

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA
KATEDRA FYZICKÉ GEOGRAFIE A GEOEKOLOGIE



Matej Kakalejčik

**KRÁTKODOBÉ INTENZITY SILNÝCH ZRÁŽOK NA
MILEŠOVKE**

Bakalárska práca

Vedúci bakalárskej práce: RNDr. Miloslav Müller, PhD.

Praha 2015

Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci vypracoval samostatně a že jsem uvedl a řádně citoval všechny použité informační zdroje a literaturu. Tištěná verze je shodná s elektronickou verzí. Práce jako celek ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze 22. 5. 2015

.....

Matej Kakalejčík

Ďakujem vedúcemu práce RNDr. Miloslavovi Müllerovi, PhD. za pomoc, ochotu a odborné vedenie, ktoré bolo potrebné k vypracovaniu tejto bakalárskej práce. Ďakujem Ústavu fyziky atmosféry AV ČR, za poskytnutie dát a v neposlednom rade ďakujem mojej rodine, ktorá mi bola oporou počas celého bakalárskeho štúdia.

Zadání diplomové práce

Název práce

Krátkodobé intenzity silných srážek na Milešovce

Cíle práce

Prvním cílem práce je rešerše problematiky vysokých intenzit srážek v denním a subdenním kroku, a to především z hlediska jejich příčin a metod detekce. Druhým cílem bude analýza vysokých srážkových intenzit na meteorologické stanici Milešovka.

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

Rešerše bude vycházet z domácí i zahraniční literatury. Pro analýzu silných srážek bude využita srážkoměrná datová řada z meteorologické stanice Milešovka, a to v časovém kroku 1 minuta za patnáctileté období 1998-2012. Případy vysokých srážkových intenzit budou vybrány metodou klouzavého časového okna. Analyzována budou roční maxima, případně nadprahové hodnoty, a to především z hlediska jejich sezonality a časové koncentrace.

Datum zadání: 21. listopadu 2013

Jméno studenta: Matej Kakalejčík

Podpis studenta:.....

Jméno vedoucího práce: RNDr. Miloslav Müller, Ph.D.

Podpis vedoucího práce:

Abstrakt

Krátkodobé intenzívne zrážky v miernych zemepisných šírkach primárne vznikajú zo zrážkových systémov vertikálne mohutnej konvekcie a oblastí zvýšených intenzít viazaných na atmosférické fronty, tzv. zrážkové pásy. Intenzita a množstvo zrážok, ktoré spadne na danom mieste je ovplyvnené pohybom a veľkosťou zrážkového systému. Ak je os zrážkového systému usporiadaného do línie rovnobežná s vektorom pohybu alebo sa nové bunky v multiceľárnej konvekcií obnovujú nad daným miestom a dosahujú štádium zrelosti, hovoríme o tzv. kvazistacionarite systému. Kvazistacionarita zapríčiňuje vysoké intenzity zrážok a môže spôsobovať prívalové povodne. Intenzity zrážok sa merajú automatickými zrážkomermi alebo meteorologickými radarmi. V práci je kladený dôraz na automatický člnkový zrážkomer, z ktorého boli analyzované jednominútové úhrny. Spracované krátkodobé maximálne intenzity od roku 1998 do 1992 sú z meteorologickej stanice Milešovka. Z výsledkov vyplýva, že v teplej časti roka, sú krátkodobé intenzívne zrážky najintenzívnejšie v mesiaci júl, no celkové maximum z väčšej časti pripadajú na mesiac máj, čo súvisí s ročným chodom instability atmosféry v kontinentálnej Európe a vývojom vertikálne mohutnej konvektívnej oblačnosti. Na maximálnych 24 h úhrnoch majú však miernejšie intenzity väčší podiel.

Průčové slová: intezita zrážok, vertikálne mohutná konvekcia, frontálne zrážkové pásy, kvazistacionarita, člnkový zrážkomer, Milešovka

Abstract

Source of intense short term precipitation in mid latitudes are deep moist convection or frontal rainbands. Intensity and precipitation rate are strongly dependent on size and speed of precipitation system. If the axis of linear precipitation system is parallel to the vector movement, or if the new cell in multicelular systems are developing on the same place, very high intense precipitation occurs. This is called quazistacionary of precipitation system. Quazistacionary can give rise to extreme precipitation amounts which may cause flash floods. Intensity of precipitation can be measured either by automatic rain gauges or meteorological radars. This thesis is concerned with the tipping-bucket rain gauge. The analysed data between years 1998 and 2012 were collected from meteorological station Milešovka. Based on the results from warm part of the year (April - October), short term intense precipitation are most intense in July, while the total maximums of rainfall intensity are mostly occurring in May. This is probably the result of annual course of air instability which in continental Europe is considered to be in May. Regarding 24 h precipitation amounts, small intensities have bigger portion on total 24 h precipitation amount.

Keywords: precipitation intensity, deep moist convection, frontal rainbands, quasi-stationarity, tipping bucket rain gauge, Milešovka

Obsah

Abstrakt.....	5
1 Úvod.....	8
2 Atmosférické zrážky	9
2.1 Mechanizmus vzniku zrážok.....	9
2.2 Stratiformné a konvektívne zrážky	11
2.3 Zrážky frontálne a nefrontálne	12
2.4 Intenzita zrážok	13
3 Meranie atmosférických zrážok.....	14
3.1 Manuálne meranie	14
3.2 Meranie automatickými zrážkomermi	15
3.2.1 Zrážkomery priamo zachytávajúce zrážku	15
3.2.2 Zrážkomery pracujúce na princípe optických a impaktných senzorov.....	18
3.3 Distančné meranie atmosférických zrážok.....	18
3.3.1 Meteorologické radary	18
3.3.2 Odhad zrážok meteorologickým radarom.....	22
4 Zrážkové systémy spôsobujúce silné krátkodobé zrážky v miernych zemepisných šírkach.....	23
4.1 Podmienky vzniku silných krátkodobých zrážok	24
4.2 Konvektívne zrážkové systémy.....	27
4.2.1 Jednoduchá konvektívna cela	27
4.2.2 Multicelárna konvekcia.....	28
4.2.3 Supercelárna konvekcia	30
4.3 Zrážkové pásy spojené s mimotropickými cyklónami.....	32
5 Fyzicko-geografická charakteristika Milešovky.....	37
5.1 Geológia a geomorfológia.....	37
5.2 Hydrológia a pedológia	38
5.3 Biota	38
5.4 Klimatické charakteristiky Milešovky	39
5.5 Meteorologické observatórium Milešovka	41
6 Spracovanie dát.....	42
7 Výsledky a diskusia	48
8 Záver	50

Zoznam literatúry.....	51
Zoznam obrázkov a tabuliek.....	56
Zoznam skratiek.....	57

1 Úvod

Atmosférické zrážky patria medzi najvariabilnejšie meteorologické veličiny v čase a priestore. Obecne platí, že variabilita zrážok dlhších ako jeden deň je preskúmaná podstatne viac ako variabilita zrážok krátkodobých. Toto tvrdenie je do istej miery zapríčinené dostupnosťou klasických manuálnych zrážkomerov, ktoré umožňujú meranie denných úhrnov zrážok. Naopak automatické zrážkomery umožňujúce merať intenzitu a úhrn zrážok v reálnom čase, môžeme stále považovať za pomerne novú metódu, resp. ich sieť bola v minulosti neporovnateľne redšia. Znalosť intenzít, resp. priebehu zrážok v kratších časových intervaloch než je jeden deň, je veľmi významná napr. pre vývoj prognostických modelov povodňových vln, synoptický rozbor povodňových situácií, posudzovanie erózných účinkov dažďov, pozorovanie radarových odrazivosti a nameraných zrážok, predikciu privalových povodní a pod. (Tolasz et al. 2007). V neposlednom rade je znalosť krátkodobých intenzít dôležitá pri navrhovaní kanalizačnej infraštruktúry v mestách. V súčasnej meniacej sa klíme sa zdá byť táto otázka čoraz viac aktuálna. Viaceré štúdie vychádzajúce z výsledkov klimatických modelov naznačujú nárast intenzít krátkodobých zrážok v Európe (Larsen et al, 2009). Súčasná dimenzovaná kanalizačná sieť tak v budúcnosti nemusí stačiť, čo môže v mestách napáchať veľké škody.

Cieľom rešeršnej časti je popísať najdôležitejšie poznatky o vzniku intenzívnych krátkodobých zrážok. Pozornosť je venovaná obzvlášť samotným mikrofyzikálnym princípom vzniku zrážok a ich následnému meraniu rôznymi typmi zrážkomerov a meteorologickými radarmi. Podstatná časť je venovaná jednotlivým zrážkovým systémom, ktoré v miernych zemepisných šírkach spôsobujú intenzívne krátkodobé zrážky. Jedná sa predovšetkým o zrážkové systémy vertikálne mohutnej konvekcie a oblasti intenzívnych zrážok viazaných na atmosférické fronty tzv. frontálne zrážkové pásy.

V praktickej časti je hlavným cieľom analýza jednominútových zrážkových údajov z automatického člnkového zrážkomeru umiestneného na meteorologickej stanici Milešovka. Je stanovená sezonalita maximálnych úhrnov v časových krokoch kratších ako jeden deň a distribúcia intenzít zrážok v rámci maximálnych 24 hodinových úhrnov. Priestor je venovaný aj fyzicko-geografickým charakteristikám záujmovej oblasti.

2 Atmosférické zrážky

Podľa meteorologického slovníka výkladového a terminologického (Slovník, 2015) rozumieme pod pojmom atmosférické zrážky častice, ktoré vznikajú následkom kondenzácie alebo depozície vodnej pary v ovzduší a vyskytujúce sa v atmosfére, na zemskom povrchu alebo na predmetoch v atmosfére v kvapalnom alebo tuhom stave. Rozoznávame:

1. padajúce zrážky: to sú dážď, mrznúci dážď, mrholenie, mrznúce mrholenie, sneh, snehové krupky, snehové zrná, krupky, zmrznutý dážď, krúpy a ľadové ihličky. Atmosférické zrážky, ktoré vypadávajú z oblakov ale nedosahujú povrchu sa označujú ako virga (Slovník, 2015)
2. usadené zrážky: k nim patrí rosa, inovať, námraza a poľadovica. Usadené zrážky však predstavujú vo vodnej bilancii zanedbateľnú čiastku a v práci nie sú uvažované.

2.1 Mechanizmus vzniku zrážok

Ako už bolo spomenuté, základným procesom potrebným pre vznik zrážok je kondenzácia alebo depozícia vodnej pary obsiahnutej vo vzduchu najčastejšie behom ochladzovania pri výstupných pohyboch. V skutočnosti sú procesy vedúce k vzniku padajúcich zrážok komplikovanejšie a vyžadujú priebeh kaskády mikrofyzikálnych dejov.

Primárnym mikrofyzikálnym procesom vzniku zrážok je nukleácia. Ide o proces, pri ktorom vznikajú stabilné zárodočné kvapôčky alebo ľadové kryštáliky kondenzáciou popr. depozíciou vodnej pary (Slovník, 2015). Ak zárodočné kvapky vznikajú v čistej atmosfére iba z vodnej pary náhodnými kolíziami molekúl, hovoríme o homogénnej nukleácii. Za bežných podmienok k homogénnej nukleácii nedochádza. Vznik homogénnou nukleáciou vyžaduje vysoké hodnoty presýtenia v rade 10^2 % (Řezáčová et al., 2007). Zároveň však empirická skúsenosť ukazuje, že ku kondenzácii a depozícii v atmosfére dochádza prakticky neustále, ak nastáva presýtenie vodnej pary vzhľadom k vode resp. ľadu. Jediné možné vysvetlenie spočíva v existencii aerosólových častíc v ovzduší (Kopáček, Bednář 2005). Tieto častice označujeme ako kondenzačné jadrá. Kondenzačné jadrá slúžia ako centra kondenzácie popr. depozície a v dôsledku svojich hygroskopických vlastností zväčšujú stabilitu utvárajúceho sa zárodka kvapky (Chromov, 1968). Proces, pri ktorom vznikajú vodné kvapky, resp. ľadové kryštály, na

kondenzačných jadrách nazývame heterogénna nukleácia. Kondenzačné jadrá sú predovšetkým tvorené vo vode rozpustnými kryštálmi morských solí, ktoré sa do atmosféry dostávajú vyparovaním vodných kvapiek pri rozprskávaní morskej vody a peny. Časť jadier je pevninského popr. antropogenného pôvodu (Slovník, 2015). Antropogénne kondenzačné jadrá sú produktom umelých spaľovacích procesov. Navýšenie antropogénne podmienených kondenzačných jadier v priemyselných oblastiach a vo veľkomestách môže ovplyvniť priebeh vývoja a množstvo zrážok. Veľkosť polomeru kvapiek a ľadových kryštálov vzniknutých princípom nukleácie sa pohybuje od 10^{-1} – 10^0 μm a označujeme ich ako zárodočné kvapky a kryštály (Řezáčová et al., 2007). Ak sa zárodočné kvapky a kryštály nachádzajú v podmienkach presýtenia vodnou parou, nastáva ich rast difúziou vodnej pary do rozmerov polomeru rádovo 10^1 - 10^2 μm . V opačnom prípade nastáva výpar. Kvapky a kryštály takýchto rozmerov nazývame oblačné častice.

Skupenstvo vzniknutých zárodočných a oblačných častíc závisí na teplotných podmienkach v oblaku. Oblaky obsahujúce iba kvapalnú vodu nazývame oblaky kvapalné, popr. teplé oblaky. Proces vzniku zrážok prebieha v teplotách nad 0 $^{\circ}\text{C}$. Vznik zrážok v kvapalných oblakoch popisuje koalescenčná teória, podľa ktorej vznikne v oblaku časť zárodočných kvapiek značne väčších než ostatných. Príčina rozdielu vo veľkosti kvapiek nie je jednoznačne určená (Slovník, 2015). Súvisí pravdepodobne s výskytom obrích kondenzačných jadier. Zárodočné kvapky vzniknuté na takýchto jadrách môžu byť až o triedu väčšie oproti ostatným kvapkám (Kopáček, Bednář, 2009). Vo výstupnom pohybe sa tak tieto kvapky pohybujú pomalšie a spájajú sa s menšími, prebieha tzv. koalescencia. Ak kvapky týmto spôsobom narastú do veľkosti, že ich pádová rýchlosť prekročí rýchlosť výstupného prúdu, padajú oblakom a ďalej narastajú koalescenciou. Oblačné častice, u ktorých nemožno zanedbať pádovú rýchlosť nazývame zrážkové častice. Veľkosť priemeru zrážkových častíc je $> 0,1$ mm. Po dosiahnutí kritickej veľkosti sa kvapka začne trieštiť a jej menšie časti sú opäť vynášané výstupným prúdom, kde sa znovu spájajú s oblačnými časticami. Navyšuje sa tak počet veľkých kvapiek v oblaku, ktoré následne môžu vypadávať ako kvapalná zrážka (Slovník, 2015).

Druhý mechanizmus vzniku zrážok prebieha v oblakoch, v ktorých môžu vznikať ľadové kryštály. Ide o oblaky, ktoré sa celé alebo z časti nachádzajú v oblasti teplôt pod 0 $^{\circ}\text{C}$. Tieto oblaky nazývame ľadové resp. zmiešané. Vznik ľadových kryštálov heterogénnou

nukleáciou je mierne zložitejšia. Ľadových jadier podporujúcich vznik zárodku ľadu je podstatne menej v porovnaní s kondenzačnými jadrami. Ľadovým jadrom rozumieme kondenzačné jadro, ktorého povrch podporuje usporiadanie vodných molekúl do kryštalickej mriežky ľadu (Řezáčová et al., 2007). Zárodok ľadu môže vzniknúť priamo depozíciou vodnej pary na ľadovom jadre, alebo interakciou ľadového jadra s prechladenou kvapkou. Následný depozičný rast je založený na skutočnosti, že pri danej teplote pod bodom mrazu je tlak nasýtenia vodnej pary nad ľadom nižší ako tlak nasýtenia vodnej pary vzhľadom k vode. V zmiešaných a ľadových oblakoch sa bežne nachádza prechladená voda a rast ľadových kryštálov je tak na úkor vyparujúcej sa prechladenej vody. Takýmto spôsobom môžu narásť kryštály do dostatočnej veľkosti a ich pádová rýchlosť následne prekročí rýchlosť výstupného prúdu.

Postupným prepadávaním oblačnosti kryštál narastá zachytávaním a namŕzaním prechladenej vody resp. zhukovaním s ľadovými kryštálmi. Tento proces označujeme ako agregácia. Zhluky kryštálov nazývame snehové vločky. Ak snehové vločky prekročia hladinu nulovej izotermy, nastáva topenie a na zemský povrch dopadajú v kvapalnom stave. Tento proces označujeme ako vznik zrážok ľadovým procesom. Základy teórie vzniku zrážok ľadovým procesom položil v roku 1935 švédsky meteorológ T. Bergeron, teóriu v roku 1938 rozšíril nemecký fyzik W. Findeisen (Slovník, 2015). V miernych a vyšších zemepisných šírkach je prítomnosť ľadových častíc kľúčová pre vznik zrážok (Kopáček, Bednář, 2009)

2.2 Stratiformné a konvektívne zrážky

Charakteristiky ako rýchlosť a rozsah výstupných pohybov, vodný obsah oblaku, teplota pri ktorej zrážky vznikajú a vypadávajú do veľkej miery určujú podobu zrážok, dĺžku trvania atmosférických zrážok a druh oblačnosti, na ktoré sú viazané. Na základe týchto charakteristík rozdeľujeme zrážky na stratiformné alebo tiež trvalé a konvektívne, resp. prehánkové. Stratiformné zrážky vypadávajú z vrstevnatých oblakov spravidla druhu nimbostratus a altostratus vo forme dažďa, mrholenia, snehových zín alebo krúpok. Majú trvalý charakter s viac menej stálou intenzitou a zasahujú rozsiahle územia. Výstupné pohyby vo vrstevnatej oblačnosti za normálnych okolností nepresahujú rýchlosť niekoľko desiatín $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Řezáčová et al. 2007). Na vývoji zrážok sa z dôvodu pomalých výstupov prevažne podieľa depozícia a agregácia.

Naproti tomu rýchlosť v konvektívnej oblačnosti sa pohybuje v jednotkách až desiatkach $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. Hlavnými mikrofyzikálnymi procesmi sú predovšetkým zberové mechanizmy agregácie a koalescencie. Zrážky vypadávajú z kopovitých oblakov druhu cumulonimbus, môžu vypadávať aj z oblakov druhu cumulus congestus za podmienok, ak sa oblačnosť dostáva do výšky nad nulovou izotermou. Konvektívne zrážky majú obmedzený plošný rozsah, krátku dobu trvania, rozdielnu intenzitu a môžu dosiahnuť formu prívalového dažďa. Často sú spojené s elektrickými a akustickými javmi a v letnom období sú tvorené veľkými dažďovými kvapkami s možným výskytom krúp.

Z pohľadu práce sú podstatné hlavne konvektívne zrážky z dôvodu ich značných krátkodobých intenzít, ktoré nemajú stály charakter a v čase sa rýchlo menia.

2.3 Zrážky frontálne a nefrontálne

V kapitole 2.2 sú zrážky rozdelené podľa druhu zrážkovej oblačnosti, z ktorej vypadávajú. Na základe ich polohy môžeme zrážky ďalej deliť na zrážky frontálne, vypadávajúce v oblasti atmosférických frontov a zrážky nefrontálne, ktoré nesúvisia s výstupnými pohybmi na frontoch.

