

JIHOČESKÁ UNIVERZITA V ČESKÝCH BUDĚJOVICÍCH
ZEMĚDĚLSKÁ FAKULTA

Studijní program: B4106 Zemědělská specializace

Studijní obor: Pozemkové úpravy a převody nemovitostí

Katedra: Katedra krajinného managementu

Vedoucí katedry: prof. Ing. Tomáš Kvítek, CSc.

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

Metody výpočtu prostorové distribuce srážek a rozdílů
v úhrnech srážek v rámci malého povodí

Vedoucí bakalářské práce: Ing. Václav Bystřický

Autor: Miroslav Vávra

České Budějovice, duben 2011

JIHOČESKÁ UNIVERZITA V ČESKÝCH BUDĚJOVICÍCH

Zemědělská fakulta

Akademický rok: 2009/2010

ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

(PROJEKTU, UMĚLECKÉHO DÍLA, UMĚLECKÉHO VÝKONU)

Jméno a příjmení: Miroslav VÁVRA
Osobní číslo: Z08661
Studijní program: B4106 Zemědělská specializace
Studijní obor: Pozemkové úpravy a převody nemovitostí
Název tématu: Metody výpočtu prostorové distribuce srážek a rozdíly
v úhrnech srážek v rámci malého povodí
Zadávací katedra: Katedra krajinného managementu

Z á s a d y p r o v y p r a c o v á n í :

Práce bude mít charakter literární rešerše s následujícím rámcovým obsahem:

Vznik a rozdělení srážek.

Faktory ovlivňující úhrny srážek. \96 Metody výpočtu prostorové distribuce srážek.

Zjištěné rozdíly v úhrnech srážek na území velikosti malého povodí (4. řádu).

Rozsah grafických prací: **dle potřeby**
Rozsah pracovní zprávy: **30-40 stran**
Forma zpracování bakalářské práce: **tištěná/elektronická**

Seznam odborné literatury:

Brutsaert, W. Hydrology: An introduction. Cambridge University Press, 2005, 605 s.

Havlíček a kol. Agrometeorologie. SZN Praha, 1986

Serrano, E.S. Hydrology for Engineers, Geologists and Environmental Professionals. HydroScience Inc. Lexington, Kentucky, 1997, 468 s.

Maidment, D.R. (ed.). Handbook of hydrology. McGraw-Hill, New York, 1993, 1424 s.


časopisy: Hydrological processes, Journal of hydrology, Meteorological applications, Water resources management, atd.

Vedoucí bakalářské práce: **Ing. Václav Bystřický**
Katedra krajinného managementu


Datum zadání bakalářské práce: **15. března 2010**

Termín odevzdání bakalářské práce: **15. dubna 2011**

JIHOČESKÁ UNIVERZITA
V ČESKÝCH BUDĚJOVICÍCH
ZEMĚDĚLSKÁ FAKULTA
Studentův útulek
370 05 České Budějovice


prof. Ing. Milošlav Šoch, CSc.
děkan

L.S.


prof. Ing. Tomáš Kyitek, CSc.
vedoucí katedry

V Českých Budějovicích dne 15. března 2010

Prohlášení:

Prohlašuji, že svoji bakalářskou práci jsem vypracoval samostatně pouze s použitím pramenů a literatury uvedených v seznamu citované literatury. Prohlašuji, že v souladu s § 47b zákona č. 111/1998 Sb. v platném znění souhlasím se zveřejněním své bakalářské práce, a to v nezkrácené podobě (v úpravě vzniklé vypuštěním vyznačených částí archivovaných Zemědělskou fakultou JU) elektronickou cestou ve veřejně přístupné části databáze STAG provozované Jihočeskou univerzitou v Českých Budějovicích na jejích internetových stránkách.

V Českých Budějovicích dne

.....

Poděkování:

Tímto bych chtěl poděkovat vedoucímu práce Ing. Václavu Bystřickému za cenné rady, materiály, pomoc a trpělivost. Dále bych chtěl poděkovat RNDr. Radimu Tolaszovi, Ph.D. a jeho kolegům z ČHMÚ za pomoc při objasnění cizího výrazu.

Abstrakt: Tato práce se zabývá metodami výpočtu prostorové distribuce srážek a rozdílů v úhrnech srážek v malém povodí. Především jde o nalezení metod, které umožňují přesunutí bodového měření srážek na prostorově distribuovaný odhad, a následné porovnání výsledků těchto metod mezi sebou a vyhodnocení jejich rozdílů a přesnosti. Jakožto základ a pro lepší pochopení problematiky jsou zde nejprve popsány srážky, jejich charakteristika, vznik a druhy. Dále jsou zde uvedeny faktory, které srážky ovlivňují. Hlavní částí této práce je popis metod prostorové distribuce srážek a jejich aplikace v malém povodí. Metody jsou seřazeny od těch nejvíce používaných (aritmetický průměr, metoda Thiessenových polygonů, metoda izohyet) až po ty nejnovější a nejméně používané (hypsometrická metoda, metoda vážené inverzní vzdálenosti, kriging). U metody Thiessenových polygonů a metody izohyet je pro lepší představu podrobně popsána i samotná konstrukce těchto metod doplněná obrázkem. V rámci jednoho výzkumného povodí byly porovnány různé metody výpočtu prostorové distribuce srážek (Thiessenovy polygony, izohyety, aritmetický průměr) s celkem překvapivým závěrem. Vypočtené hodnoty celkového úhrnu srážek na povodí se totiž při použití různých metod lišily jen velmi málo. Konstatováno bylo také, že ani při velkém množství srážkoměrů v povodí nedosáhneme 100% přesnost výpočtu.

Klíčová slova: srážky, faktory ovlivňující úhrn, metody výpočtu, prostorová distribuce

Abstract: This thesis is focused on methods of calculating the spatial distribution of precipitation and differences in rainfall totals in small catchment areas. The main aim is to find methods which enable transfer of spot measurements of precipitation to spatially distributed estimation and consequently comparison of results of these methods and evaluation of their differences and accuracy. For better understanding of this problematic, precipitation and its characteristics, origin and types are described. Factors which precipitation influence are also listed further in the text. The main part of this thesis is description of methods of spatial precipitation distribution and their application in small catchment areas. Methods are listed from the most common ones (Arithmetic mean method, Thiessen polygon method, Isohyetal method) to those most recent and least applied (Hypsometric method, Inverse distance weighted method, Kriging). Thiessen polygon method and Isohyetal method are described in detail and joined by figure for better understanding. Different methods of spatial precipitation distribution calculations (Thiessen polygon method, Isohyetal method, Arithmetic mean method) were compared on one catchment area with quite surprising results. The calculated values of rainfall totals in the catchment area differed only slightly using different calculation methods. It was also stated that not even with large number of rain gages in the catchment area we aren't able to achieve 100% calculation accuracy.

Key words: Precipitation, factors influencing rainfall totals, calculation methods, spatial distribution

OBSAH:

1. ÚVOD	9
2. SRÁŽKY	10
2.1 Význam pojmu srážky	10
2.2 Charakteristika srážek	10
2.2.1 Denní a roční chod srážek	11
2.3 Vznik srážek	13
2.3.1 Vznik srážek ve vyšších zeměpisných šířkách	14
2.3.2 Vznik srážek v nižších zeměpisných šířkách	15
2.4 Druh srážek	16
2.5 Extrémy srážek	17
2.6 Rozdělení srážek	17
2.6.1 Padající srážky	18
2.6.2 Usazené srážky	23
2.7 Znečištění srážek	25
3. FAKTORY OVLIVŇUJÍCÍ ÚHRNY SRÁŽEK	27
3.1 Geografické rozložení srážek	27
3.2 Faktory ovlivňující srážkové úhrny	28
4. METODY VÝPOČTU PROSTOROVÉ DISTRIBUCE SRÁŽEK	33
4.1 Aritmetický průměr	34
4.2 Thiessenovy polygony	35
4.2.1 Konstrukce Thiessenových polygonů	36
4.3 Metoda izohyet	39
4.3.1 Konstrukce izohyet	39
4.4 Hypsometrická metoda	42
4.5 Metoda vážené inverzní vzdálenosti	43
4.6 Kriging	44
5. DISTRIBUCE SRÁŽEK V MALÉM POVODÍ	45
6. ZÁVĚR	49
7. SEZNAM LITERATURY	51

1. ÚVOD

Atmosférické srážky jsou nedílnou součástí života na Zemi a jednou ze základních složek oběhu vody v přírodě. Srážky jsou primární zdroj pitné vody a jsou velice důležité pro většinu lidských činností, nejvíce pak pro zemědělství. Srážky také zásadně určují ráz krajiny, její vegetační kryt a vodohospodářské poměry. Je známo, že srážky vykazují místně i časově velké výkyvy. Proto je důležité průběh srážek měřit a pozorovat, abychom poté byli schopni lépe předpokládat a popřípadě i modelovat situace, které po srážkové činnosti mohou nastat a případně zvolit taková opatření, která buď zamezí, nebo významně sníží negativní vliv těchto jevů. Je však třeba si uvědomit, že právě díky své velké časové a místní proměnlivosti je velice obtížné srážky měřit přesně a to i v malém povodí (několik km²). Tato proměnlivost je ovlivněna mnoha faktory, jak v rámci velkých území (nadmořská výška, srážkový stín), tak i v rámci malých území (sklon, antropogenní vlivy). Proměnlivost srážek ve velkých povodích není tak markantní, jelikož se tyto lokální výkyvy od normálu v celkovém průměru ztratí, avšak v malých povodích jsou tyto výkyvy znatelnější. Problém odhadu prostorové distribuce srážek spočívá v tom, že srážkoměry, pomocí nichž se srážky měří, měří srážky pouze v místě, kde je srážkoměr instalován. Předpokládá se však, že množství srážek zachycených srážkoměrem nemusí být shodné s množstvím, které spadlo např. o půl kilometru jinde. Proto bylo navrženo několik metod, které vhodným způsobem rozprostřou množství srážek naměřených ze srážkoměrů v povodí na povodí celé.

Cílem této práce je vysvětlit pojem srážky, charakterizovat je, popsat jejich vznik a druhy, dále popsat faktory, které ovlivňují výskyt srážek, popsat metody výpočtu prostorové distribuce srážek a nakonec popsat proměnlivost srážek vypočtených těmito metodami v rámci malého povodí.

2. SRÁŽKY

2.1 Význam pojmu srážky

Jako atmosférické srážky označujeme částice vzniklé následkem kondenzace vodní páry v ovzduší a vyskytující se v kapalně nebo pevně fázi v atmosféře, na povrchu země nebo na předmětech v atmosféře (Kopáček a Bednář, 2005). Jde tedy o všechnu vodu v kapalném nebo tuhém skupenství, vypadávající z různých druhů oblaků (popř. z mlhy), nebo usazující se na zemském povrchu. Všechny atmosférické srážky patří k hydrometeorům, ale ne všechny hydrometeory jsou atmosférickými srážkami (ke srážkám nepatří hydrometeory jako mlha, kouřmo, zvířený sníh, vodní tříšť). Pokud srážky vypadávající z oblaků nedosahují zemského povrchu, označují se jako *virga* neboli srážkové pruhy (Munzar a kol., 1989).

Jednotky měření

Jakožto meteorologický prvek pro rolnictvo nejdůležitější byly srážky měřeny první. Bylo měřeno, kolik deště spadlo do nádoby s vyměřeným otvorem. Udáváme-li toto množství v nějaké prostorové míře, např. v litrech, musíme samozřejmě udat též plochu, na kterou to množství vody spadlo. Abychom se tomuto vyhnuli, udáváme raději přímo, jak vysoko by voda stála, kdyby ani neodtékala, ani se do země nevsakovala a ani se nevypařovala. Spadne-li např. na 1 m² plochy 1 litr (tj. 0,001 m³) deště, pak stojí voda na této ploše patrně do výšky 0,001 m čili 1 mm. Je tedy praktickým udávat přímo výšku srážek v milimetrech (Trabert, 1910). Bednář (2003) dodává, že u tuhých srážek se uvažuje voda vzniklá po jejich úplném roztátí.

2.2 Charakteristika srážek

Žádný meteorologický prvek nevykazuje časově a místně tak velké změny jako srážky (Trabert, 1910). Srážky jsou uznávány jako základní součást celosvětového koloběhu vody a mají také vliv na slanost oceánu. Význam srážek pro přežití lidstva je jasný. Je také zřejmé, že se jedná o primární zdroj pitné vody. Srážky jsou důležité pro většinu lidských činností, nejvíce však pro zemědělství, které je pravděpodobně nejcitlivější na srážky (Glickman, 2000). Atmosférické srážky jsou důležitým činitelem ovlivňujícím počasí i podnebí

a jednou ze základních složek oběhu vody v přírodě a vodní bilance zemského povrchu. Spolu s teplotou vzduchu zásadně určují ráz krajiny, její vegetační kryt a vodohospodářské poměry (Munzar a kol., 1989). Srážky hrají klíčovou roli při určování povrchových hydrologických procesů (Beven, 2001).

Při pozorování srážek na meteorologických stanicích se určuje hydrometeor, při jehož výskytu bylo zaznamenáno jejich měřitelné nebo neměřitelné množství, intenzita, doba trvání a jejich úhrn. Do srážkoměrného pozorování rovněž zahrnujeme měření sněhové pokrývky a její vodní hodnoty (Munzar a kol., 1989). *Množství srážek* spadlých na zemský povrch udáváme v mm vodního sloupce (Vysoudil, 1997). Dle Kešnera (1985) je *intenzita srážek* množství srážek v mm vyjadřující za 1 minutu. Pro deště se používají různá označení podle intenzity – slabý, mírný, silný, liják, příval, průtrž mračen. *Trvání srážek* se udává v minutách či hodinách. Mezi intenzitou a trváním deště je nepřímý vztah, a to takový, že dlouhotrvající srážky mívají menší intenzitu a naopak. *Srážkový úhrn* je dle Vysoudila (1997) dlouhodobé průměrné množství srážek za zvolený časový interval. Tento interval je nejčastěji den, měsíc nebo rok.

V principu lze srážky předpovídat podle oblačnosti: meteorologové dobře vědí, které druhy oblačnosti přinášejí srážky a které nikoli. Kromě toho je také známo, z jakých oblaků jednotlivé druhy srážek padají (Astapenko a Kopáček, 1987).

2.2.1 Denní a roční chod srážek

Dle Vysoudila (1997) je časový chod srážek obvykle složitý a nepravidelný, zejména v denní periodě. Ze čtyř vlivů počasí (srážkový úhrn, denní teplotní maximum, denní teplotní minimum a teplota rosného bodu) je denní úhrn srážek ten nejdůležitější (Jowett a kol., 1993).

Denní chod srážek lze nalézt vzhledem k jejich velké proměnlivosti pouze z dlouholetých pozorování, z nichž se spočítají průměrná množství srážek připadající na jednotlivé hodinové intervaly a tyto hodnoty se obvykle vyjadřují v procentech nebo promilích průměrného denního úhrnu srážek. Ukazuje se, že denní chod srážek na pevnině se liší od průběhu srážek na mořském pobřeží a na moři (Kopáček a Bednář, 2005). Soukupová (2009) tvrdí, že obecně rozlišujeme *pevninský* typ, *pobřežní (mořský)* a *horský* typ chodu srážek.

