Zemědělská fakulta
Faculty of Agriculture

Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích
University of South Bohemia in České Budějovice

JIHOČESKÁ UNIVERZITA V ČESKÝCH BUDĚJOVICÍCH
ZEMĚDĚLSKÁ FAKULTA

Katedra krajinného managementu

Bakalářská práce

Metody hodnocení časové a prostorové distribuce srážek, jejich použití a výsledky v rámci ČR

Autorka práce: Eliška Jindrová

Vedoucí práce: Ing. Václav Bystřický, Ph.D.

České Budějovice
2021

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem autorem této kvalifikační práce a že jsem ji vypracovala pouze s použitím pramenů a literatury uvedených v seznamu použitých zdrojů.

V Českých Budějovicích dne ....

Podpis

Abstrakt

Tato práce má charakter literární rešerše, zabývá se tématem časové a prostorové distribuce srážek a metodami jejich hodnocení. Začíná popisem vzniku srážek a jejich dělením. Další kapitola je věnována faktorům, které ovlivňují distribuci srážek a chodem srážek. Následuje popis pozemních i distančních způsobů měření srážek. Práce se také zabývá analýzou časových řad a popisem metod prostorové distribuce srážek. S pomocí odborných článků a studií z Česka je představeno několik příkladů rozdílné distribuce srážek. V závěru práce se nachází porovnání výsledků různých metod.

Klíčová slova: atmosférické srážky, interpolace, měření srážek, prostorová distribuce, časová distribuce, časové řady

Abstract

This bachelor thesis has the character of a literature research, deals with the topic of temporal and spatial distribution of precipitation and methods of their evaluation. It begins with a description of the formation of precipitation and their division. The next chapter is devoted to the factors that affect the distribution of precipitation and the course of precipitation. Following with a description of ground and distance methods of measuring precipitation. This thesis also deals with the analysis of time series and description of methods of spatial distribution of precipitation. With the help of expert articles and studies from the Czech Republic, several examples of different precipitation distributions are presented. At conclusion of this thesis is a comparison of the results of different methods.

Keywords: precipitation, interpolation, rainfall measurement, spatial distribution, temporal distribution, time series

Poděkování

Chtěla bych poděkovat vedoucímu mé bakalářské práce Ing. Václavu Bystřickému, Ph.D. za jeho odborné rady, ochotu a velkou trpělivost při pomoci na této bakalářské práci.

Obsah

Úvod ... 8

1 Atmosférické srážky a jejich vznik ... 9

1.1 Kondenzace a desublimace vodní páry ... 9

1.2 Vznik oblaků ... 9

1.3 Vznik srážek ... 10

2 Rozdělení atmosférických srážek ... 12

2.1 Vertikální srážky ... 12

2.1.1 Déšť ... 12

2.1.2 Mrholení ... 13

2.1.3 Sníh ... 13

2.1.4 Kroupy ... 14

2.1.5 Sněhová zrna ... 15

2.1.6 Sněhové krupky ... 15

2.1.7 Námrazové krupky ... 15

2.1.8 Ledové jehličky ... 15

2.2 Horizontální (usazené) srážky ... 15

2.2.1 Rosa ... 16

2.2.2 Jíní ... 17

2.2.3 Jinovatka ... 17

2.2.4 Ovlhnutí ... 17

2.2.5 Ledovka ... 17

2.2.6 Námraza ... 18

3 Časoprostorová distribuce srážek ... 19

3.1 Dělení srážek podle délky trvání ... 20

3.1.1 Srážky trvalé (krajinné) ... 20

3.1.2 Srážky přeháňkové ... 20

3.1.3 Přívalové deště (lijáky) 21
3.2 Chod srážek 21
3.2.1 Denní chod srážek 21
3.2.2 Roční chod srážek 22
4 Měření srážek 23
4.1 Pozemní měření 23
4.2 Distanční měření srážek 25
5 Metody hodnocení distribuce srážek 27
5.1 Metody hodnocení prostorové distribuce srážek 27
5.1.1 Aritmetický průměr 28
5.1.2 Metoda Thiessenových polygonů 29
5.1.3 Metoda izohyet 30
5.1.4 Metoda orografické interpolace 31
5.1.5 Metoda vážené inverzní vzdálenosti 32
5.1.6 Kriging 32
5.1.7 CLIDATA-DEM 32
5.1.8 Metoda minimální křivosti 33
5.1.9 Metody vypočtu srážkových úhrnů s využitím radarových dat 33
5.2 Analýza časových řad 34
5.2.1 Charakteristiky souboru 34
5.2.2 Variabilita srážek 36
5.2.3 Analýza trendů 37
5.2.4 Korelace 37
6 Rozdíly v distribuci srážek na konkrétních územích 38
7 Porovnání výsledků různých metod 40
Závěr 42
Seznam použité literatury 44

Seznam obrázků 49

Seznam použitých zkratek..... 50

Úvod

Atmosférické srážky mají na Zemi nezastupitelné místo, jsou součástí oběhu vody na Zemi. Podílí se na utváření krajinného rázu, vegetačního krytu, vodohospodářských poměrů a také jsou významným půdotvorným faktorem. Bez vody by nebyl život a právě atmosférické srážky jsou jejím velkým zdrojem. Pro Česko, které je situováno na rozvodnici tří moří a má velmi členitý reliéf, jsou dokonce srážky více méně jediným zdrojem vody.

Působení srážek není vždy pozitivní. Jejich nedostatek může způsobit sucho a naopak jejich velké množství například ničivé povodně nebo sesuvy půdy. Bylo by dobré, kdybychom byli schopni takovéto situace předpovídat a mohli se na ně připravit. To bohužel stále není zcela možné. Porozumění distribuci srážek je velmi problematické. Vykazuje velkou časovou i prostorovou proměnlivost. Existuje velké množství faktorů, které ji ovlivňují a to jak na globální tak místní úrovni. I přes velké pokroky s automatizací srážkoměrných sítí a rozvoji radarového měření je stále důležité měření atmosférických srážek zpřesňovat. Výsledky z měření jsou totiž hlavním zdrojem informací pro studium srážek a také čím přesnější budou data o aktuálním úhrnu srážek vstupující do hydrologických a předpovědních modelů, tím přesnější bude i samotná předpověď. Hydrologické modely vyžadují, aby se do nich vkládaly informace o průměrné srážce na povodí nebo srážkové mapy. Z toho důvodu bude v této práci na tyto metody kladen větší důraz než na metody hodnocení časové distribuce srážek.

Cílem této práce je popsat princip vzniku atmosférických srážek, jejich rozdělení. Zhodnotit časoprostorovou distribuci srážek. Popsat způsoby měření srážek. Představit některé používané metody analýzy časových řad a metody výpočtu plošné srážky. Ukázat na několika konkrétních příkladech rozdíly v distribuci srážek a porovnat výsledky různých metod analýzy srážek na příkladech v ČR.

1 Atmosférické srážky a jejich vznik

Termínem atmosférické srážky se rozumí částice, které vznikly v atmosféře následkem kondenzace vodní páry a které se vyskytují v atmosféře, na zemském povrchu nebo na předmětech v kapalném nebo pevném skupenství (Vysoudil, 1997). Podle způsobu a místa vzniku lze srážky rozdělit na horizontální, jež se tvoří kondenzací vodních par bezprostředně na povrchu země, rostlinách či předmětech, a vertikální, vznikající ve volné atmosféře (Kemel, 1994).

1.1 Kondenzace a desublimace vodní páry

Kondenzace je proces, kdy vodní pára při splnění určitých podmínek přechází z plynného skupenství do formy kapalné vody (Kešner, 1976). Podmínkou pro kondenzaci vodní páry v oblacích je existence kondenzačních jader (Munzar et al., 1989). Na povrchu země nebo předmětech dochází ke kondenzaci při kontaktu vzduchových hmot s tímto povrchem (Kešner, 1976).

Rovnovážný stav v atmosféře znamená, že za stejný čas si jedno skupenství s druhým skupenstvím vymění stejné množství hmoty. Stav nasycení je rovnovážný stav mezi vodní párou a vodou. Vodní pára může do vzduchu pronikat jen do okamžiku, než nastane stav nasycení. I když je přebytečné množství vodní páry v ovzduší malé, dochází k jeho kondenzaci (Havlíček et al., 1986). Při určité teplotě může vzduch obsáhnout jen konkrétní množství vodní páry. Přičemž teplejší vzduch pojme více páry než chladnější (Roth, 2000). Kondenzaci může započít buď ochlazení vzduchu, dodávání vodní páry do ovzduší nebo kombinace obou možností (Kešner, 1976).

1.2 Vznik oblaků

Oblak je shluk malých vodních kapiček, popřípadě krystalků ledu v atmosféře. Je viditelný, poněvadž kapičky vody a krystalky ledu rozptylují, odrážejí a propouští světlo (Munzar et al., 1989).

Pro vznik oblaků je zásadní, aby se vzduch ochladil tak, že se vodní pára ve vzduchu stane nasycenou. Následně dojde kondenzací ke vzniku velkého množství malých kapiček tvořících oblak. V něm může k ochlazení docházet dvěma možnými způsoby. První příčinou jsou vzestupné pohyby vzduchu. Tento proces probíhá bez teplotní výměny s okolím (Bednář, 2003). Stoupání jistého objemu vzduchu vede k jeho rozpínání. Důvodem je úbytek tlaku ve vyšších úrovních. Zvětšování svého objemu je činnost stojící jistou energii. Tato práce se při vzestupu vzduchu děje jen na úkor vlastní tepelné energie, čímž dochází k poklesu teploty při vzestupných pohybech (Havlíček

et al., 1986). K ohřátí vzduchu, který zapříčinil vzestup vzhůru, mohlo dojít nad teplejšími částmi zemského povrchu jako je černozem nebo třeba lom. Stoupáním vzhůru dochází k ochlazování. Při pokračujícím stoupání dojde v konkrétní výšce k nasycení vzduchu vodní parou (Astapenko, 1987). Druhou příčinou je izobarické ochlazování. Probíhá při neměnném tlaku vzduchu. Teplota určitých vrstev vzduchu při tomto způsobu klesne pod teplotu rosného bodu a tím dojde též ke kondenzaci (Bednář, 2003). Teplota rosného bodu je teplota, která udává, při jaké teplotě by za podmínek neměnného tlaku vzduchu došlo k nasycení vzduchu vodní párou (Astapenko, 1987). Takto vzniká hlavně inverzní oblačnost nacházející se pod výškovými teplotními inverzemi. Dochází k tomu v případech, kdy se vodní pára nahromadí pod nepropustnou vrstvou teplotní inverze. K ochlazení vzduchu dojde tím, že pára vyzařuje velké množství dlouhovlnného záření a tím se ochlazuje (Bednář, 2003).

Další podmínkou pro vznik oblaků je důležitá přítomnost aerosolových částic v ovzduší. Vhodné aerosolové částice označujeme jako kondenzační jádra (Kešner, 1976). Právě na nich dochází ke snadnější kondenzaci vodní páry. Bez nich by byl vznik zárodků vodních kapek v atmosféře velmi složitý a dělo by se tak jen velmi zřídka (Kopáček a Bednář, 2005). Jako kondenzační jádra fungují vodou smáčitelné aerosolové částice s určitou velikostí. Žádoucí efekt mají i ve vodě rozpustné částečky. Díky nim kapička kondenzací roste rychleji, než kdyby byla pouze z čisté vody. Podobný pozitivní efekt na narůstání kapky má i elektricky nabitá pevná částice. Vodní kapky zůstávají v oblacích v kapalné formě i při velmi nízkých teplotách pod bodem mrazu. Nazýváme je pak přechlazenými vodními kapkami. Pro jejich zmrznutí je potřeba, aby v nich bylo krystalizační jádro (Bednář, 2003). Krystalizační jádro musí být pevná částice, která při určité teplotě pod bodem mrazu, která je daná jejími vlastnostmi, bude fungovat jako krystalizační centrum, díky čemuž téměř ihned dojde k zmrznutí kapky. Může jít i o tuhé zbytky kondenzačních jader nebo třeba částečky půdy (Kopáček a Bednář, 2005).

1.3 Vznik srážek

Na vytvoření srážek v oblacích je potřeba narušení stability oblačné hmoty. To jaký druh srážek vznikne, závisí na teplotě vzduchu pod oblaky, výškou srážek a strukturou oblaků (Astapenko, 1987). Po kondenzaci se v oblaku nachází velké množství malých kapiček. Přítomná pára nestačí na to, aby se tyto kapičky mohly zvětšit do takové hmotnosti, kdy je jejich pádová rychlost větší než rychlost vzestupných proudů uvnitř

oblaku (Bednář, 1989). Řešením je nárůst velikosti kapiček vody popř. částic ledu na úkor ostatních. K zvětšování může docházet dvěma možnými způsoby. Lze tvrdit, že každý se uplatňuje v jiných zeměpisných šířkách (Bednář, 2003).