Atmosférické zrážky vypadávajúce z oblasti atmosférických frontov sú obecné dvojakeho druhu. Na teplej fronte a studenej fronte prvého druhu (anafront), predovšetkým v chladnom polroku, majú spravidla trvalý charakter. Na studenej fronte druhého druhu (katafront), predovšetkým v teplom polroku, sa atmosférické zrážky vyskytujú v podobe prehánok a lejakov. Intenzita frontálnych zrážok závisí na vlhkosti vzduchu a rýchlosti vertikálnych pohybov pozdĺž frontálnych plôch.

Zrážky nefrontálne bezprostredne nesúvisia s výstupnými pohybmi na frontoch. Patria tu zrážky nachádzajúce sa vo vnútri vzduchových hmôt. V studených instabilne zvrstvených hmotách sa vyskytujú zrážky vzniknuté termickou konvekciou, naproti tomu v teplých obvykle stabilných hmotách prevládajú zrážky vrstevnaté. Medzi zrážky nefrontálne patria aj zrážky viazané na teplý sektor cyklón a zrážky orografické.

Orografické zrážky sa vyvíjajú pod vplyvom orograficky vyvolaných výstupných pohybov. Takéto výstupné pohyby môžu vyvolať alebo zosilniť zrážky prepádajúce vrstvou orografickej oblačnosti, ktorá by inak zrážky neprodukovala. Orograficky môžu vzniknúť zrážky konvektívne aj vrstevnaté (Slovník, 2015).

2.4 Intenzita zrážok

Intenzitu zrážok i označujeme ako množstvo atmosférických zrážok R spadnutých za jednotku času t (vzorec 1) (WMO, 2006).

$$i = \frac{R}{t} \quad (1)$$

Intenzita zrážok je tak druhotná charakteristika získaná z nameraných zrážkových úhrnov (Lanza et al., 2006). Podľa odporúčenia Svetovej meteorologickej organizácie sa intenzita zrážok udáva v mm.h^{-1} . Namiesto jednotky vyjadrujúcej výšku zrážok za jednotku času môžeme použiť jednotku hmotnosti, pričom platí, že $1 \text{ mm.h}^{-1} = 1 \text{ kg.m}^{-2}.\text{h}^{-1}$.

Aktuálna intenzita sa určuje z intenzografov. Priemerná intenzita sa odvodzuje z automatických zrážkometerov. V sieti Českého hydrometeorologického ústavu (ČHMÚ), sa používa člnkový a váhový automatický zrážkometer. Zaradenie člnkových, resp. váhových automatických zrážkometerov, sa v pozorovacej sieti ČHMÚ vo väčšej miere uplatňuje od roku 1995 (Květoň et al. 2004). Do tejto doby bol jediným zdrojom informácií o zrážkovej intenzite ombrograf (Štěpánek, 2009). Odvodená intenzita z ombrogramu sa vypočíta ako tangens uhla, ktorý zvierá s časovou osou dotyčnica k zaznamenanej krivke množstva zrážok. K analýze intenzít dlhších časových horizontov je tak nutné ombrogramy spracovať a digitalizovať. Obecne ide o pomerne zložitý no hlavne časovo náročný proces (Květoň et al., 2004). V súčasnosti sa ombrografy používajú minimálne a sú nahradzované automatickými zrážkometermi. Významnú pomoc pri sledovaní priestorového rozloženia intenzity zrážok dnes poskytujú meteorologické radary (Kopáček, Bednář, 2009). Princíp merania zrážkometermi a radarom je vysvetlený v kapitole 3.

Intenzita zrážok má zásadný význam v hydrológii, vodnom hospodárstve a v celej rade ďalších odvetví. Zvlášť dôležitá je znalosť privalových dažďov, charakterizovaných vysokými hodnotami zrážkových intenzít, kratšou dobou trvania a obmedzeným plošným rozsahom v kontexte privalových povodní.

Medzi najrozsiahlejšie práce zaoberajúce sa intenzitou krátkodobých zrážok v Českej republike získanej z obrogramových záznamov patrí už pomerne staršia, no stále používaná práca Trupla (1952). Naproti tomu môžeme spomenúť prácu Sokol, Bližňák

(2009), zaoberajúcu sa vplyvom nadmorskej výšky na krátkodobé intenzívne zrážky alebo prácu Allamono et al (2009), v ktorej je skúmaná závislosť intenzity zrážok na nadmorskej výške v oblasti Álp.

3 Meranie atmosférických zrážok

Nasledujúca časť sa venuje problematike merania zrážok. Vysvetľuje používané metódy merania zrážok, ktoré sú aktuálne k dispozícii. Pojednáva jednak o manuálnych, automatických a distančných metódach merania zrážok. Rozsiahle práce venujúce sa meraniu zrážok sú predovšetkým publikácie Svetovej meteorologickej organizácie (1994, 2008). Veľká pozornosť v literatúre je venovaná aj problematike porovnávania úhrnov z jednotlivých manuálnych a automatických zrážkometerov. Úlohou merania atmosférických zrážok je predovšetkým zabezpečiť presné hodnoty zrážok v danom mieste alebo oblasti. Z tohto faktu, ale vyplýva množstvo systematických či náhodných chýb, ktoré sú tiež predmetom tejto kapitoly. Väčšia pozornosť je venovaná chybám člnkového zrážkometru, z ktorého boli analyzované dáta použité v tejto práci. Člnkový zrážkometer je zároveň najpoužívanejším automatickým zrážkometerom na svete (Lanza et al., 2006)

3.1 Manuálne meranie

Najpoužívanejším manuálnym zrážkometerom je v Česku aj na Slovensku zrážkometer Metra 886. Zrážkometer Metra bol vyrábaný národným podnikom Metra odkiaľ pochádza aj jeho názov. Prístroj sa skladá zo štyroch valcových nádob zo zinkového plechu. Do vonkajšej nádoby s výškou 50 cm a záchytnou plochou 500 cm² je vložený lievik rovnakej záchytnej plochy, ktorý ústi do vnútornej kanvice s objemom 2 l. Záchytná plocha je umiestnená vo výške 1 m mimo dažďový tieň, aby namerané hodnoty podliehali čo najmenším chybám. Zrážky sa merajú denne o 7 hodine rannej miestneho času. Voda z kanvice sa preleje do odmerky a určí sa úhrn s presnosťou na 0,1 mm. Ak je celkový úhrn väčší ako 40 mm, kanvica s objemom 2 l nestačí. Celkový úhrn je určený súčtom vody v kanvici a vody preliatej do vonkajšej nádoby. V zimnom období sa používa iba vonkajšia nádoba, ktorá sa v 7 hodín ráno vymení za rezervnú a vo vyhriatej miestnosti sa tuhé zrážky roztopia a odmerajú rovnakým princípom ako v letnej časti roka. Zmena spôsobu merania je určená v ČR od roku 1990 na 15. októbra respektíve 15. apríla (Židek, Lapina, 2003). Tieto dátumy sú z pohľadu merania zrážok veľmi dôležité, pretože pri letnej a zimnej forme merania dochádza k rôzne veľkému výparu a omočeniu

zrážkomernej nádoby (Kemel, 1996). Z manuálnych zrážkomerov však nemožno získať informácie o priebehu zrážkových udalostí a intenzitách zrážok.

Totalizátor sa používa v ťažko dostupných miestach, kde nie je možné zrážkomery denne obsluhovať. Zrážkový úhrn sa zisťuje v dlhých intervaloch jeden, dvakrát alebo až štyrikrát do roka. Objem totalizátora je spravidla až 100 l. Výpar sa dá značne obmedziť pridaním vazelínového oleja a chloridu vápenatého z dôvodu zachovania zrážok v tekutom stave (Kemel, 1996). Z princípu merania totalizátora nie je možné získať informácie o intenzitách zrážok. Jeho uplatnenie je tak v meraní zrážok v časových intervaloch dlhších ako jeden mesiac.

3.2 Meranie automatickými zrážkomerami

Základným znakom automatických zrážkomerov je ich schopnosť merať intenzitu zrážok.

Zrážkomery môžeme rozdeliť na dve skupiny:

1. Zrážkomery priamo zachytávajúce zrážku – ombrograf, člnkový zrážkomer, váhový zrážkomer a *drop counter*.
2. Zrážkomery pracujúce na princípe optických a impaktných senzorov – optický a impaktný disdrometer. Tieto prístroje však nie sú štandardom v meraní zrážok a vo väčšej miere slúžia k určovaniu veľkosti zrážkových častíc (WMO, 2006).

3.2.1 Zrážkomery priamo zachytávajúce zrážku

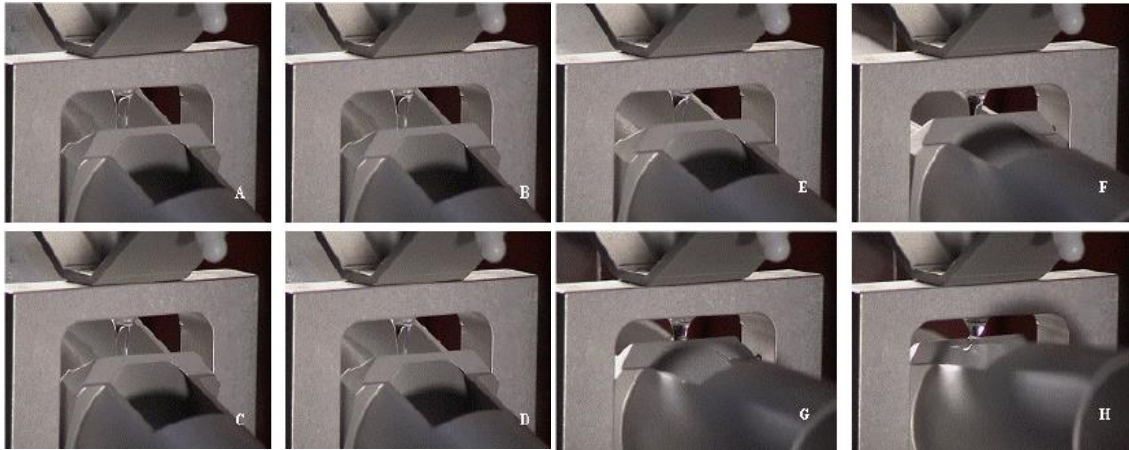
Ombrograf je zrážkomer zachytávajúci časový priebeh zrážky na registračnú pásku na valci s hodinovým strojom. Hlavnými prvkami ombrografu sú plaváková komora s plavákom a registračné zariadenie. Pohyb plaváku sa prenáša na ručičku s perom, ktorý zaznamenáva úhrn na papierový pás napnutý na valec, otáčaný hodinovým strojom okolo vertikálnej osi. K úplnému otočeniu valca o 360° dôjde raz za 24 hodín. Ombrografický záznam je súčtovou čiarou intenzít dažďa, z ktorej môžeme určiť celkový úhrn, priemernú intenzitu za celý dažď a intenzity v krátkych časových úsekoch. Meranie ombrografom je zaťažené množstvom chýb spojených s princípom merania a mechanickými časťami ombrografu. Najčastejšie problémy ombrografov sú: zapchanie prítokovej alebo odtokovej trubice cudzími predmetmi, porucha hodinového stroja, klesajúca záznamová čiara v dobe bez zrážok, pokles hrotu pera pri vyprázdnení pod dolný okraj registračného rastra, neplynulý pohyb plaváku alebo jeho úplné zaseknutie (Židek, Lapina, 2003). Aj napriek tomu, že sa jedná o automatický zrážkomer k jeho

chodu je nutná častá ľudská obsluha (Kemel, 1996). Z tohto dôvodu sú obrografy nahradzované automatickými zrážkomermi.

Člnkový zrážkomer pracuje na princípe preklápajúceho sa člnku. Do záchytného valca so záchytnou plochou 250 cm^2 je vložený lievnik. Pod lievnikom je umiestnený člnok rozdelený na polovice. Voda z lievika sa hromadí v jednej polovici člnka, pri naplnení určitým množstvom vody sa člnok preklopí, a zároveň sa spojí kontakt, ktorý vyšle elektrický impulz a zaznamená sa. Voda z jednej polovice sa pri preklopení vyleje pod zrážkomer a začína sa plniť druhá polovica člnku. Množstvo vody potrebné na preklopenie člnka závisí na výrobcovi. Najčastejšie sa vyrábajú člnky s objemom 0,1 mm, 0,2 mm, menej často až 0,5 mm. Meranie v zimnom období je zabezpečené ohrevom nádoby, v ktorom sa sneh zachytáva. V súčasnosti sú člnkové zrážkomery najpoužívanejšie medzi automatickými (Lanza et al., 2006). V sieti meteorologických staníc ČHMÚ sa používajú člnkové zrážkomery od firmy Meteoservis MR3H (MR3H a MR3HFC) a RG13H firmy Vaisala (Kněžíková, 2010). Na meteorologickej stanici Milešovka je od roku 1997 nainštalovaný člnkový zrážkomer RG13H od firmy Vaisala (Brázdil, Štekl, 1999).

Meranie zrážok člnkovým zrážkomerom je postihnuté množstvom náhodných a systematických chýb, ktoré sú zapríčinené zachytávaním a zaznamenávaním zrážky. Aj keď sú člnkové zrážkomery testované a kalibrované výrobcom, počas svojho používania vyžadujú pravidelnú kalibráciu (Tokay et al., 2003). Základné systematické chyby spojené so zachytávaním zrážky sú omočenie stien zrážkomeru, výpar a strhávanie zrážkových častíc mimo záchytnú plochu vplyvom zosilneného prúdenia nad zrážkomerom (Ptáček, 2014). Tieto systematické chyby majú však malý vplyv na charakteristiky krátkodobých intenzít, avšak výraznejšie vplývajú na zrážky trvajúce dlhšie ako jeden deň (Molini et al., 2004). V týchto časových horizontoch sú zrážky z člnkového zrážkomeru v porovnaní s manuálnym zrážkomerom obecné podhodnotené (Sevruk, 1995). Naopak chyby spôsobené mechanickými časťami zrážkomeru, zabezpečujúce zaznamenávanie zrážok, majú značný vplyv pri meraní intenzívnych zrážok. Tieto chyby sú tým väčšie, čím je zrážka intenzívnejšia. Podhodnotenie intenzívnych zrážok nastáva pri preklápacom mechanizme, kedy časť zrážkovej vody nie je zaznamenaná (Molini et al., 2004). Tento proces je zaznamenaný na obrázku č. 1. Zrážková voda počas stredných a silných intenzít (Obr. 1) kontinuálne tečie z lievika do ľavej polovice člnku (na obrázku sekvencia A-D). V sekvencii E-H je už člnok plný

a začína sa preklápať, no zrážková voda stále tečie do naplnenej časti člunku. Množstvo nezaznamenananej vody je ovplyvnené aj šírkou lievika, a teda rýchlosťou, akou sa člnok naplní (WMO, 2006).



Obr. 1: Systematická chyba člnkového zrážkomeru počas intenzívnej zrážky. Popis v texte. (Prevzaté z Lanza et al. 2006)

Chyba merania člnkovým zrážkomerom počas silnej intenzívnej zrážky môže dosiahnuť podhodnotenie zrážok až o 20 %. Napriek tejto skutočnosti sú člnkové zrážkomery najpoužívanejšie spomedzi automatických zrážkomerov (Lanza et al., 2006).

Váhový zrážkometer zhromažďuje zrážky v zbernej nádobe a okamžite ich váži. Na rozdiel od iných princípov merania neobsahuje žiadne pohyblivé mechanické časti. Z tohto dôvodu sú nároky na údržbu nižšie ako napríklad pri člnkovom zrážkomery. Tak isto sú eliminované systematické chyby zapríčinené mechanickými časťami. Cena nového váhového zrážkomeru je však vyššia ako cena člnkového zrážkomeru (Štěpánek, 2009). Váženie sa uskutočňuje rôznymi metódami napr. tlakovým senzorom alebo elektronickou váhou. Časový krok zrážkomeru je spravidla jedna minúta a rozlíšenie úhrnu sa pohybuje od 0,01–0,1 mm (Lanza et. al., 2006). V sieti ČHMÚ sa používa zrážkometer s označením MRW500 od firmy Meteoservis (Květoň et al., 2004).

Drop counter pracuje na princípe zachytávania zrážky do lieviku, v ktorom sa voda cez úzku trysku formuje do uniformných kvapiek. Kvapky sú následne počítané prechodom cez optický senzor umiesteným pod tryskou (Chan, 2004). Jedna kvapka odpovedá úhrnu < 0,001 mm. Maximálna možná zaznamenateľná intenzita je približne 200 mm.h⁻¹. Aj keď ide o modernú a menej známu metódu merania zrážok, bola experimentálne použitá

už v roku 1969 vo Veľkej Británii k okamžitému meraniu zrážok s časovým krokom 10 s (Norbury, White, 1971). *Drop counter* tak poskytuje veľmi presné informácie o priebehu intenzívnych zrážok. V anglickej literatúre sa preto tento zrážkomer nazýva okrem názvu *drop counter* aj *rapid response raingauge*. Operatívne merania touto metódou nie sú bežné (Chan, 2009) a zrážkomer sa vo väčšine prípadov používa iba experimentálne, resp. laboratórne (Lanza et. al., 2006).

3.2.2 Zrážkomery pracujúce na princípe optických a impaktných senzorov

Impaktný disdrometer neobsahuje žiadne zberné nádoby, ktoré by zachytávali zrážky. Z tohto dôvodu sú eliminované chyby merania vzniknuté výparom a omočením zbernej nádoby. Pracuje na základe dopadu zrážkových častíc na senzor z plastu alebo kovu. Dopadajúca častica generuje elektrickú vlnu, ktorá je zaznamenaná. Rýchlosť nárazu na senzor je úmerný priemeru zrážkovej častice (Lanza et al., 2006). Zo schopnosti rozoznávať veľkosť zrážkových častíc je impaktný disdrometer vhodný aj na kalibráciu meteorologických radarov (Tokay, et al. 2001, 2003). V súčasnosti je najbežnejším impaktným disdrometrom typ Joss-Waldvogel (Hong, Gourley, 2015) vyvinutý predovšetkým k určeniu rozdelenia veľkostí zrážkových častíc. Aktuálne však už existujú štúdie zameriavajúce sa na meranie disdrometrom typu Joss-Waldvogel (Islam et al., 2012). Impaktný disdrometer primárne určený k meraniu zrážok a detekcii krúp vyvinula fínska spoločnosť Vaisala. Na základe porovnávacích štúdií s člnkovými a váhovými zrážkometermi sú úhrny z disdrometru mierne nadhodnotené oproti člnkovému zrážkometeru a takmer identické so zrážkometerom váhovým (Salmi, Ikonen, 2005).

Optický disdrometer sa používa k detekcii zrážkových častíc laserový lúč. Každá častica prechádzajúca laserovým lúčom blokuje šíriaci sa lúč a veľkosť tohto blokovania je úmerná priemeru zrážkovej častice. Disdrometer je zvyčajne schopný rozlíšiť častice s priemerom od 0,2 mm do 8mm. Intenzitu je možné priamo určiť integráciou počtu častíc a ich veľkosti v čase od 15 sekúnd do až do jednej minúty (Lanza et al., 2006). Podobne ako impaktný disdrometer neobsahuje žiadne mechanické časti a je vhodný na kalibráciu meteorologických radarov (Lanziger et al., 2006)

3.3 Distančné meranie atmosférických zrážok

3.3.1 Meteorologické radary

Meteorologické radary patria dnes k dôležitým a štandardným vybaveniam všetkých pokročilých meteorologických služieb.