Pevninský typ má minimum srážek po půlnoci, druhotné minimum před polednem. Hlavní maximum se vyskytuje brzy po poledni a druhotné maximum brzy ráno, přičemž je tento typ u nás výrazný v letním období (Vysoudil, 1997). Dle Mayes (1994) jsou ranní maxima spojena s přechodem teplých front a odpolední maxima jsou spojena s přechodem studených front. Kopáček a Bednář (2005) vysvětlují pevninský typ tak, že maximum v časných ranních hodinách se vyskytuje proto, že k ránu je ochlazení vyvolané vyzařováním během noci největší, takže v té době je nejhojnější výskyt vrstevnatých oblaků. Odpolední maximum souvisí s tím, že v tuto dobu je nejvíce vyvinuta konvekce a s ní vertikálně mohutná kupovitá oblačnost, která je provázena vydatnými srážkami. Vzhledem k tomu, že konvekce je častější a mohutnější v letním období, není odpolední maximum v zimě výrazné. V tomto období je významnější ranní maximum, takže nočním ochlazením vzniká v této části roku více srážek k ránu než konvekci odpoledne.

Pobřežní typ (též mořský) má jedno maximum v časných ranních hodinách a jedno minimum v odpoledních hodinách, přičemž tento typ je výraznější v zimě (Vysoudil, 1997). Dle Kopáčka a Bednáře (2005) lze výskyt denního maxima srážek na moři v noci zdůvodnit takto: v noci se mění teplota spodních vzduchových vrstev přiléhajících k poměrně teplé vodní hladině jen málo, zatímco teplota horních vrstev vzduchu vyzařováním klesá. Následkem toho roste v noci hodnota vertikálního teplotního gradientu, instabilita atmosféry se zvětšuje, mohou se tvořit vzestupné pohyby s výskytem kupovité oblačnosti, které jsou zdrojem srážek.

Horský typ mívá vlivem konvekce maximum srážek po poledni nebo večer ve vrcholových partiích, v údolích pak je denní maximum v nočních hodinách (Soukupová, 2009).

Z hlediska **ročního chodu** srážek rozlišujeme srážky *oceánického typu*, vyznačující se převahou srážek v zimním pololetí nad srážkami letního pololetí, srážky *kontinentálního typu*, vyznačující se převahou srážek v letním pololetí nad srážkami zimního pololetí a srážky *monzunového typu*, charakterizované výraznou dobou dešťů v období letního monzunu a malým množstvím srážek nebo i suchem po zbytek roku (Munzar a kol., 1989). V ročním chodu srážek se dle Červeného a kol. (1984) u nás projevuje *kontinentální typ s jednoduchou vlnou*, při které maximum připadá převážně na červenec, minimum na únor nebo leden.

Letní maximum souvisí s výskytem bouřkových lijáků. Zimní minimum souvisí se stagnací studeného vzduchu málo bohatého na vodní páru.

2.3 Vznik srážek

Dle Cedilnik a Pristov (2007) se základní myšlenka vzniku srážek vztahuje k procesu zvaném autoconversion (český ekvivalent tohoto slova dle informací z ČHMÚ neexistuje). Jedná se o děj počátečního růstu a kolizních procesů, které umožní přeměnu oblačných částic (které nevypadávají) na padající srážky. Autoconversion je kombinace dvou mechanismů: 1) dešťové kapičky nebo sněhové částičky narůstají na úkor vody nebo ledových částic v oblaku. 2) Sněhové vločky narůstají díky toku vodní páry z podchlazených oblačných kapiček. Autoconversion je výchozí proces, který vede k tvorbě srážek v oblacích a přesnost této definice je hlavním faktorem při tvorbě srážek. Autoconversion je popsána Kesslerem (1969) a Rutledgem a Hobbsem (1983) jako proces vzniku srážek poté, co obsah vody v oblaku dosáhne určité hodnoty nazývané autoconversion práh. Další formulace tohoto pojmu byla navržena Sundqvistem (1978), nicméně i tato formulace je rovněž založena na autoconversion prahu. Je třeba poznamenat, že hodnoty těchto prahů používané Kesslerem (1969), Sundqvistem (1978), Heisem a Roecknerem (1990), Smithem (1990) a Zhaem a Carrem (1997) jsou zcela odlišné. Využití takových různých hodnot povede k velkému rozpětí vypočtené srážkové intenzity.

V pracích Rotstayna (1997) a Wilsona a Ballarda (1999) byla autoconversion definována skrz obsah vody v mraku a koncentraci kapiček vzorcem navrhovaným Tripolem a Cottonem (1980), avšak jejich vzorec používá také nějaké prahové hodnoty jako výchozí bod srážek. V Rotstaynově práci (1997) byl autoconversion práh vypočítán z koncentrace a středního poloměru kapek, kdy průměrná hodnota poloměru se předpokládala konstantní, což je v rozporu se skutečností, že mrakové částice jsou během procesu formujícího srážky rostoucí. Řešení tohoto problému je ve změně koncepce vzniku srážek. Je přesnější definovat vznik srážek jako vznik části oblačného spektra skládajícího se z velkých kapek, které vypadávají ven jako srážky. (Smith, 1990).

Pouze některé oblaky jsou schopny vylučovat srážky. Jsou to ty oblaky, jejichž složení umožňuje narůstání částic do takové velikosti (váhy), aby překonaly sílu výstupných proudů vzduchu, propadaly směrem k zemi a dosáhli ji dříve,

než se vypaří (Kešner, 1985). Krška (2006) uvádí, že nezbytným předpokladem srážek je přítomnost kondenzačních jader v ovzduší. Jsou to buď kapalné, nebo pevné částice jako např. kyselina sírová, různé soli (NaCl, KCl), křemen, slída, mikroorganismy a především prach a exhalace, jejichž význam v poslední době stále více roste. Všeobecně lze říci, že koncentrace kondenzačních jader klesá s výškou. Dále platí, že koncentrace kondenzačních jader roste se vzdáleností od moře. Nad pevninou je přirozeným zdrojem kondenzačních jader půda. Rozměry kondenzačních jader jsou zcela nepatrné a jejich počet v 1 cm^3 je velmi variabilní. Meteorologicky nejvýznamnější jsou kondenzační jádra s poloměrem větším než 10^{-7} m , na nich nejčastěji dochází ke kondenzaci. Dle Havlíčka a kol. (1986) všeobecně platí, že srážky nevypadávají z oblaků stejnorodého složení, tedy z mraků, které jsou tvořeny pouze ledovými krystalky nebo pouze vodními kapénkami, protože v takových oblacích nejsou podmínky k narůstání částic. Uhlíř (1961) uvádí, že z mraků složených jen z kapiček nebo jen z ledových krystalků mohou vzniknout srážky, avšak jen velmi slabé. Zato ze smíšených oblaků složených z tekutých i tuhých prvků vzniká nejvíce srážek. Jsou to známé bouřkové mraky (Cumulonimbus), dešťové slohy (Nimbostratus) a vysoké slohy (Altostratus). Přítomnost vodních kapek a ledových krystalů v jednom oblaku, je tedy prvotní podmínkou vzniku srážek. Tento stav může nastat tehdy, dosáhne-li oblak během svého vertikálního vývoje výšek, v nichž se teplota vzduchu pohybuje od -10 do -16°C (Krška, 2006). Z předchozího tvrzení tedy vyplývá, že obsah vody v oblaku, vztah mezi vodními kapičkami a ledovými krystalky v oblačné vrstvě a tím tedy i intenzita srážek a její fáze jsou založené na vertikálním rozložení teplot a vlhkosti (Akimov, 2004).

2.3.1 Vznik srážek ve vyšších zeměpisných šířkách

Bednář (1989) tvrdí, že podle dnes již klasických představ, které více méně na sobě nezávisle formulovali švédský meteorolog T. Bergeron a německý fyzik W. Findeisen, je ke vzniku srážek ve vyšších zeměpisných šířkách nezbytná přítomnost ledových částic v oblaku. Nastane tedy situace, kdy při teplotách pod 0°C menší část přechlazených maličkých vodních kapiček obsahující vhodná krystalizační jádra zmrzne v ledové částičky. Protože napětí nasycené vodní páry nad ledem je nižší než nad vodou, přechází vodní pára z přechlazených kapek na ledové krystalky, které takto postupně narůstají, zatímco kapičky přechlazené vody se vypařují

(Astapenko a Kopáček, 1987). Kopáček a Bednář (2005) píší, že přechlazená voda je z termodynamického hlediska nestabilní, a jestliže je kapička přechlazené vody zachycena při teplotě pod 0°C ledovou částicí, takřka okamžitě zmrzne. Právě naznačenými způsoby dochází k intenzivnímu narůstání ledových částic na úkor přechlazených vodních kapiček. Dle Soukupové (2009) po dosažení kritické velikosti, kdy jejich pádová rychlost převyší rychlost vzestupných proudů vzduchu, začnou ledové částice padat dolů. V oblasti pod hranicí nulové izotermy (kde teplota překročí 0°C) roztají a změní se v dešťové kapky. Havlíček a kol. (1986) uvádí, že dešťové kapky mohou vypadávat jen do průměru 7 mm. Pokud jsou větší, tříští se na menší. V každém případě jakýkoli druh srážek v mírných zeměpisných šířkách má svůj původ v ledových krystalcích (Astapenko a Kopáček, 1987).

2.3.2 Vznik srážek v nižších zeměpisných šířkách

Dle Soukupové (2009) v nízkých zeměpisných šířkách vypadávají intenzivní srážky z tzv. teplých oblaků (tropické lijáky), které jsou níž než hladina nulové izotermy. V těchto případech se uplatňuje tzv. koalescenční teorie vzniku srážek. Vzniku srážek tu předchází koalescence, tj. splývání srážejících se kapek. Kopáček s Bednářem (2005) uvádějí, že nezbytnou podmínkou pro vznik srážek podle koalescenční teorie je velký obsah vodní páry a kapalné vody v oblaku, což je typické právě pro oblaky v rovníkové zóně. Vzestup vodní páry v atmosféře vede ke zvýšení průměrných srážek stejně jako ke zvýšení četnosti výskytu silných srážek nad většinou pevninských oblastí (Arnell a Reynard, 1996).

Mořské a kontinentální mraky mají obvykle různou srážkovou účinnost. Různé rozložení velikosti a složení kondenzačních jader hraje klíčovou roli při rozvoji srážek, zejména v teplých mracích (Lohmann a Lesins, 2002). Dle Bednáře (1989) se mezi kondenzačními jádry vyskytují obří kondenzační jádra o poloměrech alespoň několik mikrometrů, jejichž koncentrace bývá řádově menší než koncentrace všech kondenzačních jader přítomných ve vzduchu. Tyto relativně velké částice jsou pravděpodobně tvořeny hygroskopickými krystalky mořských solí a za vhodných podmínek na nich mohou vznikat kapky až o řád větších rozměrů než kapičky vytvořené na ostatních kondenzačních jádrech. Bednář (2003) tvrdí, že takto vzniklé relativně větší kapky pak zachycují při vzájemných srážkách menší kapičky a narůstají do takových rozměrů, že začnou padat skrze vzestupné proudy vzduchu formující oblak. Při pádu dále urychleně narůstají koalescencí s malými

kapkami a dorostou-li určité velikosti (poloměr asi 2-5 mm podle konkrétních podmínek uvnitř oblaku), samovolně se rozpadají na několik málo větších zbytků a značný počet mikroskopických kapiček. Kopáček a Bednář (2005) uvádějí, že vlastní příčinou jejich rozpadu je skutečnost, že blána povrchového napětí už není schopna udržet pohromadě narůstající objem vody a praská. Větší zbytky jsou pak vzestupnými pohyby vzduchu znovu unášeny vzhůru, přičemž opět narůstají koalescencí, znovu začnou padat a celý proces se opakuje. Tímto způsobem vznikne uvnitř oblaku jakousi „řetězovou reakcí“ zásoba větších vodních kapek a stačí pak impuls např. v podobě oslabení vzestupných proudů vzduchu působením tíže nahromaděné vody, aby došlo k jejich vypadnutí.

2.4 Druh srážek

Dle Astapenka a Kopáčka (1987) je druh srážek v podstatě dán teplotou vzduchu v podoblačné vrstvě, výškou oblaků a jejich strukturou. Oblaka vylučující srážky mají zpravidla smíšenou mikrofyzikální strukturu, což znamená, že se skládají z různých ledových krystalků a různě velikých kapek přechlazené vody. Jak již bylo zmíněno, v oblasti pod hladinou teploty 0°C (hladina nulové izotermy) ledové částice tají a mění se v dešťové kapky (Bednář, 2003). Astapenko a Kopáček (1987) tvrdí, že je-li teplota podoblačné vrstvy nižší než 0°C, případně jen málo nad nulou, na zemi sněží. Je tedy přirozené, že v mírných šířkách v teplém letním období prší a v chladném zimním období sněží, zatímco v přechodných ročních obdobích může pršet nebo sněžit, případně mohou být srážky smíšené. Tak tomu bývá nejčastěji.

Stává se však, že procesy v atmosféře se z nějakých příčin vyvíjejí odchylně od normálního chodu. V zimě mohou do mírných šířek proniknout hmoty velmi teplého a vlhkostí bohatého vzduchu z jižních oblastí a začíná obleva. Dříve napadlý sníh taje a často z oblaků místo sněhu padá déšť. V létě zase, nejčastěji však v květnu, pronikají někdy daleko na jih hmoty chladného vzduchu z Arktidy. Srážky přitom mohou být velmi hojné, zpočátku dešťové, a při následném silném ochlazení i ve formě sněhu (Astapenko a Kopáček, 1987). Silné srážky mohou zavinit velké materiální škody v důsledku takových hrozivých přírodních jevů, jako jsou povodně, sesuvy půdy, bahnotoky, laviny, vodní eroze atd. Tyto nebezpečné přírodní katastrofy mohou být různého trvání-od pár minut (laviny) do několika měsíců (povodně) (Khairullin, 1993).

