roce, který v České republice začíná 1.11 předchozího kalendářního roku a končí 31.10 (ČMeS, 2017). Z důvodu dobrého porovnání se srážkami a povodími mezi sebou byl proveden výpočet specifického odtoku dle vzorce:

$$R = \frac{Q \cdot 86400}{F \cdot 10^6} \cdot 10^3 \text{ [mm]}, \quad (5)$$

$$Q = \text{průtok [m}^3 \cdot \text{s}^{-1}\text{]},$$

$$F = \text{plocha povodí [km}^2\text{]}.$$

Pro srážky byla provedena agregace do měsíčních a ročních srážkových úhrnů. Průtoky byly agregovány do průměrných měsíčních a ročních hodnot. Následně bylo možné pro časové úseky, pro které byly dostupné hodnoty srážek i průtoků vypočítat odtokové

součinitele povodí v jednotlivých měsících. Výpočet byl proveden dle vzorce (Hrádek, Kuřík, 2008):

$$C = \frac{R}{S} [-], \quad (6)$$

R = specifický odtok [mm],

S = srážkový úhrn [mm].

Data byla následně spojena do jednoho souboru, který obsahuje časovou řadu průtoků [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$], srážek [mm], výšky sněhové pokrývky [cm] a teploty [$^{\circ}\text{C}$]. Časový rozsah souboru pro povodí Čertova jezera je od 1.11.1997 do 31.12.2019. Pro povodí Malé Mokrůvky od 1.8.1998 do 20.4.2022 a pro povodí Plešného jezera od 25.7.2000 do 10.5.2020. V případě, že veličina nebyla v určitém datu měřena, je uvedeno NA. Pro data výšky sněhové pokrývky vytvořena tabulka se statistikami hodnot jednotlivých zimních sezón. Výsledné upravené datové soubory jsou k dispozici zde:

<https://tinyurl.com/Datadiplomovapraca>

Pro vyhodnocení hydrologického režimu v povodí byla časová řada rozdělena na dvě poloviny, kdy toto rozdělení určuje rok 2008. Kromě umístění v polovině časové řady udává rok 2008 také výskyt orkánů Kyrill a Emma, které významně narušily lesní porosty na Šumavě. V příloze č. 1 jsou uvedeny letecké snímky z let 2003, 2006, 2012 a 2023 pro získání představy o vegetačních poměrech.

Provedeno bylo vyhodnocení trendu specifického ročního odtoku pro období před rokem 2008 a po něm. Trend byl analyzován pomocí Mann-Kendallova testu pro zhodnocení trendu. Zvolena byla 95 % hladina významnosti. Pro pozorování trendu byly vybrány pouze roky, v nichž chybějící data v denním kroku představovala méně než 50 % hodnot. Z důvodu velkého množství chybějících hodnot pro povodí Malé Mokrůvky v období před rokem 2008 byl v jeho případě zkoumán pouze trend po roce 2008. Dále bylo porovnáno rozložení dat průměrných specifických odtoků v jednotlivých měsících před rokem 2008 a po něm. Toto porovnání bylo také provedeno pro průměrné měsíční teploty. V případě Malé Mokrůvky nebyl dostatek dat pro měsíce listopad–duben před rokem 2008. Tyto měsíce porovnány nebyly. Pro hydrologické roky, pro které byla dostupná data srážek bylo vytvořeno porovnání zimního a letního období. Zimní období zahrnuje měsíce: říjen, listopad, prosinec, leden únor, březen. Do letního byly zařazeny měsíce:

duben, květen, červen, červenec, srpen, září. Období, jejichž data obsahovala více než 50 % NA v denním kroku nebyla do porovnání zahrnuta. Pro období, ve kterých byl dostatek dat byl porovnán také odtokový součinitel. V případě povodí Čertova a Plešného jezera se díky krátkým řadám srážek jedná o hydrologické roky 2015–2019. Pro tyto roky bylo také provedeno porovnání průměrného odtokového součinitele v letním a zimním období. Pro Malou Mokrůvku bylo porovnání provedeno pro hydrologické roky 1999–2021. Dále bylo vyhodnoceno rozložení srážek v zimním a letním období pro hydrologické roky 2015–2019. Tento rozsah byl zvolen, protože pro zbylá povodí jsou v něm data srážek dostupná a nevyskytuje se v něm velké množství NA hodnot.

4.3 Výpočty geomorfologických charakteristik povodí

Pro výpočty geomorfologických charakteristik povodí byl použit software ArcGIS Pro. Jako podklad pro vymezení povodí byla použita Základní mapa ČR 1:10 000 (ČÚZK, 2022) a vrstva vrstevnic v kroku 10 m z výškopisu Geoportálu ČÚZK – ZABAGED (ČÚZK, 2010). S využitím funkcí programu ArcGIS Pro byly změřeny plochy povodí, plochy jezer a délky rozvodnic a údolnic. Maximální a minimální nadmořské výšky byly určeny z geo prohlížeče ČÚZK ZABAGED (ČÚZK, 2010). Pro povodí Malé Mokrůvky je hodnota minimální nadmořské výšky převzata z literatury (Jačka et al., 2011). Další charakteristiky povodí byly vypočteny z následujících vztahů:

Součinitel tvaru povodí α (Hrádek, Kuřík, 2008):

$$\alpha = \frac{B}{L_u}, \quad (7)$$

B = střední šířka povodí [km],

L_u = délka údolnice [km].

Střední šířka povodí:

$$B = \frac{F}{L_u}, \quad (8)$$

F = plocha povodí [km²].

Součinitel asymetrie – číselný bezrozměrný parametr nabývající hodnot -1 až 1 (Hrádek, Kuřík, 2008):

$$a = \frac{FL-FP}{F}, \quad (9)$$

FL = plocha povodí nalevo od údolnice [km²],

FP = plocha napravo od údolnice [km²],

F = plocha povodí [km²].

Střední sklon svahů povodí (Hrádek, Kuřík, 2008):

$$I_{SV} = \frac{H_{max} - H_{min}}{\sqrt{F}} \cdot 100 [\%], \quad (10)$$

H_{max} = maximální nadmořská výška v povodí [m],

H_{min} = minimální nadmořská výška v povodí [m],

F = plocha povodí [m²].

Absolutní spád povodí ΔH (Hrádek, Kuřík, 2008):

$$\Delta H = H_{max} - H_{min} [m], \quad (11)$$

H_{max} = maximální nadmořská výška,

H_{min} = minimální nadmořská výška.

5 Výsledky

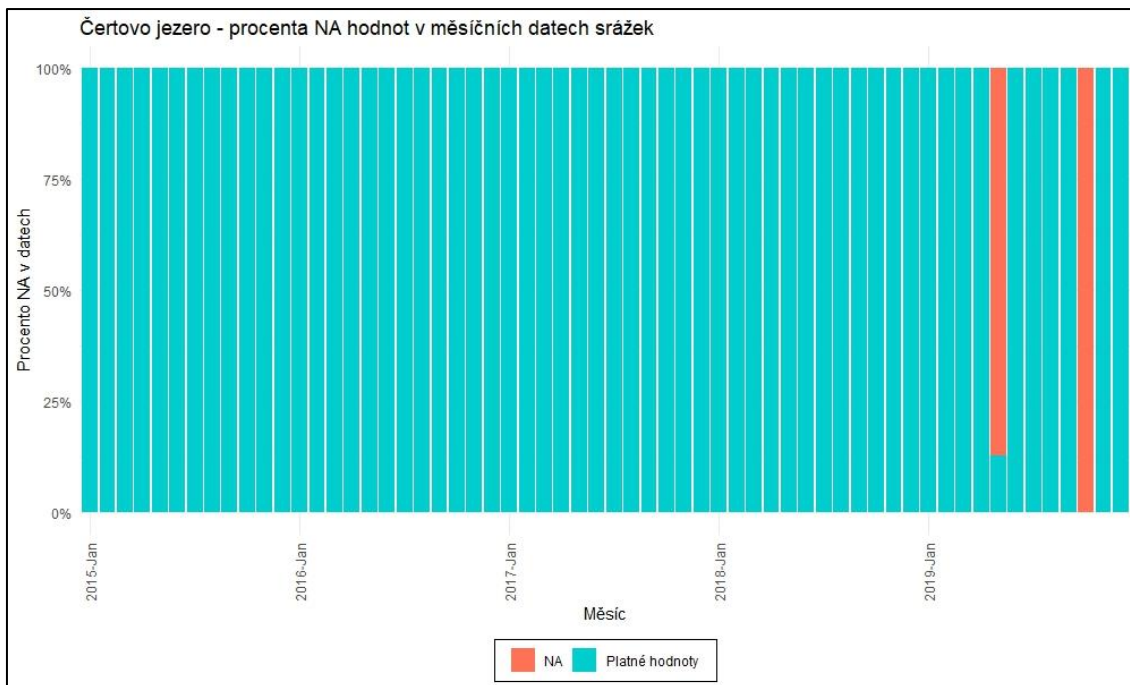
5.1 Dostupnost dat

5.1.1 Povodí Čertova Jezera

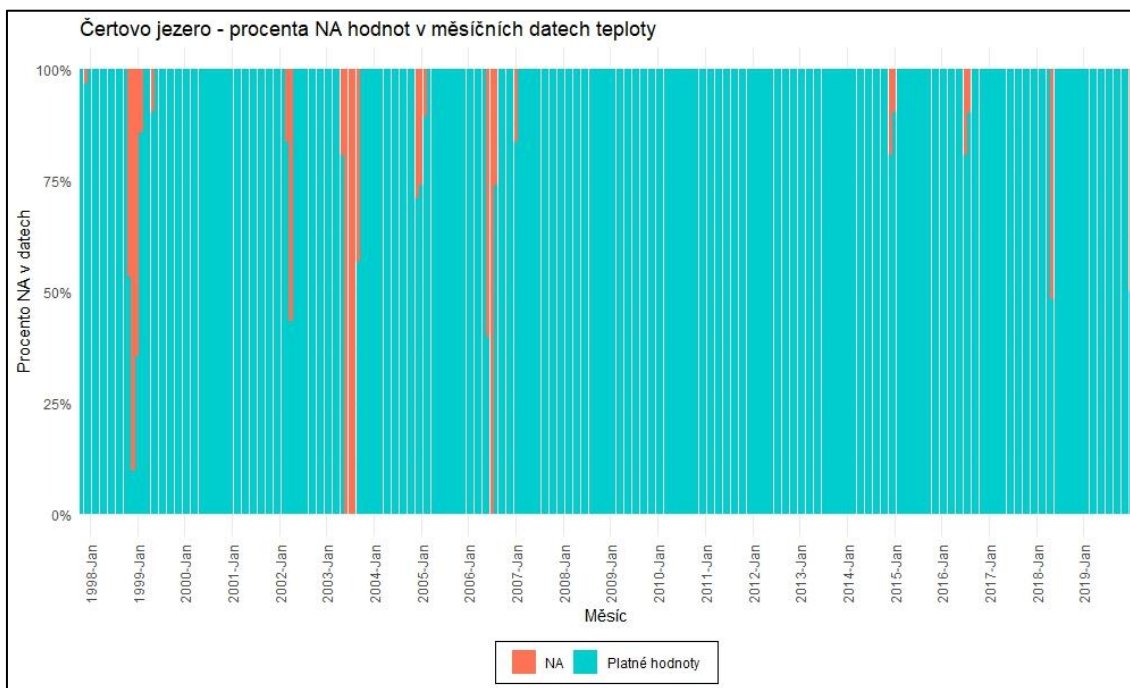
Tabulka č. 5 ukazuje časové rozmezí, ve kterém byly měřeny jednotlivé hydrometeorologické veličiny. Dále jsou v ní uvedeny celkové počty chybějících hodnot (NA). Časové řady průtoků a teploty jsou přibližně 22 let dlouhé, nicméně dostupná data srážek jsou pouze za období pěti let. Počet NA hodnot není v časových řadách tohoto povodí příliš vysoký. Nejvíce chybějících dat je v případě teploty, a to pouze necelá 4 % z celkového počtu. Srážky obsahují přibližně 3 % NA hodnot. Data průtoků neobsahují žádné chybějící hodnoty. Z tohoto důvodu pro ně není uveden graf rozložení NA hodnot. Pro srážky a teploty je rozložení zobrazeno v grafech na obrázcích č. 7 a 8. U srážek se chybějící hodnoty vyskytují v měsíci květnu 2019, dále pak chybí data pro říjen 2019. V případě teplot chybí data pro 4 celé měsíce a části několika dalších.

Tabulka 5: Informace o dostupných datech měřených veličin pro povodí Čertova jezera, data v denním kroku.

Čertovo jezero	od	do	počet hodnot	počet NA	procento NA
Průtok	01.11.1997	28.11.2019	8063	0	0,00
Srážky	01.11.2014	31.10.2019	1826	58	3,18
Teplota	17.11.1997	31.12.2019	8082	320	3,96
Výška sněhu	od sezony 2014/15 do 2019/20				



Obrázek 7: Rozložení chybějících denních hodnot srážek pro povodí Čertova jezera.