Základné využitia radaru sú (WMO, 2006):

- Detekcia nebezpečných meteorologických javov
- Monitoring synoptických a mezosynoptických systémov
- Stanovenie zrážkových úhrnov

Radar sa skladá z troch základných častí: vysielač, anténa a prijímač. Vysielač generuje krátke vysoko energetické pulzy v mikrovlnnej časti elektromagnetického spektra. Vlnová dĺžka závisí od technických parametrov radaru a pohybuje sa v rozmedzí centimetrov (tabuľka 1), pričom platí pravidlo, čím nižšia vlnová dĺžka, tým je radar schopný zachytiť menšie hydrometeory, ale má väčší útlm a naopak (Burges, Ray, 1986). Pulzy sú anténou formované do úzkeho kužeľa ($1-2^\circ$). Anténa sa pri meraní otáča v horizontálnej rovine a vysiela pulzy v rôznych elevačných hladinách (PPI z angl. *Plan Position Indicator*). Ak vyslaný impulz narazí na zrážkovú časticu, rozptýli sa do všetkých smerov. Časť elektromagnetickej energie je rozptýlená aj smerom k anténe, kde je detegovaná radarovým prijímačom, ktorý určí jej výkon. Prijímač je veľmi citlivé zariadenie, výkon vyslaného lúča je obecné 250 až 1000 kW, naproti tomu spätne rozptýlený výkon od zrážkových častíc môže byť iba 10^{-16} kW (Markowski, Richardson, 2010). Spätne primaný signál je definovaný frekvenciou, fázou a polarizáciou (WMO, 2006). Ak je priemer zrážkových častíc omnoho menší v porovnaní s vlnovou dĺžkou, je rádiolokačná odrazivosť Z úmerná šiestej mocnine priemeru meteorologického cieľa D_i v jednotkovom objeme (WMO, 2006).

$$Z = \sum (D_i^6) \quad (2)$$

Jednotkou obrazivosti Z je mm^6/m^3 . Pre praktické účely sa namiesto jednotky mm^6/m^3 , používa logaritmická jednotka dBZ.

$$Z[\text{dBZ}] = 10 \log(Z [\text{mm}^6/\text{m}^3]) \quad (3)$$

Predstavme si teda situáciu, že v jednom prípade máme v 1 m^3 729 zrážkových častíc s priemerom 1 mm a v druhom prípade jednu zrážkovú časticu s priemerom 3 mm. Z oboch prípadov dostaneme podľa vzorca (2) a (3) odrazivosť $729 \text{ mm}^6/\text{m}^3$ resp. 28,6 dBZ (Hanson 1997). Zrážková intenzita R je tiež závislá na priemere zrážkových častíc D_i , no úmerná tretej mocnine. Jednotkou intenzity R je $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ (Kumar et al., 2011).

$$R = \sum (D_i^3) \quad (4)$$

Z predchádzajúcich prípadov tak dostaneme rovnakú odrazivosť podľa vzorca (4), odlišné intenzity (729 a 27 mm.h⁻¹). Na základe tejto skutočnosti môžeme vzťah medzi odrazivosťou Z a intenzitou R , odvodiť z Marshallovho-Palmerovho rozdelenia veľkosti zrážkových častíc.

$$Z = aR^b, \quad (5)$$

kde Z je vyjadrené v mm⁶/m³, R v mm.h⁻¹ a a a b sú štatisticky zistené bezrozmerné koeficienty, ktoré sú závislé na type zrážky a geografickej oblasti. Prevodom radarových obrazivostí pomocou Marshallovho-Palmerovho vzťahu na intenzitu získame integráciu v čase **radarový odhad zrážok** za toto obdobie. Rôzne hodnoty odrazivosti Z premenené na intenzitu R sú uvedené v tabuľke 2.

Ako vstupný produkt k odhadu zrážok môžu poslúžiť charakteristiky odrazivosti napr. CAPPI (z angl. *Constant Altitude Plan Position Indicator*), ide o pole obrazivosti v hladine konštantnej nadmorskej výšky získanej z interpolácie odrazivostí susedných elevačných hladín PPI, alebo pole maximálnej obrazivosti vo vertikálnom stĺpci Z MAX (Řezáčová et. al. 2007). V sieti meteorologických radarov, ČHMÚ CZRAD sú používané hodnoty $a = 200$, $b = 1,6$. Na prepočet odrazivosti na intenzitu sa spravidla používa jeden tvar Marshallovho-Palmerovho vzťahu v rámci radarovej siete. Pre rôzne typy zrážkových režimov existujú odlišné parametre Marshallovho-Palmerovho vzťahu. Battan (1973) stanovil až 69 foriem Z - R vzťahov pre rôzne typy zrážok a odlišné klimatické oblasti (Kumar et. al., 2011). Pre príklad sú uvedené najpoužívanejšie podoby Z - R vzťahu. Optimálny Z - R vzťah má pre konvektívnu zrážku podobu $Z = 300 \cdot R^{1,4}$, stratiformnú $Z = 200 \cdot R^{1,6}$ a tropickú $Z = 250 \cdot R^{1,2}$ (Teegavarapu, 2012).

Tab. 1: Prehľad vlnových dĺžok a frekvencií meteorologických radarov. (Upravené podľa WMO, 2008).

Typ radaru	Frekvencia	Vlnová dĺžka
UHF	300–1 000 MHz	1–0.3 m
L	1 000–2 000 MHz	0.3–0.15 m
S	2 000–4 000 MHz	15–7.5 cm

C	4 000–8 000 MHz	7.5–3.75 cm
X	8 000–12 500 MHz	3.75–2.4 cm
Ku	12.5–18 GHz	2.4–1.66 cm
K	18–26.5 GHz	1.66–1.13 cm
Ka	26.5–40 GHz	1.13–0.75 cm
W	94 GHz	0.30 cm

Tab. 2: Ukážka prevodu rádiolokačnej odrazivosti Z na intenzitu R . (Upravené podľa, ČHMÚ, 2011a).

R [mm/h]	0,1	1	10	100
Z_e [mm ⁶ /m ³]	5	200	7950	316000
10log Z_e [dBZ]	7	23	39	55

Súčasné moderné meteorologické rádiolokátory môžeme rozdeliť na dve základné skupiny. **Dopplerovky radar** je schopný merať frekvenciu spätného odrazeného signálu. Zmenou frekvencie oproti vyslanému impulzu je možné na základe Doplerovho efektu stanoviť radiálnu rýchlosť cieľu (Meischner, 2004). Spracovanie radiálnych rýchlosti umožňuje stanoviť vertikálny profil vetra a umožňuje detegovať príznaky rotácie napr. mezocyklóny.

Obecne, meteorologické radary vysielajú horizontálne polarizované žiarenie. **Polarizačný radar** má rovnakú schopnosť merať zmenu frekvencie vyslaného a prijatého signálu, no umožňuje meranie v oboch polarizačných rovinách. Na základe tohto tvrdenia polarizačné radary merajú špecifické hodnoty, ktoré môžu slúžiť k rozlíšeniu tvaru zrážkových častíc, typu zrážkových častíc a zlepšeniu radarových odhadov zrážok. Obecne tak polarizačné radary poskytujú informácie o mikrofyzikálnych charakteristikách zrážkovej oblačnosti (Meischner, 2004).

ČHMÚ disponuje dvoma dopplerovskými meteorologickými radarmi, ktoré pracujú na vlnových dĺžkach $\lambda=5,3$ cm, tzv. pásmo *c*. Radar Brdy od spoločnosti EEC, konkrétne DWSR-2501 C, bol inštalovaný v roku 2000. Radar Skalky od spoločnosti Gematronic, konkrétne METEOR 360AC, je v prevádzke od roku 1995 (ČHMÚ, 2011b). Koncom mesiaca apríl 2015 sa začala na radare Brdy inštalácia nového polarizačného radaru WRM200 od firmy Vaisala. Výmena radaru Skalky je plánovaná začiatkom leta 2015 rovnakým radarom ako v prípade radaru Brdy.

Radary sú pravdepodobne najdôležitejšie pozorovacie systémy mezosynoptických dejov. Je prakticky nemožné analyzovať mezosynoptické deje bez použitia radarovej informácie (Markowski, Richardson, 2010). Radary poskytujú informácie o zrážkových intenzitách a jej zmene v reálnom čase a priestore na území v dosahu radaru, (CZRAD: rádius max. 256 km, v sieti 1x1 km) to znamená aj na miestach, kde sa zrážkomery nenachádzajú. Dôležité je ale pochopiť nielen výhody ale aj obmedzenia, ktoré vyplývajú z princípu fungovania tejto metódy. V nasledujúcej kapitole sú zahrnuté základné chyby.

3.3.2 Odhad zrážok meteorologickým radarom

Atmosférické zrážky sú plošne a časovo veľmi variabilná veličina. Nemôžeme preto očakávať, že plošné rozloženie zrážok je možné presne stanoviť z bodových pozorovaní (Sokol, Řezáčová, 2001). Z charakteristiky merania odrazivosti rádiolokátorom ale vyplýva množstvo chýb. Tejto problematike je venovaná aj nemalá pozornosť (Austin 1987; Harrison et al. 2000; WMO, 2008 alebo monografia Meischer, 2004). Základné problémy obmedzujúce meranie meteorologickými radarmi sú:

- Mikrovlnné žiarenie počas šírenia v atmosfére podlieha útlmu. **Útlm** je závislý od vlnovej dĺžky, na ktorej radar meria a na oblačných a zrážkových časticiach, cez ktoré prechádza. Najväčší útlm nastáva na zrážkovej vode, pričom závisí na veľkosti častíc. Útlm na ľadových kryštáloch je až o dve triedy nižší.
- Mikrovlnné žiarenie z radaru sa za určitých okolností šíri neštandardne hlavne vo vrstvách atmosféry s veľkým vertikálnym gradientom teploty alebo vodnej pary. Z tohto dôvodu dochádza k neštandardnej refrakcii tzv. **anomálnemu šíreniu** lúča a následnej nepresnosti pri výpočte výšky lúča.
- Radarový lúč sa za normálnych okolností šíri tak, že sa výška najnižšieho elevačného uhla $0,1^\circ$ vplyvom zakrivenia Zeme vzdaluje od povrchu. Vo vzdialenosti 250 km je tak najnižšia elevačná hladina až 5 km nad povrchom. Táto skutočnosť predstavuje **neschopnosť zachytiť celý vertikálny profil** zrážkového systému.
- V prípade, že sa radar nachádza v hornatej krajine, nastáva jeho **blokovanie**. Problém môže byť do istej miery redukovaný umiestnením radaru na vrchol kopca, avšak najnižšia hladina PPI môže byť tým pádom umiestnená vysoko a neumožní snímanie zrážok v nízkych hladinách. Zároveň v hornatých oblastiach dochádza k rozptylu od blokujúcich nepohyblivých cieľov. Eliminácia nepohyblivých cieľov je dosiahnutá použitím dopplerovského filtra.

- Výskyt zvýšenej odrazivosti v zóne nulovej izotermy. Väčšina zrážok v miernych zemepisných šírkach vzniká za účasti ľadových častíc, ktoré sa následkom agregácie zhlukujú na snehové vločky. Ak snehová vločka prechádza cez nulovú izotermu, začína sa topiť. Proces topenia zväčšuje rozptyl radarového elektromagnetického vlnenia. Počas topenia sa veľká snehová vločka „obalí“ vodou a radarový signál je tak rozptýlený ako na podobne veľkej kvapke. Jedná sa o tzv. svetlý pás „*bright band*“. V skutočnosti sa však snehová vločka alebo ľadový kryštál roztopia na objemovo omnoho menšiu kvapku. Ako vyplýva zo vzorca 2, radarová odrazivosť Z je závislá na priemere zrážkových častíc. V oblasti nulovej izotermy je tak odrazivosť Z vysoko nadhodnotená.

Vyššie uvedené chyby spôsobujú, že zrážkové úhrny zistené odhadom z obrazivosti radaru môžeme použiť bez ďalších úprav iba veľmi obmedzene. Z tohto dôvodu je nutné takto zistené úhrny upravovať a korigovať úhrnmi zo zrážkomerov. Cieľom korekcií pomocou zrážkomerných dát je opraviť radarový odhad tak, aby kvantitatívne odpovedal hodnotám nameraným zrážkomermi, a zároveň bude zachovaná horizontálna štruktúra pôvodného poľa radarového odhadu zrážok. Adjustácia vychádza z predpokladu, že hodnoty zo zrážkomerov sú správne (Sokol, Řezáčová, 2001; Sokol et al. 2003). Môžeme teda povedať, že výsledkom adjustačných procesov by mala byť hodnota, ktorú by nameral klasický zrážkomer, ak by sa nachádzal v danom mieste radarového odhadu (Zacharov et al. 2004).

V súčasnosti sa používajú dve základné metódy založené na aplikácií regresných modelov. Prvá metóda využíva údaje zo zrážkomerov len k odvodeniu parametrov štatistického modelu a vstupom pri jeho praktickej aplikácii sú iba radarové dáta. Druhá metóda používa pri svojej aplikácii aj zrážkomerné dáta. Tento postup je omnoho flexibilnejší, pretože umožňuje modifikovať parametre modelu neustále v závislosti na aktuálnych dátach (Sokol et al. 2003)

4 Zrážkové systémy spôsobujúce silné krátkodobé zrážky v miernych zemepisných šírkach

Nasledujúca kapitola je venovaná zrážkovým systémom, ktoré najčastejšie produkujú intenzívne krátkodobé zrážky v miernych zemepisných šírkach. Kapitola vysvetľuje hlavné príčiny vzniku významných krátkodobých úhrnov. Jedná sa predovšetkým o zrážkové systémy vertikálne mohutnej konvekcie a oblasti zvýšených intenzít na

atmosférických frontoch označovaných ako frontálne zrážkové pásy. Priestor je venovaný aj charakteristikám ovplyvňujúcich trvanie a intenzitu zrážok.

4.1 Podmienky vzniku silných krátkodobých zrážok

Hlavná pozornosť spojená s intenzívnymi krátkodobými zrážkami je zameraná na predpoveď kvantitatívnych charakteristík takýchto udalostí, a to nie iba predpoveď výskytu, ktorá je už sama o sebe zložitá, ale predovšetkým odhad množstva zrážok. Je to práve množstvo zrážok, ktoré transformuje bežnú zrážkovú udalosť na extrémnu, života ohrozujúcu udalosť (Doswell et al., 1996). Aj keď sa zameriavame na meteorologický aspekt extrémnych úhrnov, nemôžeme považovať hydrologické podmienky za menej dôležité (Markowski, Richardson, 2010). Extrémne krátkodobé zrážky následne generujú extrémne prietoky, ktoré sú ovplyvnené faktormi ako nasýtenosť povodia, tvar a topografia povodia, množstvo zastavaných a antropogénnych plôch.

Príčiny vzniku extrémnych intenzít dažďov sú vysvetlené v Doswell et al. (1996); Doswell (1993). Teória extrémnych krátkodobých zrážok je až prekvapivo triviálna: *Najintenzívnejšie zrážky vznikajú tam, kde najväčšie intenzity trvajú najdlhšie.* Tento vzťah je niekedy označovaný aj ako prvý zákon kvantitatívnej predpovede zrážok a jeho autorom je C.F. Chappell (Doswell et al., 1996).

Prahové hodnoty, ktoré určujú extrémnu krátkodobú zrážku, sa líšia od hydrologickej situácie. Čo môže v jednej situácii byť považované ako extrémna hodnota, sa v druhej situácii nemusí nijako extrémne prejaviť. Obecne sa za extrémnu hodnotu považuje 25 mm.h⁻¹ (Doswell et al., 1996), táto hodnota by mala však slúžiť iba orientačne.

Jedným zo základných faktorov vzniku extrémnych úhrnov je hodnota vertikálneho vtoku vlhkosti. Okamžitý úhrn R na danom mieste je úmerný hodnote vertikálneho vtoku vlhkosti wq , kde w je vertikálna rýchlosť a q je zmiešavací pomer vodnej pary. Z daného vzťahu plynie, že vystupujúci vzduch musí mať vysoký obsah vodnej pary a rýchly výstup aby vyprodukoval extrémne zrážky. Pochopiteľne ale celý obsah skondenzovanej vodnej pary nevypadáva ako zrážky, časť sa vyparí, alebo sú oblačné častice unášané výškovým prúdením. Tu je vhodné spomenúť termín *zrážková efektivita* E , ktorá je rovná pomeru vodnej pary vstupujúcej do oblaku m_i a objemu vody, ktorá vypadáva ako zrážka m_p ,

$$E = \frac{m_p}{m_i} \quad (6)$$

Potom môžeme tvrdiť, že aktuálny úhrn R sa rovná:

$$R = Ewq \quad (7)$$

Efektivita má hodnotu 0, keď sa zrážka nevyskytuje, je to zvyčajne na začiatku vývojového cyklu oblaku, alebo môže mať hodnotu nekonečno, keď zrážka vypadáva už zo zanikajúceho systému (Sui et al., 2005).

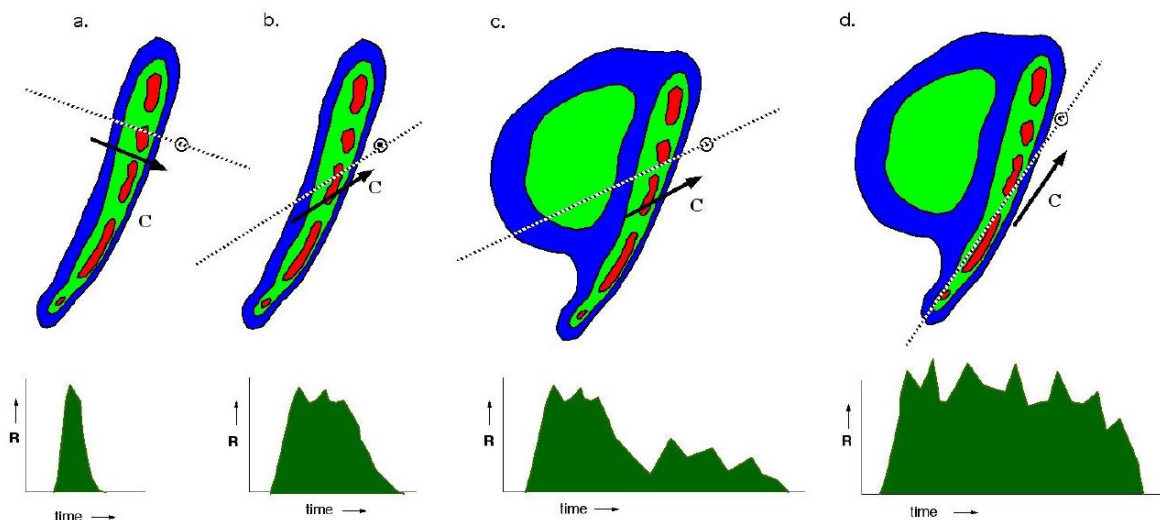
Ako už bolo spomenuté, jednou z podmienok vedúcich k vzniku extrémnych úhrnov je zotrvanie výrazných intenzít nad daným miestom, čo je väčšinou spôsobené kvazistacionaritou zrážkového systému (Chappell, 1986). Kvazistacionaritu spôsobuje to, že jednotlivé bunky dosahujú nad daným miestom štádium zrelosti, a tým pádom aj najväčšie intenzity.

