

UNIVERZITA KARLOVA

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Hydrologie a hydrogeologie

Studijní obor: Povrchová a podzemní voda



Vlastimil Knódl

**Vliv evapotranspirace z říční nivy na vysychání říčky Brziny a snižování hladiny
podzemní vody**

Effect of evapotranspiration from riparian zone on drying of stream Brzina and decrease
in groundwater table

Bakalářská práce

Vedoucí práce: doc. RNDr. Jiří Bruthans, Ph.D.

Praha, 2021

Zadání bakalářské práce

Vliv evapotranspirace z říční nivy na vysychání říčky Brziny a snižování hladiny podzemní vody

Effect of evapotranspiration from riparian zone on drying of stream Brzina and decrease in groundwater table

Cíle práce

Cílem bakalářské práce je ověření vlivu evapotranspirace z říční nivy na vysychání říčky Brziny a snižování hladiny podzemní vody v povodí.

Použité pracovní metody, zájmové území a vybrané datové zdroje

Teoretická část bakalářské práce se bude zabývat popisem zájmového území, rešerší jednotlivých metod výpočtů indexu předchozích srážek, potenciální evapotranspirace a separace základního odtoku. Rešerší odborné literatury budou také zkoumány metody výpočtu evapotranspirace ze záznamů fluktuace vodní hladiny v říční nivě. Praktická část bude z historických časových řad průměrných denních teplot, průměrných denních úhrnů srážek a průměrných denních průtoků poskytnutých ČHMÚ ověřovat vliv jednotlivých složek hydrologické bilance na ztrátu vody z povodí.

Klíčová slova: říčka Brzina, index předchozích srážek, potenciální evapotranspirace, základní odtok, říční niva

Datum zadání: 13.11. 2020

Jméno studenta: Vlastimil Knódl

Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce: doc. RNDr. Jiří Bruthans, Ph.D.

Podpis vedoucího práce:

Prohlášení

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

V Praze dne

.....

Vlastimil Knódl

Poděkování

Chtěl bych poděkovat svému školiteli doc. RNDr. Jiřímu Bruthansovi, Ph.D. za odborné rady, ochotu a vedení mé bakalářské práce. Dále bych chtěl poděkovat Mgr. Jiřímu Grundlochovi z České geologické služby za poskytnutí vektorových prostorových dat říční nivy v povodí říčky Brziny. Nakonec bych rád poděkoval všem členům mé rodiny a mé partnerce za podporu během celého studia.

Abstrakt

Povodí říčky Brziny na Sedlčansku v letech 2015-2019 sužovala problematika sucha. Říčka Brzina v období vrcholného léta opakovaně vysychala a celé povodí trpělo nedostatkem podzemní vody. Cílem bakalářské práce je ověření vlivu evapotranspirace z říční nivy na vysychání říčky Brziny. Vstupními daty pro výpočty jsou historické časové řady poskytnuté ČHMÚ a data z piezometrů. Teoretická část bakalářské práce se zabývá posuzováním metod jednotlivých výpočtů využívaných v praktické části, tj. indexu předchozích srážek, základního odtoku a evapotranspirace. Dále se zabývá vlivem vegetace na celkový odtok z povodí a různými výpočty evapotranspirace ze záznamů hladiny podzemní vody. V praktické části bakalářské práce je pomocí vybraných metod počítána potenciální evapotranspirace, separován základní odtok a dalšími metodami je ověřován vliv jednotlivých složek hydrologické bilance na ztrátu vody z povodí. Evidované odběry podzemní vody mají zanedbatelný vliv na hydrologickou bilanci. Podzemní odtok pod korytem říčky Brziny je z důvodu malé transmisivity prostředí hardrock také zanedbatelný. Zdaleka největší podíl na ztrátě vody v povodí má tedy evapotranspirace z lesních porostů říční nivy a výpar z vodních ploch v povodí. K vysychání Brziny dochází, když je rozdíl mezi úhrnem srážek a potenciální evapotranspirací po několik let v negativních hodnotách. Evapotranspirace vypočítaná ze záznamů hladiny podzemní vody vykazuje vyšší hodnoty než vypočítaná potenciální evapotranspirace z dat průměrných denních teplot, zřejmě kvůli nejistotě v hodnotách storativity.

Klíčová slova: říčka Brzina, index předchozích srážek, evapotranspirace, základní odtok, říční niva.

Abstract

The Brzina river drainage basin in the Sedlčany region was affleck by drought between 2015 and 2019. The Brzina river dried up repeatedly during the summer and the whole drainage basin suffered from a lack of groundwater. The aim of the bachelor thesis is to verify the influence of evapotranspiration from the river floodplain on the drying up of the Brzina river. The input data for the calculations are the historical time series provided by CHMI and the data from piezometers. The theoretical part of the bachelor thesis deals with the assessment of methods of individual calculations used in the practical part, i. e. the antecedent precipitation index, baseflow and evapotranspiration. It also deals with the influence of vegetation on the total runoff from the river drainage basin and with various calculations of evapotranspiration from groundwater level records. In the practical part of the bachelor's thesis a potential evapotranspiration is calculated using selected methods, the baseflow is separated from streamflow and the influence of components of the hydrological balance on the loss of water from the river drainage basin is verified by other methods. Recorded groundwater abstractions have an insignificant effect on the hydrological balance. The underground runoff under the Brzina riverbed is also insignificant due to the low transmissibility of the hardrock environment. The evapotranspiration from river floodplain forests and the evaporation from water bodies in the river drainage basin therefore have by far the largest share in the water loss in the river drainage basin. The Brzina river dries up if the difference between the total precipitation and potential evapotranspiration is in negative values for several years. The evapotranspiration calculated from the groundwater level records shows higher values than the potential evapotranspiration calculated from average daily temperature data, probably due to the uncertainty in storativity values.

Keywords: The Brzina river, antecedent precipitation index, potential evapotranspiration, baseflow, riparian zone.

Obsah

1.	Úvod.....	1
2.	Zájmová oblast.....	2
2.1.	Klimatické poměry povodí.....	2
2.2.	Geografická charakteristika	4
2.3.	Geologie	6
2.4.	Pedologické poměry povodí.....	8
2.5.	Hydrologická charakteristika	8
2.6.	Hydrogeologická charakteristika	10
2.7.	Využití území.....	11
2.8.	Struktura říční nivy a rozsah vodních ploch.....	13
3.	Metodika	17
3.1.	Vstupní data	17
3.2.	Výpočet indexu předchozích srážek (API).....	18
3.3.	Výpočet potenciální evapotranspirace	21
3.4.	Výpočet výparu z vodních ploch.....	24
3.5.	Výpočet základního odtoku.....	24
3.6.	Průtok vody horninovým prostředím pod korytem říčky Brziny	28
3.7.	Evapotranspirace z říční nivy, využití hladin podzemní vody a dalších parametrů	28
3.8.	Výpočet evapotranspirace z časových řad kolísání hladiny podzemní vody	32
3.9.	Analýza časových řad	34
3.9.1.	Hodnocení statistické významnosti vztahů mezi časovými řadami	34
3.9.2.	Výpočet variačních koeficientů časových řad.....	34
3.9.3.	Výpočet statistické významnosti lineárních trendů časových řad.....	35
4.	Výsledky a diskuse.....	36
4.1.	API	36
4.2.	Potenciální evapotranspirace.....	37
4.3.	Celkový odtok, základní odtok a rychlý odtok	39
4.4.	Hodnocení statistické významnosti lineárních trendů časových řad.....	43

4.5.	Odběry podzemních vod a vypouštění do povrchových a podzemních vod	44
4.6.	Průtok závěrovým profilem Hrachov pod korytem toku a hydrologická bilance	46
4.7.	Rozdíl hodnot indexu předchozích srážek a potenciální evapotranspirace	47
4.8.	Porovnání základního odtoku a API-PET	48
4.9.	Korelace hodnot základního odtoku a hodnot API-PET	48
4.10.	Evapotranspirace z nivy a výpar z vodních ploch	49
4.11.	Výpočet evapotranspirace z fluktuace hladiny podzemní vody	52
5.	Závěr	54
6.	Literatura	57
6.1.	Použitá literatura a internetové zdroje	57
6.2.	Datové zdroje	62
7.	Grafické a tabulkové přílohy	64
7.1.	Grafické přílohy	64
7.2.	Tabulkové přílohy	65

1. Úvod

Území České republiky se v rozmezí let 2014 až 2018 potýkalo s různými projevy sucha. Rok 2018 byl z hlediska celkových srážkových úhrnů, po roce 2003, druhým nejsušším rokem od roku 1961. Příčinou rychlého nástupu projevů sucha v roce 2018 bylo přetrvávání nízkých stavů hladin podzemní vody na mnoha místech z předešlých suchých let 2015 až 2017 (Daňhelka a kol., 2019 a). Rovněž z hlediska stavů podzemních vod byl rok 2018 hodnocen jako nejsušší od roku 1981 (Daňhelka a kol., 2019 b).

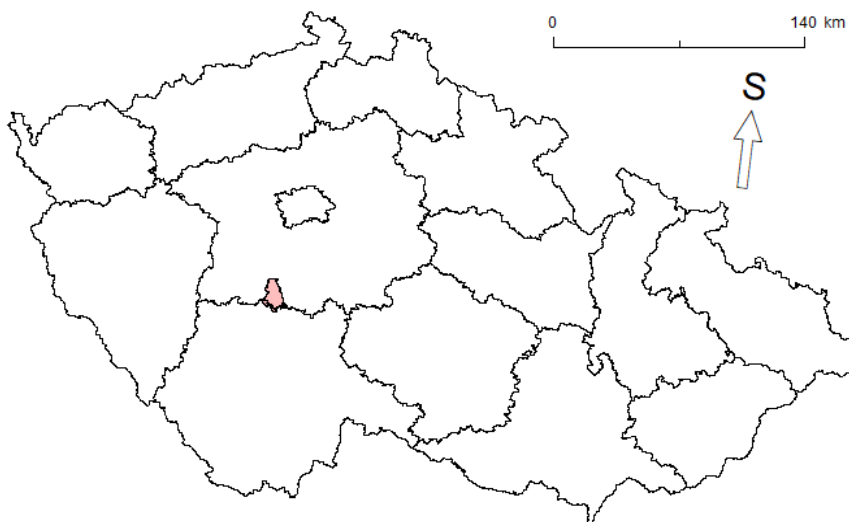
Vysychání drobných vodních toků je velmi aktuální téma (Zahrádková a kol., 2015). Je velice pravděpodobné, že obdobné scénáře nás čekají i v letech následujících. Plocha takto postiženého území by se mohla rozšiřovat a nemusela by se netýkat pouze nížinných oblastí. Správné vymezení příčin by nám mohlo pomoci s řešením tohoto problému, či alespoň s jeho predikcí. Díky tomu bychom se mohli na extrémní sucha připravovat, a tím případně i zmírnit jejich následky.

Trendem posledních třiceti let je postupné zvyšování průměrných teplot na našem území. Se zvyšující se teplotou vzrůstá intenzita evapotranspirace (Oudin a kol., 2005). V zimních měsících ubývá v pramenných oblastech sněhových srážek, tím pádem chybějící postupné tání sněhu v pozdějších měsících nenadlépšuje průtoky. Odtokové režimy řek se tak transformují v zimních měsících spíše na dešťové srážky. Tyto faktory způsobují problémy s nedostatkem půdní vláhy v jarních měsících.

Hlavním cílem této práce je ověření vlivu evapotranspirace z potočních niv na vysychání drobných toků v nížinných oblastech České republiky na příkladu říčky Brziny na Sedlčansku. Dílčím cílem práce je výpočet indexu předchozích srážek, potenciální evapotranspirace a porovnání rozdílu těchto parametrů se separovaným základním odtokem z odtoku celkového. Součástí práce je i rešerše odborných článků, která se zabývá indexem předchozích srážek, potenciální evapotranspirací, separací základního odtoku, vlivem nivní vegetace na celkový odtok z povodí a výpočty potenciální evapotranspirace ze záznamů denních změn hladiny podzemní vody.

2. Zájmová oblast

Oblastí zájmu bakalářské práce je povodí říčky Brziny. Obr. 1 znázorňuje polohu povodí na mapě krajů České republiky. Převážná část povodí říčky Brziny leží ve Středočeském kraji v okrese Příbram. Jižní část a zároveň i pramenná oblast se nachází v kraji Jihočeském, v okrese Písek.



Obr. 1: Poloha povodí Brziny. Zdroj dat: ArcČR 500, verze 3.3.

2.1. Klimatické poměry povodí

Podnebí můžeme klasifikovat pomocí klasifikačních systémů. Jednou z nejpoužívanějších klasifikací na území České republiky je Quittova klasifikace, kterou představil Evžen Quitt ve své knize Klimatické oblasti Československa (1971). Převážná část povodí Brziny spadá dle Quittovy klasifikace podnebí do mírně teplé klimatické oblasti MT10. Tato oblast je typická mírně teplým krátkým jarem a podzimem, dlouhým teplým suchým létem a krátkou, mírně teplou a velmi suchou zimou. Dále se pak na území povodí Brziny vyskytují další mírně teplé klimatické oblasti, a to MT7, MT5 a MT3. Všechny tyto oblasti mají vcelku obdobné podnebné charakteristiky jako zmíněná klimatická oblast MT10 (Quitt, 1971).

Nejvíce odlišná, a zároveň nejmenší od zbylých klimatických oblastí rozprostírajících se v povodí Brziny, je chladná klimatická oblast CH7. Jedná se o okolí vrchu Kozlov (709 m n. m.), který se nachází v pramenné oblasti Počepického potoka. Pro tuto klimatickou oblast je typické dlouhé mírně chladné jaro. Léto bývá velmi krátké, mírně

chladné a vlhké. Podzim je dlouhý a mírně teplý. Zima je dlouhá a mírně vlhká s dlouhým trváním sněhové pokrývky (Quitt, 1971). Tab. 1 obsahuje přesné charakteristiky zmíněných klimatických oblastí.

V rámci porovnání můžeme využít i klasifikaci Köppenovu. Jedná se o konvenční typ klasifikace, který ke členění podnebí využívá základních klimatických projevů z kritérií statisticky definovaných na základě měřených údajů z meteorologických stanic. Tato klasifikace patří k nejrozšířenějším a nejpoužívanějším klimatickým klasifikacím ve světovém měřítku. Tato klasifikace není v rámci České republiky příliš podrobná. Na našem území se vyskytují celkem tři klimatická pásma se čtyřmi klimatickými typy. Území povodí Brziny spadá do klimatického pásma *C* s klimatickým typem *fb* (Farský a Matějček, 2008).

Toto pásmo značí mírně teplé klima. Srážky jsou rovnoměrně rozložené během celého roku. Teplota nejteplejšího měsíce je menší než 22 °C, avšak alespoň čtyři měsíce mají teplotu vzduchu vyšší než 10 °C (Farský a Matějček, 2008).

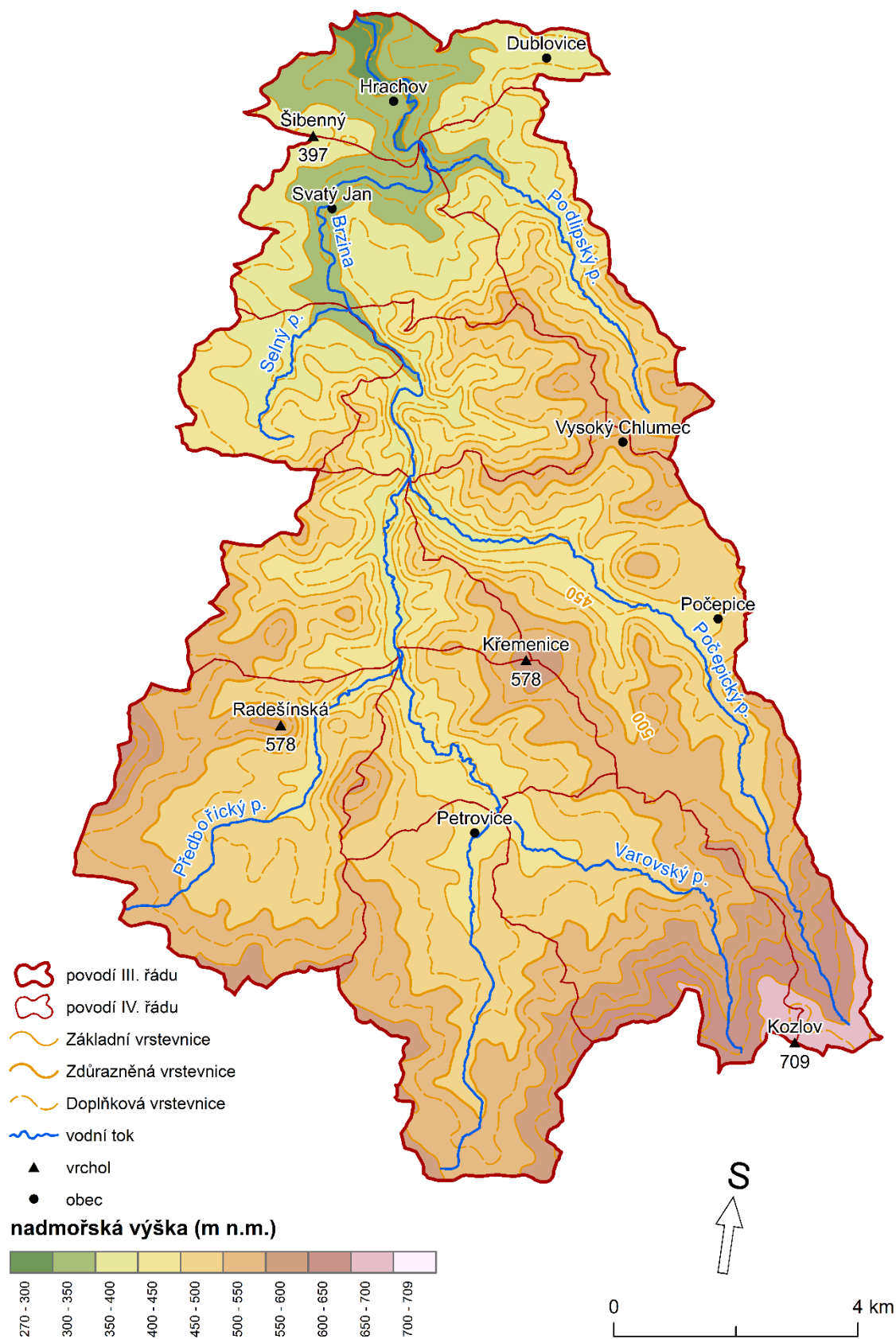
Tab. 1: Charakteristika klimatických oblastí MT10, MT7, MT5, MT3 a CH7. Zdroj dat: Quitt (1971).

Klimatická oblast	MT10	MT7	MT5	MT3	CH7
Počet letních dní	40–50	30–40	30–40	20–30	10–30
Počet dní s průměrnou teplotou 10 °C a více	140–160	140–160	140–160	120–140	120–140
Počet dní s mrazem	110–130	110–130	130–140	130–160	140–160
Počet ledových dní	30–40	40–50	40–50	40–50	50–60
Průměrná lednová teplota [°C]	-2 až -3	-2 až -3	-4 až -5	-3 až -4	-3 až -4
Průměrná červencová teplota [°C]	17–18	16–17	16–17	16–17	15–16
Průměrná dubnová teplota [°C]	7–8	6–7	6–7	6–7	4–6
Průměrná říjnová teplota [°C]	7–8	7–8	6–7	6–7	6–7
Průměrný počet dní se srážkami 1 mm a více	100–120	100–120	100–120	110–120	120–130
Suma srážek ve vegetačním období [mm]	400–450	400–450	350–450	350–450	500–600
Suma srážek v zimním období [mm]	200–250	250–300	250–300	250–300	350–400
Suma srážek celkem [mm]	600–700	650–750	600–750	600–750	850–1000

2.2. Geografická charakteristika

Říčka Brzina pramení ve Votické vrchovině v nadmořské výšce 541 m n. m. Votická vrchovina spadá do Vlašimské pahorkatiny. Zbytek povodí říčky Brziny spadá pod Benešovskou pahorkatinu. Obě tyto pahorkatiny tvoří část Středočeské podsoustavy, která je součástí Česko-moravské soustavy (Demek a kol., 2006).

Na obr. 2 jsou vykresleny základní topografické údaje a digitální model reliéfu. Rozmezí nadmořských výšek celého povodí je 268 m n. m. až 709 m n. m. Průměrná výška povodí činí 468 m n. m. Nejvýše položeným bodem je vrchol Kozlov (709 m n. m.), který se nachází v jižní části na rozvodnici povodí. Naopak nejnižší položená oblast povodí se nachází u ústí toku říčky Brziny (ZABAGED, 2021). Významnými vrcholy v povodí jsou vrcholy Křemenice s nadmořskou výškou 578 m n. m. a Radešínská hora, taktéž s nadmořskou výškou 578 m n.m. (ArcČR500, 2021).



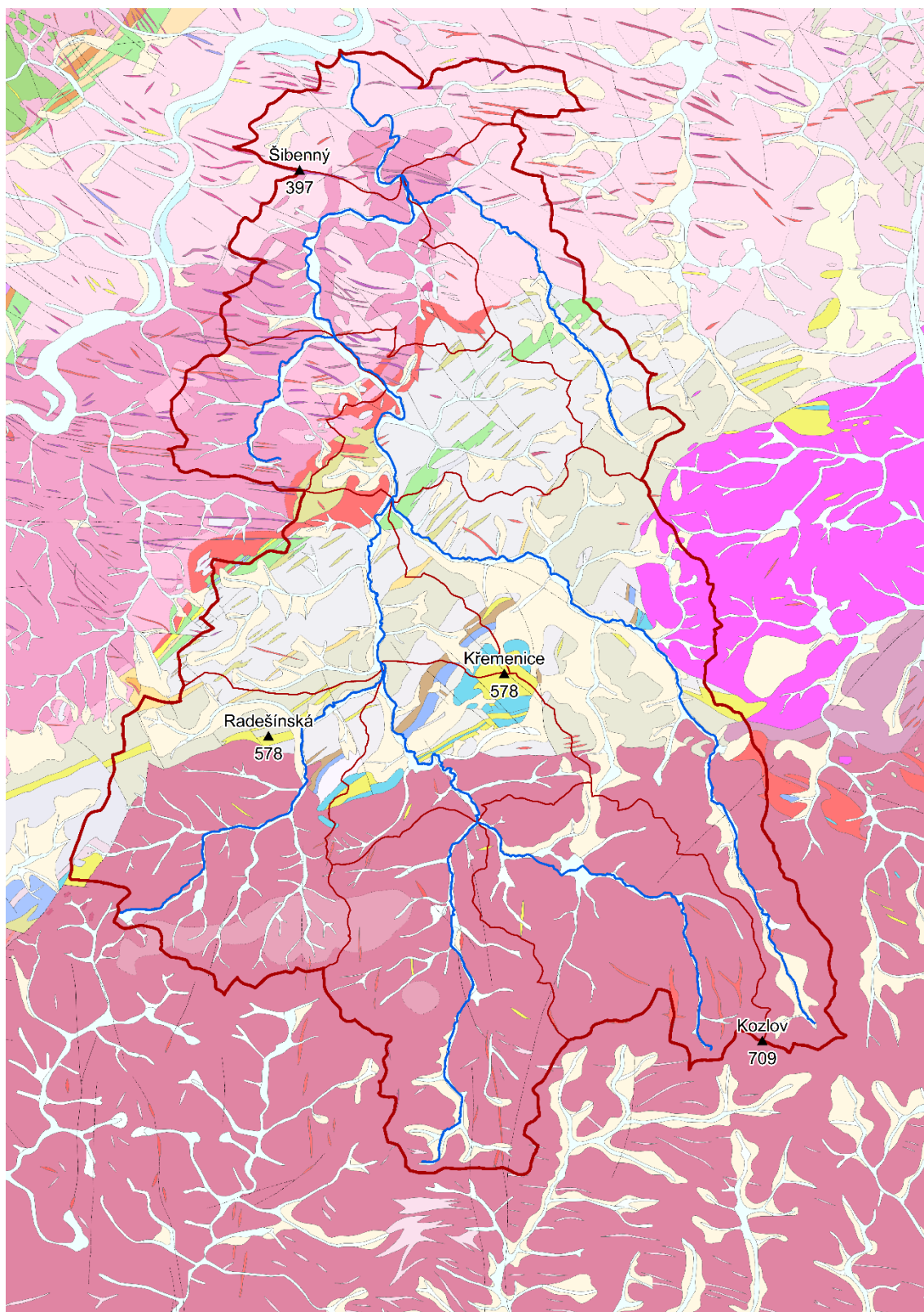
Obr. 2: Topografická mapa povodí Brziny. Zdroj dat: ArcČR 500, verze 3.3, DIBAVOD, ZABAGED.

