

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE
FAKULTA ŽIVOTNÍHO PROSTŘEDÍ

Katedra vodního hospodářství a environmentálního
modelování

Potenciální vliv změny klimatu na vybrané
činitele ovlivňující doplňování podzemních vod

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE



Fakulta životního
prostředí

Vedoucí práce: Mgr. Marta Martínková, Ph.D.
Bakalant: Kateřina Kučerová

© 2024 ČZU v Praze

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

Fakulta životního prostředí

ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

Kateřina Kučerová

Vodní hospodářství

Název práce

Potenciální vliv změny klimatu na vybrané činitele ovlivňující doplňování podzemních vod

Název anglicky

Potential impact of climate change on selected drivers influencing groundwater recharge

Cíle práce

Hlavním cílem této bakalářské práce (BP) je na základě rešerše odborné vědecké literatury vyhodnotit činitele, které mohou potenciálně ovlivnit doplňování podzemních vod v podmínkách ČR.

Dalším cílem je následně v praktické části posoudit vývoj činitelů identifikovaných v rešerši včetně analýzy trendu pomocí neparametrického testu.

Metodika

Nástrojem první části BP bude rešerše dostupných vědeckých zdrojů. Při zpracování bude využito především odborných databází jako Web of Science, ScienceDirect a ResearchGate. V BP bude nejméně 50 takovýchto zdrojů.

V praktické části budou použita E-OBS data (<https://www.ecad.eu/download/ensembles/download.php>) a pro statistickou analýzu R projekt (<https://www.r-project.cz/>). Gridy E-OBS budou zpracovány pro území odpovídající přibližně povodí Jizery.

Doporučený rozsah práce

40-50

Klíčová slova

Klimatická změna, teplota vzduchu, sněhové srážky, dešťové srážky, doplňování podzemní vody.

Doporučené zdroje informací

DeWalle, David R., and Albert Rango. Principles of snow hydrology. Cambridge University Press, 2008.

Dingman, S. Lawrence. Physical hydrology. Waveland press, 2015.

Lee, Hoesung, Katherine Calvin, Dipak Dasgupta, Gerhard Krinner, Aditi Mukherji, Peter Thorne, Christopher Trisos et al. "IPCC, 2023: Climate Change 2023: Synthesis Report, Summary for Policymakers. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, H. Lee and J. Romero (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland." (2023): 1-34.

Předběžný termín obhajoby

2023/24 LS – FŽP

Vedoucí práce

Mgr. Marta Martínková, Ph.D.

Garantující pracoviště

Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování

Elektronicky schváleno dne 16. 3. 2024

prof. Ing. Martin Hanel, Ph.D.

Vedoucí katedry

Elektronicky schváleno dne 18. 3. 2024

prof. RNDr. Michael Komárek, Ph.D.

Děkan

V Praze dne 24. 03. 2024

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci na téma Potenciální vliv změny klimatu na vybrané činitele ovlivňující doplňování podzemních vod vypracovala samostatně a že jsem citovala všechny informační zdroje, které jsem v práci použila a které jsem rovněž uvedla na konci práce v seznamu použitých informačních zdrojů.

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

Jsem si vědoma, že odevzdáním bakalářské práce souhlasím s jejím zveřejněním podle zákona č. 111/1998 Sb., o vysokých školách a o změně a doplnění dalších zákonů, ve znění pozdějších předpisů, a to i bez ohledu na výsledek její obhajoby. Svým podpisem rovněž prohlašuji, že elektronická verze práce je totožná s verzí tištěnou a že s údaji uvedenými v práci bylo nakládáno v souvislosti s GDPR.

V Praze dne 27. 3. 2024

.....

Poděkování

Tímto bych chtěla poděkovat vedoucí této bakalářské práce Mgr. Martě Martínkové, Ph.D. za velkou ochotu, veškerou pomoc s konceptualizací práce, možnost vše konzultovat a mnoho poskytnutých rad. Dále děkuji svým blízkým a kolegům za podporu a poskytnuté tipy pro zpracování dat.

Abstrakt

Tato bakalářská práce se věnuje potenciálnímu vlivu vybraných projevů klimatické změny na činitele, které mají možný dopad na míru a podobu doplňování podzemních vod. Rešeršní část práce se zabývá základními hydrologickými procesy, jejich vzájemným ovlivňováním a základními mechanismy doplňování podzemních vod, ve druhé části se rešerše zaměřuje na klimatickou změnu, její příčiny a důsledky, a to především v kontextu hydrologických procesů.

V praktické části jsou provedeny dvě dílčí analýzy - první, zaměřující se na trendové charakteristiky teplot a srážek v zájmovém území odpovídajícím povodí vodního toku Jizery, a to včetně jednoduché trendové analýzy poměru sněhových srážek ku celkovým srážkám. Povodí Jizery je zvoleno pro své různorodé výškové a další poměry. Druhá část analýzy se věnuje zkoumání trendu vybraných činitelů, konkrétně počtu dní s přítomnými srážkami za sezónu a průměrnému srážko-vému úhrnu za sezónu, a to pro teplé a chladné dny, které jsou určeny pomocí kvantilů.

Cílem práce bylo vyhodnotit možný vliv některých projevů klimatické změny na podobu především zimních srážek, a tedy i možnost doplňování podzemních vod jako vybraný proces se zimními srážkami spojený. Výsledky naznačují, že možný vliv měnícího se klimatu na procesy spojené s doplňováním podzemních vod nelze jednoznačně popřít.

Klíčová slova: Klimatická změna, teplota vzduchu, sněhové srážky, dešťové srážky, doplňování podzemní vody.

Abstract

This bachelor thesis examines the potential influence of selected climate change effects on factors potentially impacting the groundwater recharge rate. The research part of the thesis deals with the basic hydrological processes, their interactions and the underlying mechanisms of groundwater recharge, while the second part of the research focuses on climate change, its causes and consequences mainly in the context of hydrological processes.

In the practical part, two sub-analyses are carried out - the first one focusing on the trend characteristics of temperature and precipitation in the area of interest corresponding to the Jizera River catchment, including a simple trend analysis of the ratio of snowfall to total precipitation. The Jizera catchment is chosen for its diverse elevation and other conditions. The second part of the analysis examines the trend of selected indices, namely the number of days with present precipitation per season and the average precipitation per season for warm and cold days, which are determined by quantiles.

This work aims to evaluate the possible influence of some effects of climate change on the form of winter precipitation in particular and, therefore, the possibility of groundwater recharge as a selected process associated with winter precipitation. The results suggest that the possible impact of climate change on groundwater recharge processes cannot be unequivocally denied.

Keywords: Climate change, air temperature, snowfall, rainfall, groundwater recharge.

Obsah

1	Úvod	1
2	Cíle práce	2
3	Rešeršní část	3
3.1	Základní hydrologické jevy a procesy	3
3.1.1	Hydrologický cyklus	3
3.1.2	Definice, fyzikální podstata a způsoby měření srážek	5
3.1.3	Základní přehled o hydrologii sněhu	7
3.1.4	Evapotranspirace	10
3.1.5	Odtokové poměry	12
3.1.6	Hydrologické sucho	13
3.1.7	Úvod do podzemních vod	14
3.1.8	Význam podzemních vod pro člověka	16
3.1.9	Mechanismy doplňování podzemních vod	18
3.1.10	Význam sněhové pokrývky pro doplňování podzemních vod	20
3.2	Klimatická změna a úvod do klimatologie	23
3.2.1	Definice klimatického systému	23
3.2.2	Klimatologické indexy	25
3.2.3	Definice klimatické změny, její příčiny a skleníkový efekt .	26
3.2.4	Globální oteplování	28
3.2.5	Další možné projevy a dopady klimatické změny v hydro- logickém kontextu	30
3.2.6	Potenciální vlivy klimatické změny na podzemní vody a jejich doplňování	33
3.2.7	Vyhlídky do budoucna	35
3.2.8	Práce s historickými daty, nejistoty v měřeních	37
3.2.9	Možnosti adaptace a mitigace	38
4	Praktická část	40
4.1	Metodika	40
4.1.1	Nahrání a základní zpracování E-OBS dat	40
4.1.2	Trendová analýza teplot a srážek	41
4.1.3	Trendová analýza srážek na základě teploty vzduchu	42

4.1.4	Trendová analýza chladných a teplých dnů	42
4.2	Charakteristika povodí Jizery	44
4.2.1	Geomorfologie a geologie oblasti	44
4.2.2	Klimatologické podmínky oblasti	45
4.2.3	Hydrologie a hydrogeologie oblasti	45
5	Výsledky práce	47
5.1	Trendová analýza teplot	47
5.2	Trendová analýza srážek	51
5.3	Trendová analýza srážek na základě teploty vzduchu	55
5.4	Trendová analýza chladných a teplých dnů	56
6	Diskuse	63
7	Závěr a přínos práce	66
	Literatura	68
	Seznam obrázků	76

1 Úvod

Klimatická změna je diskusním tématem celosvětového rozměru, neboť významně zasahuje většinu polí lidského působení. Hrozba rapidně se proměňujícího klimatu tedy budí zájem nejen klimatologů či ekologů, ale i široké veřejnosti, a stává se často předmětem sporů. Vedle změny způsobené antropogenními vlivy, tedy lidskou činností, na planetě totiž přirozeně probíhá jistý globální klimatický vývoj. Prudké oteplování i změna srážkového rozložení v průběhu roku, které jsou zaznamenávány v posledních desítkách let, ale nasvědčují tomu, že antropogenní faktor není zanedbatelný. Je proto nutné nadále pozorovat a analyzovat, jak se vyvíjí jednotlivé klimatické veličiny, a věnovat této problematice odpovídající pozornost.

Tato bakalářská práce zkoumá význam sněhových srážek z hlediska jejich konečného vlivu na proces doplňování zásob podzemních vod, kdy právě přítomnost sněhových srážek je základním předpokladem pro vznik sněhové pokrývky. Jedná se tedy zřejmě o odlišnou perspektivu, kdy téma ubývajícího sněhu bývá probíráno spíše v souvislosti se zimní rekreací. Právě sněhová pokrývky díky zásobě vody, kterou představuje, i jejím dalším efektům jako je například teplotní izolace zemského povrchu, potenciálně zastává významnou roli v ovlivňování infiltračních schopností půdy, které následně určují i míru povrchového odtoku, nebo naproti tomu množství infiltrované vody, která může doplnit zásoby podzemních vod (Dewalle a Rango, 2008).

Klimatická změna může především svým projevem v podobě zvyšujících se teplot tuto možnost vzniku sněhové pokrývky ze sněhových srážek významně ovlivňovat. V důsledku má tedy potenciálně vliv i na procesy vedoucí k doplnění podzemních vod.

2 Cíle práce

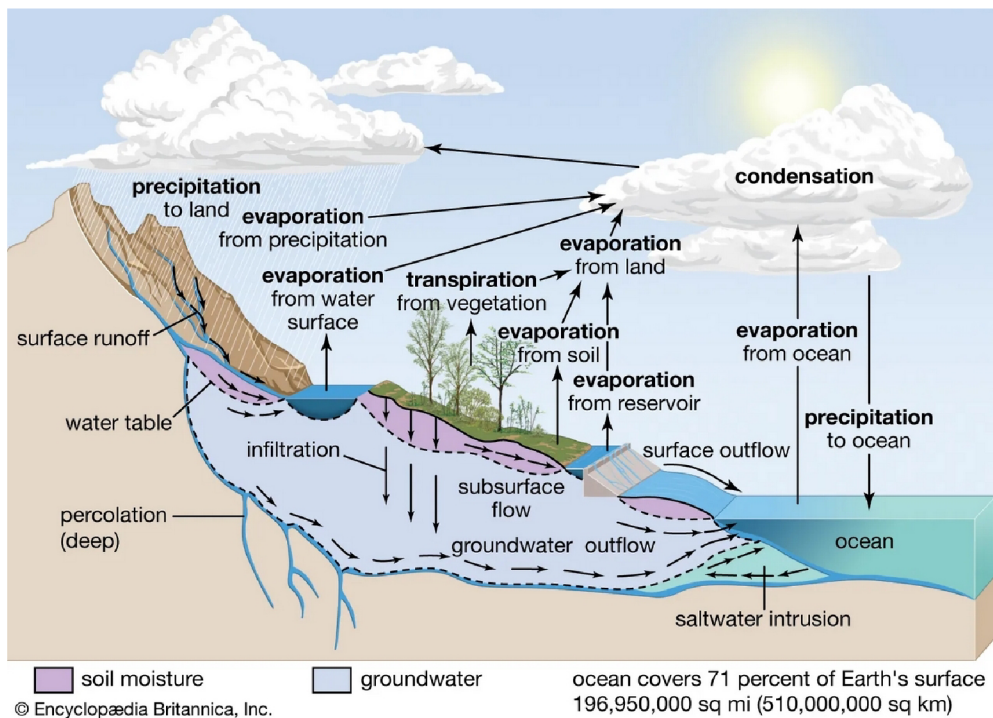
Cílem této bakalářské práce je v první řadě provést rešerši odborné literatury, která identifikuje jevy a veličiny potenciálně ovlivňující doplňování podzemních vod. Sekundárním cílem je posouzení trendových charakteristik pro tyto vybrané veličiny v zájmovém území odpovídajícím povodí Jizery, které je v praktické části provedeno pomocí neparametrického testu, a následné zhodnocení získaných výsledků.

3 Rešeršní část

3.1 Základní hydrologické jevy a procesy

3.1.1 Hydrologický cyklus

Hydrologický cyklus popisuje koloběh - tedy nepřetržitý oběh - vody na planetě, v rámci kterého probíhá výměna vody a energie mezi Zemí a její atmosférou. Hydrologický cyklus je složen z mnoha procesů, které tuto vzájemnou výměnu umožňují. Těmi jsou zejména srážky a procesy k jejich tvorbě vedoucí (především kondenzace, tedy přeměna vodní páry na kapalnou vodu), odtok, evapotranspirace (kombinace výparu a transpirace, která úzce souvisí s vodním režimem v rostlině) (National Oceanic and Atmospheric Administration, 2023a). Pro účely této práce jsou velice relevantní i procesy spojené s doplňováním a pohybem podzemních vod. Procesy zahrnuté v hydrologickém cyklu si lze prohlédnout níže na Obrázku 1.



Obrázek 1: Hydrologický cyklus. Zdroj: (Britannica, 2024)

Hydrologický cyklus může být tzv. malý a velký. Velký hydrologický cyklus či velký koloběh vody probíhá nad pevninou i oceány společně, malý hydrologický cyklus vedle toho buď pouze nad kontinenty, nebo pouze nad oceánem - tedy voda vypařená z pevniny dopadá ve formě srážek opět na tuto pevninu v určitém prostorovém rozmezí. Jakákoliv změna v malém hydrologickém cyklu má dopad na velký hydrologický cyklus, jelikož tyto uzavřené systémy jsou propojeny (Kravčík et al., 2009).

Hydrologický cyklus je uzavřený systém, kde je celkové množství vody neměnné, pouze dochází k její různé distribuci. Systém je obecně vše, co přeměňuje vstup na výstup prostřednictvím určitých procesů, v kontextu hydrologie přesněji vyzrazený prostor, který přijímá vstup v určitém množství, část vstupu ukládá a část přeměňuje na výstup. Z toho vyplývá, že hydrologický systém existuje pouze při platnosti několika základních fyzikálních zákonů (zákon zachování hmotnosti, zákon zachování energie, Newtonovy pohybové zákony, 1. a 2. zákon termodynamiky, Fickův difúzní zákon apod.) (Dingman, 2015).

Základem hydrologického systému jsou bilanční rovnice, které jsou v zásadě definovány tak, že množství vstupujícího objemu za daný čas minus množství vystupujícího objemu za daný čas je rovno změně zásoby za daný čas. Tyto rovnice mohou být vyjádřeny obecně, v diferenciálním tvaru či ve tvaru pro okamžitý přítok i odtok (Dingman, 2015).

V nejjednodušším tvaru má tedy bilanční rovnice následující podobu:

$$I - O = \Delta S,$$

kde I značí vstup či přítok, O výstup či odtok a ΔS změnu zásoby.

Základním prostorem pro bilancování přítoku a odtoku, čili akumulacním prostorem, je povodí. Jedna z definic povodí vymezuje jako území s nepropustným povrchem, které je celé odvodňováno do jednoho konkrétního bodu, který se nazývá uzávěrový profil. Je určeno rozvodnicí, která toto území pomyslně ohraničuje a odděluje od sebe jednotlivá povodí. V jiném pojetí povodí operuje i s podzemními vodami a je vymezeno jednotlivými hydrogeologickými rajony. Jednotlivé akumulacní prostory spolu vzájemně komunikují, tedy výstupní objem jednoho povodí může být vstupem / přítokem pro povodí jiné (Dingman, 2015).

Bilanční rovnice v rozšířené podobě zahrnuje i podzemní toky a proces evapotranspirace a má následující tvar:

$$P + G_{in} - (Q + ET + G_{out}) = \Delta S,$$

kde P značí srážky, G_{in} přítok podzemních vod, Q odtok, ET evapotranspiraci, G_{out} odtok podzemních vod a ΔS změnu zásoby (Dingman, 2015).

Výše popsaná rovnováha / bilance je zpravidla vztažena k charakteristickému časovému intervalu - tzv. hydrologickému roku - a bilance je tedy počítána v jeho mezích. Hydrologický rok je v České republice vymezen od 1. listopadu do 31. října. Důvodem pro zavedení tohoto časového rozmezí je vliv sněhových srážek a jejich následného tání. Pro výpočty je žádoucí, aby daný objem vody např. spadl v podobě srážek a následně i odtekl ve stejném časovém úseku. V případě bilancování pro kalendářní rok, který končí v průběhu zimního období, by mohlo nastat, že sněhová pokrývka roztaje a odteče v jiném roce, než se vytvořila (Todd, 1960).

3.1.2 Definice, fyzikální podstata a způsoby měření srážek

Srážky jsou bez pochyb jednou ze základních složek hydrologického cyklu. Jejich význam pro člověka je též nerozporovatelný - mimo nepřímého zdroje pitné vody zasahují do mnoha odvětví lidské činnosti - nejcitelněji se dotýkají zemědělství - a jsou nezbytné pro fungování prakticky všech ekosystémů. Jednou z možných definic srážek je, že se jedná o všechny kapalné i pevné částice pocházející z atmosféry, které dopadají na zemský povrch, alternativně srážky označují množství vody (obvykle v jednotce mm, ekvivalentem 1 litru na 1 m²), která dopadá na konkrétní místo v konkrétním časovém úseku. Průměrný roční srážkový úhrn na Zemi je odhadován na zhruba 1050 mm, srážky jsou však obecně velmi prostorově i časově variabilní (Michaelides et al., 2009). Průměrný srážkový úhrn pro Českou republiku se pohybuje mezi 600 - 800 mm za rok.

Aby mohlo dojít k tvorbě srážek v atmosféře, musí se vzduch ochladit na teplotu rosného bodu. Potom může docházet k tvorbě kondezačních jader, tedy útvarů vznikajících při přechodu vody z plynného skupenství na kapalné. Z těchto jader, která mívají za svůj základ nejčastěji různé prachové či jiné pevné částice, se pak tvoří jednotlivé kapky a krystalky, které se postupně přeměňují na různé

formy srážek dle okolních podmínek (tj. na dešťové kapky, sněhové vločky či kroupy) (Hartmann, 2015).

K tomuto ochlazení, které způsobí kondenzaci, nejčastěji dochází při vzestupném pohybu vzduchu, kdy se vzduch rozpíná, kondenzuje vlhkost a vzniká tak oblačnost a následně i dešťové či eventuálně sněhové srážky. Mechanismů, které vedou k vzestupnému pohybu vzduchu, je několik. Jedním z nich může být "přetékání vzduchu přes hory", čímž vznikají tzv. orografické srážky. Jiný mechanismus je založen na nestabilitách v atmosféře vycházejících z jejího nerovnoměrného ohřívání. Tyto nestability mohou být důsledkem vertikálního promíchávání či horizontálních rozdílů ve vlastnostech vzduchu, které vedou ke vzniku atmosférických front. V případě front dochází k tomu, že se studený vzduch vsouvá pod relativně teplejší (postupující studená fronta) či se teplý vzduch přelévá přes relativně studenější (teplá fronta), čímž dochází právě k výstupu vzduchové hmoty (Trenberth et al., 2003).

Měření srážek samozřejmě s postupujícím časem zaznamenává určitý technologický vývoj. V počátcích měření srážek byli vědci odkázáni pouze na data z jednoduchých srážkoměrů se sběrnou nádobou umístěných na povrchu terénu - ombrometrů. Ombrometr může být manuální či automatický. Manuální ombrometry se skládají především ze záchytné nádoby a dále odměrky pro odečtení množství zachycených srážek. V případě tuhých srážek se tyto nechají nejprve v mírných teplotách roztát. Automatické srážkoměry se dle využitého principu rozdělují na člunkové a váhové, kdy u člunkového figuruje člunek, který se překlopí v případě naplnění jeho jedné části - tudíž vlivem sil, kterými působí zachycená voda o určité hmotnosti. Váhový srážkoměr využívá speciální váhu, díky čemuž umožňuje okamžité a efektivní vážení nejen kapalných, ale i tuhých srážek. V minulosti byl používán též tzv. ombrograf, tedy přístroj, který zaznamenává průběh srážek v čase pomocí registračního pera propojeného s plovákem v komoře akumulující zachycené srážky. Existují např. i optické srážkoměry (Michaelides et al., 2009).

Prostředky jako jsou disdrometry či zařízení dálkového průzkumu jako pozemní radary či družice umožňují zaznamenávat informace o srážkách v ještě širším prostorovém i časovém měřítku. Díky tomuto lze efektivněji a snadněji nahlédnout za oponu fyzikálních procesů, které srážky představují. Disdrometry jsou přístroje, které měří srážkový úhrn na základě množství a velikosti spadlých kapek na snímanou plochu za jednotku času (Michaelides et al., 2009).

Pozemní meteorologické radary fungují na principu vysílání pulzů mikrovlnné energie v úzkých paprscích následně snímaných v kruhovém obrazci. V případě, že se pulz mikrovlnné energie setká s částicemi srážek v atmosféře, energie se rozptýlí a její část se vrátí zpět do radaru. Tato měření jsou využívána k odhadu intenzity, výšky, typu a pohybu srážek. Kromě pozemních měření se využívají i měření z dálkového průzkumu Země pomocí satelitů, které mohou poskytovat časté odhady srážek v globálním měřítku, a jsou proto vybaveny přístroji k pozorování specifických charakteristik atmosféry (teploty mraků, srážkových částic apod.). Údaje získané měřeními nabízejí ucelený přehled o tom, kdy, kde a kolik srážek na celém světě spadne. Družicová měření jsou dostatečně podrobná, aby vědcům umožnila rozlišit déšť, sníh a další typy srážek a pozorovat strukturu, intenzitu a dynamiku bouřek (NASA, 2024).

V porovnání se satelity jsou radary vhodným nástrojem pro kvantitativní odhad srážek v jemnějších časoprostorových měřítcích. Jsou proto často rozhodující pro odhad srážek v lokálním měřítku a rovněž se používají pro validaci satelitních měření. Přesnost satelitních měření je omezena zejména pokud jde o slabé srážky, nebo naopak extrémní srážkové události (Chen, 2017).

Je důležité zmínit, že mezi přístroji měřícími srážky na povrchu a přístroji figurujícími při měření srážek v určité výšce nad zemí je významný rozdíl co do měřených vlastností srážek. Zařízení umístěná u povrchu, jako jsou srážkoměry, fungují na principu přímého měření, zatímco radary či družice pořizují snímky v určitém prostorovém rozlišení, které je dáno vlastnostmi konkrétního přístroje. Z toho vyplývá, že si data pořizovaná pro totéž místo a čas nemusí vzájemně odpovídat, avšak obecně platí (obzvláště pro zprůměrované hodnoty v menším časovém i prostorovém rozlišení), že mezi těmito sadami údajů je možné stanovit vzájemnou korelaci (Michaelides et al., 2009).

3.1.3 Základní přehled o hydrologii sněhu

Sníh je často přehlíženou, avšak zásadní složkou hydrologického cyklu a významně přispívá k mnoha žádoucím jevům a procesům. Sněhová pokrývka například mění vlastnosti zemského povrchu tím, že zvyšuje albedo, tedy míru odrazivosti. Zároveň má izolační schopnosti, díky čemuž udržuje zemi pod sebou relativně teplou vzhledem k nízkým teplotám nad svým povrchem. Velmi důležitý je i vliv

postupné oblevy na doplňování zásob podzemních vod (Dewalle a Rango, 2008). Ten bude podrobněji rozebírán později v rámci kapitoly 3.1.10 Význam sněhové pokrývky pro doplňování podzemních vod.

Podmínkami pro vznik sněhu je především dostatečně nízká teplota a dostatečná zásoba vlhkosti v atmosféře, zásadní roli hraje ale i povaha cirkulace vzduchu. Tyto jsou dány především zeměpisnou polohou, nadmořskou výškou i blízkostí významnějších vodních ploch. Jako u každé srážky i v případě sněhu musí dojít k vzestupnému pohybu vzduchu a následnému ochlazení, které může vést ke vzniku sněhové srážky. K tvorbě sněhu dochází hlavně na ledových krystalcích a přechlazených vodních kapkách, které v atmosféře vznikají kondenzací vodní páry na kondenzačních jádrech. Oblaka, ve kterých probíhá proces vzniku sněhových srážek, musí být přesycená vodní parou a mít teplotu nižší než bod mrazu. Krystalky ledu následně vznikají z mrznoucích přechlazených kapek vody, případně sublimací a mrznutím na jádrech tvořených pravděpodobně částicemi určitých typů jílových minerálů. V důsledku rozdílu tlaku nasycených par, kdy vodní pára putuje od kapiček ke krystalům, dochází k růstu ledových krystalků na úkor vodních kapiček. To eskaluje až k "vypadnutí" těchto částíček z mraku, tedy vzniku srážky, působením tíhové síly v důsledku dostatečně velké hmotnosti krystalku (Dewalle a Rango, 2008).