2.5 Extrémy srážek

Dle Červeného a kol. (1984) z četných zpracování atmosférických srážek vyplývá, že nejsušší oblastí v Čechách je v okolí Žatce s ročními úhrny kolem 410 mm. Bednář (2003) upřesňuje, že tento nejnižší roční úhrn srážek, tedy 410 mm, byl zaznamenán na stanici Libědice (okres Chomutov) za období 1901-1950. Červený a kol. (1984) toto vysvětluje tím, že oblast Žatecka je ve srážkovém stínu na závětrné straně Krušných hor při převládajícím západním proudění vzduchu a skutečností, že do této oblasti nezasahují srážky přicházející na naše území z jihu od Středozemního moře. Na srážky nejbohatším místem v Čechách je stanice Bílý Potok v Jizerských horách ve výšce kolem 900 m. n. m. v průměru s 1705 mm srážek. Toto je podmíněno návětrím Jizerských hor. Jedná se o *orografické srážky* vznikající za vhodných termodynamických podmínek působením vertikálních pohybů vzduchu v oblasti návětrných svahů pohoří (Kopáček a Bednář, 2005). Červený a kol. (1984) dále uvádí, že na Moravě připadá minimální roční průměr srážek oblasti na jih od Znojma kolem 495 mm. Maximální roční průměr připadá hřebenům Moravskoslezských Beskyd, a to přesněji na Lysé Hoře – 1532 mm. Absolutní denní maximum bylo u nás zaznamenáno již v minulém století 29. července 1897 na stanici Bedřichov-Nová Louka, kdy za jediný den napršelo 345 mm srážek. Ve světě je nejvyšší průměrný roční úhrn srážek na Mount Waialeale na ostrově Kauai na Havaji, a to 12 344 mm. Nejnižší průměrný roční úhrn ve světě je pak v Arice v Chile, kde tato hodnota činí 0,7 mm (Munzar a kol., 1989). K hodnocení srážkových poměrů samozřejmě také náleží hodnocení sněhových poměrů. Dle Bíla a Müllera (2008) celkové množství srážek kombinuje množství vody z roztátého sněhu a množství vody z dešťových srážek.

2.6 Rozdělení srážek

Dle Uhlíře (1961) srážky rozdělujeme podle charakteru jejich průběhu na tři typy: *trvalé srážky, přeháňky a mrholení*. **Trvalé srážky** bývají na rozsáhlém území a mají menší intenzitu. Padají po dlouhou dobu, obvykle z oblaků Nimbostratus a Altostratus na teplé frontě. **Přeháňky** padají na menším území, mají velkou intenzitu a trvají krátkou dobu. Dle Kopáčka a Bednáře (2005) se při přeháňkách často vyskytují silné nárazy větru a v letním období bouřky s krupobitím. Uhlíř (1961) doplňuje, že přeháňky padají z mohutných konvekčních a bouřkových

mraků (Cumulonimbus). Kromě toho přicházejí vždy po přechodu studené fronty v úzkém pruhu. Někdy přicházejí po přechodu studené fronty srážky zprvu přeháňkové do trvalých. Přeháňky bývají dešťové a v zimním období též sněhové. Kopáček a Bednář (2005) poukazují na to, že od přeháněk je třeba odlišovat občasný déšť, tj. přerušovaný déšť vypadávající z vrstevnatých oblaků, především z oblaků druhu Nimbostratus. Uhlíř (1961) tvrdí, že třetím typem je **mrholení**, což je druh srážek z drobných kapek. Padají malou, sotva znatelnou rychlostí v teplé vzduchové stabilní hmotě. V zimě to bývají drobná vznášející se sněhová zrnka. Tyto srážky vypadávají z oblaků Stratus. Jsou to drobné kapičky o rozměrech 0,05 až 0,5 mm (Havlíček a kol., 1986).

Munzar a kol. (1989) podle skupenství dělí srážky na **kapalné** a **tuhé**, podle původu – způsobu vzniku – na **padající** (vertikální) a **usazené** (horizontální). Dle Bednáře (1989) je třeba upozornit, že pojem usazené srážky v uvedeném smyslu patří k určitým československým terminologickým záležitostem a obecně se v mezinárodní terminologii nepoužívá. Mezi srážky padající dle Kopáčka a Bednáře (2005) patří déšť, mrznoucí déšť, mrholení, mrznoucí mrholení, sníh, sněhové krupky, sněhová zrna, zmrzlý déšť, ledové jehličky a kroupy. Astapenko a Kopáček (1987) uvádějí, že mezi usazené srážky patří rosa, jíní, námraza a ledovka. Soukupová (2009) usazené srážky navíc doplňuje o jinovatku a ovlhnutí. Množství a četnost usazených srážek nelze srovnávat s množstvím, které vypadává na zemský povrch z oblaků.

2.6.1 Padající srážky

Déšť

Jako déšť označujeme vodní srážky, které vypadávají z oblaků v podobě kapek o průměru větším než 0,5 mm. Nejčastější velikost kapek deště je 1-2 mm, největší kapky dosahují průměru 6-7 mm. Trvalý déšť přináší kapky přibližně stejných rozměrů, v přeháňkách se vyskytují kapky rozdílných velikostí (většinou jako první padají velké kapky) (Soukupová, 2009). Bednář (1989) doplňuje, že o dešti hovoříme i v případě, že je velikost kapek menší než 0,5 mm, vypadávají-li velmi hustě. Havlíček a kol. (1986) uvádí, že déšť vypadává z oblaků Altostratus (vysoká sloha), který je středním oblakem vytvářejícím žebrovitou oblačnou plochu šedivé nebo modravé barvy a Nimbostratus (dešťová sloha), který na rozdíl od Altostratu

zcela zakrývá Slunce, tvoří oblačnou vrstvu tmavého charakteru a jedná se o typický srážkový mrak. Déšť z tohoto mraku je trvalého charakteru s velkým plošným dosahem. Dle Rotha (1999) se jedná o nízký vrstevnatý oblak s výškou pod 2000 m, z kterého v zimě vypadává sníh. Další druh oblaku se nazývá Stratocumulus (slohová kupa). Je tvořen vrstvami plochých kup různého tvaru, vytváří souvislou oblačnou vrstvu a vypadávají z něj dešťové kapky mající malou intenzitu. Jako poslední Havlíček a kol. (1986) uvádí Cumulonimbus (bouřkový mrak), jenž je vertikálně nejmohutnější. Jeho základna je velmi tmavá a jeho vrcholky mívají tvar kovadliny. Cumulonimbus přináší nejintenzivnější srážky přívalového charakteru. Dle Changnona (2001) intenzivní srážky spojené s bouřkami mají velmi často tendenci vyvolat lokální záplavy, sesuvy půdy a škody na silnicích a mostech.

Mrznoucí déšť

Bednář (1989) popisuje tento druh srážek jako déšť, jehož kapky mrznou po dopadu na prochlazený zemský povrch nebo na prochlazených předmětech. Dle Vysoudila (1997) tímto způsobem vzniká *ledovka*. Astapenko a Kopáček (1987) poukazují na problém, že pokud trvá mrznoucí déšť dlouho, může mít charakter živelné pohromy. Dochází k velkým národohospodářským škodám, haváriím v dopravě atd.

Mrholení

Dle Kopáčka a Bednáře (2005) je mrholení druh srážek, kdy vodní srážky vypadávají z oblaků, tvořené drobnými kapičkami o průměru menším než 0,5 mm, pokud nemají takovou intenzitu, aby byly považovány za déšť. Seifert (1987) píše, že kapičky padají velmi pomalu, často se dokonce vznášejí a udržují se dlouho ve vzduchu. Vysoudil (1997) tuto teorii potvrzuje a doplňuje, že při mrholení můžeme obvykle rozlišit jednotlivé kapky. Havlíček a kol. (1986) uvádějí, že tento druh srážek vypadává převážně z oblaku Stratus (sloha). Tento oblak tvoří jednolitou oblačnou vrstvu obvykle šedé barvy a často připomíná zvednutou mlhu.

Mrznoucí mrholení

Jedná se o stejný princip jako u mrznoucího deště, avšak pouze při mrholení. Znamená to tedy, že malé kapičky mrholení dopadají na prochlazený zemský povrch a zde mrznou (Bednář, 1989).

Sníh

Tuhé srážky jsou nezbytnou součástí hydrologického cyklu v chladných oblastech a v zimních obdobích (Goodison a kol., 1998). Roth (1999) popisuje sníh jako tuhé srážky vypadávající z oblaků Stratocumulus a Nimbostratus při teplotách pod nulou. Tyto srážky se skládají z ledových šesterečných krystalků, většinou hvězdicovitě rozvětvených. Krystalky vznikají ve velkých výškách při teplotě -12 až -16°C. Vydatné sněžení s velkými vločkami se vyskytuje hlavně při teplotách kolem 0°C.

Sněhová pokrývka je vrstva sněhu o výšce alespoň 0,5 cm vytvořená na zemském povrchu napadlým sněhem (Munzar a kol., 1989). Uhlíř (1961) uvádí, že sněhová pokrývka je činitelem, který ovlivňuje tepelnou bilanci vzduchu a půdy a má zároveň velký vliv na koloběh vláhy. Na povrchu půdy působí sníh jako silně izolační vrstva. Vzduch je nad sněhem velmi prochlazený, naproti tomu půda je pod povrchem chráněna proti hlubokému promrzání. Dle Kešnera (1985) nastává tání sněhu asi ze 2/3 pod vlivem tepla předávaného sněhové pokrývce při dotyku teplého vzduchu. Asi z 1/3 se uplatňuje ohřátí při dopadu přímého slunečního záření, což je způsobeno velkým albedem sněhu. Dle Munzara a kol. (1989) je albedo schopnost zemského povrchu odrážet dopadající záření. Vyjadřuje se poměrem množství záření odraženého od určitého povrchu k množství záření na tento povrch dopadajícího. Obvykle se udává v procentech. Albedo ideálního odražeče je tedy 100%. Albedo čerstvého suchého sněhu je přibližně 80 až 95%, to znamená, že až 95% dopadajícího záření se odráží a je 5% se pohlcuje. Albedo starého sněhu je 40 až 70%. Kešner (1985) dále uvádí, že déšť se při tání sněhu uplatňuje zanedbatelnou měrou. Z hlediska množství vody je sníh charakterizován výškou a hustotou sněhu (Uhlíř, 1961). Dle Trabert (1910) je nejpřesnější měřit sníh po roztátí. Všeobecně můžeme říci, že vrstva sněhu 1cm vysoká odpovídá po roztátí asi 1 mm srážek.

Sněhové krupky

Forma srážek v podobě malých a neprůhledných ledových zrněk. Tvoří se při střetu přechlazených vodních kapek s ledovými krystalky. Kapky a krystalky se přitom „spečou“. Výskyt těchto srážek je většinou při bouřkách a přeháňkách (Roth, 1999).

Sněhová zrna

Tento druh srážek popisuje Kopáček a Bednář (2005) jako tuhé srážky skládající se z malých zrněk 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.

Zmrzlý déšť

Jak tvrdí Astapenko a Kopáček (1987) vzniká zmrzlý déšť v případě, kdy nad prochlazenou pevninou leží studený vzduch s teplotou pod 0°C a nad něj proniká od jihozápadu teplý mořský vzduch s teplotami nad 0°C doprovázený deštěm. Stává se, že kapky při průletu studenou přízemní vrstvou zmrznou a na zemský povrch dopadají jako průhledné ledové částice nepravidelného nebo kulovitěho tvaru v průměru do 5 mm. Dle Vysoudila (1997) se stává, že zmrzlé kapky obsahují uvnitř vodu a po pádu, kdy se rozbijí, mají tvar ledových skořápek.

Ledové jehličky

Dle Bednáře (1989) se jedná o jednoduché ledové krystalky vznášející se ve vzduchu nebo klesající malou pádovou rychlostí k zemi. Za velmi nízkých teplot se mohou vyskytovat i při jasné obloze. Soukupová (2009) dodává, že ledové jehličky jsou typické pro polární kraje (diamantový prach), ve středních zeměpisných šířkách se vyskytují pouze v období silných mrazů.

Kroupy

Je snadné identifikovat výskyt krupobití, ale je hodně obtížné stanovit výši a intenzitu doprovodných srážek. Hlavním důvodem je nedostatek snadno dostupných a podrobných údajů o denních srážkách (Dai, 2001a, 2001b). Roth (1999) popisuje kroupy jako kulovité, vejčité nebo hruškovité kousky ledu, které jako přeháňka padají hlavně při bouřce. Jejich poloměr kolísá od 5 do 50 mm. Havlíček a kol. (1986) dále uvádí, že jádrem kroupy je ledová krupka vznikající ze sněhové krupky obalením vrstvou vody. Bednář (1989) tvrdí, že při rozříznutí kroupy lze často identifikovat střídání průzračných a matných vrstev, což Havlíček a kol. (1986) vysvětluje tak, že postupné zvětšování částic je podmíněno opakovaným přemísťováním částic z hladiny přechlazených kapek do hladiny ledových jader. Ve spodní vrstvě Cumulonimbu, v podmínkách

přechlazených kapiček, narůstá průsvitná ledová vrstva. Ve vrchní vrstvě Cumulonimbu, v podmínkách ledových jader, narůstá matná vrstva. Kroupy tedy padají jen z mraků určitého tvaru, z tzv. Cumulonimbů, s nimiž souvisejí i bouřky. Tento oblak je vertikálně nejmohutnější a vyvíjející se v podobě mohutných věží. Oblak obsahuje všechny kapalné i pevné formy oblačných částic, tj. vodní kapičky, ledové krystaly, dešťové kapky, sněhové vločky, sněhové krupky, zmrzlý déšť a kroupy. Tyto mraky mají velkou vertikální mohutnost a vrcholky mohou dosahovat výšek až 10 km (Astapenko a Kopáček, 1987). Kešner (1985) tvrdí, že kroupy vznikají v nejmohutnějších Cumulonimbech při silných výstupních proudech uvnitř oblaku. Ledová krupka je silným výstupním proudem vynesena do vrchní části oblaku. Zde narůstají na ledovou krupku další ledová jádra a vzniká matná vrstva. Následně propadá krupka zpět do spodní vrstvy, kde se nachází přechlazené vodní kapky. Tato přechlazená voda přimrzá a kroupa se obaluje další, tentokrát průsvitnou vrstvou ledu. Tento proces se může opakovat a kroupa dále přirůstá. Astapenko a Kopáček (1987) tvrdí, že podle toho jak dlouho kroupy v mraku zůstanou a jak dlouhá je cesta k povrchu Země, mohou být rozměry krup od desetin milimetru až po několik centimetrů v průměru. V USA byl zaznamenán případ, kdy padaly kroupy o průměru 12 cm a o hmotnosti 700 g. V tropech se vyskytují ještě větší. Dle Seiferta (1987) závisí rychlost, s jakou kroupy dopadají na zemský povrch na jejich hmotnosti a velikosti. Je třeba si uvědomit, že kroupy o průměru 5 cm dopadají na zem rychlostí kolem 25 m/s, tedy 90 km/h. Krupobití a škody vzniklé krupobitím se v budoucnu pravděpodobně zvýší, pokud průměrné teploty nebo extrémní teploty stoupnou v důsledku antropogenní změny klimatu (Dessens, 1995). Dle Rotha (1999) jsou typickou předzvěstí krup hrozivé, velmi vyvinuté oblačné věže (Cumulonimbus). Poznáme je z dálky podle vláknitých vrcholů, které prozrazují silné výstupné proudy a zledovatění. Zabarvení nižších částí mraků je často sírově žluté až šedočerné. Nápadné je prostorové ohraničení oblasti zasažené kroupami na několik čtverečních kilometrů. Krupobití většinou netrvá déle než čtvrt hodiny.

Většina uvedených typů vertikálních srážek se může vyskytovat v přeháňkách nebo ve smíšených tvarech jako např. dešťová přeháňka, déšť se sněhem atd. (Vysoudil, 1997).