Dĺžka trvania konvektívneho systému tvoreného z viacerých ciel nad daným miestom je predovšetkým ovplyvnená:

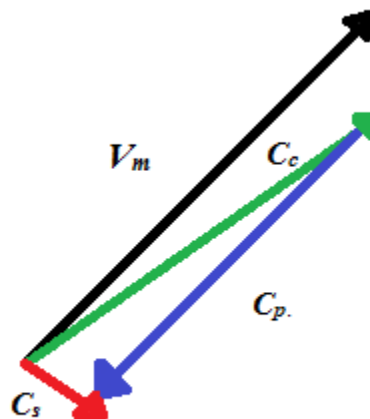
- Rýchlosťou šírenia systému
- Smerom šírenia systému
- Priestorovou veľkosťou systému
- Zmenami zrážkových intenzít v rámci systému

Ak si zoberieme za príklad pohyb *squall line* (viď kapitola 4.2.2), ktorej os je kolmá na vektor jej pohybu (obr. 2), nespôsobí systém extrémne úhrny, ak je však os *squall line* rovnobežná s vektorom pohybu, systém zotrvá nad daným miestom podstatne dlhšie aj napriek rovnakej rýchlosti pohybu ako v prvom prípade, a tým pádom zaznamenávame aj vysoké zrážkové úhrny. Podobne je to aj s pohybom MCS (MCS z angl. *Mesoscale Convective System*), kde k celkovému úhrnu prispieva aj stratiformná zložka zrážok (Doswell et al., 1996).

Ďalší prípad vzniku kvazistacionarity je spojený s vývojom nových konvektívnych buniek. Chappel (1986) indikuje, že pohyb konvektívnych buniek C_c je riadený priemerným smerom prúdenia V_m určitej hladine troposféry, v ktorej sa jednotlivé bunky nachádzajú. Kvazistacionárny pohyb ale nie je spôsobený pomalým prúdením v troposfére, naopak značný vertikálny strih vetra je potrebný k organizovanej konvekcii (Markowski, Richardson, 2010). Smer a rýchlosť pohybu celého konvektívneho systému C_s je vektorový súčet pohybu buniek C_c a smeru vytvárania nových buniek C_p . (obr. 2).



Obr. 2: Schematické znázornenie ovplyvnenia zrážkového úhrnu pohybom konvektívneho systému. Modrá až červená farba predstavuje vzostupné hodnoty radarovej odrazivosti. Úhrn zrážok je znázornený v spodnom diagrame zelenou plochou. Z obrázku je viditeľné, že najväčšie úhrny vznikajú pri diagonálnom až rovnobežnom pohybe systému vzhľadom k danému miestu. Úhrn zrážok môže byť ešte zvýraznený príslušnou stratiformnou zložkou zrážok charakteristickou pre MCS (c,d). (Prevzaté z Doswell et al. 1996).



Obr. 3: Výsledný vektor pohybu kvazistacionárneho konvektívneho systému. Popis v texte. (Upravené podľa Doswell et al. 1996).

Prípado keď jednotlivé cely prechádzajú nad daným miestom v štádiu zrelosti, a teda produkujú aj najintenzívnejšie zrážky, sa nazýva *train effect* (obr. 2). Podobný efekt nastal aj v dňoch 22-23.6.1998 v Orlických horách, kde na stanici Deštné bol od neskorých popoludňajších hodín do skorých ranných hodín zaznamenaný úhrn 203, 6 mm (Šálek 2000).

4.2 Konvektívne zrážkové systémy

4.2.1 Jednoduchá konvektívna cela

Základné podmienky vzniku konvektívnej zrážkovej oblačnosti sú dostatočná vlhkosť, instabilita atmosféry a iniciálny vzostup vzduchovej častice z hladiny z_0 k hladine voľnej konvekcie (LFC z angl. *Level of Free Convection*) (Doswell, 1987). Vertikálne rýchlosti v konvektívnych búrkach sa pohybujú rádovo v $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. (Řezáčová et al., 2007). Základnou štruktúrnou jednotkou konvektívnych búrok je jednoduchá cela, ktorá je určená jedným výstupným prúdom a následne z časového hľadiska kompenzačným zostupným prúdom, ktorý súvisí s vypadávaním zrážok (Řezáčová et. al., 2007). Následný zostupný studený prúd sa po dosiahnutí zemského povrchu rozteká a z dôvodu rozdielnych hustôt preniká pod okolitý teplý vzduch (Slovník, 2015). Na čele studeného vzduchu označovaného niekedy ako „studený bazén“ (z angl. *cold pool*) (Bluestein, 2013) sa vytvára *gust front*. Ak nie jej schopný iniciovať vznik nových ciel, (*gust front* môže iniciovať vznik nových ciel, nejedná sa ale o organizovanú oblačnosť) odrezáva prvotný výstupný prúd - cela zaniká. Vývojový cyklus jednoduchej cely je spojený s tromi vývojovými štádiami:

1. Štádium cumulu
2. Štádium zrelosti
3. Štádium rozpadu

Na základe radarových dát boli v práci Rogers, Sakellariou (1986) stanovené charakteristiky obsahu vody v konvektívnej cele počas jej vývoja. Vodná para, ktorá skondenzovala v oblaku, je buď prítomná vo forme oblačnej vody alebo zrážkovej vody. Hmotnosť vody Q , ktorá skondenzovala z vodnej pary v určitom čase t môžeme vyjadriť nasledovne:

$$Q(t) = C(t) + P(t) + F(t) + E(t) \quad (8)$$

C - množstvo oblačnej vody

P - množstvo zrážkovej vody v oblaku

F - hmotnosť zrážkovej vody, ktorá dopadla na zemský povrch

E - množstvo oblačnej a zrážkovej vody, ktorá sa vyparila

Z nasledujúcej rovnice boli určené charakteristiky:

- Hmotnosť zrážkovej vody v jednoduchej konvektívnej cele počas štádia zrelosti je približne 10^9 kg.
- Rýchlosť výtoku zrážok je približne 10^6 kg. s⁻¹.
- Hodnota P a rýchlosti výtoku sa behom vývojových štádií mení, sú ale silno korelované.
- Zrážkový proces počas štádia zrelosti trvá v priemere 20 min.

Krátka životnosť jednoduchých ciel a malý plošný rozsah zabraňujú veľkým zrážkovým úhrnom, a to z dôvodu slabého vertikálneho strihu vetra (Řezáčová et al., 2007), ktorý je kľúčovým faktorom k vzniku organizovanej a dlhotrvajúcej konvekcie. Aj napriek tomu je vhodné princíp vzniku jednoduchej cely spomenúť hlavne z dôvodu pochopenia organizovanej konvekcie. Spôsob, akým vertikálny strih vetra ovplyvňuje organizovanosť konvekcie, je spomenutý v nasledujúcej časti.

4.2.2 Multicelárna konvekcia

Multicelárna konvekcia je pravdepodobne najčastejšia forma konvektívnych búrok v miernych zemepisných šírkach (Markowski, Richardson, 2010) a je aj najčastejším zdrojom silných zrážok (Řezáčová et al., 2007). Na rozdiel od jednoduchej cely je multicela charakterizovaná opakovaným vývojom nových ciel na preferovanej strane *gust frontu* za pôsobenia stredne silného vertikálneho strihu vetra, kde sa nachádza dostatočne silný vynútený výstup k dosiahnutiu LFC (Markowski, Richardson, 2010). Tento vynútený pohyb udržuje iniciáciu a zrelosť buniek. Táto štruktúra môže byť viac či menej organizovaná. Multicelárna búrka zotrúva, pokiaľ sa „*studený bazén*“ na čele s *gust frontom* príliš nevzdiali od zrážkového systému a poskytuje dostatočný vzostup k LFC. Ak sa tento proces ukončí, multicela zaniká (Fovell, Dailey, 1995). Multicelárna búrka obsahuje súčasne všetky základné štádia vývoja jednoduchej cely, od štádia cumulu až k štádiu rozpadu.

Vertikálny strih vetra chápeme ako vektorovú zmenu rýchlosti vetra medzi rôznymi hladinami najčastejšie však medzi 0 a 6 km. Obecne sú hodnoty strihu menšie ako 10 m.s⁻¹ považované za slabé, 10-20 m.s⁻¹ za stredné a hodnoty > 20 m.s⁻¹ za silné. Strih vetra má kľúčový vplyv na tvorbu organizovanej konvekcie predovšetkým v troch hlavných parametroch:

- Oddeľuje výstupný prúd od prúdu zostupného, ktorý sa vychyluje v závislosti na smere a rýchlosti vetra.
- K iniciácii nových ciel dochádza pri rovnováhe vorticity generovanej výtokom studeného vzduchu a vorticity generovanej vertikálnym strihom vetra v dolnej hladine troposféry (obr. 5). Ak by jedna z vorticít bola väčšia ako druhá, výstupný prúd bude naklonený v smere prevažujúcej vorticity, čo môže spôsobiť nedosiahnutie LFC.
- Indukuje vznik porúch vertikálneho tlakového gradientu, ktoré ovplyvňujú výstupný a zostupný prúd, napr. naťahovanie horizontálnej vorticity do vertikálneho smeru. Týmto spôsobom môžu vzniknúť tzv. mezocykóny, resp. supercely (viď kapitola 4.2.3).

V rámci vysokých krátkodobých úhrnov je dôležité pochopiť rýchlosť a smer šírenia systému. Výsledný pohyb je daný súčtom vektorov dvoch zložiek (obr. 4). Prvá zložka je stredná rýchlosť pohybu jednotlivých ciel, ktorá závisí na rýchlosti vetra. Do úvahy ale musíme brať aj zmenu vektora s výškou. Druhý komponent je vektor šírenia systému v dôsledku vývoja nových ciel. Ak sa nové cely vytvárajú na prednej časti *gust frontu*, pôsobia na zrýchlený pohyb systému, naopak vznik nových ciel na zadnej strane spomaľuje výsledný pohyb.



Obr. 4: Vznik nových buniek v multiceľárnom systéme na preferovanej strane *gust frontu*. Nové bunky vznikajú za podmienky rovnováhy vorticít studeného bazéna a vorticity generovanej strihom vetra v spodnej hladine troposféry. (Prevzaté z výukového programu *The COMET Program* <http://www.meted.ucar.edu>).

Uvedený mechanizmus vzniku nových ciel multiceľárnej konvekcie z dôvodu výtoku studeného vzduchu z konvektívneho systému je nepochybne príčinou vzniku líniového usporiadania nových vznikajúcich ciel. *Gust front* zvyrazňuje každý existujúci impulz vzniku konvekcie (fronty, orografia atď.), ktorý by mohol usporiadať iniciálnu konvekciu

do línií (Doswell et al., 1996). Ide o búrkový systém, kedy jeden horizontálny smer mnohonásobne presahuje druhý tzv. *squall line*. Bunky v štádiu mladosti a zrelosti postupujú na čele systému, pričom sa regenerujú na prednej strane výtoky chladného vzduchu z búrky. V zadnej časti systému sa nachádzajú bunky v štádiu rozpadu, ktoré často pokrývajú rozsiahlu plochu, a z ktorých vypadávajú mierne stratiformné zrážky.

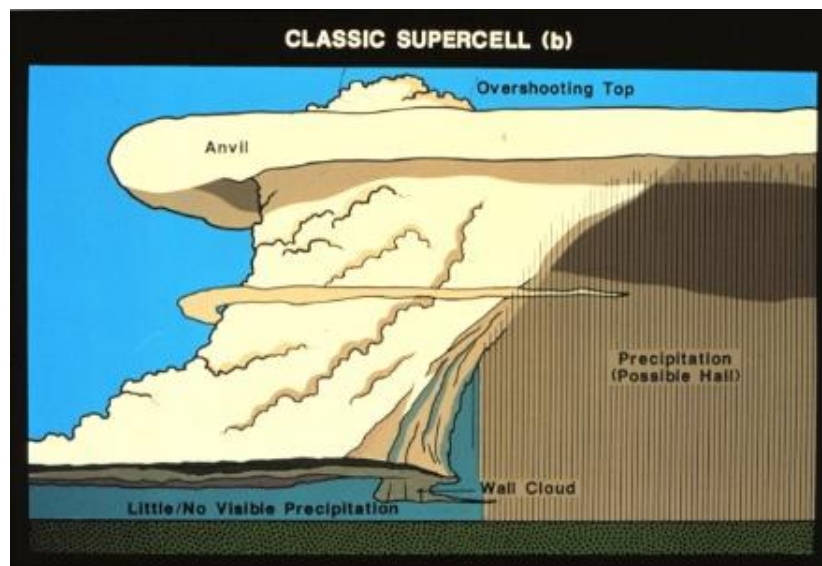
Pri vhodných atmosférických podmienkach a vhodne organizovanej konvekčii, môže konvektívny zrážkový systém vytvoriť súvislú zrážkovú oblasť s horizontálnym rozmerom 100 km a viac. V tomto prípade hovoríme o tzv. Mezosynoptickom konvektívnom systéme MCS. (Corfidi, 2003). Typická doba existencie je 10 hodín. V zadnej časti MCS často vypadávajú zrážky z vrstevnatej oblačnosti. Priestorové usporiadanie MCS má rôzne podoby. Typickým príkladom lineárnej štruktúry MCS je *squall line* za podmienky, že dosahuje požadovaný rozmer. Príkladom oválneho MCS je MCC (MCC z angl. *mesoscale convective complex*), ktorý je definovaný na základe pozorovaní z geostacionárnych družíc. Aby MCS spĺňal podmienku MCC, musí plocha chladnej hornej hranice oblačnosti s teplotou $T \leq -32$ °C presiahnuť 10^5 km² a vnútorná plocha hornej hranice oblačnosti s teplotou $T \leq -52$ °C presiahnuť $5 \cdot 10^4$ km². Obe podmienky musia zároveň zotrvať ≥ 6 h. Tieto systémy sú málo pohyblivé a často sprevádzané dlhými intenzívnymi zrážkami (Slovník, 2015).

4.2.3 Supercelárna konvekcia

Supercelárna konvekcia je najmenej sa vyskytujúci druh konvekcie. Na druhej strane je ale spojená s množstvom doprovodných nebezpečných javov (tornádo, silné krupobitie, vysoká blesková frekvencia atď.). Z tohto dôvodu je supercelám venovaná v literatúre veľká pozornosť napr. Lenom, Doswell (1979); Dahl (2006). Štruktúra supercely je formovaná jedným mohutným dlhotrvajúcim rotujúcim výstupným prúdom (Houze, Hobs, 1982). Supercela sa preto javí ako jedna konvektívna celá. Typickým rysom je vznik mezocyklóny. Mezocyklóna je vír konvektívnej mierky spojený s výstupným prúdom v supercele, ktorý môže mať cyklonálny aj anticyklonálny smer rotácie. Vorticita spojená s mezocyklónou je na úrovni 10^{-2} s⁻¹. Horizontálne rozmeru sú 3-8 km. Mezocyklóny sú veľmi dobre detekovateľné dopplerovskými meteorologickými radarmi (Slovník, 2015). Životnosť supercely je 1-4 hodiny, no výnimkou nie je ani 8 hodín. Supercely sa spravidla vyskytujú v podmienkach s veľkými hodnotami CAPE (> 1000 J.kg⁻¹) (z angl. *Convective Available Potential Energy*) a silného vertikálneho strihu vetra.

Supercely nepochybne patria k vizuálne atraktívnym konvektívnym javom. Štruktúra klasickej supercely je znázornená na obrázku 5. Vyznačuje sa rozsiahlou nákovou, prestreľujúcim vrcholkom a oblasťou bez zrážok rotujúceho výstupného prúdu tzv. *wall cloud*.

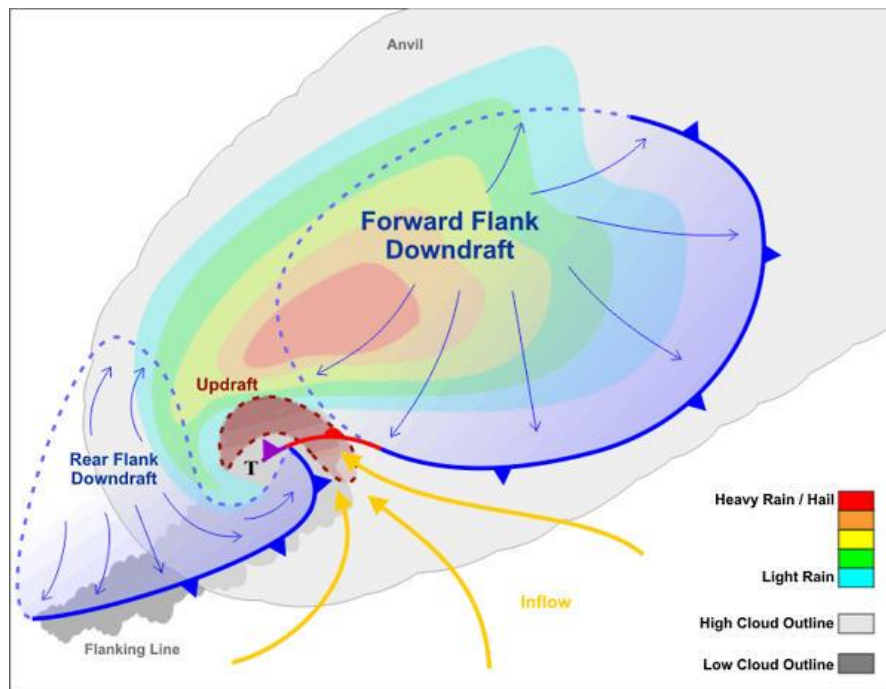
Supercely majú charakteristickú radarovú odrazivosť (obr. 6) s charakteristickým hákovitým výbežkom (z angl. *hook echo*), ktorý obklopuje oblasť zníženej radarovej odrazivosti dôsledkom silného výstupného prúdu (BWER z angl. *bounded weak echo region*). Supercela sa skladá z dvoch hlavných zostupných prúdov, zadného zostupného prúdu (FFD z angl. *Forward Flank Downdraft*) a predného zostupného prúdu (RFD z angl. *Rear Flank Downdraft*).



Obr. 5: Štruktúra supercely s prestreľujúcim vrcholkom, výraznou nákovou, výstupným prúdom so zníženou hranicou spodnej oblačnosti wall-cloud a zostupným prúdom FFD, vo forme zrážok. (Prevzaté z WW2010 Project, University of Illinois ww2010.atmos.uiuc.edu).