K základním funkcím sněhu patří bez pochyb právě již výše zmiňovaná schopnost tepelné izolace, kdy díky své pórovitosti může vytvářet i poměrně výrazný teplotní gradient. Sníh je také zásobárnou energie - ukládá latentní teplo vznikající při různých procesech, jako je tání či sublimace. Při nízkých teplotách sníh odráží velkou část především krátkovlnného záření, což má zásadní vliv v rámci globálního klimatického systému. Pohybující se sníh může též sloužit jako transportní médium - v pevné fázi se přemísťuje nejčastěji pomocí působení větru, v plynné v podobě páry vznikající při sublimaci. Nejsnazší na představu je funkce sněhu jako média k přenosu různých látek v podobě vody z tajícího sněhu, která dále pokračuje vsakováním do půdy či po povrchu v podobě povrchového odtoku (ten bude blíže popsán v kapitole 3.1.5 Odtokové poměry) (Pomeroy a Brun, 2010).

Jednou z veličin sněhu, kterou lze přímo měřit a je relevantní z hydrologického hlediska, je hloubka sněhu či sněhové pokrývky (anglicky snow depth, zkratka SD). Přímým měřením lze dále získat i velikost plochy pokryté sněhem či plochy se sněhovou pokrývkou (angl. snow-covered area, zkr. SCA), která je ale běžně

stanovována i na základě metod dálkového průzkumu Země (Holko et al., 2011).

Celkový objem sněhu je součtem dílčích objemů jeho jednotlivých složek - objemu ledu, kapalné vodní složky a vzduchové složky. Jedná se tedy o porézní médium s hodnotou pórovitosti definovanou jako podíl součtu objemu vzduchové složky s objemem kapalné složky ku celkovému objemu sněhu. Hustota sněhu se poté značí ρ_s a vyjadřuje hmotnost na objemovou jednotku sněhu, tedy

$$\rho_s = (M_i + M_w)/V_s = (\rho_i * V_i + \rho_w * V_w)/V_s,$$

kde M_i , ρ_i a V_i značí hmotnost ledu, hustotu ledu a objem ledu, M_w , ρ_w a V_w značí hmotnost kapalné vody, hustotu kapalné vody a objem kapalné vody a V_s značí celkový objem sněhu (Dingman, 2015).

Zásadní veličinou v kontextu hydrologie sněhu je tzv. vodní hodnota sněhu (angl. Snow Water Equivalent či Snowpack Water Equivalent, zkr. SWE). Ta vyjadřuje množství kapalné vody, která se uvolní po roztátí sněhové pokrývky o odpovídající hloubce. SWE lze tedy získat z následující rovnice

$$SWE = d(\rho_s/\rho_w),$$

kde d značí hloubku sněhové pokrývky v metrech, ρ_s hustotu sněhu v $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ a ρ_w hustotu kapalné vody v $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ (Dewalle a Rango, 2008).

Sněhové srážky se dají měřit některými z metod již zmíněných v předchozí kapitole (srážkoměry, družicemi, radary...). Hloubka sněhu / výška sněhové pokrývky se standardně měří sněhoměrnými latěmi (tj. lať většinou se stupnicí s centimetrovými dílky a pevně danou nulou na úrovni země) či automatizovaně pomocí různých sensorů a čidel. K zjištění vodní hodnoty sněhu slouží srážkoměry či tzv. sněhové polštáře. Srážkoměr (angl. snow tube) má válcovitý tvar a je vybaven stupnicí. Po nasbírání vzorku se odečte výška sněhové pokrývky, dále se válec zatlačí hlouběji do země, aby vespod zachytil i část zeminy, která nasbíraný sníh udrží ve válci. Tento vzorek sněhu se následně zváží na speciální kalibrované váze, která rovnou určí vodní hodnotu sněhu. Sněhové polštáře (angl. snow pillows) jsou kruhové blány z gumy či pružného kovu, které disponují nemrznoucí kapalinou. Tíha sněhu určuje tlak této kapaliny, který je zaznamenávám tlakoměrem. Sněhové polštáře mají povětšinou průměr v rozmezí 1 až 4 m. K měření množství uvolněné vody ze sněhu slouží i lysimetr. Ten sbírá tuto vodu z tání a následně zaznamenává její průtok (Dingman, 2015).

Při hromadění sněhu v krajině dochází k tvorbě a strukturalizaci sněhové pokrývky. To má vliv na četné vlastnosti sněhu včetně schopnosti propouštět vodu do půdy, případně tepelné vodivosti sněhu. Právě v souvislosti s propustností pro vodu tkví význam tohoto jevu - dané vlastnosti mimo jiné určují i energetickou bilanci ve sněhu či množství vody uvolňované při procesu tání sněhu. Přeměna jednotlivých částic sněhu se liší v případě suchého a v případě mokrého sněhu. Rozdíl mezi suchým a mokrým sněhem je dán teplotou i vlhkostí vzduchu, kterým klesají na zemský povrch. Pokud je tento vzduch suchý a chladný (pod bodem mrazu), sněhové vločky se neseskupují, jsou malé a mají "prachovou" podobu. V případě teploty těsně vyšší, než je 0 ° Celsia, vločky na okrajích poodtávají, a to jim umožňuje sloučit se do větších celků a tvořit oblá či hranatá ledová zrna. K těmto změnám v tvaru jednotlivých krystalků dochází difúzí par v důsledku již výše zmíněného tlakového gradientu. Tímto procesem může vzniknout hustší a kompaktní sněhová pokrývka a je běžnější v průběhu pozdní zimy, zvláště pokud se teplota sněhu blíží k bodu mrazu (Dewalle a Rango, 2008).

Příčina tzv. "sněhového sucha", tedy stavu s podprůměrnými sněhovými podmínkami, může být dvojího typu - příliš vysoké teploty v zimním období, nebo nedostatek srážek, případně může nastat i kombinace obou faktorů. Výskyt takovýchto such může být při předpokladu stále se zvyšujících teplot vzduchu v budoucnu pozorován zejména v oblastech, kde se zimní teploty pohybují blízko bodu mrazu (Jeníček et al., 2021).

3.1.4 Evapotranspirace

Evapotranspirace (zkr. ET) je pojem sdružující dva základní jevy - evaporaci, čili ztrátu vody z povrchu výparem, a transpiraci, která probíhá v souladu s fyziologickými procesy v tělech rostlin. Jako součást evapotranspirace je ale obecně brán i jev sublimace z ledu a sněhu. Významnou vlastností výparu je, že při něm dochází k ochlazování daného povrchu. V souvislosti s pojmem evapotranspirace je nutné zmínit i pojem intercepce, který popisuje záhyt vody ze srážek na povrchu vegetace. Evapotranspiraci lze tedy shrnout jako množství vody na povrchu povodí, které se z kapalného či pevného skupenství dostává zpět do atmosféry ve formě vodní páry (Peng et al., 2019).

Transpirace vody rostlinami funguje na principu otevírání a zavírání průduch

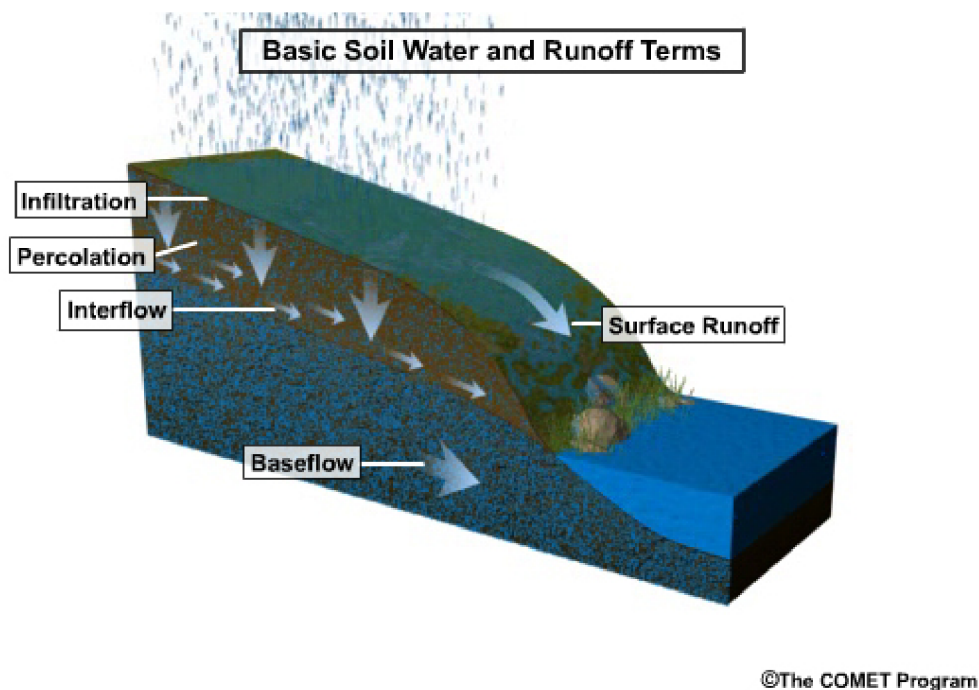
(stomat) na povrchu listů rostliny. Tato stomata rostlinám umožňují přijímat z atmosféry oxid uhličitý. Při otevření stomat se skrz cévní systém rostliny na povrch dostává voda, tzv. transpiruje. Specifikem transpirace je tedy skutečnost, že není závislá pouze na fyzikálních podmínkách, nýbrž i na druhu rostliny či ekologických podmínkách. Většina transpirované vody je následně vypařována (Bales, 2003).

Evapotranspirace se rozděluje na tzv. aktuální a potenciální evapotranspiraci (zkr. AET a PET). Pokud dodávka vody není nijak omezena a limitujícím faktorem je množství energie dodávané do systému, ET dosahuje hodnoty PET. Jedná se tedy o množství vody, které by mohlo na daném území evapotranspirovat při neomezeném přísunu vody. AET je naproti tomu množství vody, které je evapotranspirováno v prostředí se skutečnými přírodními podmínkami. Poměr těchto hodnot s hodnotami spadlých srážek znázorňuje Budykova křivka, která člení oblasti dle těchto poměrů na aridní a humidní, kde aridní oblasti jsou takové, kde je vypařování vyšší než srážky, a humidní jsou naopak regiony s větší mírou srážek než výparu (Peng et al., 2019).

Evapotranspirace je zásadní mimo jiné při výpočtu vodní a energetické bilance, a tedy i pro posuzování efektů klimatických změn. V praxi je její posouzení důležité v rostlinné výrobě, při monitorování kvantitativního stavu vodních toků a děl, monitorování a predikci suchých epizod atd. Ačkoliv je velký význam stanovení hodnoty evapotranspirace evidentní, zejména pro ET z povrchu země je toto určení mnohdy komplikované vzhledem k omezené měřitelnosti tohoto procesu. K měření ET se využívá několik typů metod. Mezi nimi jsou metody hydrologické, mikro-meteorologické, metody založené na fyzických pochodech v rostlinách či měření scintilometrem. Scintilometr funguje na principu měření atmosférické turbulence, tepelného toku a bočního větru. Hydrologické metody měření ET se využívají v dlouhodobém časovém horizontu (v takovém případě se nejčastěji vychází z vodní bilance), či pro menší regiony až bodově, kde se nejčastěji využívá lysimetrů či tzv. water-flux method. Lysimetr je zařízení válcovitého tvaru, které umožňuje získávat informace o pohybu vody a materiálu půdním prostředím, a též jej lze použít při stanovování hodnoty evapotranspirace (Zhao et al., 2013).

3.1.5 Odtokové poměry

Další významnou součástí vodní bilance je odtok. Celkový odtok z povodí má několik složek, které vyjadřují úroveň, ve které k tomuto odtoku dochází. Jedná se o povrchový odtok, podpovrchový či hypodermický odtok a základní odtok, který probíhá na úrovni podzemní vody. Aby došlo k odtoku, musí nastat stav, kdy převažuje vstupní objem nad výstupními procesy vodní bilance - zjednodušeně tedy musí srážky převládat nad evapotranspirací (Pilgrim et al., 1978). Obrázek č. 2 vyobrazuje všechny 3 základní složky odtoku i základní procesy doplňování podzemních vod, o kterých se více hovoří v kapitole 3.1.9 Mechanismy doplňování podzemních vod.



Obrázek 2: Složky celkového odtoku a procesy doplňování podzemních vod.

Zdroj: (Český hydrometeorologický ústav, 2010)

Povrchový odtok je způsobován vícero mechanismy. Povrchový odtok může nastat, když množství vody dopadající či dotékající na zemský povrch přesáhne infiltrační schopnosti daného povrchu. Takovému odtoku se též říká "hortonovský" podle amerického hydrologa Roberta E. Hortona. K druhému typu povrchového odtoku dochází při nasycení svrchního půdního horizontu, běžně z důvodu vytvoření nasycené zóny nad spodnějším horizontem, který má nízkou hydraulickou vodivost. K takovému odtoku dochází zejména v údolích a je úzce spojen s podpovrchovým odtokem. Povrchový odtok je obecně buď soustředěný v říční

síti, nebo nesoustředěný, tedy plošně přetékaající (zejména gravitačně) přes svahy a strmé plochy v krajině. Významný mechanismus druhé zmíněné složky odtoku, tedy podpovrchového či hypodermického odtoku, je popisován jako rapidní infiltrace a následná perkolace skrz makropóry, v důsledku čehož se voda rychle dostává do řečiště (Pilgrim et al., 1978).

Složka celkového odtoku probíhající v nejspodnější části horizontu se nazývá základní či podzemní odtok. Probíhá na úrovni podzemních vod, kdy tvoří určitou pohyblivou část těchto vod. K podzemnímu odtoku dochází, když je tok podzemní vody odvodňován nějakým ze zdrojů povrchových vod, či se dostává na povrch v podobě různých pramenů. Díky svému hlubokému uložení se jedná o nejpomalější a nejvíce stabilní složku odtoku. Základní odtok dotuje vodní toky a nádrže v sušších obdobích bez významnějších srážkových událostí (Krásný, 2012).

3.1.6 Hydrologické sucho

Jasná či jednoznačná definice pojmu sucho je jen obtížně stanovitelná. Sucho jako takové je jev charakteristický sníženým až nedostatečným množstvím vlhkosti či vody v různých prostředích (atmosféra, půda, vodní toky apod.). Je rozlišováno více druhů sucha - např. Český hydrometeorologický ústav soustavně monitoruje sucho půdní, klimatické a hydrologické. Nejvýznamnějším původcem vzniku těchto odvětví sucha je meteorologické sucho, které vzniká v důsledku srážkového deficitu, tedy sníženým množstvím momentálně spadlých srážek oproti normálu za dané období (Český hydrometeorologický ústav, 2023).

Klimatické sucho je určováno nejčastěji právě pomocí srovnání hodnot jednotlivých klimatologických indexů s dlouhodobými průměry. Z klimatického sucha o delším trvání se následně může vyvinout půdní sucho, definované nedostatkem vody v půdním profilu, respektive jeho kořenové vrstvě. Půdní sucho může mít následně vliv až na zemědělskou produkci, pokud se vyvine v sucho zemědělské. Hydrologické sucho se naproti tomu projevuje sníženým množstvím vody v povrchových i podzemních vodách, kdy je důležité zmínit, že právě u podzemních vod se hydrologické sucho vždy rozvíjí až s určitým časovým odstupem. Základní a nejvýznamnější příčinou sucha je zpravidla, jak už bylo zmíněno, nedostatek srážek. Vzhledem k velké variabilitě ve faktorech, které ke vzniku sucha přispívají, se jedná o jev nahodilý, což znemožňuje jeho spolehlivou předpověď. Právě kvůli

svému mnohdy neočekávanému vývoji je sucho tak významnou hrozbou (Český hydrometeorologický ústav, 2023).

Hydrologické sucho je stejně jako záplavy hydrologickým extrémem. Hydrologické extrémy se na rozdíl od některých jiných živelních pohrom neprojevují pouze lokálně, nýbrž mají výrazně větší dosah. V kontrastu k záplavám a extrémním srážkovým událostem se ale hydrologické sucho vyznačuje znaitelně plíživější průběhem, kdy mnohdy bývá obtížné zaznamenat jeho pozvolný příchod. U této formy sucha se lze rovněž mnohem častěji setkat i s nepřímými projevy a dlouhotrvajícími následky (řádově měsíce až roky) (Van Loon, 2015).

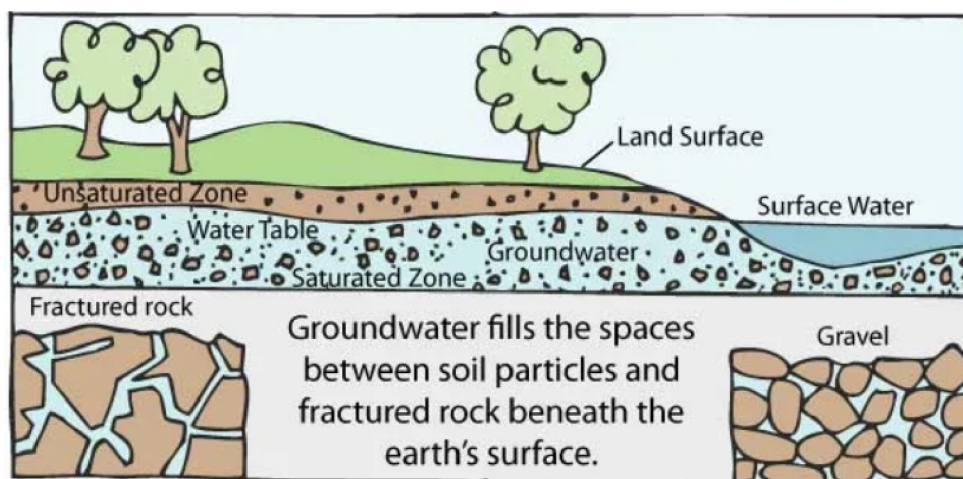
Jak bylo již zmíněno v prvním odstavci, sucho nelze jednotně definovat. Míru nedostatečnosti vody tedy často určuje právě její potřeba / způsob využívání daného vodního zdroje v rámci dané oblasti postižené sníženým množstvím vody. U vodních toků existují určité minimální zůstatkové průtoky nutné pro zachování ekosystémů vázaných na tyto toky, u malých vodních nádrží zase definujeme úroveň stálého nadržení, kdy hladina v nádrži nemůže klesnout pod tuto úroveň z obdobných důvodů. Malé průtoky ve vodních tocích či nízké vodní stavy ve vodních nádržích navíc zvyšují riziko zhoršené kvality vody. Z účelu útvarů povrchových vod dále vyplývá mnoho dalších důsledků hydrologického sucha jako je ohrožení zásobování vodou, ohrožení produkce elektrické energie vodními elektrárnami či omezené možnosti vodní rekreace (Van Loon, 2015).

3.1.7 Úvod do podzemních vod

Jako podzemní voda je dle Todd (1960) označována každá voda vyplňující prostor mezi jednotlivými geologickými vrstvami. Pokud tento prostor vyplňuje pouze voda, jedná se o nasycenou zónu (též zóna saturace či zvodnělá zóna). Tato zóna se nachází pod hladinou podzemních vod. Pokud se zde mimo vody nachází i nezanedbatelné množství vzduchu, jedná se o zónu nenasyčenou (též zóna aerace či vadózní zóna). Nenasycená zóna se povětšinou nachází svrchněji a zasahuje až k zemskému povrchu. Tato zóna významnou měrou ovlivňuje zemědělství, nasycená zóna naproti tomu hraje důležitou roli ve stavebnictví, geologii či mnoha dalších odvětvích, případně jako zdroj podzemní vody pro různé účely (Todd, 1960).

Alternativně se též voda obsažená v nenasyčené zóně nazývá jako půdní voda

či půdní vláha, voda v nasycené zóně jako voda podzemní a souhrnným označením pro tyto dva druhy vody je podpovrchová voda. Tato definice je obecně více využívaná. Nenasycená zóna je významná ze dvou důvodů - probíhá skrz ní proces doplňování podzemních vod a je zásadním zdrojem vody pro většinu rostlin. Významnou součástí nenasycené zóny je i tzv. kapilární zóna, která se nachází v těsně blízkosti vrchní části nasycené zóny. Tlak v této zóně dosahuje nižších hodnot než je tlak atmosférický. Součástí této zóny jsou kapilární póry či mezery, které jsou částečně či zcela vyplněny vodou. Tato voda je přímo propojená s vodou v nasycené zóně, ale je držena kapilárními silami uplatněnými v malých prostorech těchto pórů. Předělem mezi nenasycenou a nasycenou zónou bývá hladina podzemní vody (Bales, 2003). Výše popsané je znázorněné na schématu v Obrázku 3.



Obrázek 3: Schéma podzemních vod. Zdroj: (Groundwater Foundation, 2023)

Aby mohla voda existovat v horninovém prostředí, potřebuje k tomu určité volné prostory, kterými se může pohybovat či v nich být zadržována. Základní vlastností hornin dotýkající se tématiky podzemních vod je proto jejich pórovitost, tedy poměr mezi objemem otvorů (pórů) ku celkovému objemu horniny. Druhy volných prostor v horninovém prostředí rozlišujeme dle jejich tvaru na pukliny, průliny a krasy. Pukliny jsou určité trhliny v tvrdých horninách, průliny naproti tomu existují v zrnitých horninách v okolí jednotlivých zrn. Ke vzniku krasové pórovitosti dochází rozšířením puklin (Petránek, 2016).

Věda, která studuje podzemní vodu, se nazývá hydrogeologie. Hydrogeologové se zabývají způsoby doplňování podzemních vod, prouděním vody pod povrchem skrz zvodnělé prostředí i interakcí podzemní vody s přilehlými geologickými struk-

turami (International Association of Hydrogeologists, 2024).

Hydrogeologie rozlišuje dva základní typy horninových prostředí dle propustnosti - kolektor a izolátor. Kolektor je charakteristický vyšší propustností, čímž umožňuje vodě snazší pohyb ve srovnání s okolním horninovým prostředím, izolátor je naproti tomu ve srovnání s okolními horninami hůře propustný. Kolektory obecně voda může proudit nebo se v nich i akumulovat a následně být čerpána, v izolátoru je jen velmi omezené množství vody, která se drží v malých pórech a nemůže se pohybovat. Kolektorů a izolátorů může být v průřezu více nad sebou - mezi vrstvami nepropustné horniny se mohou nacházet zvodnělé vrstvy kolektoru. Hluběji uložené kolektory mají vlivem působení okolních izolátorů typicky zveden s tzv. napjatou hladinu - tedy takovou zveden, na jejímž povrchu je tlak vyšší než atmosférický. V opačném případě, tedy pokud je tlak v pórech kolektoru roven atmosférickému tlaku, se jedná o volnou hladinu. Volnou hladinu má typicky hladina podzemních vod (Petránek, 2016).

Finálním procesem v hydrologii podzemních vod je podzemní odtok či odvodnění, kdy voda v podzemním zdroji opouští tento zdroj a vyvěrá či ústí zpět na povrch. Podzemní odtok může probíhat pod povrchem například do povrchového toku, a to skrz koryto či dno tohoto toku. Voda z podzemního odtoku se může stát opět vodou povrchovou i skrz přírodní prameny či studny a vrty. V případě napjaté zvodnělé vody ve vrtu vyvěrá pod tlakem a jedná se o tzv. artéský vrt. Mezi základní vlastnosti pramenů či studen patří především vydatnost, která nejčastěji v jednotce objemu za čas udává množství vody, kterou lze čerpat, aniž by došlo k významnému narušení hladiny podzemních vod (Arthur a Saffer, 2023).

3.1.8 Význam podzemních vod pro člověka

Podzemní voda představuje asi 99 % všech sladkovodních zdrojů na planetě. Odhaduje se, že podzemní vody jsou zdrojem pitné vody pro více než 2 miliardy lidí na světě a zdrojem závlahové vody pro téměř 40 % veškeré orné půdy (Acharya et al., 2018). S rapidně vzrůstající světovou populací se potřeba pitné vody i potravin neustále zvětšuje. V důsledku toho zaznamenalo závlahové zemědělství především v průběhu 20. století ohromný "boom". I ekonomický růst a rozsáhlá urbanizace úzce souvisí se spotřebou vody - ta v souvislosti se změnami ve stravování vzrostla jak v podobě samotné přímo spotřebované vody na obyvatele, tak

v podobě vody spotřebované pro produkci potravin. Všechny tyto faktory vedly zhruba k osminásobnému zvýšení roční spotřeby vody v posledních 100 letech (Bierkensand a Wada, 2019).