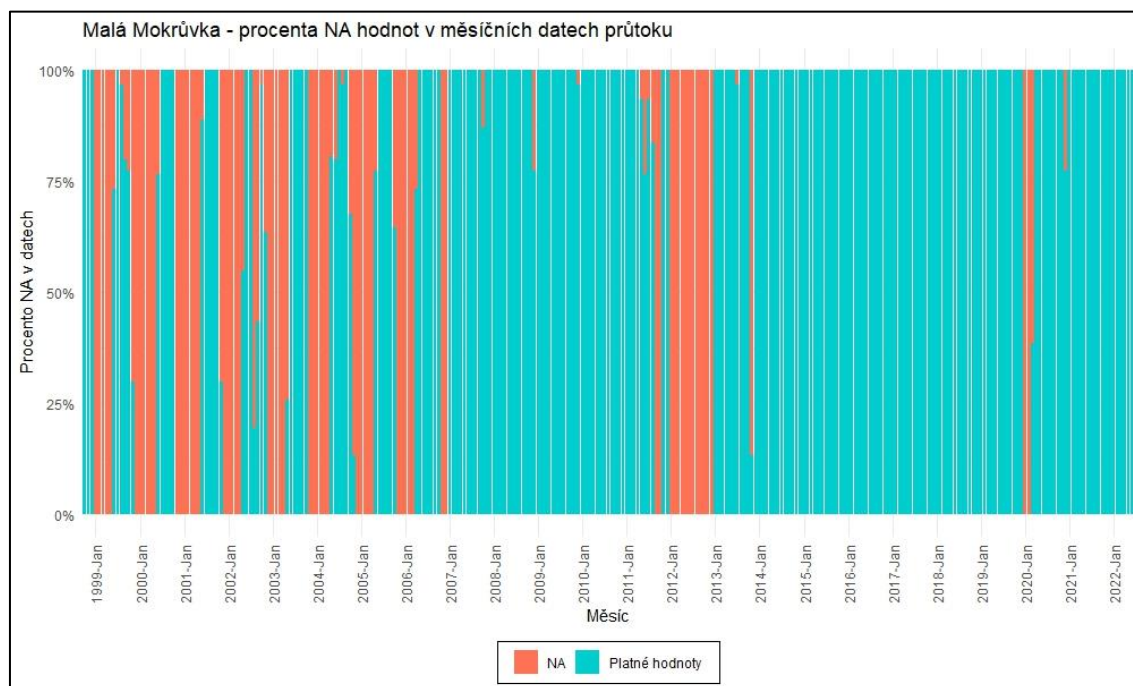
Obrázek 8: Rozložení chybějících denních hodnot teploty pro povodí Čertova jezera.

5.1.2 Povodí Malé Mokrůvky

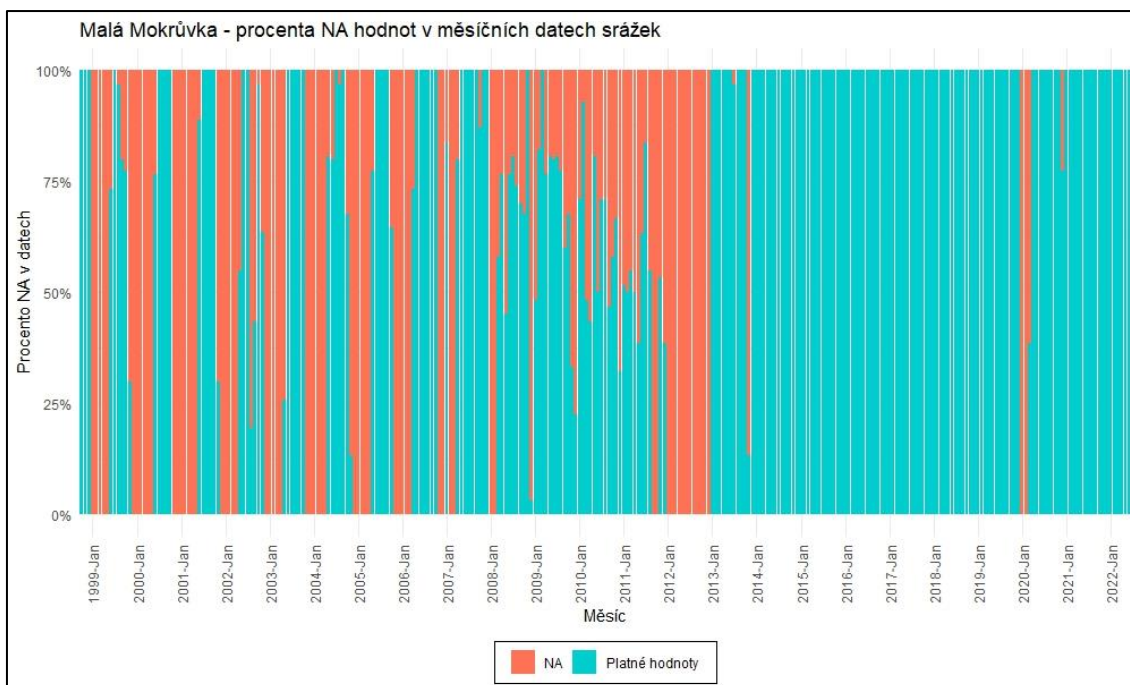
Pro povodí Malé Mokrůvky jsou časové řady jednotlivých veličin stejné délky. Období, za které jsou data posbírána je necelých 24 let. V datech se však vyskytuje velké množství chybějících hodnot, jejich přesné počty jsou uvedeny v tabulce č. 6. V případě průtoků se jedná o 25 % hodnot. U srážek je procento NA výraznější, chybějících dat je 32 %. Teploty obsahují chybějících dat 28 %. Rozložení NA hodnot je zobrazeno na obrázcích č. 9, 10 a 11. Je patrné, že chybějící data jsou na začátku pozorovaného období, převážně v zimních měsících, kdy nedocházelo k měření. Dále pak chybí celý rok 2012. Období od ledna 2014 do ledna 2020 je pro všechny veličiny bez NA hodnot.

Tabulka 6: Informace o dostupných datech měřených veličin pro povodí Malé Mokrůvky, data v denním kroku.

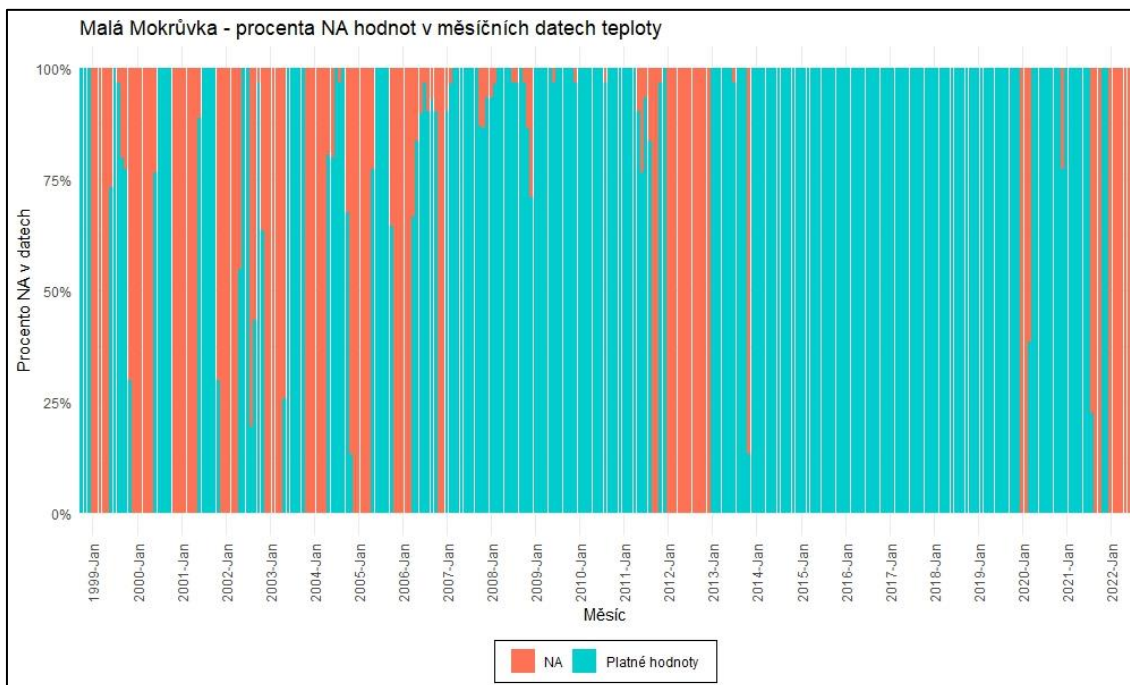
Malá Mokrůvka	od	do	počet hodnot	počet NA	procento NA
Průtok	01.08.1998	20.04.2022	8825	2209	25,03
Srážky	01.08.1998	20.04.2022	8825	2824	32,00
Teplota	01.08.1998	20.04.2022	8825	2510	28,44
Výška sněhu	nesouvislá časová řada + sezóny 20/21 a 21/21				



Obrázek 9: Rozložení chybějících denních hodnot průtoků pro povodí Malé Mokrůvky.



Obrázek 10: Rozložení chybějících denních hodnot srážek pro povodí Malé Mokrůvky.



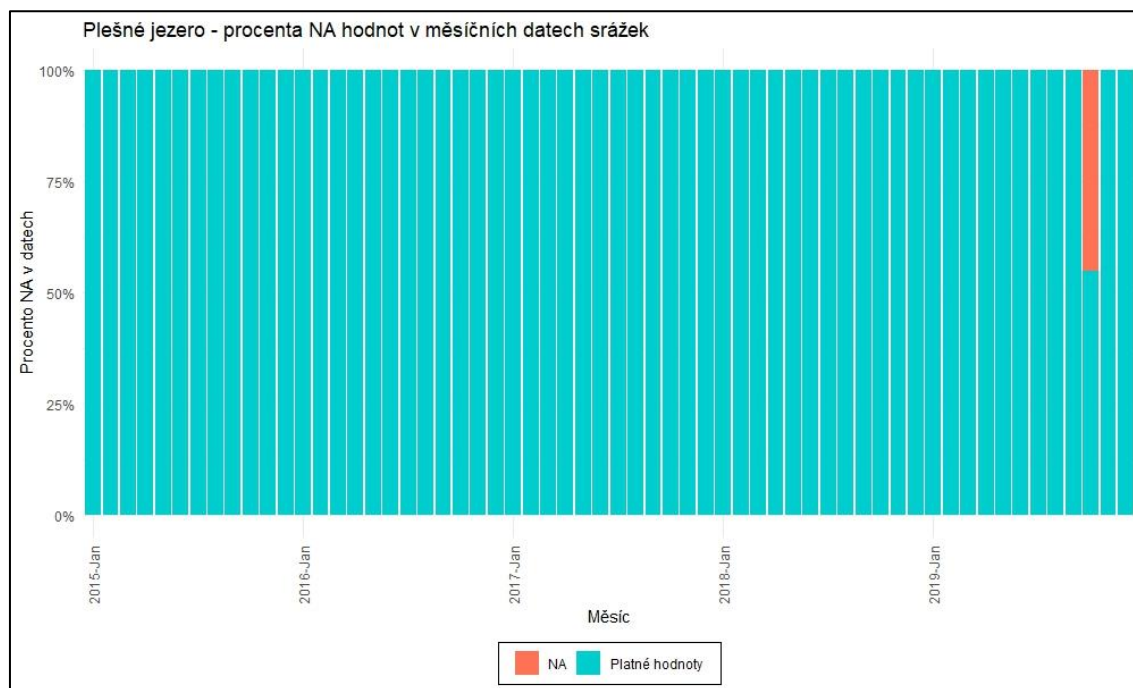
Obrázek 11: Rozložení chybějících denních hodnot teploty pro povodí Malé Mokrůvky.