Priestorové usporiadanie zrážok v supercele závisí od typu supercely. V klasickom modeli supercely zrážky vypadávajú spravidla z FFD. V tzv. *Low-Precipitation LP* supercelách sú zrážky tiež koncentrované v FFD, no sú vo väčšej vzdialenosti od výstupného prúdu ako v klasickom modeli. RFD je veľmi slabý alebo úplne chýba. LP supercely produkujú menej intenzívne zrážky. Radarová odrazivosť je < 45 dBZ. Na rozdiel od LP superciel, supercely *High-Precipitation HP* produkujú intenzívnejšie zrážky. Oba zostupné prúdy sú intenzívne a zrážkové pásmo sa nachádza v FFD aj

v RFD. Radarová odrazivosť môže nadobúdať tvar obličky (obr. 6) (Markowski, Richardson, 2010)

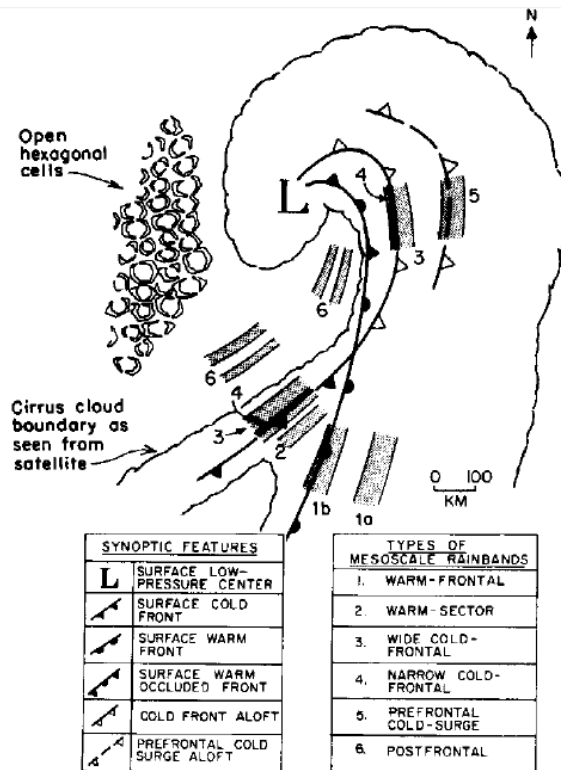


Obr. 6: Radarová odrazivosť supercely znázorňujúca dva studené zostupné prúdy (FFD, RFD), vtok teplého vzduchu (žlté šípky), výstupný prúd (updraft) a miesto výskytu možného tornáda T. (Prevzaté z výukového programu Penn State University <http://www.worldcampus.psu.edu>).

4.3 Zrážkové pásy spojené s mimotropickými cyklónami

Dobre vyvinuté cyklóny stredných zemepisných šírok majú často viacero oblastí so zvýšenou intenzitou zrážok. Ich poloha je v súlade s pohybom front a ich zrážková intenzita odpovedá procesom, ktoré ich spôsobujú (Crosier 2014). Oblasti so zvýšenou intenzitou zrážok nazývame zrážkové pásy z dôvodu ich pásovitého usporiadania (Markowski, Richardson, 2010). Štruktúra pásov je nehomogénna a formuje sa do viac alebo menej rozťahnutých pásov, ktoré tvoria sústavu uzavretých maxim zrážkových úhrnov a intenzít (Brázdil, Štekl, 1986). Vznik zrážkových pásov v mimotropických cyklónach bol popísaný v práci Matejka et al. (1980), ktorý predstavil koncept štyroch zrážkových pásov,

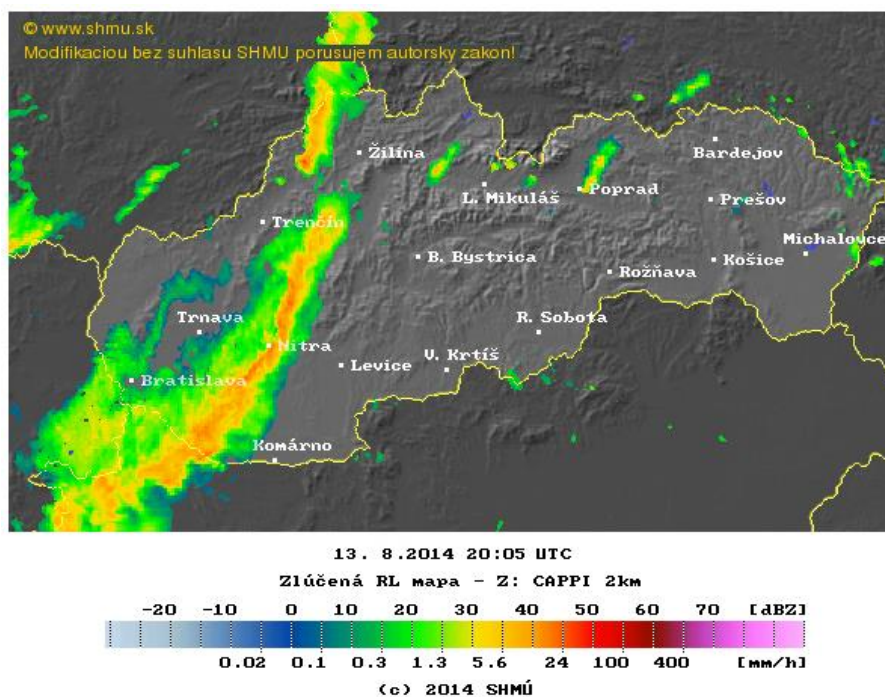
- úzky zrážkový pás viazaný na studené fronty
- široký zrážkový pás viazaný na studené fronty
- zrážkový pás viazaný na teplé fronty
- zrážkový pás viazaný na teplý sektor cyklóny



Obr. 7: Mimotropická cyklóna so znázornenou polohou zrážkových pásov. (Prevzaté z Houze, Hobbs, 1982).

Vznik zrážkových pásov v mimotropickej cyklóne popisuje vhodnejšie teória prenosových pásov ako klasický koncepčný model nórskej meteorologickej školy. Koncepčný model prenosových pásov popisuje pole relatívneho prúdenia vo vnútri mimotropickej cyklóny prostredníctvom trajektórií vzduchových častíc znázornených v súradnicovej sústave pevne spojenej s pohybujúcou sa cyklónou. Základnými zložkami modelu prenosových pásov sú teplý prenosový pás, studený prenosový pás a pás suchej intrúzie (Browning, 1986). Poloha jednotlivých zrážkových pásov v rámci mimotropickej cyklóny je znázornená na obrázku 7.

Úzky zrážkový pás (NCFR z angl. *narrow cold-frontal rainband*) viazaný na studené fronty je oblasť silných zrážok vyskytujúca sa pozdĺž prízemnej frontálnej čiary (obr. 8) a v mieste značnej zmeny smeru vetra. Zrážky v úzkom zrážkovom páse studených front vznikajú z dôvodu línie vynútenej konvekcie generovanej blízko povrchu, kde postupujúci studený vzduch dôsledkom toku hustoty vytláča teplý a vlhký vzduch nahor z teplého sektora cyklóny (Browning, 1986). Úzky zrážkový pás môže mať viac ako 100 km na dĺžku, ale iba zopár kilometrov na šírku (1-2 km). Produkuje intenzívne zrážky, ktoré môžu dosahovať aj 100 mm h^{-1} . Tieto intenzity sa však vyskytujú v danom mieste na povrchu iba zopár minút, počas prechodu zrážkového pásu (Crosier, 2014). Doba



Obr. 9: Prechod studeného frontu s výrazným úzkym zrážkovým pásom s charakteristickým prerušovaním súvislej zrážkovej oblasti. Zdroj: Slovenský hydrometeorologický ústav.

Široký zrážkový pás studeného frontu (WCFR z angl. *wide cold-frontal rainbands*) Existuje viac teórií tvorby zrážok v širokom zrážkovom pásu. Obecne zrážky za prízemnou polohou frontu vznikajú dôsledkom bočného výstupu teplého prenosového pásu na frontálnej ploche (Browning, 1985). Intenzívne zrážky sa vytvárajú, ak vynútený výstup na ploche studeného frontu dosiahne rýchlosť niekoľko desiatok centimetrov za sekundu, na horizontálnej vzdialenosti niekoľko desiatok kilometrov, zjednodušene v oblastiach zvýšeného sklonu frontálnej plochy (Brázdil, Štekl, 1986), alebo uvoľnením symetrickej instability vo vyšších vrstvách atmosféry (Houze, Hobbs, 1982). Symetrická instabilita je druh baroklinnej instability, kedy je vzduchová častica stabilná v horizontálnom a vertikálnom smere no instabilná v smere šikmom (Slovník, 2015). Tento jav býva označovaný aj ako šikmá konvekcia (z angl. *slantwise convection*). Štruktúrne pripomínajú zrážkové pásy teplého frontu. Forma nezávisí na miestnych vplyvoch, ale je ovplyvnená kontrastom teploty vo frontálnej zóne, sklonom frontálnej plochy, stupňom termickej stability a pod. Časový interval medzi prechodom úzkeho zrážkového pásu a nástupom širokého zrážkového pásu je približne 5 až 6 hodín a vzdialenosť medzi nimi je 200 až 300 km (Brázdil, Štekl, 1986).

Zrážkový pás teplého frontu (WFR z angl. *Warm-frontal rainband*) vzniká v oblastiach mezomierkových zintenzívnení zrážok vnorených do rozsiahleho priestoru stratiformných zrážok vnikajúcich výstupnými pohybmi na teplej frontálnej ploche. Príčina vzniku intenzívnejších zrážok v oblastiach teplého frontu má svoj pôvod, podobne ako v prípadoch širokého zrážkového pásu studeného frontu, v uvoľnení symetrickej instability, ktorá vedie k výstupným pohybom nad už existujúcim stratiformným zrážkovým pásmom, tzv. vnorená konvekcia (Houze Hobbs, 1982). Zrážky vo forme kryštálov vypadávajúce z vnorenej konvekcie postupne prechádzajú pásmom stratiformný zrážok, kde naberajú na svojom objeme a zosilňujú tvorbu zrážkových častíc. Tento efekt je známy v anglickej literatúre pod názvom *seeder-feeder effect* a prejavuje sa aj v orografickom zosilnení zrážok (Rutelgy, Hobs 1983; Brázdil, Štekl, 1986).

Zrážkový pás viazaný na teplý sektor cyklóny (WSR z angl. *warm sector rainband*) Sila a intenzita vyskytujúcich sa WSR sa značne líši prípad od prípadu. V ich najsilnejšej a najintenzívnejšej forme majú vlastnosti pred-frontálnej *squall line*. V menej intenzívnejšej podobe môže WSR určitými vlastnosťami pripomínať *squall line*. Na rozdiel od zrážkových pásov teplých front, ktoré sú primárne stratiformné s plytkou vnorenou konvekciou, WSR je tvorený konvekciou s vertikálnym rozsahom cez celú troposféru (Houze, Hobbs, 1982). Konvekcia je spôsobená potenciálnou instabilitou v spodných vrstvách teplého sektoru (Parsons, Hobs, 1983). V prípade ak je vzduch teplého sektoru dostatočne vlhký a obsahuje dostatočne veľké zásoby energie instability, sú s pásmi zrážok teplého sektoru spojené typické čiary instability. Najbližší pás k studenej fronte je najmladší a najintenzívnejší. Tvorí sa v instabilnom vzduchu pri vysokej vlhkosti teplého vzduchu. V analýzach sa vyznačuje ako čiara konvergencie. Má súbežný priebeh s prízemnou polohou studeného frontu a relatívne malá vzdialenosť spôsobuje v analýzach časté zámery oboch objektov, prípadne nerešpektovanie možného ovplyvnenia postupu studenej fronty čiarami instability. Zostupujúci vzduch v oblasti čiar instability prináša časť horizontálnej hybnosti z výšky smerom dole. Studený vzduch za čiarou instability sa v medznej vrstve postupne blíži kvalite studeného vzduchu za frontom. Čím je čiara instability výraznejšia, tým je pravdepodobnosť tohto procesu väčšia a jeho priebeh rýchlejší. V množstve prípadov môže čiara instability pri zemi „prevziať“ úlohu studeného frontu, a tak vzniká dojem skoku studeného frontu (Brázdil, Štekl, 1986).

5 Fyzicko-geografická charakteristika Milešovky

Nasledujúca kapitola zahŕňa fyzicko-geografické charakteristiky záujmového územia, ktorým je najvyšší vrchol Českého stredohoria, Milešovka. Informácie v tejto kapitole sú predovšetkým čerpané z rozsiahlej monografie Brázdil, Štekl et al. (1999) a Štekl et al. (2005).

5.1 Geológia a geomorfológia

Geologický vývoj Českého stredohoria je veľmi zložitý. České stredohorie vzniklo na styku dvoch regionálne významných geologicky odlišných jednotiek Českého masívu (krušnohorská-durynská a tepelsko-barrandiarska oblasť). Podložie Českého stredohoria je tvorené metamorfovanými a hlbinnými horninami, prevažne muskoviticko-biotitického typu ortorul, čiastočne pararul a migmatitov starohorného a prvohorného veku, radené k tzv. krušnohorskému kryštaliniku. Na povrch vychádzajú v oblasti Milešova. Jedna z najvýznamnejších geologických etáp je obdobie kriedy. V tomto období existovalo v priestore českého stredohoria plytké more a vznikol tak niekoľko stoviek až tisíc metrov mocný pokriv usadenín tvoriaci podklad treťohornému vulkano-sedimentárneho komplexu. Juhozápadná časť je tvorená vápniťmi ílovcami a opukami. Severovýchodnú časť územia pokrývajú pieskovce. Po skončení kriedovej sedimentácie boli sedimenty rozlámame pozdĺž zlomov do krých a následne vyzdvihnuté nastupujúcou prenikajúcou vulkanickou činnosťou. Treťohorný vývoj Českého stredohoria je spojený s vulkanickou činnosťou viazanou na oherský rift, vulkanicko-tektonickú zónu vzniknutú odozvou alpínskeho vrásnenia. Vulkanizmus prebiehal od eocénu (pred 43 mil. rokov) do miocénu (pred 9 mil. rokov) (Ulrych et al. 1999). Vulkanizmus tejto oblasti je tvorený horninami bazaltického (čadič) a fonolytového typu (znelce a trachyt). Znelce a trachyty tvoria pod povrchové intruzné telesa vo forme lakolitov, pňov a žíl. Súčasná podoba horstva síce výrazne pripomína primárne tvary vulkanizmu no ich pôvod je sekundárny. Charakteristické tvary boli dosiahnuté vypreparovaním z druhohorných kriedových sedimentov, ktorých odnos bol výrazný hlavne v štvrtohorách. Takto získala svoj charakteristický tvar aj Milešovka.

Milešovka, znelcový kužeľ s nadmorskou 837 m n. m., je najvyšší vrchol Českého stredohoria. Leží približne v južnom vrchole rovnostranného trojuholníka Teplice–Milešovka–Ústi nad Labem o strane 12 km. Zo všetkých strán izolovaný vrchol výrazne prevyšuje okolitý terén, ktorého nadmorské výšky klesajú najčastejšie pod 200

m n. m., pri Litoměřiciach a Lovosiciach dokonca pod 140 m n. m. Milešovka je lakolit tvorený alkalickou horninou vypreparovaný z pôvodných prevažne druhohorných sedimentov. Minerálne zloženie hornín odpovedá zloženiu fenolitu. Rádiologické datovanie hornín určené metódou K/Ar odpovedá hlavnej vulkanickej fáze Českého stredohoria ($31,6 \pm 1$ mil. rokov). Zeleno-šedivý fenolit sa vyznačuje porfirickou štruktúrou. Najbližšie okolie Milešovky je tvorené kryštalickými bridlicami, kriedovými sedimentmi, kenezoickými vulkanitmi a kvartérnymi sedimentmi. Na Milešovke, podobne ako na niektorých ďalších fonolitických vypreparovaných lakolitoch Českého stredohoria je viditeľný asymetrický vývoj reliéfu. Zatiaľ čo južné svahy bývajú obvykle strmšie, severné svahy majú miernejší sklon. Jedná sa o periglaciálny jav z obdobia glaciálov, ktorý súvisí s odlišným oslnením svahov a údolí. Výraznejšie oslnenie a s ním spojené intenzívnejšie rozmŕzanie pôdy spôsobovalo soliflukciu a eróziu južných svahov v porovnaní so severnými svahmi. Tento jav je v geografickej literatúre známy ako problém asymetrických údolí.

5.2 Hydrológia a pedológia

Typickými pôdami Milešovskej časti stredohoria sú kambizeme eutrofné a ich kombinácie s kambizemami a pelozemami zo svahovín a slínov. Juhozápadná časť Milešovskej časti Českého stredohoria sa vyznačuje kombináciami pelických až vertikálnych černoziem s kambizemami z opuk a rankermi na exponovaných skalách.

České stredohorie patrí z hľadiska hustoty vodných tokov k typu krajiny s podpriemerne vyvinutou riečnou sieťou ($0,2 - 0,6 \text{ km.km}^{-2}$). Špecificky odtok klesá od severovýchodu ($10 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$), k západu ($1,9 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$). Tieto základné charakteristiky sú v súlade s geologickou stavbou, konfiguráciou terénu, teplotou a množstvom a rozložením zrážok. Rieka Labe je osou vodných tokov v oblasti. Severozápadná časť Milešovky je odvodňovaná Želanským a Bořislavským potokom, ktoré sa vlievajú do rieky Bíliny, a tá následne do Labe. Juhovýchodná časť je odvodňovaná Milešovským potokom, ktorý sa priamo vlieva do Labe.

5.3 Biota

Prevládajúcim typom biotopu sú hercýnske dubo-hrabiny. Zastúpené sú aj kvetnaté bučiny, kyslé bučiny, acidofilné teplé dubiny. Prioritné sú sutinové lesy na juhovýchodnom svahu Milešovky. Významné pre túto oblasť sú maloplošné výskyty vegetácie silikátových štrbín a skál s výskytom Paprade skalnej (*Woodsia ilvensis*)

a Ríbezle alpínskej (*Ribes alpinum*). Lesné porasty sú druhovo veľmi bohaté a hostia veľký počet ohrozených druhov rastlín a živočíchov. Z rastlín sú to napríklad Medvedica lekárska (*Arctostaphylos uva-ursi*), Lopušík sklonený (*Hackelia deflexa*) a veľmi bohaté populácie Kosatca bezlistého (*Iris aphylla*). Z faunistického prieskumu je potvrdený výskyt Výra skalného (*Bubo bubo*), Vretenice severskej (*Vipera besus*), Užovky hladkej (*Coronella austriaca*) a Bystrušky nepravidelnej (*Carabus irregularis*).

5.4 Klimatické charakteristiky Milešovky

Priemerná ročná **teplota** vzduchu za obdobie 1905 až 2004 je 5,3 °C. Najchladnejší mesiac je január s priemernou teplotou -4,2 °C, naopak najteplejší je júl s priemernou teplotou 14,6 °C. Zo storočnej rady ročných priemerov teplôt vyplýva hodnota otepľovania o 0,87 °C na 100 rokov, pričom približne po roku 1985 oteplenie naberá vyššie hodnoty.

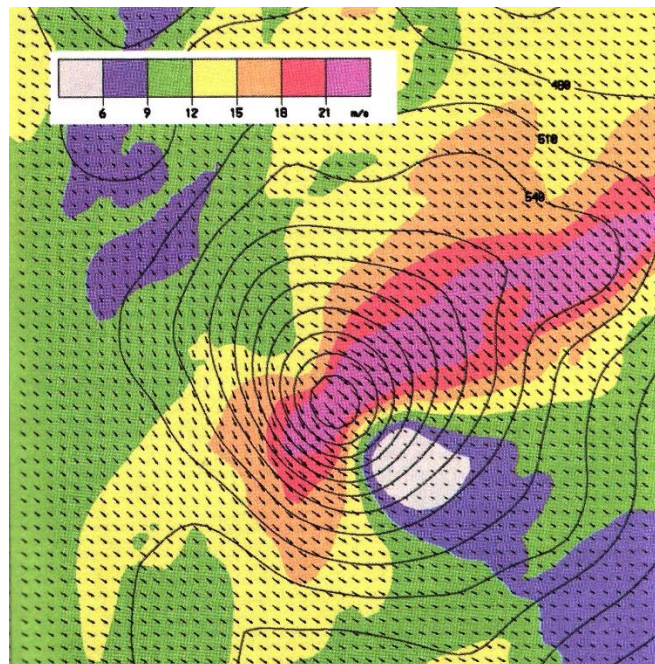
Atmosférické zrážky sa na Milešovke nepretržite merajú od roku 1905. Zrážkové úhrny sú vzhľadom k nadmorskej výške Milešovky nízke. Napríklad o 400 m nižšie položená stanica Milešov má priemerný ročný úhrn o 52 mm vyšší. Tento fakt je pripisovaný trvalému veternému počasiu, ktoré spôsobuje chyby merania zrážkomerom a v neposlednej rade má veľký vplyv aj závetrie Krušných hôr. Priemerný ročný úhrn zrážok za obdobie 1905 až 2004 je 556 mm. V období od roku 1950 až 2014 je priemer 561 mm (Zdroj dát: ECA&D z angl. European Climate Assessment and Dataset). V ročnom chode zrážok v období 1905 až 2004 pripadá najviac zrážok na júl (13,1 %), čo je dané prevládajúcimi konvektívnymi zrážkami. Naopak minimum pripadá na február (5,5 %).