Podzemní voda je celosvětově nejvíce těženou surovinou, jejíž množství se začátkem 21. století pohybovalo v rozmezí 600–700 miliard m³ ročně. Na celosvětové úrovni, s rozdílnými poměry v jednotlivých zemích, se podzemní voda využívá přibližně pro 50 % potřeby pitné vody, 40 % potřeby průmyslu pro vlastní zásobování a 20 % potřeby vody na zavlažování. Ve většině vyspělých zemí a v mnoha rozvojových zemích je podzemní voda hlavním – a někdy také jediným – zdrojem pitné vody. To se týká kupříkladu Rakouska a Dánska (100 %) či Itálie (přes 90 %), přičemž průměr Evropské Unie činí téměř 70 %. Zároveň v mnoha průmyslově vyspělých zemích pokrývá podzemní voda velký podíl potřeb vlastního zásobování průmyslu. V Řecku se jedná o 71 %, v Dánsku 65 %, v Japonsku 40 % atd. V případě zavlažování je podzemní voda využívána ve větších objemech především v sušších oblastech, jako třeba v Lybii (100 %) a Saúdské Arábii (86 %), v oblastech polosuchých, kam řadíme Argentinu (70 %), Alžírsko (56 %), Austrálii (46 %), Spojené státy americké a Mexiko (38 %) a Indii (35 %), a ve středomoří, kde Španělsko, Francie, Řecko a Itálie dosahují až 26 %. V suchých oblastech bývá podzemní voda také základním zdrojem vody pro extenzivní chov hospodářských zvířat. V případě využití podzemní vody v České republice bylo dle záznamu z roku 1990 celkově odebráno 850 hm³ (23,5 %) a v roce 1993 celkově odebráno 530 hm³ (19,3 %). Podzemní voda hraje též klíčovou roli v energetice (na chlazení) nebo jako zdroj chlazení pro tepelná čerpadla (hlavně pro komunální, ale i soukromé topné systémy) (Zektser a Everett, 2004).

Intenzivní lidská činnost může vést ke změnám v množství a kvalitě zdrojů podzemních vod. Hlavní aspekty činností vyvolaných člověkem, které zásadně ovlivňují zdroje podzemních vod, jsou využívání podzemních vod pro zásobování domácností pitnou a průmyslovou vodou, zavlažování orné půdy a pastvin, těžba ložisek nerostných surovin, průmyslová a občanská výstavba, rozvoj venkova včetně zavlažování, odvodňování a lesnické činnosti a vodohospodářská výstavba. Všechny výše uvedené antropogenní faktory vedou ke změnám podmínek tvorby přírodních zdrojů a zásob podzemní vody i její bezpečnosti. Tyto změny probíhají ve dvou základních směrech, a těmi jsou změny v doplňování a vypouštění podzemních vod ovlivňující změny přítokových a odtokových složek vodní bilance a změny v kvalitě podzemních vod v důsledku kontaminace z antropogenních

zdrojů (Zektser a Everett, 2004).

Je obecně vnímáno, že v případě využívání podzemních zdrojů pro účely dodávky vody by čerpání podzemní vody nemělo překročit průměrnou míru doplňování podzemních vod či vodní ztráty způsobené výparem. Nehospodárné nakládání s podzemními vodami vede až k situaci, kdy k čerpání vod dochází bez možnosti zdrojů podzemních vod dosáhnout svých původních kvantitativních stavů. Tento jev se v anglofonní literatuře nazývá "water-mining" (tedy "těžba vody") a v dlouhodobém časovém měřítku vede k poklesu hladiny, snížení úrodnosti půdy, či negativně ovlivňuje ekosystémy apod (Seiler a Gat, 2007).

3.1.9 Mechanismy doplňování podzemních vod

Míra doplňování podzemních vod je těžko měřitelná přímo a velmi se prostorově i časově různí. Přesto je zásadním prvkem hydrogeologie a její monitorování je zcela zásadní vzhledem k významu podzemních vod jakožto zdrojů pitné vody. Doplňování podzemních vod je definováno jako dolů směřující vertikální tok vody k hladině podzemní vody, kde se tato voda stává zásobou podzemních vod. Doplňování podzemních vod je většinou vyjádřeno v jednotkách objemu za čas či objemu na plochu za čas. Doplňování podzemních vod může být dvojího typu - difúzní (či též přímé), kdy doplňování probíhá v důsledku vsakující se srážkové vody, a soustředěné či nepřímé skrz povrchové vody (vodní toky, nádrže apod.). Právě doplňování podzemních vod vsakem z povrchových vod mívá větší prostorovou variabilitu. Přímé doplňování obecně převládá spíše v humidních oblastech (Healy, 2010).

Základním mechanismem, který zajišťuje doplňování podzemních vod, je infiltrace. Infiltrace, též vsakování, je proces, při kterém voda proniká z povrchu do propustného půdního či horninového prostředí. Množství infiltrující vody se též dá interpretovat jako určité "potenciální množství doplňované vody", kdy část infiltrující vody může být navrácena do atmosféry a hydrologického cyklu skrz proces evapotranspirace či odtoku, případně se dočasně akumulovat v nenasycené zóně. V nenasycené zóně se voda může pohybovat směrem dolů infiltrací i směrem vzhůru evapotranspirací, pro jejich oddělení se stanovuje tzv. zero-flux plane (tedy "plocha nulového průtoku", zkr. ZFP). Voda proudící od ZFP směrem dolů, tedy tzv. perkolací, již nemůže být "ztracena" skrz ET a po dosažení hladiny

podzemní vody se stává její zásobou (Healy, 2010).

Hlavním zdrojem vody vstupující do těchto procesů jsou atmosférické srážky a oběva sněhové pokrývky. Infiltrace může probíhat v lokálním měřítku skrz povrchové vodní plochy či vodní toky, nebo plošně v krajině. Zásadním rozdílem mezi lokální a plošnou infiltrací je rozměr toku, ve kterém k infiltraci dochází - u lokální infiltrace se jedná převážně o dvou- až trojrozměrný průchod porézním prostředím, zatímco areální infiltrace probíhá nejčastěji pouze vertikálně. Hlavní faktory ovlivňující míru infiltrace v daném prostředí jsou mimo množství vody vstupující do procesu i vlastnosti daného prostředí. Infiltrační kapacita je obecně vyšší v půdách s hrubší texturou a v nížinatých oblastech. Povrchy s velmi nízkým nebo naopak velmi vysokým obsahem vody mají navíc horší infiltrační schopnosti a naopak u nich ve větší míře dochází k povrchovému odtoku - v převlhčeném prostředí jsou zjednodušené již všechny prostory, kudy by mohla potenciálně infiltrační voda proudit, zaplněné jinou vodou, ve velmi suchém prostředí naopak dochází ke vzniku krust a nepropustných vrstev na povrchu, skrz které voda nepronikne, a dochází tedy k odtoku po tomto povrchu (Seiler a Gat, 2007).

Z odstavců výše vyplývá, že přirozené doplňování podzemních vod je rozdíl mezi vstupy v podobě dešťů či vsaku z povrchových vod a výstupy v podobě evapotranspirace a odtoku. Vývoj míry přirozeného doplňování podzemních vod lze nejlépe sledovat skrz stáří podzemních vod, které se různí od řádu hodin v případě vlhkých období a mělkých podzemních vod až po řádově desítky tisíc let i více např. v hlubších polohách sušších klimatických oblastí (Bouwer, 2002).

Zvýšené množství srážek se obecně projevuje zvýšeným doplňováním vody. Vzhledem k velkému množství různých faktorů ovlivňujících mechanismy a míru doplňování podzemních vod ale platí, že kupříkladu úplná přeměna travních porostů na lesy by mohla nejen snížit míru doplňování, ale také zpětně ovlivnit klima dané oblasti, a tím potenciálně změnit možnosti doplňování. Například v sušších oblastech má vegetace obecně tendenci vytvářet rozsáhlejší kořenové systémy, aby vyhověla zvýšeným nárokům na transpiraci, a to má za důsledek snížení potenciálu lokálního doplňování podzemních vod (Acharya et al., 2018).

Mimo přirozeného doplňování podzemních vod může být voda uměle infiltrována. Zejména v aridních oblastech, tedy těch, kde převládá výpar nad srážkami, je umělá infiltrace slibným řešením možných problémů s nedostatkem vody. Umělé doplňování podzemních vod je metoda, která se využívá k obnově zdrojů podzemní vody např. skrz vsakovací/infiltrační studny (Hashemi et al., 2013). Obecně

se jedná o technické systémy, které jsou umístěny na povrchu či v půdě a zde zajišťují vsakování a následný pohyb vody do zvodně, kde se takto mohou doplnit zásoby podzemních vod. K umělé infiltraci dochází skrz infiltrační nádrže či příkopy, infiltrační šachty či studně v nenasyčené zóně či přímým vstřikováním do zvodně pomocí speciálních vrtů. Doplnování podzemních vod lze posílit kupříkladu vhodnou volbou vegetačního pokryvu (konkrétně např. upřednostňováním rostlin s mělkými kořeny) (Bouwer, 2002).

K infiltraci způsobené lidským působením může docházet i neúmyslně, kdy dopady tohoto procesu bývají obecně negativní. Jedná se např. o průsaky žump či septiků či vsaky ze zavlažovaných polí, kdy vzniká riziko kontaminace podzemních vod solemi a dalšími chemickými látkami. Cílená umělá infiltrace je ale obecně vnímána jako možné řešení do budoucna či dokonce jako nutnost, protože s rostoucí populací roste i potřeba vody a podzemní zdroje se stávají stále významnějším původcem vody pro různorodé účely (Bouwer, 2002).

3.1.10 Význam sněhové pokrývky pro doplňování podzemních vod

Doplňování zásob podzemní vody zajišťuje především tání sněhové pokrývky. Efekt této oblevy na podzemní vody je dán množstvím vody, které sněhová pokrývka zadržuje. U tohoto množství je pozorována klesající tendence, která je způsobena v první řadě právě průběhem teploty vzduchu a srážkového úhrnu v průběhu zimního období. Vzhledem ke zvyšujícím se teplotám dochází globálně ke snížení poměru sněhových srážek ku celkovému množství srážek, a to především v měsících lednu a únoru. To má za následek i nižší počet dnů v období s přítomnou sněhovou pokrývkou. Je pozorováno celkové zkracování sněhového období s oblevou vyskytující se dříve v rámci kalendářního roku (Nedělčev a Jeníček, 2021).

Tání sněhové pokrývky probíhá v několika krocích a je součástí "životního cyklu" každé sněhové pokrývky. První "životní fázi" sněhu je jeho akumulace, kdy napadáním sněhu dojde k vytvoření sněhové pokrývky. V této fázi teplota pokrývky v průměru klesá. Následná obleva má tři fáze: fázi oteplení či ohřívání, kdy se teplota sněhové pokrývky zvyšuje, dokud se neustálí na 0 ° Celsia. Následuje fáze zrání, kdy již dochází k tání, ale kapalná voda z tajícího sněhu zůstává ve sněhové pokrývce. Jakmile se kapacita sněhové pokrývky zadržovat vodu naplní, přičemž teplota soustavy stále zůstává na 0 ° Celsia, sněhová pokrývka

tzv. "uzrála" a může nastat poslední fáze tání. Tou je "výstupní" fáze, kdy za dalšího přijímání energie sněhem dochází k uvolňování kapalné vody z roztátého sněhu. Při tání sněhu nebo dopadání deště na sněhovou pokrývku tedy nejprve voda naplní kapacitu sněhu pro zadržování kapalné vody. Zbývající kapalná voda, pokud neodtéká po špatné propustné vrstvě či zformované ledové krustě, prosakuje sněhovou pokrývkou vertikálně dolů k povrchu půdy. Poté může po svahu stékat po nepropustném povrchu země spodní vrstvou sněhu, nebo infiltrovat do půdy v případě propustné země (Dewalle a Rango, 2008).

Doplňování podzemních vod ovlivňuje též podoba krajiny, přítomnost horských oblastí a celková topografie, kdy je voda snadno přenášena z oblastí s vyšší nadmořskou výškou po strmém povrchu do údolních oblastí. Také se ukazuje, že akumulace sněhu je vyšší v otevřených prostorech bez "košatější" vegetace ve srovnání s akumulovaným množstvím pod stromy a keři kvůli efektu intercepce korunami stromů, otevřené plochy jsou na druhou stranu vystaveny procesům redistribuce sněhu a také mají sklony rychleji započnout proces tání (Carroll et al., 2019). Je tedy otázkou, zda má ztráta intercepce potenciálního sněhu pro doplnění podzemních vod zásadní vliv na míru doplňování podzemních vod.

Studie od kolektivu autorů Jeníček a Ledvinka (2020) ukázala, že pro studovaná zájmová území průměrně 26 % celkového odtoku pochází z tajícího sněhu, a to i přes to, že průměrně pouze 20 % všech srážek v těch stejných oblastech tvoří sníh. Z tohoto výzkumu autorů vyplývá, že celkový odtok a tedy i doplňování podzemních vod, jsou nižší, pokud jsou srážky dešťové namísto sněhových. Dále je ze skutečnosti, že nejnižší základní průtoky v letním období byly pozorovány při malém množství letních srážek a malých zásobách vody ve sněhu v předcházející zimě, patrné, že problémy se suchem v letních obdobích nejsou způsobeny pouze nízkými letními srážkami a vysokou evapotranspirací, nýbrž i existencí sněhové pokrývky v uplynulé zimě. Letní základní odtok na rozdíl od míry doplňování v zimě a na jaře ve své hodnotě zahrnuje i stav zásoby podzemních vod, a tedy vlivy jarních i letních srážek, ale i doplňování podzemních vod skrz vodu ze sněhového tání (Jeníček a Ledvinka, 2020).

Právě tání sněhu má vliv na přerozdělování vody mezi procesy evapotranspirace a doplňování podzemních vod, a významně ovlivňuje zásoby vody v celém povodí, sezónní průběh odtoku i proces základního odtoku. Vyšší vrstva sněhové pokrývky obecně vede k vyššímu základnímu odtoku. Množství a načasování oblevy má výrazný dopad na stav vlhkosti půdy na počátku letního období

- pokud k tání dojde v menší míře a dříve v rámci roku, půda je následně v létě méně vlhká. Tyto skutečnosti obecně platí hlavně pro klima s rozdílným rozložením srážek v zimním a letním období, avšak větší sněhová pokrývka může mít pozitivní vliv i na oblasti s vyrovnanější distribucí srážek napříč rokem. Oblasti ve vyšších nadmořských výškách, kde nedochází k výkyvům v meziročním množství sněhu, často akumulují množství vody, které v suchých obdobích může nadlepšovat průtok v níže položených oblastech. Tyto horské regiony jsou zároveň samy odolnější vůči suchu (Jeníček et al., 2021).

3.2 Klimatická změna a úvod do klimatologie

3.2.1 Definice klimatického systému

Klima neboli podnebí je souhrnným vyjádřením počasí pro konkrétní oblast. Zatímco počasí vyjadřuje okamžitý či krátkodobý stav atmosféry (konkrétně její vrstvy troposféry) na daném místě, klima v rámci této oblasti představuje očekávaný stav počasí pro dané období (např. měsíc). Základní proměnné vycházející z meteorologických veličin jsou především průměrná teplota vzduchu a srážky a budou podrobněji probrány v následující kapitole. Mimo samotné hodnoty jednotlivých veličin je často velmi důležité znát i jejich rozložení v rámci daného časového úseku. I to mimo jiné ovlivňuje např. vegetační či pedologické podmínky, které mají přímý vliv na zemědělskou produkci, ale i mnoho dalších odvětví lidské činnosti (Hartmann, 2015).

Dominantně se atmosféra chemicky skládá ze dvou plynů - asi 78,09 % tvoří dusík a asi 20,95 % kyslík. V obou případech se jedná o stabilní symetrické molekuly, které nenesou žádný elektrický náboj, a nedisponují tedy schopností vázat na sebe další látky. Naproti tomu se v atmosféře vyskytuje i minoritní množství různých dalších molekul - zejména vzácných plynů - které mají určitý elektrický náboj či jejich molekuly svou specifickou asymetrickou strukturou jinak umožňují zachycovat např. záření o různých vlnových délkách (Trenberth, 2009).

Klimatický systém určuje distribuci energií i vody na Zemi. Předpověď klimatického vývoje se od meteorologických předpovědí liší mohutnějším souborem faktorů a vzájemných interakcí, které klimatický systém zahrnuje. Klimatický systém vyjadřuje vlivy atmosférických procesů, hydrosféry a kryosféry, zemského povrchu i živých organismů, a to na podnebí v prostoru a čase. Tyto vlivy v sobě obsahují periodicky se opakující vývoj i významnou náhodnou složku. Veškeré prvky klimatického systému se navzájem ovlivňují. energii celému systému dodává sluneční záření, přičemž množství i rozložení přijatého záření ze Slunce je ovlivněno vzdáleností Země od Slunce, její inklinací vůči Slunci a také atmosférickým složením. Zhruba 30 % slunečního záření putujícího k Zemi se následně odrazí a vrátí zpět do vesmíru. Nejčastějšími objekty, které zapříčiňují tuto reflexi, jsou oblaka a další částice v atmosféře, a dále i zemských povrch. Část záření je polhcena plyny a jinými částicemi v atmosféře, a to zhruba čtvrtina. Zbylé záření je absorbováno zemským povrchem. Různé částice v atmosféře mají různou schopnost absorpce záření, z čehož vyplývá, že změněné složení atmosféry může mít vliv i na množství

záření a tedy i tepla, které zůstává zachyceno atmosférou (Trenberth, 2009). To má za následek vznik tzv. skleníkového efektu, který je podrobněji probrán v kapitole 3.2.3 Definice klimatické změny, její příčiny a skleníkový efekt.

Naprostou klíčovou klimatologickou proměnnou je teplota vzduchu. Teplota vzduchu je měřítkem toho, jak rychle se molekuly plynů pohybují, přičemž čím větší energii pohybu mají, tím vyšší teplotu lze pocítit a naměřit. Teplota vzduchu je tradičně měřena pomocí teploměrů. Ty se skládají ze skleněné tyčinky s velmi tenkou trubičkou, která obsahuje kapalinu (většinou rtuť) schopnou měnit svůj objem s měnící se teplotou. Pokud je tedy např. teplota vyšší, tekutina se začne rozpínat a stoupne vzhůru ve sloupci (American Geosciences Institute, 2024). Dnes se teplota častěji měří elektrickými teploměry přesnými na zlomek stupně. Ty fungují na principu zjišťování změn odporu při průchodu elektrického proudu kovem, který se mění se změnou teploty. Mezi další způsoby měření teploty řadíme infračervené teploměry (pyrometry) umožňující bezkontaktní měření teploty vzdálených objektů (např. vrcholů mraků), družice vybavené přístroji na dálkový průzkum Země a přístroje k pozemnímu dálkovému průzkumu Země (Zidar, S., 2023).

Významným jevem hrajícím roli v dalším klimatickém vývoji jsou tzv. pozitivní a negativní vazby. Zatímco negativní vazby klimatický systém udržují v rovnováze, pozitivní vazby jej naopak cyklicky destabilizují. Negativní vazba označuje proces, kdy klimatická odezva zmírňuje efekt původního vstupního jevu, který odezvu způsobil. Pozitivní vazba naproti tomu funguje tak, že efekt způsobilý vstupním činitelem posiluje právě tento vstupní činitel a opětovně zesiluje daný efekt na klimatický systém. Typickým příkladem klimatické pozitivní vazby je tání ledu a jeho vliv na snížení albeda. Právě schopnost určité odrazivosti chrání led před rapidním táním. Pokud ale tento led např. vlivem zvýšené teploty začne tát a poodhalí tak zpravidla tmavší povrch pod sebou, albedo se sníží, povrch pohlcuje více slunečního záření a to způsobí větší míru ohřívání tohoto povrchu a tedy další tání ledu. Klimatický systém je tak nutné vnímat jako komplexní celek, který v určitém nastavení funguje stabilně, ale v důsledku bohaté provázanosti celého systému lze změnami v některých parametrech tohoto systému docílit destabilizace a z ní vyplývající významné proměny celé řady veličin tohoto systému i jejich vývoje (NASA, 2023).

3.2.2 Klimatologické indexy

Klimatologický index je obecně veličina, která je použita k charakterizaci některého z aspektů klimatu. Jedná se o významné nástroje pro predikci a monitoring proměňujícího se klimatu. Ke stanovení klimatologických indexů bývá využito mnoha různých metod. Klimatologické indexy jsou stanovovány bodově či jako průměrná data pro celé regiony, pracují s jedním typem veličiny, případně s jejich kombinací. Typickým klimatologickým indexem jsou např. charakteristické dny a jejich počty (Česká meteorologická společnost, 2017).

Jedním z indexů, který se hojně využívá k popisu sucha, je tzv. SPI (z angl. Standardized Precipitation Index). Tento index je založen na pravděpodobnosti výskytu srážky, a to v různorodém časovém měřítku - od 1 do zhruba 36 měsíců, kdy jsou k jejich vytvoření užity vstupní data s měsíčním časovým krokem. Krátkodobější měřítka jsou obecně vztažena k půdní vlhkosti, zatímco ta dlouhodobá jsou aplikována na podzemní vody. V případě SPI dochází ke standardizaci pozorovaných dat skrz hustotu pravděpodobnosti z nezpracovaných dat o srážce, která bývají běžně nafittována do gamma rozdělení nebo Pearsonova rozdělení a následně transformována do normálního rozdělení. Hodnoty SPI jsou tedy v podstatě počtem směrodatných odchylek, kterými se pozorovaný výkyv liší od dlouhodobého průměru (National Center for Atmospheric Research, 2024c).

Jistým potenciálním nedostatkem SPI pro sledování sucha v souvislosti s klimatickou změnou je fakt, že index nijak nebere v potaz evapotranspiraci. Proto vznikl např. SPEI (Standardized Precipitation Evapotranspiration Index), který při modelování sucha mimo srážek operuje ještě s potenciální evapotranspirací, a může tak popsat hlavní vlivy zvyšujících se teplot na potřebu vody. Ten se může použít pro časová měřítka od 1 po 48 měsíců, kdy od 18 měsíců mají data SPEI tendenci korelovat se "samokalibrační" podobou indexu PDSI (sc-PDSI, z angl. self-calibrating Palmer Drought Severity Index) (National Center for Atmospheric Research, 2024b). Tento index používá data o teplotě a srážkách k odhadu relativního sucha. PDSI má hodnoty v mezích od -10 (označující sucho) po 10 (označující vlhko / mokro), přičemž se hodnota PDSI běžně pohybuje zhruba v rozmezí od -4 do 4. PDSI je vhodný zejména pro určování dlouhodobých such, kdy je 12 měsíců minimálním časovým úsekem pro měsíční PDSI. Tento index popisuje základní vlivy klimatických změn na výskyt sucha, a to skrz změny v potenciální evapotranspiraci. Výhodou PDSI je skutečnost,

že pracuje i s informací o předchozích podmínkách (na úrovni měsíce), nijak však nezohledňuje zpožděný odtok způsobený sněhovou (případně ledovou) oblohou ve smyslu, že s veškerými srážkami počítá jako s okamžitě dostupnými pro krajinu (National Center for Atmospheric Research, 2024a).

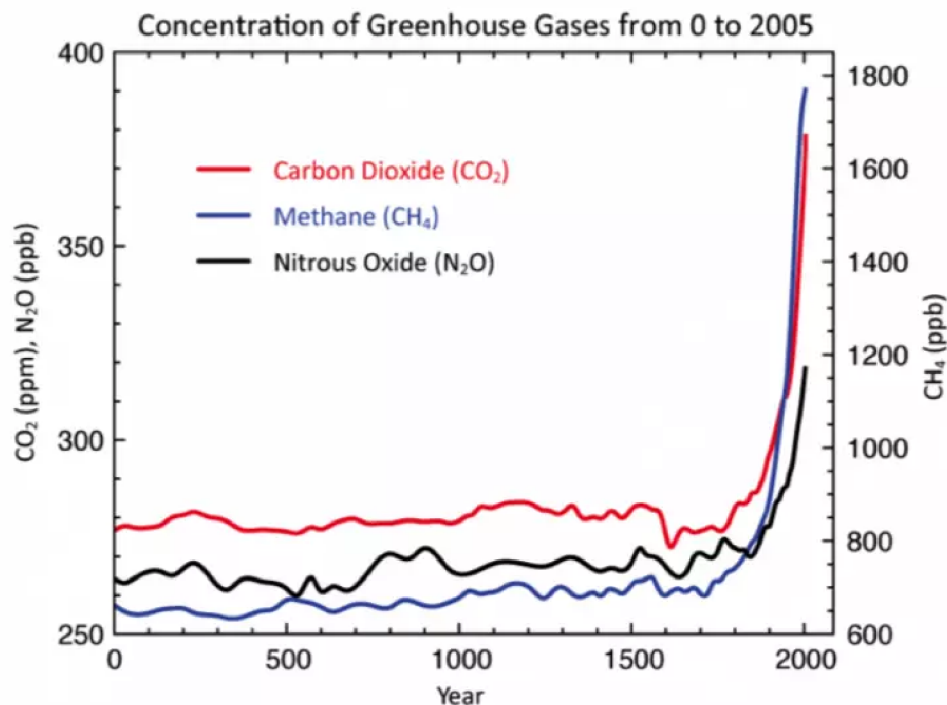
3.2.3 Definice klimatické změny, její příčiny a skleníkový efekt

Klimatická změna je obecně jakýkoliv statisticky významný trend nebo odchylka ve vývoji klimatických veličin v čase (v průměrných hodnotách nebo ve variabilitě těchto hodnot), který trvá po dobu desetiletí a déle. Pro ilustrativní účely se běžně zjednodušeně člení na "přírozenou"- tedy neovlivněnou člověkem, která probíhá periodicky a pozvolněji v časovém rámci celé existence Země, a může být způsobena vnitřními procesy i vnějšími vlivy, a na změnu antropogenní. Ta, jež je způsobena lidskou činností, je co do charakteru změny obvykle výrazně prudší a je patrná zejména v posledních desetiletích. Tato její zřetelnost je částečně způsobena zvýšeným všeobecným zájmem o klimatické dění, publicita tohoto tématu a vědomosti o projevech změn v klimatu se však z podstaty věci navzájem amplifikují. Změnu klimatu je proto nutné vnímat spíše jako soubor různých faktorů, které ovlivňují vývoj jednotlivých klimatických ukazatelů (Hardy, 2003).