5.1.3 Povodí Plešného jezera

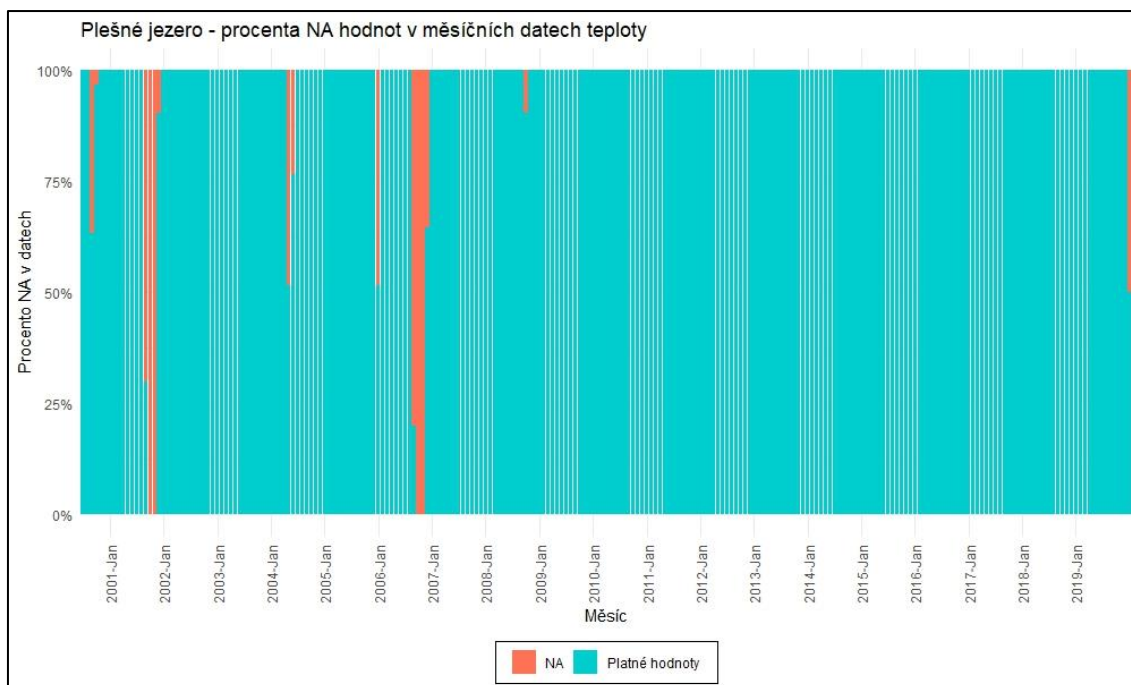
Data měřených hydrometeorologických veličin z povodí Plešného jezera mají nejkratší časový rozsah. Informace o něm a počty chybějících hodnot jsou uvedeny v tabulce č. 7. Data průtoků jsou přibližně pro 19 let, srážek pro 5 let a teploty pro necelých 19 let. Data obsahují nejméně NA hodnot ze všech tří zkoumaných povodí. Časová řada průtoků chybějící data neobsahuje, proto není uveden ani její graf. Data srážek obsahují necelé procento NA hodnot z celkového počtu. V datech teplot je chybějících hodnot 3 %. Rozložení chybějících hodnot srážek a teplot ukazují grafy na obrázcích č. 12 a 13. Data srážek chybí pouze v měsíci říjnu roku 2019. Hodnoty teplot chybí v celých měsících říjnu a listopadu v letech 2001 a 2006, dále pak částečně v různých měsících v průběhu časového rozsahu.

Tabulka 7: Informace o dostupných datech měřených veličin pro povodí Plešného jezera, data v denním kroku

Plešné jezero	od	do	počet hodnot	počet NA	procento NA
Průtok	25.07.2000	22.12.2019	7090	0	0,00
Srážky	01.11.2014	31.10.2019	1826	14	0,77
Teplota	25.07.2000	31.12.2019	7101	234	3,30
Výška sněhu	od sezony 2014/15 do 2019/20				



Obrázek 12: Rozložení chybějících denních hodnot srážek pro povodí Plešného jezera.



Obrázek 13: Rozložení chybějících denních hodnot teploty pro povodí Plešného jezera.

5.1.4 Výška sněhové pokrývky

V datech o výšce sněhové pokrývky se v rámci jednotlivých povodí vyskytují odlišnosti. Pro povodí Čertova Jezera a Plešného jezera je zaznamenán průběh sněhové pokrývky v denním kroku. V případě povodí Čertova jezera se jedná o měření po celou dobu výskytu pokrývky. Dostupná data pro povodí Plešného Jezera jsou dostupná pro každou zimní sezónu od 1.11, což například v zimě 2017/18 způsobuje, že není zaznamenán začátek výskytu sněhové pokrývky, protože se již vyskytovala před tímto datem. Pro povodí Malé Mokrůvky byla data výšky sněhové pokrývky měřena v denním kroku v zimách 2020/21 a 2021/2022. Zima 2020/21 není zaznamenána celá a její data končí 20.4 za výšky sněhové pokrývky 40 cm. Pro předcházející roky bylo shromážděno 68 hodnot výšky sněhu z období od dubna 2006 do března 2014, často se však jedná pouze o několik hodnot z celé zimní sezóny.

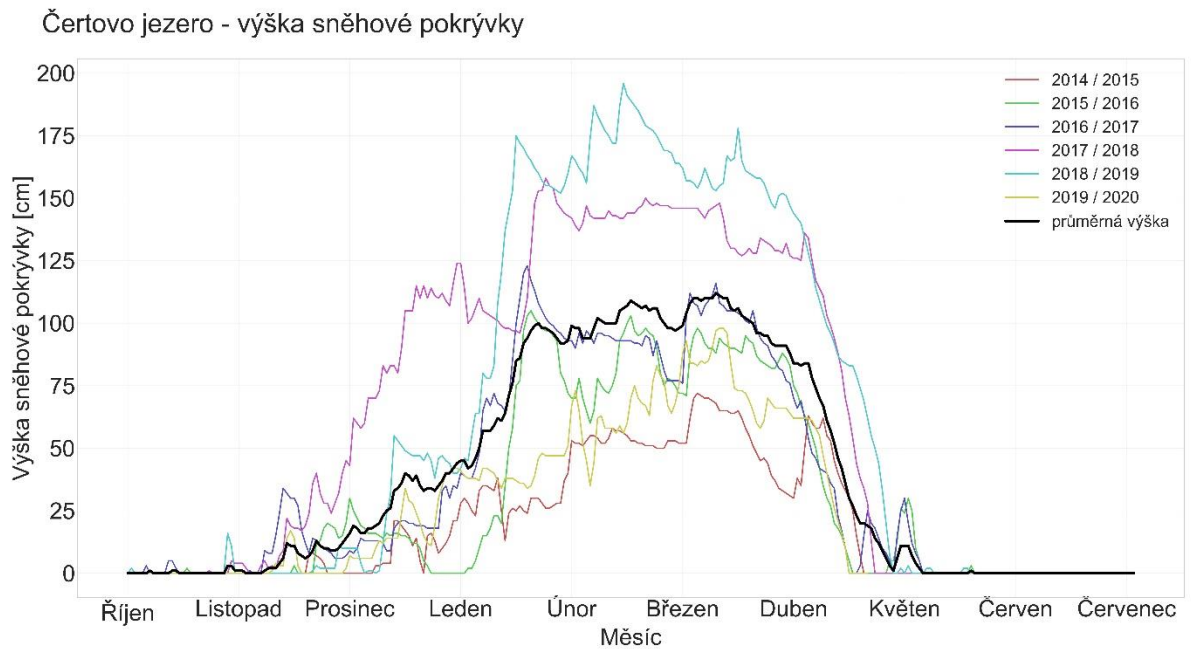
V tabulce č. 8 jsou uvedeny statistiky pro jednotlivé zimní sezóny. Údaje o začátku, konci a doby trvání sněhové pokrývky jsou brány pro souvislý výskyt sněhové pokrývky od výšky 3 cm. Je patrné, že pro povodí Čertova a Plešného jezera byl nejdelší výskyt sněhové pokrývky v zimě 2016/2017. Na obou povodích je viditelný rostoucí trend ve

výšce sněhové pokrývky, který se ale v zimě 2019/2020 láme a na obou povodích se vyskytovalo sněhu menší množství.

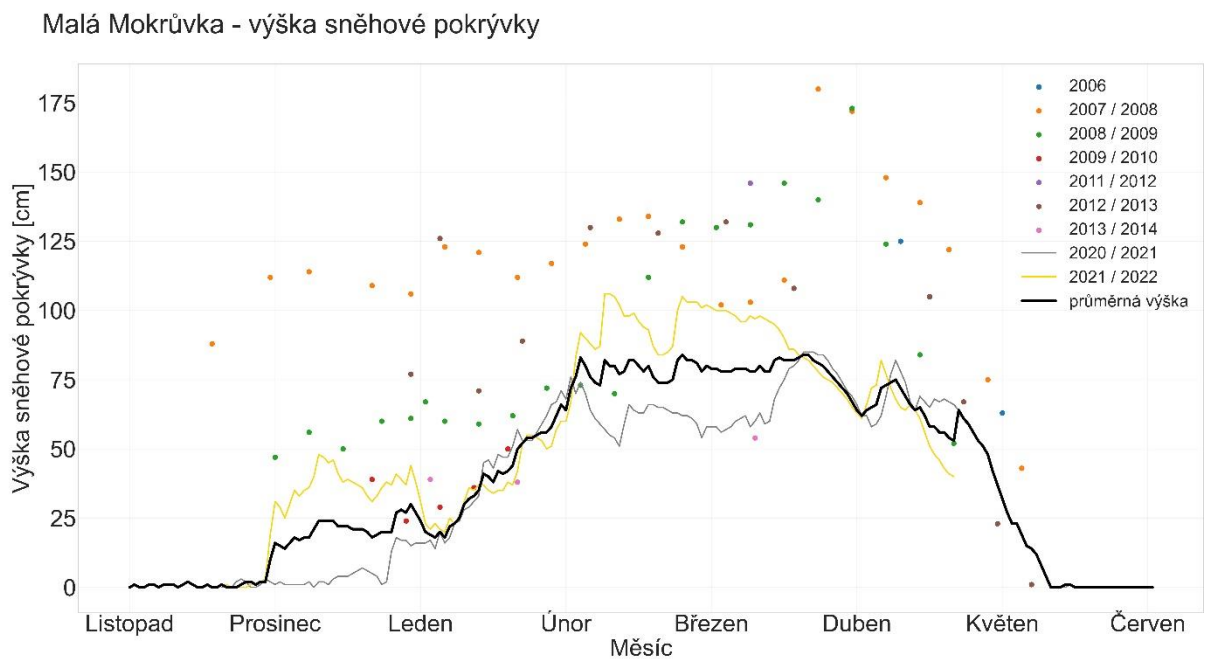
Průběhy výšky sněhu v jednotlivých sezónách, jsou zobrazeny na obrázcích č. 14, 15, a 16. Hodnoty jednotlivých měření pro povodí Malé Mokrůvky jsou označeny bodově. Z grafů na obrázcích č. 14 a 16 je patrné, že zimní sezóny 2017/18 a 2018/19 byly v porovnání s dostupnou měřenou řadou na povodích Čertova a Plešného jezera výrazně nadprůměrné.

Tabulka 8: Statistiky výskytu sněhové pokrývky.

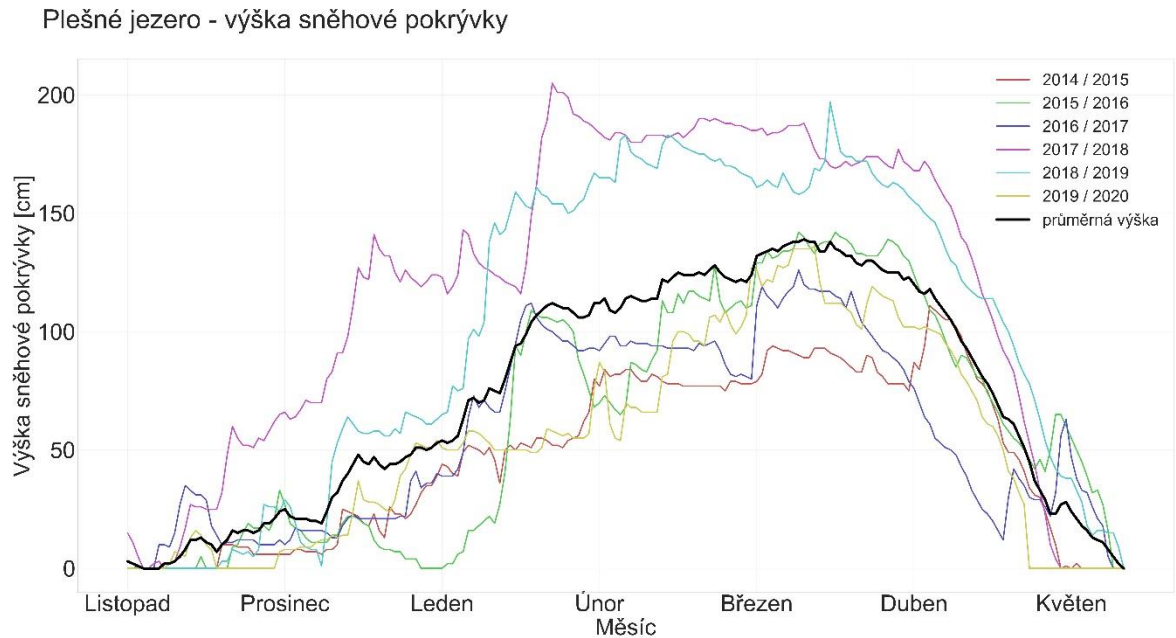
Čertovo jezero	2014/15	2015/16	2016/17	2017/18	2018/19	2019/2020	2020/21	2021/22
Maximální výška	72	105	123	158	196	98	-	-
Průměrná výška [cm]	38	55	55	100	104	47	-	-
Začátek sněhové pokrývky	19.11	21.11	7.11	29.10	20.11	9.11	-	-
Konec sněhové pokrývky	17.4	2.5	3.5	20.4	25.4	12.4	-	-
Délka trvání [dny]	149	163	177	173	156	155	-	-
Plešné								
Maximální výška	111	142	126	205	197	136	-	-
Průměrná výška [cm]	56	73	60	128	110	68	-	-
Začátek sněhové pokrývky	19.11	21.11	7.11	1.11	19.11	9.11	-	-
Konec sněhové pokrývky	1.5	7.5	7.5	27.4	9.5	21.4	-	-
Délka trvání [dny]	163	168	181	177	171	164	-	-
Malá Mokrůvka								
Maximální výška	-	-	-	-	-	-	85	106
Průměrná výška [cm]	-	-	-	-	-	-	44	57
Začátek sněhové pokrývky	-	-	-	-	-	-	23.11	26.11
Konec sněhové pokrývky	-	-	-	-	-	-	9.5	konec dat
Délka trvání [dny]	-	-	-	-	-	-	167	-



Obrázek 14: Průběhy výšky sněhové pokrývky v povodí Čertova jezera.