V mírných a vyšších zeměpisných šířkách mohou srážky vznikat díky existenci ledových částic. V teplotách pod bodem mrazu část přechlazených vodních kapiček zmrzne v ledové krystalky a zbylé kapičky vody, které neměly potřebná krystalizační jádra, se po čase vypaří. Díky této páře mohou ledové částice zvětšovat svůj objem (Kopáček a Bednář 2005). Velkému narůstání částic ledu přispívá i to, že pokud se přechlazená kapka vody střetne s ledovou částicí, tak na ní zmrzne. Ledové částice rostou v oblaku do té doby, než je jejich pádová rychlost dostatečně velká pro uvolnění z oblaku. Následně padají dolů (Bednář, 2003). Pokud má podoblačná vrstva nižší teplotu než je 0 °C nebo o něco málo vyšší, na zem dopadá sníh. Pokud má teplotu kladnou, sníh roztaje a na zem se dostává déšť. Všechny druhy srážek v našich zeměpisných šířkách vznikají jako sněhové vločky a ledové krystalky (Astapenko, 1987).

Druhý způsob, jak mohou narůstat kapičky vody v oblaku, je možný v nízkých zeměpisných šířkách. Zde jsou teploty v oblacích nad bodem mrazu. Musí tedy fungovat jiný princip. Je pojmenovaný jako koalescenční teorie (Kopáček a Bednář 2005). V této teorii je podmínkou existence obřích kondenzačních jader. Těchto jader v oblaku není mnoho a mohou na nich vzniknout až o řád větší kapky než jaké vznikají u většiny jiných kondenzačních jader. Tyto velké kapky následně pohlcují malé kapičky. Padají v rámci oblaku a tím dále pohlcují malé kapky vody až do určité mezní velikosti, kdy už kapka není schopna soudržnosti. Rozpadá se na části, vetší zbytky kapky jsou vynášeny vzestupnými proudy vzhůru a celý koloběh se opakuje. Následně působením určitého impulzu dojde k vypadnutí srážek (Bednář, 2003).

2 Rozdělení atmosférických srážek

Srážky můžeme rozdělit podle řady kritérií. Nejjednodušší rozdělení je podle skupenství na kapalné a tuhé srážky. Dále se mohou členit podle způsobu vzniku na vertikální (padající) a horizontální (usazené) srážky (Munzar et al., 1989). Vertikální srážky se dále dají podle svého průběhu rozdělit na srážky trvalé a přeháňkové. Dalším druhem jsou srážky z mrholení, jejich intenzita je nejmenší a padají z oblaků druhu stratus (Havlíček et al., 1986). Další rozčlenění související s intenzitou je na deště běžné (normální) a extrémní, např. lijáky, přívaly (Krešl, 2001). Vertikální srážky lze také roztřídit podle toho, jestli souvisí s atmosférickými frontami na srážky uvnitř vzduchové hmoty (nefrontální) a na srážky frontální (Kopáček a Bednář, 2005). Podle velikosti oblasti zasáhnuté deštěm se člení déšť na regionální s velikostí areálu desítky tisíc km^2 a místní déšť zahrnující malé území, například město (Munzar et al., 1989). Podle původu, který značnou měrou předurčuje charakter deště, se rozeznávají deště z tepla (konvekční), které vznikají při výstupech vzdušných proudů a projevují se jako místní lijáky. Deště orografické, vyvolané reliéfem území (zejména horami), bývají často vytrvalé a méně vydatné. Nakonec deště cyklonální (krajinné), vznikající postupující tlakovou depresí (cyklónou). Malé hluboké cyklóny přinášejí průtrž mračen, ploché cyklóny zase vyvolávají rozsáhlé a vytrvalé regionální deště. Skutečné deště bývají často kombinací všech tří uvedených druhů (Dub et al., 1969).

2.1 Vertikální srážky

Vertikální srážky jsou vlastně kapalná voda nebo pevné částice, které vypadávají v různých formách z oblaků a dostávají se na zemský povrch (Havlíček et al., 1986). Mezi vertikální tuhé srážky se řadí sníh, sněhové krupky, sněhová zrna, zmrzlý déšť a kroupy (Kříž et al., 1988). Vysoudil (1997) přidává námrazové krupky a ledové jehličky. Mezi kapalné vertikální srážky patří déšť a mrholení (Munzar et al., 1989).

2.1.1 Déšť

Spolu se sněhem patří k rozhodujícím zdrojům vody v přírodě (Krešl, 2001). Jsou to vodní srážky vypadávající z oblaků v podobě kapek o průměru větším než 0,5 mm nebo i o menším průměru, vypadávají-li velmi hustě (Bednář, 1989). Nejběžněji mívají průměr 1 až 3 mm (Kříž et al., 1988). Autoři, jako Kříž et al. (1988), Munzar et al. (1989) uvádí, že maximální průměr dešťové kapky je 8 mm. Několik autorů ovšem uvádí menší číslo. Například Vysoudil (1997) tvrdí, že maximální velikost je 7 mm, Krešl (2001) říká 6,5 mm a Roth (2000) uvádí pouze milimetrů 6. Tato maximální

velikost kapek by měla být dána rovností mezi povrchovým napětím vody a odporem vzduchu, který musí kapky při pádu překonávat (Krešl, 2001). Pokud mají kapky větší průměr, rozpadnou se na kapky menší (Kříž et al., 1988). Pádová rychlost kapek může být od 4 do 9 m/s (Munzar et al., 1989).

Jako zmrzlý déšť se nazývají průhledná nebo průsvitná ledová zrna zpravidla o průměru 5 mm (Vysoudil, 1997). Vznikají zmrznutím dešťových kapek (nebo již dříve značně roztálých ledových částic) v blízkosti zemského povrchu (Kopáček a Bednář, 2005). Mrznoucí déšť se vytváří v případě, kdy je zemský povrch chladnější než 0 °C, ale vzduch nad ním má teplotu vyšší. Pak kapka vody zmrzne až po kontaktu s povrchem země (Astapenko, 1987). Může vznikat na povrchu půdy, na stromech, elektrických vedeních apod., vytváří beztvarou usazeninu ledu tzv. ledovku (Bednář, 1989).

2.1.2 Mrholení

Vodní srážky vypadávající z oblaků, tvořené drobnými kapičkami o průměru menším než 0,5 mm (Vysoudil, 1997). Pokud nemají takovou intenzitu, aby byly považovány za déšť (Kopáček a Bednář, 2005). Jejich pádová rychlost je velmi malá, takže se často spíše v ovzduší vznášejí, než padají. Mrholení pochází z oblaků druhu Stratus nebo mlh (Munzar et al., 1989). Stejně jako mrznoucí déšť i mrznoucí mrholení bývá příčinou ledovek (Bednář, 1989).

2.1.3 Sníh

Z hydrologického hlediska má sníh z vertikálních tuhých srážek největší význam (Kříž et al., 1988). Tvoří se ve sněhovém oblaku desublimací při teplotě pod 0 °C (Krešl, 2001). Skládá se z ledových krystalků nebo jejich shluků rozličných tvarů (Vysoudil, 1997). To jaký tvar vznikne, závisí na fyzikálních podmínkách, jako je například množství vodní páry, teplota v prostředí, doba trvání krystalizace a jiné (Havlíček et al., 1986). Základními tvary jsou šestiboký sloupek, šesticípá hvězdice, šestiboká destička a jehlička (Roth, 2000). Sníh může padat při záporných i kladných teplotách (Munzar et al., 1989). Při teplotách nad nulou, vypadává sníh nejčastěji v kratších sněhových přeháňkách. Ty se objevují ještě při teplotách +5 až +8 °C. (Roth, 2000). Při teplotách nad -5 °C se vytváří kypré vločky, které dosahují průměru až několik centimetrů a jednotlivé krystalky ledu jsou pokryty namrzlými vodními kapičkami. Při teplotách nižších než -5 °C se vločky netvoří a krystalky jsou o něco menší (Kříž et al., 1988). Při velmi nízkých teplotách je ve vzduchu málo vlhkosti, proto se vydatné sněžení vyskytuje při teplotách kolem nuly (Roth, 2000). Většina dešťových srážek v létě

má původ ve sněhových částicích, tím jak postupně padají do teplejšího prostředí, se mění na dešťovou kapku (Havlíček et al., 1986).

Vypadávání sněhu se v meteorologické praxi nazývá též jako sněžení. Meteorologické kódy rozlišují slabé, mírné a silné sněžení a dále sněžení občasné a trvalé. Když sníh na zem dopadne a neroztaje, mluví se o sněhovém poprašku nebo sněhové pokrývce. Sněhová pokrývka je vrstva sněhu o výšce alespoň 0,5 cm, vytvořená na zemském povrchu napadlým sněhem (Munzar et al., 1989). Do výšky 0,5 cm se sníh považuje za sněhový poprašek (Kříž et al., 1988). Sněhová pokrývka mimo jiné chrání půdu před silným ochlazováním v důsledku svojí malé tepelné vodivosti (Kopáček a Bednář, 2005).

2.1.4 Kroupy

Jedná se o větší padající kusy ledu různého tvaru o průměru větším než 5 mm (Bednář, 1989). Většinou mají kulovitý, vejčitý nebo hruškovitý tvar (Roth, 2000). Jejich velikost se pohybuje od 5 do 50 mm (Havlíček et al., 1986). Řídčeji byly pozorovány i kroupy o průměru 4 až 10 cm (Kešner, 1976). Kroupy vypadávají pouze z oblaků druhu Cumulonimbus. Tento druh oblaku je velmi vertikálně mohutný, nachází se v něm rychlé a silné výstupné a sestupné proudy (Astapenko, 1987). Srážky se v nich tedy pohybují nějaký čas nahoru a dolů, než spadnou na zem (Roth, 2000). Jádrem je ledová krupka (Havlíček et al., 1986). Ta může být silným výstupným proudem vynesena do vrchní části oblaku, kde převládají krystalky a vločky sněhu. Na tomto místě narůstají na ledovou krupku další krystalky, které vytváří matnou vrstvu. Dochází k rychlému zvětšování částice. Propadá znovu do nižších vrstev s velkými přechlazenými kapkami. Voda namrzá a kroupa se tak obaluje další, tentokrát průsvitnou vrstvou ledu (Kešner, 1976). Mnohonásobný proces se děje v oblaku nejméně hodinu. Jádra krup rostou postupně jako důsledek ukládání ledu během svého pohybu vrstvami vzduchu. Dopadnout na zem mohou kroupy až poté, co tak ztěžknou, že překonají protitlak výstupného proudu (Roth, 2000). Samotné krupobití pak trvá většinou krátce (15 až 30 min.) (Kešner, 1976). Kroupy mohou napáchat velké škody, nejhorší dopad mívají v zemědělství (Astapenko, 1987).

Vzhledem ke geografické členitosti našeho území jsou v jednotlivých oblastech odlišné podmínky pro výskyt krupobití (Červený et al., 1984). Větší četnost výskytu je v podhůří a největší tam kde dochází k výrazné konvekci (Havlíček et al., 1986). Analýzou meteorologických pozorování z let 1951 – 1970 se potvrdilo, že maximum dní s krupobitím připadá na měsíce květen až červenec. Krupobití se může vyskytnout

kdykoli během dne, avšak nejčastější je mezi 11. až 20. hodinou (Červený et al., 1984). Krupobití se nejčastěji děje při bouřkách. Podle statistik se kroupy vyskytují při každé osmé až desáté (Astapenko, 1987).

2.1.5 Sněhová zrna

Sněhová zrna (dříve označována jako krupice) jsou tuhé srážky skládající se z malých zrnek ledu, neprůhledných, obvykle zploštělého nebo podlouhlého tvaru a velikosti menší než 1 mm. Při dopadu neodskakují, ani se nerozbíjejí a nejčastěji vypadávají pouze v malých množstvích z oblaků druhu Stratus nebo z mlhy, nikdy však v přeháňkách (Bednář, 1989).

2.1.6 Sněhové krupky

Jsou to tuhé srážky složené z bílých neprůhledných ledových částic, které padají při přeháňkách za teplot kolem bodu mrazu. Mají podobu neprůsvitných, kulových a měkkých zrn o průměru 2-5 mm (Vysoudil, 1997). Při dopadu na tvrdý povrch odskakují a často se tříští (Kopáček a Bednář, 2005).

2.1.7 Námrazové krupky

Jedná se o sněhová zrna, která jsou obalená vrstvou ledu a mají průměr 5 mm. Vyskytují se při teplotách kolem bodu mrazu. Běžně doprovázejí déšť. Při dopadu na zem se roztříští (Vysoudil, 1997).

2.1.8 Ledové jehličky

Skládají se z ledových krystalků tvořící jehlice. Jejich rychlost při průletu atmosférou není příliš vysoká (Vysoudil, 1997). Bednář (1989) uvádí, že za velmi nízkých teplot se mohou vyskytovat i při jasné obloze a bývají pozorovány především v polárních oblastech (při ozáření slunečními paprsky označovány jako tzv. diamantový prach). Ve středních zeměpisných šířkách se vyskytují pouze v období silných mrazů (Kopáček a Bednář, 2005).