Priemerný denný úhrn za obdobie 1950 až 2014 je 4,1 mm, pričom za zrážkový deň sa berie úhrn $\geq 0,1$ mm (Zdroj dát: ECA&D). Najvyšší denný úhrn 96,1 mm bol nameraný 28. Marca 1916, čo je 281 % dlhodobého priemeru.

Cirkulačné pomery Milešovky sú výsledkom spolupôsobenia všeobecnej cirkulácie atmosféry v strednej Európe a orografických vplyvov blízkeho a vzdialeného okolia. Vrchol Milešovky prevyšuje nížinu rieky Bíliny o 700 m a okolitú krajinu o 300–400 m. Relatívne malá plocha aktívneho povrchu znižuje vplyv trenia oproti pomerom v nížine zhruba o polovicu. Najbližšia horská prekážka k Milešovke sú Krušné hory. Ich hrebeň sa nachádza približne 25 km od observatória. Pri neprerušenom prúdení v hladine 850 hPa zo smeru 290°-330° sa potvrdzuje teória existencie závetornej dynamickej brázd, ktorá je identifikovateľná na podkrušnohorských stanicach. Tento efekt sa prejavuje aj

vo výške a spôsobuje deformáciu smeru prúdenia. Prevládajúci smer prúdenia z osemdielnej stupnice je W (20 %), NW (16,9 %), SE (14,4 %), najmenej frekventovaný smer prúdenia je NE (5,5 %). Prevládajúca západná zložka prúdenia je ovplyvnená polohou akčného klimatického centra atmosféry – Islandskej tlakovej níše. Najvýraznejšie sa prejavuje v období od novembra do marca. V teplej časti polroka majú vplyv na prúdenie hrebene vysokého tlaku vzduchu od Azor.

Milešovka patrí k najveternejším staniciam v Českej republike. Anemograf je od začiatku merania umiestnený na 4,5 dlhej kovovej tyči veže observatória. Celková výška nad zemským povrchom je 22,5 m t.j. 859 m n. m. Priemerná ročná **rýchlosť vetra** je 8,6 m.s⁻¹. Najvyššia priemerná rýchlosť pripadá na november a december (10 m.s⁻¹). Minimum je zaznamenané v marci a auguste (7,5 m.s⁻¹). Až v 53,5 % dní v roku je zaznamenaný 6. stupeň Beaufortovej stupnice, 8. stupeň tvorí 11,5 % dní. Významným faktorom, ktorý ovplyvňuje smer a rýchlosť vetra je orografická deformácia. V prípade Milešovky je deformácia daná takmer ideálnym kužeľovitým tvarom. Pole deformácie prúdenia zo severovýchodného smeru pri rýchlosti 18 m.s⁻¹ je znázornené na obrázku 10.



Obr. 10: Orografická deformácia prúdenia v okolí Milešovky zo severovýchodného smeru pri rýchlosti 18 m.s⁻¹. (Prevzaté z Svoboda, 1990)

Maximum ročného chodu **tlaku vzduchu** v tridsať ročných priemeroch je v septembri, zatiaľ čo v desať ročných priemeroch sa hlavné ročné maximum vyskytuje v júni, júli alebo v auguste. V tomto období sa v priemernej cirkulácii nad Českou republikou

uplatňuje vplyv Azorskej tlakovej výše. Minimum ročného chodu tlaku pripadá na február až apríl s podružným minimom v decembri. Územie Českej republiky je v tomto období pod vplyvom cyklónálnej cirkulácie. Cyklóny a brázdy nízkeho tlaku vzduchu sú spojené s polohou Islandskej tlakovej níše alebo s polohou zimnej stredomorskej cyklóny.

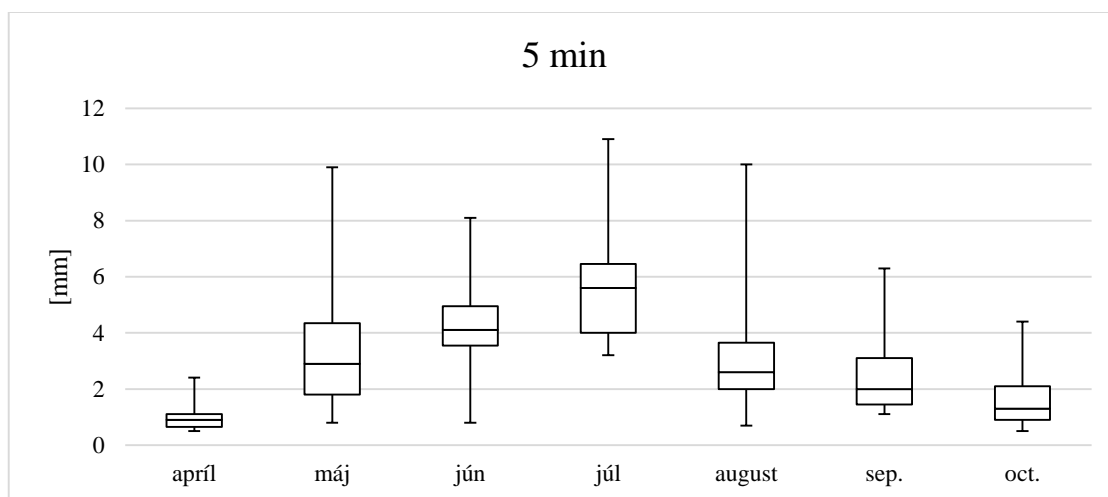
Jedným z najväznejších faktorov ovplyvňujúcich klímu Milešovky sú **hmly**. V ročnom priemere medzi rokmi 1961-1990 sa vyskytne hmla až v 224 dňoch, čo je 61,6 % všetkých dní v roku. Hmly sa môžu výraznou mierou podliehať na zosilnení zrážok tzv. „feeder-seeder“ efektom (viď kapitola 4.3).

5.5 Meteorologické observatórium Milešovka

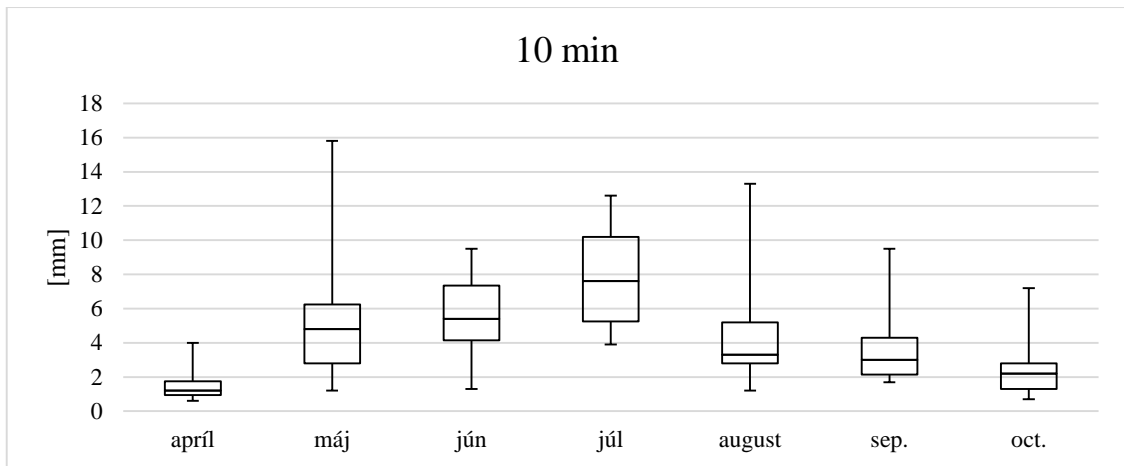
Nemecký prírodovedec Alexander von Humbolt, prehlásil, že výhľad z Milešovky patrí medzi tri najkrásnejšie na svete. Ťažko by sa tak našlo vhodnejšie miesto k pozorovaniu počasia. Výstavba meteorologického observatória sa začala v marci roku 1903 podľa návrhu architekta J. Hocka a od októbra 1904 bolo observatórium v prevádzke. Observatórium bolo počas svojej histórie pod správou Nemeckej Univerzity v Prahe, po druhej svetovej vojne Univerzity Karlovej a od roku 1953 prešlo observatórium pod správu Československej akadémie vied, konkrétne od roku 1964 do rúk Ústavu fyziky atmosféry ČSAV. V roku 1997 bola meteorologická stanica Milešovka zaradená medzi referenčné klimatologické stanice Svetovej meteorologickej organizácie. Okrem merania základných klimatických a meteorologických veličín sa na Milešovke vykonáva množstvo experimentálnych meraní. Napríklad v rokoch 1967-68 tu bolo uskutočnené prvé rádiolokačné meranie zrážok, ktoré malo experimentálny charakter. Na Milešovke je nainštalované zariadenie k odberu vody z hmly, námrazomer a laserový prístroj k meraniu vodného obsahu a veľkosti spektra kvapiek v hmle.

6 Spracovanie dát

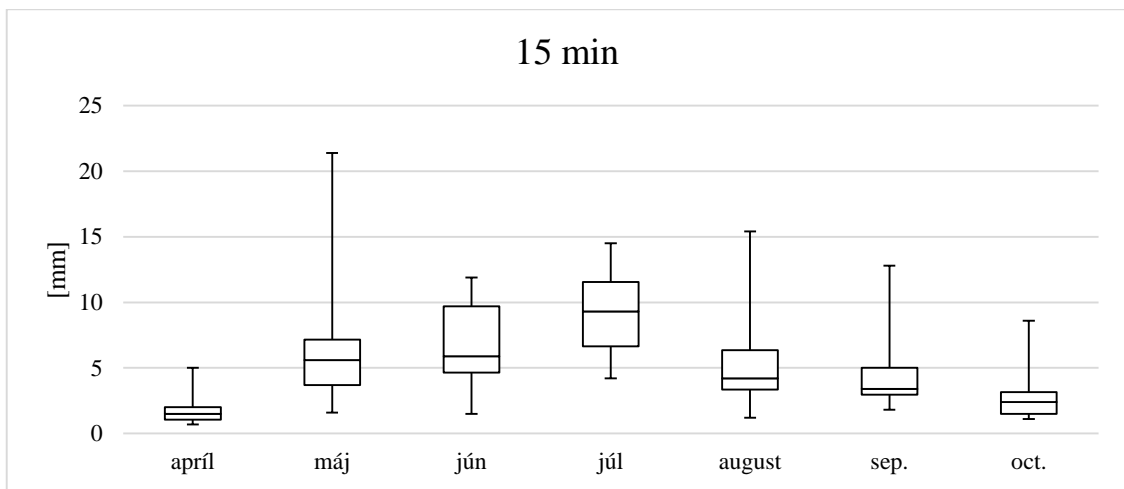
V práci sú spracované minútové úhrny atmosférických zrážok z automatického člnkového zrážkomeru umiestneného na meteorologickej stanici Milešovka. Konkrétne ide o zrážkomer od firmy Vaisala RG13H s člnkom schopným zaznamenať úhrn 0,1 mm. Analyzované zrážky sú z teplého obdobia roka (apríl až október), kedy je najväčšia pravdepodobnosť výskytu konvektívnych, a teda krátkodobých intenzívnych zrážok. Dáta boli poskytnuté Ústavom fyziky atmosféry AV ČR. Skúmané obdobie zahŕňa 15 rokov (od roku 1998 do roku 2012), čo dohromady predstavuje 4 622 400 jednominútových úhrnov. Analýza zrážok prebiehala v subdennom kroku, to znamená úhrny ≤ 24 h. Prvým krokom bolo stanovenie sezonality maximálnych mesačných úhrnov v časových krokoch 5 min, 10 min, 15 min, 30 min, 1 h, 2 h, 3 h, 6 h a 24 h. Maximálne úhrny neboli brané blokovo v uvedených časových krokoch, ale maximá boli získané z jednominútovej rady. To znamená, že napríklad 24h zrážka nebola určená klasickým spôsobom v intervale od 6:00 UTC do 6:00 UTC nasledujúceho dňa. Časové rozlíšenie zrážkomeru (1 min), tak umožňovalo presné určenie maximálnych hodnôt v jednotlivých časových intervaloch. Výsledkom sú box ploty, znázorňujúce rozdelenie 15 maximálnych úhrnov v danom mesiaci v období 1998-2012 (obr. 11-19).



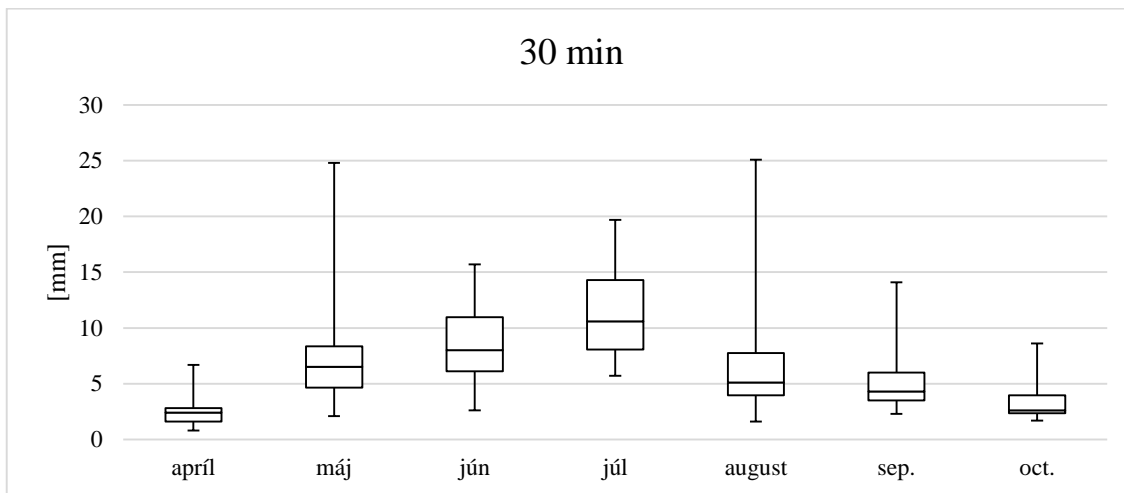
Obr. 11: Rozdelenie maximálnych mesačných 5 min úhrnov.



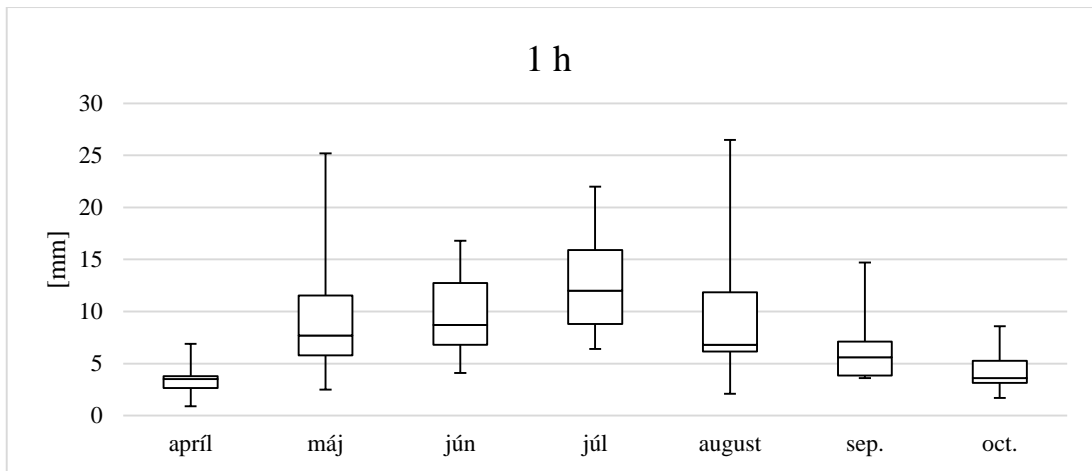
Obr. 12: Rozdelenie maximálnych mesačných 10 min úhrnov.



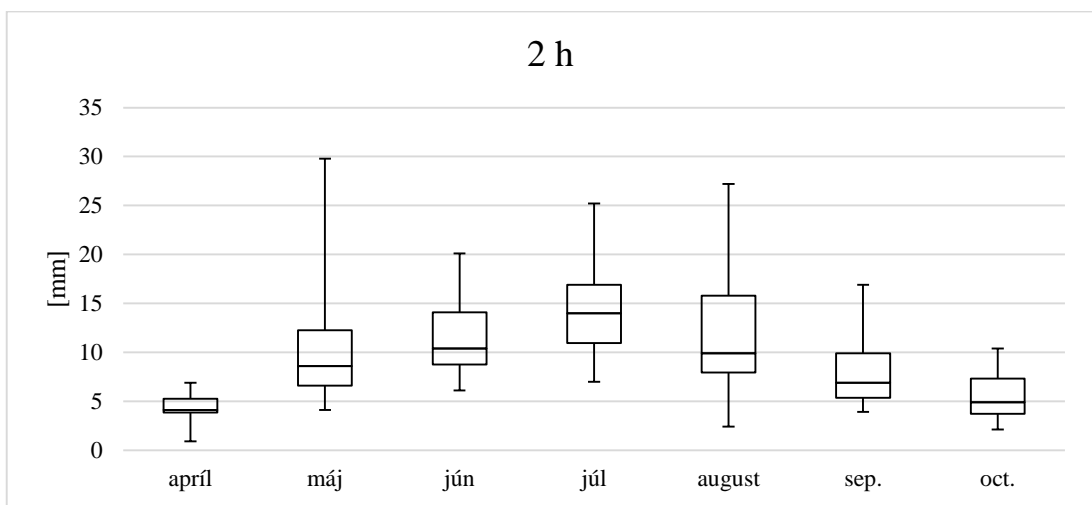
Obr. 13: Rozdelenie maximálnych mesačných 15 min úhrnov.



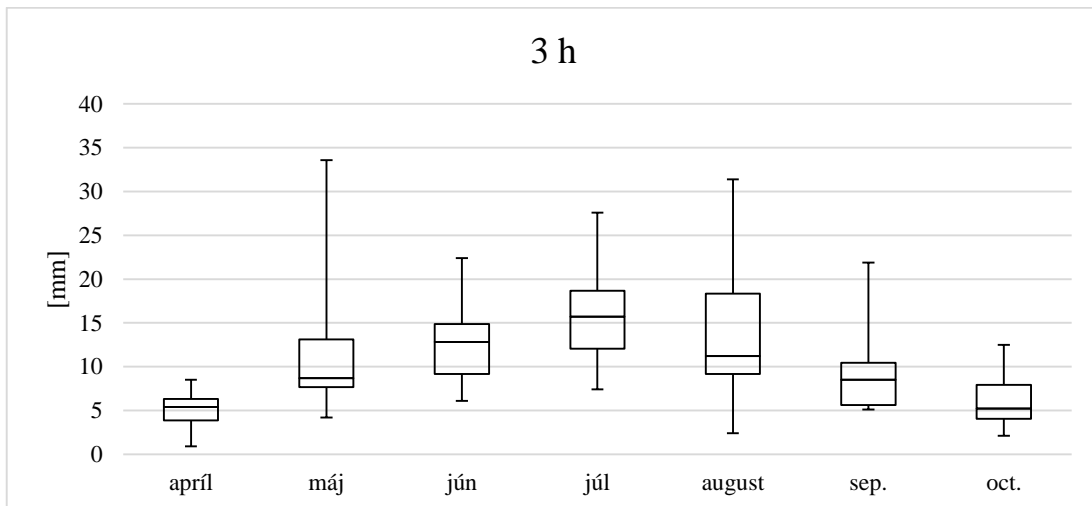
Obr. 14: Rozdelenie maximálnych mesačných 30 min úhrnov.