Zásadním efektem, který je nejčastěji asociován s klimatickou změnou, je skleníkový efekt. Ten je založen na skutečnosti, že některé plyny, které naši atmosféru tvoří z asi 0,93 %, mají schopnost významně ovlivňovat klima a společně s vodní párou měnit radiační a tepelnou rovnováhu na planetě. Tyto konkrétní plyny, nazývané také skleníkové, kvůli svým schopnostem zachycovat především vlnové délky z pásma infračerveného záření teplo zadržují v troposféře. Fungují tedy podobně jako skleník, který skly propouští teplo dovnitř a zároveň brání jeho úniku - odtud pochází označení pro tento efekt. Je nutné podotknout, že efekt skleníkových plynů na teplotu Země je do určité míry zásadní pro existenci života na planetě. Mezi skleníkové plyny řadíme především oxid uhličitý (CO_2), oxidy dusíku (NO_x), metan (CH_4), chlor-fluorované uhlovodíky (CFC), vodní páru či troposférický ozón (O_3) (Hardy, 2003).

Obrázek 4 ukazuje vývoj emisí některých skleníkových plynů. Nárůst množství CO_2 v první polovině 19. století byl způsoben především odlesňováním. Postupem času se přidalo spalování fosilních paliv, které v současnosti představuje

téměř 90 % celkových emisí CO₂. K dalším zdrojům CO₂ můžeme zařadit změny ve využití půdy, chov hospodářských zvířat, průmyslové činnosti, hnojení plodin a skládkování (Sokan-Adeaga et al., 2019).



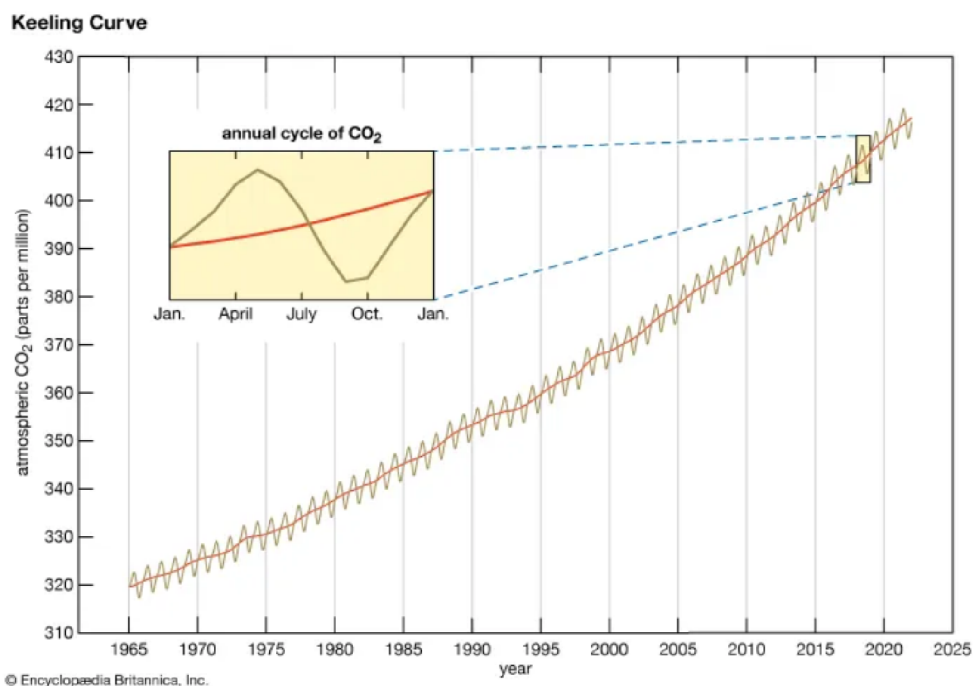
Obrázek 4: Vývoj emisí skleníkových plynů.

Zdroj: (Intergovernmental Panel on Climate Change, 2007)

Nárůst CO₂ dokumentuje i tzv. Keelingova křivka znázorňující sezónní a roční změny koncentrace CO₂ v atmosféře, měřené kontinuálně od roku 1958 na observatoři Mauna Loa na Havaji. Dle této křivky došlo k nárůstu koncentrací z přibližně 316 ppmv (parts per million volume, tedy jedna objemová část v milionu) v roce 1959 na přibližně 370 ppmv v roce 2000 a 416 ppmv v roce 2021 (Rafferty, J. P., 2023). Keelingova křivka je vyobrazena na Obrázku 5.

Oteplování, ke kterému skleníkové plyny přispívají, odpovídá 2,45 W/m², tedy odhadem asi 1 % přijatého záření ze Slunce. Různé plyny se na oteplování podílejí různou měrou. Ačkoliv mají však například CFC mnohem větší potenciál oteplovat planetu ve srovnání s oxidem uhličitým či methanem, právě methan přispívá k celkovému skleníkovému efektu až z 20 % a CO₂ dokonce až ze 60 % (Hardy, 2003).

Skleníkové plyny mají množství přírodních zdrojů, za které není přímo zodpovědný člověk. V případě oxidu uhličitého se jedná například o produkty vulka-



Obrázek 5: Keelingova křivka. Zdroj: (Rafferty, J. P., 2023)

nické činnosti, zdrojem atmosférického metanu jsou například půdní organismy. Mezi další příčiny klimatické změny lze dle Jain (1993) zařadit emise síry produkované přírodními (sopečnými erupcemi) i antropogenními způsoby (spalováním fosilních paliv – především uhlí), slunečním zářením a jeho proměnlivostí a v neposlední řadě i změnami oběžné dráhy Země.

3.2.4 Globální oteplování

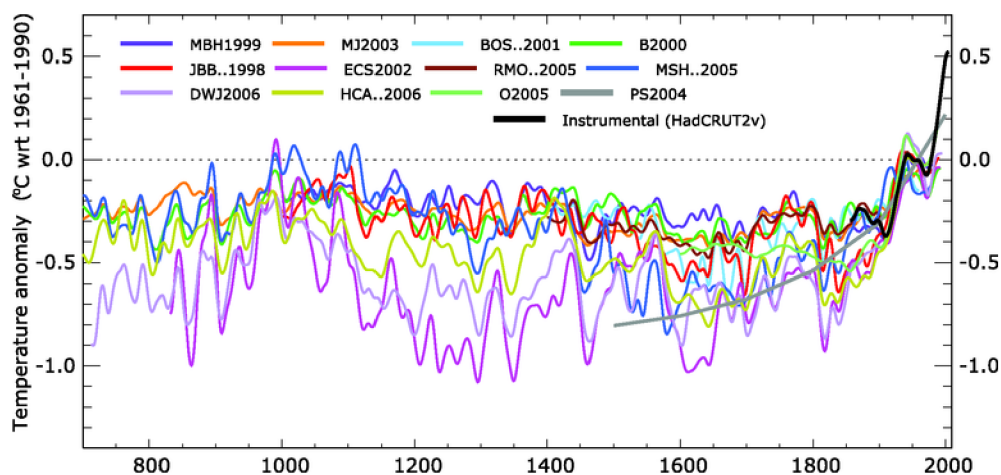
Nejvýraznějším projevem klimatické změny je pozorované globální oteplování, a to především v důsledku vyšších koncentrací skleníkových plynů.

Globální oteplování je v některých zdrojích definováno jako nárůst globální průměrné teploty povrchu, vzduchu a povrchu moře za aspoň třicetileté časové období. V Intergovernmental Panel on Climate Change (2018) a dalších pracích IPCC je oteplení vyjádřeno ve vztahu k období 1850-1900, tedy období zastupujícím pre-industriální teploty.

Ve srovnání s roky 1850-1900 byl v letech 2011-2020 pozorován světový nárůst teploty zemského povrchu zhruba o 1,1 °C. Větší nárůst byl pozorován nad zemí (1,59 °C), nad oceánem teplotní rozdíl dosahoval asi hodnoty +0,88 °C. S velmi velkou pravděpodobností se dá říci, že toto oteplování souvisí s lidskou činností

- produkcí skleníkových plynů (především CO_2 a CH_4). Toto oteplení může být ještě zkreslováno efektem ochlazení aerosoly, který dle Kirk (2023) funguje na principu schopnosti aerosolů odrazet sluneční záření. Při spalování fosilních paliv dochází k uvolňování emisí oxidu siřičitého a síranových částic do atmosféry, kde mají tendenci právě odrazet sluneční záření a ochlazovat tak atmosféru. Největším producentem skleníkových plynů antropogenního původu byla k r. 2019 východní Asie, která k celkové produkci skleníkových plynů přispívala 27 % (Intergovernmental Panel on Climate Change, 2023).

Globální průměrná teplota může jistě působit jako nevhodná či přinejmenším zavádějící veličina pro vyvozování závěrů. Rozdíly mezi teplotami povrchu jednotlivých částí světa jsou až propastně rozdílné, dokonce i rozdíl denních a nočních teplot v konkrétní oblasti se může velice významně lišit. Každá oblast má navíc určitý sezónní chod teploty povrchu. Důvod využití právě tohoto velkého zobecnění je ale logický - cílem porovnávání meziročních průměrných teplot povrchu pro celou planetu je určit, jak se mění energetická bilance na Zemi - tedy rozdíl toho, kolik slunečního záření planeta absorbuje a kolik jej vyzáří do vesmíru (Lindsey et al., 2024). Jak moc se proměňuje tato teplotní odchylka v čase na severní polokouli si lze prohlédnout na Obrázku 6.



Obrázek 6: Vývoj teplotní odchylky na severní polokouli za posledních 1300 let dle jednotlivých modelů a naměřených dat.

Zdroj: (European Environment Agency - European Union, 2023)

Při práci s veličinou globální průměrné teploty se absolutní naměřené hodnoty teplot převádějí na relativní hodnoty vyjadřující rozdíl mezi těmito teplotami a dlouhodobými průměry každé jednotlivé lokality i data v rámci roku. V případě

oblastí, které nejsou snadno přístupné, je využíváno okolních teplot a dalších dostupných informací k vytvoření solidního odhadu. Díky této metodě lze jednoduše a spolehlivě monitorovat vývoj zemské teploty povrchu v čase (Lindsey et al., 2024).

3.2.5 Další možné projevy a dopady klimatické změny v hydrologickém kontextu

Klimatická změna je spolu se svými projevy velice variabilní, ať už prostorově - napříč jednotlivými kontinenty i jejich částmi, nebo časově - projevy se může pomalu a v dlouhém časovém horizontu, ale i mnohem rychleji a dříve. Právě proto je komplikované klimatickou změnu zobecnit pro celou planetu, a bude nutné na dané změny reagovat na úrovni klimatických oblastí či dokonce států. Hlavním důvodem skutečnosti, že ve větším prostorovém rozlišení je pozorována vyšší míra nejistoty, je větší množství jednotlivých prvků a komponent regionálních modelů v porovnání s globálním, a tedy více prostoru pro vznik těchto nejistot - každý komponent má vlastní míru nejistoty (Behrens et al., 2010).

Dle dokumentu Intergovernmental Panel on Climate Change (2022) pojednávajícím o pozorovaných dopadech klimatické změny a předpokládaných rizicích do budoucna dochází ke změnám ve všech prvcích globálního koloběhu vody. Jsou pozorovány tři významné změny v souvislosti se srážkovým režimem a suchem. Za prvé dochází k posílení ročních (či sezónních) srážek v některých oblastech, zatímco v jiných naopak, za druhé se v některých oblastech zvyšuje výskyt extrémních srážkových událostí, zatímco v jiných se zvyšuje výskyt období sucha, a za třetí v některých oblastech dochází k stále častějšímu střídání extrémních srážkových událostí dlouhými suchými obdobími. V mnoha oblastech bylo pozorováno zvýšení srážkových úhrnů v určité části roku, zatímco v jiných obdobích roku došlo k poklesu srážek. To mimo jiné způsobuje pouze drobnější změnu v celkové roční průměrné hodnotě srážkového úhrnu. Rovněž intenzita přívalových srážek zaznamenala nárůst. Působení skleníkových plynů pravděpodobně může být hlavní příčinou pozorovaného nárůstu výskytu extrémních srážkových událostí v kontinentálních oblastech (Intergovernmental Panel on Climate Change, 2022).

Dalším pozorovaným projevem měnícího se klimatu jsou i změny v evapotranspiraci. Ta se na základě pozorování s vysokou pravděpodobností již od 80. let

19. století zvyšuje (statisticky významné trendy jsou pozorovány ve velké části území severní Ameriky a severní Eurázie), a to velmi pravděpodobně i přičiněním působení antropogenního faktoru. Důvodem zvyšování ET je především zvýšená atmosférická potřeba vody způsobená oteplováním. ET je mimo klimatických faktorů ovlivňována i změnami v land cover či zavlažováním. Půdní vlhkost se v globálním měřítku zřejmě mírně snížila, ale je pozorována významná variabilita napříč jednotlivými oblastmi. Obecně ale převládá spíše tendence k vysušování půdního prostředí, a to i v humidních oblastech. Hlavním faktorem tohoto jevu může být zvyšující se míra transpirace (Intergovernmental Panel on Climate Change, 2022).

Důležitými a možná i nejvýraznějšími ukazateli probíhající klimatické změny jsou prvky kryosféry - ledovce, permafrost, ale i sněhová pokrývka. Je pozorováno zmenšování rozsahu permafrostu a jeho ohřívání (až o 0,39 stupňů Celsia v nepřerušovaných oblastech mezi roky 2007 až 2017), tání a snižování hmotnosti ledovců v mnoha oblastech i zmenšení celkového rozsahu sněhové pokrývky (až o 13,4 % v období od r. 1967 do r. 2018). V případě zkoumání změn v permafrostu je komplikací, že není možné nahradit nedostatečné množství terénních pozorování skrz dálkový průzkum - na rozdíl od ledovců či sněhové pokrývky, kde toto možné je. Za posledních 20 let pozorování došlo k nárůstu globálního úbytku ledovců na 0,5 m vodního ekvivalentu za rok, kdy průměrné hodnoty za období 1950-2000 dosahují hodnoty zhruba 0,33 m vodního ekvivalentu za rok. Jedná se tak o největší pozorovanou ztrátu hmotnosti ledovců od začátku pozorování. Ledovce ubývají rychleji i na regionální úrovni. V důsledku tohoto roste hodnota celkové plochy i celkového objemu ledovcových jezer (mezi roky 1990 až 2018 zhruba o 50 %) - to může mít mimo jiné za následek zvýšené riziko povodní (Intergovernmental Panel on Climate Change, 2022).

Obecně se tedy nedá říci, že by globálně srážkové úhrny klesaly, nýbrž dochází ke změnám ve srážkovém režimu - mění se rozložení srážek v průběhu času, jejich intenzita i prostorové rozložení. Toto, společně s rostoucími teplotami, může způsobovat již popisované změny v evapotranspiraci. Ty mají za následek kupříkladu změny týkající se půdní vlhkosti, mimo jiné ale i snižování zalednění, sněhové pokrývky i zanikání horských ledovců. Právě zkracování období tání sněhu i celkové doby s přítomnou sněhovou pokrývkou, stejně tak jako množství vůbec vzniklé sněhové pokrývky, vede ke snížení míry doplňování podzemních vod v jarním období. Tento potenciální efekt na doplňování podzemních vod

je ovšem těžké jednoznačně určit a popsat, jelikož takovýto výzkum vyžaduje robustní data z dlouhodobých měření. Možnosti pozorování hladin podzemních vod a jejich kolísání jsou časově i prostorově omezené, a vědění stran vlivu klimatické změny na podzemní vody je tímto limitováno. Je také nutné podotknout, že za nejvýznamnější příčinu oslabení doplňování podzemních vod je považována především stále rostoucí potřeba závlah. Zůstává ovšem otázkou, zda toto drancování zdrojů podzemní vody není nepřímým důsledkem zvýšené potřeby vody v důsledku právě klimatické změny (Intergovernmental Panel on Climate Change, 2022).

Potenciálním rizikem jsou i vlivy na kvalitu vody, kdy v důsledku rostoucích teplot dochází ke zvýšené míře eutrofizace vody, tedy obohacování zejména o dusík či fosfor, kdy se vodní prostředí stává vhodnějším např. pro vodní květ, který může nést různé patogeny. K dalšímu znečišťování povrchových vod může docházet v důsledku povodní způsobených extrémními srážkovými událostmi, kdy dojde k promísení odpadních vod s vodami z povrchových toků či nádrží, a tedy přenosu různých kontaminantů včetně chorob přenášených skrz vodní prostředí. Klimatická změna má potenciál svým působením ovlivnit nespočet sfér od ekosystému, přes zemědělství, využívání vody pro průmysl či výrobu elektřiny, až po socioekonomické potíže (Intergovernmental Panel on Climate Change, 2022).

Za jeden z dalších dopadů změny klimatu vědci považují uzamknutí severoatlantické oscilace (NAO) v pozitivním nebo negativním režimu na několik let. Severoatlantická oscilace je jev popisující kolísání atmosférického tlaku nad severním Atlantikem, což má silný vliv na zimní počasí v Evropě, Grónsku, severovýchodní části Severní Ameriky, severní Africe a severní Asii. Jeho výskyt může být každoroční, ale výkyvy mohou také probíhat s odstupem několika desetiletí. Oscilace v pozitivním režimu pak může být způsobená tlakovou výší nad Azorskými ostrovy, zatímco silný systém nízkého tlaku je soustředěn nad Islandem. V negativním režimu jsou pak tlaková výše i níže méně výrazné. Předpokládá se, že klimatické intervaly, jako např. středověké teplé období a malá doba ledová (zhruba 16. až 19. století), byly silně ovlivněny dominancí pozitivního, respektive negativního režimu NAO (Rafferty, J. P., 2024).

Další z předpokládaných dopadů klimatické změny je výskyt extrémních jevů El Niño. Za normálních podmínek v Tichém oceánu vanou pasáty, tedy větry vyskytující se podél rovníku, a odnášejí teplou vodu z Jižní Ameriky směrem do Asie. Na místo této teplé vody se z hlubin dostává studená voda. El Niño a La

Niña jsou dva protichůdné klimatické jevy, které popsané normální podmínky narušují. Tyto dva jevy mohou mít globální dopad na počasí, požáry, ekosystémy a ekonomiku. Epizody El Niño a La Niña obvykle trvají devět až dvanáct měsíců, ale mohou trvat i několik let. V průměru k nim dochází jednou za dva až sedm let, ale nevyskytují se podle pravidelného harmonogramu. Obecně platí, že El Niño se vyskytuje častěji než La Niña (National Oceanic and Atmospheric Administration, 2023b).

3.2.6 Potenciální vlivy klimatické změny na podzemní vody a jejich doplňování

V předchozí kapitole byly popsány a diskutovány pozorované projevy a důsledky měnícího se klimatu. Zejména tendence planety k oteplování má přímý vliv na změnu srážkového režimu i na celý hydrologický cyklus. S vyšší teplotou se zvyšuje i výpar, mění se tedy množství srážek, intenzita srážek napříč jednotlivými srážkovými událostmi a rozložení těchto událostí. Vyšší teploty mohou znamenat i změnu skupenství srážek spadlých v zimním období, tím určovat množství vodní zásoby ve sněhu a v konečném důsledku ovlivňovat výskyt a míru suchých epizod v letních měsících.

Klimatická změna může zdroje podzemních vod a jejich charakteristiky ovlivňovat dvojným způsobem: přímo a nepřímo. Přímým vlivem je především změna ve srážkovém režimu a její dopad na doplňování zdrojů podzemních vod. Nepřímé vlivy poté souvisejí se způsoby hospodaření s podzemními vodami - tedy například zvýšená potřeba čerpání podzemních vod pro pitné a jiné účely z důvodu vzestupu teploty vzduchu (Taylor et al., 2013).

Beranová a Kyselý (2018) se ve své práci zabývali proměnami ve srážkovém režimu České republiky za období 1961-2012, a to v souvislosti s teplotami a Severoatlantickou oscilací. Výsledkem jejich výzkumu bylo především, že průměrný srážkový úhrn v letním i zimním období obecně stoupá (platilo pro 80 % všech zkoumaných stanic), zároveň je v těchto ročních dobách pozorován nárůst extrémních srážkových událostí a na jaře jsou naopak pozorovány převažující negativní trendy v souvislosti se srážkami. Také zjistili, že v případě zimních chladných dní množství srážek klesá, zatímco v létě se vyskytuje největší množství srážek během teplých dní, což je zřejmě důsledkem výskytu bouřek. Souvislost s NAO je patrná z významnějších trendů pro západ České republiky, kde NAO působí

větším efektem.

Vzhledem k tomu, že klimatický systém zahrnuje mimo distribuce energií na planetě i cirkulaci vody, je zřejmé, že klimatické a hydrologické jevy jsou velmi úzce svázány. Dle Jeníček et al. (2021) bude mít proměna srážkového režimu za následek změnu v průběhu průtoků - nejvyšší průtok, způsobený oblevou, nastane o měsíc dříve, navíc zřejmě v menší míře z důvodu menší sněhové zásoby. Predikce suchých letních období je tedy dána nejen předpokladem nedostatku srážek v létě, ale právě i změněnou sezónností jevů spojených se sněhem. Například autoři Hantel et al. (2000) usuzují, že rostoucí teploty v prostorovém měřítku Evropy mohou mít vliv na regionální klima pohoří Alp. V Tyrolsku v Rakousku je u většiny měřicích stanic pozorován pokles počtu dnů s přítomnou sněhovou pokrývkou za sezónu. Ve Švýcarských Alpách rovněž bylo od 80. let 20. století zaznamenáno snížení počtu sněhových dnů i celkové množství sněhu.

Analýza časových řad provedena kolektivem autorů Huntington et al. (2004) rovněž potvrzuje změnu v poměru sněhových srážek ku celkovému množství srážek, kdy mezi lety 1949 a 2000 byl na území Nové Anglie pozorován pokles podílu sněhových srážek na jejich celkovém spadlém množství. Autoři však připouštějí, že tento trend byl významnější pouze v měsících březnu a prosinci. Trend klesajícího poměru sněhových ku celkovým srážkám pro dané časové řady zároveň významně koreloval s načasováním jarního odtoku.

Dle hydrologických predikcí může do konce 21. století dojít k poklesu ročních maxim SWE o 30 - 70 %. S přihlédnutím k faktu, že je předpokládán i časový posun v průběhu tání sněhu zhruba o 3 - 4 týdny dopředu, a na významnou provázanost sněhového režimu a doplňování podzemních vod, lze předpokládat i změnu ve stavu podzemních vod (Jeníček et al., 2021).

Ze studie Urban et al. (2023) dále vyplývají hlavní příčiny zkracování období s přítomnou sněhovou pokrývkou v Krkonošské oblasti. Těmi nejzásadnějšími jsou dlouhodobé oteplování, kdy teplý a vlhký (teplý vzduch pojme více vlhkosti, pozn.) vzduch podporují proces tání, dále zmenšení podílu pevných a sněhových srážek. Vliv má ale třeba i prodloužení doby s přítomným slunečním svitem či změněná cirkulace v atmosféře, v důsledku čehož se zejména v měsících typických významnou mírou oblevy hojněji vyskytuje slunečné počasí způsobené tlakovou výší.

Výzkum Hyman-Rabaler a Loheide II (2023) potvrzuje, že v některých oblastech, kde dochází k sezónnímu zamrznání půdy, může změna klimatu způsobovat

snížené množství sněhu a naopak zvýšenou evapotranspiraci a teplotu vzduchu, tedy potenciálně snižovat zimní a jarní doplňování podzemních vod. Navíc popisují jev vysokými teplotami indukovaného odtávání v průběhu zimy a následného namrzání svrchní provlhčené vrstvy půdy, které při následném utvoření nové sněhové pokrývky na svém povrchu může bránit vodě uvolňované z této pokrývky v infiltraci do půdy a následném doplňování zásob podzemních vod.

Také mělká zvědeň Českého masívu je co se týká doplňování zásob podzemních vod ohrožena poklesem srážek, a tedy i míry infiltrace. Zde byl největší pokles hladiny podzemních vod zaznamenán ve strmějších svazích. Naproti tomu v místě odvodnění vodním tokem docházelo pouze k mírnému kolísání (Hrkal et al., 2009). S postupující klimatickou změnou ale existují i další potenciální rizika pro podzemní vody. Kupříkladu výsledky Menberg et al. (2014) ukazují, že globální zvyšování teplot vzduchu u povrchu může mít za následek i zvýšené teploty mělkých podzemních vod čteně využívaných pro produkční účely.

Martínková et al. (2011) poukazují na vliv změněného srážkového režimu a vyšších teplot na kontaminaci povodí Jizery dusičnany a upozorňují i na rostoucí význam atmosférické depozice (tedy přesunu látek z atmosféry na povrch Země) jako zdroje dusíku pro toto zájmové území.

Thomas a Famiglietti (2019) konstatují, že kolem spojitosti mezi změnou klimatu a zásobou podzemních vod panuje nejistota, přesto výsledky jejich výzkumu naznačují, že podzemní vody poměrně rychle reagují na klimatickou variabilitu. Nezanedbatelným faktorem stran úbytku zásoby vody je ale i čerpání podzemních vod. Krátkodobé zvýšení odběrů podzemních vod může vést ke vzniku tzv. depresních kuželů v místě čerpání, což má za následek i snížení zásoby podzemních vod. K vyšším odběrům dochází zejména v suchých obdobích, které mohou být přítomny v důsledku klimatických změn, a snižování zásoby podzemních vod v důsledku nadměrného čerpání tedy může být nepřímým důsledkem klimatické změny.