2.2 Horizontální (usazené) srážky

Proces kondenzace (desublimace) se může realizovat nejen uvnitř vzduchových hmot, ale i přímo na zemském povrchu nebo předmětech na něm jako jsou stromy, budovy nebo elektrické vedení (Vysoudil, 1997). Tenké vrstvy vzduchu přiléhající těsně k chladným povrchům se mohou dotykem s nimi ochladit až na teplotu rosného bodu, kdy dochází k nasycení vzduchu vodní párou. Pokračuje-li ochlazování dále, nadbytečná vodní pára na těchto povrchách kondenzuje nebo desublimuje (Kopáček a Bed-

nář, 2005). Horizontální srážky, stejně jako vertikální, se liší vznikem, tvarem a skupenstvím (Vysoudil, 1997). Jako srážky horizontální se označuje rosa, jinovatka, jíní a námraza (Dub et al., 1969). Jiní autoři, jako např. Astapenko, (1987) přidávají ledovku a ovlhnutí. Pozorované a měřené hodnoty jsou u horizontálních srážek místně velmi proměnlivé a jejich vznik je podmíněn převážně mikroklimatickými podmínkami okolí pozorovacího místa (Červený et al., 1984). Jejich množství je v porovnání s množstvím na zem spadlých vertikálních srážek za období hydrologického roku zpravidla malé. Hrají však významnou roli např. v zemědělství, neboť jsou schopny mnohdy pokrýt minimální potřebu vody pro zachování života rostlin v období, kdy je vertikálních srážek málo (Kemel, 1994).

2.2.1 Rosa

Rosa je usazenina kapalné vody na zemském povrchu, na rostlinách nebo na různých předmětech, vytvořená kondenzací vodní páry při poklesu povrchové teploty pod teplotu rosného bodu (Bednář, 1989). Tento děj probíhá při kladných teplotách (Havlíček et al., 1986). Vyzařováním tepla se povrchy ochladí pod teplotu rosného bodu. Přebytečná vodní pára se začne při ochlazení na daných povrchách srážet. Průběh rosy se označuje jako rosení, výsledný stav pak orosení. (Munzar et al., 1989). Rosa se vytváří někdy již z večera, a zejména v noci. Příznivými podmínkami pro vznik a vydatnost rosy je jasné počasí, průzračný vzduch a slabý vítr. Za těchto podmínek se zemský povrch snadno ochlazuje vyzařováním (Kopáček a Bednář, 2005). Vytváří se zvláště dobře na povrchu, který má schopnost silně chladit. Takovou schopnost má povrch tmavý a drsný, také povrchy těles či půdy, které mají malou tepelnou vodivost a malé specifické teplo, vychladnou rychleji a více. Na výskyt rosy má vliv také terén. Vytváří se v takových polohách, kde je zvýšená vlhkost vzduchu nebo v místech, kde se hromadí studený vzduch (inverzní polohy). Rosa je tedy vydatnější a častější v údolích a kotlinách (Kešner, 1976). V extrémním případech činí srážky z rosy 10-30 mm ročně (Vysoudil, 1997). Maximum dní s rosou připadá na srpen až září. V místech s častým výskytem rosy připadá 70 až 80 % dnů v měsíci na výskyt rosy (Červený et al., 1984). Rosa je důležitým zdrojem vláhy v přírodě (Havlíček et al., 1986). Má pozitivní efekt na rostliny, obzvlášť pokud delší čas neprší, zmenšuje výpar a chrání půdu před vyschnutím (Munzar et al., 1989).

2.2.2 Jíní

Jedná se o usazené srážky, které vznikají stejně jako rosa. Rozdíl je v teplotě. Jíní vzniká při teplotách pod bodem mrazu přímým přechodem vodní páry na led (Astapenko, 1987). Jíní se také říká šedý mráz (Kešner, 1976). Má krystalickou strukturu. Je tvořeno jemnými, bílými a lesklými krystalky ledu ve tvaru jehliček, peříček, šupinek nebo vějířků (Kopáček a Bednář, 2005). Tvoří se na stéblech trav, vodorovných plochách, ne však na stromech a drátech (Vysoudil, 1997).

2.2.3 Jinovatka

Jinovatka je krystalická námraza tvořená křehkou ledovou usazeninou ve tvaru jemných jehel nebo šupin (Astapenko, 1987). Pro vznik jinovatky musí být bezvětří nebo pouze slabé proudění vzduchu (Havlíček et al., 1986). Vytváří se desublimací většinou z přechlazené mlhy nebo kouřma. Dochází k tomu při teplotách nižších než -3 °C, ale vyšších než -8 °C (Munzar et al., 1989). Jinovatka se na rozdíl od jíní tvoří na elektrickém vedení, větvích, jehličí, na hraních a rozích předmětů a budov (Kopáček a Bednář, 2005). Maximum dní se šedým mrazem a jinovatkou připadá na říjen, v nižších polohách i na leden (Červený et al., 1984). Při poklepu nebo po zesílení větru snadno opadává (Kešner, 1976).

2.2.4 Ovlhnutí

Jedná se o vodní kapky na návětrných polohách, zejména na svislých plochách. Vytváří se při proudění teplého vlhkého vzduchu, který se na plochách předmětů ochlazuje a tak kondenzuje (Vysoudil, 1997). Děje se hlavně na podzim, případně v zimě (Kopáček a Bednář, 2005).

2.2.5 Ledovka

Ledovka je souvislý průhledný potah ledu (Havlíček et al., 1986). Tvoří se zmrznutím přechlazených kapiček mrholení nebo dešťových kapek na předmětech, jejichž teplota je mírně pod bodem mrazu (Kopáček a Bednář, 2005). Podmínkou pro její tvoření je déletrvající období mrazů a po nich rychle následující příliv teplého vzduchu (Červený et al., 1984). Vytváří se na vodorovných, svislých i šikmých plochách. Tvoří se i na předmětech jako jsou větve stromů, elektrické dráty. Může být mocná i několik cm (Munzar et al., 1989).

2.2.6 Námraza

Námraza je bělavá, nebo šedá krystalická ledová hmota, která se usazuje především na vertikálně postavených předmětech, stromech, stožárech a drátech elektrického vedení. Podmínkami pro vytvoření a narůstání je mráz a silnější vítr (Kešner, 1976). Vzniká hlavně za mlhy při teplotách od -2 až -10 °C na návětrné straně (Vysoudil, 1997). Nejpříznivější prostředí pro tvorbu námrazy je v horských polohách, obzvláště tam může až poškodit elektrická vedení a v zemědělství napáchat velké škody (Havlíček et al., 1986).

3 Časoprostorová distribuce srážek

Faktorů působících na rozložení a množství atmosférických srážek v určitém místě je celá řada. Nejdůležitější roli má všeobecná cirkulace atmosféry, v jejím rámci pak působí fyzikální procesy, díky kterým vznikají srážky. Jejich vliv však může být upraven relativně stálým působením geografických faktorů (Brázdil a Štekl, 1986). Také lidská činnost může mít vliv na rozložení srážek. Na globální úrovni je její působení malé, ale v měřítku menších oblastí může hrát důležitou roli (Červený et al., 1984).

Cirkulační procesy patří mezi klimatvorné faktory. Vyvolávají přenos vzduchu v různých měřítkách, od všeobecné cirkulace až po místní proudění (Rožnovský, 1999). Všeobecná cirkulace atmosféry je systémem převládajících vzdušných proudů, které způsobují výměnu vzduchu mezi pólem a rovníkem (Munzar et al., 1989). Jedním z hlavních činitelů způsobující vznik všeobecné cirkulace ovzduší je tepelný rozdíl mezi rovníkem a pólem způsobený odlišnou intenzitou dopadajícího slunečního záření (Kunic, 1952). Dále je podmíněna rotací Země a s ní spojeným působením Coriolisovy síly a nestejnorodým povrchem Země (rozdělením pevnin a oceánů) (Munzar et al., 1989). S atmosférickou cirkulací jsou úzce spjaty také mořské proudy (Rožnovský, 1999). Atmosférická cirkulace v šířkách mírného pásu je charakteristická svým převládajícím západním prouděním (Kunic, 1952). K jejím základním složkám v mírných šířkách patří cirkulační systém cyklón a anticyklón (Brázdil a Štekl, 1986). Cyklonální srážky vznikají postupující tlakovou depresí (cyklonou). Malé hluboké cyklony jsou doprovázeny průtržemi mračen (velká intenzita), ploché vyvolávají vytrvalé deště zasahující velké rozlohy při nižších intenzitách. Způsobují povodně na celé říční síti velkých povodí (Kemel, 1994).

Další příčinnou vzniku srážek je termická konvekce. Ta vzniká při určitých podmínkách v atmosféře. Primárním impulsem bývá v tomto případě nejčastěji intenzivní nerovnoměrné zahřívání zemského povrchu slunečním zářením. Nad více zahřátými místy vznikají vzestupné pohyby relativně lehčího teplého vzduchu (termická konvekce), které dosahují rychlostí řádově metry za sekundu, v extrémních případech až několik desítek metrů za sekundu. Dostoupají-li tyto vzestupné proudy, které jsou nad méně zahřívanými místy kompenzovány sestupnými pohyby vzduchu, do úrovně kondenzační hladiny, vytváří se konvekční oblačnost (Bednář, 1989).

Srážky pocházející z každého obecného typu počasí mohou být výrazně ovlivněny topografickými rysy, jako je nadmořská výška, sklon a aspekt povrchu země. Výsledkem bývají zvýšené srážky na návětrných svazích a menší srážky na závětrných svazích, nazývaných také srážkové stíny (Brutsaert, 2005). Důvodem nestejných úhrnů srážek ve vertikálně členitém horském reliéfu je také expozice svahů vůči světovým stranám. Svahy orientované k jihu jsou mnohem intenzivněji ozařované než svahy orientované k jiným světovým stranám. Na jižních svazích je tedy vzduch při zemském povrchu více prohříván, což vede k výrazné konvekci. Tak se vytváří kupovitá oblačnost spolu s intenzivnějším vypadáváním srážek (Vysoudil, 1997).

Charakter rozložení srážek v průběhu roku lze popsat mírou tzv. ombrické kontinentality a oceanity. Zatímco znakem kontinentálního chodu srážek je výrazné letní maximum a zimní minimum typické pro stanice v nížinných polohách, v případě oceánského chodu roste podíl srážek na podzim a v zimě a celkově klesá rozkolísanost ročního chodu, což je typickým rysem rozložení srážek ve vyšších polohách (Tolasz et al., 2007).

3.1 Dělení srážek podle délky trvání

Genetické dělení srážek na přeháňky, trvalý déšť a mrholení ukazuje, jaký vliv na vypadávání srážek mají synoptické procesy, které mají také významný podíl na velikosti srážkových úhrnů (Brázdil a Štekl, 1986). Další faktor, který má na změřenou intenzitu deště během srážkové epizody dopad, je konkrétní umístění stanice vzhledem k reliéfu (Knozová, 2014).

3.1.1 Srážky trvalé (krajinné)

Jako trvalé srážky, ať již ve tvaru deště nebo sněhu, se označují ty, jejichž trvání není omezeno na příliš krátký časový interval. Vytvářejí se na rozlehlém území a vypadávají z oblaků druhu Nimbostratus (dešťová sloha), popřípadě Altostratus (Kopáček a Bednář, 2005). Tyto srážky mají většinou nižší intenzitu, ale trvají delší dobu. Většinou se vytvářejí při přechodu teplých nebo okluzních front (Havlíček et al., 1986).

3.1.2 Srážky přeháňkové

Přeháňka může být sněhová i dešťová. Vyznačuje se neočekávaným začátkem i koncem (Astapenko, 1987). Projevuje se vyšší intenzitou a kratší dobou trvání (Havlíček et al., 1986). Ovšem může docházet i ke střídání její intenzity (Astapenko, 1987). Srážky přeháňkového charakteru postihují menší oblasti a někdy jsou lokalizovány na

poměrně velmi malé plochy. Přeháňky vypadávají především z oblaků druhu Cumulonimbus (také známý jako bouřkový oblak), a to jak místních tak frontálních. Z toho důvodu se při přeháňkách vedle silných nárazů větru mohou v létě vyskytovat bouřky s krupobitím (Kopáček a Bednář, 2005). Přeháňky jsou typické pro přechod studených front a nestabilní vzduchové hmoty. Také je pro ně charakteristické, že se během kratšího časového úseku často několikrát opakují (Havlíček et al., 1986).

3.1.3 Přívalové deště (lijáky)

Jedná se o deště o velké intenzitě, krátkém trvání a vcelku malé zasažené ploše (Kemel, 1994). Vypadávají často z Cumulonimbů jako přeháňky. Úhrnem srážek je však předčí (Kopáček a Bednář, 2005). Vyznačuje se velkými kapkami deště (Roth, 2000). Podle Hellmana jsou to deště s dobou trvání do 180 minut a s výškou srážek 10 až 80 mm v mírném pásmu. Intenzita na ploše není rovnoměrně rozložena, ale od jádra deště, kde je největší intenzita, k jeho okrajům se snižuje (Krešl, 2001). Naprostá většina velmi intenzivních přívalových srážek vypadávajících z bouřkových oblaků souvisí s oblastmi ovlivňovanými frontálním rozhraním (Kakos a Vrabec, 2006). Přívalové deště jsou zpravidla spojeny s místními záplavami, popř. povodněmi (Kopáček a Bednář, 2005).

Při reálných synoptických situacích může docházet i k jejich prolínání. Přívalové deště s prudkými bouřkami postupně mohou přecházet v silný trvalý déšť již bez blesků a hřmění. A naopak, trvalý déšť bez bouřky se náhle může změnit v prudký liják s bouřkou, krupobitím, nárazy větru apod. V tomto případě se hovoří o vnořených či maskovaných Cumulonimbech (Kakos a Vrabec, 2006).