2.3. Geologie

Oblast povodí říčky Brziny se z větší části nachází na středočeském plutonu (obr. 3), na kterém leží horní a dolní tok Brziny. Středočeský pluton je tvořen hlubinnými magmatity, především granodiority a porfyrickými amfibol-biotitickými granity. Oblast plutonu dolního toku Brziny je lokálně rozrušená vystupujícími žilnými horninami. Tyto žilné horniny procházejí plutonem ve směru SZ-JV a jsou tvořeny granodioritovými porfyry a lamprofyry (ČGS, 2021 a).

Do oblasti středního toku Brziny zasahuje ve směru JZ-SV sedlčansko-krásnohorský ostrov. Do této oblasti zasahuje ze západu i část středočeského plutonu tvořeného hlubinnými granity až granodiority. Sedlčansko-krásnohorský ostrov je tvořen především kontaktně metamorfovanými sedimenty, jako jsou metaprachovce, cordieritické břidlice, metadroby, kvarcity, biotitické a cordierit-biotitické rohovce a v menší míře i vápence (ČGS, 2021 a).

Nivní oblasti jsou tvořeny nezpevněnými sedimenty, které vznikly fluvialními procesy. Jedná se o písčitohlinité sedimenty pocházející z období kvartéru (ČGS, 2021 a).



Obr. 3: Geologická mapa povodí říčky Brziny. Zdroj dat: ArcČR 500, verze 3.3, ČGS 2021 d.

Legenda: světle béžově okolo vodních toků – niva; fialově/červeně/růžově – hlubinné magmatity; zeleně/modře/hnědě/šedě (oblast ve středu povodí Brziny) – metasedimenty.

2.4. Pedologické poměry povodí

V povodí Brziny se vyskytují především různé subtypy kambizemí. V oblastech říční nivy při vodních tocích v povodí Brziny se vyskytují subtypy fluvizemí či glejí (ČGS, 2021 b).

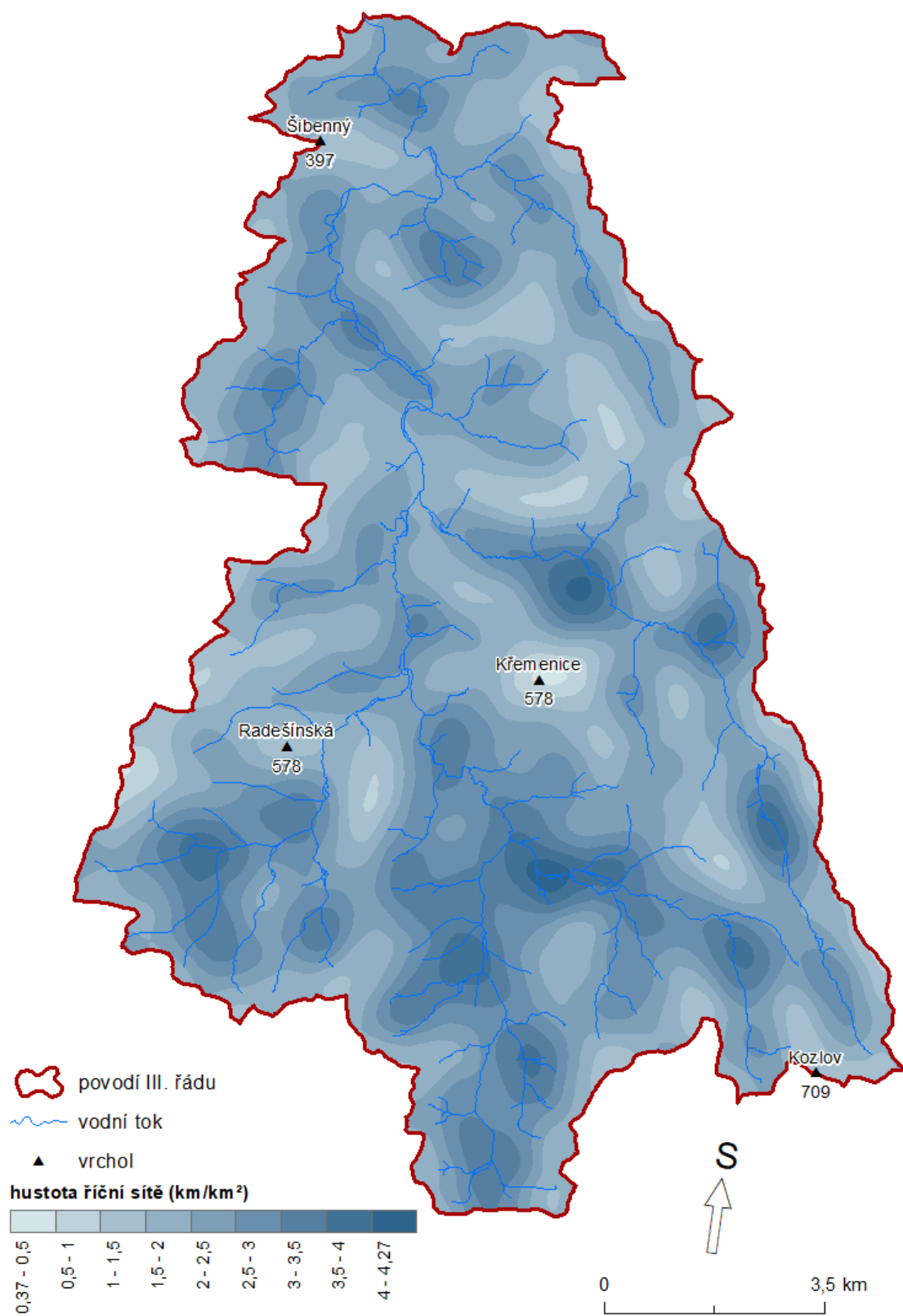
Kambizemě mají na území povodí Brziny největší rozlohu. Jedná se zároveň o nejrozšířenější půdní typ v České republice. Kambizem se obecně vyskytuje především v oblastech hornatin, pahorkatin a vrchovin. Typická je pro mírně teplé humidnější klima (Tomášek, 2007). Tento půdní typ má z hlediska půdního substrátu velkou rozmanitost v zrnitosti a skeletovitosti (Němeček a kol., 2004).

V povodí Brziny se vyskytují kambizemě s podtypem modálním, mesobazickým, dystrickým, rankerovým a vyluhovaným. V jižní části pravého břehu říčky Brziny převažuje kambizem mesobasická. Na levém břehu říčky převažuje kambizem modální, kde spolu s dalšími podtypy, jako například kambizemí mesobazickou a dystrickou, tvoří mozaikovou strukturu (ČGS, 2021 b).

V nivní oblasti dolního toku Brziny a při přítocích se vyskytuje fluvizemě modální (ČGS, 2021 b). Fluvizemě jsou obecně typické pro plochá dna říčních údolí (Němeček a kol., 2004). Pro pramenné oblasti a horní části toků je naopak převažujícím půdním typem glej (ČGS, 2021 b). Charakteristickým znakem těchto půd je reduktomorfní glejový horizont (Němeček a kol., 2004).

2.5. Hydrologická charakteristika

Povodí Brziny má rozlohu 140,6 km² (tab. 2) a jedná se o povodí III. řádu. Brzina je pravostranným přítokem řeky Vltavy a ústí do Slapské vodní nádrže. Samotné ústí tvoří nálevkovitý tvar. Délka toku Brziny činí 28,1 km. Celé povodí Brziny se skládá z dílčích povodí čtvrtého řádu, a to z povodí Varovského potoka s délkou toku 7,3 km, Předbořického potoka s délkou 7,6 km, Počepického potoka s délkou 13,9 km, Selského potoka s délkou 3,6 km a Podlipského potoka s délkou 7,2 km (DIBAVOD, 2021). Průměrná hustota říční sítě r činí 1,35 km/km² a jedná se o stromovitě uspořádanou říční síť (obr. 4). Směr toku Brziny je téměř severní (ZABAGED, 2021; DIBAVOD, 2021).



Obr. 4: Hustota říční sítě v povodí říčky Brziny. Zdroj dat: ArcČR 500, verze 3.3, DIBAVOD, ZABAGED.

Tab. 2: Výběr zájmové oblasti z Hydrologického seznamu podrobného členění povodí vodních toků ČR. Zdroj dat: ČHMÚ, 2020 c.

Číslo hydrologického pořadí (ČHP) dílčího povodí	Číslo hydrologického pořadí pramenného povodí	Název hlavního vodního toku v dílčím povodí	Plocha dílčího povodí [km ²]	Plocha povodí k profilu na zaústění [km ²]
1-08-05-0260-0-00	1-08-05-0260-0-00	Brzina	16,26	16,26
1-08-05-0270-0-00	1-08-05-0270-0-00	Varovský potok	14,89	14,89
1-08-05-0280-0-00	1-08-05-0260-0-00	Brzina	9,08	40,23
1-08-05-0290-0-00	1-08-05-0290-0-00	Předbořický potok	19,00	19,00
1-08-05-0300-0-00	1-08-05-0260-0-00	Brzina	11,32	70,54
1-08-05-0310-0-00	1-08-05-0310-0-00	Počepický potok	26,33	26,33
1-08-05-0320-0-00	1-08-05-0260-0-00	Brzina	9,44	106,30
1-08-05-0330-0-00	1-08-05-0330-0-00	Selský potok	6,74	6,74
1-08-05-0340-0-00	1-08-05-0260-0-00	Brzina	9,73	122,78
1-08-05-0350-0-00	1-08-05-0350-0-00	Podlipský potok	10,03	10,03
1-08-05-0360-0-00	1-08-05-0260-0-00	Brzina	7,74	140,55

Hodnoty v posledním sloupci tab. 2 značí postupně se rozvíjející plochu povodí, která narůstá od pramene k ústí toku. V tab. 2 jsou uvedené jednotlivé přítoky s plochou jejich povodí. V postupném pořadí, jak se jednotlivé přítoky Brziny napojují, se zvyšuje plocha celkového součtu povodí. V posledním řádku tabulky je uvedena suma všech dílčích povodí, která spadají do povodí Brziny.

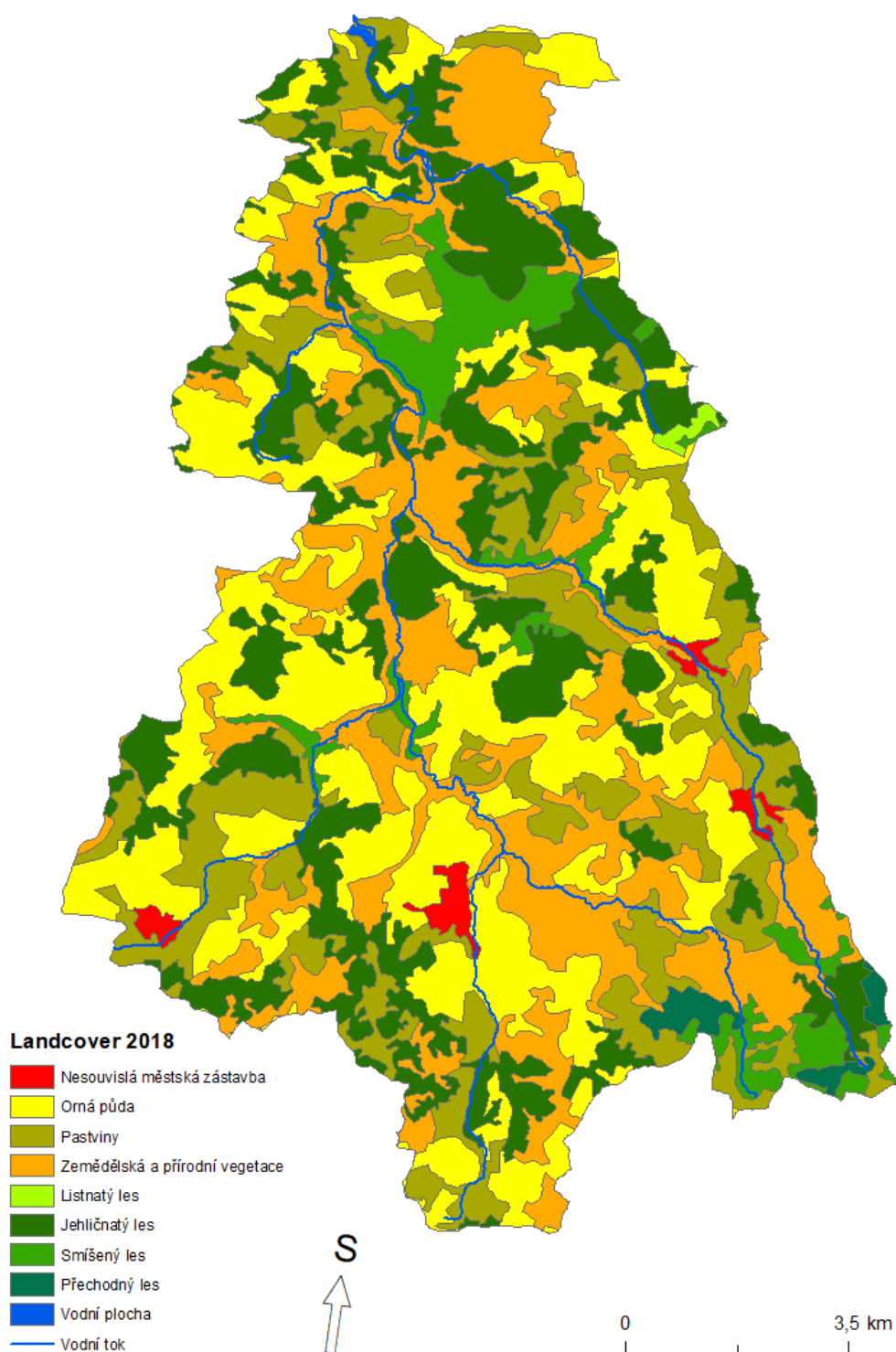
2.6. Hydrogeologická charakteristika

Povodí Brziny se nachází na krystalických horninách. Tyto horniny spadají do prostředí hydrogeologického masivu. V zájmové oblasti je podzemní voda vázána na kolektor připovrchové zóny zvětrání a rozpukání hornin. Mocnost kvartérních sedimentů je malá (Kadlecová a Bruthans, 2020). Průměrná mocnost kvartérních sedimentů činí 1,5 metru (ČGS, 2021 c). Kadlecová a Bruthans (2020) ve své studii o hydrogeologických poměrech ve správním území obce Petrovice využívají 17 vrtů, na nichž byl proveden

některý z typů čerpací zkoušky. Z výsledků práce vyplývá, že transmisivita připovrchového kolektoru prostředí hardrock a kvartéru v okolí drobných toků je v průměru nízká a pohybuje se v rozmezí $4 \cdot 10^{-7}$ – $1 \cdot 10^{-4}$ m²/s. Tento připovrchový kolektor je závislý na atmosférických srážkách. Krystalické horniny jsou při nedostatku atmosférických srážek náchylné k vysychání (Kadlecová a Bruthans, 2020).

2.7. Využití území

Plocha povodí je tvořena převážně lesními porosty a zemědělsky využívanými plochami. Obr. 5 vyobrazuje využití oblasti povodí Brziny. Orná půda tvoří 28,3 % celkové plochy povodí. Obdělávaná půda se vyskytuje převážně v jižní polovině povodí, která není z takové části zalesněná. Míra zalesnění činí 29,7 %. Lesní porosty v severní části povodí tvoří převážnou část krajinného pokryvu. V zájmovém povodí mají z celkové plochy lesů největší zastoupení jehličnaté lesy (74,3 %). Značná část povodí je pokryta travním porostem, konkrétně z 41,9 % jeho plochy. Tyto travní porosty slouží buď jako pastviny, nebo zemědělsky obhospodařované louky (CORINE: Land Cover, 2021).



Obr. 5: Využití území povodí Brziny. Zdroj dat: ArcČR 500, verze 3.3, CORINE: Land Cover, DIBAVOD, ZABAGED.

2.8. Struktura říční nivy a rozsah vodních ploch

Říční niva Brziny zabírá celkově 9,2 km² (obr. 6), což je 6,6 % z celkové plochy povodí. Na celkové evapotranspiraci z nivy se nepodílí celá její plocha rovnoměrně. Některé krajinné typy (např. lesní porosty) jsou schopny evapotranspirovat větší množství vody než typy jiné (např. orná půda). Může tomu být například z důvodu druhu a hustoty vegetace (Oudin a kol., 2008). Dalšími důvody intenzity evapotranspirace mohou být rozdílné hloubky hladiny podzemní vody od zemského povrchu a s tím spojený kontakt kořenových soustav stromů s hladinou podzemní vody (Gribovszki a kol., 2008).

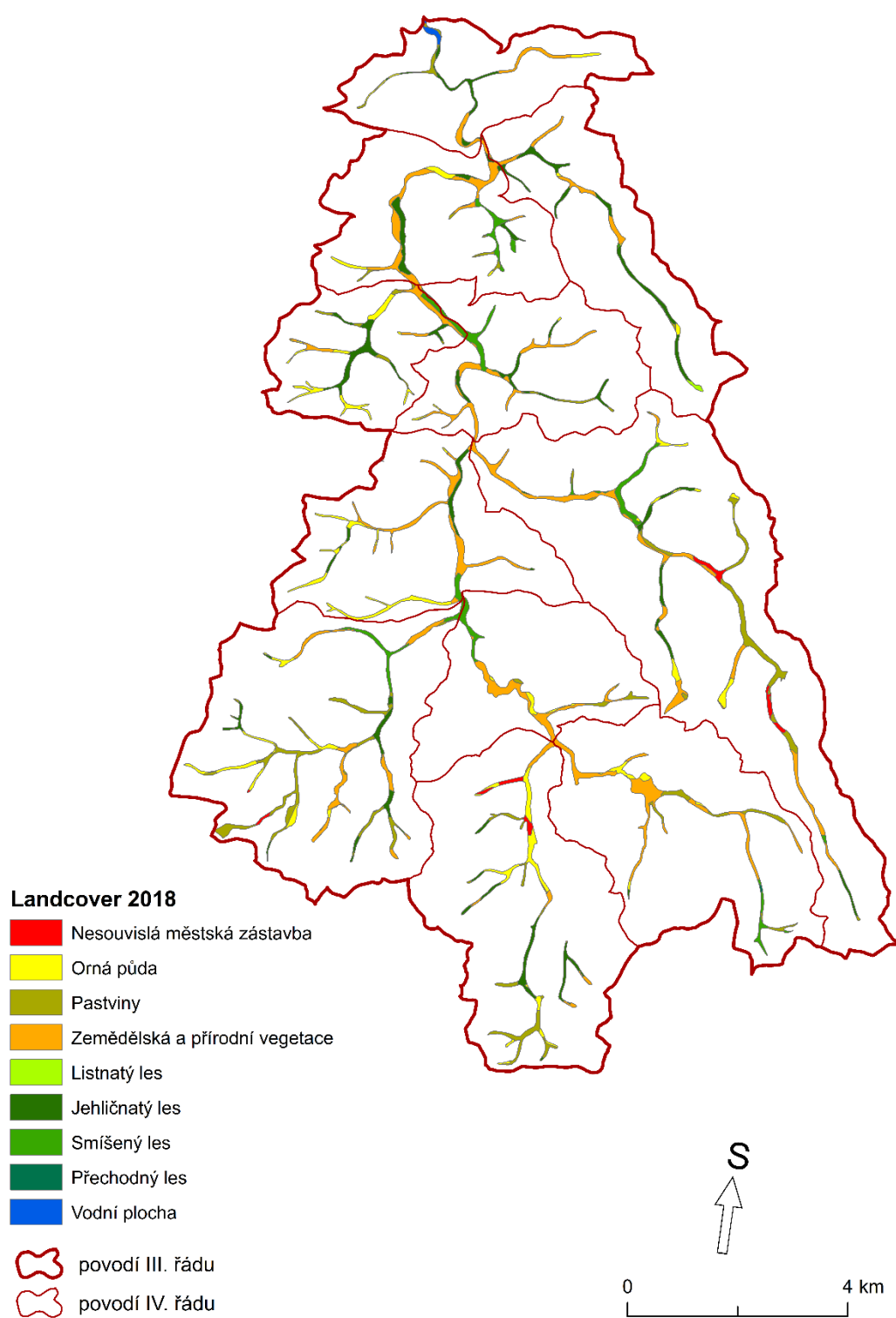
Z dat o krajinném pokryvu CORINE Land Cover (tab. 3) vyplývá, že nejvíce zastoupeným krajinným pokryvem v nivní oblasti povodí Brziny je zemědělská a přírodní vegetace, která zabírá 37,6 % plochy nivy. Dalším krajinným pokryvem s relativně velkým procentuálním zastoupením, ovšem s malým podílem na celkové evapotranspiraci, je orná půda, která zaujímá 15,2 % plochy nivy, dále pak pastviny tvořící 16,7 % její plochy. Nesouvislá městská zástavba zabírá 2,2 % plochy říční nivy. Právě tyto krajinné pokryvy nemají tak velký podíl na množství evapotranspirované vody jako druhý nejzastoupenější krajinný pokryv, čímž je jehličnatý les, který zabírá 18,8 % rozlohy říční nivy. Vysoký vliv na množství evapotranspirované vody z říční nivy má dále pak smíšený les, který zabírá 9,2 % plochy říční nivy, listnatý les zabírající 0,2 % plochy říční nivy a přechodný les představující 0,1 % plochy říční nivy. Jednotlivé druhy lesního porostu tedy zaujímají celkově 28,3 % plochy nivy (CORINE: Land Cover, 2021). Právě lesní porosty mají na evapotranspiraci obecně velký podíl, neboť jejich kořenové soustavy jsou mnohdy po většinu roku v kontaktu s hladinou podzemní vody. Jsou tedy schopny v rámci svého vegetačního období plně využívat zásoby podzemní vody (Gribovszki a kol., 2008).