3.2.7 Vyhledky do budoucna

V kontextu možných budoucích dopadů klimatické změny na různé environmentální oblasti pracují reporty Intergovernmental Panel on Climate Change s několika scénáři, které modelují konkrétní důsledky klimatické změny dle míry

zásahu společnosti a dalších faktorů. Nejnovější sadou scénářů je Five future scenarios z Climate Report AR6 IPCC 2021, tedy pět budoucích scénářů, které zohledňují různost průběhu postupující klimatické změny dle míry a rychlosti, ve které dojde k omezení vypouštění emisí skleníkových plynů. Spletité sety výpočtů ale berou mimo samotných emisí skleníkových plynů v potaz i změny v socioekonomických faktorech, které mají významný vliv jak na snahu předcházet prohlubující se klimatické krizi, tak na schopnosti přizpůsobit se dopadům klimatické změny (Intergovernmental Panel on Climate Change, 2021).

První scénář je ze všech neoptimističtější a jako jediný operuje se situací, kdy je splněn cíl Pařížské dohody udržet globální oteplování na úrovni přibližně 1,5 °C oproti teplotám v předindustriálním období. Popisuje snížení celosvětových emisí CO₂ na nulovou hodnotu kolem roku 2050 za současného přesunu důrazu společnosti z hospodářského růstu na celkový blahobyt. Druhý scénář predikuje snížení globálních emisí CO₂ o něco pomaleji než v prvním scénáři, tudíž ke snížení na nulovou hodnotu dojde po roce 2050. Do konce století se teploty ustálí na hodnotě o cca 1,8 °C vyšší. Třetí scénář představuje situaci, kdy globální emise CO₂ začnou klesat v polovině století, ale do roku 2100 nedosáhnou nulových hodnot. Dle tohoto scénáře vzroste teplota do konce století o 2,7 °C. V rámci scénáře 4 dochází ke stálému zvyšování emisí CO₂, přičemž do roku 2100 dojde ke zdvojnásobení oproti současným hodnotám. Do konce století se průměrná teplota zvýší o 3,6 °C. Poslední scénář je nejvíce pesimistický. Zahrnuje zdvojnásobení globálních emisí CO₂ do roku 2050. Do roku 2100 se průměrná globální teplota zvyšuje o 4,4 °C (Intergovernmental Panel on Climate Change, 2021). Přehledné porovnání jednotlivých scénářů si lze prohlédnout též níže v tabulce 1.

Scénář	Vývoj CO ₂ emisí	Zvýšení teploty do r. 2100
1	Snížení na nulu do r. 2050	1,4 °C
2	Snížení na nulu po r. 2050	1,8 °C
3	Nesnížení na nulu do r. 2100	2,7 °C
4	Zdvojnásobení do r. 2100	3,6 °C
5	Zdvojnásobení do r. 2050	4,4 °C

Tabulka 1: Zvýšení teploty do r. 2100 dle emisních scénářů IPCC.

Zdroj: (Intergovernmental Panel on Climate Change, 2021)

3.2.8 Práce s historickými daty, nejistoty v měřeních

Pro mapování vývoje koncentrace skleníkových plynů v atmosféře či teplotních údajů je nutné pracovat i s historickými daty. K určení koncentrací skleníkových plynů za posledních zhruba 150 000 let se používá nejčastěji metoda analýzy vrtných jader z ledovců, která je efektivní především pro určení koncentrací N_2O , CO_2 a CH_4 . V ledových jádrech je zachycen vzduch, který je po rozrušení ledového bloku uvolněn a může být použit pro porovnání s dnešními koncentracemi skleníkových plynů v ovzduší (Raynaud et al., 1993). Vrtná jádra z ledovců jsou rovněž běžně užívaným způsobem získávání informací o historických změnách klimatu. Mimo jiné lze z těchto zdrojů získat i informace o tom, jaké byly lokální teploty. Různými metodami lze určit např. kolísání teplot - velikost a rychlost změn teplot v minulosti. Například pro zájmové oblasti Antarktidy a Grónska bylo zjištěno, že míra, jakou se změnila teplota na pólech v reakci na zčtyřnásobení atmosférického CO_2 , se podobá změně polární teploty od poslední maximální teploty v době ledové do současnosti (Masson-Delmotte et al., 2006).

Určité změny v klimatu probíhají zcela přirozeně na základě těchto cyklů či v důsledku vnějších či přírodních procesů. Nynější anomálie v podobě prudkého nárůstu teploty je ale v rámci vědeckých kruhů vnímána jako bezprecedentní. Současná globální teplota nemá v posledních 10 000 let období a naposled k ní zřejmě došlo dokonce při vrcholu posledního interglaciálu, tedy zhruba před 126 000 let (Matthews et al., 2004).

Acquaotta a Fratianni (2014) adresují další možný zdroj skepse ohledně analýzy klimatické změny. Poukazují na to, že změny v mnoha dlouhodobých časových řadách stanic jsou způsobeny nejen změnami počasí a klimatu, ale také změnami v umístění stanic, výměnou přístrojů, změnami pozorovacích i výpočetních postupů či prostředí stanice. Proto, aby se výsledky analýz daly dále použít a vhodně interpretovat, je nutné zbavit data, například časové řady, tzv. nehomogenit - tedy variací v proměnných způsobených jakýmkoliv jiným vlivem než je samotný studovaný jev. Klimatologická data jsou před interpretací podrobována kontrolám a posouzení homogenity dat, případně je provedena vhodná korekce. V letech 2007-2012 se dokonce tématu homogenity klimatologických dat, respektive metodám homogenizace dat a jejich účinnosti, věnoval evropský projekt, který nesl název HOME.

Při interpretaci se navíc veškerá data musí podávat v určitém kontextu. K tomu

slouží existence tzv. normálových období. To k srovnávání jednotlivých období používá tzv. normály, tedy dlouhodobé průměrné hodnoty daného ukazatele. Tyto normály by měly být vztaženy k období trvajícím aspoň 30 let. Normálové období se v současnosti posouvá každých 10 let, aby bylo možné ukazovat vývoj veličin na nejnovějších datech. V některých případech se ke srovnání místo normálového období používá tzv. referenční období, tedy takové, jehož charakteristiky jsou dobře známé a lze proti němu tedy snadno srovnávat anomální hodnoty (PERUN, 2022).

V neposlední řadě je zde i mnoho různých okolností mimo klimatickou změnu, které mohou ovlivnit vývoj klimatologických indexů, a to především na lokální úrovni. Tyto poté mohou zkreslovat data v širším měřítku, a vytvářet tak prostor pro chyby v interpretaci. Typickým příkladem je třeba vliv městských tepelných ostrovů na vyhodnocování vývoje teploty na jednotlivých měřicích stanicích. Městský tepelný ostrov (angl. Urban heat island) je jev, který vzniká především změnou povrchu v daném místě - typicky zástavbou a urbanizací. Dle výsledků Kim (1992) je zahřívání měst způsobeno především nadbytečným teplem, které vzniká na snadno se zahřívajících površích měst jako je asfalt, budovy a jejich materiály, ale i půda s nízkou či žádnou vegetací. Toto může v letním období způsobit oteplení měst až o 10 °C v porovnání s okolní, např. lesní krajinou.

Existuje tedy mnoho faktorů, které mohou narušit správné vyvozování důsledků z analyzovaných dat o klimatické změně, a je rozhodně nutné tyto vlivy brát v potaz při jakémkoliv utváření závěrů. Vědecké práce z pole klimatologie jsou však pod drobnohledem v otázkách metodiky a zpracování nasbíraných dat, a při hledání trendů a pozorování vývoje jednotlivých ukazatelů musí brát v potaz všechny vnější vlivy, které by mohly zkreslovat získané výsledky.

3.2.9 Možnosti adaptace a mitigace

Pojem mitigace je proces zaměřující se na samotné původce klimatické změny, například skrz redukci faktorů přispívajících k akceleraci KZ. Pojem adaptace naproti tomu označuje snahu a úkony vedoucí k přizpůsobení se dopadům a účinkům klimatické změny, a to ať už současným či možným budoucím.

Mitigace klimatické změny je v praxi především dlouhodobá snaha o snížení

množství antropogenních emisí skleníkových plynů. Mimo níže popsaných přírodě blízkých řešení může být mitigace aplikována formou využití nových technologií, podpory obnovitelných zdrojů energie, zvýšení účinnosti starších energetických systémů nebo změnou postupů řízení či chování spotřebitelů (Kumar, 2022).

Příkladem mitigací klimatické změny využívajících různých funkcí přírody může být ochrana ekosystémů, které zachycují a ukládají oxid uhličitý z atmosféry, jako jsou lesy, mokřady a oceány, zalesňování či ochrana lesních ekosystémů či sekvestrace uhlíku. Ta je dle Lal (2008) definována jako proces přenosu a bezpečného ukládání atmosférického oxidu uhličitého do dlouhodobých úložišť uhlíku, bez nichž by tento CO₂ byl emitován nebo zůstal v atmosféře. Dalšími možnými mitigačními opatřeními jsou snížení emisí N₂O snížením dávky hnojiv a zaváděním a rozvojem ekologického zemědělství (Wang et al., 2023).

Na rozdíl od procesu mitigace je adaptace na změnu klimatu chápána jako proces průběžného přizpůsobování přírodních a socioekonomických systémů současné nebo očekávané změně klimatu nebo jejím vlivům a dopadům s cílem zmírnit škody a využít potenciální přínosy. Adaptační opatření mohou být preventivní, přípravná, případně opatření ke zvýšení odolnosti systému, reakce na nepříznivé události a činnosti napomáhajících obnově funkce systému (Kumar, 2022).

Možná adaptační opatření zahrnují adaptace v zemědělství (diverzifikace plodin, ochrana půdy a vody, ekologické zemědělství, zavádění agrolesnictví), městských ekosystémech (zavádění a správa městských lesů, rozvoj dešťových zahrad, ozelenění zdí a střech), přírodních suchozemských ekosystémech (programy ochrany a obnovy lesů, snižování stresových faktorů působících na ekosystémy působením člověka, obnova degradovaných stanovišť, podpora biologické rozmanitosti), případně obnova mokřadů či vytváření systémů včasného varování před extrémními projevy počasí (Wang et al., 2023).

4 Praktická část

4.1 Metodika

4.1.1 Nahrání a základní zpracování E-OBS dat

E-OBS je soubor dat dostupný v pravidelné mřížce o velikosti buňky 0,1 stupně nebo 0,25 stupně, který obsahuje časové řady hodnot průměrné teploty, minimální teploty, maximální teploty, sumy srážkových úhrnů, průměrného atmosférického tlaku, průměrné relativní vlhkosti, průměrné rychlosti větru a průměrné globální radiace, a to v denním kroku. Data jsou k dispozici ve formátu NetCDF-4 a zeměpisný rozsah dat je 25 stupňů severní šířky až 71.5 stupně severní šířky, 25 stupňů západní délky až 45 stupňů východní délky. Jedná se o dataset získaný interpolací ze sítě meteorologických stanic. Dataset je simulován na základě prostorové korelační funkce, kdy jsou hodnoty následně průměrovány s cílem získání nejspolehlivějšího odhadu (Copernicus Climate Change Service, 2024).

Ke zpracování analýzy této bakalářské práce byla použita volně dostupná zgridovaná data E-OBS (verze 27.0e) v mřížce o velikosti buňky 0,1 stupně, a to konkrétně datasety pro průměrné denní teploty vzduchu, sumární denní srážkové úhrny a maximální denní teploty (zkratky TG, RR a TX v tomto pořadí). Časový rozsah těchto dat byl vymezen od 1. ledna 1950 do 31. prosince 2022.

Script pro trendovou analýzu teplot, srážek a typu srážek určených na základě teploty, stejně jako script pro trendovou analýzu chladných a teplých dnů byl napsán v programovacím jazyce R (verze 4.3.3) pomocí otevřeného vývojového prostředí RStudio (verze 2023.12.1+402 pro OS Windows). K provedení analýzy byly využity volně dostupné knihovny funkcí, konkrétně `ncdf4`, `chron`, `tidyverse`, `ggspatial`, `ggpattern`, `Kendall` a `sf`.

Jelikož jsou data k dispozici ve formátu NetCDF-4, bylo nutné tato data nejprve nahrát do vývojového prostředí, a to za pomoci knihovny funkcí `"ncdf4"`, která umožňuje právě nakládání s těmito daty. Skrz funkce dané knihovny bylo k datům přistoupeno a následně byly uloženy patřičné informace z datasetů

do jednotlivých proměnných. Následně byly na základě orientačních hodnot souřadnic ohraničujících zájmové území povodí Jizery vyselektovány příslušné souřadnice gridboxů odpovídající tomuto území. Na základě těchto vybraných souřadnic byly následně z datasetů extrahovány odpovídající hodnoty jednotlivých veličin - průměrných a maximálních teplot a srážkových úhrnů. Jednoduchou funkcí bylo ověřeno, že se v nahraném datasetu nenacházejí žádné chybějící hodnoty.

4.1.2 Trendová analýza teplot a srážek

Pro účely visualisace vývoje veličin teploty a srážkového úhrnu byla data převedena do odpovídající formy. Díky tomu bylo možné vygenerovat několik grafů vyjadřujících vývoj těchto veličin. Těmi byly v případě teplot graf průměrné roční teploty vzduchu zprůměrované pro celé zájmové území, graf vývoje průměrných ročních teplot vzduchu vztažen k jednotlivým gridboxům a graf vývoje průměrné teploty vzduchu v jednotlivých měsících zprůměrované pro celé zájmové území. V případě srážek byly tyto grafy vygenerovány analogicky.

Následně byla provedena trendová analýza obou veličin, a to prostřednictvím testu Mann-Kendall. Jedná se o tzv. neparametrický test, tedy takový, který je použit v případě dat bez normálního rozdělení a který je obecně považován za robustní. Nulovou hypotézou Mann-Kendallova testu je, že není přítomen žádný monotónní (tedy buď pouze rostoucí, nebo pouze klesající) trend. Výsledkem prováděného testu jsou odpovídající p-hodnoty či hodnoty signifikance, které po srovnání s určenou hladinou významnosti určují, zda má být nulová hypotéza zamítnuta či nikoliv. Hladina významnosti (α) je běžně určena hodnotou 0,05 a i v této práci je pro stanovení signifikance trendu jako určující hladina významnosti brána právě hodnota 0,05. Dalším výstupem Mann-Kendallova testu je hodnota τ , která vyjadřuje typ trendu, tedy zda se jedná o trend pozitivní či negativní. Pozitivní trend je takový, při kterém dochází k růstu hodnot dané veličiny, v případě negativního trendu hodnoty veličiny naopak v průběhu času klesají. V případě pozitivního trendu je hodnota τ vyšší než 0, v případě negativního trendu je nižší než 0.

Výsledné struktury byly opět upraveny tak, aby bylo možné z nich vygenerovat příslušné grafy vyjadřující trend v jednotlivých gridboxech pro jednotlivé měsíce.

4.1.3 Trendová analýza srážek na základě teploty vzduchu

Obdobný postup byl využit i v případě druhé trendové analýzy srážek, jejíž hlavní myšlenkou bylo rozdělení srážek na dešťové a sněhové dle arbitrárně určené hranice 0 °C a zjištění trendu v poměru sněhových srážek ku součtu obou druhů srážek. V této analýze se tedy nejprve cyklicky sumarizovaly výše definované sněhové a dešťové srážky v rámci každého gridboxu a následně se ve stejném rozlišení stanovil sněhový poměr prostým výpočtem, kdy byla příslušná sněhová srážka pro daný gridbox, rok a měsíc vydělena součtem této sněhové srážky a odpovídající dešťové srážky v daném gridboxu, roku a měsíci. Následně byl pro každý měsíc i gridbox zvlášť proveden Mann-Kendallův test a za pomoci hodnot signifikance a hodnot τ byly výsledné trendy v poměru sněhových srážek ku všem srážkám visualisovány v dílčích grafech pro jednotlivé měsíce. Visualisaci předcházela úprava struktur nesoucích informace o trendu do formátu, jež umožňuje snadné převedení do grafické podoby.

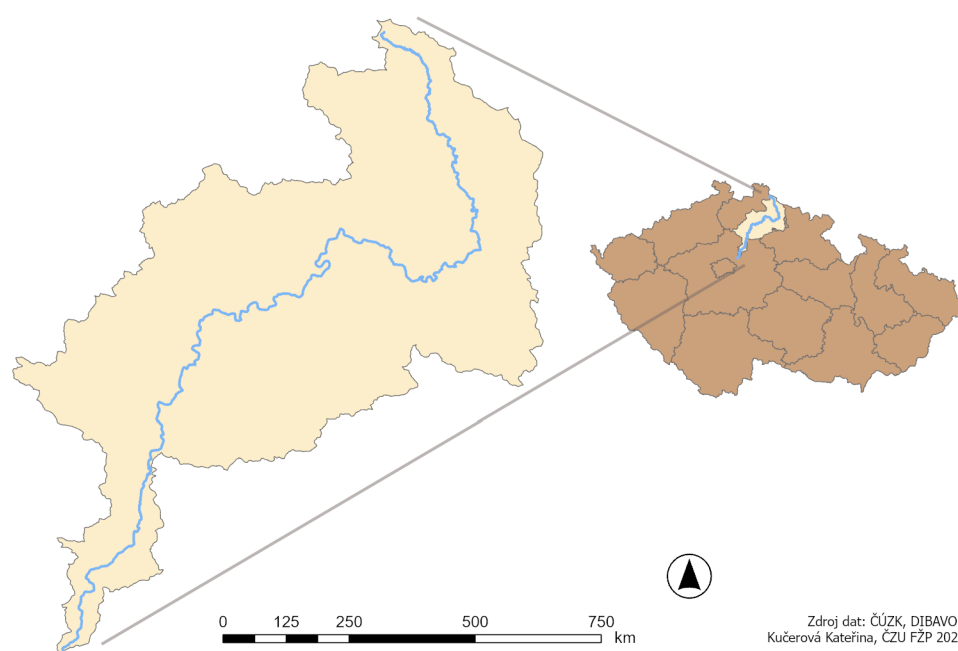
4.1.4 Trendová analýza chladných a teplých dnů

Poslední dílčí analýza činitelů potenciálně ovlivňujících doplňování podzemních vod je založena na určování dvou typů dnů na základě kvantilů. V analýze byly použity datasey s denními srážkovými úhrny a denními maximálními teplotami. Data byla opět prostorově vymezena pro 80 gridboxů odpovídajících povodí vodního toku Jizery a jeho okolí, časově byly vyselektovány pouze zimní sezóny - tedy posloupnost měsíců prosinec, leden a únor. Protože prosinec stejné sezóny patří k jinému kalendářnímu roku než měsíce leden a únor, byla k jednotlivým měsícům přiřazena označení jednotlivých zimních sezón, v rámci kterých byla následně data zpracována a hodnocena. Pro každou sezónu byly určeny tzv. chladné a teplé dny, v případě chladných dnů se jednalo o 25. percentil maximálních denních teplot v dané sezóně, v případě teplých dnů o 75. percentil. Pro tyto chladné a teplé dny byly pozorovány dva indexy - počet chladných/teplých dní s přítomnou srážkou (tedy srážkový úhrn pro daný den byl vyšší než 0 mm) a průměrná srážka v rámci chladných / teplých dní. Na základě toho byly pro oba indexy zjišťovány mezisezónní trendy, opět pomocí testu Mann-Kendall. Poté

byly trendy a průběhy veličin visualisovány grafy mapujícími vývoj počtu srážkových dní za sezónu v případě chladných i teplých dnů, trendy v jednotlivých gridech pro tento index, vývoj hodnoty průměrného srážkového úhrnu za sezónu v případě chladných i teplých dnů a trendy v jednotlivých gridech pro tento index. V této analýze se vycházelo z odborného článku autorů Beranová a Kyselý (2018), který rovněž provádí trendovou analýzu vybraných srážkových indexů pro vymezené teplé a chladné dny.

4.2 Charakteristika povodí Jizery

Řeka Jizera (v Polsku známá pod názvem Izera), je středně velká řeka v severní části České republiky, a zároveň nejdominantnější tok Libereckého kraje. Pramení na česko-polské hranici v těsné blízkosti hory Smrk v nadmořské výšce přesahující 700 m n.m. a jedná se o pravostranný přítok Labe (povodí II. řádu) (Grygar et al., 2013). Povodí Jizery je k nahlédnutí v Obrázku 7.



Obrázek 7: Povodí Jizery.

4.2.1 Geomorfologie a geologie oblasti

Geomorfologicky spadá povodí Jizery do Hercynského systému a jeho provincie Česká vysočina, jejíž součástí jsou subprovincie Česká tabule a Krkonoško-jesenická. Důležitou oblastí z Krkonoško-jesenické subprovincie, která zasahuje do povodí Jizery, je Krkonošská oblast, kterou dále dělíme na Krkonoše, Krkonošské podhůří, Jizerské hory a Ještědsko-kozákovský hřbet. Severočeská tabule, součást České tabule, se dále dělí na Jičínskou pahorkatinu a Ralskou pahorkatinu.

Z hlediska geologie řadíme povodí Jizery do Českého masivu, který zasahuje do oblastí lugikum (západosudetská oblast) a bohemikum (středočeská oblast). Lugikum představuje severní okrajovou část Českého masivu na západě až ji-

hozápadě až po Nýzverovský a Ramzovský průsmyk. Na území povodí Jizery lze rozlišit jednotky Krkonoško-jizerské krystalinikum a Krkonoško-jizerský pluton. Dále se na území povodí Jizery nachází Podkrkonošská pánev a Česká křídová pánev (Chlupáč a Vrána, 1994).

4.2.2 Klimatologické podmínky oblasti

Podle Köppen-Geigerovy klasifikace spadá povodí Jizery do pásma mírného podnebí a jeho oblasti označení jako Cfb (mírné oceánské podnebí s teplými léty). V oblasti horního toku v Jizerských horách jsou roční srážky 800–1700 mm. V oblasti dolního toku Jizery se pak srážky drží kolem 600 mm. Letní srážky převyšují srážky zimní, s maximy během konvektivních srážkových událostí (Elznicová et al., 2022).

Celkově se klimatické podmínky mění s měnící se morfologií oblasti. Na horním toku dosahuje průměrná teplota 3–6 °C a průměrný roční úhrn srážek se pohybuje od 800 mm do 1200 mm. Tato oblast se vyznačuje vysokým počtem dní se sněhovou pokrývkou a doba jejího trvání přesahuje i 160 dní v roce. Na středním toku Jizery je průměrná teplota o něco vyšší, tedy 7–8 °C a objem srážek nabývá hodnot mezi 700 a 800 mm. Průměrný počet dní se sněhovou pokrývkou je 60–100 dní v roce. Dolní tok se vyznačuje nejvyššími teplotami z celého povodí, 8–9 °C, a průměrnými ročními srážkami 450–700 mm. Počet dní se sněhovou pokrývkou zde klesá na 30 dní a méně (Tolasz et al., 2007).

4.2.3 Hydrologie a hydrogeologie oblasti

Celková délka toku Jizery od pramene k soutoku s Labem dosahuje 165 km a plocha povodí je 2 193 km² (Grygar et al., 2013). Průměrný roční průtok na soutoku s Labem dosahuje 24 m³/s (Elznicová et al., 2022). Mezi dílčí povodí Jizery patří povodí Jizerky, Kamenice, Mohelky, Klenice, Bělé, Kněžmostky, Libuňky, Mumlavy, Olešky, Strenického potoka, Zábrdky a Žehrovky, přičemž jejími hlavními přítoky jsou řeky Kamenice (pravostranný přítok, 31 km) a Klenice (levostranný přítok, 25 km). Důležitými městy, kterými Jizera protéká jsou Jablonec nad Jizerou, Semily, Železný Brod, Turnov, Mladá Boleslav a Benátky nad Jizerou.

Povodí Jizery je z velké části vymezeno hlubinným hydrogeologickým rajonem 4710, nazývaným Bazální křídový kolektor na Jizeře, jehož plocha činí 1881,8 km² a pod nějž spadá základní hydrologický rajon 4430 – Jizerská křída levobřežní s plochou 899,5 km², hydrologický rajon 4410 – Jizerská křída pravobřežní s plochou 6085 km² a hydrogeologický rajon 4420 – Jizerský coniak vyskytující se v okolí Hrubé Skály. Plocha tohoto rajonu je 152,2 km² (Česká geologická služba, 2024).