3.2 Chod srážek

3.2.1 Denní chod srážek

Časový chod srážek je obvykle složitý a nepravidelný, zejména v denní periodě (Vysoudil, 1997). Denní chod srážek lze vypozorovat vzhledem k jejich velké proměnlivosti pouze z dlouhodobých pozorování. Ukazuje se, že denní chod srážek na pevnině se liší od průběhu srážek na mořském pobřeží a na moři. Na pevninách nastávají dvě maxima a dvě minima srážek. Po půlnoci se vyskytuje hlavní minimum, ráno vedlejší maximum, na dopoledne připadá vedlejší minimum a na odpoledne hlavní maximum.

Na pobřeží a na moři má denní průběh srážek jednoduchý chod s jedním maximem a jedním minimem. Maximum nastává na pobřeží v noci či k ránu, na oceánech

po půlnoci. Minimum bývá na pobřeží a na moři brzy po poledni (Kopáček a Bednář, 2005)

I chod srážek v horských oblastech má svá specifika. Působením konvekce bývá ve vrcholových partiích nejvíce srážek po poledni, případně večer. Na svazích a jejich úpatích je situace odlišná. Maximum srážek nastává spíše v noci, odvíjí se to od kondenzace studeného vzduchu při jeho nočním stékání z vrcholků hor po svahu dolů. Samozřejmě chod srážek se různí i podle nadmořské výšky (Vysoudil, 1997).

3.2.2 Roční chod srážek

Roční chod srážek se vyznačuje velkou rozmanitostí v závislosti na klimatických podmínkách té či oné geografické oblasti (Kopáček a Bednář, 2005).

V ročním chodu srážek se u nás projevuje kontinentální typ s jednoduchou vlnou, při které maximum připadá převážně na červenec, minimum na únor nebo leden (Červený et al., 1984). V zimním půlroce jsou vypadávající srážky vázány hlavně na přechody frontálních systémů a tlakových níží především s vrstevnatou oblačností a jsou charakterizovány zpravidla menší intenzitou a delším trváním. Naopak v měsících letního půlroku jsou srážky nezřídka spojeny s výstupnými konvekčními pohyby vzduchu s tvorbou kupovité až bouřkové oblačnosti. Takovéto srážky mají zpravidla kratší trvání a větší intenzitu (Tolasz et al., 2007). Minimální měsíční úhrny srážek pozorované na převážné části území v únoru souvisí se stagnací studeného vzduchu málo bohatého na vodní páru (Červený et al., 1984).

4 Měření srážek

Množství srážek, které dopadlo na zemský povrch, jejich časové a prostorové rozdělení se zjišťuje měřením. Tradičně se k tomu využívají sítě srážkoměrných stanic (Dub et al., 1969). Atmosférické srážky jsou však plošně a časově velmi variabilní veličina. Síť pozemních stanic není schopna dostatečně reprezentativně toto plošné rozdělení vyjádřit, na rozdíl od distančních metod měření (Sokol a Řezáčová, 2001).

Množství srážek spadlých na zemský povrch se udává v mm vodního sloupce (Vysoudil, 1997). 1 mm srážek je vlastně 1 litr vody rozprostřený po vodorovné ploše 1 m^2. Zahrnují se do něho srážky spadlé i usazené. Je to taková vrstva vody, ze které by se nic neodpařilo, nevsáklo a ani neodteklo (Munzar et al., 1989). Množství (z hlediska odborné terminologie úhrn) srážek se vyjadřuje v milimetrech. V meteorologii se většinou vykazuje množství srážek za 24 hodin (Kopáček a Bednář, 2005).

4.1 Pozemní měření

Srážkoměrné stanice mají být rozmístěny tak, aby jejich síť při minimálním počtu co nejlépe vystihla plošné rozdělení srážek. V složitém horském terénu je, anebo by měla být, hustější než na rovině. Aby se získali rovnocenné a vzájemně porovnatelné hodnoty, budují se přístroje i síť stanic podle přesně určených zásad (Dub et al., 1969).
Jak uvádí Kemel (1994) síť srážkoměrných stanic v Česku zřizuje Český hydrometeorologický ústav (ČHMÚ). Základní měřící síť srážkoměrů je v podmínkách ČR poměrně hustá (průměrně připadá jeden srážkoměr na méně než 100 km^2). Princip měření u většiny z nich spočívá v odečtení spadlého množství srážek dobrovolným pozorovatelem (Daňhelka, 2007). Srážkoměrem je v podstatě nádoba na shromažďování spadlých srážek s přesně vymezenou záchytnou plochou (Kešner, 1976). U nás používaný klasický srážkoměr je ukázán na obrázku 4.1. Od roku 1995 jsou standardní srážkoměry v síti ČHMÚ postupně nahrazovány automatickými srážkoměry. Výhodou u automatických srážkoměrů je vyloučení náhodných chyb způsobených pozorovatelem. Také je lze vedle měření celkového úhrnu srážek použít k přímému zjištění intenzity srážek. Do databáze se zaznamenávají minutové úhrny, jejich suma ke každé 15. (potažmo 10.) minutě dané hodiny. Tuto informaci poté automaticky posílají do operativních databází. Na druhou stranu k problémům při měření může docházet oproti klasickým srážkoměrům i vlivem nedokonalostí technického zařízení (Kněžínková et al., 2010). Dále se stále na některých místech používá ombrograf, je to registrační přístroj, který množství spadlých kapalných srážek průběžně zaznamenává pomocí hodinového

strojku a registrační pásky. Používá se k monitorování časového postupu deště a intenzity. (Kříž et al., 1988). Na těžko dostupných místech jsou srážky zachycovány za delší období totalizátory. Srážkový úhrn je na nich zaznamenávám jednou, dvakrát až čtyřikrát do roka (Kemel, 1994).

Úhrny srážek patří mezi nejobtížněji zjišťované meteorologické proměnné. Mohou být významně podhodnoceny kvůli nesystematickým a systematickým chybám. Srážkoměry manuální ani automatické nezjišťují srážky adekvátně (Ptáček, 2016).

Měření srážek při pozemním měření může být ovlivněno mnoha faktory, které mohou způsobit chybu v naměření množství srážek. Řadí se mezi ně hlavně modifikace vzdušného proudění kolem srážkoměru a tím i změna dráhy dešťových kapek za silnějšího větru, spotřeba vody na omočení stěn srážkoměru, vypařování při malé intenzitě srážek a další (Litschmann et al. 2014).

Systematickými chybami při měření srážek a jejich opravami se zabývá i u nás řada prací jako například Ptáček (2016), Květoň et al. (2004) nebo Kněžínková et al. (2010). Například Ptáček (2016) uvádí, že při přihlédnutí ke stávajícím výsledkům v Česku lze tvrdit, že od května do září je podhodnocení srážkových úhrnů na většině stanic u nás minimálně 5% a od listopadu do března minimálně 25%.

Obrázek 4.1: Srážkoměr METRA 886 (Kněžínková et al., 2010)

4.2 Distanční měření srážek

Informace z meteorologických družic, radarů a systémů detekce blesků poskytují (téměř) spojitý obraz o vývoji povětrností situace, především tedy oblačnosti a srážek (Šálek et al., 2002). Jimi naměřené údaje mají ovšem menší přesnost než informace získané z klasického pozemního měření. Souvisí to s principem měření a metodikou jeho vyhodnocování (Kříž et al., 1988).

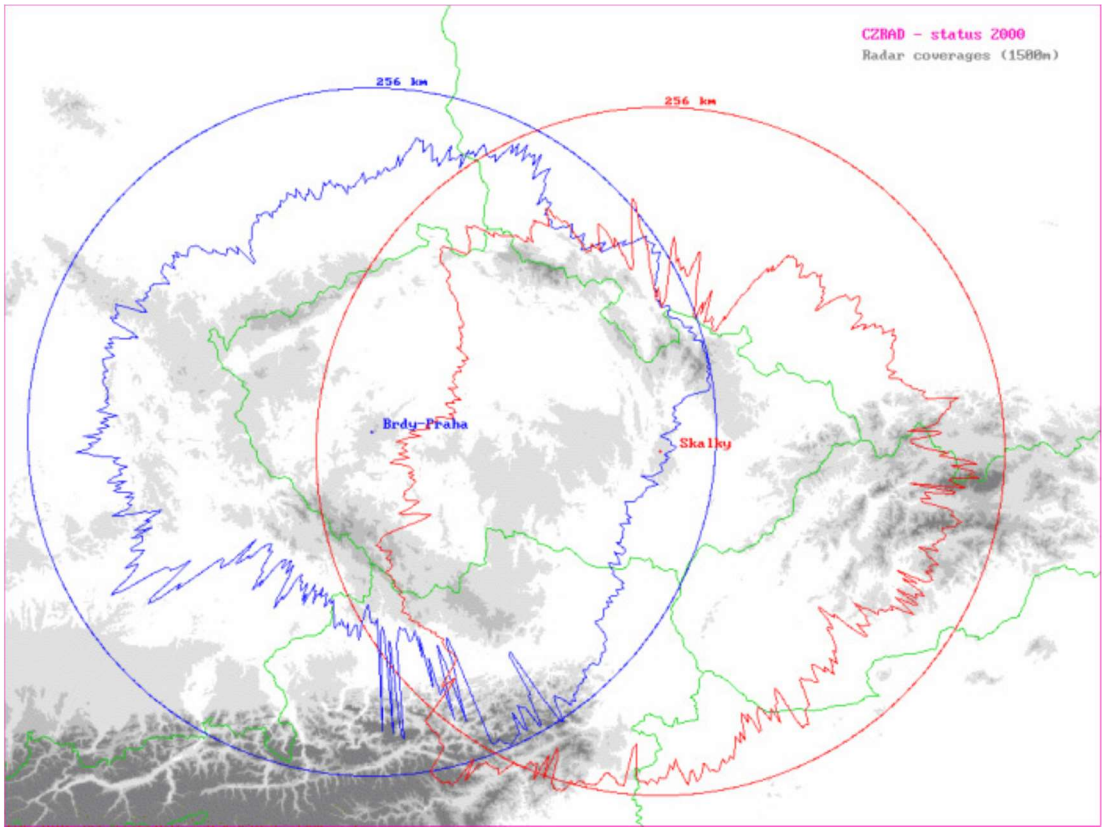
Z metod dálkového průzkumu sloužící k detekci srážek jsou v současnosti nejvíce využívané meteorologické radiolokátory. V České republice od devadesátých let funguje radarová síť CZRAD. Tato síť je tvořena dvěma dopplerovskými radarovými stanicemi, z nichž jedna se nachází na kótě Praha v Brdech a druhá je umístěna v Drahanské vrchovině na vrchu Skalky (Burian, 2006). Dosahy našich meteorologických radarů jsou představeny na obrázku 4.2.

Meteorologické radiolokátory (krátce radary) mají dosah v okruhu do 100 až 300 km. Vysílají elektromagnetické pulzy o vlnové délce λ = 3 až 10 cm (Daňhelka, 2007). Ty se odrážejí zpět od meteorologického cíle, např. vodních kapek nebo ledových částic tvořících oblak a jsou zachyceny přijímací anténou radaru (Vysoudil, 1997). Síla přijatého pulzu odraženého cílem se označuje jako odrazivost (Bedient a Huber, 2002). Existuje úzký, nikoliv však jednoznačný, vztah mezi měřenou radiolokační odrazivostí a intenzitou srážek na zemském povrchu. Pro přepočet radiolokační odrazivosti na intenzitu srážek se používá Marshall-Palmerům vztah ve tvaru $z = 200\ R^{1,6}$

kde *z* značí radiolokační odrazivost a *R* intenzitu srážek. Konečný výpočet radarových odhadů srážkových úhrnů je prováděn jako časová integrace radarového odhadu intenzity srážek pro zvolený časový interval. Nejčastěji jsou počítány odhady úhrnu srážek za 1 h, 3 h, 6 h a 24 h. Prostorové rozlišení radarových produktů, včetně odhadů srážek, je v současnosti již standardně 1 x 1 km (Novák a Kyznarová, 2013).

Mezi výhody radarů patří, že poskytují informace o velkém plošném obsahu dat, který umožňuje kvantitativní odhad úhrnu srážek na dané ploše v podstatě za jakýkoli časový interval (Sokol a Řezáčová, 2001). Dále jsou neocenitelné pro detekci konvekčních bouří, se kterými je spjato množství nebezpečných jevů, mimo jiné i intenzivní srážky, které mohou způsobit přívalové povodně. (Novák a Kyznarová, 2013). Přímé využití dat z radaru při kvantitativním odhadu srážek má řadu omezení, která vyplývají již z principu radarového měření (Sokol a Řezáčová, 2001). Mezi možné zdroje nepřesností radarového odhadu srážek se řadí výskyt zvýšené odrazivosti

v zóně tání, útlum ve srážkách, pozemní cíle a případné nestability technického zařízení radaru. Bylo pozorováno výrazné zvětšení chyby radarového odhadu v horských oblastech, a to zejména při velkoplošných srážkách při vyšších rychlostech větru, neboť podstatná část orografického zesílení srážek zůstává skryta pod nejnižším použitelným radarovým paprskem (Šálek et al., 2002). Dále se ve větších vzdálenostech již výrazněji projevuje podceňování srážek vlivem přílišné výšky nejnižšího radarového paprsku. I při využití co nejkvalitnějších radarových dat a aplikaci vhodných korekcí jsou čistě radarové odhady srážek zatíženy značnou nejistotou. Další zkvalitňování odhadů srážek je již potřeba řešit kombinací plošných čistě radarových odhadů srážek s operativními bodovými měřeními ze sítě srážkoměrů. Čistě radarové odhady dobře zaznamenávají prostorovou proměnlivost srážek, nejsou ale již tak přesné v absolutních hodnotách (Novák a Kyznarová, 2013).