2.6.2 Usazené srážky

Usazené (horizontální) srážky vznikají tak, že tenká vrstva vzduchu, přiléhající těsně k chladnému zemskému povrchu nebo povrchu různých předmětů a nasycená vodní parou se může ochladit dotykem s těmito povrchy až na teplotu rosného bodu. Nadbytečná pára kondenzuje nebo přímo přechází v led (desublimace) na tomto povrchu (Soukupová, 2009).

Rosa

Dle Bednáře (1989) je rosa usazenina kapalně vody na zemském povrchu, na rostlinách nebo na různých předmětech, vytvořená kondenzací vodní páry při poklesu povrchové teploty pod teplotu rosného bodu. Dle Kešnera (1985) se rosa vytváří zvláště dobře na povrchu, který je schopen rychle se ochladit. Takovou schopnost má povrch tmavý a drsný. Též povrchy těles či půdy, které mají malou tepelnou vodivost a vychladnou rychleji a více. Podmínky pro tvorbu rosy jsou rovněž ovlivněny prouděním vzduchu. Havlíček (1986) uvádí, že za nejpříznivější lze považovat proudící vzduch o rychlosti kolem $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, nikoliv úplné bezvětří. Při uvedeném proudění se s proudícím vzduchem přemísťuje také vodní pára, která pak kondenzuje na chladném povrchu. Tvorba rosy též závisí na charakteru území. Intenzivněji se tvoří v inverzních polohách. Vysoudil (1997) doplňuje, že vznik rosy souvisí s radiačním ochlazováním, a proto se vyskytuje nejčastěji večer nebo v noci v teplém půlroce. V extrémních případech činní srážky rosy 10-30 mm ročně.

Jíní

Jak tvrdí Kešner (1985) platí pro jíní neboli šedý mráz stejné vztahy jako při vzniku rosy, jen teplota rosného bodu musí být nižší než 0°C . Soukupová (2009) uvádí, že jíní je tvořeno bílými a lesklými krystalky ledu ve tvaru jehliček, šupinek, peříček nebo vějířků, které se usazují na trávě a různých vodorovných plochách.

Námraza

Dle Seiferta (1987) má námraza strukturu zrnitých ledových částic, víceméně oddělených vzduchovou mezerou, a mnohdy bývá zdobena krystalickými útvary v podobě větviček. Tvoří se na stavebách, stromech, sloupech a drátech ze strany převládajícího směru větru. Dle Střelcová a kol. (2007) námraza vzniká kondenzací

a sublimací vodních par na předmětech při teplotě pod 0°C nebo usazováním vodních kapek z mlhy nebo oblaku na podchlazených předmětech, kde mrznou. Hlavními činiteli vzniku námrazy jsou teplota a vlhkost vzduchu, rychlost větru, vodní obsah mlhy nebo oblaku, velikost kapek a vlastnosti předmětu, na kterém se námraza tvoří. Problematika podmínek vzniku a měření námrazy je nejčastěji studována z hlediska dopadů na přenosové soustavy elektrické energie. (Podrazil, 2002).

Ledovka

Ledovka je hladký průhledný a kompaktní ledový povlak. Usazuje se na horizontálních i vertikálních plochách především na návětrné straně. Na zemském povrchu se obvykle tvoří souvislá plocha ledu, nebezpečná pro chodce i silniční provoz. Pokud se usazuje delší dobu, láme svou vahou větve stromů a trhá vedení, je velmi nebezpečná i pro letový provoz. Vzniká zmrznutím přechlazených kapiček (z mrholení nebo deště) na předmětech, které mají teplotu mírně pod bodem mrazu (Soukupová, 2009).

Jinovatka

Dle Bednáře (1989) je jinovatka křehká usazenina ledu ve tvaru jemných jehel nebo šupin. Havlíček a kol. (1986) ji popisuje jako kyprou, na slunci se třpytící usazeninu. Kopáček a Bednář (2005) tvrdí, že jinovatka se na rozdíl od jíní tvoří na elektrickém vedení, větvích, jehličí, na hranách a rozích předmětů a budov. Někdy má tvar visících vláken. Trvají-li podmínky příznivé pro její tvorbu delší dobu, jinovatka značně narůstá zvláště proti větru. Při poklepu na předměty, na nichž se usazovala, po částech odpadává. Vzniká v kteroukoli denní dobu zpravidla při teplotách nižších než - 8°C při mlze nebo i bez ní, ale v podmínkách, kdy vodní pára obsažená ve vzduchu je velmi blízko stavu nasycení vůči vodě. Ve střední Evropě je akumulace jinovatky nejvyšší z celé Evropy (Migala a kol., 2002).

Ovlhnutí

Dle Kopáčka a Bednáře (2005) je ovlhnutí tenký vodní povlak, který se vyskytuje např. na kamenech, zejména však na vertikálních plochách, na zdech, sloupech, kmenech stromů, a to hlavně na návětrné straně. Ovlhnutí vzniká v kteroukoli denní dobu, obvykle při zamračené obloze v důsledku advekce (přílivu) teplého a vlhkého

vzduchu následující po chladném počasí. Stává se to často na podzim, případně i v zimě.

2.7 Znečištění srážek

Dle Bednáře (2003) se různé znečišťující příměsi do srážkové vody dostávají buď již při samotném vzniku srážkových elementů (vodních kapek nebo ledových částic) uvnitř oblaků, nebo v průběhu jejich padání v podoblačné vrstvě vzduchu. Prvý ze dvou právě uvedených mechanismů se v mezinárodní literatuře obvykle označuje anglosaským termínem **“rain out”** (česky vypršení), zatímco druhý mechanismus se označuje termínem **“wash out”** (česky vymytí). Bednář (1989) uvádí, že jisté znečištění oblačné vody a srážek je přirozeným jevem a podle výskytu určitých látek ve srážkové vodě lze mnohdy nepřímou usuzovat na kvalitu a původ kondenzačních jader. Např. kationty sodíku Na^+ nebo anionty chloru Cl^- svědčí o mořském původu kondenzačních jader (částiček hygroskopických mořských solí). Naopak draslík K a vápník Ca patří mezi prvky typicky pevninského původu. Je zjištěno, že velikost kapiček mraku je největší nad tropickými oceány a nejmenší nad vysoce znečištěnými kontinentálními oblastmi (Breon a kol., 2002). Jak uvádí Bednář (2003), znečišťující příměsi se dostávají do padajících srážek v podoblačné vrstvě vzduchu. Srážky tedy představují důležitý mechanismus, který významně napomáhá očistě ovzduší tím, že padající srážkové elementy zachycují částice nečistot a absorbují plynné složky znečištění. Srážky tedy působí příznivě na vlastní čistotu atmosféry, ale na druhé straně nečistoty takto odstraněné ze vzduchu přecházejí do srážkové vody a mohou negativně působit na vegetaci.

V současné době představují ekologické nebezpečí dobře rozpustné sloučeniny síry (především oxid siřičitý SO_2), jež vznikají ve značných množstvích sirnatých paliv a po rozpuštění působí zvýšenou kyselost srážek (Bednář, 1989). Srážková voda má v důsledku přítomnosti rozpuštěného oxidu uhličitého CO_2 přirozenou kyselost s pH kolem 5,6. Typické hodnoty pH srážek ve střední Evropě se dnes pohybují okolo 4,5 (Bednář, 2003). Dle (Khemani a kol., 1989) je hlavní příčinou poklesu pH hodnoty výrazný nárůst kyselých složek a snížení půdně-orientovaných komponentů v dešťové vodě. Treutwein (2000) říká, že blesky zvláštním způsobem zesilují kyselý déšť. Měření prokázala, že během 90 sekund se stupeň kyselosti deště zvýšil z hodnoty pH 4,05 na 3,63. Působením blesků totiž

vznikají kyslíkové, dusíkové a vodíkové ionty. Tím jsou podníceny chemické reakce, při nichž se tvoří více oxidu siřičitého a oxidů dusíku. Obě látky, uvolněné v dešťové vodě při bouřce, vytvářejí v konečném efektu kyseliny: kyselinu sírovou a kyselinu dusičnou.

3. FAKTORY OVLIVŇUJÍCÍ ÚHRNY SRÁŽEK

Na celém světě množství srážek vykazuje značné prostorové a časové změny. Ty jsou způsobeny rozdíly v typu a rozsahu rozvoje procesů produkujících srážky a ovlivněním místními a regionálními faktory jako je topografie či směr větru (Wilson a Atwater, 1972). Vysoudil (1997) tvrdí, že se srážky výrazně mění se změnou nadmořské výšky. Plošné rozložení srážek a závislost srážek na nadmořské výšce, jsou často studovaná meteorologická a klimatologická témata. Výsledné srážkové mapy s ročním nebo menším časovým rozlišením se používají například v klimatologii (Palecki a kol., 2004), jako vstupy do hydrologických modelů (Singh a Frevert, 2002a, 2002b), a při vyhodnocování numerických modelů předpovědi počasí (Beck a kol., 2004)

3.1 Geografické rozložení srážek

Dle Soukupové (2009) je geografické rozdělení srážek na Zemi v úzké souvislosti se všeobecnou cirkulací atmosféry. Obecně se dá říci, že:

- 1) Od oceánu do vnitrozemí srážek ubývá.
- 2) Srážek přibývá s nadmořskou výškou, až do hranice pásma maximálních srážek, které se nachází 2-3 km nad hladinou moře, pak srážek zase ubývá.
- 3) Na návětrných svazích horských pásem je srážek více než na závětrných svazích-zde hovoříme o srážkovém stínu.

Jak zmiňuje Vysoudil (1997), základní a bezprostřední příčinou prostorového rozložení srážek na Zemi v průběhu roku je celkový režim oblačnosti. Pro výši srážkových úhrnů je daleko důležitější vodní obsah oblaků než stupeň pokrytí oblohy oblaky. Stejně důležitá je přítomnost tuhé fáze (ledových jader) jako podmínky pro tvorbu a vypadávání srážek. Bez nich dosahují srážkové úhrny malých hodnot, jak je tomu například v oblasti pasátů nad tropickými moři. Vzhledem k závislosti srážek na teplotních poměrech a k charakteru všeobecné cirkulace atmosféry, jsou srážky na Zemi rozloženy zonálně. Rozložení srážek na pevnině je však velmi nerovnoměrné a vliv místních geografických podmínek se projevuje daleko výrazněji než u kteréhokoliv jiného meteorologického prvku či klimatické charakteristiky.

Dle Davie (2008) mohou být různé vlivy na srážky rozděleny na *statické* a *dynamické* vlivy. Statické vlivy jsou nadmořská výška, poloha a sklon. Tyto se nemění mezi bouřkovými událostmi. Dynamické vlivy jsou ty, které se mění a jsou z velké části způsobeny kolísáním počasí. Dynamické meteorologické struktury v troposféře a topografické rysy způsobují dočasné a prostorové proměnlivosti srážek. Měření, hodnocení a modelování těchto variant může poskytnout poučný pohled do srážkových jevů, zejména v oblasti analýzy a předpovědi (Zekai a Zeyad, 1998). Ve světovém měřítku jsou vlivy na rozdělení srážek hlavně dynamické, zapříčiněné rozdílnými modely počasí, ale jsou zde také statické faktory jako topografie, která může způsobit hlavní změny díky efektu srážkového stínu. V pevninském měřítku velké srážkové rozdíly mohou být připsány směsi statických a dynamických faktorů (Davie, 2008).

3.2 Faktory ovlivňující srážkové úhrny

Nadmořská výška

Je všeobecně známo, že nadmořská výška výrazně ovlivňuje prostorové rozložení srážek v horských oblastech. Orografický výstup, k němuž dochází na návětrných svazích, způsobuje, že vznikají vzduchové hmoty, které expandují (zvětšují objem plynu) a adiabaticky se ochlazují (při zvětšování objemu plynu plyn koná práci, vnitřní energie klesá a dochází k ochlazení), což má za následek zvýšení relativní vlhkosti, vytváření oblačnosti a srážek. To je hlavním důvodem pro zvýšení množství srážek s nadmořskou výškou (Barros a Lettenmaier, 1994). Také Vysoudil (1997) tvrdí, že vyvýšené tvary reliéfu jsou překážky v přirozeném proudění, jež nutí vzduch vystupovat podél návětrných svahů. To má za následek jeho adiabatické ochlazení, které vede ke snadnější tvorbě mraků. Zvyšování srážkových úhrnů s rostoucí nadmořskou výškou je ale limitované výškou hladiny kondenzace, která může být ve výšce 2000 m (Alpy), ale i 5000 m (Pamír). Jak uvádí Krešl (2001), přírůstek srážek připadající na každé zvýšení nadmořské výšky o 100 m se nazývá srážkový gradient. Vztah mezi srážkami a nadmořskou výškou je základní předpoklad používaný ve většině metod mapování srážek v horách (Barros a Lettenmaier, 1994). Dle Havlíčka a kol. (1986) je výpočet růstu atmosférických srážek s nadmořskou výškou jeden ze způsobů výzkumu srážkových poměrů v horských oblastech. Při tomto výpočtu se postupuje tak, že mezi dvěma

stanicemi A a B, ležícími v různých nadmořských výškách, zjistíme rozdíl výšek (ΔV) a rozdíl srážek (ΔZ). Průměrný vzrůst srážek s nadmořskou výškou (Z) se vypočte podle vzorce:

$$Z = \Delta Z / \Delta V$$

Výškový rozdíl se obvykle rozdělí na několik pásem a pro každé pásmo se v něm vyhledají ležící dvojice stanic (Havlíček a kol., 1986). Vztah mezi srážkami a topografií je ovšem složitější, protože se berou v úvahu terénní tvary reliéfu. Proto je obvykle distribuce srážek studována v závislosti na směrech větru, což vyžaduje větší množství dat. Ačkoliv většina studií dokazuje zvyšování srážek s nadmořskou výškou, může se tento vztah značně lišit a nemusí platit vůbec (Blumer, 1994). Vztah mezi srážkami a nadmořskou výškou nepochybně závisí na délce akumulčního období. Srážko-výškový vztah byl úspěšný pro klimatologické mapování ročních údajů, ale byl zde evidentní velký rozptyl denních srážek (Ahrens, 2006). Vztahy mezi srážkami a nadmořskou výškou jsou silně ovlivněny kvalitou dat. Ve většině studií jsou použity pouze data ze srážkoměru, protože spolehlivost dat dálkového průzkumu Země (např. meteorologickým radarem nebo satelitem) je považována za nedostatečnou (Ciach a kol., 2000). Je známo, že měření srážkoměry je ovlivněno různými druhy chyb. Chyby měření jako výpar, ztráty způsobené větrem, foukání sněhu nebo ovlhnutím lze snížit vhodnými opravnými postupy (Sevruk, 1986). Výsledky analýz variability srážek, které byly provedeny, ukazují, že srážkovou činnost v různých výškách a dobách trvání nelze považovat za jednotný a náhodný proces. Podrobné srážkové analýzy je proto nutné brát v úvahu s původem srážkové činnosti. Výběr srážkových typů podle odlišnosti procesů formujících srážky může být proveden pouze na základě analýzy synoptické situace. Synoptická situace popisuje směr advekce vzduchových mas, typ tlakového systému a atmosférické fronty. Má tedy vliv nejen na samotné mechanismy tvorby srážek, ale také na účinnost srážek. Různé dynamiky procesů formujících srážky vyústí v různé denní srážkové režimy (Twardosz, 2007).