Tab. 3: Procentuální zastoupení krajinného pokryvu v nivě. Zdroj dat: CORINE: Land Cover.

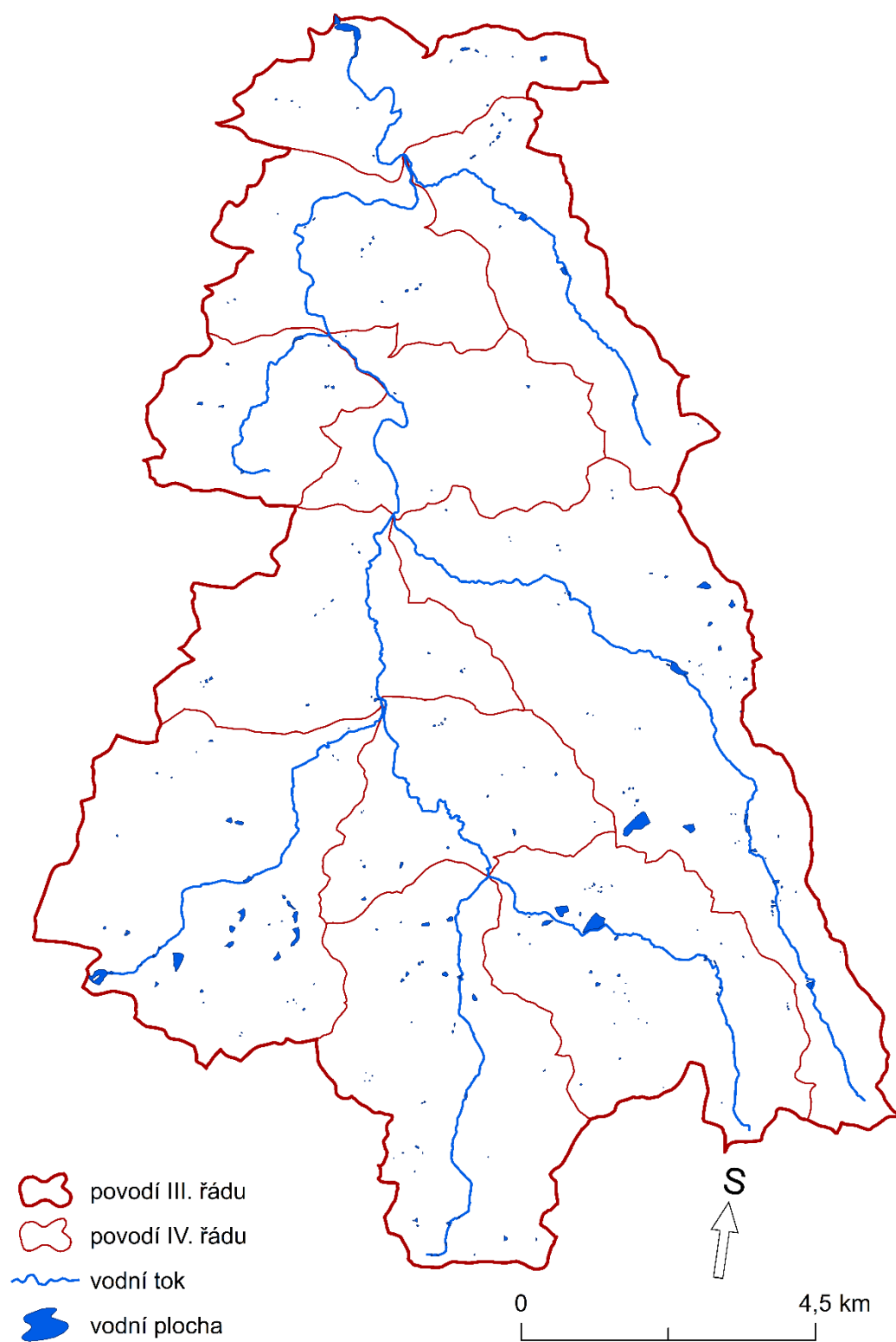
Pořadí	Krajinný pokryv	Počet	Plocha [m ²]	Plocha [km ²]	Plocha [%]
1	Zemědělská a přírodní vegetace	14	3 447 974,34	3,448	37,6
2	Jehličnatý les	29	1 727 080,95	1,727	18,8
3	Pastviny	31	1 531 688,03	1,532	16,7
4	Orná půda	24	1 392 415,97	1,392	15,2
5	Smíšený les	6	847 273,84	0,847	9,2
6	Nesouvislá městská zástavba	4	203 057,83	0,203	2,2
7	Listnatý les	1	20 410,04	0,020	0,2
8	Přechodný les	1	5 168,84	0,005	0,1
Součet		110	9 175 069,84	9,175	100

V celém povodí Brziny se nachází 282 jednotlivých vodních ploch (obr. 7). Jejich celková rozloha je 0,59 km². Vodní plochy v povodí Brziny tedy zabírají celkově 0,42 % z celkové plochy povodí. Počet vodních ploch v říční nivě je 107. Jejich celková rozloha je 0,471 km². Vodní plochy v nivě tedy zabírají celkem 0,34 % z celkové plochy povodí. Současně 79,8 % všech vodních ploch v povodí Brziny se nachází v oblasti nivy (DIBAVOD, 2021).

Pod koncovým měrným profilem Hrachov na říčce Brzině se nachází ještě plocha vodní nádrže Slapy, která má na území povodí Brziny rozlohu 12,7 km². Rozlohu této vodní plochy již nelze zahrnovat do výpočtů, neboť naměřená data o průtocích jsou z měrné stanice Hrachov nad touto plochou (DIBAVOD, 2021).



Obr. 6: Struktura říční nivy v povodí Brziny. Zdroj dat: ArcČR 500, verze 3.3, CORINE: Land Cover, DIBAVOD.



Obr. 7: Vodní plochy v povodí Brziny. Zdroj dat: ArcČR 500, verze 3.3, DIBAVOD.

3. Metodika

3.1. Vstupní data

Vstupní data (tab. 4) jsem získal ze stránek Českého hydrometeorologického ústavu, která jsou veřejně dostupná a bez poplatku (ČHMÚ, 2020 a, b). Český hydrometeorologický ústav měl dříve historická data teplot a srážek ze svých stanic zpoplatněná. Prodej těchto dat tvořil část příjmů ČHMÚ. V roce 2018 bylo Městským soudem v Praze rozhodnuto, že ČHMÚ musí tato data poskytovat veřejnosti zdarma, protože byla získána z veřejných prostředků (Vinklová, 2020). Díky tomu mohu v rámci své bakalářské práce pracovat s cennými časovými řadami.

Jedná se o data průměrných denních teplot ze stanice Ondřejov. Stanice Ondřejov se nachází 45 kilometrů severovýchodně od povodí Brziny. Jde o nejbližší stanici s veřejně dostupnou kontinuální řadou teplot v podobné nadmořské výšce. Protože se průměrné denní teploty mění spojitě a poměrně málo se vzdáleností v rámci ČR v podobných nadmořských výškách, neměla by vzdálenost u teploty vzduchu hrát zásadní roli.

Další časovou řadou jsou denní úhrny srážek ze stanice Kamýk, která se nachází dva kilometry západně od povodí Brziny.

Poslední časovou řadou jsou průměrné denní průtoky Brziny na profilu Hrachov. Profil Hrachov leží zhruba kilometr a půl proti proudu toku od ústí Brziny.

Dále využívám data o místech a množství odebrané podzemní vody a vypuštěné vody do povrchových a podzemních vod. Tato data jsou k dispozici online na centrálním Hydroekologickém informačním systému VÚV TGM, v.v.i., kde lze ke konkrétnímu místu dohledat potřebné informace (HEIS, 2020). Jsou zde uvedené pouze odběry a vypouštění, kde celkové množství odebrané podzemní vody, případně vody vypuštěné do povrchových a podzemních vod, překračuje 500 m³/měsíc, případně 6 000 m³/rok.

Tab. 4: Časové řady. Zdroj dat: ČHMÚ, 2021 a, b.

Časová řada	Jednotky	Stanice	Začátek řady	Konec řady	Přerušení řady
Průměrná denní teplota	°C	Ondřejov	01.01.1961	31.12.2019	–
Denní úhrn srážek	mm/den	Kamýk	01.01.1961	31.12.2019	1.11.1965 – 1.3. 1966
					1.8. 1972 – 1.12. 1972
					1.10. 1998 – 1.11. 1998
Průměrný denní průtok	m ³ /s	Hrachov	01.11.1984	31.12.2019	–

3.2. Výpočet indexu předchozích srážek (API)

Index předchozích srážek (API) slouží k přepočtu denních úhrnů srážek do podoby, která připomíná odtok. API lze definovat jako vážený průměr denních úhrnů srážek (Xie a Yang, 2013), kde váha postupně klesá v čase. Index předchozích srážek zahrnuje do výpočtu předchozí srážky k danému dni, pro který je tento index počítán. Do výpočtu indexu tak spadají předchozí vlhkostní podmínky prostředí způsobené srážkami, které danému dni předcházejí (Heggen, 2001).

Heggen (2001) ve své studii publikuje rovnici (2) pro výpočet normalizovaného API (NAPI). Vychází ze vzorce (1) představeného ve studii Kohlera a Linsleyho (1951), který má tvar:

$$API = \sum_{i=1}^n P_i k^i, \quad (1)$$

kde n je počet dní, P_i je denní úhrn srážek v daném dni i a k je evapotranspirační konstanta. Pro území České republiky nabývá zpravidla hodnoty $k=0,93$ (ČMeS, 2014). Heggen (2001) tento vzorec upravuje v několika aspektech, ale především normalizuje naměřené průměry denních teplot stanic a normalizuje délku předcházející řady. Výsledný vzorec normalizovaného API má tvar:

$$NAPI = \frac{\sum_{t=0}^i P_t k^{-t}}{\bar{P} \sum_{t=-1}^{-i} k^{-t}}, \quad (2)$$

kde i je počet předchozích dnů, P_t jsou srážky v daném dni t , $\bar{P}$ jsou průměrné denní srážky a k je opět evapotranspirační konstanta. Heggen (2001) ve své práci počítá

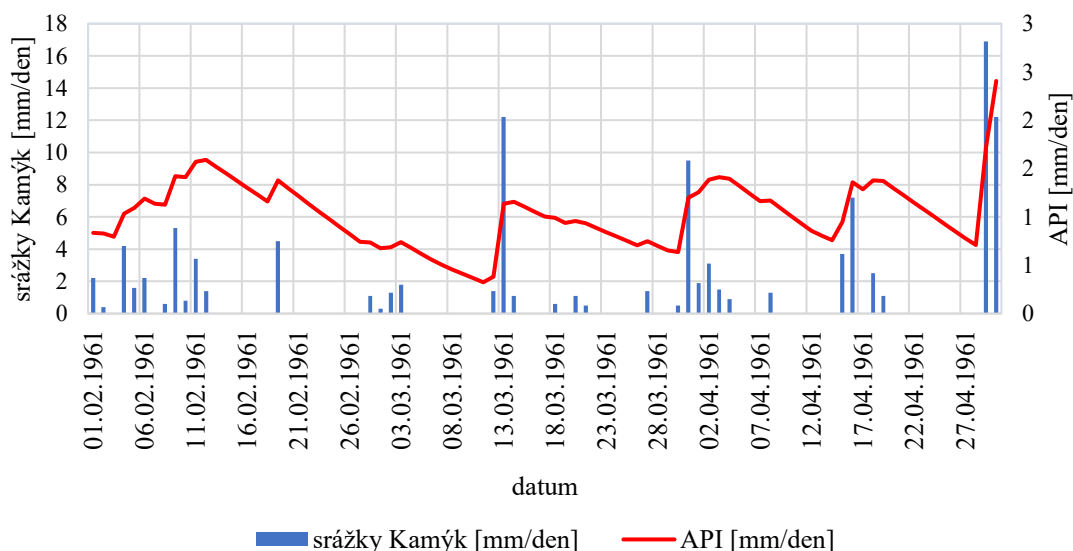
s hodnotou $k=0,90$. NAPI se běžně počítá pro pětidenní, sedmidenní nebo čtrnáctidenní časové úseky (Heggen, 2001).

Ve své práci počítám API podle vzorce (3), který je využit ve studii Bruthanse a kol. (2020). API se počítá jako podíl, v jehož čitateli je suma srážek k danému dni, které jsou vynásobené vahou srážek. Tato váha postupně klesá ode dne, pro který index počítáme. Ve jmenovateli je suma všech vah. Výslednou hodnotu API počítám k danému dni ze srážek v předchozích třiceti dnech. Váhy tedy nabývají hodnot od 1 do 30, přičemž vahou 30 jsou násobeny srážky pro ten den, pro který se API počítá, a nejnižší vahou 1 pak srážky z 30. předchozího dne. Váha tedy v čase lineárně klesá. Tento vzorec má tvar:

$$API = \frac{\sum_{i=-30}^0 w_i S_i}{\sum_{i=-30}^0 w_i} \text{ s vahami } w_i = 30 - |i|, \quad (3)$$

kde S_i značí denní úhrn srážek [mm/den] a w_i váhu srážek v daném dni. Na rozdíl od předchozích přístupů vzorec neobsahuje evapotranspirační konstantu a váha klesá s časem lineárně, nikoli exponenciálně.

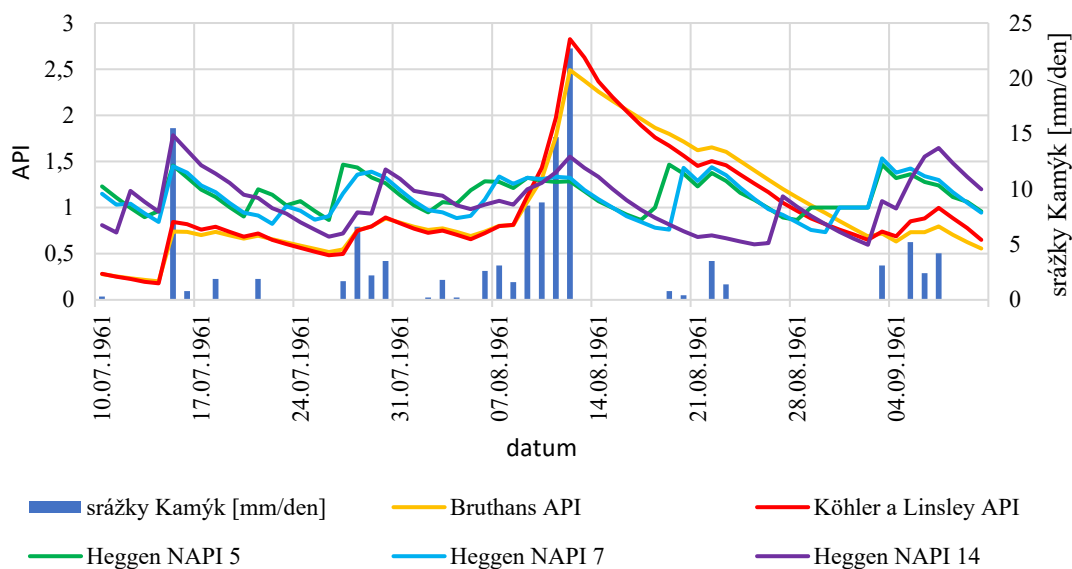
Výsledkem tohoto výpočtu je časová řada s hodnotami API, které připomínají průběh odtoku (obr. 8). Po srážkové události hodnoty API prudce stoupají a poté pozvolna klesají. Při tomto výpočtu se vliv nedávných srážkových událostí sčítá se současnou srážkou, stejně jako se děje i při skutečných srážko-odtokových procesech.



Obr. 8: Graf porovnání denních úhrnů srážek [mm/den] a hodnot API [mm/den] podle vzorce 3. Zdroj dat: ČHMÚ, 2021 a.

Jednotlivé metody vykazují odlišné hodnoty API. Ke vzájemnému porovnání je potřeba normalizovat časovou řadu API vypočítanou dle metody Bruthanse a kol. (2020) a časovou řadu vypočítanou dle metody Kohlera a Linsleyho (1951). Normalizaci provádím vydělením denních hodnot API průměrnou hodnotou API za sledované období. Díky této normalizaci se všechny metody v průměru denních hodnot API rovnají, nebo se blíží k 1.

Obr. 9 graficky porovnává normalizovanou metodu navrženou Bruthansem a kol. (2020) (rov. 3) s metodami zmiňovanými výše. Jedná se o Heggenovy (2001) metody výpočtu normalizovaného API (rov. 2) v různě dlouhých časových krocích a o normalizovanou metodu výpočtu API navrženou Kohlerem a Linsleyem (1951) (rov. 1).



Obr. 9: Porovnání metod výpočtu API.

Metoda odvozená Kohlerem a Linsleyem (1951) vykazuje podobné hodnoty API jako metoda odvozená Bruthansem a kol. (2020). Metoda odvozená Heggenem (2001) dává porovnatelné výsledky v časových krocích pěti a sedmi dní, zatímco ve čtrnáctidenním časovém kroku vykazuje tato metoda odlišnější hodnoty a delší úseky klesání po srážkových událostech.

3.3. Výpočet potenciální evapotranspirace

Evapotranspirace je proces, který je definován jako celková ztráta vody v podobě vodní páry z povodí. Jedná se o množství vody, které se odpaří z půdy, jezera, rybníka nebo povrchů porostlých vegetací. Evapotranspirace se skládá z více dílčích procesů, prvním je evaporace. Při tomto procesu dochází k vypařování vody z půdy a vodních ploch. Druhým procesem je transpirace, která spočívá ve využívání vody rostlinou a následném odpaření do atmosféry přes průduchy listů rostlin. K těmto dílčím procesům se řadí i intercepce, což je odpaření vody, která dopadla na povrch listů (Irmak, 2008).

Skutečná evapotranspirace představuje množství vody, které se skutečně odpaří v reálných přírodních podmínkách. Její stanovení je velice obtížné (Budík a kol., 2018). Měří se pomocí lyzimetrů a hodnota je platná jen pro stejné podmínky jako platí pro lyzimetry, tedy stejný typ a mocnost půdy, stejnou vegetaci, stejnou úroveň a distribuci půdní vlhkosti. Kvůli extrémní variabilitě těchto parametrů v prostoru prakticky nelze skutečnou evapotranspiraci z větších ploch získat (Fahle a Dietrich, 2014).

Skutečná evapotranspirace se proto za delší časové období (několik a více let) získává z hydrologické bilance jako jediná neznámá (rov. 4). Pro delší časový úsek platí, že změna zásob je oproti ostatním členům rovnice zanedbatelná (Budík a kol., 2018). Při vhodně zvoleném povodí, kde je možné vyloučit významnější podzemní přítoky nebo odtoky, pak platí:

$$R = P - ET, \quad (4)$$

kde R je odtok na povrchovém toku, P jsou srážky a ET je skutečná evapotranspirace (Daňhelka, 2007). Evapotranspirace podle vzorce tedy odpovídá rozdílu mezi celkovým úhrnem srážek a celkovým množstvím vody, která z povodí otekla.

Tento postup lze využívat v ČR a v dalších oblastech, kde není aridní klima a tam, kde by se voda v okolí vodních toků vypařovala mnohem rychleji než v jiných částech krajiny. Tento předpoklad, ze kterého vychází i samotná hydrologická bilance, ale za horkých letních období, kdy je výpar z říčních niv značný, již neplatí (Bruthans a kol., 2020).

Potenciální evapotranspirace (PET) vychází z předpokladu nelimitující zásoby vody (Thornthwaite, 1948). Jedná se o maximální možnou intenzitu evapotranspirace za

daných povětrnostních podmínek (Daňhelka, 2007). Tento parametr je mnohem lépe získatelný než skutečná evapotranspirace, protože díky skutečnosti, že výpar je extrémně náročný na dodané teplo, potenciální evapotranspirace v podstatě odpovídá množství dodaného tepla, tedy především slunečnímu příkonu a teplotě (Oudin a kol., 2010).

Mezi nejvýznamnější atmosférické podmínky ovlivňující intenzitu potenciální evapotranspirace patří sluneční záření, jakožto přísun energie potřebné k velice energeticky náročnému procesu evapotranspirace, dále například teplota vzduchu, vlhkost vzduchu, tlak vzduchu a rychlost větru (Daňhelka, 2007).

Pro výpočet potenciální evapotranspirace existuje celá řada metod. Oudin a kol. (2010) ve své práci porovnává dvě různé rovnice výpočtu potenciální evapotranspirace pro určení odtoku z povodí ze srážkových úhrnů. Jedna z nich je klasická metoda výpočtu potenciální evapotranspirace FAO-56 PM a druhá rovnice je založená na teplotě a publikována ve studii Oudina a kol. (2005). Rovnice FAO-56 PM je odvozena z původní Penman-Monteithovy rovnice a z rovnic aerodynamického a povrchového odporu (Allen a kol., 1998). Výsledná rovnice má tvar:

$$PE = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \left(\frac{900}{T + 273} \right) U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34U_2)}, \quad (5)$$

kde PE je potenciální evapotranspirace [mm/den], Δ je sklon křivky tlaku vodní páry [kPa/°C], R_n je dopadající záření na povrch [MJ/m²/den], G je hustota tepelného toku půdy [MJ/m²/den], T je střední denní teplota vzduchu ve výšce 2 metrů [°C], u_2 je rychlost větru ve výšce 2 m [m/s], e_s je tlak nasycené vodní páry [kPa], e_a je skutečný tlak vodní páry [kPa] a γ je psychometrická konstanta [kPa/°C] (Allen a kol., 1998).

Ve své práci využívám k výpočtu potenciální evapotranspirace právě metodu, kterou popsal Oudin a kol. (2005). Jedná se o jednoduchou rovnici založenou na vstupních hodnotách teploty vzduchu. Pro její výpočet je nutné provést tyto dílčí výpočty:

Výpočet inverzní relativní vzdálenosti Země od Slunce d_r :

$$d_r = 1 + 0,033 \cos\left(\frac{2\pi}{365}J\right), \quad (6)$$

kde J je pořadové číslo dne.

Výpočet sluneční deklinace δ k danému dni v roce [rad]:

$$\delta = 0,409 \sin\left(\frac{2\pi}{365}J - 1,39\right). \quad (7)$$

Výpočet hodinového úhlu západu Slunce ω_s [rad]:

$$\omega_s = \arccos[-\tan \varphi \tan \delta], \quad (8)$$

kde φ značí zeměpisnou šířku oblasti [°], pro kterou je PET počítána.