Obrázek 15: Průběhy výšky sněhové pokrývky v povodí Malé Mokrůvky.



Obrázek 16: Průběhy výšky sněhové pokrývky v povodí Plešného jezera.

5.2 Vyhodnocení změn hydrologických režimů povodí

5.2.1 Změny ročních odtoků

Následující grafy na obrázku č. 17 zobrazují sumy ročních specifických odtoků z povodí spolu s trendem jejich vývoje před rokem 2008 a po něm. V případě povodí Čertova jezera po roce 2008 patrná změna trendu z mírně rostoucího na mírně klesající. Dle Mann – Kendallova testu však ani jeden z trendů není na 95 % hladině významnosti signifikantní – viz. tabulka č. 9.

V případě povodí Malé Mokrůvky byly do grafu zahrnuty pouze roky, jejichž data obsahovala méně než 50 % NA hodnot. Z důvodu nedostatku dat proto není vykreslen trend pro období před rokem 2008. V datech po roce 2008 je však patrný značný klesající trend, který je podle Mann – Kendallova testu na 95 % hladině významnosti signifikantní. Tento trend ukazuje snižování odteklého objemu vody z povodí.

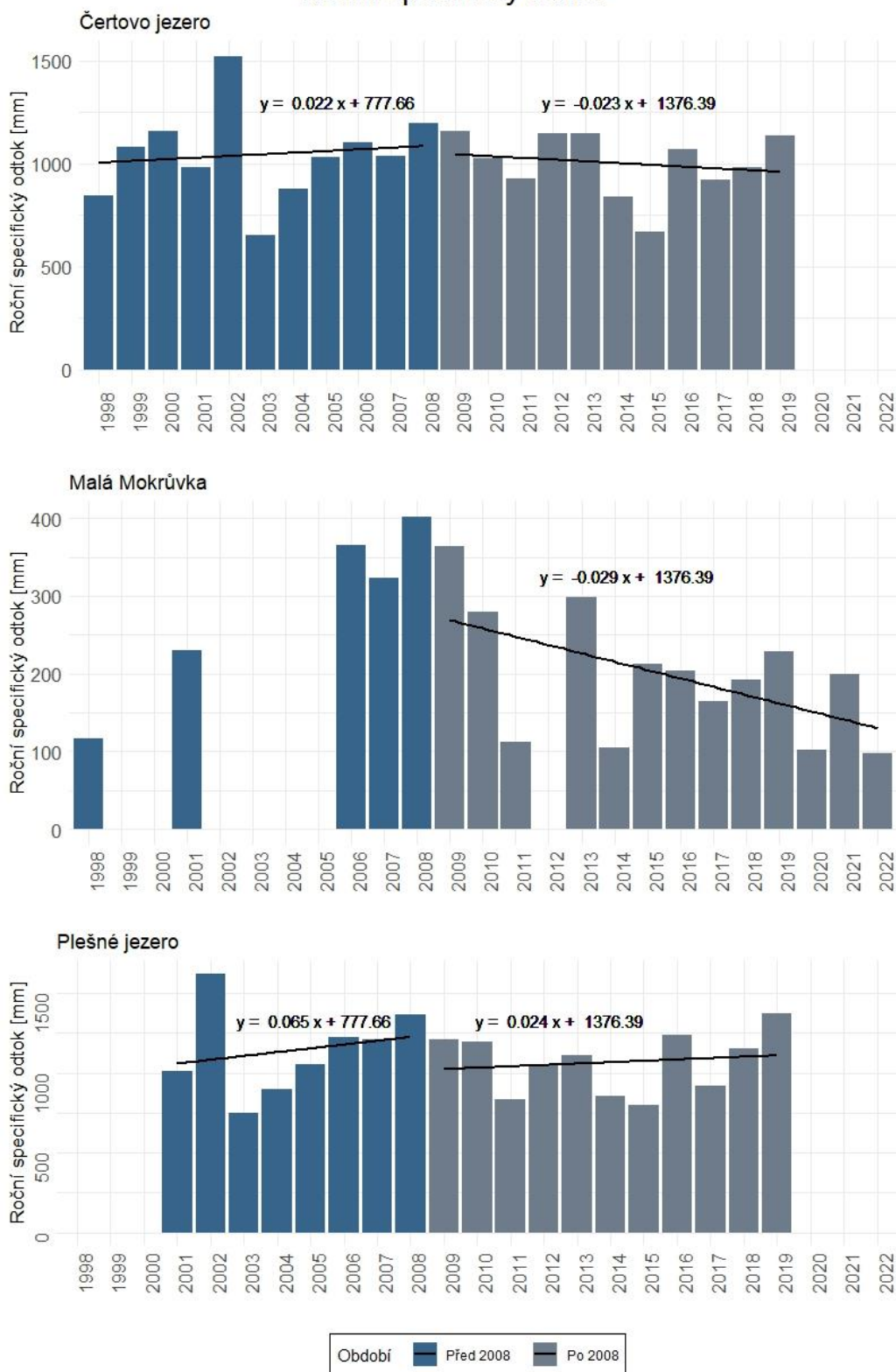
Povodí Plešného jezera vykazuje v obou obdobích rostoucí trend. Ani jeden z těchto trendů však není dle Mann – Kendallova testu na 95 % hladině významnosti signifikantní. Trend v období po roce 2008 roste menší měrou než trend v období před rokem 2008.

Hodnoty ročního specifického odtoku pro povodí Čertova a Plešného jezera se pohybují ve stejných řádech. Z obou grafů je patrný výrazný nárůst průtoku v roce 2002, kdy došlo na území České republiky k povodňovým událostem. Hodnoty specifického odtoku pro povodí Malé Mokrůvky jsou řádově nižší. Průměrný roční specifický odtok z povodí Čertova jezera byl před rokem 2008 1044 mm. Po roce 2008 je jeho hodnota 1002 mm. V případě Malé Mokrůvky nemá smysl uvádět průměrnou hodnotu před rokem 2008, po něm je však 197 mm. Plešné jezero má průměrné hodnoty specifického odtoku před rokem 2008 a po něm 1143 mm a 1067 mm.

Tabulka 9: Výsledky Mann-Kendallovu testu trendu pro specifický odtok na 95 % hladině významnosti. Trend je signifikantní, pokud p-value < 0,05. Tau udává sklon trendu.

		p-value	tau
Čertovo jezero	před 2008	0,35	0,24
	po 2008	0,44	-0,20
Malá Mokrůvka		0,04	-0,44
Plešné jezero	před 2008	0,27	0,36
	po 2008	0,76	0,09

Roční specifický odtok



Obrázek 17: Roční specifické odtoky povodí a jejich trendy před a po roce 2008

5.2.2 Změna rozložení odtoků v jednotlivých měsících.

Grafy na obrázku č. 18 zobrazují rozložení hodnot specifického odtoku v jednotlivých měsících za pozorované období a porovnávají rozložení hodnot pro měsíce před rokem 2008 a po něm¹. Nejvyšší odtoky jsou zaznamenávány v jarních měsících (duben). Nízké odtoky nastávají v letních měsících červenci a srpnu a v zimních měsících.

Povodí Čertova jezera vykazuje nárůst specifického odtoku po roce 2008 v prosinci (zvýšení mediánu o 48,5 %), v lednu (zvýšení mediánu o 40,5 %, větší rozsah krabicového grafu) dále pak v červnu (zvýšení mediánu o 41,3 %, větší rozsah krabicového grafu). K velkému snížení specifického odtoku došlo v září (pokles mediánu o 49 %). Pokles mediánu je také patrný pro březen (20,3 %), rozptyl dat je však po roce 2008 v tomto měsíci větší. Nejvyšší hodnoty specifického odtoku jsou dosahovány v dubnu, jak před rokem 2008 tak po něm. Průměrná hodnota měsíčního specifického odtoku v dubnu před rokem 2008 byla 179 mm, po roce 2008 je průměr 174 mm. Medián se snížil o 8,7 %.

V případě povodí Malé Mokrůvky je porovnání změn složitější díky velkému množství chybějících dat pro období před rokem 2008, zejména pro zimní měsíce. Pro měsíce, kde byl nedostatek hodnot nejsou krabicové grafy zobrazeny. V měsíci květnu se projevuje vyšší variabilita odtoků. Ve všech ostatních měsících je znatelný výrazný pokles odtoku v období po roce 2008. Toto snížení koresponduje se snižujícím se ročním odtokem patrným z druhého grafu na obrázku č. 17.

Povodí Plešného jezera podobně jako povodí Čertova jezera vykazuje po roce 2008 zvýšení průtoků v prosinci a v lednu. Březnové odtoky jsou nižší, naopak v dubnu dochází po roce 2008 k výraznému zvýšení hodnot specifického odtoku. Oproti období před rokem 2008 je medián o přibližně 24 % vyšší a rozptyl je vyšší o necelých 32 %. Květnové odtoky jsou ve druhém období menší. K velkému zvětšení rozptylu dat dochází pro červen a červenec. Naopak v srpnu a v září se průtoky utlumují.

¹ Horní hranice krabicového grafu = 75% percentil, spodní hranice = 25% percentil, střed = medián. Hranice vousů = 1,5násobek mezikvartilového rozpětí, body = maximální / minimální hodnota v datech, příp. odlehlá hodnota

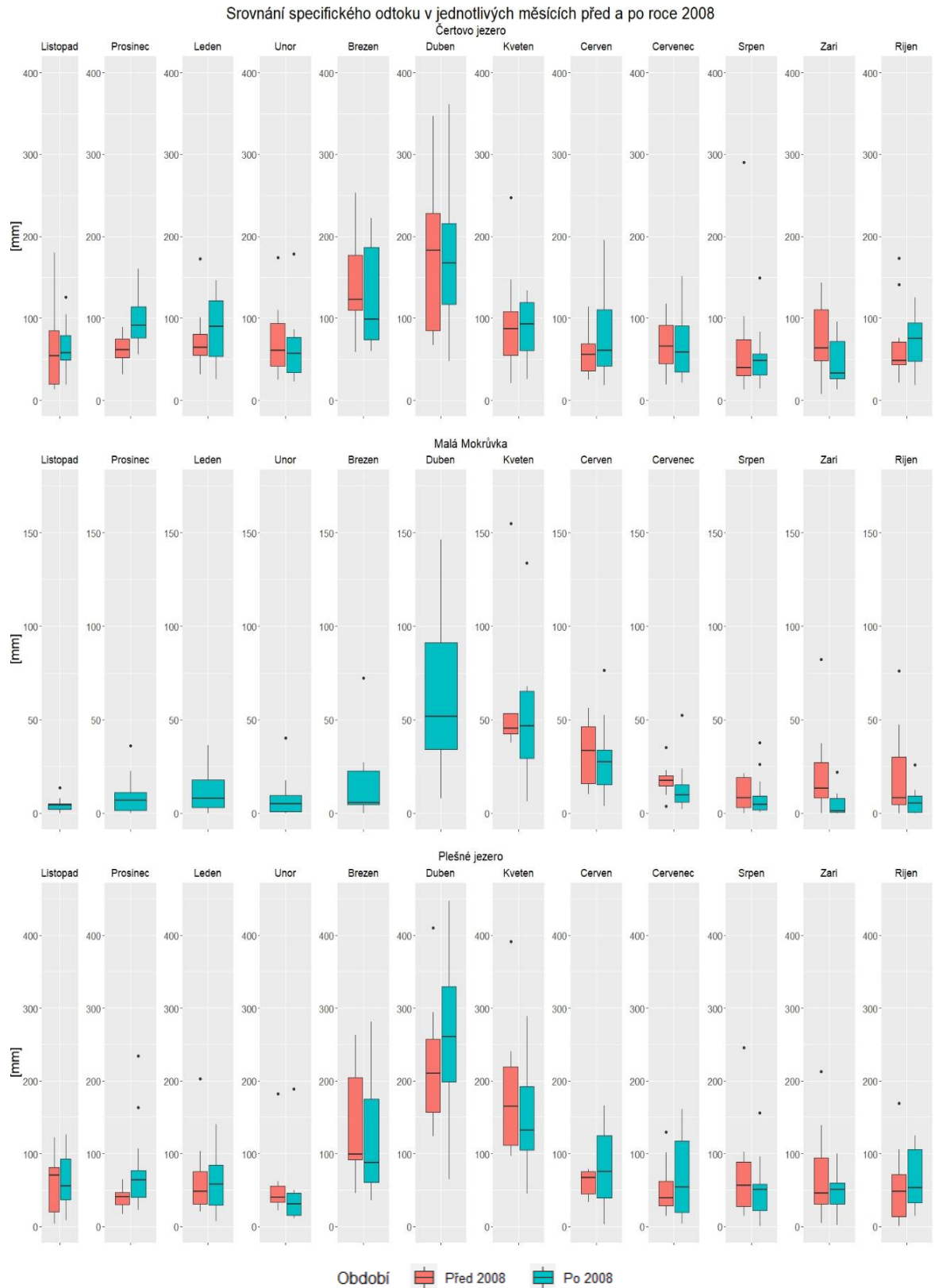
Při porovnání změn odtoku v povodích mezi sebou, je patrné, že pro povodí Čertova a Plešného jezera došlo v měsících prosinci, lednu, únoru a březnu k podobné změně. V jarních měsících v dubnu a květnu je však změna na povodích opačného rázu. V případě Čertova jezera došlo ke snížení odtoků v dubnu a zvýšení v květnu. Povodí Plešného jezera naopak vykazuje zvýšené průtoky v dubnu a v květnu dochází k jejich poklesu. Stejný trend na těchto povodích je také patrný v červnu, kdy v období po roce 2008 došlo k většímu rozkolísání a zvýšení průtoků. Srpen a září také vykazují podobnou změnu, která ukazuje na snížení letních průtoků po roce 2008. Povodí Malé Mokrůvky tyto podobnosti nevykazuje. Výrazné je na něm snížení průtoků po roce 2008 ve všech měsících s dostatečným množstvím dat pro vyhodnocení, tedy od června do října.