Zeměpisná poloha

Jak uvádí Seifert (1987), rozložení srážek na zemském povrchu je nepravidelné. Některé oblasti trpí vlivem své geografické polohy a odpovídajícího klimatu chronickým nedostatkem srážek. Jiné oblasti, především ty, které jsou v blízkosti

moří a oceánů, mají naopak srážek nadbytek. Dle Kemela (1996) je rozdělení srážek na Zemi takové, že v pásu okolo rovníku jsou úhrny více jak 2000 mm za rok, na ostrovech Tichého oceánu leží v rozmezí 5000-6000 mm. Tyto vysoké úhrny jsou způsobeny blízkostí velkých vodních ploch a vysokou teplotou. Deště v těchto oblastech jsou vyvolány vývinem silných konvekčních stoupavých vzdušných proudů a jejich rychlým ochlazením. Směrem na sever a na jih od rovníku úhrn klesá a dosahuje minima 500 mm v pásmu 15-30 stupňů severní a jižní šířky. V tomto zeměpisném pásmu také nalézáme většinu pouští. V mírném klimatickém pásmu srážek opět přibývá, kde je dosahováno v důsledku vzniku a střetu teplých a studených front úhrnů v mezích 500-1000 mm za rok. V oblastech polárních jsou srážkové úhrny opět velmi nízké, nižší než 300 mm za rok.

Poloha vůči světovým stranám

Jak tvrdí Davie (2008), vliv polohy je méně důležitý než vliv nadmořské výšky, ale stále může hrát důležitou roli v rozdělení srážek v celém povodí. Ve vlhkých středních zeměpisných šířkách (od 35° do 65° severně nebo jižně od rovníku) jsou hlavním zdrojem srážek cyklonální systémy přicházející od západu. Svahy v rámci povodí orientované na východ budou přirozeně více chráněné vůči dešti než ty orientované na západ. Vysoudil (1997) také uvádí, že poloha a expozice ke světovým stranám ovlivňují rozdělení srážek. Jižní svahy jsou daleko intenzivněji ozařované, což vede k výraznějšímu prohřívání přízemní atmosféry a vzniku výrazné konvekce. Tak vzniká kupovitá oblačnost a tedy i intenzivnější vypadávání srážek. Davie (2008) to shrnuje tak, že na svahy, které nemají polohu orientovanou na převládající směry větrů, spadne méně srážek, než na svahy které mají polohu orientovanou na převládající směry větrů.

Sklon

Vliv sklonu je významný pouze ve velmi malém měřítku, přičemž k měření srážek dochází ve velmi malém měřítku (tj. srážkoměr). Rozdíl mezi rovinným srážkoměrem na svahu kopce porovnaný s rovinným srážkoměrem souběžným se svahem může být výrazný. Je možné vypočítat tento rozdíl, jestliže je předpokládáno, že déšť padá vertikálně. V důsledku toho je vliv sklonu na měření srážek ignorován (Davie, 2008). Dle Zapletala (2005) je z rozborů vlivu sklonu svahu na měření srážek zřejmé, že pokud se jedná o větší povodí s rozmanitým sklonem a orientací svahů, můžeme předpokládat, že se protichůdné vlivy navzájem

vyrovnají a nemusíme k této skutečnosti přihlížet. Pokud se však jedná o horské povodí se strmými svahy, může být někdy užitečné, vzít tento vliv v potaz.

Srážkový stín

Davie (2008) uvádí, že tam, kde je mohutný a vysoký pevninský masiv, je běžné, že srážky jsou značně vyšší na jedné straně než na straně druhé. Dle Vysoudila (1997) často taková překážka způsobuje zpomalení, eventuálně úplné zastavení atmosférické fronty. Výrazný rozdíl v charakteru vzduchových hmot oddělených takovou překážkou zvyrazňuje fyzikální rozdíly mezi vzduchovými hmotami. Ty jsou příčinou zvýšení srážkových úhrnů. Takové vlivy návětrí jsou známy jak ve světě (návětrná strana Himalájí), tak i v České republice (návětrné strany Jeseníků, Beskyd a Karpat). Závětrná strana horských překážek vede naopak k vytváření srážkového stínu (ve světě např. jižní část And, Alp), v České republice v oblasti podkrušnohorského zlomu. Srážkový stín vzniká kombinací nadmořské výšky, sklonu, polohy a dynamických vlivů směru počasí a může se vyskytovat v mnoha odlišných měřítkách (Davie, 2008).

Antropogenní vlivy

Podle posledních let se ukazuje, že antropogenní faktory mají nejspíše rostoucí vliv na meteorologické charakteristiky jako srážky, bouřky, kroupy atd. (Lebedev, 1983). Červený a kol. (1984) tvrdí, že názory na ovlivnění srážkového režimu lidskou činností nejsou zcela jednoznačné. Z globálního hlediska jsou procesy, spojené s tvořením a padáním srážek, příliš energeticky náročné a množství energie, jež je uvolňováno do atmosféry lidskou činností, je příliš malé ve srovnání s energií, kterou naše Země dostává od Slunce. Poněkud jiná je situace, pokud posuzujeme tento problém ne v celosvětovém měřítku, ale v měřítku menších oblastí. Vzhledem k tomu, že lidská činnost je soustředěována do aglomerací, v nichž dochází na poměrně malé ploše k značnému uvolňování energie, může být energetická bilance těchto míst ovlivněna lidskou činností natolik, že se ovlivnění může projevit i změnou srážkových poměrů.

Červený a kol. (1984) tvrdí, že v zásadě lze vymezit 3 skupiny lidských činností, jež by mohli mít vliv na změnu srážkového režimu:

- 1) Budování velkých městských a průmyslových aglomerací
- 2) Budování velkých vodních nádrží

3) Odlesňování

Pro všechny tři skupiny je charakteristická výrazná změna charakteru aktivního povrchu, jež má za následek změny v místní cirkulaci ovzduší (Červený a kol., 1984).

Interakce

Dva nebo více z výše uvedených faktorů na sebe mohou vzájemně působit, a proto je důležité vzít v úvahu jejich společný účinek (Abebe a Savenije, 1995). Například je známo, že vztah mezi sklonem a plochou je schopen dobře popsat povodí. Avšak hlavním nedostatkem tohoto vztahu je omezená schopnost reprezentovat různorodost v rámci povodí (Cohen a kol., 2008).

4. METODY VÝPOČTU PROSTOROVÉ DISTRIBUCE SRÁŽEK

Jestliže analýza časové distribuce srážek studuje její časovou proměnnost na pevném bodě, analýza prostorové distribuce studuje její oblastní proměnlivost. U rozdílných množství srážek zaznamenaných z několika srážkoměrů napříč povodím po bouřce, po měsíci, po roce nebo po několika letech je často nutné odhadnout rovnocenné (ekvivalentní) množství srážek pro celé povodí (Serrano, 1997). Dle Davie (2008) se měřičské techniky zaměřují na měření srážek na přesném místě (případně na extrémně malé ploše). Ve skutečnosti potřebují hydrologové vědět, jaké množství srážek spadlo na mnohem větší ploše. Obvykle je touto plochou povodí. K přesunutí bodového měření na prostorově distribuovaný odhad je nezbytné použít nějakou formu prostorového průměrování. Prostorové průměrování se musí pokusit spočítat nerovnoměrné rozložení srážkoměrů v povodí a různé faktory, o nichž víme, že ovlivňují prostorovou distribuci srážek (tj. nadmožská výška, poloha a sklon). Prostorová proměnlivost srážek z jednoho místa do druhého vyžaduje regionální pojetí proměnlivosti, které kvantifikuje regionální chování a prostorovou předvídatelnost srážek. Pro prostorovou proměnlivost mají klasické techniky analýzy časových řad a jejich interpretace omezené použití kvůli požadavku na stejnou vzdálenost odběru. Nicméně, pokrok byl dosažen v adaptaci a aplikaci statistických metod pro nerovnoměrné vzorky dat (North a kol., 1982). Existují rozdílné statistické techniky, které řeší problémy prostorové distribuce a s rozvojem používání Geografických informačních systémů (GIS) je to často triviální záležitost provést výpočet. Stejně jako u všech výpočetních úloh i zde je důležité, mít dobré znalosti, jak tato technika funguje, aby případné nedostatky byly plně pochopeny (Davie, 2008). Poněvadž srážky jsou základním prvkem bilanční rovnice, je třeba věnovat v závažných případech maximální pozornost jak rozmístění stanic, tak i volbě metody výpočtu srážkové výšky na povodí. Srážková výška je tloušťka vrstvy vody ze srážek, rozprostřené na půdorysný průmět povodí a volba metody výpočtu této veličiny závisí na reliéfu, hustotě sítě pozorovacích stanic a na požadované přesnosti (Kemel, 1996). Existují 3 základní metody jak odhadnout prostorově průměrované hodnoty z bodového měření srážek: *aritmetický průměr*, *metoda Thiessenových polygonů* a *metoda izohyet* (Bedient a Hubert, 2002). Davie (2008) tyto metody rozšiřuje ještě

o *hypsometrickou metodu*. Dalšími metodami jsou *metoda vážené inverzní vzdálenosti (IDW)* a *kriging*. Pro oblasti, kde srážkoměry chybí, poskytují zajímavou alternativu odhady množství srážek založené na radaru (Bedient a Hubert, 2002). Daňhelka (2007) uvádí, že meteorologické radiolokátory jsou používány k detekci srážkové oblačnosti na velké ploše do vzdálenosti v okruhu 100 až 300 km od radaru. Radar vysílá elektromagnetické pulzy o určité vlnové délce a zachycuje část od kapalných částic v atmosféře zpět odražené energie. Radar tedy měří odrazivost od vodních částic rozptýlených v atmosféře. Pozitivní rysy radarového a srážkoměrného měření mohou být kombinovány podle sloučení obou typů dat. Slučovací metoda udržuje prostorovou strukturu radarových polí a správné kvantitativní hodnoty pomocí měření srážkoměru. Byly rozvíjeny různé metody sloučení a uplatňovány na řešení konkrétních problémů pro různé regiony (Tartaglione a kol. 2008). Nicméně, radarová měření jsou ovlivněna různými typy chyb, a transformace měřené radarové odrazivosti od výskytu deště není zdaleka přesná, což znamená, že radarem odvozené srážky samy o sobě nemohou být použity na mapu srážek. (Kitchen a Blackall, 1992)

4.1 Aritmetický průměr

Daňhelka (2007) uvádí, že nejjednodušší metodou výpočtu průměrné srážky na povodí je metoda aritmetického průměru určující průměr plošných srážek. Jak tvrdí Krešl (2001), v tomto případě jednoduše vypočteme průměrnou srážku v povodí jako aritmetický průměr všech uvažovaných stanic. Výsledek však může být pouze orientační. Jedná se tedy o aritmetický průměr bodového měření srážek z dostupných srážkoměrů. Tato metoda je dostačující, pokud jsou srážkoměry rovnoměrně rozmístěny a jednotlivé kolísání není vzdáleno od srážkového průměru (Bedient a Hubert, 2002). Serrano (1997) také tvrdí, že pro rovnoměrně hustě rozloženou srážkoměrnou síť v povodí je nejjednodušší přístup použití aritmetického průměru, jehož vzorec je:

$$\bar{P} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N P_i$$

Zdroj: Serrano (1997)

Kde: \bar{P} je průměrné množství srážek nad oblastí (mm)

P_i je množství srážek ve srážkoměru (mm)

N je počet srážkoměrů

Metoda aritmetického průměru nebere v úvahu hustotu srážkoměrů (Serrano, 1997). Bedient a Hubert (2002) píší, že metoda není příliš přesná pro velké oblasti, kde množství srážek kolísá. Na rozsáhlých územích lze dle Kemela (1996) postupovat také tak, že na mapu přikládáme čtvercovou síť, doplníme čtverce bez údajů o srážkách hodnotami získanými lineární interpolací a opět aritmetický průměr všech hodnot udává průměrnou výšku srážek na povodí. Tento postup se doporučuje udělat několikrát při různé poloze čtvercového rastru. Metoda určení výšky srážek na povodí aritmetickým průměrem, popř. metoda čtvercové sítě jsou vhodné jen pro málo členité oblasti s dobře navrženou pozorovací sítí. Davie (2008) říká, že jednoduchý aritmetický průměr by fungoval tam, kde by v povodí byly odebírány vzorky z rovnoměrně rozložených srážkoměrů a kde by nebyla rozmanitost v topografii. Jestliže by tyto podmínky byly někdy skutečně splněny, pak je však nepravděpodobné, že by zde byl více jak jeden srážkoměr, který by odebíral vzorky z povodí. Z tohoto důvodu je velice vzácné používat jednoduchou průměrovací techniku. Metoda aritmetického průměru odhaduje oblast jako celek, což dělá výsledek této metody nedostatečný (Wang a kol., 2010).

4.2 Thiessenovy polygony

Krešl (2001) píše, že velmi výhodnou, zvláště s ohledem na pracnost při stanovení řady hodnot průměrných srážek v povodí (např. měsíčních), je metoda polygonová (také zvaná Hortonova nebo Thiessenova). Thiessen byl Americký inženýr pracující kolem počátku dvacátého století, který vymyslel jednoduchou metodu překonávání nerovnoměrného rozmístění srážkoměrů v rámci povodí. Tato metoda je důležitá pro hodnocení množství srážek v oblasti. Je široce používána kvůli vysoké přesnosti

a rychlosti výpočtu. Výpočet metodou Thiessenových polygonů je jednoduchý, protože jsou potřeba pouze bodová data z oblasti (Zhou a kol., 2009). Metoda Thiessenových polygonů v zásadě rozděluje povodí na části, které jsou přiřazovány k určitým stanicím na základě vzdálenosti od srážkoměrných stanic. Každému bodu povodí je tak teoreticky přiřazena hodnota z nejbližší srážkoměrné stanice. Vstupujícím datům z jednotlivých stanic jsou následně přiřazeny váhy dle podílu plochy povodí příslušné k dané stanici. (Daňhelka, 2007). Serrano (1997) potvrzuje, že v této metodě je plocha přidělena ke každému srážkoměru v závislosti na poloze srážkoměru vůči sousedícím srážkoměrům. Tedy široce rozloženým srážkoměrům jsou přiděleny větší plochy než těm méně rozloženým. Uvnitř každé plochy je předpokládáno, že množství srážek je zaznamenáváno tím jedním příslušným srážkoměrem. Je třeba geometrické konstrukce k načrtnutí polygonů, jež vymezují plochu vztahující se ke srážkoměru. Bedient a Hubert (2002) popisují metodu Thiessenových polygonů jako metodu, která umožňuje prostorové vážení množství srážek z každého přístroje. Polygon je těžištěm bodů bližších danému srážkoměru než k jakémukoliv jinému. Tato metoda tedy rozděluje povodí na malé části a předpokládá, že množství srážek kdekoli v těchto malých částech jsou stejná jako množství srážek naměřených v přístrojích, k nimž jsou tyto části přiděleny (Wang a kol., 2010).