Dále výpočet extraterestriálního záření R_e [MJ/m²/den]:

$$R_e(i) = \frac{24 \cdot 60}{\pi} G_{SC} d_r [\omega_s \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \sin \omega_s]. \quad (9)$$

Všechny tyto mezikroky vstupují do konečného vzorce (rov. 10) pro výpočet potenciální evapotranspirace k danému dni i (Oudin a kol., 2005).

$$PET(i) = \frac{0,408 R_e(T(i)+5)}{100} ; \text{pro } T(i) + 5 > 0, \quad (10)$$

kde $PET(i)$ značí potenciální evapotranspiraci v den i , R_e již zmiňované extraterestriální záření [MJ/m²/den] a $T(i)$ teplotu vzduchu v daný den i [°C]. Za předpokladu, že vstupní teplota pro daný den je vyšší než 5 °C, získávám časovou řadu potenciální evapotranspirace v průměrných denních hodnotách.

Pokud je však v daný den teplota 5 °C, nebo nižší, evapotranspirace je považována za zanedbatelnou. V takovém případě výpočtem získávám nulovou hodnotu dle vzorce:

$$PET(i) = 0 ; \text{pro } T(i) + 5 \leq 0. \quad (11)$$

Metoda Oudina a kol. (2005) je využívána v modelu BILAN, který je využíván Českým hydrometeorologickým ústavem (Kašpárek a kol., 2015). Spolu s modelem BILAN byla tato metoda využita pro stanovení dotace podzemní vody v projektu rebilance v různých oblastech České křídové pánve, Třeboňské pánve i krystalinika (Burda a kol., 2016).

Porovnáním efektivity odhadů potenciální evaporace pro nesouvislé časové řady je prokázáno, že použití měsíčních průměrů nemá vliv na výsledky odhadu potenciální evapotranspirace. Chyby se stávají významnými pouze při ročním průměrování. Výsledky naznačují, že pokud jsou k dispozici pouze diskrétní data, rovnice 10 vykazuje nižší odchylku v ročních odhadech potenciální evapotranspirace než rovnice 5 (Oudin a kol., 2010). Oudin a kol. (2010) také dokázal, že rovnice 5 je stabilnější než rovnice 10 při výpočtu potenciální evapotranspirace ze zprůměrovaných vstupních parametrů.

3.4. Výpočet výparu z vodních ploch

Výpar z vodních ploch může mít velký vliv na celkovou hydrologickou bilanci povodí v obdobích s nízkými úhrny srážek. Beran a kol. (2019) ve své studii publikoval vzorec pro výpočet výparu z vodní hladiny ve tvaru:

$$VVH = 0,0824 * T_{vzd}^{1,289}, \quad (12)$$

kde VVH je výpar z vodní hladiny [mm/den] a T_{vzd} je průměrná denní teplota vzduchu [°C] (Beran a kol., 2019). Tento vzorec se v ČR využívá pro určení výparu z volné hladiny. V případě, že je průměrná denní teplota menší nebo rovna nule, je výpar z vodní hladiny nulový. Tento vzorec využívám ve své práci k výpočtu výparu z vodních hladin, které se nacházejí v povodí říčky Brziny.

3.5. Výpočet základního odtoku

Základní odtok je ta část odtoku z povodí, která pochází ze zásob podzemní vody. Není přímým důsledkem srážkové události. Odtok podzemní vody reaguje na tyto srážkové události s jistým zpožděním (Frohlich a kol., 1994).

K bezrozměrnému vyjádření zpožděné dotace toku slouží baseflow index. Počítá se jako dlouhodobý poměr zastoupení základního odtoku na celkovém odtoku. Baseflow index je počítán pro delší časové období (Bloomfield a kol., 2009). V případě, že je baseflow index 0,5, tak v průměru 50 % průtoku za dané období na daném profilu zaujímá základní odtok a zbytek patří k odtoku rychlému.

Základní odtok lze separovat z celkového odtoku různými způsoby. Hlavními metodami jsou ty, které využívají a zpracovávají průtoková data z vodoměrných stanic povrchových toků. Výhodou takovýchto metod je relativní dostupnost dlouhodobých řad ze stabilních profilů vodoměrných stanic. Tyto metody mají však i své nevýhody. Problémem může být, že sledované profily nemusí souhlasit se skutečným odvodněním hydrogeologické struktury. Jednou z nejvyužívanějších metod je pravděpodobně Killeho metoda. Tato metoda pracuje na principu seřazení minimálních měsíčních hodnot průměrných denních průtoků. Kvazilineárním úsekem takto vzniklé křivky se poté v semilogaritmickém grafu (logaritmická osa průtoku) proloží přímkou. Plocha pod touto přímkou je rovna průměrnému základnímu odtoku (Kadlecová a kol., 2010).

Program U.S. Geological Survey Groundwater Toolbox spravovaný U.S. Geological Survey a U.S. Department of the Interior (USGS, 2015) využívá k separaci základního odtoku šest rozdílných metod. Base-Flow Index (standardní a modifikovaný), HYSEP (fixní interval, klouzavý interval, lokální minimum) a PART metodu (Barlow a kol., 2015).

Všechny tyto metody využívají k separaci jako vstupní data hodnoty průměrného denního celkového odtoku z povodí. Rychlý odtok je počítán jako rozdíl celkového odtoku a vypočítaného základního odtoku (Barlow a kol., 2015).

Standardní i modifikovaná BFI metoda pracuje s lokálními minimy průtoků podobně jako dále zmíněná metoda UKIH. Metoda HYSEP využívá ve všech třech svých modifikacích k separaci základního odtoku různé algoritmy k vykreslení spojnic mezi nízkými hodnotami hydrografu průměrného denního odtoku. Metoda PART srovnává základní odtok s průměrným denním odtokem ve dnech, které nejsou ovlivněny srážkovými událostmi. Poté mezi takto získanými body lineárně interpoluje mezilehlé hodnoty k vytvoření hydrografu separovaného základního odtoku (Barlow a kol., 2015).

Aksoy a kol. (2009) ve své práci popisuje metodu FUKIH, která slouží k separaci základního odtoku. Metoda FUKIH vychází ze dvou jednotlivých metod, UKIH a RDF.

Metoda UKIH pracuje na principu rozdělení časové řady do nepřekrývajících se bloků po pěti dnech. Z těchto bloků jsou vybrány minimální denní průtoky $Q_1, Q_2, \dots, Q_t$. Poté se rozdělí jednotlivé denní průtoky do skupin $(Q_1, Q_2, Q_3), (Q_2, Q_3, Q_4), \dots, (Q_{t-1}, Q_t, Q_{t+1})$. Následně se každý denní průtok Q_t porovná dle rovnice:

$$0,9 Q_t < \min (Q_{t-1}, Q_{t+1}). \quad (13)$$

Pokud je tento předpoklad splněn, takto vybrané body se zvolí zlomovými body. Tím vzniknou body $Q_1, Q_2, \dots, Q_m$. Tyto body se pospojují přímkami a vytvoří se tak hydrograf základního odtoku. V případě, že takto separovaný základní odtok v kterýkoli den překročí celkový odtok, základní odtok bude mít velikost celkového odtoku (Aksoy a kol., 2009).

Metoda RDF značí rekurzivní digitální filtr:

$$q_t = \alpha q_{t-1} + \frac{1+\alpha}{2} (Q_t - Q_{t-1}), \quad (14)$$

kde q je filtrovaný rychlý odtok, Q je celkový odtok a α je parametr filtru, z něhož filtrovaný základní odtok b se získá vzorcem:

$$b = Q - q. \quad (15)$$

Výsledná metoda FUKIH spočívá v prvotním oddělení základního odtoku metodou UKIH a následným vyhlazením za pomoci metody RDF v jednom směru s kalibračním parametrem $\alpha = 0,925$ (Aksoy a kol., 2009).

Dle výsledků studie je prokázáno, že metoda FUKIH dává podobné výsledky jako metoda RDF. Nicméně výhodou metody FUKIH je, že má pouze jeden průchodový filtr, na rozdíl od metody RDF, která má průchodové filtry tři. Tyto průchodové filtry se využívají k vyhlazení křivky základního odtoku, protože po separaci metodou UKIH má křivka ostré vrcholy (Aksoy a kol., 2009).

V České republice se v současnosti k separaci základního odtoku využívá metoda tzv. Eckhardtova filtru (Eckhardt, 2005). Metoda využívá k separaci základního odtoku z celkového odtoku rekurzivní digitální filtr:

$$b_k = \frac{(1-BFI_{max})ab_{k-1} + (1-a)BFI_{max}y_k}{1-bBFI_{max}}, \quad (16)$$

kde b je základní odtok, y je celkový odtok, a je parametr filtru a BFI_{max} je parametr základního odtoku (Eckhardt, 2005). V této variantě je využívána v modelu BILAN (Kašpárek a kol., 2011).

Výsledky testování efektivity tohoto filtru ukazují, že je problematické správné zvolení hodnoty BFI_{max} . Jedná se o velmi citlivý vstupní parametr a zároveň neměřitelný parametr. Aby se minimalizoval subjektivní vliv uživatele, publikuje Eckhardt (2005) ve své studii hodnoty BFI_{max} pro separaci základního odtoku. Tyto hodnoty jsou rozdílné pro různé třídy povodí a jsou tak závislé na jednotlivých hydrologických a hydrogeologických charakteristikách. Eckhardt (2005) proto navrhuje volit hodnoty $BFI_{max} \approx 0,80$ pro trvalé toky s porézními kolektory, $BFI_{max} \approx 0,50$ pro občasné toky s porézními kolektory a $BFI_{max} \approx 0,25$ pro trvalé toky s kolektory v tvrdých horninách. I přesto Xie a kol. (2020) ve své studii dokazuje vysokou úspěšnost rekurzivního digitálního filtru navrženého Eckhardtem (2005). Tato metoda poskytuje na 1 145 z 2 057 povodí nejpřesnější hodnoty v porovnání s referenčními hodnotami základního odtoku.

V své práci využívám metodu, kterou publikoval a popsal Kašpárek a kol. (2011). Jedná se o podobnou metodu jako je metoda UKIH, která je popsána v práci Aksoye a kol. (2009). Princip metody vytvořené Kašpárkem a kol. (2011) spočívá v aplikaci třicetidenního klouzavého minima na denní hodnoty průtoků a poté aplikaci třicetidenního klouzavého průměru. Z řady minim, která je vyhlazena klouzavým průměrem, vzniká řada nápadně se podobající průběhu základního odtoku.

Výhodou metody odvozené Kašpárkem a kol. (2011) je především velice jednoduchý výpočet a dále pak jednoznačnost řešení. K výpočtu nejsou potřeba žádné parametry, které by subjektivně ovlivňovaly výsledné hodnoty. Ostatní zmiňované metody využívají k separaci základního odtoku různé parametry, které jsou subjektivní.

Metoda odvozená Eckhardtem (2005) využívá k výpočtu celkově dva parametry, parametr a a parametr BFI_{max} . Metoda RDF využívá pouze parametr α , ovšem celkově se časová řada filtruje třikrát. Nejdříve po toku času, poté proti toku času, a nakonec opět po toku času. Oproti tomu metoda UKIH využívá k výpočtu pouze jediný parametr. Metoda FUKIH, která je odvozena z těchto dvou metod, využívá při výpočtu dva parametry. První parametr při zpracování časové řady metodou UKIH a druhý parametr při jednosměrném filtru metodou RDF ve směru toku času (Aksoy a kol., 2009).

Právě zvolení hodnot těchto parametrů může způsobovat nejednoznačnost řešení a do výpočtu tak vstupuje i nežádoucí vliv řešitele.

V práci Kašpárek a kol. (2011) porovnává svou nově odvozenou metodu klouzavých minim i s dalšími metodami. Podobnost odhadů porovnává Kašpárek a kol. (2011) pomocí BFI, který v rámci sledovaného období vychází velice podobně.

3.6. Průtok vody horninovým prostředím pod korytem říčky Brziny

Pro zjištění jednotlivých složek hydrologické bilance povodí je důležité spočítat množství vody, které je schopno odtéct kvartérními fluvialními sedimenty a horninovým prostředím pod závěrovým profilem Hrachov v povodí říčky Brziny. Díky této znalosti lze poté určit, jakou roli v celkovém úbytku vody v povodí hraje vliv evapotranspirace.

Výpočet provádím pomocí Darcyho zákona dle vzorce:

$$Q = T * b * I_t, \quad (17)$$

kde Q je průtok pod zemským povrchem [m^3/s], T je transmisivita prostředí [m^2/s], b je šířka říční nivy v oblasti závěrového profilu [m] a I_t je spád toku v blízkosti závěrového profilu. Transmisivita prostředí v povodí Brziny není velká, na vrtech nepřesahuje hodnotu $1 \cdot 10^{-4}$ [m^2/s] (viz kapitola 2.6). Šířku nivy lze vyměřit z vektorových prostorových dat říční nivy z geologických map (ČGS, 2021 a). Spád toku v závěrovém profilu povodí je možné vypočítat z lidarových map, které poskytuje Český úřad zeměměřický a katastrální (ČÚZK, 2021).

3.7. Evapotranspirace z říční nivy, využití hladin podzemní vody a dalších parametrů

Problematickou evapotranspirace z říční nivy v závislosti na velikosti jednotlivých druhů odtoku se zabývá celá řada studií. Samotná zařízení pro exaktní měření evapotranspirace jsou velmi nákladná a některá poskytují pouze bodové měření. To může být problematické ve velice heterogenních oblastech, jako je právě údolní niva nebo mokřad. Proto je výhodné využívat výpočet evapotranspirace (Fahle a Dietrich, 2014).

Studie zabývající se vlivem evapotranspirace na odtok, ve své práci Gribovszki a kol. (2008) dělí dle dvou přístupů. Prvním přístupem je ověřování souvislosti mezi evapotranspirací z říčních niv a velikostí odtoku. Druhým přístupem je odhadování míry evapotranspirace z kolísání celkového odtoku v čase, z hladiny podzemní vody nebo z půdní vlhkosti.

Vlivem vegetace na celkový odtok v nivních oblastech se zabývá ve své studii Salemi a kol. (2012). Tato studie si na základě rešerše klade za cíl kvantifikovat vliv nivní

vegetace na zvýšení, případně pokles odtoku z povodí. Jednotlivá povodí se nacházejí v různorodých klimatických podmínkách. Jedná se například o povodí v oblastech Německa, Nového Zélandu, Spojených států amerických, Jižní Afriky a dalších. Sledované studie využívají k posouzení vlivu vegetace dva přístupy, přístup vnořeného povodí a přístup spárovaného povodí.

Přístup vnořeného povodí využívá měření průtoků na dvou v sérii umístěných jezích. Prvotní kalibrační měření probíhá před samotným ošetřením vegetace. Poté je prostor mezi těmito jezy zbaven nivní vegetace a porovnávají se nové průtoky s průtoky původními (Prinsloo a Scott, 1999). Přístup vnořeného povodí slouží k posouzení vlivu břehové vegetace v krátkodobém časovém horizontu (Salemi a kol., 2012).

Přístup spárovaného povodí využívá dlouhodobého spojení dvou sousedních kontrolních povodí, která jsou přibližně stejně velká a mají podobný vegetační pokryv. V rámci kalibrace je odtok z experimentálního povodí spojen s odtokem z kontrolního povodí. Po odstranění vegetace v experimentálním povodí lze pomocí regresního vztahu určit navýšení odtoku. Důsledkem odstranění vegetace z nivní zóny je tedy navýšení odtoku z experimentálního povodí (Hewlett a Hibbert, 1961). Pomocí přístupu spárovaného povodí lze vliv nivní vegetace posuzovat i v rámci dlouhodobého časového horizontu (Salemi a kol., 2012).

Z výsledku sumarizace jednotlivých studií v práci Salemiho a kol. (2012) vyplývá, že odstranění vegetace v nivních oblastech povodí vede ke snížení denních fluktuací hladiny podzemní vody a ke zvýšení celkového odtoku z povodí. Následkem odstranění vegetace v březní oblasti je zvýšení denního rychlého odtoku o $1,32 \pm 0,85$ mm za den. V rámci průměrného ročního odtoku se jedná o 483 ± 309 mm za rok. Právě toto navýšení celkového odtoku je přičítáno úsporám na transpiraci vegetačního pokryvu niv (Salemi a kol., 2012).

Metody založené na denní fluktuaci hladiny podzemní vody vycházejí z principu zvýšené intenzity využívání zásob podzemní vody rostlinami během dne (Loheide a kol., 2005). Účinek vegetace na denní fluktuaci hladiny podzemní vody a velikost základního odtoku v nivních oblastech způsobuje samotný metabolismus rostlin. Metabolické změny ve vegetaci mimo jiné ovlivňují i rychlost transpirace. V suchých periodách je evaporace z půdy v nivách porostlých vegetací, v porovnání s transpirací rostlin, zanedbatelná. Transpirace je tak rovna celkové evapotranspiraci (Gribovszki a kol., 2008). Denní

fluktuace hladiny podzemní vody závisí i na struktuře sedimentu nacházejícího se v nivní oblasti. Jemnější zrnité texturní typy vykazují mnohem větší fluktuace hladiny podzemní vody (Loheide a kol., 2005).

V období sucha doplňuje zásobu podzemní vody v nivách širší okolí toku. Stav podzemní vody je případně zvýšen takzvaným indukovaným doplňováním. To znamená, že podzemní voda proudí v důsledku obráceného hydraulického gradientu z toku směrem do okolní nivy, kde se spotřebovává transpirací (Gribovszki a kol., 2008).

Metodikou odhadování evapotranspirace z říční nivy na základě zásob podzemní vody se zabývá ve své studii Gribovszki a kol. (2008). Modifikuje metodu publikovanou ve studii vypracované Whitem (1932), z níž odvozuje empirickou a hydraulickou variantu výpočtu.

Metoda publikovaná Whitem (1932) slouží k výpočtu denního množství spotřebované vody vegetací q (rov. 18):

$$q = S_y(24r \mp s), \quad (18)$$

kde S_y je storativita volné zvodně, r je hodinový nárůst hladiny podzemní vody od půlnoci do čtyř hodin ráno a s je čistý pokles, či vzestup hladiny podzemní vody za 24 hodin. Hodnota q se běžně považuje za denní rychlost evapotranspirace (Fahle a Dietrich, 2014).

Empirická metoda využívá k výpočtu potenciální evapotranspirace maximální množství infiltrované vody do nivní oblasti. Nejprve je potřeba vypočítat časovou derivaci záznamů hodnot hladiny podzemní vody. Poté se počítá největší a nejmenší nárůst hladiny podzemní vody. Tyto dva extrémy se přiřadí k časům, ve kterých byly dané hodnoty naměřeny. Mezilehlé hodnoty mezi těmito extrémy se poté interpolují. Vznikne tím časová řada Q_{net} , se kterou se dále pracuje (Gribovszki a kol., 2010).

Hydraulická metoda vychází z předpokladu, že v suchých obdobích jsou zásoby vody proudící do niv řízeny hydraulickým gradientem. Proto tyto gradienty musejí být zahrnuty do výpočtu evapotranspirace (Gribovszki a kol., 2008). K tomu využívá Darcyho zákona a mezilehlé hodnoty mezi těmito extrémy se opět interpolují (Gribovszki a kol., 2010). Proto je k výpočtu podle hydraulické metody dále nutné mít k dispozici hodnoty nasycené hydraulické vodivosti v měřítku nivní oblasti, časově proměnné odhady storativity volné zvodně, vysokofrekvenční záznamy hladiny podzemní vody, znalosti hodnoty rozdílu

hladiny mezi tokem a místem, kde se měří hladina podzemní vody a vzdálenost vrtu od toku v hlavním směru proudění podzemní vody v nivě (Gribovszki a kol., 2008).

Aplikaci těchto metod provedl Gribovszki a kol. (2008) na malém povodí o rozloze 6 km² v západním Maďarsku. Typickou vegetací při břehu toku v této lokalitě jsou olše. Hladina podzemní vody v nivní oblasti toku během suchých period byla 60 až 90 cm pod povrchem. To znamená, že kořenový systém vegetace byl po celý rok v přímém kontaktu s podzemní vodou nebo alespoň se zónou kapilární třásně (Gribovszki a kol., 2008).

Výsledky nově odvozených metod porovnává Gribovszki a kol. (2008) s odhady vypočtenými podle Penman-Monteithovy rovnice. V období, kdy dochází k intenzivním srážkovým událostem, mohou být odhady evapotranspirace ovlivněny těmito srážkovými událostmi až po dobu dvou dnů. Empirická verze je citlivější na intenzivnější srážky, případně na období s malými denními změnami hladin podzemní vody než hydraulická verze. Tato období do následné analýzy nejsou zahrnuta.

Nově odvozené metody vykazují vyšší noční hodnoty vypočítané potenciální evapotranspirace během noci než původní metoda odvozená Whitem (1932), proto Gribovszki a kol. (2008) dále porovnává pouze denní hodnoty. Nově odvozené metody však vykazují i výrazně vyšší denní hodnoty potenciální evapotranspirace než původní přístup dle Whitea (1932). Obě odvozené metody vykazují opoždění vypočítaných hodnot potenciální evapotranspirace vůči hodnotám potenciální evapotranspirace, získaných při použití Penman-Monteithovy rovnice. Toto opoždění je nejvýraznější na začátku května a na konci října. V průběhu hlavní vegetační části roku jsou odhady hodnot dle jednotlivých přístupů téměř srovnatelné.

Změna celkového odtoku reaguje na změnu hladiny podzemní vody se zpožděním 60–90 minut. Gribovszki a kol. (2008) se domnívá, že toto zpoždění může být způsobeno důsledkem mechanismu přenosu vody stromem, protože kmen stromů může ukládat relativně vysoké množství vody. Tato skladovací kapacita umožňuje vznik určitého rozdílu mezi dobou transpirace a absorpcí vody z půdy.

Gribovszki a kol. (2008) porovnává nově odvozené metody i s metodou, kterou původně odvodil White (1932). Empirická i hydraulická metoda dává výsledné hodnoty evapotranspirace výrazně vyšší než metoda odvozená Whitem (1932). Gribovszki a kol. (2008) nakonec porovnává všechny čtyři zmiňované metody v průměrných měsíčních hodnotách. Jednotlivé metody vykazují největší rozdíly hodnot v červenci, nejmenší

rozdíly jsou pak v květnu a říjnu. Právě v červenci je intenzita evapotranspirace a dynamika podzemních vod největší, zatímco v květnu a v říjnu je amplituda denní fluktuace evapotranspirace obvykle nízká (Gribovszki a kol., 2008).