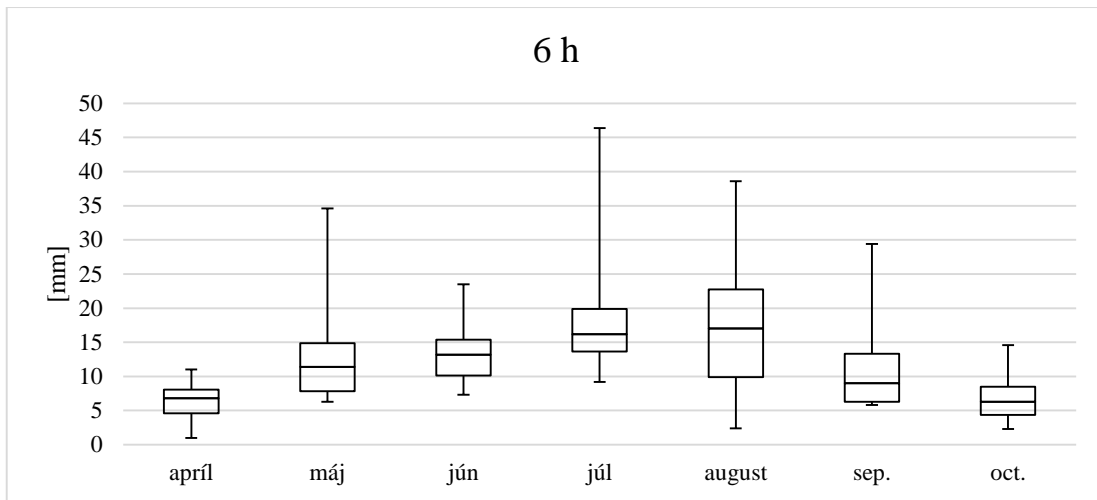
Obr. 15: Rozdelenie maximálnych mesačných 1 h úhrnov.



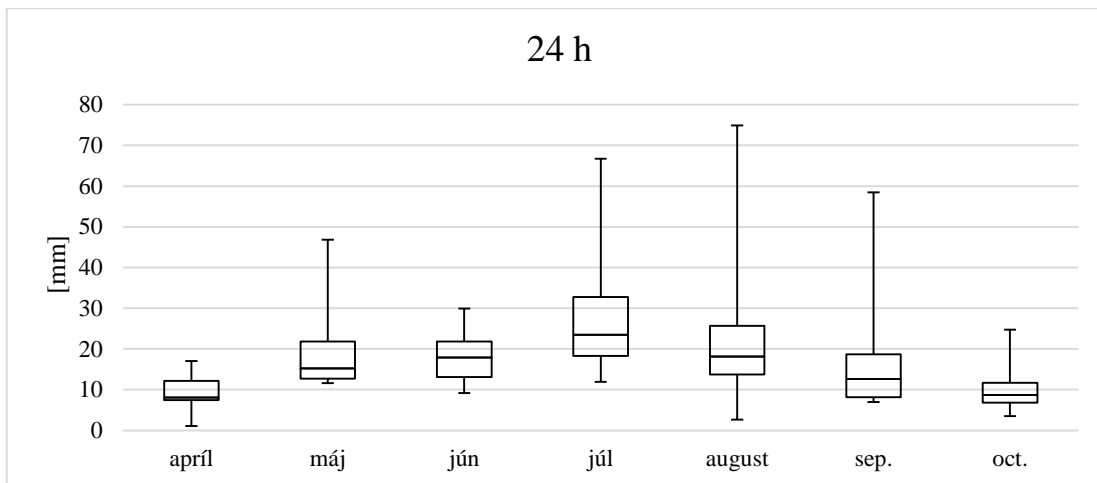
Obr. 16: Rozdelenie maximálnych mesačných 2 h úhrnov.



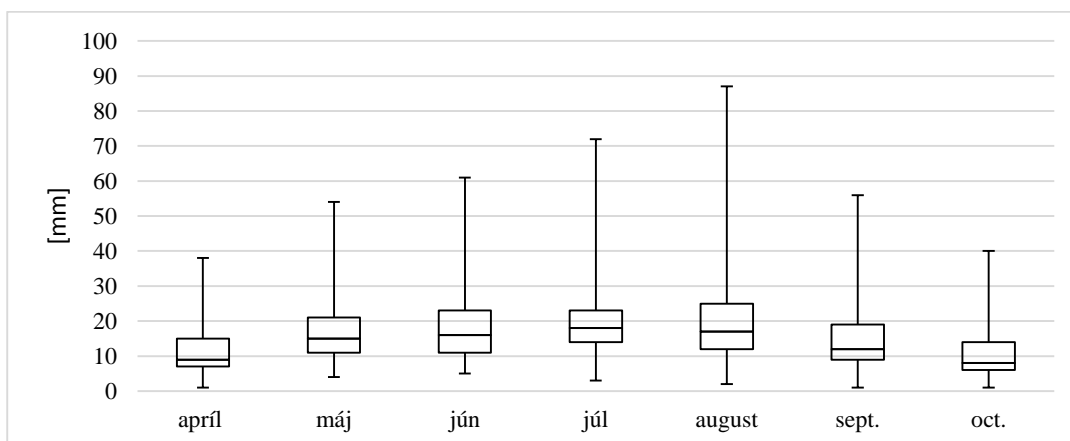
Obr. 17: Rozdelenie maximálnych mesačných 3 h úhrnov.



Obr. 18: Rozdelenie maximálnych mesačných 6 h úhrnov.

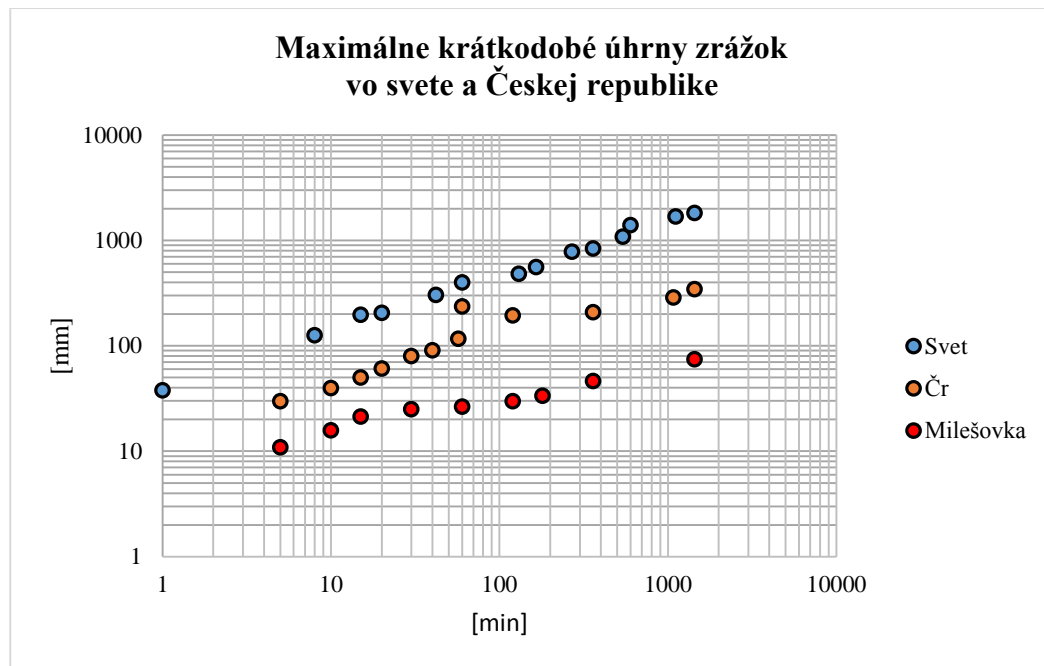


Obr. 19: Rozdelenie maximálnych mesačných 24 h úhrnov.



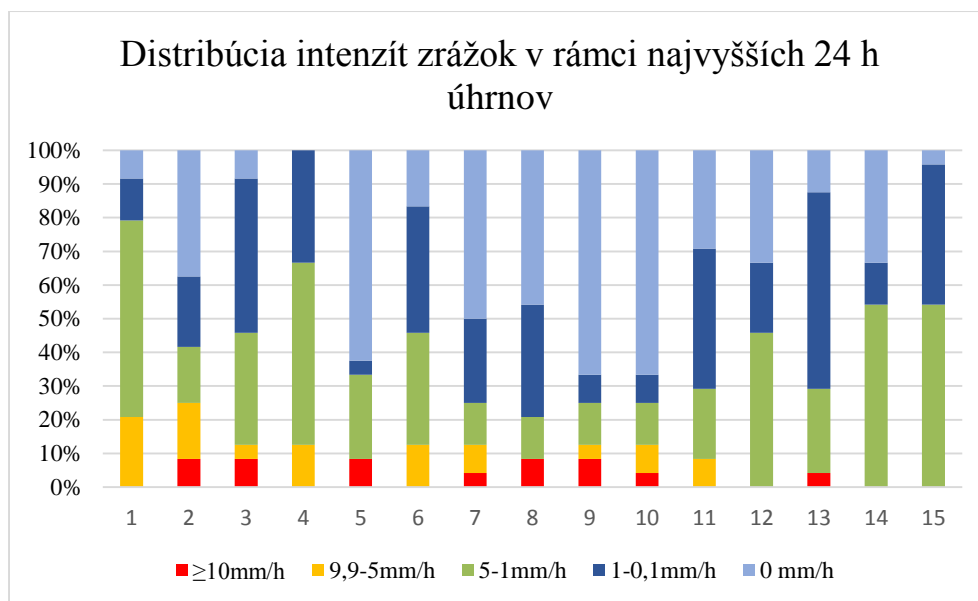
Obr. 20: Rozdelenie maximálnych denných úhrnov od roku 1950 do roku 2014. Zdroj dát: *European Climate Assessment & Dataset*.

Pre porovnanie sú uvedené aj krátkodobé maximá za celé územie Českej republiky a sveta. Podstatne je ale spomenúť, že maximá na meteorologickej stanici Milešovka sú brané iba za obdobie 1998-2012 (obr. 21).



Obr. 21: Porovnanie maximálnych krátkodobých úhrnov vo svete, Českej republice a Milešovke. Zdroj dát: Tolasz et al. 2007; Teegavarapu, 2012; Štekl et al. 2001.

Ďalšia metóda spracovania dát spočívala v určení presného trvania intenzít v rámci maximálnych 24 hodinových úhrnov. 24 hodinová zrážka nebola braná fixným spôsobom od 6:00 UTC do 6:00 UTC, ale bola stanovená maximálna 24 h zrážka, tak isto ako pri určovaní mesačných maxim 24 hodinových zrážok. Analyzovaných bolo 15 najvyšších úhrnov od roku 1998 do roku 2012 (tab. 3). Následne boli zrážkové 24 h udalosti rozdelené na hodinové úhrny a boli určené hodinové intenzity. Výsledkom je graf znázorňujúci percentuálne zastúpenie zrážkových intenzít v intervaloch ≥ 10 mm/h, 9,9-5 mm/h, 5-1 mm/h, 1-0,1 mm/h a zastúpenie času bez zrážky (obr. 22).



Obr. 22: Podiel zrážkových intenzít na celkovom úhrne 15tich najvyšších 24 h zrážok, zoradených zostupne podľa veľkosti zrážkového úhrnu.

Tab. 3: Maximálne 24 h úhrny na stanici Milešovka v období 1998-2012

Poradie	Dátum	[mm]
1	7. 8. 2010	74,9
2	23. 7. 2010	66,7
3	12. 8. 2002	60,9
4	26. 9. 2010	58,5
5	27. 5. 2007	46,8
6	20. 7. 2011	42
7	27. 5. 2009	39,8
8	23. 8. 2005	38,9
9	2. 7. 2012	34,7
10	22. 7. 2007	34,6
11	29. 9. 2007	34,5
12	5. 7. 2005	30,9
13	11. 6. 1998	30,9
14	1. 9. 2001	30,5
15	8. 6. 2002	28,7

7 Výsledky a diskusia

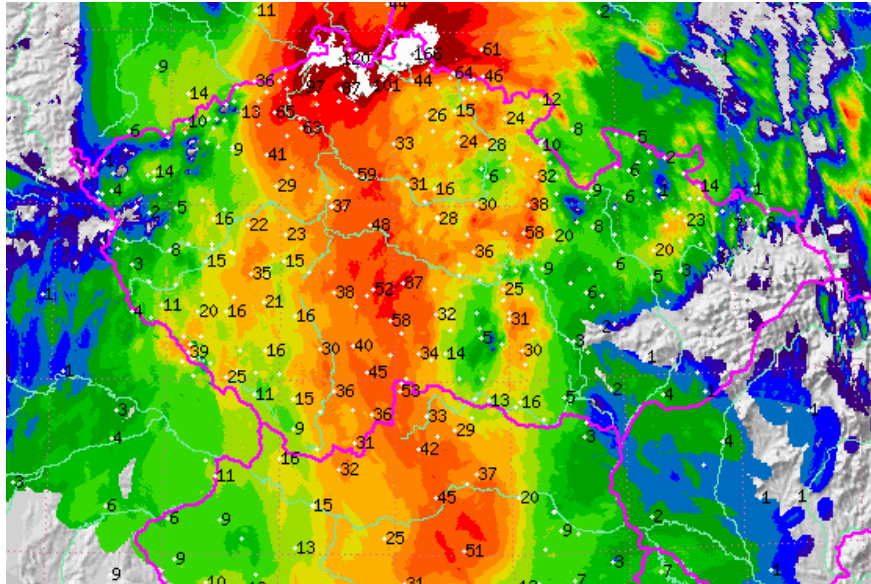
Zo spracovanej sezonality maximálnych úhrnov v časových krokoch 5 min, 10 min, 15 min, 30 min, 1 h, 2 h, 3 h, 6 h a 24 h môžeme jednoznačne povedať, že vo všetkých časových krokoch je najväčší výskyt maxim v mesiaci júl. Avšak celkové maximá sa často vyskytujú v mesiaci máj, konkrétne v časových krokoch 10 min, 15 min 2 h a 3 h a len o nepatrnú hodnotu zaostávajú za maximami v kroku 5 min, 30 min a 1 h. To je pravdepodobne spôsobené ročným chodom instability vzduchu vo vnútrozemskej Európe, ktoré pripadá na mesiac máj (Romero et al., 2007). V tomto období je už ohrev zemského povrchu výrazný, no vo výškach je stále pomerne studený vzduch, čo vedie k značnej instabilite atmosféry a vývoju konvektívnej oblačnosti. Nie náhodou sa maximálny hodinový úhrn 237 mm v Českej republike vyskytol v máji (obr. 21), konkrétne 25.5.1872 v Mladoticiach. Hodnota 237 mm bola dlho považovaná za nereálnu no potvrdil ju úhrn 228,5 mm za 65 min nameraný na Slovensko-Maďarskom pohraničí dňa 12.7.1957 (Munzar et al., 2011).

Zaujímavé sú celkové maximá mesiaca jún, ktoré sú vo všetkých časových krokoch menšie, ako celkové maxima mesiacov máj, jún, august. Naopak minimá pripadajú na mesiac apríl, ktorý je takmer úplne potlačený a jeho maximá vo všetkých prípadoch okrem 24 h úhrnu nepresahujú medián mesiaca máj.

Obecne je chod mediánov a horných kvartilov od apríla do októbra rovnomerný s jedným maximom v mesiaci júl. Zmena nastáva od časového kroku 6 h. Maximum mediánu a horného kvartilu je v auguste a naopak potlačenie nastáva v mesiaci jún. Pomerne výrazná zmena môže byť zapríčinená krátkosťou časovej rady, ktorá je 15 rokov. Dáta tak boli porovnané s časovou radou denných úhrnov od roku 1950 do roku 2014 (obr. 20) odvodené z databáze ECA&D (*European Climate Assessment & Database*). Úhrny získané z dlhšej časovej rady už nezaznamenávajú pokles v mesiaci jún. Celkové maximum ale pripadá na mesiac august rovnako ako v prípade získanom z 15-ročnej rady (obr. 19).

Druhá metóda spracovania dát (obr. 22) vyjadruje podiel jednotlivých intenzít zrážok na pätnástich najvyšších úhrnoch v období 1998-2012. Maximálne úhrny sú v tabuľke 3. Maximá sú viazané na zrážkové situácie, ktoré spôsobili extrémne povodne (7.8.2010, 12.8. 2002). Maximálny 24 h úhrn 74,9 mm, bol spôsobený trvalými zrážkami spôsobenými tlakovou nížou postupujúcou od Jadranského mora smerom k SV.

V celkovom úhrne tak prevažujú hodinové intenzity v intervale od 1-5 mm/h. Táto tlaková níž spôsobila povodne v severných Čechách, kde na viacerých miestach presahovali denné úhrny 150 mm (obr. 23).



Obr. 23: 24 h odhad zrážok (kombinácia radar + zrážkomerná sieť) [7.8. 06 UTC – 8.8. 06 UTC] (Prevzaté z: Šrejber, Fárek, 2011).

Naopak druhý najväčší úhrn 23.7.2010 66 mm je spojený s prechodom zvlnenej studenej fronty. Z tohto dôvodu sú významné intenzity ≥ 10 mm a v intervale 5-9,9 mm/h. Obecne môžeme povedať, že na najväčších 24 h úhrnoch sa podieľajú prevažne zrážky trvalého charakteru s nižšími intenzitami. No sú prípady napr. 27. 5. 2007, 46,8 mm, 2. 7. 2012, 34,7 mm a 22. 7. 2007, 34,6 mm kedy majú zrážky krátkodobého charakteru výrazný podiel na celkom dennom úhrne.

Získané údaje o sezonalite a distribúcií intenzít však musíme brať s určitým nadhľadom, predovšetkým si musíme uvedomiť krátkosť ročnej rady, ktorá je 15 rokov. Z takto krátkej rady preto nemôžeme uzatvárať ucelené názory o chode maximálnych intenzít. Tento fakt ale vychádza z pomerne krátkeho používania automatických zrážkomerov (v sieti ČHMÚ od roku 1995). Je nutné si uvedomiť aj chyby spôsobené meraním člnkovým zrážkomerom, ktoré vznikajú hlavne počas intenzívnych zrážok. Chyby pri intenzívnych zrážkach tak môžu dosahovať až 20% (Lanza et al., 2006).