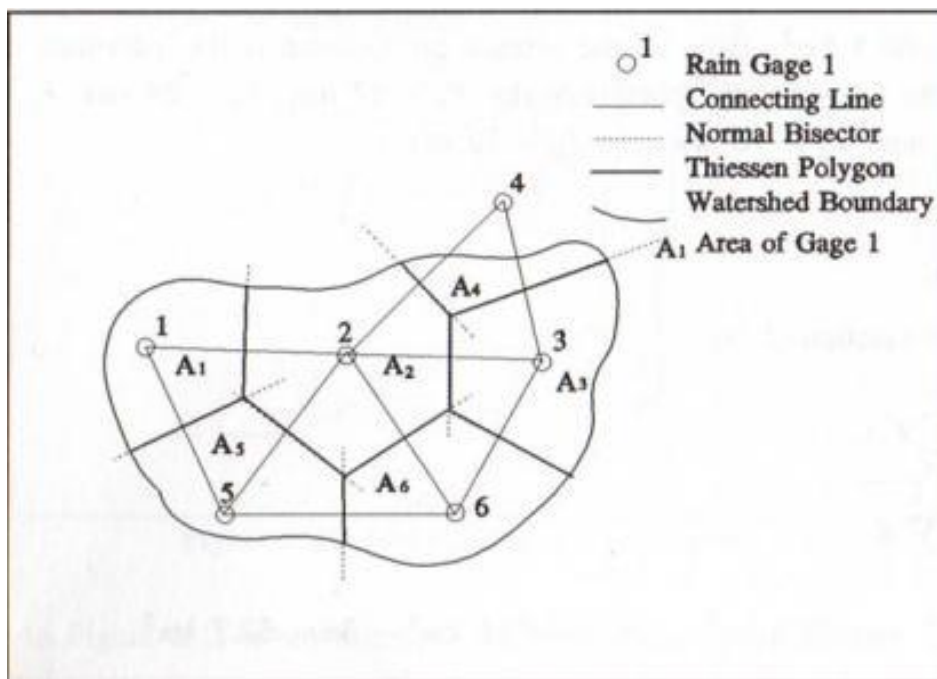
4.2.1 Konstrukce Thiessenových polygonů

Nejprve se spojí srážkoměry úsečkami (Serrano, 1997). Spojující úsečky jsou zakresleny mezi stanicemi umístěnými na mapě (Bedient a Hubert, 2002). Dle Serrano (1997) je kvůli nedostatku srážkových informací v některých povodích často užitečné, zahrnout sem i srážkoměry mimo povodí (obrázek č. 1). Dle Kemela (1996) se srážkoměrné stanice spojují tak, aby vznikla trojúhelníková síť, ve které se strany trojúhelníků neprotínají.

Načrtnou se kolmice uprostřed každé spojnice srážkoměrů (přerušované čáry v obrázku č. 1) Jestliže je konstrukce správně udělaná, kolmice trojúhelníku by se měly protínat v bodě. Tyto kolmice tvoří strany Thiessenových polygonů (silné pevné čáry v obrázku č. 1) (Serrano, 1997). Poté je prodloužíme a dostaneme polygony. Kolmice jsou tedy zakresleny tak, aby formovaly polygony kolem každého srážkoměru (Bedient a Hubert, 2002). Každý polygon je koncipován na mapě tak, že hranice polygonů jsou stejně vzdáleny od každého srážkoměru

a koncipovány v pravém úhlu (ortogonálně) vůči myšlené čáře mezi dvěma srážkoměry (Davie, 2008). Pro srážkoměry poblíž hranice povodí se strany prodlouží až do hranice povodí. Pro srážkoměry mimo hranici povodí, jako srážkoměr číslo 4 v obrázku č. 1, se zvažuje jen ta část, která je uvnitř povodí (Serrano, 1997).

Jakmile jsou polygony sestaveny, je nalezena plocha každého polygonu obklopující srážkoměr (Davie, 2008). Jejich plochy určíme pomocí planimetru a přitom není třeba určovat skutečné plochy, stačí údaj v jednotkách planimetru, nebo v relativním, procentuálním vyjádření (Kemel, 1996). Poměr plochy každého polygonu uvnitř hranice povodí k celkové ploše je používán k vážení množství srážek každé stanice (Bedient a Hubert, 2002). Serrano (1997) tvrdí, že plocha každého polygonu se odhadne pomocí polárního planimetru nebo počítačového digitizéru. Pokud se použije planimetr nebo digitizér, je třeba změřit každý polygon minimálně třikrát a poté spočítat průměrnou plochu. Suma ploch všech polygonů by se měla rovnat celkové ploše povodí. Chyba by měla být menší než 10%. Je užitečné rozdělit chybu mezi všechny polygony a tím přidělit úměrnou chybu každé ploše polygonu. V dnešní době se tyto úlohy řeší v některém z GIS programů.



Obr. č. 1: Konstrukce Thiessenových polygonů (Zdroj: Serrano, 1997).

Průměrné množství srážek se vypočte vzorcem:

$$\bar{P} = \frac{\sum_{i=1}^N P_i A_i}{\sum_{i=1}^N A_i}$$

Zdroj: Serrano (1997)

Kde: \bar{P} je průměrné množství srážek nad oblastí (mm)

P_i je množství srážek ve srážkoměru (mm)

A_i je plocha každého polygonu (km²)

Metoda je vysoce objektivní a umožňuje postupné zpřesňování vah stanic s rostoucí délkou pozorovaného období. Nevýhodou metody je, že není flexibilní, protože pro každé nové území nebo při změně souboru srážkoměrných stanic (i při výpadku pozorování) se musí vytvořit nová síť polygonů (Daňhelka, 2007). Dle Davie (2008) je tato technika skutečně platná jen tam, kde je topografie stejná uvnitř každého polygonu, aby mohlo být bezpečně předpokládáno, že rozložení srážek je uvnitř polygonu stejné. To by naznačovalo, že to může fungovat jen tam, kde jsou srážkoměry již umístěny podle této techniky. Metoda je tedy unikátní pro každou síť srážkoměrů, ale neumožňuje vzít v úvahu orografické vlivy, tedy ty z důvodu změny výšky (Bedient a Hubert, 2002). Metoda Thiessenových polygonů umožňuje zvážit hustotu srážkoměrné sítě a relativní vzdálenost mezi srážkoměry, nicméně tuto metodu nemůžeme aplikovat v horských oblastech, protože v těchto oblastech je vliv orografie důležitější než měření rozlišení vztažené na hustotu srážkoměrů (Serrano, 1997). Dle Kemela (1996) proto použijeme Thiessenovu metodu v méně členitém terénu, protože je méně pracná a přitom pro uvedený typ oblasti co do přesnosti srovnatelná s metodami používajícími izohyety. Bedient a Hubert (2002) tvrdí, že tato metoda je pravděpodobně nejvíce používaná metoda ke stanovení průměrného množství srážek v povodí.

4.3 Metoda izohyet

Geografické rozložení srážek vyjadřujeme pomocí tzv. *izohyet*, tj. čar, spojujících na synoptických mapách místa se stejnými úhrny srážek (Soukupová, 2009). Serrano (1997) uvádí, že tato metoda je jednou z nejpoužívanějších metod ke studování prostorové distribuce srážek. Metoda izohyet nejen že dovoluje výpočet průměrného množství srážek nad oblastí povodí, ale také dává vizuální popis prostorové distribuce srážek. Navíc může být použita v horských oblastech. Dle Bedient a Hubert (2002) zahrnuje metoda izohyet kreslení křivek stejného množství srážek (izohyet) a je nejpřesnější metodou. Avšak, kvůli rozsáhlé síti srážkoměrů je třeba kreslit izohyety přesně. V této metodě se kreslí izohyety přes celé povodí. Izohyety představují analogii ke konceptu konstrukce vrstevnic, tedy čar, spojujících místa se stejnou nadmořskou výškou k pozorování proměnlivosti terénu. Protože konstrukce map izohyet má stejná pravidla jako při vytváření map vrstevnic, jakýkoliv počítačový program vytvořený na kreslení vrstevnic může být použit za účelem kreslení izohyet. Je zapotřebí co největšího počtu srážkoměrů. Samozřejmě čím větší je hustota srážkoměrů, tím větší je rozlišení a tím přesnější jsou linie izohyet (Serrano, 1997). Tam, kde je velké množství srážkoměrů uvnitř povodí, může být mapa distribuce srážek v povodí získána interpolací mezi srážkovými hodnotami vytvářejícími vyhlazený (smooth) srážkový povrch (Davie, 2008).

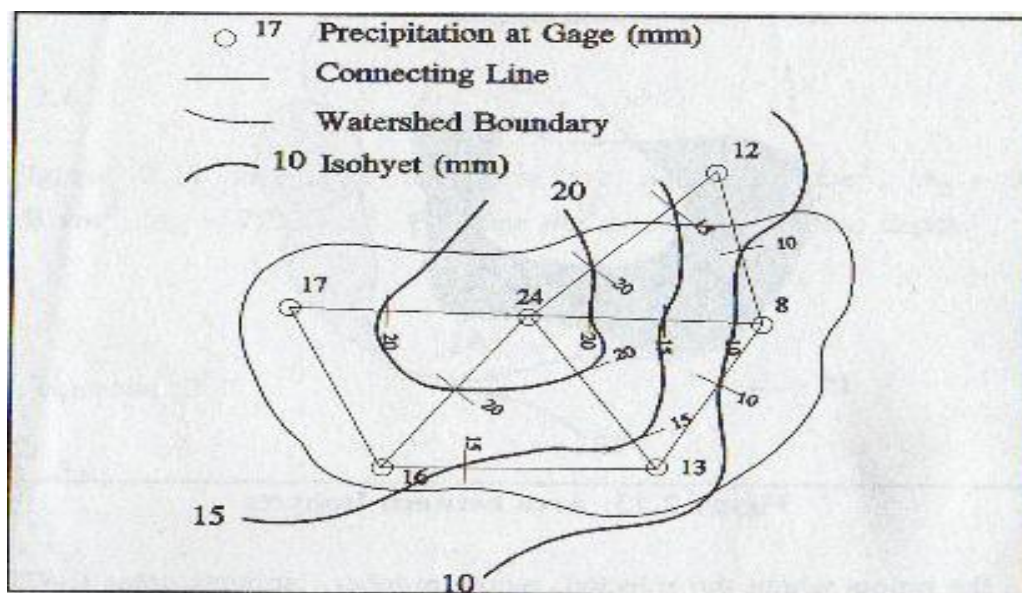
4.3.1 Konstrukce izohyet

Srážkoměry se spojí přímkami. Rozhodne se interval izohyet založený na rozsahu hodnot srážkového množství, na počtu srážkoměrných stanic a požadovaném rozlišení. V obrázku č. 2 je minimum srážek (srážkoměr 3) 8 mm a maximum (srážkoměr 2) 24 mm. Je zde 6 srážkoměrů a tím vzniknou 3 izohyety, každá nakreslena v intervalu 5 mm a dává tak rozlišení odpovídající počtu srážkoměrů. Vzniknou tedy 3 izohyety: jedna pro 10 mm, druhá pro 15 mm a třetí pro 20 mm. Protože je konstrukce izohyet v podstatě lineární interpolace měřených bodových hodnot, je nepřiměřené nastavit interval křivek neodpovídající počtu srážkoměrů. Například se šesti srážkoměry není logické kreslit izohyety v intervalu jednoho milimetru abychom dostali 15 izohyet. Výsledná mapa by byla osobní interpretací měřených hodnot než odraz opravdového prostorového rozložení srážek.

Jestliže je oblast se 100 srážkoměry napříč povodím, pak v principu lze 40 nebo 50 izohyet nakreslit, jestliže je to požadované rozlišení (Serrano, 1997).

Dále se vyhledají místa, kde vybrané celo-číselné izohyety křížují spojnice mezi srážkoměry. Např. v obrázku č. 2 je v prvním srážkoměru 17 mm srážek a ve druhém srážkoměru 24 mm srážek. Izohyeta s hodnotou 20 mm protíná spojnici mezi těmito srážkoměry. Abychom našli místo protnutí musíme si všimnout rozdílu v množství srážek mezi srážkoměry a ten činní 7 mm. Spojnice mezi těmito srážkoměry se rozdělí na 7 stejných intervalů. Označí se místo s 20 mm na spojnici. Poté se tento proces opakuje na všech spojnících. Je třeba si ale uvědomit, že některé spojnice jsou kříženy více než jednou izohyetou. Body se stejným množstvím srážek se spojí křivkou. Tyto křivky tvoří izohyety. Teoreticky všechny tyto body dokazují stejné množství srážek. Proces se opakuje, dokud nejsou všechny izohyety nakresleny (Serrano, 1997).

Mapa izohyet dává vizuální znázornění ploch s velkým srážkovým množstvím (okolo srážkoměru 2) a s malým srážkovým množstvím (okolo srážkoměru 3,4 a 6). Odhadnou se plochy mezi izohyetami. Je třeba si uvědomit, že a_1 a a_4 obsahují plochy mezi krajními izohyetami a hranicemi povodí. Součet ploch musí dát celkovou plochu povodí (Serrano, 1997).



Obr. č. 2: Konstrukce metody izohyet. (Číslování srážkoměrů je shodné s číslováním srážkoměrů v obr. č. 1, ale číselné označení bylo z důvodů přehlednosti vypuštěno) (Zdroj: Serrano, 1997).

Výpočet množství srážek je založen na hledání průměrného množství srážek mezi každou dvojicí křivek a násobené plochou mezi nimi. Dále sečteme tyto násobky a dělíme je celkovou plochou povodí. Metoda izohyet může zahrnovat orografické vlivy a morfologii bouřek a může představovat přesnou mapu srážkového modelu (Bedient a Hubert, 2002).

Jak uvádí Davie (2008), prostorový průměr může potom být vypočítán vzorcem:

$$R = \sum_{i=1}^n \frac{r_i a_i}{A}$$

Zdroj: Davie (2008)

Kde: **R** je průměrné množství srážek nad oblastí (mm)

a_i je plocha mezi každou izohyetou (km²)

r_i je průměrné množství srážek mezi izohyetami (mm)

A je celková plocha povodí (km²)

Metoda izohyet je flexibilní, vyžaduje však dostatečné množství stanic, tak aby mohla být řešena automaticky, a to zejména pokud je v povodí velká plošná proměnlivost srážek (Daňhelka, 2007). Dle Davie (2008) může být s příchodem GIS interpolace a kreslení izohyet hotové poměrně snadno, ačkoli je zde několik různých způsobů provedení interpolace. Interpolace dělí povodí do malých síťových buněk a poté přiřadí srážkovou hodnotu každé síťové buňce (to je vyhlazený srážkový povrch). Jednodušší metoda interpolace je „metoda nejbližšího souseda“, kde přidělená hodnota srážek síťovému čtverci je úměrná nejbližším srážkoměrům.