Fahle a Dietrich (2014) ve své práci porovnávají různé přístupy pro odhad evapotranspirace založené na denní fluktuaci hladiny podzemních vod. Jedním z nich je již zmiňovaná metoda odvozená Gribovszkim a kol. (2008). Fahle a Dietrich (2014) používají ovšem pouze empirickou metodu výpočtu. Pro použití hydraulické metody nemají dostatek informací. Výsledky všech těchto metod porovnávají s naměřenými hodnotami z lyzimetru. Studii provádí v oblasti Spreewaldu, v severovýchodním Německu. Pracují s časovou řadou 85 dnů beze srážek. Tyto dny beze srážek byly vybrány mezi dubnem a říjnem roku 2011 a 2012 v úsecích delších než 120 hodin. V rozmezí dubna až října je hlavní vegetační období většiny rostlin. Finální výběr dnů proběhl po vizualizaci hydrografů. Vybráno bylo 15 úseků hydrografu (od 4 do 10 dnů) s výraznými denními výkyvy hladiny podzemní vody. Z výsledků studie Fahleho a Dietricha (2014) vyplývá, že právě empirická metoda odvozená Gribovszkim a kol. (2008) vykazuje nejlepší korelaci s naměřenými hodnotami evapotranspirace lyzimetrem. Metoda odvozená Whitem (1932) vykazovala srovnatelné výsledky, ovšem bylo zapotřebí poupravit časový rozsah doplňování zásob podzemní vody, a to z původního časového rozmezí 0:00 až 4:00 na 18:00 až 6:00. Po dobu sledovaných 85 dní byla průměrná denní evapotranspirace 3,8 mm/den (Fahle a Dietrich, 2014).

Také výsledky studie Loheideho a kol. (2005) prokázaly, že přiměřené odhady spotřeby vody vegetací v nivních oblastech lze získat za pomoci metody navržené Whitem (1932). Problémem u této metody je ovšem nejistota v odhadu storativity volné zvodně.

3.8. Výpočet evapotranspirace z časových řad kolísání hladiny podzemní vody

Školitelem mi byla poskytnuta data fluktuace hladiny podzemní vody v půlhodinových intervalech od července 2019 do června 2021 z čidla v piezometru v povodí Brziny. Datovou řadu využívám pro výpočet evapotranspirace podle Whitea (1932) a Gribovszkého a kol. (2008). Jedná se o data z tlakového čidla Levelogger (výrobce Solinst Kanada), které měří tlak vody a vzduchu v půlhodinových intervalech. Od hodnot

tlaku vody naměřených čidlem je odečten tlak vzduchu měřený ve stejném intervalu ve středních Čechách. Čidlo bylo po dobu měření umístěno v piezometru, tvořeném novodurovou trubicí o průměru 32 mm. Piezometr byl umístěn do vyschlého koryta Varovského potoka. Piezometr byl shora utěsněn a ve spodních 10 cm perforován pro měření hladiny podzemní vody. Piezometr se nachází přibližně 8 metrů od soutoku Varovského potoka s Brzinou. To však znamená, že čidlo může být ovlivňováno zpětnou záplavou Brziny. Báze tohoto piezometru se nachází za běžné vodnosti Varovského potoka asi 70 cm pod hladinou toku, nicméně např. v létě 2019 byl jak Varovský potok, tak Brzina, do vzdálenosti minimálně stovek metrů od piezometru zcela vyschlý a voda byla přítomna pouze v náplavech. Rozsah výsledné časové řady je od 4.7. 2019 do 30.6. 2021. Z této časové řady jsem vybral úsek, ve kterém je dobře patrné periodické kolísání hladiny mezi dnem a nocí značící každodenní evapotranspiraci nivní vegetací a zároveň takový úsek, který není ovlivněný srážkovými událostmi.

K výpočtu evapotranspirace využívám metodu navrženou Whitem (1932), a z ní odvozenou empirickou metodu, kterou publikoval ve studii Gribovszki a kol. (2008). Obě tyto metody jsou popsány výše, v rešeršní části (viz kapitola 3.7). U empirické metody Gribovszkého (2008) od sebe odečítám následující úrovně hladiny (časový krok 30 minut) a získanou řadu změny hladiny vyhlazuji klouzavým průměrem v délce trvání 1,5 hodiny. Poté jsem pomocí doplňku v excelu proložil vyhlazenou řadu změn hladiny tak, aby byla získána jak lokální minima, tak lokální maxima změn hladiny pro daný den (viz Gribovszki a kol., 2010; obr. 15). Tato řada podle Gribovszkého a kol. (2008) odpovídá, po přenásobení storativitou, aktuálnímu přítoku vody do nivy, tedy Q_{net} . Následně z této řady počítám průměrnou hodnotu Q_{net} , násobím ji počtem měřených časových kroků hladiny za den, přenásobuji ji odhadovanou hodnotou storativity pro volnou zvědeň fluvialních náplavů (0,15 – hodnota typická pro fluvialní náplavy v Káraném, J. Bruthans, ústní sdělení) a převádím na evapotranspiraci v mm/den.

3.9. Analýza časových řad

3.9.1. Hodnocení statistické významnosti vztahů mezi časovými řadami

K ověření vzájemných vztahů mezi časovými řadami využívám program RStudio, který pracuje v programovacím jazyce R. Jedná se o volně šiřitelný program, který je vhodný pro hromadné zpracování časových řad.

V tomto programu provádím Pearsonův korelační test. Principem Pearsonova korelačního testu je dokázat platnost tvrzení, které nazveme nulovou hypotézou H_0 , nebo tvrzení druhé, které nazveme alternativní hypotézou H_1 . Alternativní hypotéza H_1 je obvykle tvrzení, které chceme prokázat a nulová hypotéza H_0 bývá tvrzení, které se snažíme vyvrátit.

Při korelačním testu je zvolena hladina významnosti $\alpha = 0,05$. Hodnota α značí maximální možnou chybu odhadu. Hladina významnosti se ovšem zpravidla udává v procentech. Rozhodování provádíme za pomoci p-hodnoty, což je jeden z výsledků Pearsonova korelačního testu. Pokud je p-hodnota menší, případně rovna hladině testu α , tak zamítáme nulovou hypotézu H_0 . Výsledkem Pearsonova korelačního testu je buďto potvrzení, nebo zamítnutí nulové hypotézy H_0 .

3.9.2. Výpočet variačních koeficientů časových řad

Veškeré časové řady nově vypočítaných hodnot, u kterých je potřebné znát variabilitu hodnot pro jednotlivé roky, podrobují výpočtu variačního koeficientu (rov. 20) v Excelu. K určení variability je potřeba vypočítat směrodatnou odchylku časové řady. K tomu využívám funkci SMODCH.P. Ta pracuje se vzorcem:

$$\text{SMODCH.P} = \sqrt{\frac{\sum(x - \bar{x})^2}{n}}, \quad (19)$$

kde $\bar{x}$ jsou jednotlivé hodnoty souboru, x je střední hodnota výběru a n je počet hodnot souboru. Poté počítám samotný variační koeficient pomocí vzorce:

$$v_x = \frac{\text{SMODCH.P}}{\bar{x}} * 100, \quad (20)$$

kde v_x je variační koeficient [%] a $\bar{x}$ je průměrná roční hodnota časové řady.

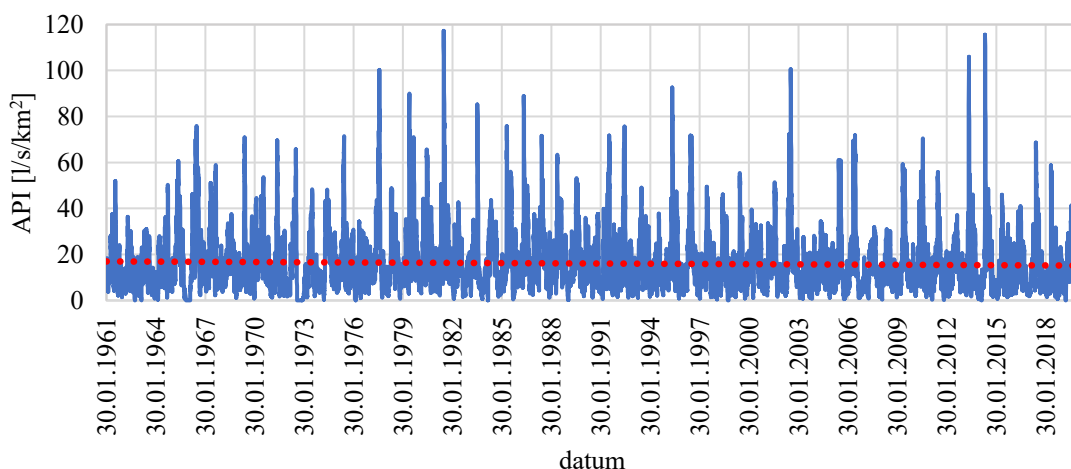
3.9.3. Výpočet statistické významnosti lineárních trendů časových řad

K ověření statistické významnosti lineárních trendů využívám program SPSS. Tento program slouží i ke statistické analýze dat. Za pomoci regresní analýzy provádím testování jednotlivých řad, u kterých je potřeba ověřit statistickou významnost trendu.

Je nutné zvolit nulovou hypotézu H_0 a alternativní hypotézu H_1 (viz kapitola 3.9.1). Nulová hypotéza představuje výsledek, že lineární trend není statisticky významný, a alternativní hypotéza představuje opak, že lineární trend statisticky významný je. Testování probíhá opět na hladině významnosti $\alpha = 0,05$. Dle výsledné p-hodnoty se poté, buďto zamítá nulová hypotéza, nebo se nezamítá. Pokud je p-hodnota nižší než zvolená hladina významnosti 0,05 (5 %), jedná se o trend statisticky významný. Pokud je p-hodnota vyšší než 0,05, pak je trend statisticky nevýznamný.

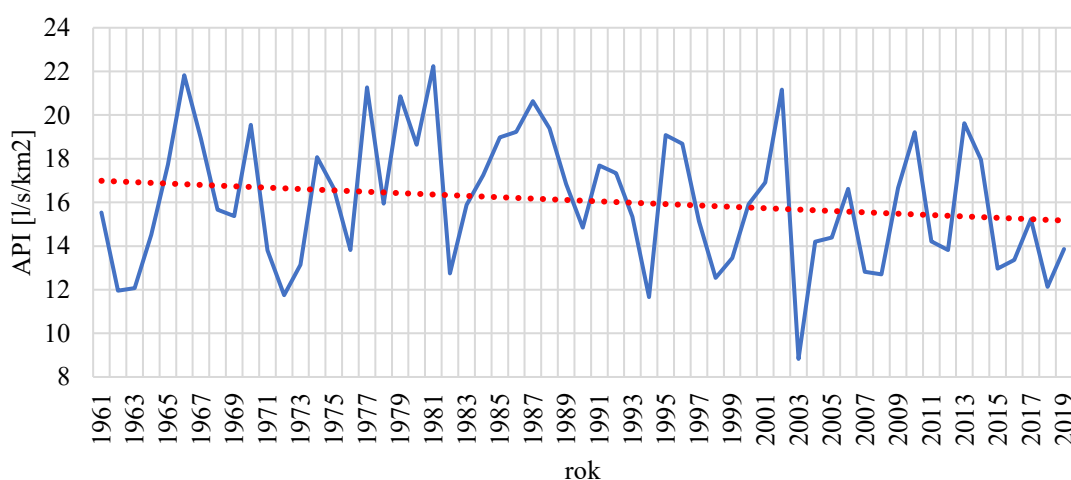
4. Výsledky a diskuse

4.1. API



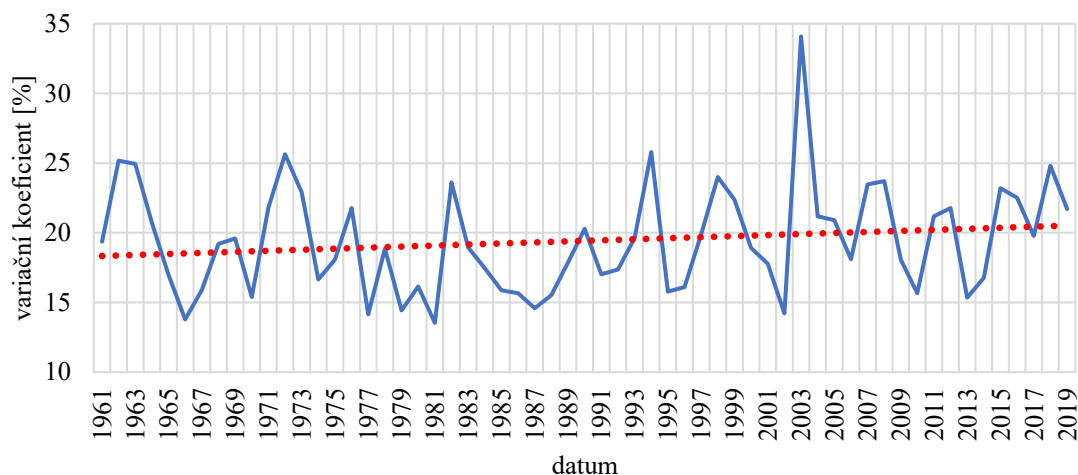
Obr. 10: Graf hodnot indexu předchozích srážek stanice Kamýk [l/s/km²].

Výpočtem API dle vzorce popsaného v metodické části (rov. 3) jsem získal časovou řadu hodnot indexu předchozích srážek (v litrech za sekundu na kilometr čtvereční), tato řada je na obr. 10 vynesena v závislosti na čase. Spojnice trendu je klesající, z toho tedy vyplývá, že se množství srážek postupem času snižuje. Klesající trend je patrný i z výsledků průměrných ročních hodnot API (obr. 11), kde je pokles výraznější. V tomto případě se ovšem nejedná o statisticky významný pokles. Vysoká rozkolísanost hodnot API je způsobena rozdílnou intenzitou a nahodilostí srážkových událostí. Graf nabývá maximálních hodnot ve dnech s vysokým úhrnem srážek. Tyto dny jsou spojované s povodňovými událostmi.



Obr. 11: Graf průměrných ročních hodnot API pro stanici Kamýk [l/s/km²].

Variační koeficient ročního klouzavého průměru hodnot API je 18,1 %. Na obr. 12 je vynesena variabilita hodnot API v průběhu celého sledovaného období. Variabilita hodnot API se zvyšuje, ale opět se nejedná o statisticky významný růst.



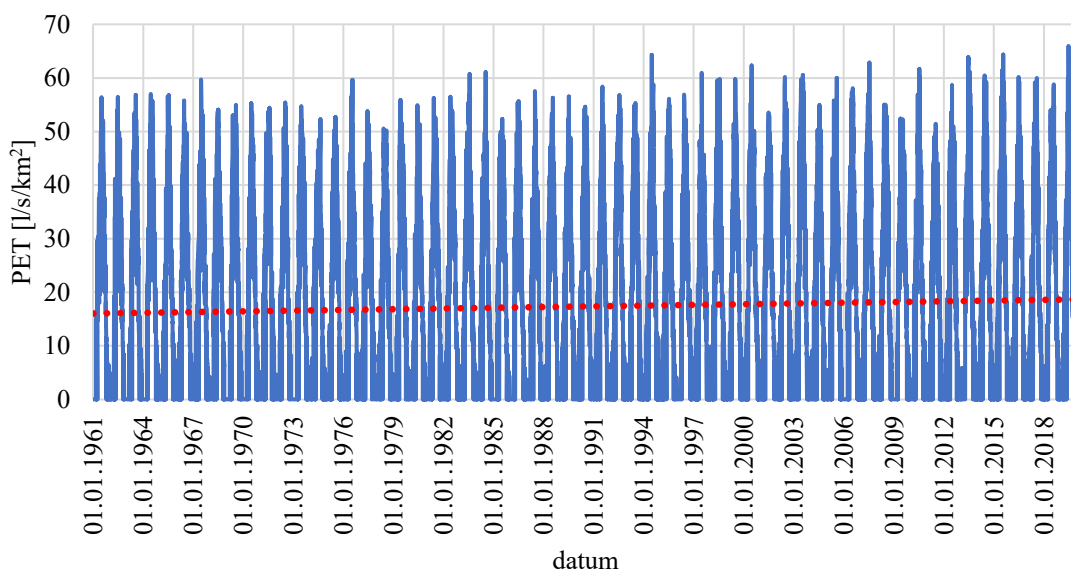
Obr. 12: Graf variačních koeficientů průměrných ročních hodnot API [%].

4.2. Potenciální evapotranspirace

Výpočtem potenciální evapotranspirace dle Oudinovy metody (2005) jsem získal časovou řadu, která je vykreslena na obr. 13. Hodnoty potenciální evapotranspirace (v litrech za sekundu na kilometr čtvereční) jsou vyneseny v závislosti na čase.

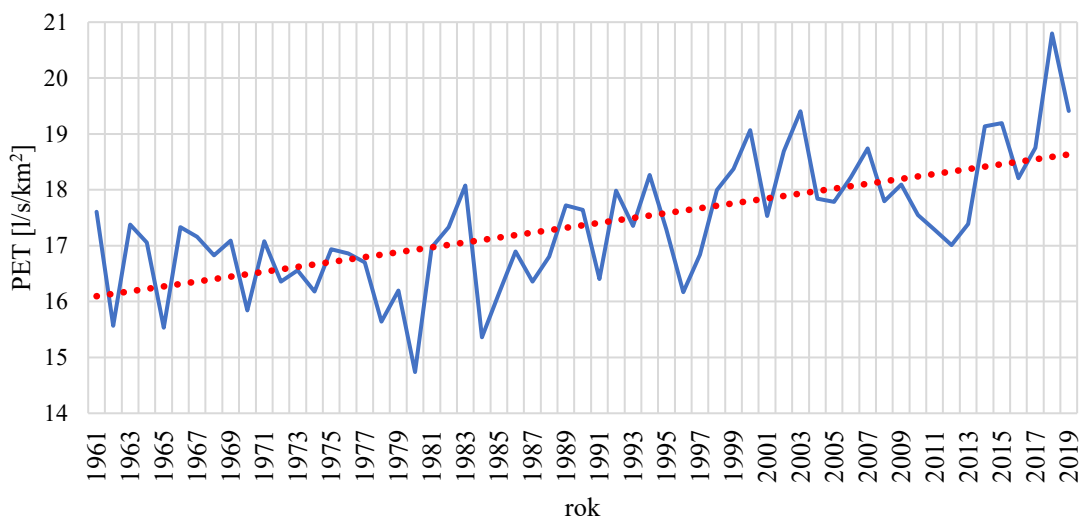
Vcelku pravidelná rozkolísanost grafu je způsobena střídáním letních a zimních měsíců. V letních měsících dosahují hodnoty potenciální evapotranspirace svých maximálních hodnot, naopak v zimních měsících dosahují svých minim. Trendem grafu je postupné zvyšování potenciální evapotranspirace. Jedná se o statisticky významný růst (viz tab. 5).

Variační koeficient ročního klouzavého průměru hodnot potenciální evapotranspirace je 6,5 %. Srovnáním variačních koeficientů časových řad API a potenciální evapotranspirace vychází, že hodnoty API vykazují 2,8krát větší variabilitu než hodnoty potenciální evapotranspirace. Z toho vyplývá, že variabilitu odtoku bude z větší části způsobovat rozkolísanost atmosférických srážek.

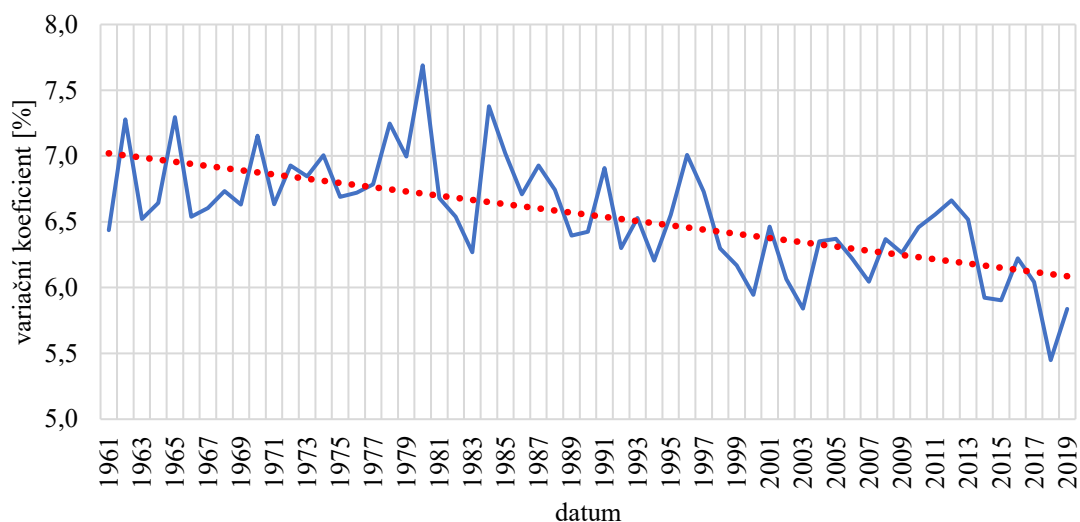


Obr. 13: Graf potenciální evapotranspirace pro stanici Ondřejov [l/s/km^2].

Obr. 14 vykresluje průměrné roční hodnoty potenciální evapotranspirace (v litrech za sekundu na kilometr čtvereční) v závislosti na čase. Dlouhodobým trendem průměrných ročních hodnot potenciální evapotranspirace je jejich výrazné navyšování. Výsledky regresní analýzy časové řady nám ukazují, že růst lze považovat za statisticky významný. Variační koeficienty průměrných ročních hodnot potenciální evapotranspirace se oproti tomu výrazně snižují (obr. 15). Jedná se o statisticky významný pokles.



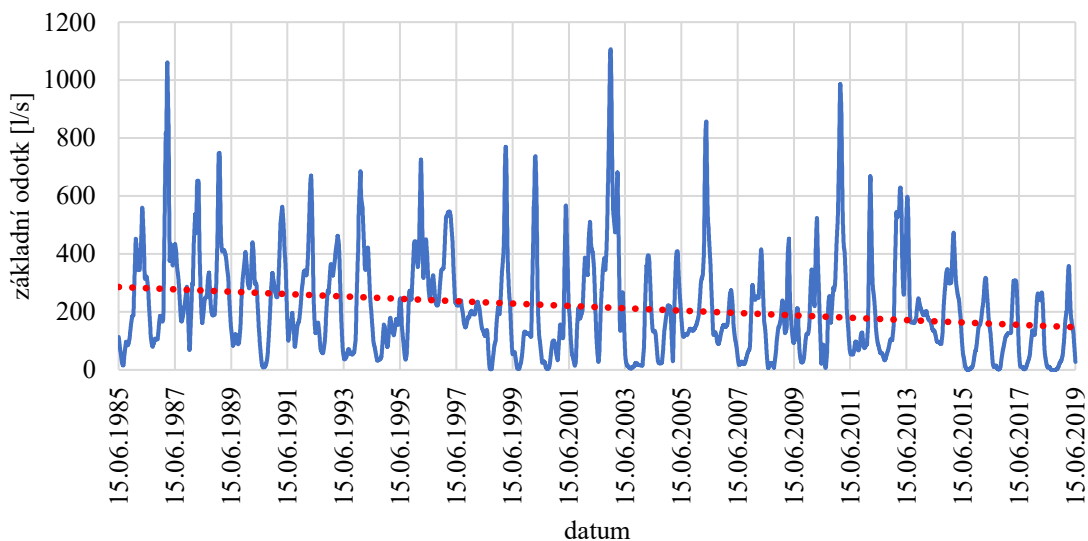
Obr. 14: Graf průměrných ročních hodnot PET [l/s/km^2].



Obr. 15: Graf variačních koeficientů průměrných ročních hodnot PET [%].