Obrázek 4.2: Dosahy meteorologických radarů Skalky a Brdy (kruhy), dosahy pro určování intenzit srážek (křivky) (Juřikovská, 2009)

5 Metody hodnocení distribuce srážek

Vypadávání atmosférických srážek a jejich dopad na zemský povrch probíhá v čase a v prostoru. Proto je s ohledem na způsoby sběru, třídění a archivace dat výhodné použít základní členění na časové řady (vystihující chronologičnost vývoje dané veličiny) a na geografické informace, které popisující prostorovou strukturu zvoleného tématu (Daňhelka, 2007). Meteorologická měření a pozorování atmosférických srážek se dají zpracovávat nejrůznějšími metodami, které poskytuje matematická statistika a teorie pravděpodobnosti (Nosek, 1972).

K posouzení srážkového režimu se používají hlavně charakteristiky doba trvání srážek (eventuálně jejich začátek a konec), množství srážek, vodní hodnota pevných srážek a intenzita srážek (Kříž et al., 1988). Kešner (1976) a Havlíček et al. (1986) dále uvádí sílu srážek. V klimatologické praxi jsou nejčastěji zpracovávané měsíční srážkové úhrny. Z nich se stanovují např. průměrné dlouhodobé měsíční srážkové úhrny, k nimž se uvádějí nejvyšší a nejnižší měsíční úhrny s udáním roku výskytu (Vysoudil, 1997). Síla srážek se udává v mm množství srážek za jeden srážkový případ (Havlíček et al., 1986).

Trvání srážek se určuje v minutách, hodinách, popř. dnech (Krešl, 2001). Intenzita srážek je poté množství srážek v poměru k trvání, obvykle se určuje za minutu (jednotky mm/min) (Havlíček et al., 1986). Sledují se mimo jiné také informace o denním chodu průměrné hodinové intenzity srážek a kalendáře významných krátkodobých lijáků (Vysoudil, 1997). Mezi intenzitou a trváním deště je nepřímý vztah. Dlouhotrvající srážky mají menší intenzitu a naopak (Kešner, 1976). Hodnoty intenzity srážek mají spolu s údajem o jejím trvání také zásadní význam pro hydrologické účely, např. v souvislosti s povodněmi. (Kopáček a Bednář, 2005).

Konkrétněji k charakteristikám rozložení srážek z hlediska času a prostoru patří podle Kříže et al. (1988) dlouhodobé průměrné množství srážek pro jednotlivé časové úseky (nejčastěji měsíc, rok), počet srážkových dní (obvykle den se srážkovým úhrnem nejméně 0,1 mm), proměnlivost srážek, odchylky od normálu, extrémní úhrny, pravděpodobnost výskytu daných úhrnů srážek apod.

5.1 Metody hodnocení prostorové distribuce srážek

Znalost toho jak jsou srážky v prostoru rozmístěny, je důležitá pro studium kolísání srážek a pro dlouhodobé předpovědi (Brázdil a Štekl, 1986). Zvlášť pro hydrologickou praxi je důležité prostorové vyhodnocení srážek v povodí (Kříž et al., 1988). Například

pro předpovídání reakce povodí na danou srážkovou událost jsou často nutné znalosti průměrných srážek v určené době trvání, které se v povodí vyskytují (Bedient a Huber, 2002). Standardními srážkovými vstupy do srážkoodtokových modelů jsou povětšinou data z pozemních srážkoměrů. Jejich nevýhodou ovšem je, že jsou plošně diskrétní, údaj získaný ze srážkoměru reprezentuje pouze úhrn srážek z dané lokality (bodu). Vzhledem k velké plošné variabilitě srážek se tak může stát, že dojde na základě bodových úhrnů ke špatnému odhadu celkových srážek v povodí. Je proto nutné, je interpolovat z bodových hodnot na prostorové úhrny (Daňhelka, 2007). Brázdil a Štekl (1986) uvádí, že prostorovým úhrnem srážek se rozumí množství srážek stanovené pro určitý územní celek (např. povodí) za daný časový interval (např. hodina, den, měsíc). Hydrologické modely přímo vyžadují plošné vstupy. Buď přímo ve formě plošně distribuovaných (gridových) srážkových map nebo v podobě průměrné srážky nad zvoleným povodím či jinou plochou (Daňhelka, 2007).

K výpočtu průměrné srážky na povodí se povětšinou používají tři základní metody: aritmetický průměr, metoda Thiessenových polygonů a metoda izohyet. Odhady srážek založené na radaru poskytují zajímavou alternativu pro oblasti, kde mohou chybět data ze srážkoměrů (Bedient a Huber, 2002). S rozvojem moderních technologií se rozšířily i další metody, které se dnes běžně k vyjádření plošné srážky používají. Nazývají se interpolační. V případě interpolace odhadujeme neznámé hodnoty v rámci tzv. prostorové (nebo časové) domény známých údajů (Goovaerts, 1997) Jak uvádí Kemel (1994) volba metody k určení množství srážek spadlých na povodí závisí na reliéfu, hustotě sítě pozorovacích stanic a na požadované přesnosti.

5.1.1 Aritmetický průměr

Je nejjednodušší metodou výpočtu průměrné srážky na povodí, vypočte se jako aritmetický průměr všech uvažovaných stanic (Krešl, 2001). Podle jednoduchého vzorce: kde P_n je úhrn v dané stanici a počet stanic v povodí značí n (Daňhelka, 2007). Tato

$$P = \sum \frac{P_n}{n} \tag{5.1}$$

metoda je vhodná zejména pro málo členitá povodí (Dub et al., 1969). Dá použít pouze, pokud jsou měření rovnoměrně rozložena a jednotlivé hodnoty plošných úhrnů srážek nejsou daleko od celkového průměru. Metoda není příliš přesná pro větší oblasti, kde je proměnlivé rozdělení srážek (Bedient a Huber, 2002). Na velká území se proto může

použít čtvercová metoda. Povodí se rozdělí čtvercovou sítí a v každém čtverci se stanoví předchozím postupem průměrný srážkový úhrn, může se použít i interpolace. Průměrný úhrn z povodí se poté určí jako aritmetický průměr hodnot získaných v jednotlivých čtvercích (Kříž et al., 1988). Další nevýhodou je, že metoda aritmetického průměru je ve velké míře poplatná především charakteru staniční sítě (hustotě a poloze stanic) a také přeceňuje části území s vyšší hustotou stanic (Brázdil a Štekl, 1986).

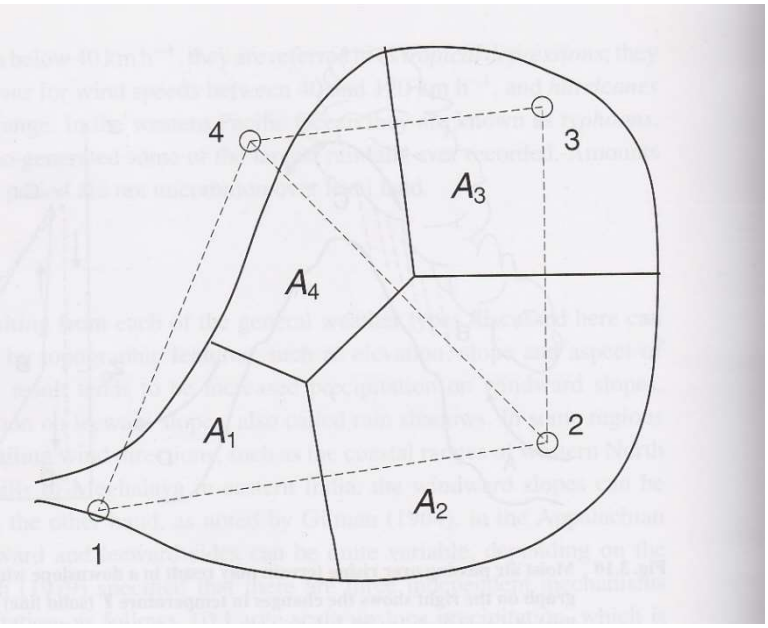
5.1.2 Metoda Thiessenových polygonů

Tato metoda spočívá v rozdělení území kolem jednotlivých stanic na polygony takovým způsobem, aby srážkové úhrny těchto polygonů reprezentovaly konkrétní plochu (Kříž et al., 1988). Vstupujícím datům z jednotlivých stanic jsou přiděleny váhy podle podílu plochy povodí příslušné k dané stanici. Postup konstrukce polygonu je následující: pomyslnou čarou se spojí vždy dvě nejbližší srážkoměrné stanice, poté se ve středu těchto spojnic udělá kolmice, a průsečíky těchto kolmic uzavírají hranice polygonů. Postup konstrukce je demonstrován na obrázku 5.1. Výpočet průměrné srážky na povodí je následně proveden dle rovnice

$$\bar{P} = \frac{1}{A}\sum_{j=1}^{n} A_j P_j \tag{5.2}$$

kde plocha A je celkovou plochou, A_j je příslušná plocha určitého polygonu a P_j je srážkový úhrn ve stanici, jíž tento polygon přísluší (Daňhelka, 2007).

Krešl (2001) tvrdí, že tato metoda je výhodná hlavně s ohledem na menší pracnost při stanovení řady hodnot průměrných srážek v povodí (např. měsíčních). Výhodou této metody oproti aritmetickému průměru je, že poskytuje lepší výsledky při nerovnoměrné plošné distribuce stanic (Daňhelka, 2007). Je jedinečná pro každou srážkoměrnou síť, při jakékoliv změně se tedy musí vypočítat nové polygony. Také se do ní nepromítá vliv orografie. I přesto je pravděpodobně metoda Thiessenových polygonů nejvíce všeobecně používanou metodou ze tří výše zmíněných základních metod (Bedient a Huber, 2002).



Obrázek 5.1: Náčrt ilustrující použití metody Thiessenových polygonů k odhadu polygonů A_j přiřazených k srážkoměrům na mapě povodí, polygony jsou ohraničeny hranicemi povodí a liniemi vedenými uprostřed mezi stanicemi, umístění stanic je označeno číslovanými kruhy (Brutsaert, 2005)

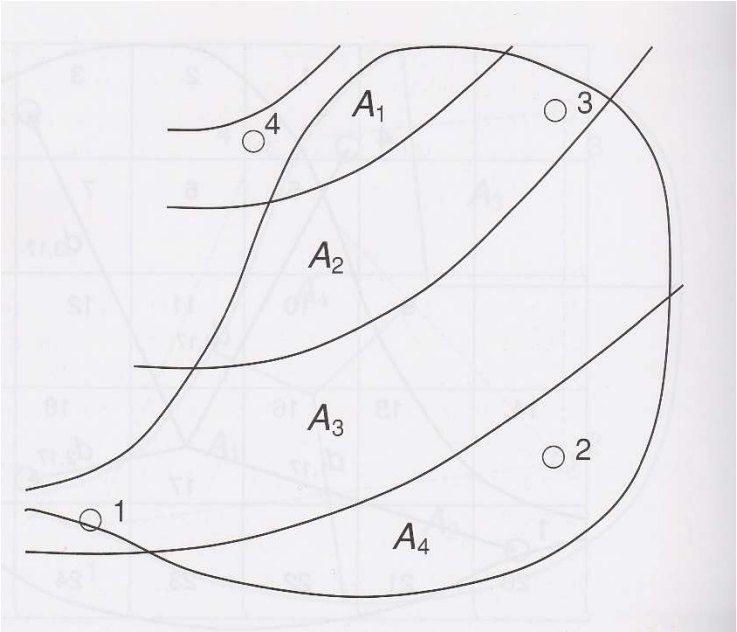
5.1.3 Metoda izohyet

Izohyeta je čára spojující místa se stejnými úhrny atmosférických srážek za určité období (Munzar et al., 1989). Pro její vytvoření se nejdříve pomyslně spojí vždy dvě sousedící stanice s danými úhrny, tato spojnice se poměrně rozdělí na intervaly podle rozdílu naměřených hodnot v daných stanicích a následně vznikne spojením bodů se stejnými úhrny srážek (Daňhelka, 2007). To jak tyto intervaly mohou vypadat, ilustruje obrázek 5.2. Je několik způsobů jak metodu izohyet počítat. Kemel (1994) uvádí, že podle požadovaného stupně přesnosti lze použít způsob početní přibližný, početní přesnější nebo graficko-početní. U způsobu početně přibližného se změří plochy mezi dvěma sousedními izohyetami a rozvodnicí (pokud je protíná) a přisoudí se jim úhrn, který je rovný aritmetickému průměru. Potom:

$$H_s = \frac{\sum \frac{1}{2}(h_{i-1} + h_i)\, p_i}{F} \tag{5.3}$$

kde h_i znamená srážkový úhrn na stanici, p_i plochu mezi dvěma sousedními izohyetami a rozvodnicí a F celkovou plochu povodí. Způsob početní přesnější vychází z toho, že se plochy uzavřené sousedními izohyetami pokládají za základny komolých kuželů, jejichž výška se rovná rozdílu hodnot izohyet. Poslední způsob spočívá v sestrojení hyetografické křivky, kde se na osu Y vynáší srážkové úhrny a na osu X plochy, na kterých byly tyto úhrny dosaženy. (Kříž et al., 1988).