4.4 Hypsometrická metoda

Dle Davie (2008) je známo, že množství srážek je pozitivně ovlivňováno nadmořskou výškou (tj. vyšší nadmořská výška, vyšší množství srážek) a je rozumné předpokládat, že znalost nadmořské výšky povodí se může týkat odhadu problémů prostorové distribuce srážek. Nejjednodušším indikátorem nadmořské výšky povodí je hypsometrická (nebo hypsografická) křivka. Je to křivka znázorňující plošný poměr povodí nad nebo pod určitou nadmořskou výškou. Hodnoty křivky mohou být odvozeny z map pomocí planimetru nebo pomocí digitálního výškového modelu (DEM) v GIS.

Hypsometrická metoda výpočtu prostorové distribuce srážek poté vypočítá vážený průměr založený na poměru povodí mezi dvěma nadmořskými výškami a měřené množství srážek mezi těmito nadmořskými výškami vzorcem:

$$R = \sum_{j=1}^m r_j p_j$$

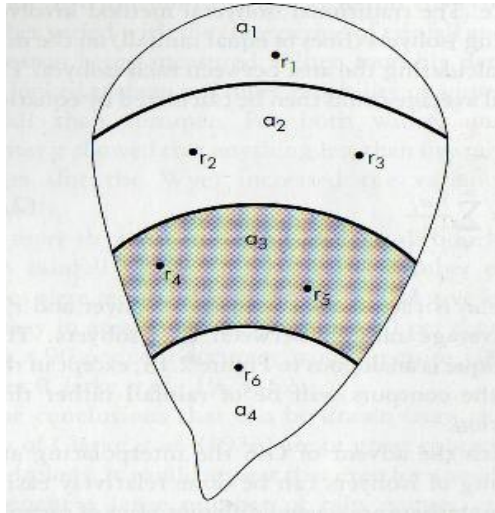
Zdroj: Davie (2008)

Kde: **R** je průměrné množství srážek nad oblastí (mm)

r_j je průměrné množství srážek mezi dvěma intervaly vrstevnic (mm)

p_j je poměr celkové plochy povodí mezi těmito vrstevnicemi (odvozených od hypsometrické křivky) (km²)

Hodnota r_j může být průměr několika srážkoměrů tam, kde je více než jeden v určitém intervalu vrstevnic. To je zakresleno v obrázku č. 3, kde vystínovaná plocha (a_3) má uvnitř dva srážkoměry. V tomto případě hodnota r_j bude průměrem hodnot r_4 a r_5 (Davie, 2008).



Obr. č. 3: Výpočet plošného množství srážek použitím hypsometrické metody. Vystínovaná plocha je mezi dvěma vrstevnicemi. V tomto případě je množství srážek průměrem mezi dvěma srážkoměry uvnitř této vystínované plochy. Umístění srážkoměrů je označeno odrážkami (Zdroj: Davie, 2008).

Je zde vlastní předpoklad, že nadmořská výška je jediný topografický parametr ovlivňující rozložení srážek (tj. sklon a poloha jsou ignorovány). To je také předpokladem proto, že vztah mezi nadmořskou výškou a množstvím srážek je lineární, což není vždy, a zaručuje průzkum před použitím této techniky (Davie, 2008).

4.5 Metoda vážené inverzní vzdálenosti (inverse distance weighted – IDW)

Daňhelka (2007) tvrdí, že metoda IDW se v této podobě většinou používá u menších povodí. Nejprve je zvolen bod x pro který je vypočten srážkový úhrn. Pro výpočet průměrné srážky na povodí se nejčastěji uvažuje geografické těžiště povodí a stanice v jeho okolí (většinou v určitém omezeném okruhu). Výpočet srážky je řešen jako vážený průměr, kdy váhou je převrácená hodnota vzdálenosti dané stanice od cílového bodu. Dle Wang a kol. (2010) je výhodou u této metody jednoduchý výpočet. Ale je vhodný pouze pro malé oblasti s jednoduchým reliéfem a oblasti s rovnoměrně rozloženými stanicemi. V opačném případě budou výsledky s velkými chybami.

4.6 Kriging

Více komplikovaná technika je použití krigingu, kde interpolovaná hodnota pro každou buňku je odvozena se znalostí, jak spolu navzájem blízké srážkoměry úzce souvisí z hlediska jejich vzájemného rozdílu (Davie, 2008). Metoda kriging předpokládá, že srážkové pole je v celé oblasti hladké nebo že funkce driftu v každém driftovém směru je známá. Avšak aktuální driftovou funkci je složité zjistit (Wang a kol., 2010). Kriging je v zásadě převod bodových hodnot na plošnou informaci ve formě gridu, využíván je proto zejména v distribuovaných hydrologických modelech. Povodí je rozděleno do pravidelné gridové sítě. Pro každý bod sítě je následně vypočtena hodnota srážky (Daňhelka, 2007).

Serrano (1997) uvádí, že byly vyvinuty i další metody odhadu prostorové distribuce srážek z bodových hodnot (z hodnot změřených na místě). Jsou to např. multikvadratická interpolace, eyeball isohyetal method nebo least-squares surface method.

Protože skutečné hodnoty plošných srážek je nemožné získat, je obtížné rozhodnout, která metoda funguje nejlépe, a pokud víme, žádná metoda není obecně považována za standard (Sokol a Bližňák, 2009).

5. DISTRIBUCE SRÁŽEK V MALÉM POVODÍ

Dle Wang a kol. (2010) je odhad povrchových srážek velmi důležitou hydrologickou předpovědí a je široce používán v analýze vodního režimu. Jeho přesnost přímo ovlivňuje přesnost hydrologické předpovědi. Za standardní srážkové vstupy srážkoodtokových modelů jsou většinou považována data z pozemních srážkoměrů. Jejich nevýhoda spočívá v plošné diskrétnosti, kdy údaj získaný ze srážkoměru reprezentuje právě pouze lokalitu (bod) jeho umístění. Vzhledem k velké plošné variabilitě srážek tak může na základě bodových úhrnů dojít ke špatnému odhadu celkových srážek v povodí (Daňhelka, 2007). Dle Bedient a Hubert (2002) odhad reakce povodí na danou srážkovou událost často vyžaduje znalost průměrného množství srážek, které se vyskytuje nad plochou povodí v určité době. Průměrná množství srážek nad specifickou plochou povodí jsou přesněji odhadnuta na ploše, která je dobře monitorována. Jak uvádí Krešl (2001), při hydrologických výpočtech nevystačíme se srážkoměrnými údaji jedné stanice. Ve většině případů musíme stanovit průměrné množství srážek spadlých v povodí (obecně lze uvažovat jakoukoliv přesně vymezenou plochu), tj. výšku vodního sloupce, který by srážky při rovnoměrném rozprostření na ploše povodí vytvořili za předpokladu, že se nevsakují, nevypařují a neodtékají. Tuto výšku nazýváme průměrnou srážkou v povodí. Při jejich stanovení vycházíme ze srážkoměrných údajů sítě stanic ležících na uvažované ploše (povodí) a v jejím bezprostředním okolí tak, aby spojnice okolních stanic ohraničovaly celou zájmovou plochu. To, že je vysoká hustota srážkoměrných sítí nutná pro představu skutečné prostorové proměnlivosti srážek říkají i Bacchi a Kottegoda (1995). V případě dostatečného počtu srážkoměrných stanic a jejich hustotě se průměrné roční množství srážek v povodí vypočte dle Havlíčka a kol. (1986) podle vzorce:

$$\bar{Z}_p = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\bar{Z}_i),$$

Zdroj: Havlíček a kol. (1986)

Kde: \bar{Z}_p je průměrné roční množství srážek v povodí (mm)

\bar{Z}_i značí roční srážkové úhrny jednotlivých stanic v povodí (mm)

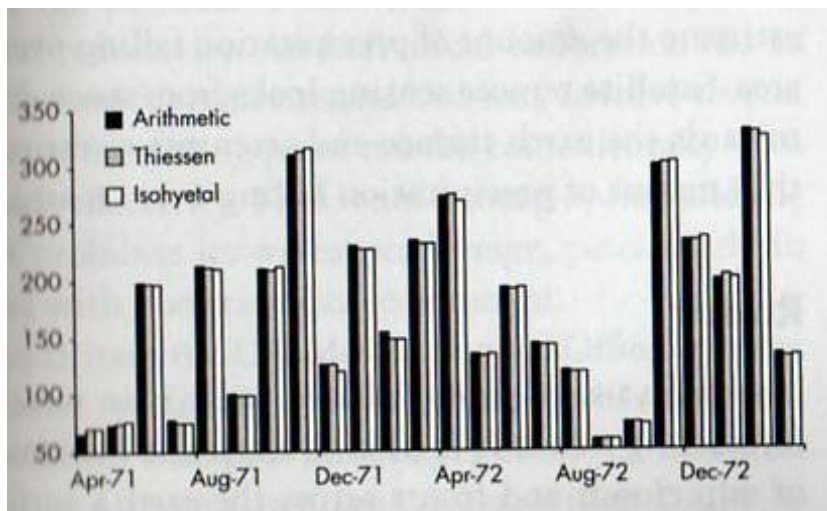
n je počet všech stanic v povodí

Nicméně, odhad množství srážek v povodí musí být podroben těmto nejistotám: Selhání jednotlivých srážkoměrů při sběru dat, dále chyby pozorovatele nebo zpracovatele či selhání srážkoměrné sítě (Dingman, 1988). Obecně pro všechny typy srážkoměrů platí, že u nich dochází při měření ke ztrátám, čili že naměřená množství srážek jsou menší než množství skutečně spadlá na povrch země. Ztráty jsou způsobeny především větrem, kdy vzhledem ke zhuštění proudnic v těsném okolí srážkoměru dochází ke zvýšení rychlosti větru, a tím k vychýlení dráhy dešťových kapek a k jejich odnosu mimo zachytnou plochu srážkoměru (Daňhelka, 2007). Zapletal (2005) doplňuje, že tento vliv se nejvýrazněji projevuje při sněhu. Zapletal (2005) dále uvádí, že další nejistotou je výběr místa pro srážkoměr, protože je málo tak vhodných míst, kde je srážkoměr dostatečně chráněný proti vlivům turbulence a zároveň aby měl okolo sebe dostatek volného prostoru, aby poskytl údaje typické pro danou oblast. Přes všechny uvedené výhrady nelze říci, že výsledky nejsou použitelné. Zejména pokud se jedná o průměrné hodnoty z dlouhých řad pozorování, lze předpokládat, že náhodné chyby se navzájem dobře eliminují.

Přestože je obecně známé velké kolísání v množství srážek v rámci malého prostorového měřítka, není mnoho studií, které by se tímto problémem zabývaly do detailu. Jedna studie, která zkoumala prostorovou proměnlivost srážek, byla provedena v Plynilimonských výzkumných povodích ve středním Walesu (Davie, 2008). Dle Clarke a kol. (1973) bylo při nastavování hydrologické monitorovací sítě v povodích Wye a Severn instalováno 38 srážkoměrů, aby se pokusily charakterizovat kolísání srážek. Měřičská síť měla 18 srážkoměrů v povodí Severn (celková plocha 8,7 km²) a 20 srážkoměrů v povodí Wye

(10,55 km²). Byla analyzována měsíční data pro období mezi dubnem 1971 a březnem 1973 k výpočtu plošného srážkového průměru pomocí protikladných metod. Výsledky jsou vidět v obrázku č. 4 (Davie, 2008).

Množství srážek v mm



Obr. č. 4: *Prostorové průměrné (měsíční) množství srážek z povodí Wye vypočtené pomocí tří různých metod (Zdroj: Davie, 2008).*

Nejvíce překvapující vlastností na obrázku č. 4 je nedostatek rozdílu v počítaných hodnotách, a to, že nenásledují žádný pravidelný vzor. Občas je aritmetický průměr větší než ostatní zatímco v jiných měsících je menší. Když se podíváme na celkové množství srážek za dvouleté období Thiessenův výpočet je o 0,3% menší než aritmetický průměr, zatímco metoda izohyet je o 0,4% menší. Při analýze dat za účelem zjištění počtu srážkoměrů pro plnou charakteristiku distribuce množství srážek, bylo zjištěno, že se počet mění s denním chodem srážek a s ročním obdobím. Při výzkumu měsíčních dat, byla prokázána větší variabilita v zimních srážkách než v letních. Jak pro léto, tak pro zimu se ukázalo, že méně než 5 srážkoměrů (pro Wye) výrazně zvýší rozptyl (Davie, 2008). Více detailní statistické analýzy srážkových hodinových průměrů prokázaly, že je zapotřebí mnohem více srážkoměrů. Čtyři srážkoměry by daly přesnost v plošném odhadu okolo 50%, zatímco 90% přesnosti by vyžadovalo 100 srážkoměrů (Clarke a kol., 1973).

Závěry, které byly získány z výše uvedené studie, jsou velkým znepokojením pro hydrologii. Zdá se, že dokonce i na malé povodí je třeba velké množství srážkoměrů, abychom se pokusily správně odhadnout hodnoty srážek. Předpoklad značných prostorových změn srážek je platný obzvláště pro krátce trvající a silné

bouřky. Neexistuje žádná záruka, že bodové srážky zachycené srážkoměrem jsou spolehlivým vodítkem pro srážky v bezprostředním okolí (Summer, 1988). Toto potvrzuje Clarke a kol. (1973) konstatováním, že ačkoliv je poměrně snadné měřit srážky, je velmi obtížné měřit je přesně a jejich variabilita v rámci povodí je mimořádná.

6. ZÁVĚR

Z této práce je patrné, že srážky představují významnou složku koloběhu vody v přírodě. Jsou primárním zdrojem pitné vody a samozřejmě také zdrojem vody pro veškerou faunu a flóru. Člověk je na jejich výskytu existenčně závislý. Srážky však mohou mít na člověka (a nejen na něj) i negativní vliv. Jejich intenzivní úhrn může způsobit obrovské škody např. na plodinách, hospodářských zvířatech, nemovitostech či dokonce způsobit ztráty na lidských životech (povodně, bahnotoky, laviny, ...). Výskyt srážek se díky vlivům statickým (nadmořská výška, poloha a sklon) a dynamickým (způsobeny kolísáním počasí) mění a to jak místně, tak i časově. Srážkové úhrny se měří srážkoměry, které představují množství srážek naměřené v místě srážkoměru za nějaký časový interval (den, měsíc, rok). Je však třeba umět vypočítat, jaké množství srážek dopadne na celé určité ploše, protože tato data jsou důležitá pro hydrologickou předpověď a jsou široce používána v analýze vodního režimu. Touto plochou je nejčastěji povodí. Pomocí analýzy vodního režimu budeme dále schopni odhadnout reakci povodí na danou srážkovou událost. Proto se vědci zabývají metodami, které jsou schopny rozprostřít naměřené množství srážek ze srážkoměrů na celé povodí. Metod na výpočet prostorové distribuce srážek je několik a s rozvojem informační techniky a jejích programů (především GIS) vznikají metody nové. Nejčastěji používané metody jsou aritmetický průměr, metoda Thiessenových polygonů a metoda izohyet. Jejich výhodou je relativně velká přesnost a poměrně snadný výpočet. Je tedy relativně snadné pomocí těchto metod prostorovou distribuci srážek spočítat, ale výsledky nejsou 100% přesné. Přesnost výpočtu kromě zvolené metody závisí také na kvalitě vstupních dat, především na hustotě srážkoměrné sítě v povodí.