5 Výsledky práce

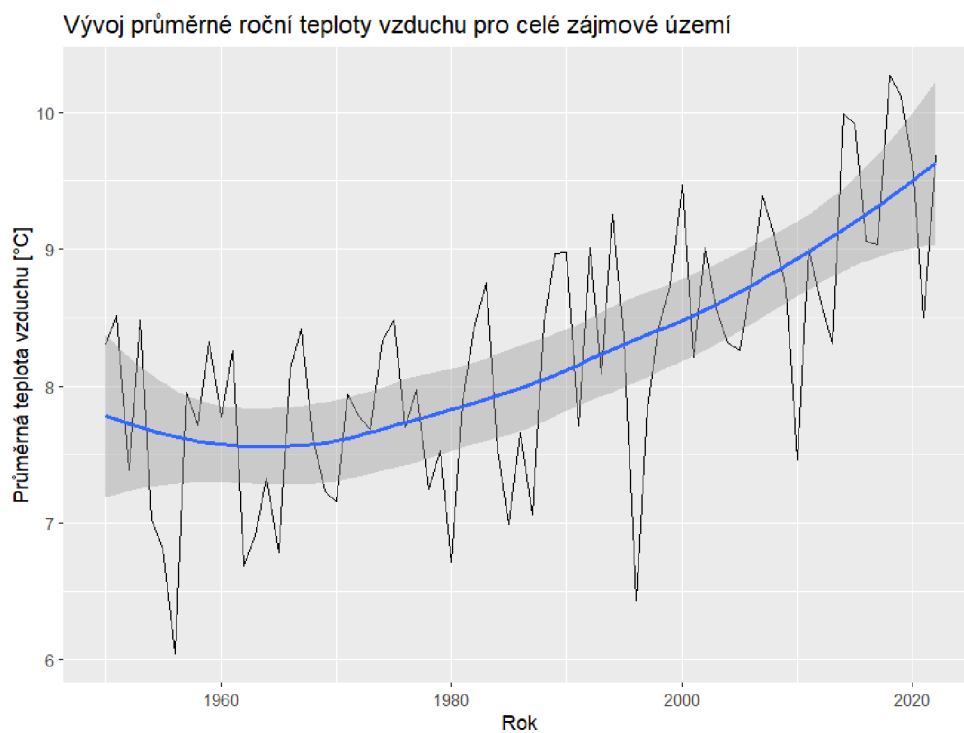
Tato kapitola je zaměřena na prezentaci a popis výsledků analýz provedených dle popsané metodiky. Pro přehlednost jsou výsledky rozčleněny dle sledované veličiny do oddílů Trendová analýza teplot, Trendová analýza srážek, Trendová analýza srážek na základě teploty vzduchu a Trendová analýza chladných a teplých dnů.

5.1 Trendová analýza teplot

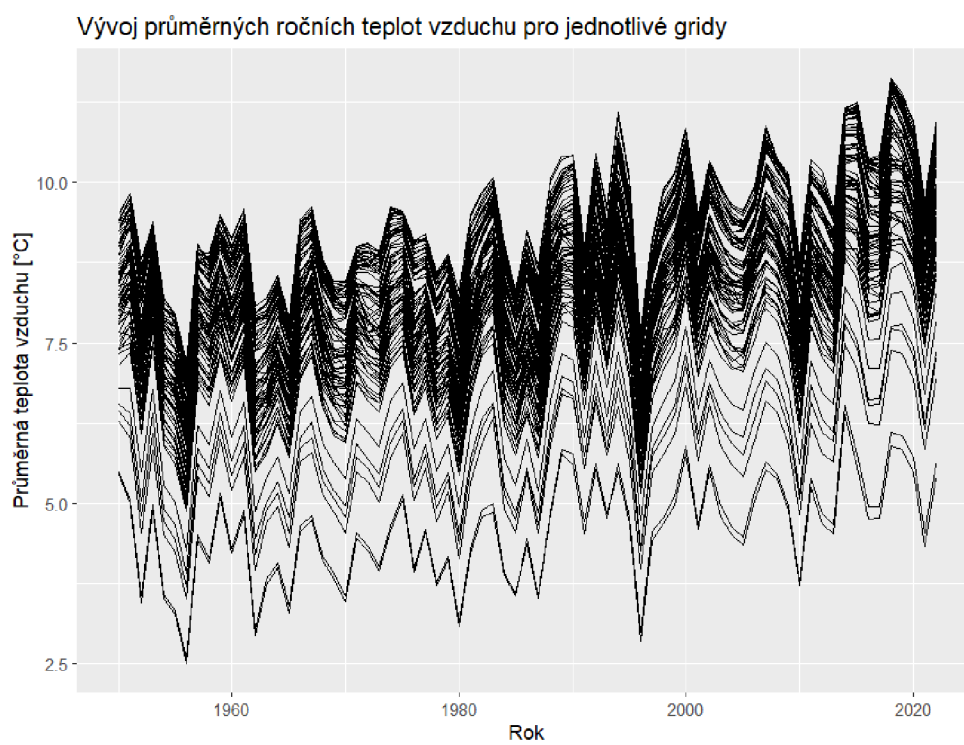
První část analýzy se zabývala vývojem průměrných teplot a jejich trendovou analýzou.

V Obrázku 8 je znázorněn graf vývoje průměrné roční teploty vzduchu zprůměrované pro všechny gridboxy zájmového území. Tenká černá linie vyjadřuje roční průměrnou teplotu vzduchu vztaženou pro celistvé území definované všemi 80 gridboxy, modrá linie poté vyhlazenou regresní křivku Loess, která se používá ke znázornění vývoje veličiny bez vlivu náhodných výkyvů veličiny. Z grafu je patrná určitá stoupající tendence s počátkem mezi roky 1960 a 1970. Rozdíl mezi nejnižšími a nejvyššími průměrnými teplotami dosahuje přes 4 °C, při zohlednění nežádoucího vlivu náhodné složky časové řady na interpretaci a přihlédnutí k podobě Loessovy křivky je tento rozdíl zhruba 2 °C.

Průměrná roční teplota vzduchu se mezi jednotlivými gridboxy, jak nasvědčuje graf v Obrázku 9, liší i o vyšší jednotky stupňů. Z podobnosti tvaru křivek je patrná různorodá nadmořská výška v zájmovém území. I v tomto vyjádření vývoje teploty vzduchu je patrná rostoucí tendence jejich průměrných hodnot.

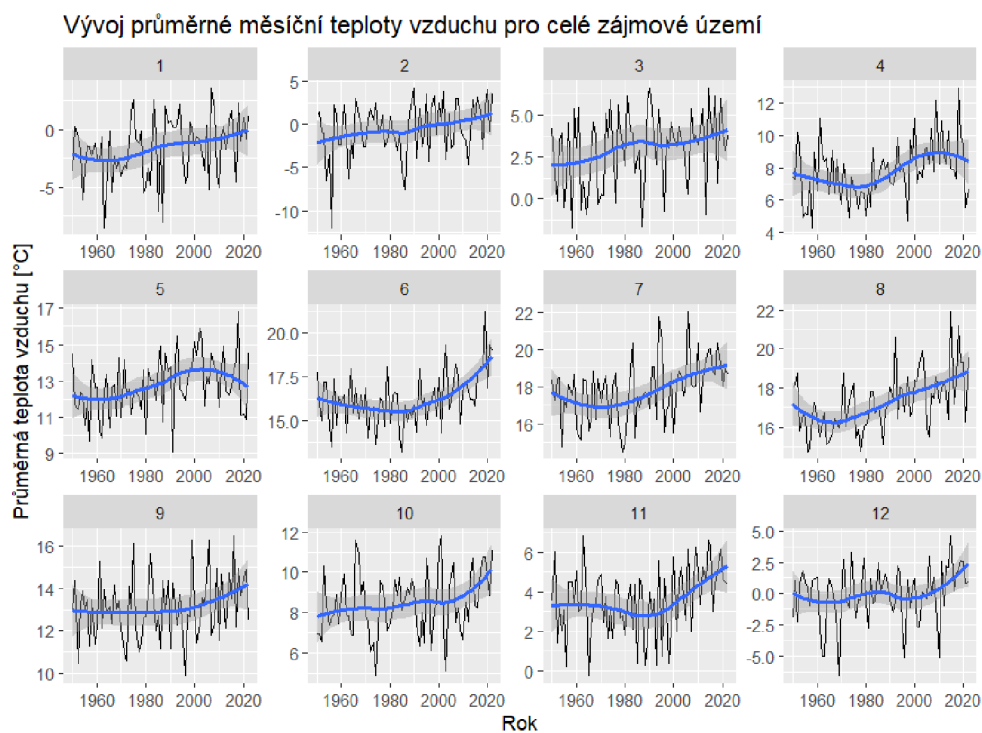


Obrázek 8: Vývoj průměrní roční teploty vzduchu pro celé zájmové území.



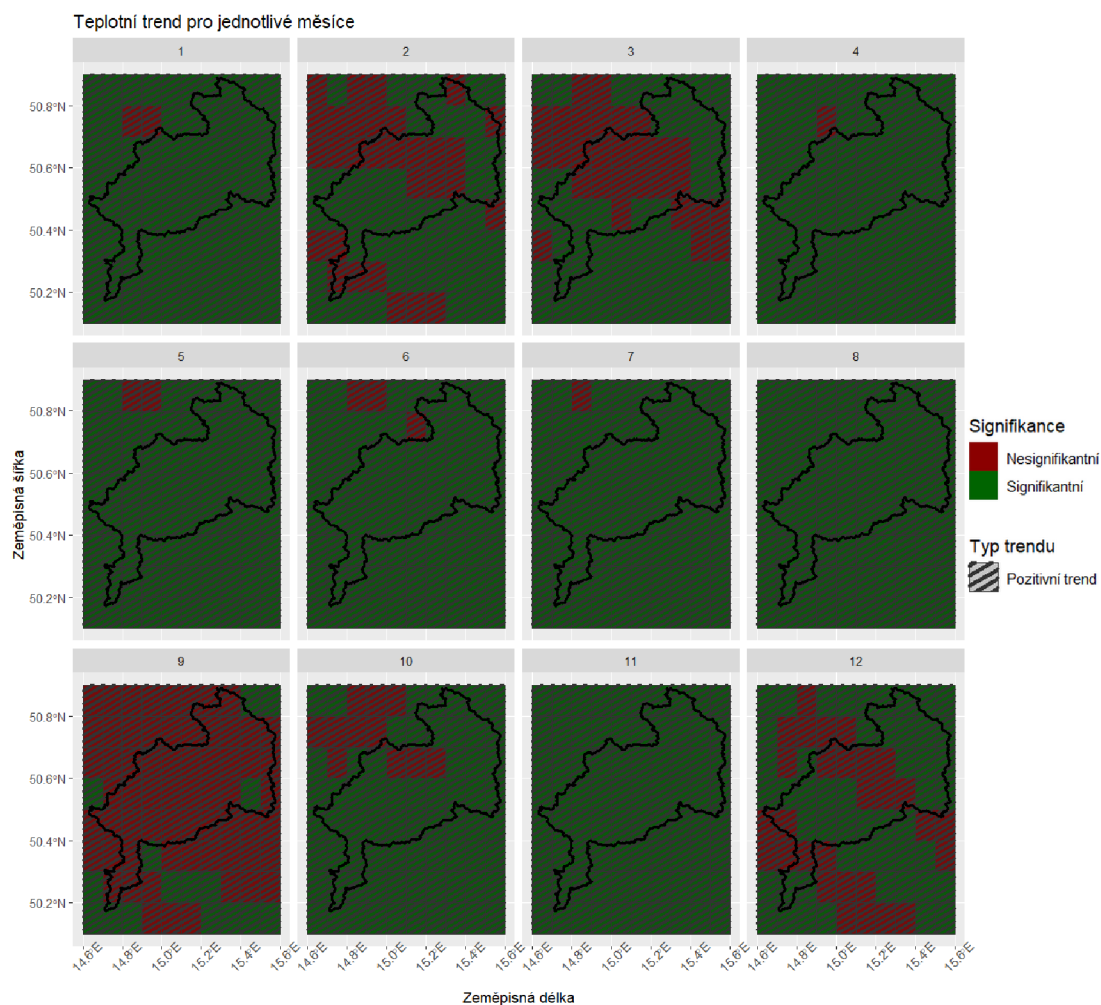
Obrázek 9: Vývoj průměrných ročních teplot vzduchu vyjádřený pro jednotlivé gridboxy.

Obrázek 10 znázorňuje vývoj průměrných teplot vzduchu pro celé zájmové území, a to meziročně pro jednotlivé měsíce. Stoupající trend je zde očividný, a to zejména pro letní a částečně i zimní měsíce. Monotónní trend není patrný například pro měsíce duben a květen, kdy zejména v posledních 10 až 20 letech dochází spíše k obrácení vývoje průměrných hodnot z rostoucího na klesající.



Obrázek 10: Vývoj průměrných hodnot teploty vzduchu pro jednotlivé měsíce vztahovaný na celé zájmové území.

Na základě trendové analýzy teploty vzduchu pro jednotlivé měsíce a jednotlivé gridboxy byla provedena visualisace grafy v Obrázku 11. V tomto souboru grafů jsou červeně značené ty gridboxy, u nichž nebyl prokázán signifikantní trend, a zeleně naopak ty, kde trend dosáhl signifikantních hodnot dle určené hladiny významnosti. Šrafa diagonálních linií vyjadřuje pozitivní trend, který je výhradním typem trendu přítomným ve visualisaci této trendové analýzy. Z grafů je patrná převažující signifikance trendu, s výjimkou měsíce září, kde je významně zastoupena přítomnost nesignifikantních trendů. Nezanedbatelné zastoupení nesignifikantních trendů je pozorované i pro měsíce únor, březen a prosinec, kde však množství gridboxů, pro které byl zjištěn signifikantní trend, stále převládá.

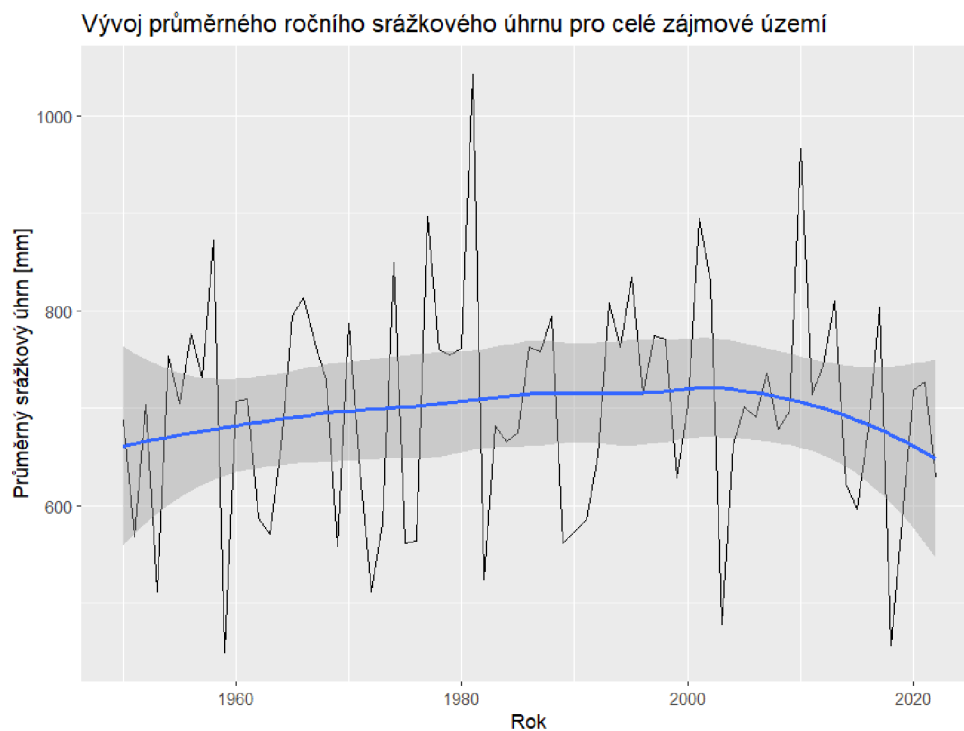


Obrázek 11: Teplotní trend pro jednotlivé měsíce v rámci jednotlivých gridboxů.

5.2 Trendová analýza srážek

Druhý segment praktické části se zabýval trendovou analýzou srážek.

Graf v Obrázku 12 vyjadřuje průměrný měsíční srážkový úhrn od roku 1950 do roku 2022 pro celé zájmové území (černá linie) a regresi těchto hodnot visualisovanou opět skrz křivku dle regresní metody Loess (modrá linie). Z této křivky není zřejmý žádný významný monotónní trend.



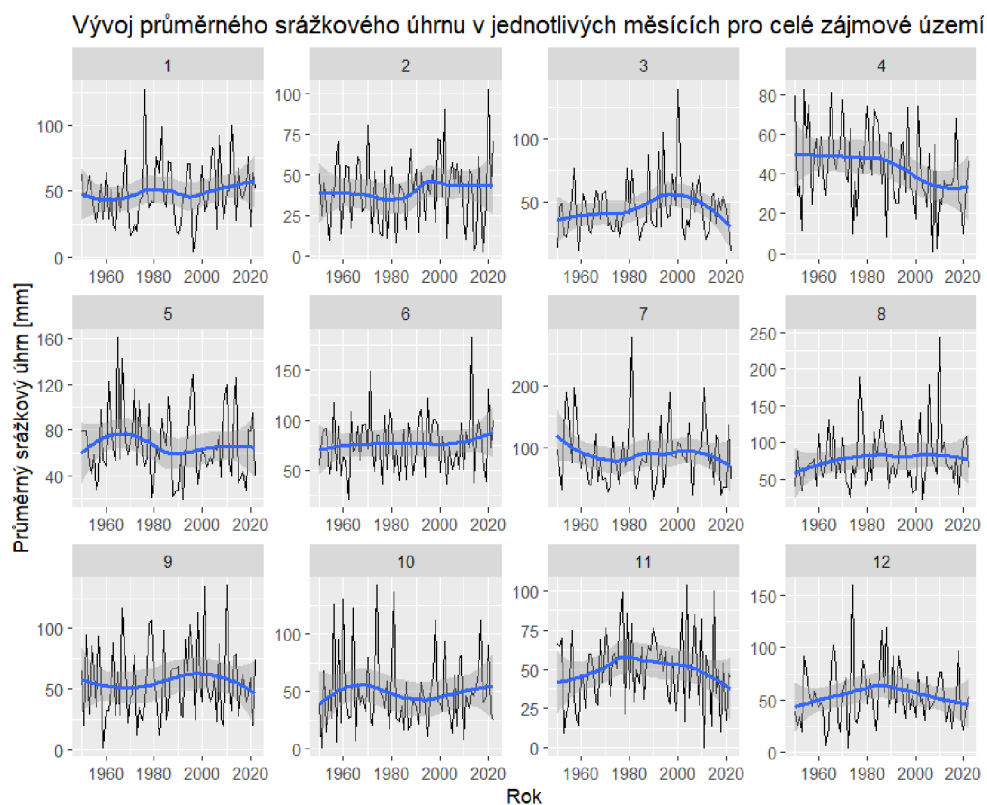
Obrázek 12: Vývoj průměrného ročního srážkového úhrnu pro celé zájmové území.

Analogicky k analýze teploty byl i v případě srážkových úhrnů vytvořen graf, který vyjadřuje meziroční vývoj průměrné hodnoty sledované veličiny ve všech gridboxech, a lze si jej prohlédnout v Obrázku 13. Ani zde není na první pohled patrný žádný význačný trendový průběh.



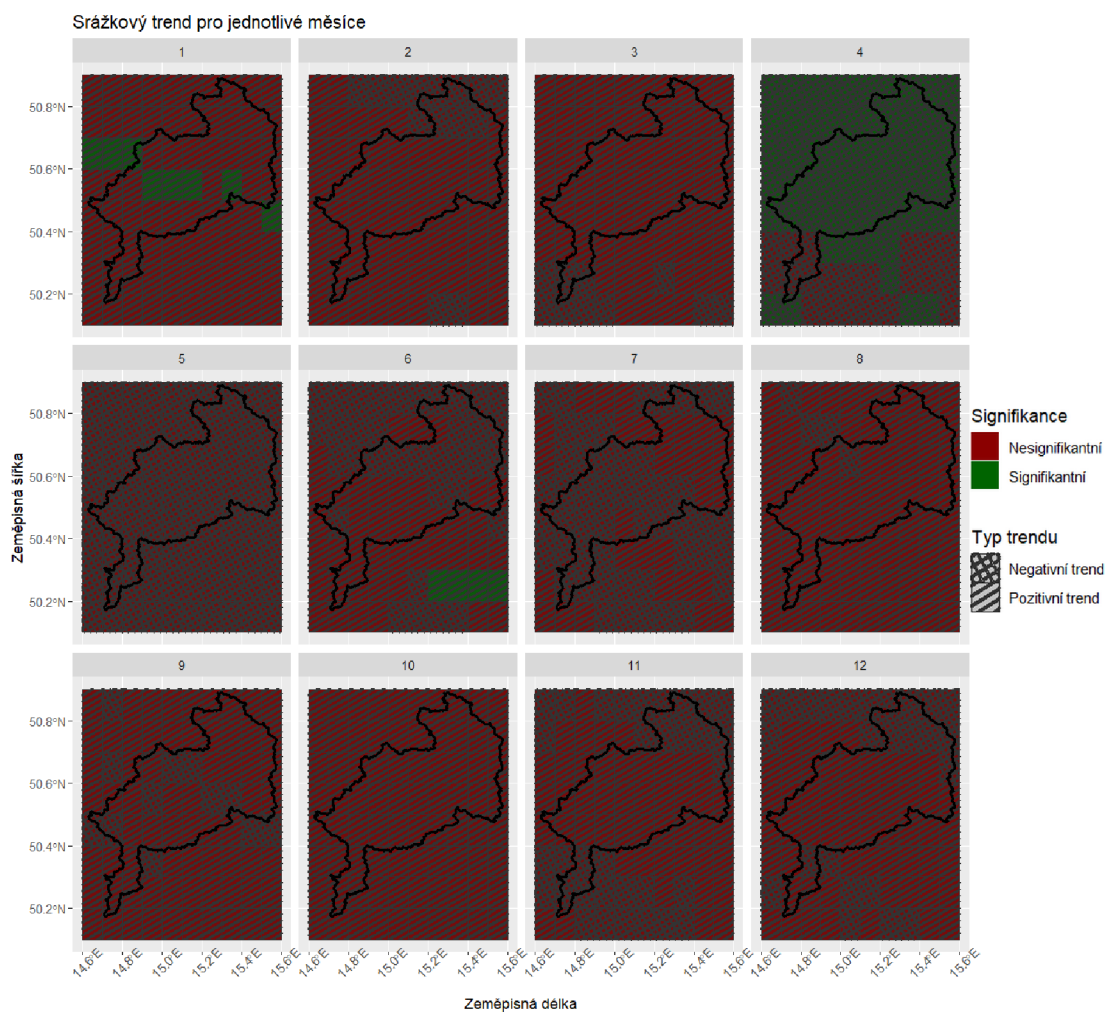
Obrázek 13: Vývoj ročního srážkového úhrnu pro jednotlivé gridboxy.

Obrázek 14 znázorňuje meziroční vývoj hodnot srážkového úhrnu pro jednotlivé měsíce a pomocí vyhlazených křivek regresní metody Loess, kterými je průběh veličiny proložen, nastiňuje odhad trendu. S výjimkou měsíce dubna, kde křivka naznačuje možný klesající trend, není ani v této visualisaci pozorovatelný významnější trend.



Obrázek 14: Vývoj průměrného srážkového úhrnu v jednotlivých měsících v rámci celého zájmového území.

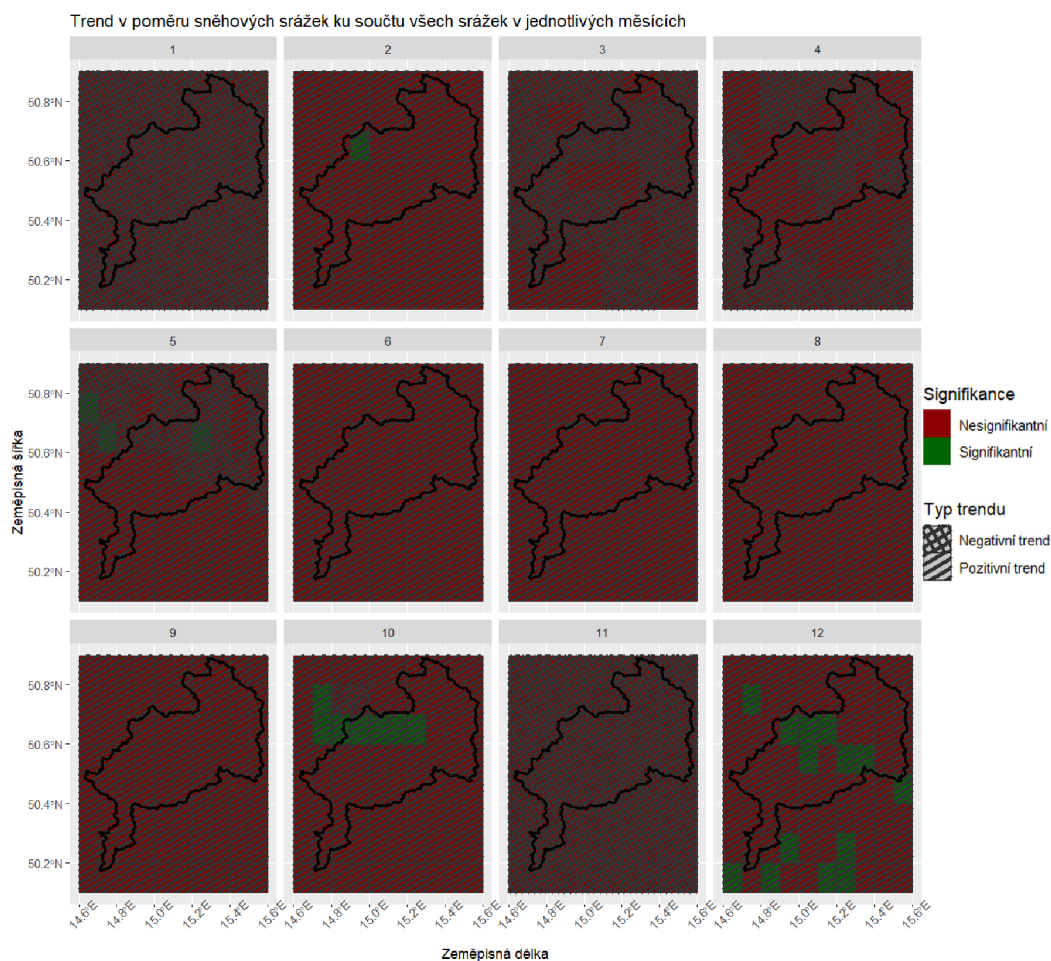
Pro srážky byla rovněž zhotovena trendová analýza, a to opět pro jednotlivé měsíce a jednotlivé gridboxy v letech 1950 až 2022. Zde je signifikance taktéž vyjádřena červenou a zelenou barvou gridboxů, typ trendu vyjadřují šrafy, kdy diagonální linie značí pozitivní trend a mřížka naproti tomu trend negativní. Konkrétní vyhodnocení trendu si lze prohlédnout v Obrázku 15. V tomto případě dle očekávání převládá pro většinu sledovaných gridboxů nesignifikantní trend, pouze pro měsíc duben byl ve většině gridboxů zaznamenán signifikantní negativní trend, vyjadřující že srážek v tomto měsíci meziročně ubývá.