Metoda izohyet je nejvíce přesnou metodou. K přesnému zakreslení izohyet je však zapotřebí rozsáhlá měřící síť (Bedient a Huber, 2002). Je to metoda vhodná i pro členitá povodí (Kemel, 1994).



Obrázek 5.2: Použití metody izohyet, stanice jsou označeny číslovanými kruhy (Brutsaert, 2005)

5.1.4 Metoda orografické interpolace

Tato metoda je založena na odvození regresní závislosti mezi srážkami a nadmořskými výškami v sledovaných místech v určeném kruhovém okolí každé srážkoměrné stanice, prostorové interpolaci regresních parametrů a uplatnění koeficientu determinace regresního vztahu jako váhového parametru pro určení výsledného odhadu úhrnu srážek v nepozorovaném místě (Šercl, 2008). Orografická interpolace se spíše používá pro zpracování plošných informací o úhrnech srážek za delší dobu trvání, jako je měsíc nebo rok. Při úhrnech za delší časový úsek totiž nenastávají lokální nepravidelnosti, jako jsou například návětrné efekty (Daňhelka, 2007).

5.1.5 Metoda vážené inverzní vzdálenosti

V angličtině se tato metoda nazývá Inverse Distance Weighting (IDW). Je založena na váženém průměru, jehož váhy jsou nepřímo úměrné nějaké mocnině vzdálenosti mezi interpolovaným bodem a body s daty (Ježek, 2015). Znakem této metody je, že bližší měření mají větší vliv na výslednou interpolaci než měření vzdálenější (Noori et al., 2014). Její hlavní výhodou je, že zachovává hodnoty v místech měření, ale dává absolutní váhu měrným místům. Z toho důvodu dochází k vytváření „ok“ (tzv. bull-eyes) (Šercl, 2008).

5.1.6 Kriging

Kriging je geostatistická metoda odhadu. Je založen na váženém průměru. Váhy jsou optimalizovány tak, aby chyba odhadu byla minimální. Pro splnění toho požadavku se využívá variogram vyjadřující vlastnosti prostorové proměnné. Bylo vytvořeno více typů krigingu, každý byl navržen pro různou situaci. Nejvíce se používá základní kriging, ostatní typy z něho vycházejí. Hlavním znakem základního krigingu je, že předpokládá neznámou střední hodnotu, která je konstantní v celé oblasti (Ježek, 2015). Kriging se v distribuovaných hydrologických modelech využívá hlavně pro to, že převádí bodové hodnoty na plošnou informaci (Daňhelka, 2007). Tato metoda patří mezi geostatistické metody odhadu, pro tyto metody musí být splněny základní předpoklady a to požadavky na normální distribuci interpolované veličiny, homogenita a stacionarita (Juřikovská, 2009). Jednoduchý kriging je nejjednodušší. K výpočtu je potřeba průměrná hodnota veličiny v daném poli. U základního krigingu se předpokládá, že prostorová proměnná má neznámou střední hodnotu, ale kostantní (Juřikovská a Šeděnková, 2008). Také metoda co-kriging je obdobou metody kriging. Liší se od ní tím, že při interpolaci může využívat různé typy dat (Sokol et al., 2003).

5.1.7 CLIDATA-DEM

Tuto metodu v praxi používá ČHMÚ. Je dostupná v systému CLIDATA-GIS. Metoda CLIDATA-DEM využívá lineární regresi mezi naměřenou hodnotou a nadmořskou výškou stanice. Lineární regrese má tvar:

$$Y = a + bX \tag{5.4}$$

Y je naměřená hodnota na stanici, *X* nadmořská výška stanice udávaná v m, *a* koeficient regrese, *b* koeficient regrese - směrnice přímky.

Pro danou stanici se v regresním okolí (například 40 km) vyberou všechny stanice uvnitř tohoto kruhu a u každé se vytvoří rovnice lineární regrese. Z těchto rovnic o dvou neznámých se na základě metody nejmenších čtverců vypočtou koeficienty *a, b.* Ty se uloží k dané stanici. Takto se to provede u všech stanic, takže každá bude mít své koeficienty *a, b* zjištěné na základě okolních stanic. Poté se vypočítá pro každou stanici hodnota delta, ta vyjadřuje rozdíl mezi skutečně naměřenou hodnotou na stanici a hodnotou vypočítanou pomocí získaných regresních koeficientů. Tyto zjištěné hodnoty jsou následně interpolovány do plochy. Lze zvolit jakoukoli interpolační metodu, standardně se ovšem používá metoda IDW. Jsou tedy vytvořeny tři gridové vrstvy. Výsledný grid je pak jejich vhodnou kombinací spolu se započítáním digitálního modelu terénu (Stříž, 2008).

5.1.8 Metoda minimální křivosti

Metoda používá splinových funkcí. Konkrétně se využívají bikubické B-spliny. Každá část zemského povrchu je představována samostatnou polynomickou funkcí, odvozenou z místních hodnot. Dále musí být zajištěna spojitost sousedních polynomických funkcí na jejich dotyku. Vytváří hladké povrchy a nemění naměřené hodnoty. Nevýhodná je u některých druhů polí, kde je potřeba částečné vyhlazení hodnot nebo tehdy, kdy je nepřípustné vytváření chybných maxim a minim. Metoda minimální křivosti interpoluje a vypočítává nižší a vyšší hodnoty, než byly ve vstupních informacích (záleží na okolních hodnotách).

Metoda není vhodná v případě, kdy vstupní body jsou blízko u sebe a sousední hodnoty jsou velmi rozdílné. Do výpočtů se dostává rozdíl hodnot bodů a jejich vzdálenost (Juřikovská a Šeděnková, 2008).

5.1.9 Metody vypočtu srážkových úhrnů s využitím radarových dat

V současnosti existují dva základní přístupy k výpočtu srážkových úhrnů s využitím radarových dat. První přístup zahrnuje metody, které využívají vertikální profil radarové odrazivosti (VPR) k odhadu hodnoty odrazivosti těsně u zemského povrchu. Extrapolovaná přízemní radarová odrazivost je pak podkladem pro výpočet úhrnu srážek (Sokol et al., 2003). Druhým přístupem využívající radarová data jsou statistické metody. Z podkladu radarových výstupů a dat ze srážkoměrů se vytvářejí statistické modely, které jsou rutinně aplikovány. Odvozují se obvykle vícerozměrné regresní modely, které mezi nezávisle proměnné zahrnují také charakteristiky místa (Sokol a Řezáčová, 2001). Metod pro operativní kombinaci radarových a srážkoměrných dat vznikla u nás i ve světě celá řada (Novák a Kyznarová, 2013).

5.2 Analýza časových řad

Analýza časových řad vychází ze standartních matematických a statistických přístupů (Hlásny, 2007). Stala se hlavním nástrojem v hydrologii. Používá se k vytváření matematických modelů ke generování syntetických hydrologických záznamů, k předpovídání hydrologických událostí, k detekci trendů a posunů v hydrologických záznamech a k vyplňování chybějících údajů a rozšiřování záznamů (Maidment, 1993).

Pod pojmem časové řady se rozumí řady individuálních, úhrnných nebo středních hodnot, z nichž se každá vztahuje na jednotlivé posloupné časové úseky nebo okamžiky. Časové řady se dělí na okamžikové a úsekové. Toto rozdělení je dáno logickou strukturou řad. Okamžikové řady jsou typické tím, že jsou spojité v čase. Proto v okamžikových mají jednotlivé její hodnoty logický smysl pro libovolný časový okamžik, a to jen pro určitý okamžik; z tohoto hlediska můžeme rozlišovat řady hodinové, denní, týdenní, měsíční, roční atd. U takových řad záleží na rozhodném (kritickém) okamžiku šetření (Nosek, 1972).

Velký počet časových řad se za dlouhé období pozorování nevyvaroval výpadků v měření nebo změn v umístění srážkoměru, což má vliv na kvalitu srážkových řad. Proto je třeba řady úhrnů srážek homogenizovat a doplnit. Platí, že testovaná řada je relativně homogenní s vybranou referenční řadou, jestliže poměry (diference) odpovídajících si hodnot obou chronologií tvoří řadu náhodných čísel (Tolasz et al., 2007).

5.2.1 Charakteristiky souboru

Při zpracování statistického souboru se určují nejdříve tzv. charakteristiky souboru, jež svými hodnotami podávají základní informace o některých jeho vlastnostech (Kemel, 1996).

Charakteristiky polohy

Charakteristikám polohy se též říká střední hodnoty. Střední hodnota je číslo, které zastupuje jednotlivé hodnoty uvažovaného znaku a které charakterizuje obecnou velikost zkoumaného jevu v daném souboru. Nejznámější je aritmetický průměr (Nosek, 1972).

Aritmetický průměr je definován jako součet všech naměřených údajů vydělený jejich počtem. Označuje se symbolem $\bar{x}$ (Hendl, 2015). Patří k nejvíce využívaným statistickým charakteristikám a to i proto, že vyhovuje praktickému použití. Lze zapsat ve tvaru

$$\bar{x} = \frac{1}{n}\sum_{1}^{n} x_i \tag{5.5}$$

(Nosek, 1972).

Určitou nevýhodou $\bar{x}$ je to, že je ovlivňován krajními, někdy značně extrémními hodnotami. Proto se jako další charakteristika polohy užívá medián (Kemel, 1996). Ten znamená hodnotu, jež dělí řadu výsledků na dvě stejně početné poloviny (Hendl, 2015). Medián, spolu s např. kvartily a decily, patří ke kvantilům. To jsou hodnoty znaku, které dělí řadu hodnot uspořádanou v neklesajícím pořadí na určitý počet skupin o stejně velkém počtu prvků. Kvartily poté dělí zkoumanou řadu na čtyři stejné části (Nosek, 1972). Další charakteristikou polohy je modus. Je to hodnota, která se v daném souboru vyskytuje nejčastěji. Náhodně proměnlivé údaje, jako jsou atmosférické srážky, nestačí charakterizovat jenom střední hodnotou. Tato data totiž mohou mít různou rozptýlenost (Hendl, 2015).

Charakteristiky rozptylu

Statistické charakteristiky užívané k měření variability (rozptýlenosti) hodnot kvantitativních znaků se označují jako míry variability neboli charakteristiky rozptylu. Nejjednodušší mírou variability je variační rozpětí. Jedná se o rozdíl nejvyšší a nejnižší hodnoty řady. Vyjadřuje rozsah (interval) kolísání pozorovaného jevu. Jeho nevýhodou je, že je závislé na extrémních hodnotách, čímž může zkreslovat skutečnou variabilitu hodnot řady (Nosek, 1972). Lepší obraz o rozkolísanosti prvků souboru poskytuje průměrná odchylka δ (Kemel, 1996). Je definována jako aritmetický průměr absolutních odchylek jednotlivých hodnot sledovaného znaku od střední hodnoty. Onou střední hodnotou bývá většinou aritmetický průměr, vzorec by v takovém případě měl tvar (Brázdil et al., 1995):

$$\delta = \frac{1}{n}\sum_{1}^{n} |x_i - \bar{x}| \tag{5.6}$$

Nejčastěji používané charakteristiky rozptylu jsou rozptyl s^2 a směrodatná odchylka s. Rozptyl lze zapsat jako

$$s^2 = \frac{1}{n}\sum_{1}^{n} (x_i - \bar{x})^2 \tag{5.7}$$

Směrodatná odchylka je poté druhou odmocninou z rozptylu (Kemel, 1996). Směrodatná odchylka podobně jako průměrná odchylka od průměru měří současně jak variaci ve smyslu vzájemné odlišnosti jednotlivých hodnot řady, tak i ve smyslu odlišnosti jednotlivých hodnot řady od jejich aritmetického průměru (Nosek, 1972).
Nelze jí ovšem použít při vzájemném porovnávání dvou nebo více souborů o nestejné úrovni průměru. Pro takové případy se používá bezrozměrný variační koeficient *v*, je to poměr směrodatné odchylky k průměru:

$$v = \frac{s}{\bar{x}} \tag{5.8}$$

(Brázdil et al., 1995).

5.2.2 Variabilita srážek

To jakou mají srážky v ročním chodu na daném území variabilitu, se dá posoudit například podle indexu nerovnoměrnosti srážek a roční amplitudy srážek. Index nerovnoměrnosti srážek se používá k hodnocení intenzity periodicity srážek, jedná se o poměrem sumy absolutních hodnot rozdílů mezi měsíčními úhrny a průměrnými měsíčními úhrny srážek a ročních úhrnů srážek. Index je vypočítán podle rovnice:

$$W = \left[\frac{\sum \left| M_i - \frac{R}{12} \right|}{R}\right] \cdot 100 \tag{5.9}$$

kde W = index nerovnoměrnosti srážek (%)
R = průměrný roční úhrn srážek (mm)
M_i = průměrný úhrn srážek v i-tém měsíci (mm)
$R/12$ = průměrná měsíční suma, tedy 1/12 ročního úhrnu (mm)

Roční amplituda srážek je vypočítaná podle vzorce:

$$A = \left[\frac{Rm_{max} - Rm_{min}}{Ra}\right] \cdot 100 \tag{5.10}$$

kde A = roční amplituda srážek (%)
Rm_{max} = nejvyšší měsíční úhrn (mm)
Rm_{min} = nejnižší měsíční úhrn (mm)
Ra = roční úhrn srážek (mm) (Řepka et al., 2005).