Neexistuje mnoho studií, které by se distribucí srážek v malých povodích zabývaly prakticky. V jedné z nich bylo prokázáno, že se celkové výsledky různých metod zde použitých vzájemně lišily jen o desetiny procent a tudíž, že i přes použití různých metodických postupů jsou výsledky téměř shodné. To znamená, že volba metody výpočtu závisí spíše na rozhodnutí jedince, než na požadované přesnosti. Při výběru je ovšem nutné zohlednit vlastnosti jednotlivých metod a počet a umístění srážkoměrů v závislosti na morfologii terénu. Dále se prokázalo, že i na velmi malé

povodí je třeba velké množství srážkoměrů, a přesto není výpočet množství srážek zcela přesný. Není totiž zaručeno, zda srážky zachycené ve srážkoměrech odpovídají srážkám v jejich blízkém okolí. To potvrzuje myšlenku, že i přes hustou síť srážkoměrů a moderní metody výpočtu je velice obtížné měřit prostorovou distribuci srážek přesně, neboť jejich variabilita dokonce i v rámci malého povodí je mimořádná.

7. SEZNAM LITERATURY

1. **Abebe, B. B., Savenije, H. H. G.** Filtering the effect of orography from moisture recycling patterns. *Physics and Chemistry of the Earth*, 1995, roč. 20, s. 521-526.
2. **Ahrens, B.** Distance in spatial interpolation of daily rain gauge data. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2006, roč. 10, s. 197-208.
3. **Akimov, I. V.** Precipitation calculation method based on parameterization of distribution function evolution and its performance in global spectral atmospheric model. *Journal of Hydrology*, 2004, roč. 288, s. 105-120.
4. **Arnell, N. W., Reynard, N. S.** The effects of climate change due to global warming on river flows in Great Britain. *Journal of Hydrology*, 1996, roč. 183, s. 397-424.
5. **Astapenko, P. D., Kopáček, J.** *Jaké bude počasí?* Lidové nakladatelství, Praha, 1987, 303 s.
6. **Bacchi, B., Kottegoda, N.** Identification and calibration of spatial correlation patterns of rainfall. *Journal of Hydrology*, 1995, roč. 165, s. 311-348.
7. **Barros, A. P., Lettenmaier, D. P.** Dynamic modeling of orographically induced precipitation. *Reviews of Geophysics*, 1994, roč. 32, s. 265-284.
8. **Beck, A., Ahrens, B., Stadlbacher, K.** Impact of nesting strategies in dynamical downscaling of reanalysis data. *Geophysical Research Letters*, 2004, roč. 31, s. 1910-1920.
9. **Bedient, P. B., Hubert, W. C.** *Hydrology and floodplain analysis.* Prentice – Hall, Inc., USA, 2002, 763 s.
10. **Bednář, J.** *Pozoruhodné jevy v atmosféře.* Academia, Praha, 1989, 240 s.
11. **Bednář, J.** *Meteorologie.* Portál, Praha, 2003, 223 s.
12. **Beven, K.** How far can we go in distributed hydrological modeling? *Hydrology and Earth System Sciences*, 2001, roč. 5, s. 1-12.

13. **Bíl, M., Müller, I.** Faculty of Sciences, Palacký University in Olomouc, Geomorphology, 2008, roč. 99, s. 246-253.
14. **Blumer, F.** Altitudinal dependence of precipitation in the Alps. Swiss Federal Institute of Technology, ETH Zurich, 1994, 242 s.
15. **Breon, F. M., Tanre, D., Generoso, S.** Aerosol effect on cloud droplet size monitored from satellite. *Science*, 2002, roč. 295, s. 834-838.
16. **Cedilnik, J., Pristov, N.** ALARO-0 microphysics: autoconversion, collection, evaporation/melting. 19. 4. 2007, version from 18. 4. 2007.
17. **Ciach, G., Morrissey, M., Krajewski, W. F.** Conditional bias in radar rainfall estimation. *Journal of Applied Meteorology*, 2000, roč. 39, s. 1941-1946.
18. **Clarke, R. T., Leese, M. N., Newson, A. J.** Analysis of Plynlimon raingauge network: April 1971-March 1973. Institute of Hydrology report No. 27, 1973. In: Davie, T. *Fundamentals of hydrology*. Routledge, New York, 2008, 200 s.
19. **Cohen, S., Willgoose, G., Hancock, G.** A methodology for calculating the spatial distribution of the area-slope equation and the hypsometric integral within a catchment. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 2008, roč. 113.
20. **Červený, J., Boehm, B., Bubeníčková, L., Buchtele, J., Čulík, J., Daňková, H., Friga, J., Hladný, J., Kříž, V., Kurpelová, M., Nedelka, M., Šebek, O., Škulec, Š., Vaníček, K., Vitoslavský, J., Závodský, D.** Podnebí a vodní režim ČSSR. Státní zemědělské nakladatelství, Praha, 1984, 414 s.
21. **Dai, A.** Global precipitation and thunderstorm frequencies. Part I: seasonal and interannual variations. *Journal of Climate*, 2001, roč. 14, s. 1092-1111.
22. **Dai, A.** Global precipitation and thunderstorm frequencies. Part II: diurnal variations. *Journal of Climate*, 2001, roč. 14, s. 1112-1128.
23. **Daňhelka, J.** Operativní hydrologie: Hydrologické modely a nejistota předpovědí. Nakladatelství ČHMÚ, Praha, 2007, 104 s.
24. **Davie, T.** *Fundamentals of hydrology*. Routledge, New York, 2008, 200 s.
25. **Dessens, J.** Severe convective weather in the context of a nighttime global warming. *Geophysical Research Letters*, 1995, roč. 22, s. 1241-1244.

26. **Dingman, S. L.** Application of kriging in estimating mean annual precipitation in a region of orographic influence. *Water Resources Bulletin*, 1988, roč. 24, s. 329-339.
27. **Glickman, T. S.** *Glossary of Meteorology*. 2nd Edition. American Meteorological Society, Boston, 2000.
28. **Goodison, B. E., Louie, P. Y. T., Yang, D. E.** WMO Solid precipitation measurement intercomparison final report. *World Meteorological Organization Instruments and Observing Methods Report*, 1998, roč. 67, s. 212.
29. **Havlíček, V., Coufal, V., Špáňik, F., Uhrecký, I., Klabzuba, J., Kurfuerst, J., Prošek, P., Bureš, R.** *Agrometeorologie*. Státní zemědělské nakladatelství, Praha, 1986, 264 s.
30. **Heise, E., Roeckner, E.** The performance of physically based cloud schemes in general circulation models. *Beitraege zur Physik der Atmosphaere.*, 1990, roč. 63, s. 121-134.
31. **Changnon, S. A.** Damaging thunderstorm activity in the United States. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2001, roč. 82, s. 597-608.
32. **Jowett, I. G., Thompson, C. S., Pearson, C. P., Mckerchar, A. I.** Rainfall and runoff in the upper Waitaki catchment. *New Zealand Freshwater Miscellaneous Report*, 1993, roč. 188, s. 59.
33. **Kemel, M.** *Klimatologie, meteorologie, hydrologie*. Vydavatelství ČVUT, Praha, 1996, 289 s.
34. **Kessler, E.** The distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations. *Meteorological Monographs*, 1969, roč. 10, s. 84.
35. **Kešner, B.** *Agrometeorologie*. Státní pedagogické nakladatelství, Praha, 1985, 272 s.
36. **Khairullin, K. S.** Antropogenic activities and the problems of micro- and mesoclimate of cities. Technical conference on tropical urban climates, WCACP-24, WMO/TD, No. 538. Dhakka, Bangladesh. 1993.
37. **Khemani, L. T., Momina, G. A., Safai, P. D.** *Indian Institute of Tropical Meteorology*. India, Atmospheric Environment, 1989, roč. 23, s. 753-756.

38. **Kitchen, M., Blackall, R. M.** Representativeness errors in comparisons between radar and gage measurements of rainfall. *Journal of Hydrology*, 1992, roč. 134, s. 13-33.
39. **Kopáček, J., Bednář, J.** Jak vzniká počasí? Nakladatelství Karolinum, Univerzita Karlova v Praze, 2005, 268 s.
40. **Krešl, J.** Hydrologie. Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně, 2001, 128 s.
41. **Krška, K.** Meteorologie. Akademické nakladatelství CERM s.r.o., Brno, 2006, 304 s.
42. **Lebedev, A. N.** Seria po klimatografii semnou shara : Asia, Afrika, Australia, Amerika, Sapadnaya Europa, SSSR. Leningrad, Hydrometeoizdat, 1964-1983.
43. **Lohmann, U., Lesins, G.** Stronger constraints on the anthropogenic indirect aerosol effect. *Science*, 2002, roč. 298, s. 1012-1015.
44. **Mayes, J. C.** Recent changes in the monthly distribution of regional weather types in the British Isles. *Weather*, 1994, roč. 49, s. 156-162.
45. **Migał, K., Liebersbach, J., Sobik, M.** Rime in the Giant Mountains (The Sudetes, Poland). *Atmospheric Research*, 2002, roč. 64, s. 63-73.
46. **Munzar, J., Krška, K., Nedelka, M., Pejml, K.** Malý průvodce meteorologií. Mladá fronta, Praha, 1989, 247 s.
47. **North, G. R., Bell, T. L., Cahalan, F.** Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. *Monthly Weather Review*, 1982, roč. 110, s. 699-706.
48. **Palecki, M. A., Angel, J. R., Hollinger, S. E.** Storm precipitation in the United States. Part I: Meteorological characteristics. *Journal of Applied Meteorology*, 2004, roč. 44, s. 933-946.
49. **Podrazil, J.** Ice shedding overhead lines in distribution networks. IWAIS 2002 - The Tenth International Workshop on Atmospheric Icing of Structures, 16. - 19. 6. 2002, Brno, 2002, s. 4.
50. **Roth, G. D.** Wetterkunde für alle. BLV Verlagsgesellschaft, München, 1999, 296 s.

51. **Rotstayn, L. D.** A physically based scheme for the treatment of stratiform clouds and precipitation in large-scale models. I. Description and evaluation of the microphysical processes. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1997, roč. 123, s. 1227-1282.
52. **Rutledge, S. A., Hobbs, P. V.** The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. VIII. A model for the 'seeder-feeder' process in warm-frontal rainbands. Journal of the Atmospheric Sciences, 1983, roč. 40, s. 1185-1206.
53. **Seifert, V.** Rozumíme počasí? Barevný průvodce. Artia, Praha, 1997, 192 s.
54. **Serrano, S. E.** Hydrology for Engineers, Geologists and Environmental Professionals. HydroScience Inc. Lexington, Kentucky, 1997, 468 s.
55. **Sevruk, B.** Correction of precipitation measurements: Swiss experience. In: Sevruk, B. (Ed.), Correction of precipitation measurements. Zurcher Geographische Schriften, Swiss Federal Institute of Technology, ETH, Zurich, 1986, roč. 23, s. 187-196.
56. **Singh, V. P., Frevert, D. K.** Mathematical models of large watershed hydrology. Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO, 2002, s. 914.
57. **Singh, V. P., Frevert, D. K.** Mathematical Models of Small Watershed Hydrology and Applications. Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO, 2002, s. 972.
58. **Smith, R. N. B.** A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1990, roč. 116, s. 435-460.
59. **Sokol, Z., Bližňák, V.** Areal distribution and precipitation–altitude relationship of heavy short-term precipitation in the Czech Republic in the warm part of the year. Atmospheric Research, 2009, roč. 94, s. 652-662.
60. **Soukupová, J.** Atmosférické procesy (základy meteorologie a klimatologie). Česká zemědělská univerzita v Praze, 2009, 191 s.
61. **Střelcová, K., Škvarenina, J., Blaženec, M.** "Bioclimatology and natural hazards". International Scientific Conference, Poľana nad Detvou, Slovakia, 17. – 20. 9., 2007.

62. **Summer, G.** Precipitation. Process and Analysis. John Wiley, New York, 1988, 455 s.
63. **Sundqvist, H.** A parameterization scheme for non-convective condensation including prediction of cloud water content. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1978, roč. 104, s. 677-690.
64. **Tartaglione, N., Gabella, M., Michaelides, S. C.** Short range forecast verification of convective rain for a night-time event over the area of Cyprus. Atmospheric Research, 2008, roč. 88, s. 13-24.
65. **Trabert, V.** Meteorologie a klimatologie. J. Otto, Praha, 1910, 168 s.
66. **Treutwein, N.** Mir geht's gut bei jedem Wetter. Mosaik Verlag in der Verlagsgruppe Bertelsmann GmbH, München, 2000, 216 s.
67. **Tripoli, G. J., Cotton, W. R.** A numerical investigation of several factors contributing to the observed variable intensity of deep convection over south Florida. Journal of Applied Meteorology, 1980, roč. 19, s. 1037-1063.
68. **Twardosz, R.** Diurnal variation of precipitation frequency in the warm half of the year according to circulation types in Kraków, South Poland. Theoretical and Applied Climatology, 2007, roč. 89, s. 229-238.
69. **Uhlíř, P.** Meteorologie a klimatologie v zemědělství. Československá akademie zemědělských věd, Praha, 1961, 402 s.
70. **Vysoudil, M.** Meteorologie a klimatologie pro geografy. Vydavatelství Univerzity Palackého, Olomouc, 1997, 232 s.
71. **Wang, H. R., Ye, L. T., Xu, X. Y., Feng, Q. L., Jiang, Y., Liu, Q., Tang, Q.** Bayesian networks precipitation model based on hidden Markov analysis and its application. Science China, Technological science, 2010, roč. 53, s. 539-547.
72. **Wilson, D. R., Ballard, S. P.** A microphysically based precipitation scheme for the UK Meteorological Office Unified Model. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1999, roč. 125, s. 1607-1636.
73. **Wilson, J. W., Atwater, M. A.** Storm rainfall variability over Connecticut. Journal of Geophysical Research, 1972, roč. 77, s. 3950-3956.

74. **Zapletal, M.** Hydrologie. Vyšší odborná škola vodního hospodářství a ekologie Vodňany, 2005, 98 s.
75. **Zekai, S., Zeyad, Z. H.** Point cumulative semivariogram of areal precipitation in mountainous regions. Journal of Hydrology, 1998, roč. 205, s. 81-91.
76. **Zhao, Q., Carr, F. H.** A prognostic cloud scheme for operational NWP models. Monthly Weather Review, 1997, roč. 125, s. 1931-1953.
77. **Zhou, Q., Liu, G., Zhang, Z. T.** 17th International conference on Geoinformatics, 2009, roč. 1 a 2, s. 749-753.