Obrázek 15: Srážkový trend pro jednotlivé měsíce v rámci jednotlivých gridboxů.

5.3 Trendová analýza srážek na základě teploty vzduchu

Ve třetí části souboru trendových analýz vybraných klimatických činitelů byl zjišťován možný trend v poměru sněhových srážek ku celkovému množství srážek. I zde byla analýza provedena pro jednotlivé měsíce a gridboxy, signifikance znázorněna barvami a typ trendu dvěma různými typy šraf. Výsledek této analýzy si lze prohlédnout v Obrázku 16. Pro většinu gridboxů napříč jednotlivými měsíci byl zjištěn silně převažující nesignifikantní trend. Ve spíše ojedinělých případech, kdy byl trend pro dané gridboxy určen jako signifikantní, převládal pozitivní trend, tedy zvyšující se sněhový poměr. Původní předpoklad ubývajícího zastoupení srážek při teplotě vzduchu nižší než je 0 °C byla tedy vyvrácen. Možné faktory a vlivy vedoucí k tomuto výsledku budou podrobněji rozebrány v následujícím segmentu praktické části - Diskusi.

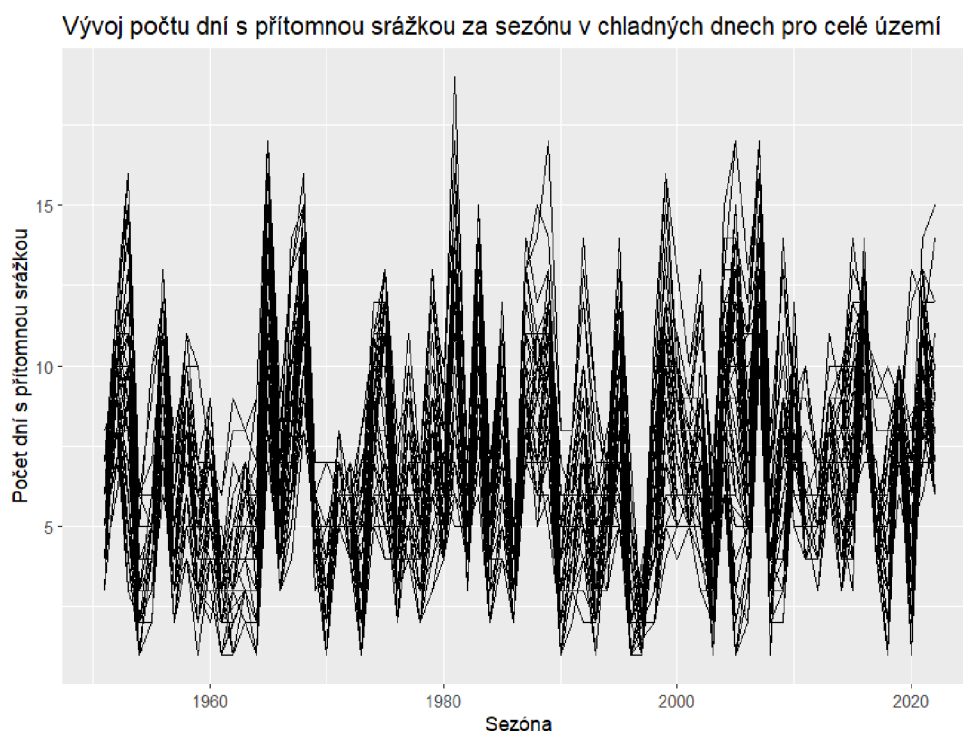


Obrázek 16: Trend v poměru sněhových srážek ku celkovým srážkám v jednotlivých měsících v rámci jednotlivých gridboxů.

5.4 Trendová analýza chladných a teplých dnů

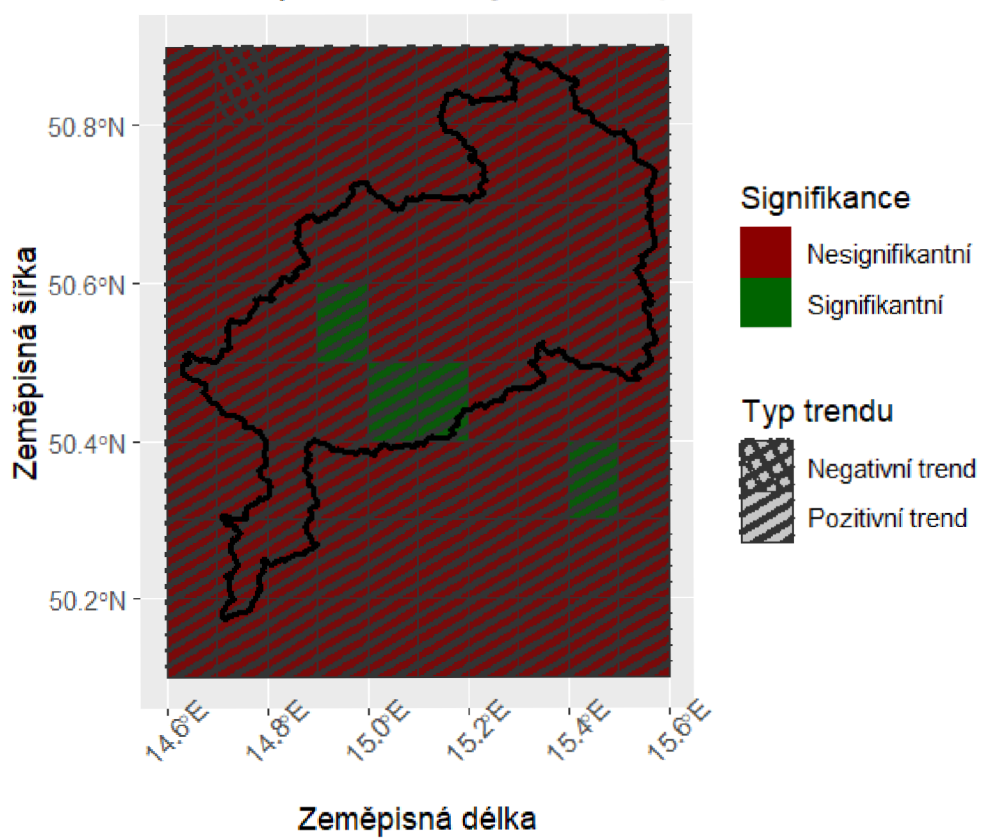
Druhá analýza provedená pro účely praktické části této bakalářské práce věnující se proměňujícímu se počtu srážkových dnů a vývoji průměrné hodnoty srážkového úhrnu v chladných a teplých dnech dospěla k níže prezentovaným výsledkům.

Obrázek 17 vyjadřuje vývoj mezisezónního počtu chladných dnů, ve kterých byl registrován srážkový úhrn vyšší než 0 mm. Obrázek 19 poté ilustruje též, avšak pro teplé dny, tak jak byly, stejně jako chladné dny, definovány v Metodice. Graf v Obrázku 18 znázorňuje signifikanci a typ trendu v počtu chladných dnů s pozorovaným srážkovým úhrnem vyšším než 0 mm a Obrázek 20 vyjadřuje totéž pro teplé dny. V obou případech je signifikantní trend pozorován spíše ojediněle. U obou těchto analýz ale platí, že v gridboxech se signifikantním trendem v počtu srážkových dnů je patrný pozitivní trend. Původní odhad, že v chladných dnech bude pozorován signifikantní úbytek srážek, je pro tyto gridboxy ukázán jako nesprávný.

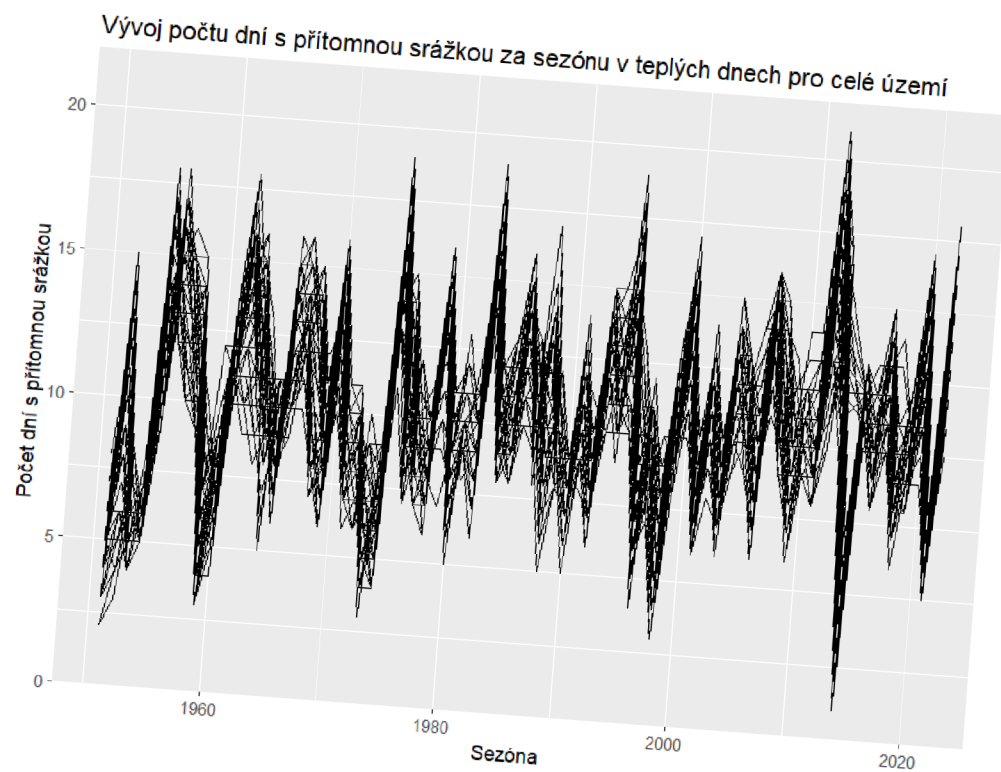


Obrázek 17: Vývoj počtu srážkových chladných dnů za sezónu pro celé zájmové území.

Trend v počtu chladných dnů s přítomnou srážkou

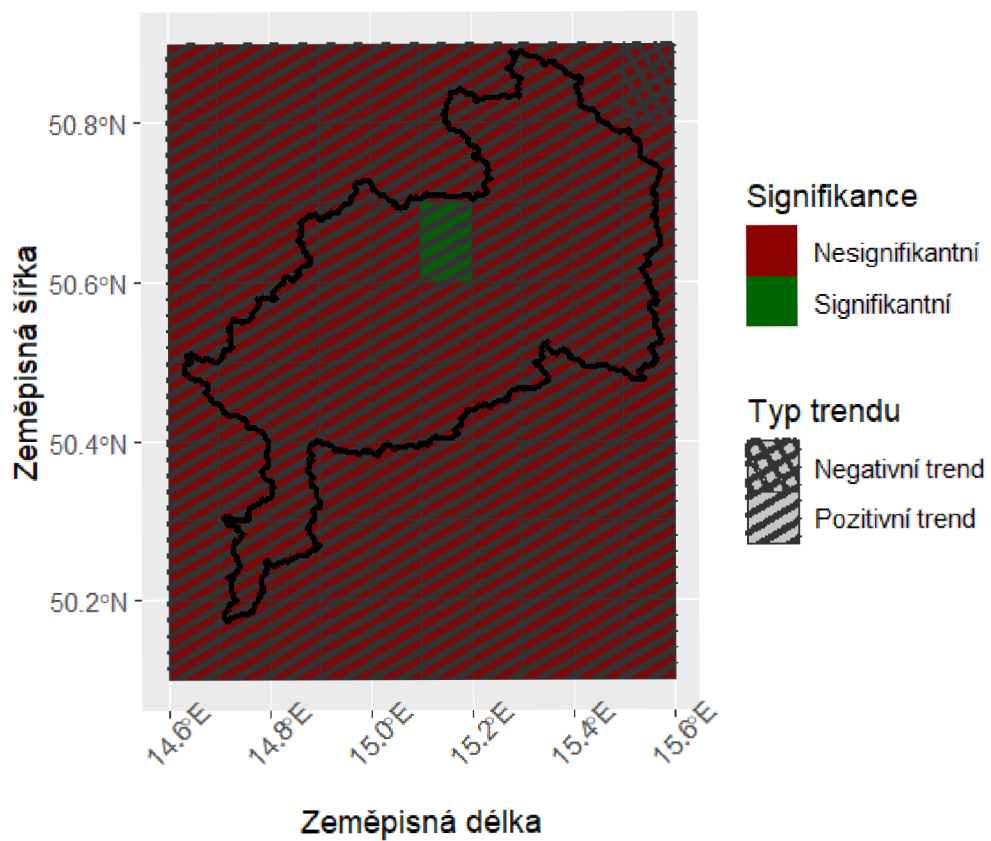


Obrázek 18: Trend v počtu chladných srážkových dní za sezónu.



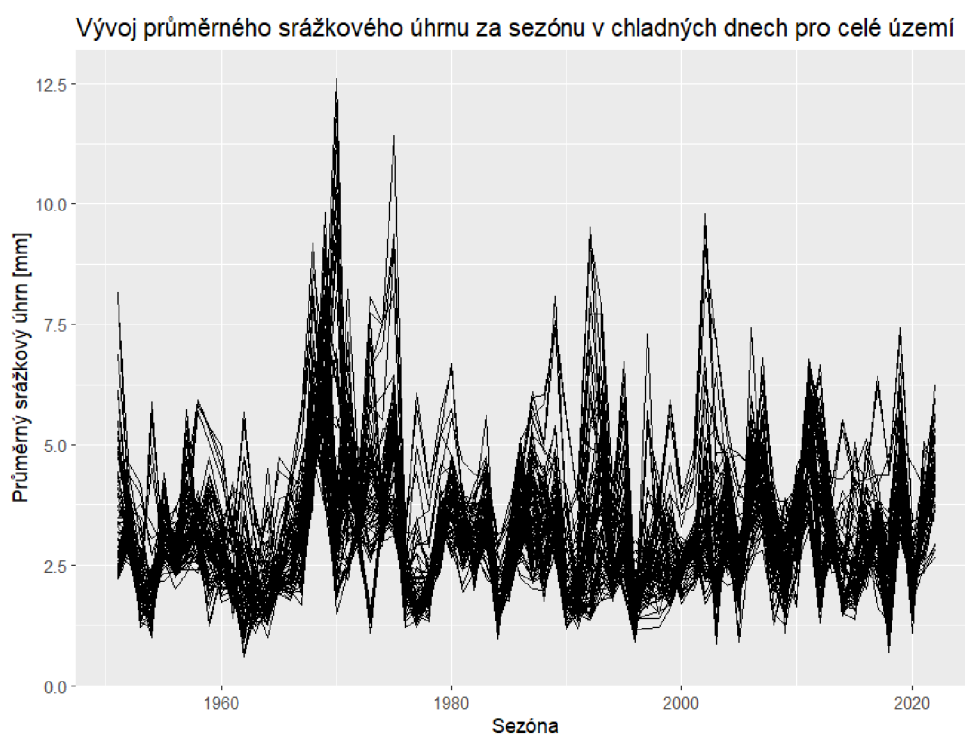
Obrázek 19: Vývoj počtu srážkových teplých dní za sezónu pro celé zájmové území.

Trend v počtu teplých dnů s přítomnou srážkou



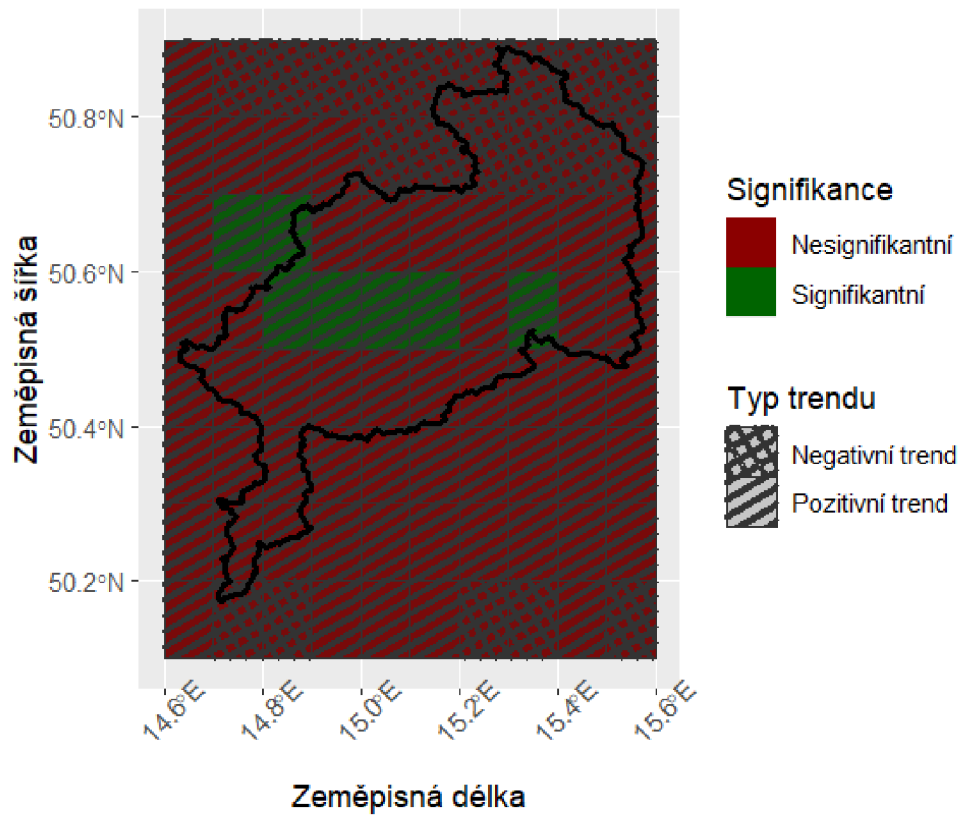
Obrázek 20: Trend v počtu teplých srážkových dní za sezónu.

V případě pozorování trendu v průměrných sezónních srážkách v průběhu chladných i teplých dnů byly výsledky obdobné. V obou případech převládá nesignifikantní trend (v případě teplých dnů je dokonce přítomen výlučně nesignifikantní trend). V gridboxech, kde byl zaznamenán signifikantní trend, došlo ke zjištění pozitivního trendu. Dle tohoto výsledku tedy pro dané gridboxy napříč lety v chladných dnech roste průměrné množství srážek. Trend průměrných srážek v chladných dnech je blíže k nahlédnutí v grafu v Obrázku 22, v teplých dnech v grafu v Obrázku 24. Visualisace vývoje průměrné srážky v chladných dnech pro jednotlivé gridy je vyjádřena liniovým grafem v Obrázku 21, pro teplé dny grafem v Obrázku 23.



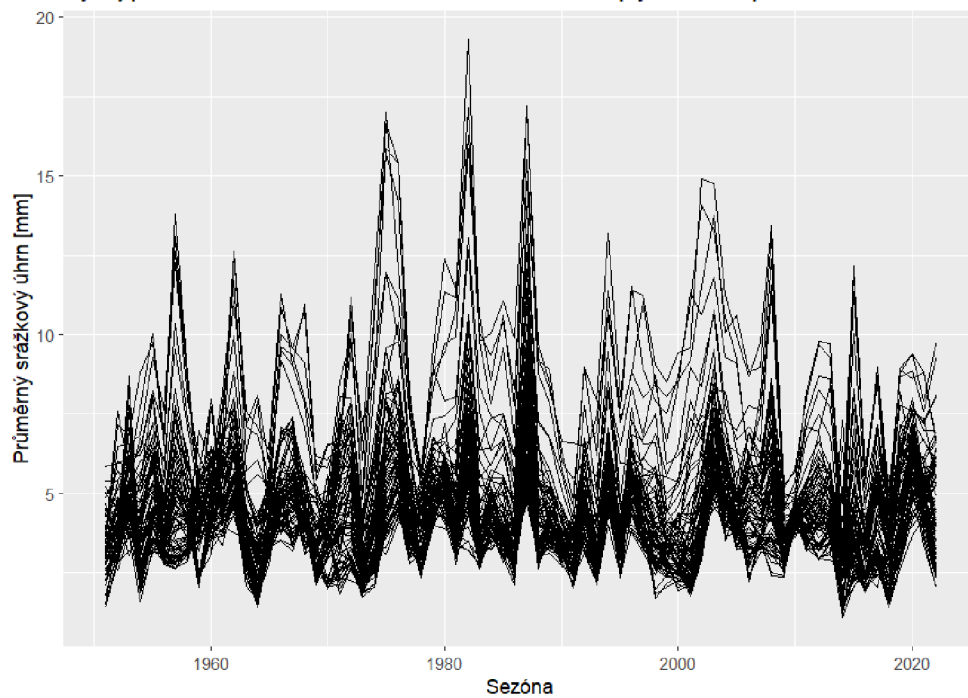
Obrázek 21: Vývoj průměrných srážek v chladných dnech pro celé zájmové území.

Trend v průměrných srážkách během chladných dnů



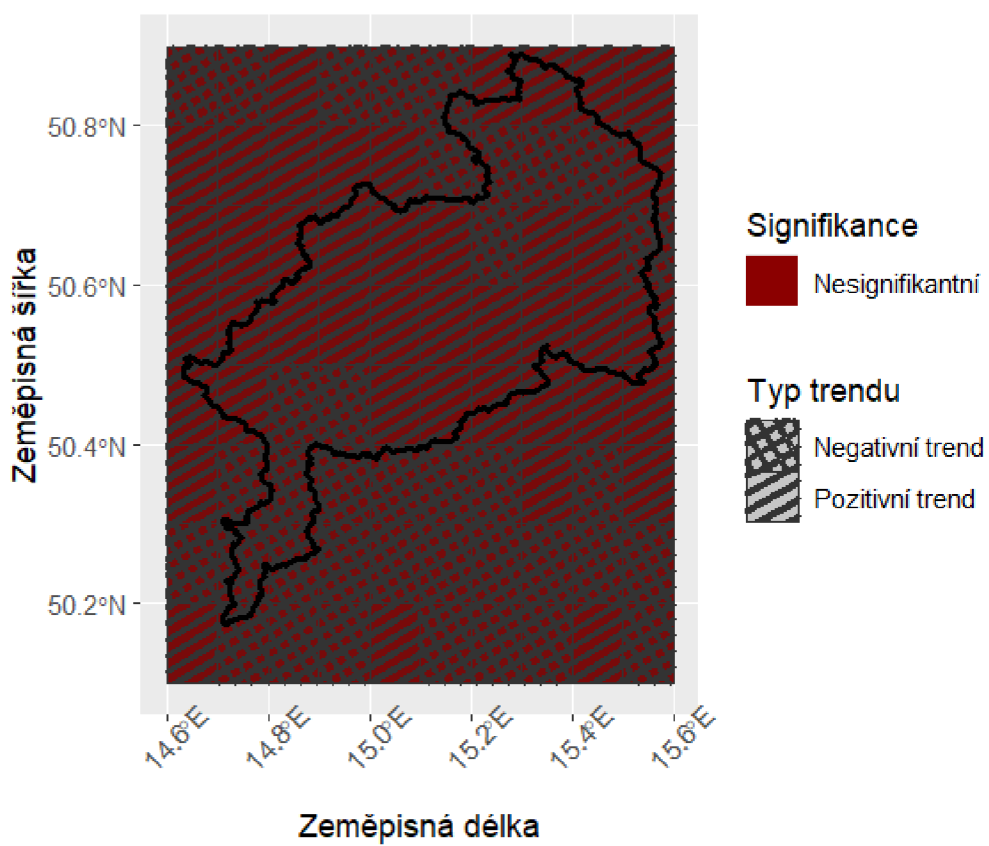
Obrázek 22: Trend v průměrných srážkách během chladných dnů.

Vývoj průměrného srážkového úhrnu za sezónu v teplých dnech pro celé území



Obrázek 23: Vývoj průměrných srážek v teplých dnech pro celé zájmové území.

Trend v průměrných srážkách během teplých dnů



Obrázek 24: Trend v průměrných srážkách během teplých dnů.

6 Diskuse

Trendová analýza teplot přinesla výsledky zhruba dle očekávání. V rozporu s myšlenkou globálně se zvyšujících teplot v důsledku klimatických změn vyšly hodnoty signifikance prakticky pouze pro měsíc září, toto však může být způsobeno skutečností, že v přechodových obdobích mezi zimou a jarem a mezi létem a podzimem jsou obecně významnější teplotní výkyvy. Toto zdůvodnění by se dalo vztáhnout i k výsledkům v měsíci březnu. Nezanedbatelné zastoupení gridboxů s nesignifikantním trendem, které je rovněž pozorováno v měsících prosinci a únoru, může být zapříčiněno obecně významnější rozkolísaností teplot v zimním období.