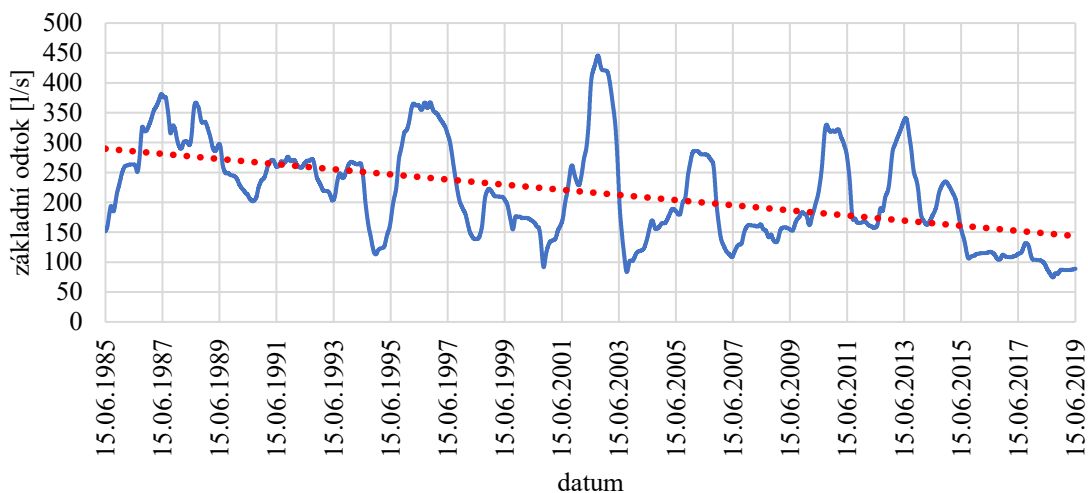
4.3. Celkový odtok, základní odtok a rychlý odtok

Na obr. 16 je vyneseno separovaný základní odtok (v litrech za sekundu) v závislosti na čase. Zde je patrné, že v posledních čtyřech letech, v období vrcholného léta, opakovaně poklesl základní odtok k hodnotě 0 l/s. Z obr. 16 je také zřejmé, že se postupem času základní odtok z povodí snižuje. Jedná se o statisticky významný pokles.



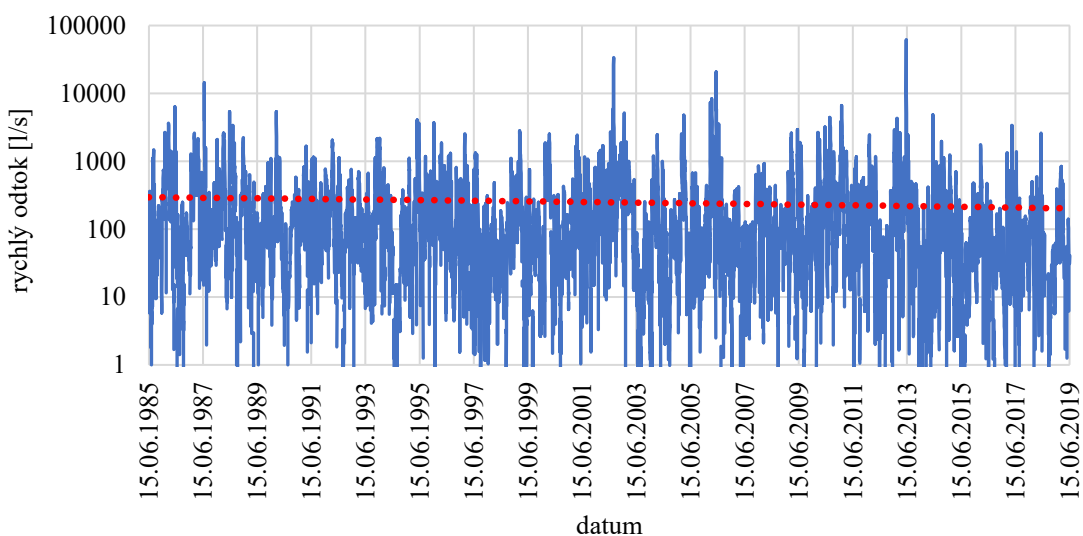
Obr. 16: Graf separovaného základního odtoku [l/s].

Na obr. 17 jsou vyneseny roční klouzavé průměry hodnot základního odtoku (v litrech za sekundu) v závislosti na čase. Spojnice trendu je klesající, což odpovídá snižujícímu se základnímu odtoku na obr. 16. Jedná se o statisticky významný pokles. V grafu jsou patrná vodná období, ale také období, při kterých základní odtok z povodí říčky Brziny klesal k hodnotě 100 l/s.



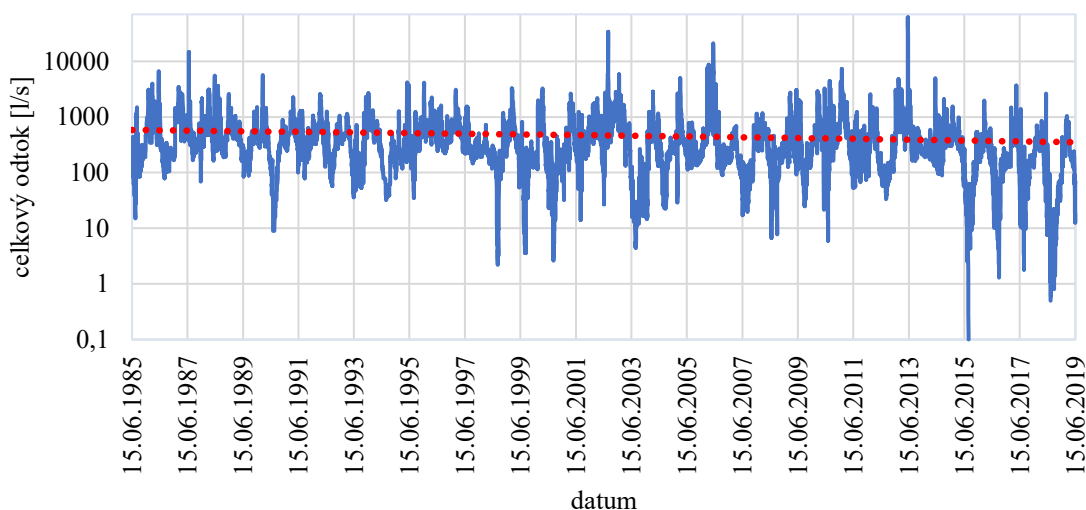
Obr. 17: Graf ročního klouzavého průměru základního odtoku na profilu Hrachov [l/s].

Na obr. 18 jsou vyneseny hodnoty rychlého odtoku (v litrech za sekundu) v závislosti na čase. Osa y, respektive osa s hodnotami rychlého odtoku, je pro přehlednější průběh uvedena v logaritmickém měřítku. Spojnice trendu je klesající. Z výsledku regresní analýzy vyplývá, že se jedná o statisticky významný pokles (tab. 5).



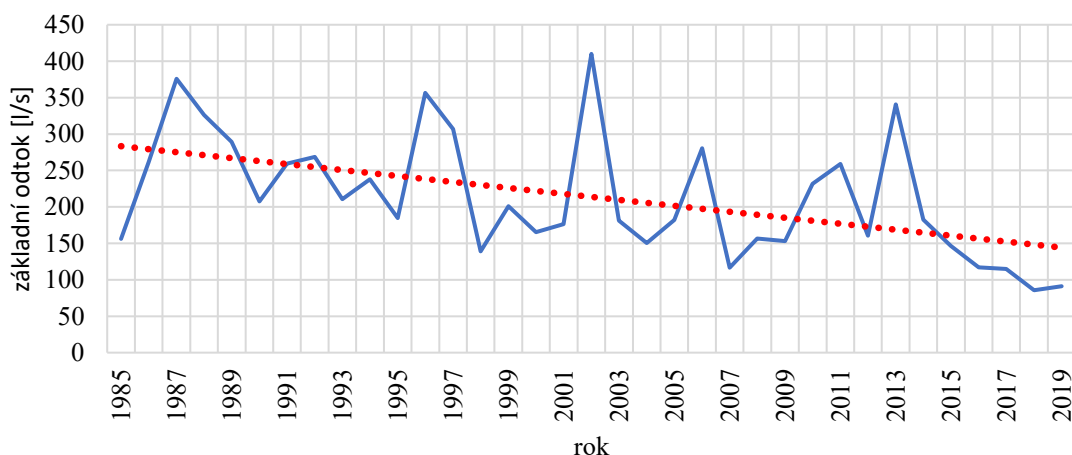
Obr. 18: Graf denních hodnot rychlého odtoku na profilu Hrachov [l/s].

Na obr. 19 je vynesena průběh celkového odtoku (v litrech za sekundu) v závislosti na čase. Pro přehlednější průběh jsou hodnoty celkového odtoku vyneseny v logaritmickém měřítku. Historického minima (0,1 l/s) dosáhl celkový odtok z povodí Brziny 9.8. 2015. Od tohoto roku se velmi nízké hodnoty celkového odtoku každoročně opakují v obdobích vrcholného léta. Spojnice trendu je klesající. Z výsledku regresní analýzy této časové řady vyplývá, že se jedná o statisticky významný pokles.

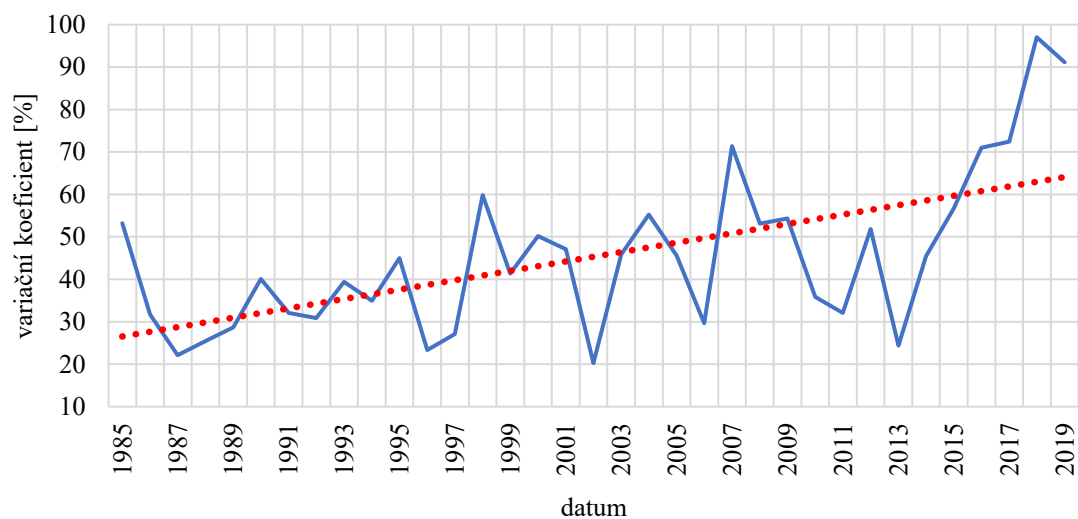


Obr. 19: Graf denních hodnot celkového odtoku na profilu Hrachov [l/s].

Obr. 20 vykresluje průměrné roční hodnoty základního odtoku. Trendem grafu je statisticky významný pokles hodnot základního odtoku. Variabilita průměrných ročních hodnot roste (obr. 21). Jedná se o statisticky významný růst (tab. 5). Variabilita se od roku 2013 výrazně zvýšila. To je způsobeno velkými výkyvy celkového odtoku během letních měsíců.



Obr. 20: Graf průměrných ročních hodnot základního odtoku [l/s].



Obr. 21: Graf variačních koeficientů průměrných ročních hodnot základního odtoku [%].

4.4. Hodnocení statistické významnosti lineárních trendů časových řad

Výsledky regresní analýzy zkoumaných časových řad jsou uvedené v tab. 5. Téměř všechny časové řady vykazují statisticky významný lineární trend. Jen časové řady ročních klouzavých průměrů a variačních koeficientů průměrných ročních hodnot API statisticky významný lineární trend nevykazují.

Tab. 5: Hodnocení statistické významnosti lineárních trendů časových řad.

Časová řada	Jednotky	p-hodnota	Lineární trend
API	l/s/km ²	<0,001	Statisticky významný
API roční klouzavý průměr	l/s/km ²	<0,001	Statisticky významný
Roční průměrné hodnoty API	l/s/km ²	0,178	Statisticky nevýznamný
Variační koeficient ročních průměrných hodnot API	%	0,213	Statisticky nevýznamný
PET	l/s/km ²	<0,001	Statisticky významný
PET roční klouzavý průměr	l/s/km ²	<0,001	Statisticky významný
Roční průměrné hodnoty PET	l/s/km ²	<0,001	Statisticky významný
Variační koeficient ročních průměrných hodnot PET	%	<0,001	Statisticky významný
API-PET roční klouzavý průměr	l/s/km ²	<0,001	Statisticky významný
Základní odtok	l/s	<0,001	Statisticky významný
Základní odtok roční klouzavý průměr	l/s	<0,001	Statisticky významný
Roční průměrné hodnoty základního odtoku	l/s	0,012	Statisticky významný
Variační koeficient ročních průměrných hodnot základního odtoku	%	0,003	Statisticky významný
Rychlý odtok	l/s	0,002	Statisticky významný
Celkový odtok	l/s	<0,001	Statisticky významný

4.5. Odběry podzemních vod a vypouštění do povrchových a podzemních vod

Ve vymezené oblasti povodí říčky Brziny dochází k odběru podzemních vod a k vypouštění do povrchových a podzemních vod celkově na dvanácti místech, ve kterých je množství odebrané nebo vypouštěné vody vyšší než $500 \text{ m}^3/\text{měsíc}$, případně $6\,000 \text{ m}^3/\text{rok}$. Všechna tato místa i s hodnotami jsou uvedena v tab. 6.

Jakožto referenční rok jsem zvolil rok 2018. Tento rok je u jedenácti míst odběru či vypouštění poslední aktualizovaný. U jednoho místa využívám rok 2017 jakožto referenční rok, protože novější naměřené hodnoty nejsou k dispozici.

V oblasti povodí Brziny se nachází celkově osm míst odběru podzemní vody. Většina těchto míst slouží k odběru vody pro obce. Tři místa odběru využívá pivovar ve Vysokém Chlumci. Celkové průměrné množství odebrané podzemní vody v tomto povodí činí $124\,567 \text{ m}^3/\text{rok}$, tj. pouhé $4,0 \text{ l/s}$.

K vypouštění odpadních vod v zájmové oblasti slouží celkem čtyři místa. Tato místa slouží jako čistírny odpadních vod, nebo pouze jako výpust' kanalizace. Celkové průměrné množství vypouštěné vody do povrchových a podzemních vod činí $84\,817 \text{ m}^3/\text{rok}$, tj. $2,7 \text{ l/s}$.

Rozdíl mezi odběry podzemních vod a vypouštěním do vod povrchových a podzemních je $1,3 \text{ l/s}$. To znamená, že se z povodí odebere o $1,3 \text{ l/s}$ vody více, než se do povodí vypustí, což je v porovnání s ostatními členy hydrologické bilance, zcela zanedbatelné množství. Z toho vyplývá, že na celkovou hydrologickou bilanci sledovaného povodí nemají významný vliv ani odběry, ani vypouštění vody.

Tab. 6: Místa a množství odběru podzemních vod a místa a množství vypouštění do povrchových a podzemních vod. Zdroj dat: (HEIS, 2020).

Pořadové číslo	Název	Referenční rok	Množství [m ³ /rok]	Množství [l/s]
Odběry podzemních vod				
1	Obec Svatý Jan Skřýšov u Svatého Jana	2018	7 184	0,23
2	Pivovar Vysoký Chlumeč	2018	13 389	0,42
3	Pivovar Vysoký Chlumeč Počepice	2018	5 257	0,17
4	VHS Benešov Krásná Hora Vletice	2018	20 991	0,67
5	Pivovar Vysoký Chlumeč Pořešice	2018	7 269	0,23
6	1. SčV Příbram Petrovice Týnčany	2018	28 181	0,90
7	ZD Krásná Hora n/Vlt Petrovice	2018	31 416	1,00
8	Obec Nechvalice	2018	10 880	0,35
Celkové odebrané množství vody z podzemních vod			124 567	3,95
Vypouštění do povrchových a podzemních vod				
1	Obec Svatý Jan KČOV	2009	4 500	0,14
2	Obec Nechvalice ČOV	2018	7 377	0,23
3	1. SčV Příbram Petrovice ČOV	2018	65 210	2,07
4	Obec Hrazany a Hrazánky VK	2017	7 730	0,25
Celkové vypuštěné množství vody do povrchových a podzemních vod			84 817	2,69
Rozdíl mezi množstvím odebrané a vypuštěné vody				1,26

4.6. Průtok závěrovým profilem Hrachov pod korytem toku a hydrologická bilance

Za pomoci Darcyho zákona (rov. 17) jsem spočítal množství vody, které je schopné odtéct v podobě základního odtoku pod korytem toku. Při šířce nivy 126 m, spádu vodního toku 7 ‰ a maximální zjištěné transmisivitě prostředí $1 \cdot 10^{-4}$ [m²/s] vychází maximální velikost průtoku pod povrchem nivy 0,1 l/s (viz kapitola 2.6). Jedná se o extrémně nízký průtok v porovnání jednak s běžným průtokem povrchového toku, ale i s dalšími členy hydrologické bilance.

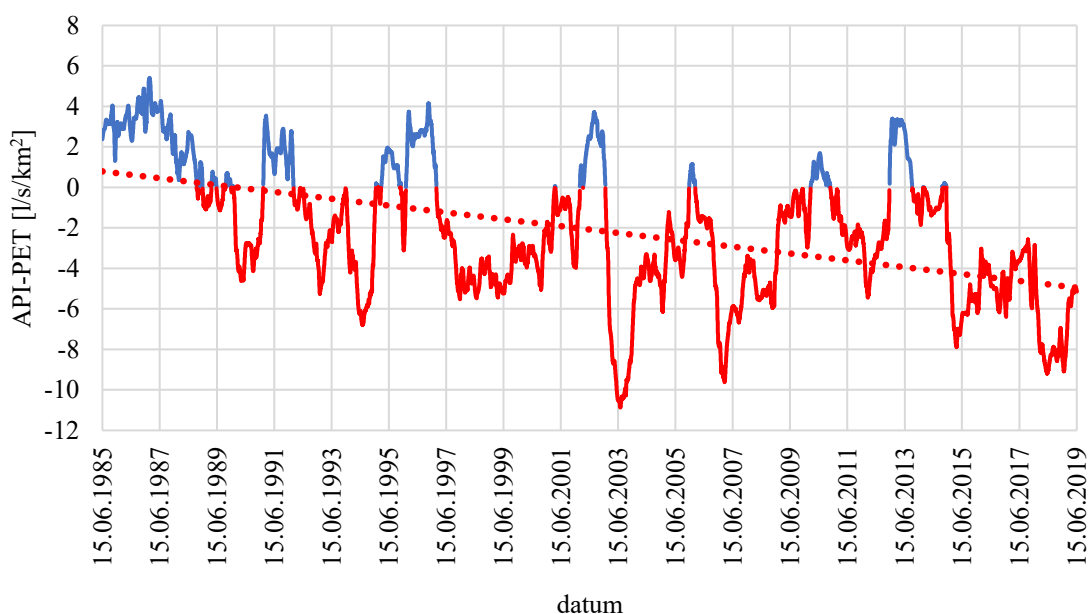
Množství vody, které odteče horninovým prostředím v závěrečném profilu Hrachov je tedy zcela zanedbatelné. Podobně zanedbatelný je i rozdíl mezi odběry podzemní vody a jejím vypouštěním v rámci sledovaného povodí, který činí jen 1,3 l/s (viz kapitola 4.5).

Možnost, že významné množství podzemní vody odteče horninovým prostředím hlouběji, je v prostředí hardrock vyloučena. Celá plocha povodí se nachází v prostředí hardrock, v krystalických horninách (viz kapitola 2.3). Ta prostředí mívají se vzrůstající hloubkou stále menší transmisivitu (Krásný a kol., 2012).

Zbývajícím ztrátovým členem hydrologické bilance je tedy evapotranspirace. Evapotranspirace je proto zodpovědná za převážnou většinu ztrát vody z povodí říčky Brziny a v suchých letech zapříčiňuje vyschnutí toku. Za suchých období je transpirace z velké většiny vegetace minimální, protože vlhkost v půdě je vyčerpána. Výjimkou jsou nivy a další oblasti, kde je hladina podzemní vody v hloubce několika málo metrů pod povrchem. Z rozlohy nivy lze v suchých obdobích očekávat intenzitu transpirace blížíci se k potenciální evapotranspiraci, především na plochách říční nivy, která je pokrytá lesy.

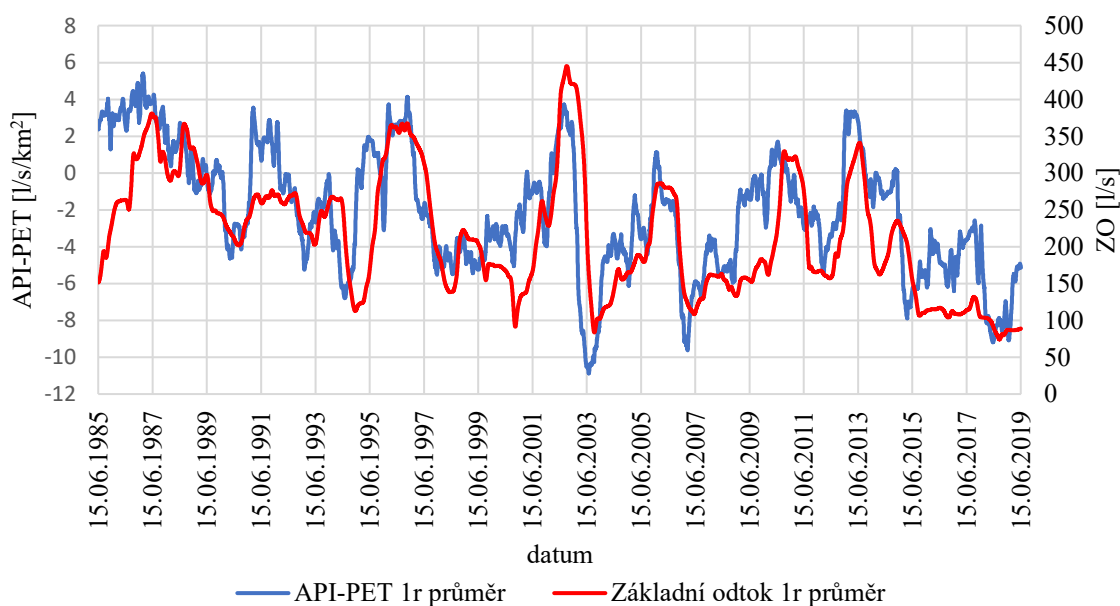
4.7. Rozdíl hodnot indexu předchozích srážek a potenciální evapotranspirace

Na obr. 21 je vynesena rozdíl hodnot indexu přechozích srážek a potenciální evapotranspirace (dále jen API-PET) v ročním klouzavém průměru. Kladná hodnota API-PET značí vlhký rok, respektive rok, ve kterém v ročním průměru převažoval úhrn srážek nad ztrátou vody způsobenou potenciální evapotranspirací. Naopak záporná hodnota značí suchý rok, tedy rok, ve kterém v ročním průměru potenciální evapotranspirace převyšovala srážky. Pokud je hodnota ročního klouzavého průměru časové řady API-PET kladná, lze očekávat dotaci zásob podzemní vody. Zbylá část vody pak dotuje rychlý odtok. Pokud je však průměrná roční hodnota časové řady API-PET záporná, lze očekávat velmi omezenou dotaci zásob podzemní vody, a tím pádem převažující pokles zásob podzemní vody. Trendem grafu je intenzivní snižování hodnot API-PET. Již v minulosti se v zájmové oblasti vyskytovaly v průměru suché roky. Suché roky dokonce v rámci sledovaného období převažují nad roky vlhkými. Dlouhodobá suchá období byla v minulosti mezi lety 1990 až 1991, 1992 až 1995, 1997 až 2002, 2003 až 2005, 2006 až 2010 a 2010 až 2012. Poslední v průměru vlhký rok, ve sledovaném povodí, je rok 2013. Od tohoto roku není zaznamenán žádný v průměru vlhký rok v povodí Brziny, a to vč. roku 2019, který byl posledním hodnoceným rokem. Z výsledku statistického testu vyplývá, že se jedná o statisticky významný pokles.