8 Záver

Na základe citovanej literatúry boli stanovené podmienky vzniku intenzívnych krátkodobých zrážok, ktoré sú viazané na vertikálne mohutné konvektívne systémy a na oblasti zintenzívnenia zrážok v oblasti atmosférických front, tzv. frontálne zrážkové pásy. Veľký vplyv na zotrvaní vysokých intenzít zrážok nad daným miestom má kvazistacionarita systému, ktorá má za následok vysoké krátkodobé úhrny zrážok. Intenzita zrážok sa predovšetkým meria automatickými zrážkomermi a odhaduje z rádiolokačnej odrazivosti radarových meraní.

V praktickej časti bola stanovená sezonalita maximálnych úhrnov zrážok v subdennom kroku v teplej časti roka (apríl-október) v období 1998-2012 a distribúcia hodinových intenzít v rámci maximálnych 24 h zrážok.

Možné smerovanie budúceho výskumu v oblasti intenzívnych krátkodobých zrážok je pomerne široké. Vhodné by bolo porovnanie sezonality maximálnych krátkodobých úhrnov zo stanicami v nížinách, stredných polohách a horských oblastiach, tak isto aj porovnanie distribúcie intenzít v rámci 24 hodinového úhrnu. Veľký priestor sa otvára aj pri synoptickej analýze jednotlivých extrémnych úhrnov. Bolo by možné vyhodnotiť jednotlivé synoptické situácie, ktoré sa najvýraznejšie podieľajú na rôznych maximálnych intenzitách v rôznych časových krokoch.

Obečne je znalosť krátkodobých intenzívnych zrážok veľmi významná hlavne z dôvodu, že sú častým spúšťacom rôznych nebezpečných javov ohrozujúcich ľudské životy (prívalové povodne, zosuvy, murové prúdy a pod).

Zoznam literatúry

AUSTIN, P., M., (1987): Relation between measured radarreflectivity and surface rainfall. *Monthly Weather Revue*, 115, s. 1053–1070.

ALLAMANO, P., CLAPS, P., LAIO, F., THEA, C., (2009): A data-based assessment of the dependence of the short-duration precipitation on elevation. *Physics and Chemistry of the Earth*, 34, s. 635-641.

BATTAN, L. J., (1973): *Radar observation of the atmosphere*, University of Chicago press, 323 s.

BLUESTEIN, H. B., (2013): *Severe convective storms and tornadoes: Observations and dynamics*. Springer, 488 s.

BURGESS, D., RAY, P., S., (1986): Principles of radar. In: Ray, P., S. : *Mesoscale meteorology and forecasting*. American meteorological forecasting, Boston, s. 85-117.

BRÁZDIL, R., ŠTEKL, J. (1986): *Cirkulační procesy a atmosférické srážky v ČSSR*. Univerzita J. E. Purkyně v Brně, Brno, 298 s.

BROWING, K. A., (1986): Conceptual Models of Precipitation Systems. *Weather and Forecasting*, 1, s. 23-41.

CORFIDI, S. F., (2003): Cold pools and MCS propagation: Forecasting the motion of downwind-developing MCSs. *Weather and Forecasting*, 18, s. 997-1017.

CROSIER, J., CHOULARTON, T. W., WESTBROOK, C. D., BLYTH, A. M., BOWER, K. N., CONNOLLY, P. J., DEARDER, C., GALLAGHER, M. W., CUI, Z., NICOL, J. C., (2014): Microphysical properties of cold frontal rainbands. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 140, s. 1257-1268.

ČHMÚ (2011a): *Meteorologické radiolokátory*. Český hydrometeorologický ústav. [online]. [cit. 2015-05-15]. Dostupné z: http://www.chmi.cz/files/portal/docs/meteo/rad/info_radar/index.html.

ČHMÚ (2011b): *Radarová síť CZRAD*. [online]. [cit. 2015-05-15]. Dostupné z: http://www.chmi.cz/files/portal/docs/meteo/rad/info_czrad/index.html.

DAHL, J., (2006): *Supercells-Their dynamics and prediction*. Diplomová práce, Institute of Meteorology, Free University of Berlin, Berlín, 122 s.

DOSWELL, CH., A., (1987): The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: A case study Example. *Weather and Forecasting*, 2, 1, s. 3-16.

DOSWELL, Ch. A., (1993): *Flash Flood-Producing Convective Storms: Current Understanding and Research*. Spain-U.S. Joint Workshop on Natural Hazards, Barcelona, Spain, s. 10.

DOSWELL, Ch. A. III, BROOKS, H. A., MADDOX, R. A., (1996): Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology. *Weather and Forecasting*, 11, s. 560–581.

European Climate Assessment & Dataset: Daily data. [online]. [cit. 2015-05-15]. Dostupné z: <http://www.ecad.eu/dailydata/predefinedseries.php>.

FOVELL, R., G., DAILEY, P., S., (1995): The temporal behavior of numerical simulated multicell-type storms. Part I. Modes of behavior. *Journal of Atmospheric Sciences*, 52, 11, s. 2073-2095.

HARRISON, D. L., DRISCOLL, S. J., KITCHEN, M., (2000): Improving precipitation estimates from weather radar using quality control and correction techniques. *Meteorological Applications*, 6, s. 135–144.

HOUZE, R. A. Jr., HOBBS, P. V. (1982): Organization and Structure of Precipitating Cloud Systems. *Advances in Geophysics*, 24, s. 225-305.

HONG, Y., GOURLEY, J. J., (2015): Radar hydrology: Principles, models and applications. CRC Press, Boca Raton, 176 s.

CHAN, P. W., YEUNG, C. L., (2004): A study of drop-counting rain gauge. [online]. [cit. 2015-05-15]. Dostupné z: <http://www.weather.gov.hk/publica/tnl/tnl079.pdf>.

CHAN, P. W., LI, C.M., (2009): Performance of drop-counting rain gauge in an operational environment. [online]. [cit. 2015-05-15]. Dostupné z: <http://www.hko.gov.hk/hko/publica/reprint/r809.pdf>.

CHAPPELL, C. F., (1986): Quasi-stacionary stationary convective systems. In: Ray, P., S. : Mesoscale meteorology and forecansting. American meteorological forecasting, Boston, s. 289-310.

CHROMOV, S. P., (1968): Meteorológia a klimatológia. Vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied, Bratislava, 456 s.

ISLAM, T., RICO-RAMIREZ, M. A., HAN, D., SRIVASTAVA, P. K., (2012): A Joss-Waldvogel disdrometer derived rainfall estimation study by collocated tripping bucket and rapid response rain gauges. *Atmospheric Science Letters*, 13, s. 139-150.

KEMEL, M., (1996): Klimatologie, Meteorologie, Hydrologie. Vydavatelství ČVUT, Praha, 292 s.

KNĚŽÍNKOVÁ, B., BRÁZDIL, R., ŠTĚPÁNEK, P., (2010): Porovnání měření srážek srážkoměrem Metra 886 a automatickým člunkovým srážkoměrem MR3H ve staniční síti Českého hydrometeorologického ústavu. *Meteorologické Zprávy*, 63, č. 5, s. 147-155.

KOPÁČEK J., BEDNÁŘ, J., (2009): Ako vzniká počasí. Nakladatelství Karolinum, Praha, 228 s.

KUMAR, L. S., LEE, Y. H., YEO, J. X., ONG, J. T., (2001): Tropical rain classification and estimation of rain from Z-R (Reflectivity-Rain rate) repationship. *Progress in Electromagnetics Reasearch B*, 32, s. 107-127.

KVĚTOŇ, V., ZAHRADNÍČEK J., ŽÁK M. (2004): Kontrola kvality a digitalizace ombrogramů v Českém hydrometeorologickém ústavu. *Meteorologické Zprávy*, 57, č. 2, s. 47-52.

- LANZA, L., LEROY, M., ALEXANDROPOULOS, C., STAGI, L., (2006): WMO laboratory intercomparison of rainfall intensity gauges. [online]. [cit. 2015-05-15]. Dostupné z: http://www.wmo.int/pages/prog/www/IMOP/reports/2003-2007/RI-IC_Final_Report.pdf.
- LARSEN, A. N., GREGERSEN, B. I., CHRISTERSEN, B. O., LINDE, J., MIKKELSEN, P. S., (2009): Potential future increase in extreme one-hour precipitation events over Europe due to climate change. *Water Science & Technology*, 60, 9, s. 2205-16.
- LAZINGER, E., THEEL, M., WINDOLPH, H., (2006): Rainfall amount and intensity measured by the Thies laser precipitation monitor. [online]. [cit. 2015-05-15]. Dostupné z: https://www.wmo.int/pages/prog/www/IMOP/publications/IOM-94-TECO2006/3%283%29_Lanzinger_Germany.pdf.
- LENOM, L. R., DOSWELL, CH. A., (1979): Severe thunderstorm evolution and mesocyclone structure as related to tornadogenesis. *Monthly Weather Review*, 107, s. 1184-1197.
- MATEJKA, T. J., HOUZE, R. A. Jr., HOBBS, P. V., (1980): Microphysics and dynamics of clouds associated with mesoscale rainbands in extratropical cyclones. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 106, s. 29-56.
- MARKOWSKI, P., RICHARDSON, Y., (2010): *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*. Wiley-Blackwell, 430 s.
- MEISCHNER, P., (2004): *Weather Radar: Principles and Advanced Applications*. Springer, Berlin, 337 s.
- MetED: Teaching and training resources for the geoscience community. [online]. [cit. 2015-05-15]. Dostupné z: <https://www.meted.ucar.edu/index.php>.
- Meteorologický slovník výkladový a terminologický (eMS), ČMeS. [online]. [cit. 2015-05-15]. Dostupné z: <http://slovník.cmes.cz>.
- MOLINI, A., LANZA, L. G., LA BARBERA, P., (2005): Improving the accuracy of tipping-bucket rain record using disaggregation techniques. *Atmospheric Research*, 77, s. 203-217.
- MUNZAR, J., ONDRÁČEK, S., AUER, I., DANCEWICZ, A., SZALAI, S., (2011): Jednodenní srážkověúhrny 300 mm a více ve střední Evropě. *Meteorologické Zprávy*, 64, s. 107-111
- NORBURY, J. R., WHITE, W. J., (1971): A rapid-response rain gauge. *Journal of Physics E: Scientific Instruments*, 4, s. 601-602.
- PARSONS, D. B., HOBBS, P., (1983): The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. VII: Formation, development, interaction and dissipation of rainbands. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 40, s. 559-579.
- Penn State University: Weather forecasting online course. [online]. [cit. 2015-05-15]. Dostupné z: <http://www.worldcampus.psu.edu/degrees-and-certificates/weather-forecasting-certificate/overview>.

- PTÁČEK, T., (2014): Porovnávání metod určujících systematické chyby měření srážek. *Meteorologické Zprávy*, 67, č. 3, s. 85-88.
- ROGERS R. R., SAKELLARIOU N., K., (1986): Precipitation production in three Alberta thunderstorms. *Atmosphere-Ocean*, 24, s. 145-168.
- ROMERO, R., GAYA, M., DOSWELL, CH., A., (2007): European climatology of severe convective storm environmental parameters: A test for significant tornado events. *Atmospheric Research*, 83, s. 389-404.
- RUTLEGE, S. A., HOBBS, P., (1983): 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*, 40, s. 1185-1206.
- ŘEZÁČOVÁ, D., NOVÁK, M., KAŠPAR, M., SETVÁK, M., (2007): *Fyzika oblaků a srážek*. Academia, Praha, 574 s.
- SALMI, A., IKONEN, J., (2005): Piezoelectric precipitation sensor from Vaisala. [online]. [cit. 2015-05-15]. Dostupné z: http://www.wmo.int/pages/prog/www/IMOP/publications/IOM82TECO_2005/Papers/1%2806%29_Finl_and_4_Salmi.pdf.
- SEVRUK, B., (1996): Adjustment of tipping-bucket precipitation gauge measurements. *Atmospheric Research*, 42, s. 237-246.
- Slovenský hydrometeorologický ústav: Radarové informácie. [online]. [cit. 2015-05-15]. Dostupné z: <http://www.shmu.sk>.
- SOKOL, Z., ŘEZÁČOVÁ, D., (2001): Statistická korekce denních srážkových úhrnů stanovených radarem s využitím klasifikované regrese. *Meteorologické Zprávy*, 54, č. 2, s. 46-56.
- SOKOL, Z., ŘEZÁČOVÁ, D., PEŠICE, P., (2003). Odhady bodových i plošných srážek s využitím srážkoměrných i radarových dat. *Meteorologické Zprávy*, 54, č. 1, s. 1-12.
- SOKOL, Z., BILIŽNÁK, V., (2009): Areal distribution and precipitation-altitude relationship of heavy short-term precipitation in the Czech Republic in the warm part of the year, *Atmospheric Research*, 94, s. 652-662.
- SUI, CH-H., LI, X., YANG, M-J., HUANG, H-L., (2005): Estimation of oceanic precipitation efficiency in cloud models. *Journal of the Atmospheric Science*. 62, s. 4358-4370.
- SVOBODA, J., (1990): Numerical modelling of the atmospheric boundary layer over a hilly landscape. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 34, 2, 167-184.
- ŠÁLEK, M., (2000): Přívalové srážky v podhůří Orlických hor 22-23. července 1998 z hlediska metod dálkové detekce a výsledků numerických modelů. *Meteorologické zprávy*, 53, č. 1, s. 4-15.
- ŠREJBER, J., FÁREK, V., (2011): Extrémní povodně v severních Čechách. [online]. [cit. 2015-05-22]. Dostupné z: http://gis.vsb.cz/GIS_Ostrava/GIS_Ova_2011/sbornik/papers/Srejber.pdf.

- ŠTĚPÁNEK, P., ZAHRADNÍČEK, P., (2009): Zpracování minutových úhrnů srážek ze stanice Brno-Tuřany v letech 1948-2000. In Fyzickogeografický sborník 7, Fyzická geografie a krajinná ekologie. 1. vydání. Brno: Masarykova univerzita, s. 193-198.
- ŠTEKL, J., BRÁZDIL, R., KAKOS, V., JEŽ, J., TOLASZ, R., SOKOL, Z., (2001): Extrémní denní srážkové úhrny na území ČR v období 1987-2000 a jejich synoptické příčiny. Národní klimatický program České republiky, Praha, 140 s.
- ŠTEKL, J., FLASAR, I., FLASAROVA, M., KOTYZA, O., KUBÁT, K., ULRYCH, J., (2005): Milešovka a milešovský region. Academia, Praha, 182 s.
- TEEGAVARAPU, R., S., V., (2012): Floods in a Changing Climate: Extreme Precipitation. Cambridge University press, Cambridge, s. 285.
- TOKAY, A., KRUGER, A., KRAJEWSKI, W., F., (2001): Comparison of drop size distribution measurements by impact and optical disdrometers. Journal of Applied Meteorology, 40, 11, s. 2083-2097.
- TOKAY, A., WOLFF, D., B., WOLFF, K., R., BASHOR, P., (2003): Rain gauge and disdrometer measurements during the keys area microphysics project (KAMP). Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 20, 11, s. 1460-1477.
- TOLASZ, R., MÍKOVÁ, T., VALERIÁNOVÁ, A., VOŽENÍLEK, V. (eds.) (2007): Atlas podnebí Česka. Český hydrometeorologický ústav, Univerzita Palackého v Olomouci, Praha, 255 s.
- TRUPL, J., (1958): Intensity krátkodobých dešťů v povodích Labe, Odry a Moravy. Výzkumný ústav vodohospodářský, Praha, 76 s.
- ULRYCH, J., PIVEC, E., LANG, M., BALOGH, K., KROPÁČEK, V., (1999): Cenozoic intraplate volcanic rocks series of the Bohemian Massif: a review. Geolines, 9, s. 123-129.
- University of Illinois: WW2010 Project. Dostupné z: [http://ww2010.atmos.uiuc.edu/\(Gh\)/home.rxml](http://ww2010.atmos.uiuc.edu/(Gh)/home.rxml)
- World Meteorological Organization (2006): Guide to meteorological instruments and methods of observation, 7. vydanie, WMO-NO.8, Ženeva, 569 s.
- ZACHAROV, P., ŠÁLEK, M., NOVÁK, P., (2004): Porovnávání různých metod využívajících radarová a srážkoměrná měření pro odhad srážek. Meteorologické Zpráva, 57, č. 6, s. 157-167.
- ŽIDEK, D., LAPINA, P., (2003): Návod pro pozorovatele meteorologických stanic ČHMÚ. Metodický předpis č. 13, ČHMÚ Ostrava, 90 s.

Zoznam obrázkov a tabuliek

Obr. 1: Systematická chyba člnkového zrážkomeru počas intenzívnej zrážky	17
Obr. 2: Schematické znázornenie ovplyvnenia zrážkového úhrnu pohybom konvektívneho systému.....	26
Obr. 3: Výsledný vektor pohybu kvazistacionárneho konvektívneho systému.....	26
Obr. 4: Vznik nových buniek v multiceľárnom systéme na preferovanej strane gust frontu.....	29
Obr. 5: Štruktúra supercely.....	31
Obr. 6: Radarová odrazivosť supercely.....	32
Obr. 7: Mimotropická cyklóna so znázornenou polohou zrážkových pásov.....	33
Obr. 8: Zrážkové pásy na studenom fronte.....	34
Obr. 9: Prechod studeného frontu s výrazným úzkym zrážkovým pásom	35
Obr. 10: Orografická deformácia prúdenia v okolí Milešovky	40
Obr. 11: Rozdelenie maximálnych mesačných 5 min úhrnov.....	42
Obr. 12: Rozdelenie maximálnych mesačných 10 min úhrnov.....	43
Obr. 13: Rozdelenie maximálnych mesačných 15 min úhrnov.....	43
Obr. 14: Rozdelenie maximálnych mesačných 30 min úhrnov.....	43
Obr. 15: Rozdelenie maximálnych mesačných 1 h úhrnov.....	44
Obr. 16: Rozdelenie maximálnych mesačných 2 h úhrnov.....	44
Obr. 17: Rozdelenie maximálnych mesačných 3 h úhrnov.....	44
Obr. 18: Rozdelenie maximálnych mesačných 6 h úhrnov.....	45
Obr. 19: Rozdelenie maximálnych mesačných 24 h úhrnov.....	45
Obr. 20: Rozdelenie maximálnych denných úhrnov od roku 1950 do roku 2014.....	45
Obr. 21: Porovnanie maximálnych krátkodobých úhrnov vo svete, Českej republike a Milešovke.....	46
Obr. 22: Podiel zrážkových intenzít na celkovom úhrne.....	47
Obr. 23: 24 h odhad zrážok (kombinácia radar + zrážkomerná sieť).....	49
Tab. 1: Prehľad vlnových dĺžok a frekvencií meteorologických radarov.....	20
Tab. 2: Ukážka prevodu rádiolokačnej odrazivosti Z na intenzitu R	21
Tab. 3: Maximálne 24 h úhrny na stanici Milešovka v období 1998-2012.....	47

Zoznam skratiek

BWER	Bounded weak echo region
CAPE	Convective available potential energy
CAPPI	Constant altitude plan position indicator
CZRAD	Radarová sieť ČHMÚ
ČHMÚ	Český hydrometeorologický ústav
FFD	Forward flank downdraft
HP	High precipitation, používané v spojení so supercelami
LFC	Level of free convection
LP	Low precipitation, používané v spojení so supercelami
MCC	Mesoscale convective complex
MCS	Mesoscale convective system
NCRF	Narrow cold-frontal rainband
PPI	Plan position indicator
RFD	Rear flank downdraft
WCRF	Wide cold-frontal rainband
WFR	Warm frontal rainband
WSR	Warm sector rainband
ZMAX	Maximálna radarová odrazivosť v stĺpci