Trendová analýza srážek rovněž poukázala na skutečnosti, které byly předem očekávané, a tedy, že srážkový úhrn je vysoce variabilní veličinou, na kterou působí mnoho různých faktorů, a je tedy komplikované určit pro ni jasný trend. Množství srážek se navíc obecně meziročně zásadně nemění, pouze může docházet k redistribuci srážkových událostí o různé intenzitě napříč jednotlivými částmi roku. Jediným statisticky významným pozorovaným trendem pro větší množství gridboxů v rámci měsíce v případě srážkového úhrnu byl trend pro měsíc duben, kdy byl zaznamenán signifikantní negativní trend pro většinu zájmového území. Toto koresponduje s několika let pozorovanými suchými epizodami ve střední Evropě v průběhu tohoto měsíce (Ionita et al., 2020).

Cílem trendové analýzy srážek na základě teploty vzduchu, tedy určení trendu pro poměr sněhových srážek ku celkovým srážkám, bylo zjistit určitý potenciál vzniku sněhové pokrývky, která dle informací poskytnutých v rešerši ovlivňuje míru přirozeného doplňování podzemních vod. Tato analýza se tedy zaměřovala na případy, kdy mohlo docházet ke vzniku sněhových srážek, které mohly potenciálně přispět k vytvoření sněhové pokrývky, a tedy mít dopad na doplňování podzemních vod. Sněhové srážky byly pro účely této bakalářské práce určeny jako suma srážkových úhrnů, které byly registrovány ve dnech, kdy průměrná teplota dosahovala hodnoty 0 °C a nižších. Tato mezní hodnota pro určení skupenství spadlých srážek byla zvolena arbitrárně pro zjednodušení celého postupu. Teplota vzduchu, jak je k dispozici v datech E-OBS, nereflkuje přesné hodnoty teplot vzduchu v té části atmosféry, kde srážky vznikají. Právě teplota vzduchu v místě vzniku srážek je pro oddělení sněhových srážek od dešťových tou zásadní.

Vznik a následné udržení sněhové pokrývky jsou rovněž podmíněny vícero faktory včetně dopadání dešťových srážek na povrch sněhové pokrývky apod. Pro účely této analýzy byly však tyto vlivy zanedbány a ve zjednodušené podobě byla provedena právě s hraniční hodnotou bodu mrazu jakožto definujícím prvkem druhu srážek. Trendová analýza sněhového poměru tak, jak byla provedena, pro většinu gridboxů a měsíců nevykazovala signifikantní trendy. Důvodem může být právě výše popsané zjednodušení, možnost vlivu zvyšujících se teplot na skupenství zejména zimních srážek tedy nelze na základě této analýzy zcela zavrhnout. Tato tematika může být podnětem pro důkladnější zpracování a hlubší analýzu v rámci navazující diplomové práce.

Druhá dílčí analýza zaměřující se na vývoj počtu srážkových dní a vývoj hodnot průměrné srážky pro chladné a teplé dny v jednotlivých sezónách neprokázala pro většinu gridboxů signifikantní trendový průběh. To se částečně shoduje s výsledky autorů Beranová a Kyselý (2018) (dále jen "autoři"), jejichž analýza se věnuje celému území České republiky, a to mezi roky 1961 a 2012, a zaměřuje se na vyhodnocení čtyř indexů včetně právě průměrného srážkového úhrnu a počtu srážkových dní. Tyto indexy jsou rovněž vyhodnocovány v rámci ročních období a chladných a teplých dní určených výpočtem příslušných kvantilů. Pro trendovou analýzu počtu dní s přítomnou srážkou v zimní sezóně (měsíce prosinec, leden, únor) dosáhly autoři dané studie poněkud odlišných výsledků - v případě chladných dnů je výrazně převládajícím typem trendu negativní (pozitivní trend na signifikantní úrovni byl pozorován u 0,6 % stanic, negativní trend na signifikantní úrovni u 11,1 %), v případě této bakalářské práce výrazně převládal trend pozitivní, a to pro všechny gridboxy s výjimkou jednoho. Celkově bylo v trendové analýze počtu chladných dnů s přítomnou srážkou vyhodnoceno 5 % gridboxů jako signifikantní, z toho všechny s pozitivním trendem. V případě teplých dní jsou rozdíly ve výsledcích analogické - zatímco autoři studie uvádějí vyšší zastoupení negativních než pozitivních trendů (0% zastoupení signifikantního pozitivního trendu a 0,6% signifikantního negativního trendu), zde byl převládajícím typem trendu opět trend pozitivní, který byl vyhodnocen pro všechny gridboxy kromě jednoho, přičemž signifikantní trend byl zjištěn v jednom gridboxu, a byl zároveň trendem pozitivním. Důvod rozdílnosti výsledků v typu trendu není zcela jasný, možnou příčinou může být odlišnost lokálních poměrů pro dané zájmové území (autoři zpracovali trendovou analýzu pro celé území ČR). Důvodem vyššího zastoupení signifikantního trendu může být různá

hladina významnosti, kdy autoři vyhodnocovali všechny indexy na základě hladiny významnosti 0,1, zatímco analýza v této bakalářské práci měla hladinu významnosti nastavenou na hodnotu 0,05. Dalším důvodem může být odlišný zdroj dat, kdy autoři používali pro výpočet indexů staniční data o srážkách především z Českého hydrometeorologického ústavu s výjimkou dat s hodnotami maximálních teplot, která rovněž pocházela z datasetu E-OBS.

V případě posuzování vývoje průměrných srážkových úhrnů se výsledky rovněž lišily od autorů studie. Pro chladné dny autoři dospěli opět k převládajícím negativním trendům (12,4 % stanic se signifikantním negativním trendem proti 0 % se signifikantním pozitivním trendem), což je v rozporu s výsledky v této práci, kdy všechny gridboxy se signifikantním trendem vykazovaly trend pozitivní. Naproti tomu trendová analýza průměrných srážek v teplých dnech v této práci neodhalila žádný signifikantní trend v případě teplých dnů, zatímco autoři vyhodnotili signifikantní negativní trend v teplých dnech pro 4,3 % stanic a signifikantní pozitivní trend pro 1,9 % stanic. Tento rozpor v získaných výsledcích a výsledcích autorů Beranová a Kyselý (2018) může být způsoben opět volbou zájmové území, stanovenou hodnotou hladiny významnosti či odlišným původem srážkových dat.

7 Závěr a přínos práce

Změna klimatu a s ní související změny především v teplotách vzduchu mohou potenciálně představovat hrozbu pro průběh procesů zajišťujících doplňování podzemních vod. Tato bakalářská práce se zabývala právě zhodnocením možného vlivu klimatické změny na vývoj různých činitelů, které mohou mít na tyto procesy dopad.

V rešeršní části byl na základě zpracované odborné literatury identifikován možný klimatickou změnou indukovaný vývoj v hodnotách klimatologických veličin, a to zejména takových, jež se dotýkají mechanismů doplňování podzemních vod. Těmi jsou především změny v sezónnosti srážek, časový posun v sezónním režimu tání sněhu, změny ve vodní zásobě ve sněhu, zvýšení evapotranspirace, případně zvýšená potřeba čerpání podzemních vod v důsledku vyšších teplot vzduchu jakožto nepřímý důsledek klimatické změny nepříznivě působící na množství zásob podzemních vod.

Praktická část pro dané zaměřené území prokázala, že trend vzrůstajících hodnot průměrné teploty vzduchu je signifikantní a pozorovatelný napříč prakticky všemi měsíci. V trendové analýze srážek dle očekávání nebyl vyhodnoceno žádné významné trendové chování, což je zapříčiněno významnou variabilitou veličiny srážkového úhrnu a širí možných faktorů, které mohou srážkový úhrn ovlivnit. Trendová analýza arbitrárně určených sněhových srážek v poměru ku celkovým srážkám, která měla vyjadřovat určitý potenciál vzniku sněhové pokrývky, neprokázala zásadní trendový vývoj. Toto však mohlo být způsobeno hodnocením na základě hodnot teploty vzduchu získaných blízko zemského povrchu, přičemž pro odlišení sněhových srážek od dešťových je rozhodující teplota vzduchu ve výšce, kde tyto srážky vznikají. Dále mohla mít na tento výsledek vliv příslušná hladina významnosti určená obecně využívanou hodnotou 0,05.

Výsledky provedených analýz v rámci chladných a teplých dní zimního období ukazují, že trendy ve srážkových ukazatelích mohou být jiné, než se může předpokládat, a to například vzhledem k místním vlivům. Proto je důležité tyto indexy posuzovat v regionálním kontextu. Význam je třeba přikládat i vyhodnocení na základě více hladin významnosti, díky čemuž je možné lépe vystihnout sílu daných trendů.

Hlavní přínos práce tkví v obsáhlé rešeršní části, která pojednává o základních prvcích dané problematiky a dále analyzuje možné vlivy pokračujícího oteplování na podobu zimních srážek, a tedy případnou podobu sněhové pokrývky a následných procesů doplňování podzemních vod. Bakalářská práce je dále přínosná svou praktickou částí čítající dvě různé trendové analýzy, které se snaží identifikovat trendy ve vývoji klimatologických veličin vybraných na základě poznatků z rešeršní části, jenž mohou být ovlivněny působením klimatické změny podrobněji popsané právě v rešerši.

Pro další výzkum, jenž by mohl být předmětem navazující diplomové práce, by bylo vhodné provést analýzu pro více různých hladin významnosti, případně prohloubit analýzu vývoje zastoupení sněhových srážek a zpracovat například trendovou analýzu na základě dat o sněhové pokrývce.

Literatura

- Acharya, B. S., Kharel, G., Zou, C. B., Wilcox, B. P., Halihan, T. (2018) Woody Plant Encroachment Impacts on Groundwater Recharge: A Review. *Water*, 10, 1–26.
- Acquaotta, F., Fratianni, S. (2014) The Importance of the Quality and Reliability of the Historical Time Series for the Study of Climate Change. *Revista Brasileira de Climatologia*, 14, 20–38.
- American Geosciences Institute (2024) How do we measure air temperature? <https://www.americangeosciences.org/education/k5geosource/content/weather/how-do-we-measure-air-temperature>, accessed: 2024-02-25.
- Arthur, M., Saffer, D. (2023) Fluxes (Inflows and Outflows) in Groundwater Systems. <https://www.e-education.psu.edu/earth111/node/937>, accessed: 2024-2-29.
- Bales, R. C. (2003) HYDROLOGY — Overview. In *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, Academic Press, 968–973.
- Behrens, A., Georgiev, A., Carraro, M. (2010) *Future Impacts of Climate Change Across Europe*. Centre for European Policy Studies.
- Beranová, R., Kyselý, J. (2018) Trends of precipitation characteristics in the Czech Republic over 1961–2012, their spatial patterns and links to temperature and the North Atlantic Oscillation. *International Journal of Climatology*, 38, 596–606.
- Bierkensand, M. F. P., Wada, Y. (2019) Non-renewable groundwater use and groundwater depletion: a review. *Environmental Research Letters*, 14, 1–43.
- Bouwer, H. (2002) Artificial recharge of groundwater: hydrogeology and engineering. *Hydrogeology Journal*, 10, 121–142.
- Britannica (2024) Hydrologic cycle. <https://www.britannica.com/science/water-cycle>, accessed: 2024-02-13.

- Carroll, R. W. H., Deems, J. S., Niswonger, R., Schumer, R., Williams, K. H. (2019) The Importance of Interflow to Groundwater Recharge in a Snowmelt-Dominated Headwater Basin. *Geophysical Research Letters*, 46, 5899–5908.
- Chen, H. (2017) *Radar and Satellite Observations of Precipitation: Space Time Variability, Cross-Validation, and Fusion*. Ph.D. thesis, Colorado State University.
- Chlupáč, I., Vrána, S. (1994) Regional geological subdivision of the Bohemian Massif on the territory of the Czech Republic (Report of the Working Group for Regional Geological Classification of the Bohemian Massif at the former Czechoslovak Stratigraphic Commission). *Journal of the Czech Geological Society*, 39, 127–144.
- Copernicus Climate Change Service (2024) E-OBS data access. https://surfobs.climate.copernicus.eu/dataaccess/access_eobs.php#datafiles, accessed: 2024-3-10.
- Dewalle, D. R., Rango, A. (2008) *Principles of Snow Hydrology*. Cambridge University Press.
- Dingman, S. L. (2015) *Physical Hydrology*. Waveland Press, Inc.
- Elznicová, J., Kiss, T., von Suchodoletz, et al. (2022) Was the termination of the Jizera River meandering during the Late Holocene caused by anthropogenic or climatic forcing? *Earth Surface Processes and Landforms*, 48, 669–686.
- European Environment Agency - European Union (2023) Records of northern hemisphere temperature variation during the last 1300 years. <https://www.eea.europa.eu/data-and-maps/figures/records-of-northern-hemisphere-temperature-variation-during-/the-last-1-300-years>, accessed: 2023-12-21.
- Groundwater Foundation (2023) Schéma podzemních vod. <https://groundwater.org/what-is-groundwater/>, accessed: 2024-2-27.
- Grygar, T. M., Nováková, T., Bábek, O., Elznicová, J., Vadinová, N. (2013) Robust assessment of moderate heavy metal contamination levels in floodplain sediments: A case study on the Jizera River, Czech Republic. *Science of Total Environment*, 452-453, 233–245.

- Hantel, M., Ehrendorfer, M., Haslinger, A. (2000) Climate Sensitivity of Snow Cover Duration in Austria. *International Journal of Climatology*, 20, 615–640.
- Hardy, J. T. (2003) *Climate Change: Causes, Effects, and Solutions*. Wiley.
- Hartmann, D. L. (2015) *Global Physical Climatology*. Elsevier Science & Technology.
- Hashemi, H., Berndtsson, R., Kompani-Zare, M., Persson, M. (2013) Natural vs. artificial groundwater recharge, quantification through inverse modeling. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17, 637–650.
- Healy, R. W. (2010) *Estimating Groundwater Recharge*. Cambridge University Press.
- Holko, L., Gorbachova, L., Kostka, Z. (2011) Snow Hydrology in Central Europe. *Geography Compass*, 5/4, 200–218.
- Hrkal, Z., Milický, M., Tesař, M. (2009) Climate change in Central Europe and the sensitivity of the hard rock aquifer in the Bohemian Massif to decline of recharge: case study from the Bohemian Massif. *Environmental Earth Sciences*, 59, 703–713.
- Huntington, T. G., Hodgkins, G. A., Keim, B. D., Dudley, R. W. (2004) Changes in the Proportion of Precipitation Occurring as Snow in New England (1949–2000). *Journal of Climate*, 17, 2626–2636.
- Hyman-Rabeler, K. A., Loheide II, S. P. (2023) Drivers of Variation in Winter and Spring Groundwater Recharge: Impacts of Midwinter Melt Events and Subsequent Freezeback. *Water Resources Research*, 59, 1–21.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (2007) Concentrations of GHG. <https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/02/ar4-wg1-chapter2-1.pdf>, accessed: 2024-1-27.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (2018) Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change,

- sustainable development, and efforts to eradicate poverty. Technická zpráva, Cambridge, UK and New York, US.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (2021) Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Technická zpráva, Cambridge, UK and New York, US.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (2022) Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Technická zpráva, Cambridge, UK and New York, USA.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (2023) AR6 Synthesis Report (SYR). Technická zpráva, Interlaken, Switzerland.
- International Association of Hydrogeologists (2024) What is Hydrogeology and what do Hydrogeologists do? <https://iah.org/education/general-public/what-is-hydrogeology>, accessed: 2024-02-23.
- Ionita, M., Nagavciuc, V., Kumar, R., Rakovec, O. (2020) On the curious case of the recent decade, mid-spring precipitation deficit in central Europe. *Climate and Atmospheric Science*, 3, 1–10.
- Jain, P. C. (1993) Greenhouse effect and climate change: scientific basis and overview. *Renewable Energy*, 3, 403–420.
- Jeníček, M., Ledvinka, O. (2020) Importance of snowmelt contribution to seasonal runoff and summer low flows in Czechia. *Hydrology and Earth System Sciences*, 24, 3475–3491.
- Jeníček, M., Hnilica, J., Neděľčev, O., Šípek, V. (2021) Future changes in snowpack will impact seasonal runoff and low flows in Czechia. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 37, 1–16.
- Kim, H. H. (1992) Urban heat island. *International Journal of Remote Sensing*, 13, 2319–2336.
- Kirk, K. (2023) Aerosols: Small Particles with Big Climate Effects. <https://climate.nasa.gov/explore/ask-nasa-climate/3271/>

- aerosols-small-particles-with-big-climate-effects/, accessed: 2024-02-24.
- Kravčík, M., Pokorný, J., Kohutiar, J., Kováč, M., Tóth, E. (2009) Water for the Recovery of the Climate – A New Water Paradigm. In *Proceedings of the Joint Conference of APLU and ICA*.
- Krásný, J. (2012) *Podzemní vody České republiky*. Česká geologická služba.
- Kumar, A. (2022) Coping with climate change. *Ecosystem-Based Adaptation*, 2022, 143–233.
- Lal, R. (2008) Carbon sequestration. *Philosophical Transactions of the Royal Society B*, 363, 815–830.
- Lindsey, R., Dahlman, L., Blunden, J. (2024) Climate Change: Global Temperature. <https://www.climate.gov/news-features/understanding-climate/climate-change-global-temperature>, accessed: 2024-02-24.
- Martínková, M., Hesse, C., Krysanova, V., Vetter, T., Hanel, M. (2011) Potential impact of climate change on nitrate load from the Jizera catchment (Czech Republic). *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 36, 673–683.
- Masson-Delmotte, V., Dreyfus, G., Braconnot, P., et al. (2006) Past temperature reconstructions from deep ice cores: relevance for future climate change. *Climate of the Past*, 2, 145–165.
- Matthews, H. D., Weaver, A. J., Meissner, K. J., Gillett, N. P., Eby, M. (2004) Natural and anthropogenic climate change: incorporating historical land cover change, vegetation dynamics and the global carbon cycle. *Climate Dynamics*, 22, 461–479.
- Menberg, K., Blum, P., Kurylyk, B. L., Bayer, P. (2014) Observed groundwater temperature response to recent climate change. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18, 4453–4466.
- Michaelides, S., Levizzani, V., Anagnostou, E., et al. (2009) Precipitation: Measurement, remote sensing, climatology and modeling. *Atmospheric Research*, 94, 512–533.

- NASA (2023) The Study of Earth as an Integrated System. http://climate.nasa.gov/nasa_role/science/, accessed: 2023-12-21.
- NASA (2024) Measuring Precipitation: On the Ground and from Space. <https://www.appolutelydigital.com/Nasa/chapter2.html>, accessed: 2023-02-19.
- National Center for Atmospheric Research (2024a) Palmer Drought Severity Index (PDSI). <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/palmer-drought-severity-index-pdsi>, accessed: 2024-2-19.
- National Center for Atmospheric Research (2024b) Standardized Precipitation Evapotranspiration Index (SPEI). <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/standardized-precipitation-evapotranspiration-index-spei>, accessed: 2024-2-19.
- National Center for Atmospheric Research (2024c) Standardized Precipitation Index (SPI). <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/standardized-precipitation-index-spi>, accessed: 2024-2-19.
- National Oceanic and Atmospheric Administration (2023a) The Hydrologic Cycle. <https://www.noaa.gov/jetstream/atmosphere/hydro>, accessed: 2023-12-30.
- National Oceanic and Atmospheric Administration (2023b) What are El Niño and La Niña? <https://oceanservice.noaa.gov/facts/ninonina.html>, accessed: 2024-2-27.
- Nedělčev, O., Jeníček, M. (2021) Trends in seasonal snowpack and their relation to climate variables in mountain catchments in Czechia. *Hydrological Sciences Journal*, 66:16, 2340–2356.
- Peng, L., Zeng, Z., Wei, Z., et al. (2019) Determinants of the ratio of actual to potential evapotranspiration. *Global Change Biology*, 25, 1326–1343.
- PERUN (2022) Normál, průměr, střední hodnota. <https://www.perun-klima.cz/terms/normal.html>, accessed: 2024-2-27.
- Petránek, J. (2016) *Encyklopedie geologie*. Česká geologická služba.

- Pilgrim, D. H., Huff, D. D., Steele, T. D. (1978) A field evaluation of subsurface and surface runoff: II. Runoff processes. *Journal of Hydrology*, 38, 319–341.
- Pomeroy, J. W., Brun, E. (2010) Physical Properties of Snow. *Environmental Science*, -, 45–126.
- Rafferty, J. P. (2023) Keeling Curve. <https://academic-eb-com.ezproxy.techlib.cz/levels/collegiate/article/Keeling-Curve/543583>, accessed: 2024-1-27.
- Rafferty, J. P. (2024) North Atlantic Oscillation. <https://www.britannica.com/science/North-Atlantic-Oscillation>, accessed: 2024-2-27.
- Raynaud, D., Jouzel, J., Barnola, J. M., et al. (1993) The Ice Record of Greenhouse Gases. *Science*, 259, 926–934.
- Seiler, K.-P., Gat, J. R. (2007) *Groundwater Recharge from Run-off, Infiltration and Percolation*. Springer.
- Sokan-Adeaga, A. A., Sokan-Adeaga, M. A., Sokan-Adeaga, E. D., R. E. E. Ana, G. (2019) Graph of the increase in GHG concentrations.
- Taylor, R. G., Scanlon, B., Döll, P., et al. (2013) Ground water and climate change. *Nature Climate Change*, 3, 322–329.
- Thomas, B. F., Famiglietti, J. S. (2019) Identifying Climate-Induced Groundwater Depletion in GRACE Observations. *Scientific Reports*, 9, 1–9.
- Todd, D. K. (1960) *Ground Water Hydrology*. Wiley.
- Tolasz, R., Míková, T., Valeriánová, A., Voženílek, V. (2007) *Atlas podnebí Česka*. Univerzita Palackého v Olomouci – Český hydrometeorologický ústav.
- Trenberth, K. E. (2009) *Climate Change Modeling*. Cambridge University Press.
- Trenberth, K. E., Dai, A., Rasmussen, R. M., Parsons, D. B. (2003) The Changing Character of Precipitation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84, 1205–1218.
- Urban, G., Richterová, D., Kliegrová, S., Zusková, I. (2023) Reasons for shortening snow cover duration in the Western Sudetes in light of global climate change. *International Journal of Climatology*, 43, 5485–5511.

- Van Loon, A. F. (2015) Hydrological drought explained. *WIREs Water*, 2, 271–424.
- Wang, F., Harindintwali, J. D., Wei, K., et al. (2023) Climate change: Strategies for mitigation and adaptation. *The Innovation Geoscience*, 1, 64–95.
- Zektser, I. S., Everett, L. G. (2004) *Groundwater resources of the world and their use*. United Nations.
- Zhao, L., Xia, J., Xu, C. (2013) Evapotranspiration estimation methods in hydrological models. *Journal of Geographical Sciences*, 23, 359–369.
- Zidar, S. (2023) Measuring Air Temperature. <https://learnweather.com/weather-instruments/measuring-air-temperature-sz/>, accessed: 2024-01-18.
- Česká geologická služba (2024) Výsledky projektu Rebilance. <http://www.geology.cz/rebilance/vysledky>, accessed: 2024-2-29.
- Česká meteorologická společnost (2017) Elektronický meteorologický slovník. <http://slovník.cmes.cz/>, accessed: 2024-1-15.
- Český hydrometeorologický ústav (2010) Schéma složek odtoku a procesů infiltrace a perkolace. https://www.chmi.cz/files/portal/docs/poboc/CB/runoff_cz/print.htm, accessed: 2024-2-27.
- Český hydrometeorologický ústav (2023) Monitoring sucha - Sucho a jeho definice.

Seznam obrázků

1	Hydrologický cyklus. Zdroj: (Britannica, 2024)	3
2	Složky celkového odtoku a procesy doplňování podzemních vod. Zdroj: (Český hydrometeorologický ústav, 2010)	12
3	Schéma podzemních vod. Zdroj: (Groundwater Foundation, 2023)	15
4	Vývoj emisí skleníkových plynů. Zdroj: (Intergovernmental Panel on Climate Change, 2007)	27
5	Keelingova křivka. Zdroj: (Rafferty, J. P., 2023)	28
6	Vývoj teplotní odchylky na severní polokouli za posledních 1300 let dle jednotlivých modelů a naměřených dat. Zdroj: (European Environment Agency - European Union, 2023)	29
7	Povodí Jizery.	44
8	Vývoj průměrní roční teploty vzduchu pro celé zájmové území. . .	48
9	Vývoj průměrných ročních teplot vzduchu vyjádřený pro jednotlivé gridboxy.	48
10	Vývoj průměrných hodnot teploty vzduchu pro jednotlivé měsíce vztahený na celé zájmové území.	49
11	Teplotní trend pro jednotlivé měsíce v rámci jednotlivých gridboxů.	50
12	Vývoj průměrného ročního srážkového úhrnu pro celé zájmové území.	51
13	Vývoj ročního srážkového úhrnu pro jednotlivé gridboxy.	52
14	Vývoj průměrného srážkového úhrnu v jednotlivých měsících v rámci celého zájmového území.	53
15	Srážkový trend pro jednotlivé měsíce v rámci jednotlivých gridboxů.	54
16	Trend v poměru sněhových srážek ku celkovým srážkám v jednot- livých měsících v rámci jednotlivých gridboxů.	55
17	Vývoj počtu srážkových chladných dní za sezónu pro celé zájmové území.	56
18	Trend v počtu chladných srážkových dní za sezónu.	57
19	Vývoj počtu srážkových teplých dní za sezónu pro celé zájmové území.	58
20	Trend v počtu teplých srážkových dní za sezónu.	59
21	Vývoj průměrných srážek v chladných dnech pro celé zájmové území.	60
22	Trend v průměrných srážkách během chladných dnů.	61
23	Vývoj průměrných srážek v teplých dnech pro celé zájmové území.	61

24	Trend v průměrných srážkách během teplých dnů.	62
----	--	----