5.2.3 Analýza trendů

Trend je jednou ze složek časové řady. Může znázorňovat a vyjadřovat směr a vývoj změn neboli tendenci (Nosek, 1972). Analýza trendů se proto používá při hodnocení změn klimatu, jako například v pracích Huth a Pokorná (2004a), Chládová a Kalvová (2005). Trendy lze určovat řadou parametrických i neparametrických metod. Mezi parametrické patří například lineární regrese nebo korelace (Lanzante, 1996).

Lineární regrese

Lineární regrese nejmenších čtverců popisuje lineární vztah mezi dvěma proměnnými. Tato metoda má dlouhou historii, stále ovšem zůstává užitečná a tvoří základ pro mnoho novějších, flexibilnějších nebo robustnějších technik (Maidment, 1993).

Odhad trendu pomocí regrese nejmenších čtverců pro klimatický prvek y_i a časovou proměnnou (roky) x_i, $i = 1, ..., n$, má známou podobu

$$b = \frac{n\sum_1^n x_i y_i - \sum_1^n x_i \sum_1^n y_i}{n\sum_1^n (x_i)^2 - (\sum_1^n x_i)^2} \tag{5.11}$$

(Huth a Pokorná, 2004b)

5.2.4 Korelace

Korelace je matematický popis síly vztahu mezi dvěma proměnnými (Maidment, 1993). Dvě proměnné jsou korelované, jestliže určité hodnoty jedné proměnné mají tendenci se vyskytovat spolu s určitými hodnotami druhé proměnné. Míra této tendence může zasahovat od korelace neexistující až po absolutní korelaci. Pro měření korelace byla navržena řada koeficientů (Hendl, 2015). Hodnota koeficientu korelace informuje nejen o druhu korelační závislosti (přímá, nepřímá), ale i o její těsnosti (Brázdil et al., 1995). Jde o často používanou metodu. Např. Střeštík et al. (2014) jí použil k zhodnocení vztahu mezi nadmořskou výškou a srážkami. Došel k tomu, že v Česku obecně srážkové úhrny vykazují významnou kladnou korelaci s nadmořskou výškou (koeficient 0,72).

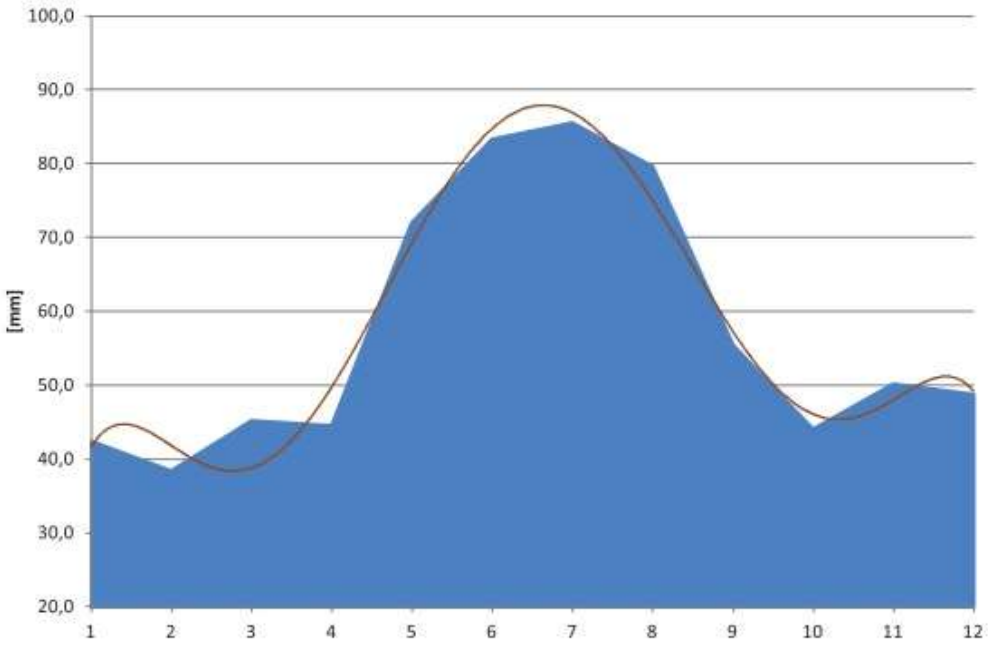
6 Rozdíly v distribuci srážek na konkrétních územích

Jak důležitou roli pro intenzitu srážek během jedné epizody hraje konkrétní pozice stanice vzhledem k reliéfu, ukazuje studie Knozové (2014). Zabývala se intenzitou srážek na stanicích ve Vizovicích, Kroměříži a Protivanově mezi lety 2003–2013. V práci byly využity jednominutové úhrny srážek, které byly analyzovány s pomocí klimatologické aplikaci ProClimDB podle Wussovovy metody. Dodatečně byla použita pětiminutová data maximálních radarových odrazivostí ze sítě CZRAD. Zjistila, že nejvyšší počet přívalových dešťů oproti ostatním dvěma stanicím byl zjištěn na stanici v Kroměříži. Autorka si poměrně malý počet přívalových dešťů na stanici ve Vizovicích vysvětluje jejím umístěním na východním svahu, kde intenzita srážek přemisťujících se nejčastěji ze západu je přirozeně menší než na západních návětrných svazích. Podobná situace se děje v Protivanově, ten je chráněn před nejintenzivnějšími přívaly vrcholy Skalky a Skály.

Řepka et al. (2005) sledovali variabilitu srážek v ročním chodu v česko-polské příhraniční oblasti. Studii prováděli s pomocí dat z 85 měřících stanic, použili průměrné měsíční a sezónní úhrny srážek za období 1971–2000. Použity byly metody index nerovnoměrnosti srážek a roční amplituda srážek. Z jejich studie vyplývá, že rozdíly indexu nerovnoměrnosti srážek v zájmové oblasti dosahují 20 %. Nejnižší hodnoty indexu (20–25 %) jsou charakteristické např. pro Králický Sněžník a Hrubý Jeseník. Takové rozmezí hodnot indexu vypovídá o výskytu dosti rovnoměrného průběhu ročních úhrnů srážek ve vysoko položených oblastech. V ostatních částech sledované oblasti vykazovali srážky silnější periodicitu. Roční amplituda srážek v příhraniční oblasti se nachází v rozmezí od 6 do 12 %. V horských regionech nabývají amplitudy hodnot 6–10 %, to vypovídá o poměrně malých rozdílech měsíčních úhrnů srážek. V podhorských oblastech nížinných i vysočinných překračuje roční amplituda srážek nepatrně 10 % a podíl srážek v letním období k ročnímu úhrnu činí 40 %. Dále z provedených analýz vyplývá, že roční chod srážek na sledovaném území vykazuje zhruba znaky kontinentálního klimatu.

Tolasz (2013) zkoumal změny ročního chodu srážek v ČR od roku 1961 do roku 2010. Obrázek 6.1 ukazuje roční chod srážek za dané období. Jedná se o jednoduchý ročních chod s maximem v červenci a minimem v únoru a říjnu. Zjistil, že se roční chod v průběhu desetiletí mění. Maximum úhrnů se vyskytuje od června do srpna, v desetiletí 1996 až 2005 dokonce červencové maximum výrazně převyšuje ostatní

desetiletí. Obecně lze říci, že za pozorované období došlo k posunu letního maxima srážek do července, snížení jarních a zvýšení podzimních úhrnů srážek.



Obrázek 6.1: Roční chod srážek u nás za období 1961–2010 (Tolasz, 2013)

7 Porovnání výsledků různých metod

Řepka et al. (2005) také porovnávali prostorové rozložení srážek při použití digitálního modelu reliéfu (DEM) a bez vlivu nadmořské výšky. Použili k tomu metodu CLIDATA DEM, která využívá závislosti mezi nadmořskou výškou a hodnotou výpočtů. Bylo potvrzeno, že vliv nadmořské výšky je významný. Změny byly patrné hlavně v dlouhodobých ročních i měsíčních srážkových úhrnech v členitějších a horských oblastech. Tedy tam kde jsou velké rozdíly mezi nadmořskými výškami. V horských regionech, jako například Hrubý Jeseník, byl dlouhodobý průměrný roční úhrn srážek s použitím DEM výrazně vyšší. Naopak regiony s malými středními výškami výrazné rozdíly mezi oběma výpočty nevykazovaly.

Juřikovská (2009) se zabývala odhadem úhrnů srážek s použitím radarových dat a pozemních měření. Využila k tomu hodinové úhrny srážek z 11 měřících stanic z povodí Olše, které byly doplněny o radarová data. Na těchto datech testovala tři interpolační metody, metodu IDW a jednoduchý a základní kriging. Jako nejvhodnější metodu vyhodnotila základní kriging. Dále uvádí, že v případě malého počtu srážkoměrných měření je jejich kombinace s radarovými daty nejvhodnější způsob interpolace.

Sokol et al. (2003) se ve svém článku taktéž zabývali odhadem srážek s využitím sloučení radarových dat a pozemních měření. Hodnotili přesnost denních a hodinových úhrnů vztažených k radarovému pixlu. Denní úhrny pocházely z letních sezon let 1996 až 1998 ze 714 stanic, které se nachází v dosahu radaru Skalky. Pro hodinové úhrny byla použita data z teplé poloviny roku 2001. Byly hodnoceny metody předběžné korekce radarových srážek, interpolace srážek metodou (základní) kriging, cokriging, optimální interpolace a interpolace modifikovaného podílu. V případě denních úhrnů byla nejhorší metoda předběžné korekce radarových srážek. Naopak nejlepší výsledky zaznamenaly metody optimální interpolace a interpolace modifikovaného podílu. U těchto metod dochází ke společné interpolaci srážkoměrných a radarových dat, jak se zdá je to lepší možností než obecná interpolace hodnot. U hodnocení hodinových srážek byla na rozdíl od denních úhrnů nejhorší metoda (základní) kriging, pravděpodobně z důvodu velké plošné variability těchto hodinových úhrnů. Nejlepší byla metoda interpolace modifikovaného podílu. Dále bylo zjištěno, že odhady plošných úhrnů založené pouze na srážkoměrných datech lze zpřesnit zhruba o 15 %, pokud se použije metoda interpolace modifikovaných podílů spolu se zahrnutím radarových dat.

Hodnocení trendů

Huth a Pokorná (2004b) zkoumali rozdíly mezi parametrickými a neparametrickými metodami odhadu lineárních trendů ročních a sezónních průměrů srážek. Vybrali si k tomu parametrickou metodu lineární regrese a neparametrickou metodu mediánu sklonů mezi dvojicemi bodů. Metody porovnávali na datech z 21 stanic v ČR mezi lety 1961 až 1998. Došli k závěru, že podávají prakticky stejné výsledky, jsou mezi nimi jen minimální rozdíly. U metody lineární regrese ovšem byla mírně vyšší tendence odhadovat vyšší hodnoty.

V další své práci se Huth a Pokorná (2004a) použili stejná data i metody, ale soustředili se na trendy sezonních průměrů úhrnu srážek a výskytu srážek. Došli k závěru, že trendy úhrnů srážek a pravděpodobnosti výskytu srážek byly ve většině sezon prostorově nekonzistentní. Výjimku tvořil pouze pokles úhrnu srážek na jaře, nárůst úhrnu srážek na podzim a zvyšování pravděpodobnosti výskytu srážek na podzim. Poslední jmenovaná proměnná jako jediná vykazovala statistickou významnost na více stanicích. Obě metody taktéž vykazovali podobné výsledky.

Za téměř totožné časové období od roku 1961 až 2000 analyzovaly trendy ve své studii i Chládová a Kalvová (2005). Pracovaly s časovými řadami denních srážkových úhrnů z 29 meteorologických stanic v ČR. Ke zjištění statistické významnosti lineárního trendu použily neparametrický postup, který vychází k Kendall-Tau korelačního koeficientu. Hodnocenými charakteristikami byly nejdelší srážkové období, nejdelší období beze srážek, průměrná délka srážkového období a průměrná délka období beze srážek. I v této práci dospěly autorky k závěru, že hodnocené charakteristiky jsou statisticky nevýznamné.

Kliegrová a Kašičková (2019) vyhodnocovaly trend vývoje srážek pro 5 stanic ČHMÚ v Krkonoších pouze pomocí lineární regrese. Počet případů se statisticky významnými trendy pro měsíční úhrny byl malý. V ročních úhrnech srážek na všech stanicích prokázaly statisticky významný rostoucí trend. Ovšem jak lze i očekávat vzhledem k výše zmíněným pracím, směrnice trendu byla malá, za celé sledované období 1961 až 2016 šlo o zvýšení zhruba o 2 mm.