5.2.3 Změna průměrné teploty v jednotlivých měsících

Grafy na obrázku č. 19 ukazují k jaké změně došlo v průměrných měsíčních teplotách před rokem 2008 a po něm. V povodí Čertova jezera došlo k celkovému oteplení. Průměrná teplota před rokem 2008 je 4,3 °C, průměrná teplota po něm je 5,2 °C. Oteplení je také patrné z prvního grafu na obrázku č. 18. Kromě měsíců ledna, května, září a října došlo k oteplení. K nejvýraznějšímu oteplení došlo v listopadu a prosinci, dále pak v březnu, dubnu a červenci.

Povodí Malé Mokrůvky vykazuje změnu opačného rázu. Pro měsíce od prosince do dubna nebylo pro období před rokem 2008 dostatečné množství dat pro srovnání, přesto však lze pozorovat výraznou změnu ve zbytku roku. Průměrná teplota v období před rokem 2008 má hodnotu 9,6 °C, po roce 2008 je to 5,0 °C. Hodnotu průměrné teploty před rokem 2008 je však potřeba brát jako velmi orientační, protože chybí významné množství dat ze zimních období. Trend ochlazení je však patrný i z druhého grafu na obrázku č. 19. Ochlazení po roce 2008 vykazují všechny měsíce, pro která jsou dostupná data.

Změna teplotního režimu na povodí Plešného jezera má podobný charakter jako v povodí Čertova jezera. Průměrná teplota před rokem 2008 je 6,0 °C, po něm je 6,2 °C. Na povodí tedy nedošlo k tak zásadní změně jako v případě předchozích povodí. Přesto však nějaké změny patrné jsou. V zimních měsících lednu a únoru je patrné velké oteplení. Nejvýraznější oteplení je v měsíci dubnu. K snížení průměrné teploty došlo v květnu a říjnu.



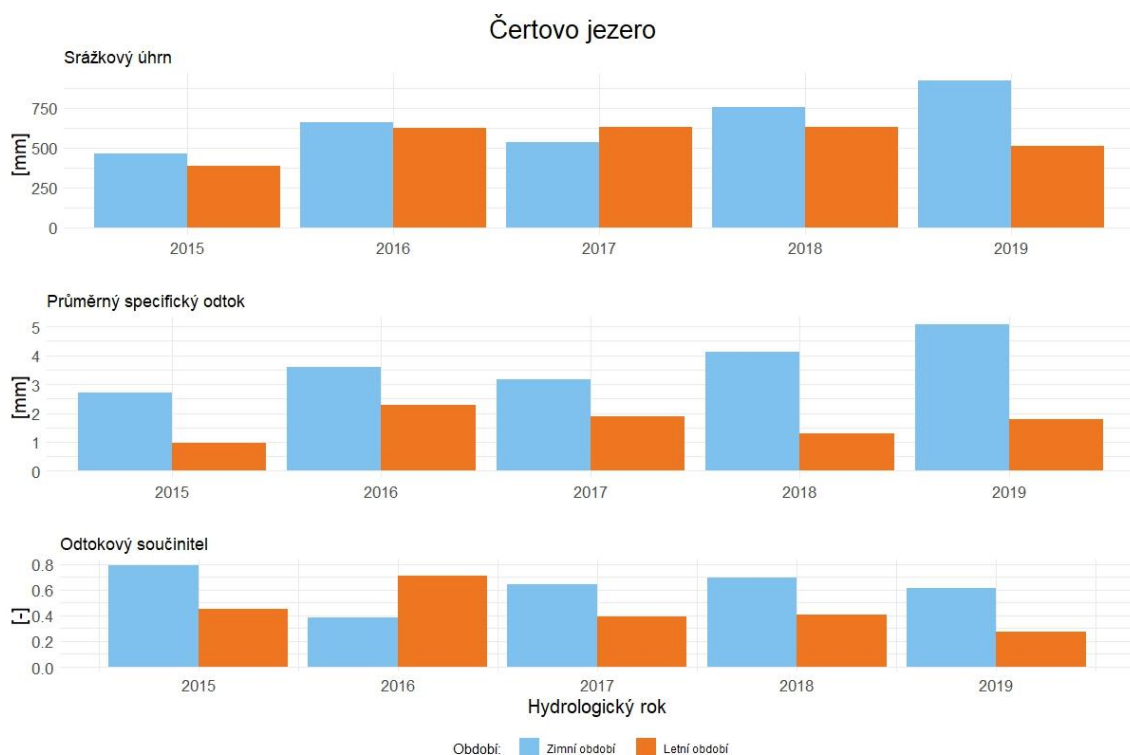
Obrázek 18: Porovnání rozložení dat měsíčního specifického odtoku v jednotlivých měsících před rokem 2008 a po něm.



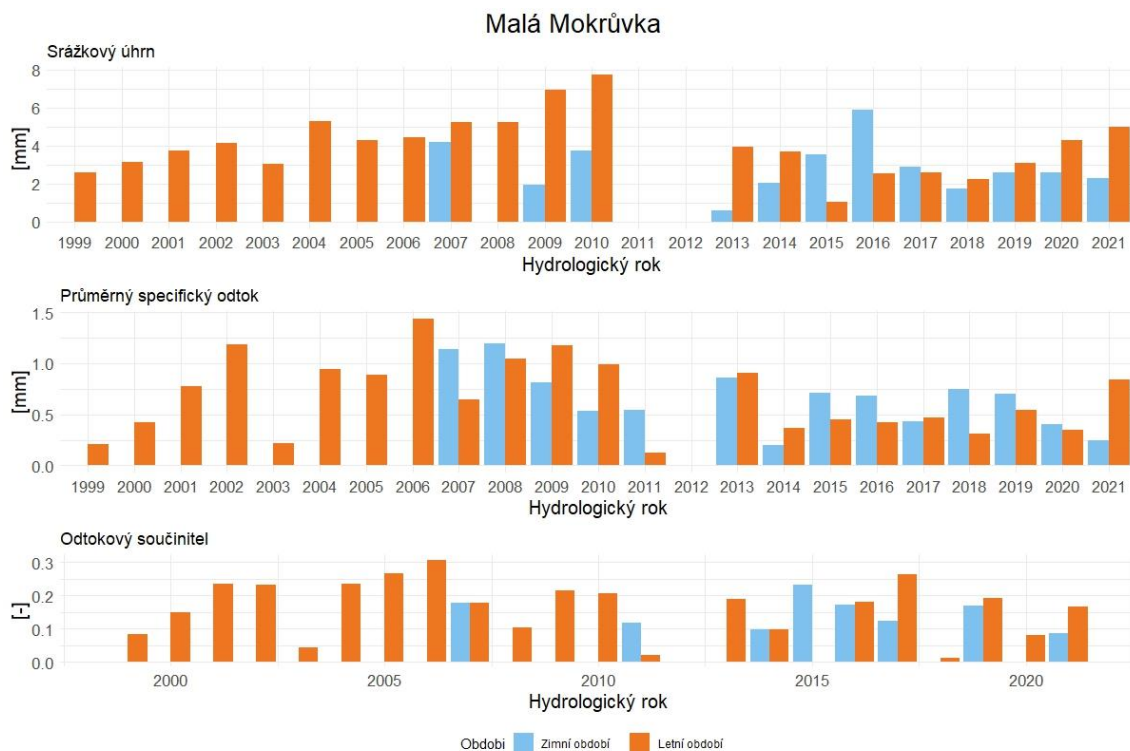
Obrázek 19: Porovnání rozložení dat průměrné teploty v jednotlivých měsících před rokem 2008 a po něm.

5.2.4 Porovnání srážek a odtoků

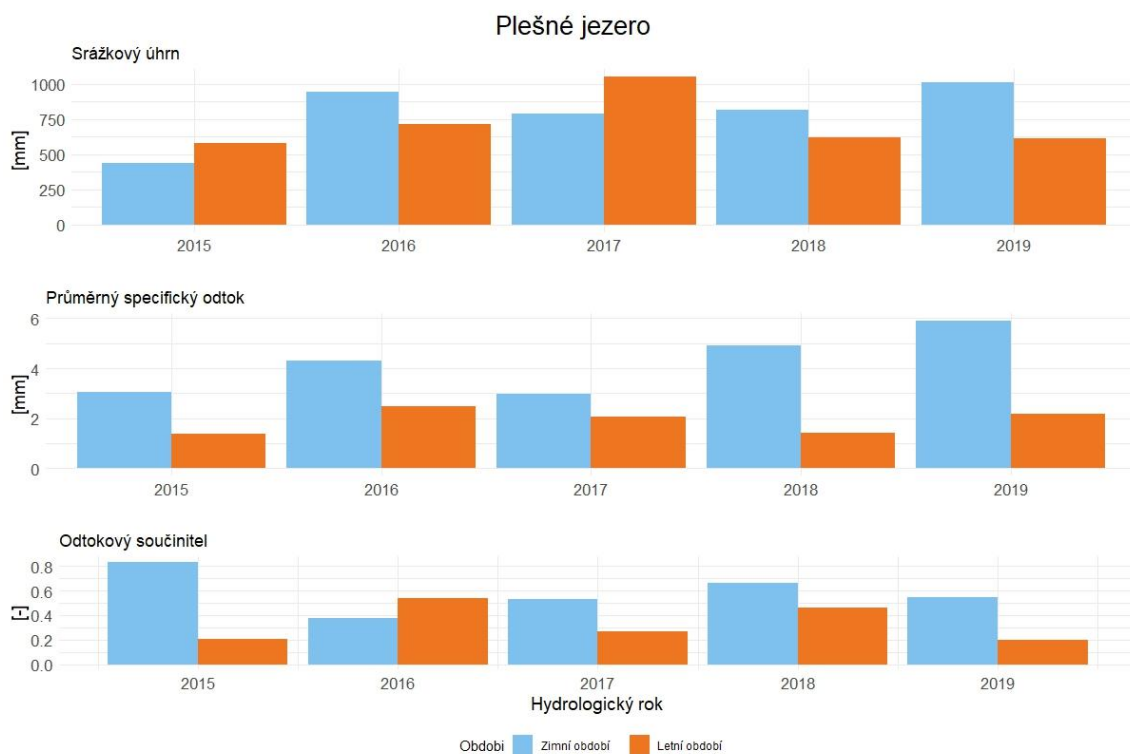
Grafy na obrázcích č. 20, 21 a 22 ukazují srovnání odtoků a srážek na jednotlivých povodích po dobu, kdy byla dostupná data. V případě povodí Čertova jezera a povodí Plešného jezera je dobře patrné, že zimní srážky a zimní odtoky si vzájemně poměrově odpovídají. Letní specifické odtoky mají pro obě povodí v letech 2016–2018 klesající tendenci. Na obou povodích je velmi podobné rozložení průměrných specifických odtoků v zimním i letním období. Pro odtokový součinitel povodí Čertova jezera je patrná klesající tendence. Pro povodí Malé Mokrůvky je pozorování změn a porovnání se zbylými povodími komplikované kvůli velkému množství chybějících dat. Z dostupných dat je však patrné, že od roku 2013 je do povodí průměrně dodáno menší množství vody v podobě srážek než v období od roku 1999 do roku 2010, čemuž odpovídají i menší odtoky. Hodnoty odtokového součinitele jsou v případě Malé Mokrůvky spíše doplňujícího charakteru, díky chybějícímu počtu dat.



Obrázek 20: Srovnání srážek, průměrného denního specifického odtoku a odtokového součinitele v zimním a letním období za hydrologické roky 2015-2019 pro povodí Čertova jezera.