Obr. 22: Graf hodnot API-PET v ročním klouzavém průměru [$l/s/km^2$].

4.8. Porovnání základního odtoku a API-PET



Obr. 23: Graf porovnání hodnot API-PET [l/s/km^2] se základním odtokem [l/s] v ročním klouzavém průměru.

Obr. 23 porovnává základní odtok v litrech za sekundu s hodnotami API-PET v litrech za sekundu na kilometr čtvereční. Obě tyto časové řady jsou vyneseny v ročních klouzavých průměrech. Z obr. 23 je zřetelná korelace mezi hodnotami API-PET a hodnotami základního odtoku. Dobře patrná je v místech s velkými rozdíly mezi těmito hodnotami. Základní odtok ovšem na změnu API-PET reaguje s jistým zpožděním a setrvačností.

Variabilita časové řady základního odtoku má hodnotu variačního koeficientu 38,2 %, zatímco časová řada API-PET má hodnotu variačního koeficientu -282,1 %. Z toho vyplývá, že časová řada základního odtoku je mnohem více rozkolísaná oproti časové řadě API-PET.

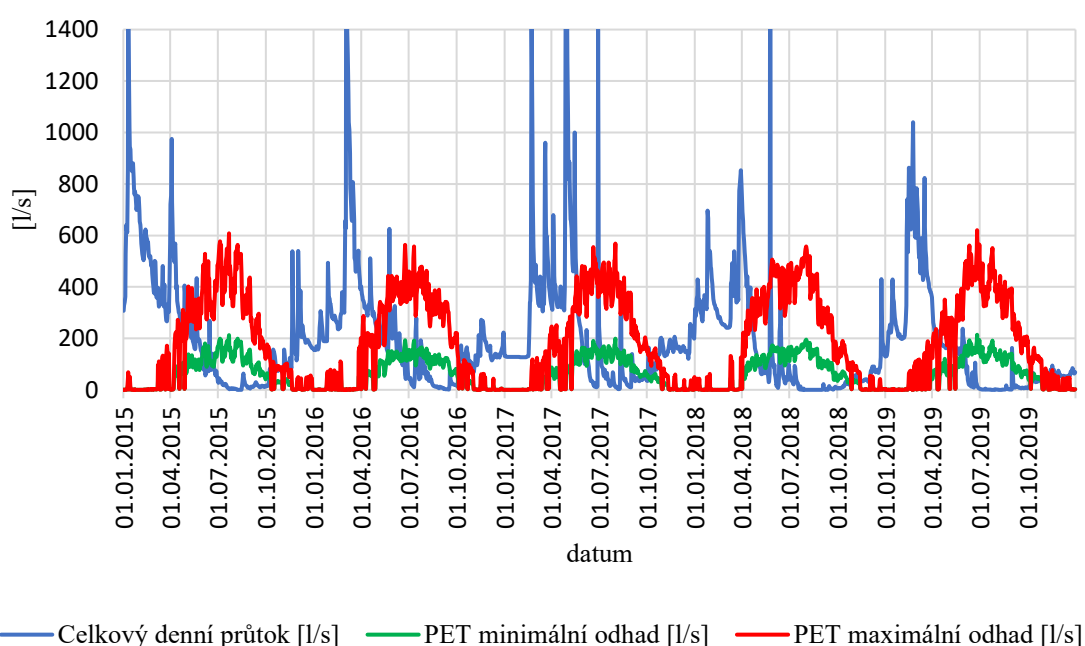
4.9. Korelace hodnot základního odtoku a hodnot API-PET

V Pearsonově korelačním testu prováděném v programu RStudio vyšla p-hodnota $< 2,2 \cdot 10^{-16}$. Tato hodnota je menší než mnou zvolená hladina významnosti $\alpha = 0,05$. Proto zamítám H_0 (nulovou hypotézu) a prokazuji platnost H_1 (hypotézy alternativní). Hodnoty základního odtoku jsou s 95 % pravděpodobností závislé na hodnotách API-PET.

Koeficient korelace r vychází 0,679. Z této hodnoty lze usuzovat, že se jedná o relativně silnou závislost. Zároveň je tato hodnota kladná, a proto se jedná o přímou závislost.

Koeficient determinace r^2 činí 0,467. Přepočtem na procenta získávám hodnotu 46,7 %. To znamená, že hodnoty základního odtoku jsou z 46,7 % ovlivněny hodnotami API-PET. Rovnice regresní přímky má tvar $y = 16,8183x + 251,7271$. To znamená, že pokud vzroste API-PET o 1 l/s/km², hodnota základního odtoku se zvýší o 16,8 l/s.

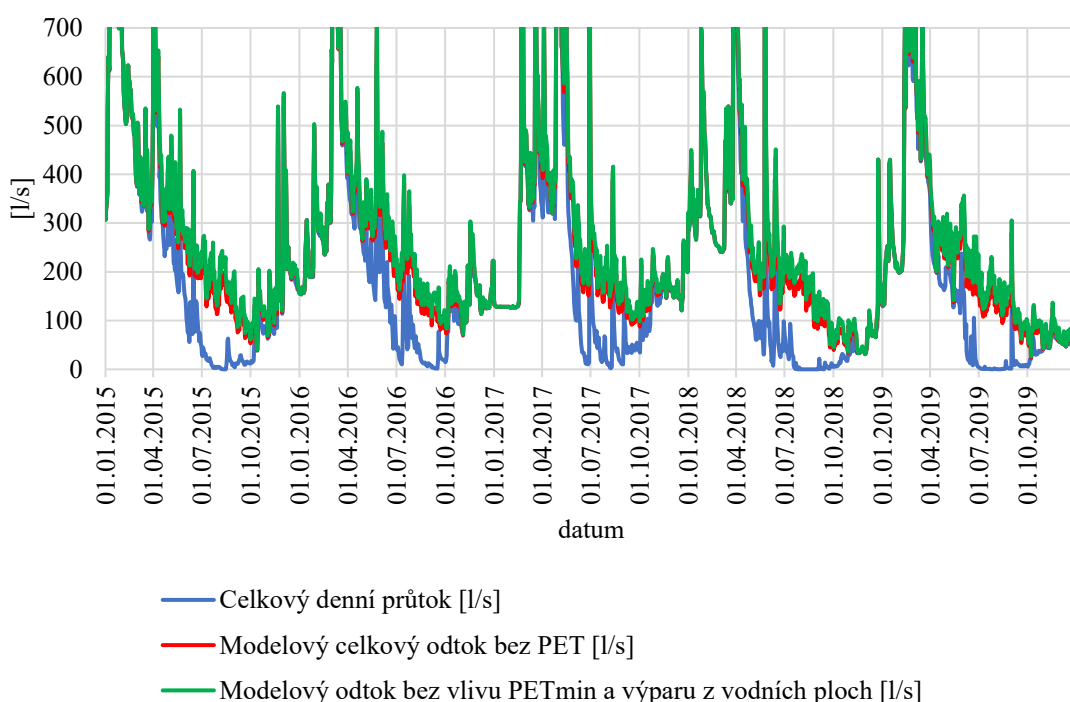
4.10. Evapotranspirace z nivy a výpar z vodních ploch



Obr. 24: Celkový odtok v porovnání s odhady PET [l/s].

Obr. 24 vykresluje časovou řadu celkového odtoku spolu s dvěma odhady potenciální evapotranspirace. V zimních měsících neklesá průtok pod 200 l/s, zatímco v letních měsících klesá průtok Brziny na minimum, přičemž od 10.8. 2015 do 15.8. 2015 a od 30.7. 2018 do 2.9. 2018 tok úplně vysychá.

Na obr. 24 jsou vyobrazeny dva mezní odhady potenciální evapotranspirace. Prvním je maximální evapotranspirace. Jedná se o evapotranspiraci z celé plochy nivy a výpar z veškerých vodních ploch v povodí, nad vodoměrným profilem Hrachov. Je patrné, že tento odhad je výrazně nadhodnocený. Pravděpodobnějším se jeví minimální odhad evapotranspirace. Do tohoto odhadu vstupuje pouze evapotranspirace z ploch lesních porostů v nivních oblastech (28,3 % plochy nivy) a výpar z vodních ploch v povodí Brziny nad vodoměrným profilem Hrachov. Je tedy zřejmé, že v některých letech stačí k takto výrazně sníženým průtokům pouze evapotranspirace z lesních porostů v říční nivě a výpar z vodních ploch v povodí.

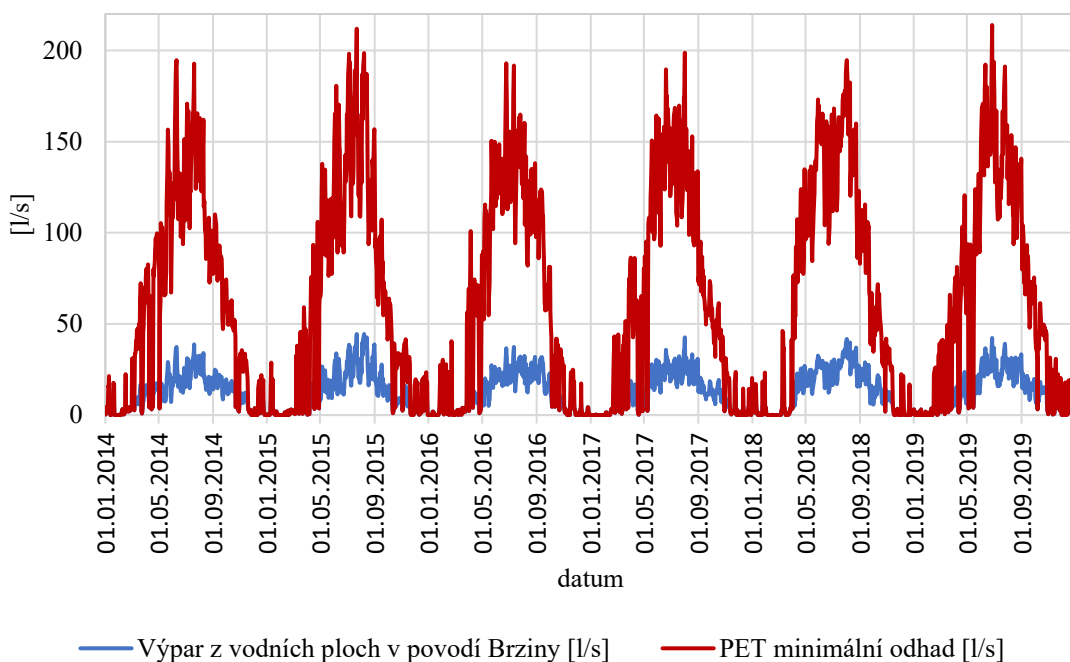


Obr. 25: Celkový naměřený odtok a celkový odtok s modelovým odstraněním vlivu evapotranspirace z nivy a výparu z vodních ploch [l/s].

Obr. 25 ukazuje srovnání celkového denního průtoku (modře), modelového odtoku za uvažování pouze výparu z vodních ploch (červeně) a modelového odtoku za uvažování jak výparu z vodních ploch, tak i minimálního odhadu potenciální evapotranspirace z nivy (zeleně). První modelový odtok na obr. 25 jsem získal sečtením celkového denního průtoku a potenciální evapotranspirace z části nivy, která je pokryta lesy. Druhý jsem získal sečtením celkového denního průtoku, potenciální evapotranspirace z části nivy, která je pokryta lesy a vypočteného výparu z vodních ploch. Jinými slovy jde o průtok, který by bylo možné v toku naměřit, pokud by k výparu v nivě a vodních plochách

nedocházelo. V letních obdobích, kdy je půda vyschlá, se bude evapotranspirace koncentrovat právě do nivy, ve které je voda k výparu stále dostupná (Bruthans a kol., 2020). Niva je tak schopná spotřebovat i většinu vody, která již dorazila do vodního toku. Z obr. 25 je zřejmé, že modelové průtoky, na rozdíl od skutečně naměřeného celkového odtoku, na začátku léta drasticky neklesají, ale klesají postupně, jak by bylo možné očekávat od základního odtoku.

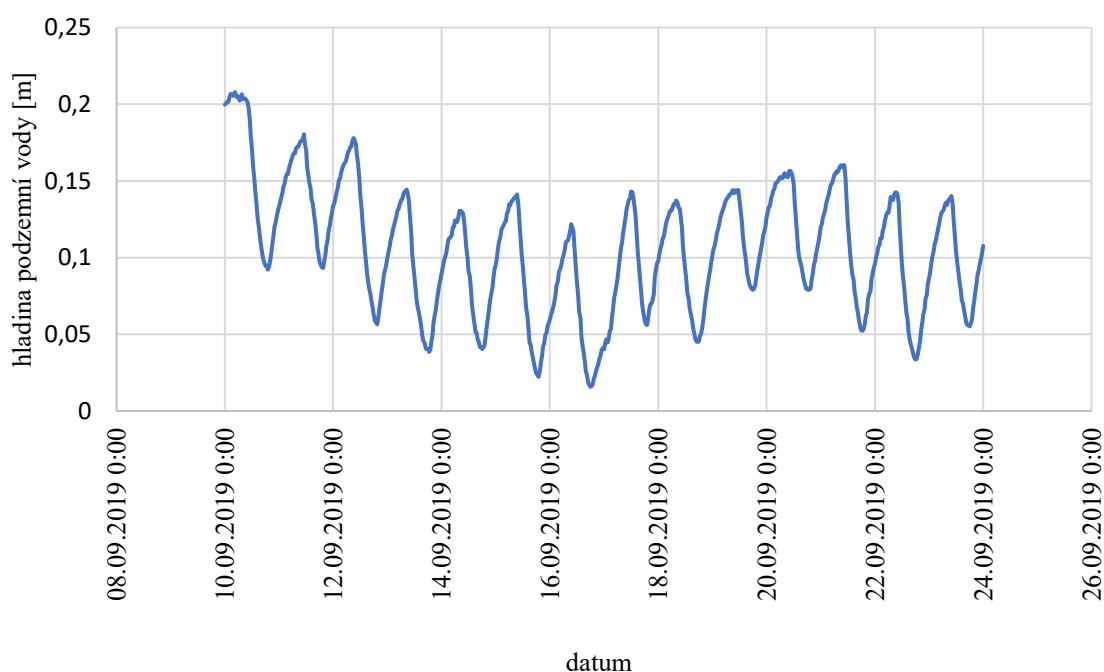
Z obr. 25 je patrné, že započtením i výparu z vodních ploch se příliš nemění celkový odtok z povodí. Průměrný celkový odtok z povodí včetně evapotranspirace a výparu z vodních ploch je 199,1 l/s. V případě, že evapotranspirace z lesních ploch říční nivy není započtena, je hodnota průměrného celkového odtoku z povodí 261,4 l/s. Pokud neuvažujeme vliv evapotranspirace, ani výparu z vodních ploch v povodí, činí průměrný celkový odtok 273,6 l/s. Z toho vyplývá, že nepoměrně větší vliv na celkový odtok má evapotranspirace z vegetace v říční nivě než výpar z vodních ploch v povodí Brziny. To vyplývá i z velikosti plochy, na které se výpar odehrává. Rozloha vodních ploch nad uzávěrovým profilem Hrachov je 0,6 km², zatímco plocha nivy, která je pokrytá lesy, činí 2,6 km².



Obr. 26: Porovnání výparu z vodních ploch a minimálního odhadu potenciální evapotranspirace [l/s].

Obr. 26 porovnává pouze výpar z vodních ploch s minimálním odhadem potenciální evapotranspirace ve sledovaném období, od roku 2014 do roku 2019. Průměrné množství vody vypařené z vodních ploch činí 12,2 l/s, zatímco průměrné množství evapotranspirované vody pouze z lesních porostů, tedy minimální odhad potenciální evapotranspirace činí 62,2 l/s. Z toho vyplývá, že minimální odhad potenciální evapotranspirace z říční nivy je průměrně zhruba 5krát vyšší než výpar z vodních ploch v celém povodí.

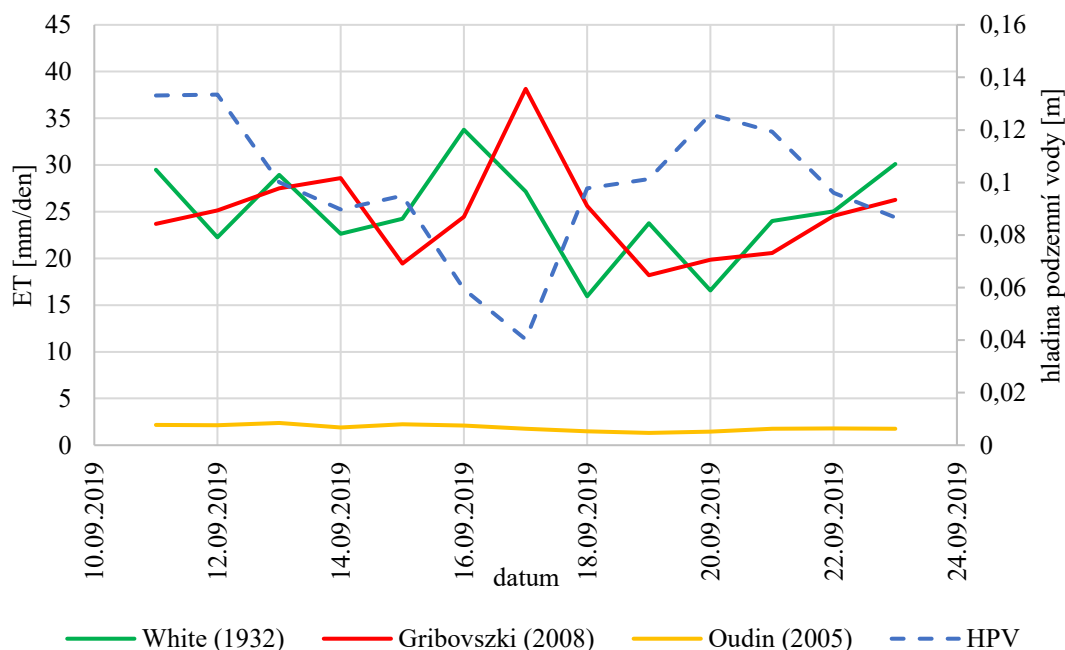
4.11. Výpočet evapotranspirace z fluktuace hladiny podzemní vody



Obr. 27: Fluktuace hladiny podzemní vody naměřená piezometrem [m].

Z obr. 27 jsou dobře patrné denní výkyvy hladiny podzemní vody způsobované evapotranspirací. O těchto výkyvech je již psáno výše a také v rešeršní části (viz kapitola 3.7.). Lokální maxima jsou dosahována v ranních až dopoledních hodinách. To je způsobeno nízkou evapotranspirací během noci. Naopak v odpoledních hodinách dosahuje evapotranspirace své maximální intenzity a způsobuje tak snížení hladiny podzemní vody. Minimálních hodnot hladiny podzemní vody je tedy dosahováno zpravidla v pozdějších odpoledních hodinách. Toto vše je navíc umocněno pozicí piezometru, který se nachází v blízkosti řady mohutných topolů osik, které lemují koryto Varovského potoka, v jehož širším okolí se vyskytují pastviny. Tyto topoly mají

nepochybně svou kořenovou soustavu v kontaktu s hladinou podzemní vody. Nepřítomnost ostatních druhů vegetace pak dále napomáhá k maximálnímu využití sluneční energie k transpiraci a způsobuje oslunění řady topolů po celou denní dobu dne jak shora, tak ze stran. Z těchto důvodů mohou být výkyvy hladiny podzemní vody výraznější než v jiných částech říční nivy.



Obr. 28: Porovnání metod výpočtu evapotranspirace ze záznamů hladiny podzemní vody a Oudinovy metody [mm/den].

Na obr. 28 jsou vyneseny výsledky jednotlivých metod výpočtu evapotranspirace ze záznamů fluktuace hladiny podzemní vody. Metoda publikovaná Whitem (1932) vykazuje průměrně mírně nižší výsledky než empirická metoda Gribovského (2008). Gribovski (2008) ovšem ve své studii také uvádí, že obě jeho odvozené metody vykazují vyšší výsledky evapotranspirace než metoda publikovaná Whitem (1932). Pro porovnání jsem do obr. 28 přidal i časovou řadu potenciální evapotranspirace, kterou jsem vypočítal z průměrných denních teplot vzduchu dle Oudina a kol. (2005). Tato metoda vykazuje asi o řád nižší hodnoty potenciální evapotranspirace než výše zmíněné metody. Tento drastický rozdíl naznačuje, že storativita, která je typická pro fluvialní náplavy (viz kapitola 3.8.), byla zřejmě, při výpočtech dle Whiteovy (1932) a Gribovského (2008) metody pro povodí říčky Brziny, značně přeceněná.