Závěr

Atmosférické srážky jsou částice, které vznikly v atmosféře následkem kondenzace vodní páry a které se vyskytují v atmosféře, na zemském povrchu nebo na předmětech v kapalném nebo pevném skupenství. Pro vznik oblaků je zásadní, aby se vzduch ochladil tak, že se vodní pára ve vzduchu stane nasycenou. Následně dojde kondenzací ke vzniku velkého množství malých kapiček tvořících oblak. Přítomná pára nestačí na to, aby se tyto kapičky mohly zvětšit do takové hmotnosti, kdy je jejich pádová rychlost větší než rychlost vzestupných proudů uvnitř oblaku. Řešením je nárůst velikosti kapiček vody popř. částic ledu na úkor ostatních. Poté co srážky spadnou na zem, mohou mít různé tvary a vlastnosti, např. rozlišujeme déšť, sníh, jíní, atd. Srážky se dají dělit i podle jiných kritérií například podle skupenství, způsobu vzniku původu nebo velikosti oblasti zasažené deštěm. Na rozložení srážek v určitém místě má vliv hned několik faktorů. Nejdůležitější roli má všeobecná cirkulace atmosféry, v jejím rámci pak působí fyzikální procesy, díky kterým vznikají srážky. Jejich vliv však může být upraven relativně stálým působením geografických faktorů. Množství srážek, které dopadlo na zemský povrch, jejich časové a prostorové rozdělení se zjišťuje měřením. Tradičně se k tomu využívají sítě srážkoměrných stanic. Klasickým pozemním měřením ovšem nelze postihnout velká variabilita srážek, jelikož měří srážky pouze v místě, kde se nachází srážkoměr. Toto řeší moderní metody distančního měření srážek. Ty jsou schopné plošné rozdělení srážek vyjádřit, ovšem za cenu menší přesnosti. Nejvíce využívané jsou meteorologické radiolokátory. Radarové odhady dobře zaznamenávají prostorovou variabilitu srážek, nejsou ale již tak přesné v absolutních hodnotách, kde dominují pozemní srážkoměry. Proto byla aplikována řada metod, které výstupy z těchto dvou způsobů měření dokáží vhodně spojit a tím získat lepší odhad srážek. Ukazuje se, že spojení srážkoměrných a radarových dat odhady srážek prakticky vždy zlepšuje. Možností jak lze hlavně z pohledu času hodnotit distribuci srážek, je analýzou časových řad, která vychází ze standartních matematických a statistických přístupů. Pomocí těchto metod lze určit základní charakteristiky souboru, zjistit závislost mezi daty nebo vyjádřit trend na určitém území v průběhu let. Pro vstup do hydrologických modelů je důležitý prostorový úhrn srážek, ten se dá vypočítat pomocí 3 základních metod. V současné době, se ale spíše používají pro jeho určení interpolační metody a to i ve spojení pozemních dat s radarovými. Nejlepšími metodami právě pro spojenou informaci pozemních a radarových dat denních i hodinových úhrnů se zdá

být metoda interpolace modifikovaného podílu a optimální interpolace. Pokud ovšem tyto metody nejsou k dispozici, dobré výsledky z běžně dostupných metod poskytuje metoda základní kriging.

Seznam použité literatury

Astapenko, P. D. (1987). *Jaké bude počasí?* První vydání. Lidové nakladatelství, Praha.

Bedient, P. B. a Huber, W. C. (2002). *Hydrology and Floodplain Analysis*. Třetí vydání. Upper Saddle River, Prentice-Hall. ISBN 0-13-032222-9.

Bednář, J. (1989). *Pozoruhodné jevy v atmosféře: atmosférická optika, akustika a elektřina*. První vydání. Academia, Praha. ISBN 80-200-0054-2.

Bednář, J. (2003). *Meteorologie: úvod do studia dějů v zemské atmosféře.* První vydání. Portál, Praha. ISBN 80-7178-653-5.

Brázdil, R. a Štekl, J. (1986). *Cirkulační procesy a atmosférické srážky v ČSSR*. První vydání. Univerzita J. E. Purkyně v Brně, Brno.

Brázdil, R. et al. (1995). *Statistické metody v geografii: cvičení.* Třetí vydání. Vydavatelství Masarykovy univerzity, Brno. ISBN 80-210-1260-9.

Brutsaert, W. (2005). *Hydrology: an introduction.* První vydání. Cambridge University Press, New York. ISBN 978-0-521-82479-8.

Burian, P. (2006). Odhady základních veličin měření Dopplerovským meteorologickým radarem. *Meteorologické zprávy,* 59(5):141–150.

Červený, J. et al. (1984). *Podnebí a vodní režim ČSSR*. První vydání. Státní zemědělské nakladatelství, Praha.

Daňhelka, J. (2007). *Operativní hydrologie: Hydrologické modely a nejistota předpovědí.* První vydání. Český hydrometeorologický ústav, Praha. ISBN 978-80-86690-48-3.

Dub, O. et al. (1969). *Hydrologie*. První vydání. Nakladatelství technické literatury, Praha.

Goovaerts, P. (1997). *Geostatistics for natural resources evaluation.* První vydání. Oxford University Press, New York. ISBN 0-19-511538-4.

Havlíček, V. et al. (1986). *Agrometeorologie*. První vydání. Státní zemědělské nakladatelství, Praha.

Hendl, J. (2015). *Přehled statistických metod: analýza a metaanalýza dat.* Páté rozšířené vydání. Portál, Praha. ISBN 978-80-262-0981-2.

Hlásny, T. (2007). *Geografické informačné systémy – Priestorové analýzy*. První vydání. Agentúra Zephyros, Banská Bystrica. ISBN 978-80-8093-029-5.

Huth, R. a Pokorná, L. (2004a). Trendy jedenácti klimatických prvků v období 1961–1998 v České republice. *Meteorologické zprávy,* 57(6):168–178.

Huth, R. a Pokorná, L. (2004b). Parametric versus non-parametric estimates of climatic trends. *Theoretical and Applied Climatology*, 77(2):107–112.

Chládová, Z. a Kalvová, J. (2005). Změny vybraných klimatických charakteristik v České Republice v období 1961–2000. *Meteorologické zprávy,* 58(5):146–153.

Ježek, J. (2015). *Geostatistika a prostorová interpolace*. První vydání. Karolinum, Praha. ISBN 978-80-246-3076-2.

Juřikovská, L. (2009). Porovnání různých metod využívajících radarová a srážkoměrná měření. In: *16th International Symposium GIS Ostrava 2009*. Tanger, Ostrava, pp. 1–7.

Juřikovská, L. a Šeděnková, M. (2008). Odhad plošných srážek pro povodí řeky Olše. In: *15th International Symposium GIS Ostrava 2008*. Tanger, Ostrava, pp. 1–7.

Kakos, V. a Vrabec, M. (2006). Voda z atmosféry. In: Němec, J. a Hladný, J. (Eds.). *Voda v České republice.* První vydání. Consult, Praha, pp. 21–24. ISBN 80-903482-1-1.

Kemel, M. (1994). *Hydrologie*. První vydání. ČVUT, Praha. ISBN 80-01-00509-7.

Kemel, M. (1996). *Klimatologie, Meteorologie, Hydrologie*. První vydání. ČVUT, Praha. ISBN 80-01-01456-8.

Kešner, B. (1976). *Agrometeorologie.* První vydání. Státní pedagogické nakladatelství, Praha.

Kliegrová, S. a Kašičková, L. (2019). Změny teploty vzduchu a úhrnů srážek v období 1961–2016 v Krkonoších. *Meteorologické zprávy,* 72(3): 77–87.

Kněžínková, B. et al. (2010). Porovnání měření srážek srážkoměrem Metra 886 a automatických člunkovým srážkoměrem MR3H ve staniční síti Českého hydrometeorologického úřadu. *Meteorologické zprávy,* 63(5): 147–155.

Knozová, G. (2014). Charakteristika přívalových srážek v Protivanově, Kroměříži a Vizovicích (2003–2013). In: *konference Fyzickogeografické sekce České geografické společnosti*. Vydavatelství Masarykovy univerzity, Brno, 85–92.

Kopáček, J., Bednář, J. (2005). *Jak vzniká počasí*. První vydání. Nakladatelství Karolinum, Praha. ISBN 80-246-1002-7.

Krešl, J. (2001). *Hydrologie*. První vydání. Mendelova zemědělská a lesnická univerzita, Brno. ISBN 80-7157-513-5.

Kříž, V. et al. (1988). *Hydrometrie*. První vydání. Státní pedagogické nakladatelství, Praha.

Kunic, A. V. (1952). *Synoptická meteorologie*. První vydání. Přírodovědecké vydavatelství, Praha.

Květoň, V. et al. (2004). Kontrola kvality a digitalizace ombrogramů v ČHMÚ. *Meteorologické zprávy,* 57(2):47–52.

Lanzante, J. R. (1996). Resistant, robust and non-parametric techniques for the analysis of climate data: Theory and examples, including applications to historical radiosonde station. *International Journal of Climatology,* 16(11):1197–1226.

Litschmann, T. et al. (2014). *Sledování meteorologických faktorů v rostlinné výrobě*. První vydání. Výzkumný ústav bramborářský Havlíčkův Brod, Havlíčkův Brod. ISBN 978-80-86940-61-8.

Maidment, D. R. et al. (1993). *Handbook of hydrology.* První vydání. McGraw-Hill, New York. ISBN 0-07-039732-5.

Munzar, J. et al. (1989). *Malý průvodce meteorologií.* První vydání. Mladá fronta, Praha.

Noori, M. H. et al. (2014). Spatial Estimation of Rainfall Distribution and Its Classification in Duhok Governorate Using GIS. *Journal of Water Resource and Protection*, 6(2):75–82.

Nosek, M. (1972). *Metody v klimatologii*. První vydání. Academia, Praha.

Novák, P. a Kyznarová, H. (2013). Využití radarových měření pro kvantitativní odhady a nowcasting srážek v Českém hydrometeorologickém ústavu. *Meteorologické zprávy,* 66(6):175–180.

Ptáček, T. (2016). Precipitation totals at two Czech meteorological stations after correction of systematic erros in measurement. *AUC Geographica*, 51(1):41–46.

Roth, G. D. (2000). *Malá encyklopedie počasí: jak porozumět počasí a meteorologickým předpovědím.* První vydání. Knižní klub, Praha. ISBN 80-242-0228-X.

Rožnovský, J. (1999). *Klimatologie*. První vydání. Mendelova zemědělská a lesnická univerzita, Brno. ISBN 80-7157-419-8.

Řepka, M. et al. (2005). *Prostorové rozložení srážek na české a polské straně hraničních hor – Králického Sněžníku, Jeseníků a Beskyd.* První vydání. Český hydrometeorologický ústav, Praha. ISBN 80-86690-34-2.

Sokol, Z. a Řezáčová, D. (2001). Statistická korekce denních srážkových úhrnů stanovených radarem s využitím klasifikované regrese. *Meteorologické zprávy*, 54(2):46–56.

Sokol, Z. et al. (2003). Odhady bodových i plošných srážek s využitím srážkoměrných i radarových dat. *Meteorologické zprávy,* 56(1):1–12.

Šálek, M. et al. (2002). Využití metod dálkové detekce během povodní v České republice v srpnu 2002. *Meteorologické zprávy*, 55(6):177–179.

Šercl, P. (2008). Hodnocení metod odhadu plošných srážek. *Meteorologické zprávy*, 61(2):33–43.

Střeštík, J. et al. (2014). Změna ročních a sezonních srážkových úhrnů v České republice v letech 1961-2012. In: *Extrémy oběhu vody v krajině : sborník abstraktů a CD s příspěvky z mezinárodní konference : Mikulov 8.-9. dubna 2014*. Český hydrometeorologický ústav, Praha, pp. 1–13.

Stříž, M. (2005). *CLIDATA-DEM, Popis metody pro účely analýzy klimatických dat*. Interní návod ČHMÚ pro práci v prostředí GIS, Ostrava.

Tolasz, R. (2013). Změny ročního chodu srážek v České republice od roku 1961. *Meteorologické zprávy,* 66(4):102–109.

Tolasz, R. et al. (2007). *Atlas podnebí Česka = Climate atlas of Czechia.* První vydání. Český hydrometeorologický ústav, Praha. ISBN 978-80-244-1626-7.

Vysoudil, M. (1997). *Meteorologie a klimatologie pro geografy.* První vydání. Vydavatelství univerzity Palackého, Olomouc. ISBN 80-7067-773-2.

Seznam obrázků

Obrázek 4.1: Srážkoměr METRA 886 (Kněžínková et al., 2010)……..24

Obrázek 4.2: Dosahy meteorologických radarů Skalky a Brdy (kruhy), dosahy pro určování intenzit srážek (křivky) (Juřikovská, 2009)…….26

Obrázek 5.1: Náčrt ilustrující použití metody Thiessenových polygonů k odhadu polygonů A_j přiřazených k srážkoměrům na mapě povodí, polygony jsou ohraničeny hranicemi povodí a liniemi vedenými uprostřed mezi stanicemi, umístění stanic je označeno číslovanými kruhy (Brutsaert, 2005)…….……..…30

Obrázek 5.2: Použití metody izohyet, stanice jsou označeny číslovanými kruhy (Brutsaert, 2005)……..……31

Obrázek 6.1: Roční chod srážek u nás za období 1961–2010 (Tolasz, 2013)……..….39

Seznam použitých zkratek

CLIDATA……..…..Klimatologická databáze

CLIDATA-GIS……Geografické informační systémy v databázi CLIDATA

CZRAD……..…Česká radarová síť

ČHMÚ……..Český hydrometeorologický ústav

DEM…….....….Digital Elevation Model (digitální model terénu)

IDW…….....Inverse Distance Weighting (metoda vážené inverzní vzdálenosti)

VPR…...……..Vertical Reflectivity Profiles (vertikální profil radarové odrazivosti)