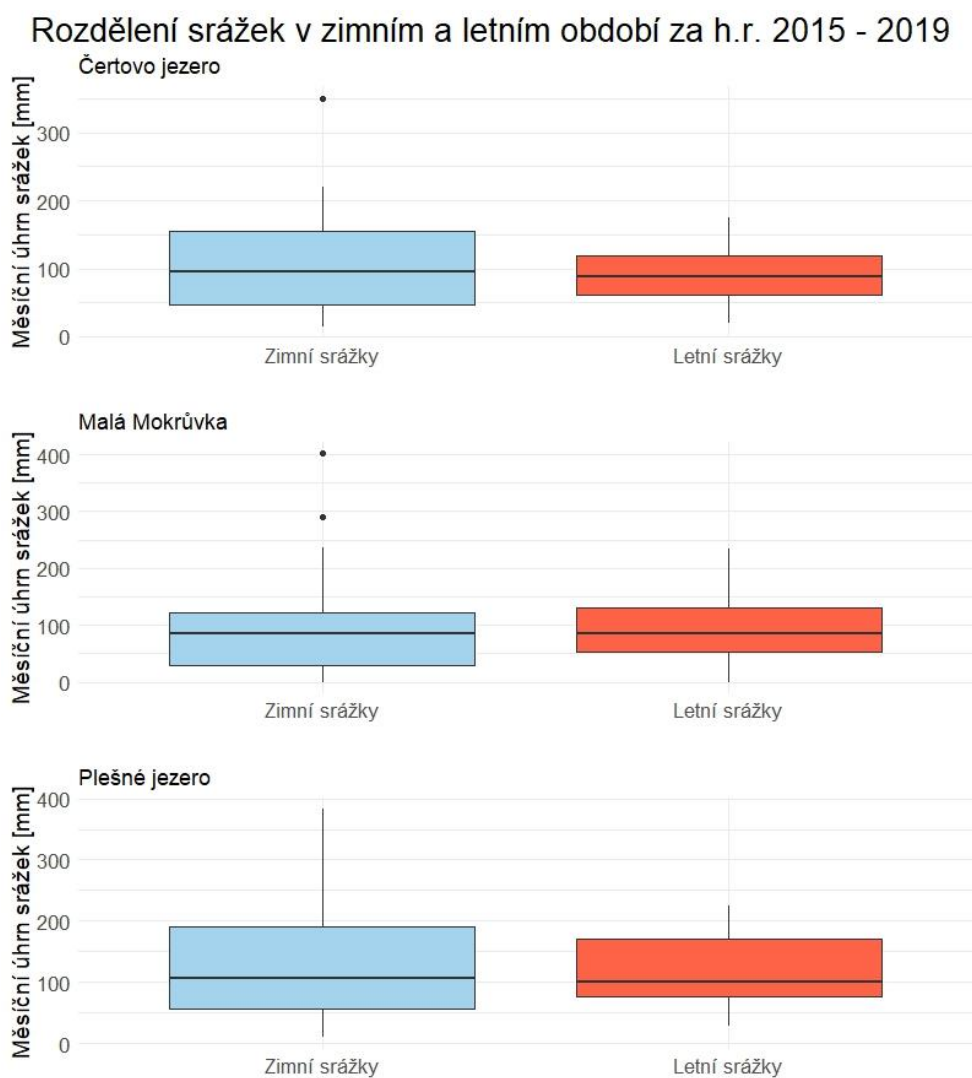
Obrázek 21: Srovnání srážek, průměrného denního specifického odtoku a odtokového součinitele v zimním a letním období za hydrologické roky 2015-2019 pro povodí Malé Mokrůvky.



Obrázek 22: Srovnání srážek, průměrného denního specifického odtoku a odtokového součinitele v zimním a letním období za hydrologické roky 2015-2019 pro povodí Plešného jezera.

5.2.5 Srovnání rozložení srážek

Grafy na obrázku č. 23 ukazují rozložení srážek v zimním a letním období za hydrologické roky 2015–2019. Jedná se o období, ve kterém jsou dostupná data srážek ze všech povodí a nevyskytuje se v nich velké množství chybějících hodnot. Povodí Čertova jezera a Plešného jezera vykazují větší množství zimních srážek. Pro povodí Čertova jezera je hodnota mediánu v případě zimních srážek 96,45 mm a v případě letních 88,4. Pro povodí Plešného jezera je hodnota mediánu zimních srážek 106,8 a letních srážek 101. Rozdíl mezi 25 % a 75 % percentilem je však u zimních srážek větší. V případě Malé Mokrůvky je hodnota mediánu skoro totožná: 84,5 pro zimní srážky, 86,15 pro letní srážky.



Obrázek 23: Rozložení srážek v zimním a letním období pro hydrologické roky 2015–2019

6 Diskuse

6.1 Změna hydrologického režimu

Z výsledků srovnání dostupných dat je patrné, že na všech povodích došlo ke změnám v hydrologických poměrech. Z grafu ročních specifických odtoků na obrázku č. 17 je patrné, že průběh odtoků v jednotlivých letech pro povodí Čertova a Plešného je podobný. Výrazně vysoký odtok lze pozorovat pro rok 2002, kdy došlo na území České republiky k povodňovým událostem. Následující rok je na obou povodích specifický odtok podprůměrný. Pro tento rok nejsou pro povodí Čertova a Plešného jezera dostupná data srážek. Z dostupných dat srážek pro povodí Malé Mokrůvky je však možné usuzovat, že se jednalo o rok na srážky chudý. To potvrzují i data CHMI, která pro Plzeňský kraj uvádějí, že v roce 2003 bylo dosaženo 68 % z normálu a pro Západočeský kraj uvádějí 75 % z normálu (CHMI, 2023). Po tomto roce je viditelný výrazný nárůst hodnoty specifického odtoku z povodí. V tomto období docházelo na povodích k největšímu odlesňování (viz. příloha č. 1). Je možné se domnívat, že nepřítomnost lesního porostu způsobila horší schopnost povodí zadržovat vodu. Část vody, která se původně při zdravém stavu lesního porostu nepodílela na odtoku, byla nyní jeho součástí. Díky odumření stromového patra se snižuje intercepce a výpar z korun stromů a více vody se dostává na zemský povrch, kde se buď infiltruje nebo tvoří povrchový odtok (Kovaříková 2019). Pro tyto roky nejsou pro povodí Čertova a Plešného jezera dostupná data srážek ani sněhové pokrývky. Data stoupajících ročních specifických odtoků s nimi tedy nelze porovnat. Studie Jeníčka et al. (2017) rozebíraná v kapitole 3.5.4 ukazuje že SVH ve zdravém lese byla průměrně o 41 % nižší než na otevřené ploše. U lesa zasaženého kůrovcem bylo průměrné snížení SVH o 22 %, z čehož je patrné snížení intercepce a tím způsobené zvýšení akumulace sněhu. Je pravděpodobné, že díky disturbancím v lesním porostu došlo na území povodí k vyšší akumulaci sněhu a ta měla za následek zvýšení odtoku. V povodí Čertova jezera je po roce 2008 velmi slabý klesající trend ročního specifického odtoku. Tento trend by mohl ukazovat na postupné zarůstání vegetací, která využívá vodu pro transpiraci, zadržuje dešťovou, případně sněhovou intercepcí. Výrazný klesající trend můžeme pozorovat pro povodí Malé Mokrůvky. Je možné, že je zčásti způsoben menším objemem dodaným do povodí v podobě srážek. Z grafu na obrázku č. 21 je zřejmé, že srážky po roce 2013 dosahují menších hodnot než

před ním. Pravděpodobné je, že obnovující se lesní porost zadržuje stále větší procento srážek a tím je způsoben klesající trend odtoku.

Z detailnějšího pohledu srovnání odtoku v jednotlivých měsících na obrázku č. 18 je možné pozorovat nejsignifikantnější změnu odtokového režimu pro povodí Malé Mokrůvky i přestože pro měsíce listopad–duben není k dispozici dostatečné množství dat před rokem 2008, aby mohlo proběhnout srovnání. Povodí Malé Mokrůvky bylo kůrovcovou kalamitou silně zasaženo již v letech 1993-1996. (Zahradník, Zahradníková 2019a). Lesní porost se v něm tedy od té doby obnovuje. Z grafu je vidět, že krabicový graf pro květen má větší rozsah a medián se mírně zvýšil, což by mohlo ukazovat na pozdější dobu tání sněhové pokrývky. Tomu napovídá i změna teplotního režimu zobrazená na druhém grafu na obrázku č. 19. Pro zimní měsíce sice není dostatek dat, ale je pravděpodobné, že teploty se snížily i v nich. Nově vznikající lesní porost může snižovat množství energie dodané do sněhové pokrývky krátkovlnnou radiací a ovlivňuje tak její energetickou bilanci (Hotový, 2018). Jarní tání tak může být posunuto do pozdějších měsíců. V období od června do října můžeme pozorovat snížení hodnot specifických odtoků. Příčinou mohou být nižší srážkové úhrny v daném období nebo přítomnost vegetace, zadržující vodu v povodí. Toto snížení hodnot v jednotlivých měsících odpovídá i snižujícímu se trendu ročních odtoků. Pro povodí Čertova jezera je možné uvažovat o změně v rozložení tání sněhové pokrývky. Z prvního grafu na obrázku č. 19 je patrné zvýšení teplot pro listopad, prosinec a březen přes hodnotu 0 °C, což by mohlo způsobovat menší akumulaci sněhové pokrývky a následně menší odtoky z jejího tání v březnu a dubnu. Sněhová pokrývky se v povodí nachází obvykle do začátku května. V květnu a v červnu tak je povodí pravděpodobně nasyceno vodou z jejího tání a dochází k většímu odtoku. Změny v odtokovém režimu, pravděpodobně způsobené jiným režimem tání sněhu jsou pozorovatelné i na povodí Plešného jezera. Zde je viditelný výrazný nárůst odtoků v dubnu. Ten koresponduje s velkým nárůstem průměrné dubnové teploty. Z obrázku č. 18 je vidět, že v dubnu dochází k největšímu odtoku z povodí pravděpodobně právě díky tání sněhové pokrývky. Květnové odtoky se po roce 2008 snižují, protože již pravděpodobně roztála všechna sněhová pokrývky. V červnu a červenci je půda v povodí zřejmě nasycená vodou z tání a odtok se proto zvyšuje.

Z porovnání srážek a odtoků a v hodnotách odtokového součinitele není patrný jasný trend změny hydrologického režimu. Data srážek jsou pro povodí Čertova a Plešného jezera dostupná za příliš krátký časový interval, tím pádem není možné sledovat změnu odtokového součinitele před rokem 2008 a po něm. V datech pro Malou Mokrůvku se vyskytuje přílišné množství chybějících hodnot, což způsobuje, že srovnání také není možné. Z rozložení srážek v zimním a letním období je vidět, že v povodí Čertova i Plešného jezera převažují zimní srážky a tím pádem sněhová pokrývka hraje v jejich hydrologickém režimu významnou roli.

6.2 Nejistoty v datech

Výsledky vyhodnocení změn hydrologických režimů povodí jsou zatíženy velkým počtem nejistot v datech. Jednoznačnou nejistotou je velký počet NA hodnot v datech pro povodí Malé Mokrůvky, což je pravděpodobně způsobeno méně častou údržbou stanice a nedostatečnou kapacitou baterie v dataloggeru v prvním období. V počátečních letech byl na povodí prováděn výzkum zaměřený na srážko-odtokové události, díky tomu neprobíhalo měření v zimních obdobích, která jsou pro hydrologický režim, zejména těchto povodí významná. Další nejistoty mohou být způsobeny změnami měřících zařízení. Na povodí Malé Mokrůvky v roce 2012 došlo k výměně dataloggeru a čidla. Srážky byly do roku 2012 měřeny totalizátorem, po něm jsou měřeny člunkovým srážkoměrem. Oba typy srážkoměrů však nebyly vyhřívané. Na člunkovém srážkoměru může dojít k nahromadění sněhové pokrývky, která následně při zvýšení teploty taje a srážkoměr jí zaznamenává jako srážku. Data zimních srážek je tedy třeba brát s rezervou a pravděpodobně zcela nevyovídají o skutečných srážkových událostech v absolutních hodnotách. Nicméně předpokládáme, že zobrazení trendu je věrohodnější, protože sezónní data jsou zatížena podobnou chybou. Na povodí Čertova a Plešného jezera jsou také nejistoty z měření v dostupných datech srážek. Data, která byla pro tuto práci k dispozici byla získána z měření totalizátorů. Jedná se o rozpočítané denní úhrny z půlročního úhrnu (od října od května, od května do října) podle blízkých stanic. V případě povodí Plešného jezera jsou srážky měřeny na Plechém a rozpočítané dle stanice Jelení. Pro povodí Čertova jezera jsou data měřena na Jezerní hoře a její stanice je Špičák. Další nejistotou v datech pro povodí Čertova a Plešného jezera je, že srážky byly měřeny ve vrchních partiích povodí – Jezerní hora a Plechý. Teploty a průtoky byly

měřeny v místě uzávěrového profilu, tedy na nejnižším místě povodí. V datech průtoků mohou být chyby díky ucpání měrných profilů. Další nejistoty jsou způsobené úpravou dat. Data byla doplněna NA hodnotami pro dny, kdy neprobíhalo měření na úrovni dnů. Při agregaci do denního kroku mohlo dojít k případu, že pro daný den bylo zaznamenáno pouze malé množství hodnot, případně jedna hodnota dané veličiny. Tato hodnota je následně brána jako reprezentativní pro daný den, což nemusí odpovídat skutečnému stavu veličiny na povodí. Tato nejistota se týká dat z povodí Malé Mokrůvky pro období od roku 2006-2011, která byla agregována z dvouminutového kroku a pro období 2012–2022, jehož data byla agregována z desetiminutového kroku.