5. Závěr

Cílem mé bakalářské práce bylo ověření vlivu evapotranspirace z říční nivy na vysychání toků a snižování hladiny podzemní vody na příkladu povodí říčky Brziny. V rešerši jsem se zaměřil na metody výpočtu indexu předchozích srážek, metody výpočtu potenciální evapotranspirace v podmínkách ČR, na separaci základního odtoku a zejména na metody pro určení evapotranspirace z kolísání hladiny podzemní vody. Z výsledků teoretické části práce vyplývají následující poznatky:

- Index přechozích srážek je vhodný ke zpracování časové řady denních úhrnů srážek. Pomocí indexu lze získat časovou řadu, která se podobá hydrografu odtoku. Nejjednodušší metody pracují na principu vážených denních úhrnů srážek v rámci daného časového úseku. Složitější metody dávají navíc ještě tyto vážené denní úhrny srážek do poměru se sumou vah.
- K výpočtu potenciální evapotranspirace jsem využil Oudinovu metodu. Tato metoda poskytuje výsledné hodnoty potenciální evapotranspirace porovnatelné s výslednými hodnotami komplexnějších metod. Výhodou Oudinovy metody je, že k jejímu výpočtu je potřeba pouze jeden proměnlivý parametr – průměrná denní teplota vzduchu. Tento parametr je snadno měřitelný a mnohdy i lehce dostupný. Oudinova metoda je v České republice široce využívána.
- Separování základního odtoku se nejčastěji provádí z hydrografu celkového odtoku z povodí. V České republice se běžně využívá Eckhardtova metoda. Ve své práci jsem využil metodu klouzavých minim, jejíž autorem je Kašpárek. Výhodou této metody je jednoduchý a objektivní výpočet bez subjektivně zvolených parametrů.
- Skutečnou evapotranspiraci lze spočítat z dat fluktuace hladiny podzemní vody za předpokladu, že hladina je měřena s dostatečnou frekvencí (alespoň ve třicetiminutových intervalech). Metod zaměřujících se na tento výpočet existuje celá řada. Odlišují se potřebnými vstupními parametry. Některé vyžadují např. pouze záznam hladiny podzemní vody, ty komplexnější vyžadují i znalost aktuálního hydraulického gradientu podzemní vody v říční nivě. Výsledné denní hodnoty evapotranspirace dosahují hodnot 16–36 mm/den v oblastech mírného i tropického klimatu.

Z výsledků praktické části jsem získal o povodí říčky Brziny následující poznatky:

- Na časových řadách od roku 1961 do roku 2019 je patrný postupný nárůst potenciální evapotranspirace, zatímco roční úhrny srážek v tomto období zůstávají téměř stejně vysoké. Z toho vyplývá, že z povodí říčky Brziny ubývá stále větší množství vody výparem a celkový odtok proto klesá. S celkovým odtokem klesá i základní odtok. Potenciální evapotranspirace, celkový odtok i základní odtok vykazují statisticky významné trendy v čase.
- V ročních průměrech vykazuje časová řada indexu předchozích srážek zhruba třikrát vyšší variabilitu než časová řada potenciální evapotranspirace. Variabilita průtoku Brziny v jednotlivých letech je tedy způsobena především nerovnoměrnými úhrny atmosférických srážek.
- V ročních průměrech je základní odtok Brziny poměrně těsně vázán na rozdíl mezi průměrným úhrnem srážek (průměrný index předchozích srážek) a potenciální evapotranspirací. Nejmenší základní odtoky nastávají tehdy, když je po několik let v řadě index předchozích srážek menší než potenciální evapotranspirace. Toho lze využívat k predikci problémů se suchem v tomto povodí.
- Průtok vody horninovým prostředím závěrovým profilem Hrachov pod korytem toku Brziny činí jen 0,1 l/s. V povodí Brziny celkové evidované odběry podzemní vody přesahují vypouštění do vod povrchových a podzemních jen o 1,3 l/s. Obě tyto složky hydrologické bilance mají tedy na průtok Brziny zcela zanedbatelný vliv.
- Na úbytku vody z povodí Brziny se z největší části podílí pouze evapotranspirace z lesních porostů v říční nivě a výpar z vodních ploch. Lesní porosty v povodí Brziny zaujímají 28,3 % plochy říční nivy (plocha lesů v nivě je 2,6 km²) a velikost evapotranspirace z této plochy činí průměrně 46,3 l/s za sledované období (1984–2019). Vodní plochy v povodí nad závěrovým profilem Hrachov zaujímají 0,42 % z celkové plochy povodí. Výpar z těchto ploch činí ve sledovaném období (1984–2019) v průměru 10,8 l/s. Průměrné množství evapotranspirované a vypařené vody za celé sledované období činí 57,1 l/s. Evapotranspirace a výpar z volné hladiny dosahuje v rozmezí od 1.6. do 31.8. po dobu sledovaného období (1984–2019) průměrně 128 l/s, což je vysoká hodnota, protože základní odtok Brziny v tomto období často klesá pod 200 l/s.

- Opakované vysychání toku v průběhu vrcholných letních měsíců je tedy způsobováno evapotranspirací z lesních porostů v říční nivě a výparem z vodních ploch. Pokud by nedocházelo k evapotranspiraci z říční nivy a výparu z vodních ploch, pak by průtok Brziny během léta drasticky neklesal. To ukazuje jednoduché modelování průtoků, kdy je ke skutečně naměřenému průtoku Brziny přičteno vypočtené množství vody vypařené z povodí.
- Výpar z nivy tedy představuje za zvyšujících se letních teplot významnou ztrátu vody z povodí. Tomuto fenoménu by se měla věnovat pozornost i na jiných povodích, kde během suchých letních období dochází k nápadným propadům průtoků povrchových toků.

6. Literatura

6.1. Použitá literatura a internetové zdroje

AKSOY, H., KURT, I., ERIS, E. (2009): Filtered smoothed minima baseflow separation method. *Journal of Hydrology*. 372(1–4), 94–101.

ALLEN, R. G., PEREIRA, L. S., RAES D., SMITH, M. (1998): Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. Fao, Rome. 300(9).

BARLOW, P. M., CUNNINGHAM, W. L., ZHAI, T., GRAY, M. (2015): U.S. Geological Survey Groundwater Toolbox, A Graphical and Mapping Interface for Analysis of Hydrologic Data (Version 1.0) – User Guide for Estimation of Base Flow, Runoff, and Groundwater Recharge From Streamflow Data. U.S. Geological Survey. Reston, Virginia.

BERAN, A., KAŠPÁREK, L., VIZINA, A., ŠUHÁJKOVÁ, P. (2019): Ztráta vody výparem z volné vodní hladiny. *Vodohospodářské technicko-ekonomické informace*, 61(4), 12-18.

BLOOMFIELD, J. P., ALLEN, D. J., GRIFFITHS, K. J. (2009): Examining geological controls on baseflow index (BFI) using regression analysis: An illustration from the Thames Basin, UK. *Journal of Hydrology*. 373.1-2, 164-176.

BRUTHANS, J., KADLECOVÁ, R., SLAVÍK, M., KRÁLOVÁ, M., FRYČ, T., ČURDA, J. (2020): Příčina prudkého snížení průtoků některých menších toků ve středních Čechách v létě 2019 a extrémně nízkých specifických odtoků: vliv evapotranspirace z příbřežní zóny toku a ploch s mělkou hladinou podzemní vody. *Zprávy o geologických výzkumech*. 5301, 47–54.

BUDÍK, L., ŠERCL, P., KUKLA, P., LETT, P., PECHA, M. (2018): Odvození základních hydrologických údajů za referenční období 1981-2010: dlouhodobá průměrná roční výška srážek, dlouhodobý průměrný průtok, M-denní průtoky Český hydrometeorologický ústav, Praha, s. 26.

BURDA, J., KADLECOVÁ, R., a kol. (2016): Rebilance zásob podzemních vod, Závěrečná zpráva, Příloha č. 2/25 Stanovení zásob podzemních vod, Hydrogeologický rajon 4240 – Královédvorská synklinála. Česká geologická služba. Praha.

ČMeS: Elektronický meteorologický slovník. [online]. [cit. 15. 3. 2021]. Dostupné z: <http://slovník.cmes.cz/>

DAŇHELKA, J. a kol. (2019 a): Předběžná zpráva o suchu 2018. Český hydrometeorologický ústav, Praha.

DAŇHELKA, J. a kol. (2019 b): Vyhodnocení sucha na území České republiky v roce 2018: Kompletní zpráva ze září 2019. Český hydrometeorologický ústav, Praha.

DAŇHELKA, J. (2007): Operativní hydrologie: hydrologické modely a nejistota předpovědí. Český hydrometeorologický ústav, Praha. s. 8-9.

DEMEK, J., MACKOVČIN, P., BALATKA, B., BUČEK, A., CIBULKOVÁ, P., CULEK, M., ČERMÁK, P., DOBIÁŠ, D., HAVLÍČEK, M., HRÁDEK, M., KIRCHNER, K., LACINA, J., PÁNEK, T., SLAVÍK, P., VAŠÁTKO, J. (2006): Hory a nížiny. Zeměpisný lexikon ČR. 2. upravené vydání. Brno. s. 66, 497.

ECKHARDT, K. (2005): How to construct recursive digital filters for baseflow separation. Hydrological Processes: An International Journal. 19(2), 507–515.

FAHLE, M., DIETRICH, O. (2014): Estimation of evapotranspiration using diurnal groundwater level fluctuations: Comparison of different approaches with groundwater lysimeter data. Water Resources Research. 50(1), 273–286.

FARSKÝ, I., MATĚJČEK, T. (2008): Vybrané kapitoly z fyzické geografie. Univerzita J.E. Purkyně, Přírodovědecká fakulta, Ústí nad Labem. s. 6.

FROHLICH, K., FROHLICH, W., WITTENBERG, H. (1994): Determination of groundwater recharge by baseflow separation: regional analysis in northeast China. IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports-Intern Assoc Hydrological Sciences. 221, 69–76.

GRIBOVSKI, Z., KALICZ, P., SZILÁGYI, J., KUČSARA, M. (2008): Riparian zone evapotranspiration estimation from diurnal groundwater level fluctuations. Journal of Hydrology. 349(1–2), 6–17.

- GRIBOVSKI, Z., SZILÁGYI, J., KALICZ, P. (2010): Diurnal fluctuations in shallow groundwater levels and streamflow rates and their interpretation – A review. *Journal of Hydrology*. 385 (1–4), 371–383.
- HEGGEN, R. (2001): Normalized Antecedent Precipitation Index. *Journal of Hydrologic Engineering*. 2001.6, 377–381.
- HEWLETT, J. D., HIBBERT, A. R. (1961): Increases in water yield after several types of forest cutting. *Hydrological Sciences Journal*. 6(3), 5–17.
- IRMAK, S. (2008): Evapotranspiration. *Encyclopedia of Ecology, Five-Volume Set*. B.m.: Elsevier Inc., s. 1432–1438.
- KADLECOVÁ, R., BRUTHANS, J. (2020): Hydrogeologické poměry ve správním území obce Petrovice. MS Česká geologická služba, Praha. 28 s.
- KADLECOVÁ, R., HERMANN, Z., KAŠPÁREK, L., VLNAS, R., FRYDRYCH, V., STIBITZ, M., SLAVÍK, J., MILICKÝ, M., OLMER, M. (2010): Hydrogeologie, inženýrská geologie. *Sborník geologických věd*, 24, 3. příloha. Česká geologická služba. Praha. 12–14. s. 12–15.
- KAŠPÁREK, L., HORÁČEK, S. a kol. (2011): Možnosti zmírnění současných důsledků klimatické změny zlepšením akumulční schopnosti v povodí Rakovnického potoka (pilotní projekt). Výzkumný ústav vodohospodářský T.G. Masaryka, Praha. 164 s.
- KAŠPÁREK, M., DATEL, J. V., KADLECOVÁ, R. a kol. (2015): Metodiky výpočtu přírodních zdrojů. Česká geologická služba, Praha. 25 s.
- KOHLER, M. A., LINSLEY, R. K. (1951): Predicting the runoff from storm rainfall. US Department of Commerce, Weather Bureau. [online] [cit. 15. 3. 2021]. Dostupné z: <https://play.google.com/store/books/details?id=XMtaTBhT5p4C&rdid=book-XMtaTBhT5p4C&rdot=1>
- KRÁSNÝ, J., CÍSLEROVÁ, M., ČURDA, S., DATEL, J. V., DVOŘÁK, J., GRMELA, A., HRKAL, Z., KŘÍŽ, H., MARSZALEK, H., ŠANTRŮČEK, J., ŠILAR, J. (2012): Podzemní vody České republiky: regionální hydrogeologie prostých a minerálních vod. Česká geologická služba, Praha. 1143 s.

LOHEIDE, S. P., BUTLER Jr J. J., GORELICK, S. M. (2005): Estimation of groundwater consumption by phreatophytes using diurnal water table fluctuations: A saturated-unsaturated flow assessment. *Water resources research*. 41(7).

NĚMEČEK, J., VOKOUN, J., SMEJKAL, J., MACKŮ, J., KOZÁK, J., NĚMEČEK, K., BORŮVKA, L. (2004): Elektronický taxonomický klasifikační systém půd ČR. [online]. [cit. 23. 6. 2021]. Dostupné z: <https://klasifikace.pedologie.czu.cz/?action=showIntroPage>

LOUDIN, L., ANDRÉASSIAN, V., LERAT, J., MICHEL, C. (2008): Has land cover a significant impact on mean annual streamflow? An international assessment using 1508 catchments. *Journal of hydrology*. 357(3-4), 303-316.

LOUDIN, L., HERVIEU, F., MICHEL, C., PERRIN, C., ANDRÉASSIAN, V., ANCTIL, F., LOUMAGNE, C. (2005): Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? Part 2 - Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall-runoff modelling. *Journal of Hydrology*. 303(1-4), 290-306.

LOUDIN, L., MOULIN, L., BENDJOUDI, H., RIBSTEIN, P. (2010): Estimating potential evapotranspiration without continuous daily data: possible errors and impact on water balance simulations. *Hydrological Sciences Journal*. 55(2), 209-222.

PRINSLOO, F. W., SCOTT, D. F. (1999): Streamflow responses to the clearing of alien invasive trees from riparian zones at three sites in the Western Cape Province. *Southern African Forestry Journal*. 185(1), 1-7.

QUITT, E. (1971): Klimatické oblasti Československa. Československá akademie věd, Brno.

SALEMI, L. F., GROppo, J. D., TREVISAN, R., DE MORAES, J. M., DE PAULA LIMA, W., MARTINELLI, L. A. (2012): Riparian vegetation and water yield: A synthesis. *Journal of Hydrology*, 454, 195-202.

THORNTHWAITE, C. W. (1948): An Approach toward a Rational Classification of Climate. *Geographical Review*. 38(1), 55-94.

TOMÁŠEK, M. (2007): Půdy České republiky. Česká geologická služba, Praha. 68 s.

USGS (2015): The Groundwater Toolbox: A Graphical and Mapping Interface for Analysis of Hydrologic Data. [online] [cit. 20. 7. 2021]. Dostupné z: <https://www.usgs.gov/software/groundwater-toolbox-a-graphical-and-mapping-interface-analysis-hydrologic-data>

VINKLOVÁ, J. (2020): Počasí, věc veřejná. Meteorologové po letech sporů začali poskytovat historické záznamy. iRozhlas. Praha. [online] [cit. 18. 7. 2021]. Dostupné z: <http://irozhl.as/9tV>

WHITE, W. N. (1932): A method of estimating ground-water supplies based on discharge by plants and evaporation from soil: Results of investigations in Escalante Valley. US Government Printing Office, Utah, s. 3, 69, 81, 82. [online] [cit. 20. 4. 2021]. Dostupné z: <https://pubs.er.usgs.gov/publication/wsp659A>

XIE, J., LIU, X., WANG, K., YANG, T., LIANG, K., LIU, CH. (2020): Evaluation of typical methods for baseflow separation in the contiguous United States. Journal of Hydrology. 583, 124628.

XIE, W., YANG, J. (2013): Assessment of Soil Water Content in Field with Antecedent Precipitation Index and Groundwater Depth in the Yangtze River Estuary. Journal of Integrative Agriculture. 12(4), 711–722.

ZAHRÁDKOVÁ, S., HÁJEK, O., TREML, P., PAŘIL, P., STRAKA, M., NĚMEJCOVÁ, D., POLÁŠEK, M., ONDRÁČEK, P. (2015): Hodnocení rizika vysychání drobných vodních toků v České republice. Vodohospodářské technicko-ekonomické informace. 57(6), 4-16.

6.2. Datové zdroje

ARCDATA PRAHA: ArcČR 500 – digitální geografická databáze, verze 3.3 [online]. [cit. 23. 1. 2021]. Dostupné z: <http://download.arcdata.cz/data/ArcCR500-3.3-windows-installer.zip>

Copernicus: CORINE Land Cover [online]. [cit. 29. 1. 2021]. Dostupné z: <https://land.copernicus.eu/pan-european/corine-land-cover>

ČGS a: Česká geologická služba, Geovědní mapy 1:50 000 [online]. [cit. 8. 1. 2021]. Dostupné z: <https://mapy.geology.cz/geocr50/>

ČGS b: Česká geologická služba, Půdní mapa 1:50 000 [online]. [cit. 10. 1. 2021]. Dostupné z: <https://mapy.geology.cz/pudy/>

ČGS c: Česká geologická služba, Vrtná prozkoumanost [online]. [cit. 23. 1. 2021]. Dostupné z: https://mapy.geology.cz/vrtna_prozkoumanost/

ČGS d: Česká geologická služba, WMS služby. Geologická mapa České republiky 1: 50 000 (GEOČR50) [online]. [cit. 8. 1. 2021]. Dostupné z: <https://mapy.geology.cz/arcgis/services/Geologie/geocr50/MapServer/WMSServer>

ČHMÚ a: Český hydrometeorologický ústav, historická data. Průměrná denní teplota vzduchu a denní úhrn srážek [online]. [cit. 16. 12. 2021]. Dostupné z: <https://www.chmi.cz/historicka-data/pocasi/denni-data/Denni-data-dle-z.-123-1998-Sb>

ČHMÚ b: Český hydrometeorologický ústav, historická data. Průměrný denní průtok vody [online]. [cit. 16. 12. 2020]. Dostupné z: http://portal.chmi.cz/historicka-data/hydrologie/denni_data/denni-data-dle-z.-123-1998-Sb

ČHMÚ c: Český hydrometeorologický ústav. Hydrologický seznam podrobného členění povodí vodních toků ČR: Stav k 1. 1. 2019 [online]. [cit. 19. 12. 2020]. Dostupné z: http://voda.chmi.cz/opv/doc/hydrologicky_seznam_povodi.pdf

ČÚZK: Geoportál, prohlížeč služby – Analýza výškopisu [online]. [cit. 19. 7. 2021]. Dostupné z: <https://geoportal.cuzk.cz/>

DIBAVOD: Digitální báze vodohospodářských dat, Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka [online]. [cit. 26. 1. 2021]. Dostupné z: www.dibavod.cz

HEIS: Hydroekologický informační systém VÚV TGM, v.v.i. Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka [online]. [cit. 14. 12. 2020]. Dostupné z: www.dibavod.cz

ZABAGED®: Základní báze geografických dat České republiky (ZABAGED®) - výškopis – grid 10x10 m. ČÚZK: Geoportál [online]. [cit. 18. 3. 2021]. Dostupné z: [https://geoportal.cuzk.cz/\(S\(q4jwa20zq5llyqeqajmti0m0\)\)/Default.aspx?mode=TextMeta&text=vyskopisZBG&side=vyskopis&head_tab=sekce-02-gp&menu=30](https://geoportal.cuzk.cz/(S(q4jwa20zq5llyqeqajmti0m0))/Default.aspx?mode=TextMeta&text=vyskopisZBG&side=vyskopis&head_tab=sekce-02-gp&menu=30)

7. Grafické a tabulkové přílohy

7.1. Grafické přílohy

Obr. 1: Poloha povodí Brziny. Zdroj dat: ArcČR 500, verze 3.3.	2
Obr. 2: Topografická mapa povodí Brziny. Zdroj dat: ArcČR 500, verze 3.3, DIBAVOD, ZABAGED.	5
Obr. 3: Geologická mapa povodí říčky Brziny. Zdroj dat: ArcČR 500, verze 3.3, ČGS 2021 d.	7
Obr. 4: Hustota říční sítě v povodí říčky Brziny. Zdroj dat: ArcČR 500, verze 3.3, DIBAVOD, ZABAGED.	9
Obr. 5: Využití území povodí Brziny. Zdroj dat: ArcČR 500, verze 3.3, CORINE: Land Cover, DIBAVOD, ZABAGED.	12
Obr. 6: Struktura říční nivy v povodí Brziny. Zdroj dat: ArcČR 500, verze 3.3, CORINE: Land Cover, DIBAVOD.	15
Obr. 7: Vodní plochy v povodí Brziny. Zdroj dat: ArcČR 500, verze 3.3, DIBAVOD.	16
Obr. 8: Graf porovnání denních úhrnů srážek [mm/den] a hodnot API [mm/den] podle vzorce 3. Zdroj dat: ČHMÚ, 2021 a.	19
Obr. 9: Porovnání metod výpočtu API.	20
Obr. 10: Graf hodnot indexu předchozích srážek stanice Kamýk [l/s/km ²].	36
Obr. 11: Graf průměrných ročních hodnot API pro stanici Kamýk [l/s/km ²].	36
Obr. 12: Graf variačních koeficientů průměrných ročních hodnot API [%].	37
Obr. 13: Graf potenciální evapotranspirace pro stanici Ondřejov [l/s/km ²].	38
Obr. 14: Graf průměrných ročních hodnot PET [l/s/km ²].	38
Obr. 15: Graf variačních koeficientů průměrných ročních hodnot PET [%].	39
Obr. 16: Graf separovaného základního odtoku [l/s].	39
Obr. 17: Graf ročního klouzavého průměru základního odtoku na profilu Hrachov [l/s].	40
Obr. 18: Graf denních hodnot rychlého odtoku na profilu Hrachov [l/s].	40
Obr. 19: Graf denních hodnot celkového odtoku na profilu Hrachov [l/s].	41
Obr. 20: Graf průměrných ročních hodnot základního odtoku [l/s].	41
Obr. 21: Graf variačních koeficientů průměrných ročních hodnot základního odtoku [%].	42
Obr. 22: Graf hodnot API-PET v ročním klouzavém průměru [l/s/km ²].	47

Obr. 23: Graf porovnání hodnot API-PET [l/s/km ²] se základním odtokem [l/s] v ročním klouzavém průměru.	48
Obr. 24: Celkový odtok v porovnání s odhady PET [l/s].	49
Obr. 25: Celkový naměřený odtok a celkový odtok s modelovým odstraněním vlivu evapotranspirace z nivy a výparu z vodních ploch [l/s].	50
Obr. 26: Porovnání výparu z vodních ploch a minimálního odhadu potenciální evapotranspirace [l/s].	51
Obr. 27: Fluktuace hladiny podzemní vody naměřená piezometrem [m].	52
Obr. 28: Porovnání metod výpočtu evapotranspirace ze záznamů hladiny podzemní vody a Oudinovy metody [mm/den].	53

7.2. Tabulkové přílohy

Tab. 1: Charakteristika klimatických oblastí MT10, MT7, MT5, MT3 a CH7. Zdroj dat: Quitt (1971).	3
Tab. 2: Výběr zájmové oblasti z Hydrologického seznamu podrobného členění povodí vodních toků ČR. Zdroj dat: ČHMÚ, 2020 c.	10
Tab. 3: Procentuální zastoupení krajinného pokryvu v nivě. Zdroj dat: CORINE: Land Cover.	14
Tab. 4: Časové řady. Zdroj dat: ČHMÚ, 2021 a, b.	18
Tab. 5: Hodnocení statistické významnosti lineárních trendů časových řad.	43
Tab. 6: Místa a množství odběru podzemních vod a místa a množství vypouštění do povrchových a podzemních vod. Zdroj dat: (HEIS, 2020).	45