7 Závěr a přínos práce

V rámci této práce byla zpracována dostupná data hydrometeorologických veličin pro povodí Čertova jezera, Malé Mokrůvky a Plešného jezera. Data byla upravena a sjednocena do stejného formátu v denním kroku. Následně byly zjištěny rozsahy jednotlivých časových řad veličin a bylo vyhodnoceno množství chybějících hodnot v těchto datech. Největší časový rozsah dat je dostupný pro povodí Malé Mokrůvky. V datech z tohoto povodí se však vyskytuje velké množství NA hodnot. Data pro povodí Čertova a Plešného jezera obsahují dostatečně dlouhou časovou řadu průtoků. Srážky jsou však dostupné pouze pro 5 let, což komplikuje vyhodnocení změny hydrologického režimu.

I přes tyto nedostatky v datech a krátké časové rozsahy řad některých hydrometeorologických veličin byla na všech třech povodích změna hydrologického režimu zaznamenána. Nejvýraznější je na povodí Malé Mokrůvky, kde dochází po roce 2008 k celkovému snižování odteklého objemu vody. Také zde dochází ke snížení průměrné teploty. Povodí Čertova jezera vykazuje slabý klesající trend odteklého objemu vody z povodí a je patrná změna v rozložení tání sněhové pokrývky. Na rozdíl od Malé Mokrůvky se průměrná teplota v povodí zvýšila. Povodí Plešného jezera jako jediné nevykazuje klesající trend odtékajícího objemu vody z povodí. Pozorovatelná je v jeho případě také změna režimu tání sněhové pokrývky, která je však jiného charakteru než v případě Čertova jezera. Celkově lze říci, že na povodí Malé Mokrůvky je díky delší době obnovy lesního porostu výrazněji vidět vliv na hydrologický režim. V případě povodí Čertova a Plešného jezera je změna patrná, ale není tak silná jako u Malé Mokrůvky, což může být dáno i menším dopadem kůrovcové kalamity na tato povodí.

Práce přispěla ke stávajícím poznatkům o vlivu kůrovcové kalamity na hydrologický režim krajiny a přináší informace o tom, jak obnova lesního porostu po kalamitě mění odtokový režim malých horských povodí. Díky této práci jsou dostupná data ze zkoumaných povodí v uceleném formátu a mohou sloužit k dalšímu výzkumu na území těchto povodí.

8 Přehled literatury a použitých zdrojů

- Anderson, H.W., Hoover, M.D., Reinhart, K.G., 1976: FORESTS AND WATER. effects of forest management on floods, sedimentation, and water supply. Pacific Southwest, Forest and Range Experiment Station. Forest Service U.S. Department of Agriculture, Berkeley.
- Andreadis, K.M., Storck, P., Lettenmaier, D.P., 2009: Modeling snow accumulation and ablation processes in forested environments. *Water Resources Research* Volume 45.
- Assaf, H., 2007: Development of an energy-budget snowmelt updating model for incorporating feedback from snow course survey measurements. *Journal of Engineering, Computing and Architecture* Volume 1, Issue 1/2007.
- Beniston, M., 2012: Is snow in the Alps receding or disappearing? *Wiley interdisciplinary reviews. Climate Change* Volume 3, no. 4.
- Brutsaert, W., 2005: *Hydrology: An introduction*, 1st ed. Cambridge University Press, New York.
- Černý, T., 2016: Model intercepce dešťových srážek smrkového porostu na Šumavě. ČVUT v Praze, Fakulta stavební. Praha, diplomová práce.
- Česká geologická služba, 2023a: Geovědní mapy 1:25000, (online), [cit.4.3.2023], dostupné z <<https://mapy.geology.cz/geocr25/>>.
- Česká geologická služba, 2023b: Půdní mapa 1:50000 (online), [cit.4.3.2023], dostupné z <<https://mapy.geology.cz/pudy/>>.
- CHMI, 2011: Hydrologie sněhu (online), [cit. 15.2.2023], dostupné z <https://www.chmi.cz/files/portal/docs/poboc/CB/snowmelt/navmenu.php_tab_1_page_3.0.0.htm>.
- CHMI, 2023: Územní srážky v roce 2003 (online), [cit. 26.3.2023], dostupné z <<https://www.chmi.cz/historicka-data/pocasi/uzemni-srazky#>>.

- Cline, D.W., Bales, R.C., Dozier, J., 1998: Estimating the spatial distribution of snow in mountain basins using remote sensing and energy balance modeling. *Water Resources Research* Volume 34, no 5.
- ČMeS 2017: - Elektronický meteorologický slovník. (online) [cit.27.3.2023], dostupné z< <http://slovník.cmes.cz/>>
- ČÚZK, 2022: Prohlížečící služba WMS – ZM 10. Geoportál ČÚZK (online), dostupné z<[https://geoportal.cuzk.cz/\(S\(5ybgzc23nmg2coqe3eux5xqj\)\)/Default.aspx?mode=TextMeta&side=wms.verejne&metadataID=CZ-CUZK-WMS-ZM10-P&metadataXSL=metadata.sluzba&head_tab=sekce-03-gp&menu=3115](https://geoportal.cuzk.cz/(S(5ybgzc23nmg2coqe3eux5xqj))/Default.aspx?mode=TextMeta&side=wms.verejne&metadataID=CZ-CUZK-WMS-ZM10-P&metadataXSL=metadata.sluzba&head_tab=sekce-03-gp&menu=3115)>.
- ČÚZK, 2010: ZABAGED – výškopis. Geoportál ČÚZK (online), dostupné z<[https://geoportal.cuzk.cz/\(S\(jqt2dw1a30sfeor5tugdimee\)\)/Default.aspx?menu=3113&mode=TextMeta&side=wms.verejne&metadataID=CZ-CUZK-WMS-ZABAGED-P&metadataXSL=metadata.sluzba](https://geoportal.cuzk.cz/(S(jqt2dw1a30sfeor5tugdimee))/Default.aspx?menu=3113&mode=TextMeta&side=wms.verejne&metadataID=CZ-CUZK-WMS-ZABAGED-P&metadataXSL=metadata.sluzba)>
- Davis, R.E., Hardy, J.P., Ni, W., Woodcock, C., McKenzie, J.C., Jordan, R., Li, X., 1997: Variation of snow cover ablation in the boreal forest: A sensitivity study on the effects of conifer canopy. *Journal of Geophysical Research* Volume 102, no. D24
- DeWalle, D.R., Rango, A., 2008: Principles of snow hydrology. Cambridge University Press, Cambridge.
- Dowle, M., Srinivasan, A., 2021: data.table: Extension of data.frame. R package, dostupné z<<https://CRAN.R-project.org/package=data.table>>
- Drahokoupil Jan, Sedlmajer, M., Rýva, D., 2008. Cyklona Emma a derecho, Bourky.cz (online) [cit.3.3.2023], dostupné z<<https://www.bourky.cz/cyklona-emma-a-derecho/>>.
- Edwin, T., 2022: padr: Quickly Get Datetime Data Ready for Analysis. R package, dostupné z <<https://CRAN.R-project.org/package=padr>>.
- Ellis, C.R., Pomeroy, J.W., 2007: Estimating sub-canopy shortwave irradiance to melting snow on forested slopes. *Hydrological Processes* Volume 21.

- Essery, R., Pomeroy, J., Ellis, C., Link, T., 2008: Modelling longwave radiation to snow beneath forest canopies using hemispherical photography or linear regression. Hydrological Processes Volume 22.
- Fierz, C., Armstrong, R.L., Durand, Y., Etchevers, P., Greene, E., McClung, D.M., Nishimura, K., Satyawali, P.K., Sokratov, S.A. 2009: The International Classification for Seasonal Snow on the Ground. IHP-VII Technical Documents in Hydrology N°83, IACS Contribution N°1, UNESCO-IHP, Paříž.
- Fliegl O, 2013: Vliv klíčových faktorů dynamiky vývoje sněhové pokrývky v podmínkách Šumavy. Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta, Praha. (diplomová práce).
- Formánek, R., 1907: Kůrovci (Ipidae) v Čechách a na Moravě žijící. Česká společnost entomologická, Praha.
- Godsey, S.E., Kirchner, J.W., Tague, C.L., 2014: Effects of changes in winter snowpacks on summer low flows: Case studies in the Sierra Nevada, California, USA. Hydrological Process Volume 28.
- Hasa, M., 2010: Metody modelování odtoku ze sněhové pokrývky: Případová studie pramenné oblasti ostrovské Bystřice. Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta, Praha. (bakalářská práce).
- Hedstrom, N.R., Pomeroy, J.W., 1998: Measurements and modelling of snow interception in the boreal forest. Hydrological Processes Volume 12.
- Hlom, J., Balvín, P., 2019: Měření malých průtoků pomocí měrných přelivů. Vodohospodářské technicko-ekonomické informace 2019/6.
- Hotový, O., 2018: Energetická bilance sněhu v lesním prostředí: časová a prostorová variabilita krátkovlnné a dlouhovlnné radiace. Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta, Praha. (diplomová práce).
- Hrádek, F., Kuřík, P., 2008: Hydrologie. Česká zemědělská univerzita v Praze, Fakulta životního prostředí, Praha.

- Jačka, L., Pavlásek, J., Jindrová, M., Bašta, P., Černý, M., Balvín, A., Pech, P., 2012: Steady infiltration rates estimated for a mountain forest catchment based on the distribution of plant species. *Journal of Forest Science* Volume 58.
- Jačka, L., Pavlásek, J., Pech, P., 2011: Vyhodnocení výsledků měření infiltrace v malém horském povodí v centrální části NP Šumava. *Hydrologie malého povodí. Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, Praha*
- Janík, T., Romportl, D., 2018: Recent land cover change after the Kyrill windstorm in the Šumava NP. *Applied Geography* Volume 97.
- Janský, B., Šobr, M., 2003: Jezera České republiky Současný stav geografického výzkumu. *Přírodovědecká fakulta univerzity Karlovy, Praha.*
- Jelínek, J., 2008: Akumulace a tání sněhové pokrývky v povodí Rokytky v hydrologických letech 2007 a 2008. *Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta, Praha. (diplomová práce)*
- Jeníček, M., Hotový, O., Matějka, O., 2017: Snow accumulation and ablation in different canopy structures at a plot scale: Using degree-day approach and measured shortwave radiation. *Acta Universitatis Carolinae, Geographica* Volume 52.
- Jenicek, M., Ledvinka, O., 2020: Importance of snowmelt contribution to seasonal runoff and summer low flows in Czechia. *Hydrology and Earth System Sciences* Volume 24.
- Kindlmann, P., Matějka, K., Doležal, P., 2012: *Lesy Šumavy, Lýkožrout a ochrana přírody. Nakladatelství Karolinum, Praha.*
- Kirk, R., 1980: *Snow. Morrow Quill Paperbacks, New York.*
- Kocum, J., 2004: *Limnologická studie Čertova jezera a režim odtoků v českém povodí Řezné. Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta, Praha. (diplomová práce).*
- Kolejka, J., Klimánek, M., Mikita, T., 2010: Polomy na Šumavě způsobené orkánem Kyrill a spolu účast reliéfu na poškození lesa. *Geomorphologia Slovaca et Bohemica* 2/2010.

- Kovaříková, Z., 2019: Zadržívá vodu v krajině i les ponechaný přirozené obnově?
Ekolist.cz, (online) [cit.23.3.2023] dostupné z<<https://ekolist.cz/cz/publicistika/priroda/zadrzi-vodu-v-krajine-i-les-ponechany-prirozene-obnove>>.
- Levý, O., 2008: Geofyzikální průzkum povodí Modrava 2. INSET.s.r.o, depozitář KVHEM FŽP ČZU.
- Mapy.cz, 2023: Letecká mapa. (online) [cit.25.3.2023], dostupné z <<https://mapy.cz/letecka?x=15.6252330&y=49.8022514&z=8>>
- Marks, D., Dozier, J., 1992: Climate and energy exchange at the snow surface in the Alpine Region of the Sierra Nevada: 2. Snow cover energy balance. Water Resources Research Volume 28.
- MeziStromy.cz, 2023: Historie lesních kalamit (online), [cit.18.3.2023] dostupné z<<https://www.mezistromy.cz/lesni-kalamity/historie-kalamit-v-cr/odborny>>.
- Miller, H.D., 1966: Transport of intercepted snow from trees during snowstorms. US ForestService, Research paper 33.
- Molotch, N.P., Brooks, P.D., Burns, S.P., Litvak, M., Monson, R.K., McConnell, J.R., Musselman, K., 2009: Ecohydrological controls on snowmelt partitioning in mixed-conifer sub-alpine forests. Ecohydrology 2, Wiley InterScience.
- Národní park Šumava, 2023: Přírodní poměry (online) [cit.21.3.2023], dostupné z <<https://www.npsumava.cz/priroda/prirodni-pomery/>>
- Pavlásek, J., Máca, P., Ředinová, J., 2006: Analýza hydrologických dat z modravských povodí. Journal of Hydrology and hydromechanics Volume 54.
- Pohl, S., Marsh, P., Liston, G.E., 2006: Spatial-temporal variability in turbulent fluxes during spring snowmelt. Arctic, Antarctic and Alpine Research Volume 38.
- Pohlert, T., 2020: trend: Non-Parametric Trend Tests and Change-Point Detection. R package, dostupné z <<https://CRAN.R-project.org/package=trend>>.
- Quitt, E., 1977: Klimatické oblasti Československa. Geografický ústav ČSAV, Brno.

- Roberts, J., 1983: Forest transpiration: a conservative hydrological process?, *Journal of Hydrology* Volume 66.
- Sankotová, T., 2015: Hydrologický režim vybraných jezer Vysokých Tater. Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta, Praha. (diplomová práce).
- Savenije, H.H.G., 2004: The importance of interception and why we should delete the term evapotranspiration from our vocabulary. *Hydrological Process* Volume 18.
- Schneebeli, M., Pfister, R., 1999: Snow accumulation on boards of different sizes and shapes. *Hydrological Processes* Volume 13.
- Sievert, C., 2020: Interactive Web-Based Data Visualization with R, plotly, and shiny. Chapman and Hall/CRC. R package. Dostupné z <<https://plotly-r.com>>.
- Singh, P., Singh, V.P., 2001: Snow and glacier hydrology. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Singh, V.P., Singh, P., Haritashya, U.K., 2011: Encyclopedia of snow, ice and glaciers. Springer, Dordrecht.
- Sivapalan, M., 2005: Pattern, Process and Function: Elements of a Unified Theory of Hydrology at the Catchment Scale. *Encyclopedia of Hydrological Sciences*. John Wiley & Sons.
- Storck, P., Lettenmaier, D.P., Bolton, S.M., 2002: Measurement of snow interception and canopy effects on snow accumulation and melt in a mountainous maritime climate, Oregon, United States. *Water Resources Research* Volume 38.
- Švihla, V., 2001: Vliv lesa na odtokové poměry na malém povodí. *Lesnická práce* č. 2/01.
- Tolasz R., 2007: Atlas podnebí Česka. ČHMÚ, Praha.
- Troendle, C.A., Leaf, C.F., 1981: Effects of timber harvest in the snow zone on volume and timing of water yield. *Proceedings Symp. Interior West Watershed Management*.
- Vašíček, J., 2008: Beaufortova stupnice síly větru. Odbor letecké meteorologie ČHMÚ, (online) [cit.15.3.2023], dostupné z

<https://archive.ph/20130630183508/http://old.chmi.cz/meteo/olm/Let_met/beaufort/Beaufortova_stupnice.htm%23#selection-55.0-55.3>

Vysoudil M., 2014: Základy fyzické geografie I meteorologie a klimatologie. Univerzita Palackého v Olomouci. Olomouc.

Ward, A.D., Trimble, S.W., 2004. Environmental Hydrology, Lewis Publishers.

Wickham, H., Averick, M., Bryan, J., Chang, W., McGowan, L., François, R., 2019: Welcome to the tidyverse. R package, dostupné z <<https://doi.org/10.21105/joss.01686>>.

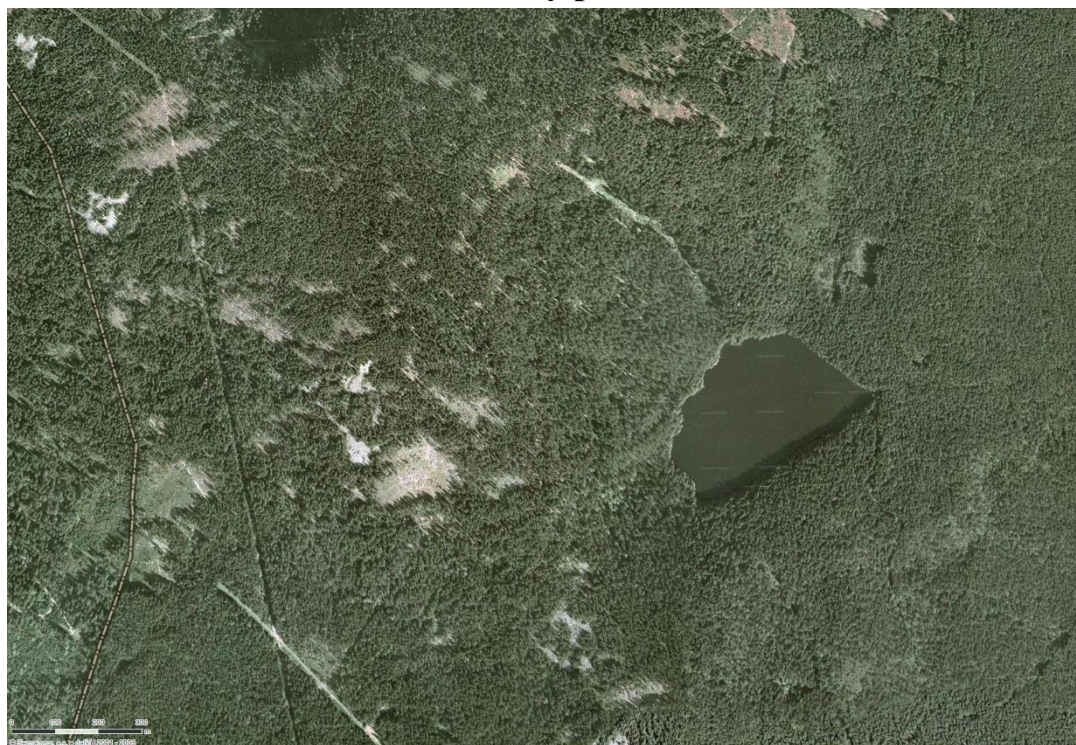
Wilke, C., 2020. cowplot: Streamlined Plot Theme and Plot Annotations for 'ggplot2'. R package, dostupné z <<https://CRAN.R-project.org/package=cowplot>>.

Zahradník, P., Zahradníková, M., 2019a: Kůrovcová kalamita z historického pohledu a možnosti řešení. Výzkumný ústav lesního hospodářství a myslivosti. Jíloviště.

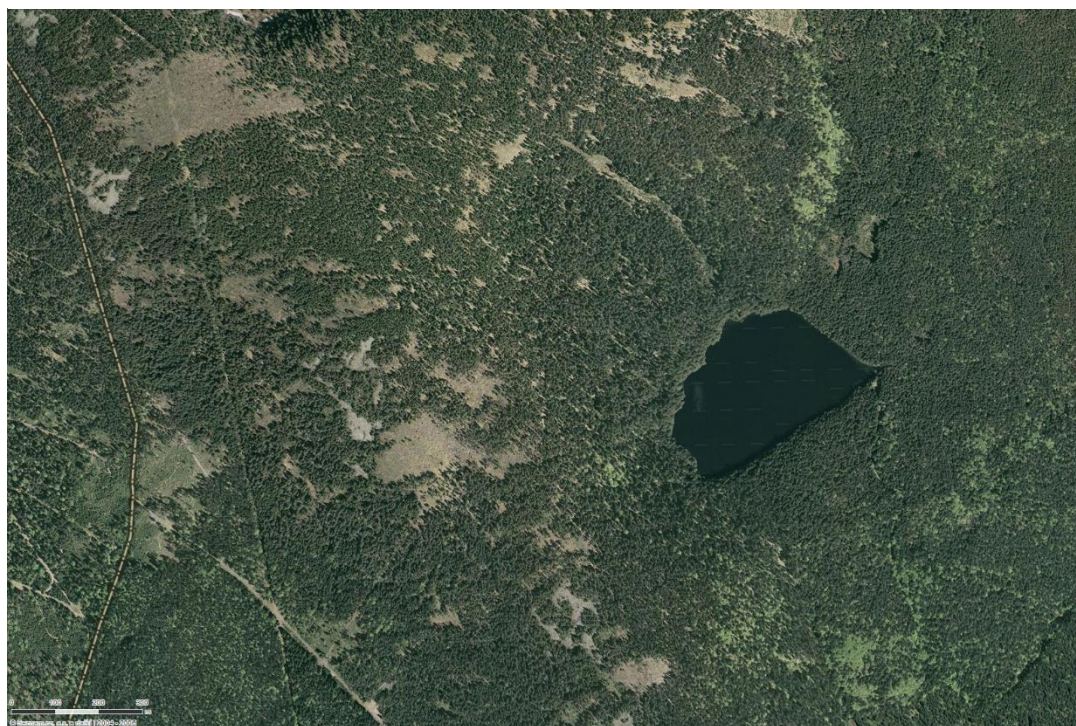
Zahradník, P., Zahradníková, M., 2019b: Lýkožrout smrkový a české lesy I. - Historie a současnost. Výzkumný ústav lesního hospodářství a myslivosti. Jíloviště.

9 Přílohy

9.1 Příloha č. 1 – Letecké snímky povodí



Obrázek 1: Letecký snímek povodí Čertova jezera, rok 2003 (Mapy.cz, upravil autor).



Obrázek 2: Letecký snímek povodí Čertova jezera, rok 2006 (Mapy.cz, upravil autor).



Obrázek 3: Letecký snímek povodí Čertova jezera, rok 2012 (Mapy.cz, upravil autor).



Obrázek 4: Letecký snímek povodí Čertova jezera, rok 2023 (Mapy.cz, upravil autor).



Obrázek 5: Letecký snímek povodí Malé Mokrůvky, rok 2003 (Mapy.cz, upravil autor).



Obrázek 6: Letecký snímek povodí Malé Mokrůvky, rok 2006 (Mapy.cz, upravil autor).



Obrázek 7: Letecký snímek povodí Malé Mokrůvky, rok 2012 (Mapy.cz, upravil autor).



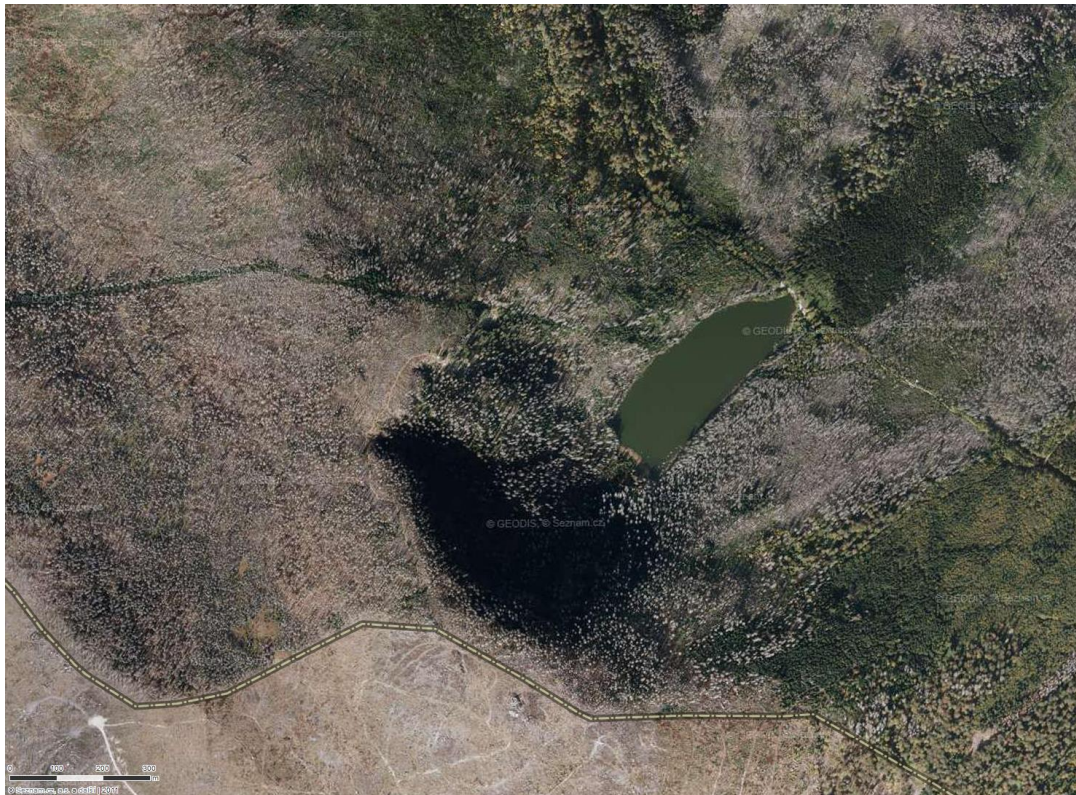
Obrázek 8: Letecký snímek povodí Malé Mokrůvky, rok 2023 (Mapy.cz, upravil autor).



Obrázek 9: Letecký snímek povodí Plešného jezera, rok 2003 (Mapy.cz, upravil autor).



Obrázek 10: Letecký snímek povodí Plešného jezera, rok 2006 (Mapy.cz, upravil autor).



Obrázek 11: Letecký snímek povodí Plešného jezera, rok 2012 (Mapy.cz, upravil autor).



Obrázek 12: Letecký snímek povodí Plešného jezera, rok 2023 (Mapy.cz, upravil autor).