

**JIHOČESKÁ UNIVERZITA V ČESKÝCH BUDĚJOVICÍCH**  
**ZEMĚDĚLSKÁ FAKULTA**

---

Studijní program: N4106 Zemědělská specializace

Studijní obor: Pozemkové úpravy a převody nemovitostí

Katedra: Katedra krajinného managementu

Vedoucí katedry: doc. Ing Pavel Ondr, CSc

**DIPLOMOVÁ PRÁCE**

**Analýza významných srážkových událostí na  
povodí Kopaninského toku.**

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

Autor diplomové práce: Bc. Bohuslav Zavřel

České Budějovice 2014

***Zde vložit zadání diplomové práce***

## Prohlášení

Prohlašuji, že v souladu s § 47b zákona č. 111/1998 Sb. v platném znění souhlasím se zveřejněním své diplomové práce, a to- v nezkrácené podobě- v úpravě vzniklé vypuštěním vyznačených částí archivovaných zemědělskou fakultou - elektronickou cestou ve veřejně přístupné části databáze STAG provozované Jihočeskou univerzitou v Českých Budějovicích na jejích internetových stránkách, a to se zachováním mého autorského práva k odevzdanému textu této kvalifikační práce. Souhlasím dále s tím, aby toutéž elektronickou cestou byly v souladu s uvedeným ustanovením zákona č. 111/1998 Sb. zveřejněny posudky školitele a oponentů práce i záznam o průběhu a výsledku obhajoby kvalifikační práce. Rovněž souhlasím s porovnáním textu mé kvalifikační práce s databází kvalifikačních prací Theses.cz provozovanou Národním registrem vysokoškolských kvalifikačních prací a systémem na odhalování plagiátů.

V Měchnově dne 24. 11. 2014

.....  
Bohuslav Zavřel

## Poděkování

Na tomto místě bych velmi rád poděkoval Ing. Václavu Bystřickému, Ph.D., vedoucímu mé diplomové práce, za odborné vedení, vstřícný přístup a čas strávený při konzultacích. Děkuji Ing. Pavlu Žlábkovi, Ph.D. a Ing. Pavlu Tachecímu, Ph.D. za poskytnutí použitých dat a cenné rady při jejich zpracování.

Můj největší dík patří rodičům, za podporu při studiu a tvorbu potřebného zázemí.

# Obsah

Abstrakt.....	6
Abstract.....	6
1. ÚVOD.....	7
1.1 Uvedení do problematiky.....	7
1.2 Cíl předkládané práce.....	7
2. LITERÁRNÍ PŘEHLED.....	8
2.1 Voda na Zemi.....	8
2.1.1 Oběh vody v přírodě .....	8
2.1.2 Hydrologická bilance .....	11
2.2 Atmosférické srážky .....	12
2.2.1 Kondenzace vodní páry.....	12
2.2.2 Vznik srážkových částic.....	14
2.2.3 Koalescence .....	16
2.2.4 Rozdělení atmosférických srážek.....	17
2.2.5 Měření atmosférických srážek .....	17
2.2.6 Atmosférické srážky v ČR .....	18
2.2.7 Extrémní srážkové události .....	20
2.3 Meteorologické radiolokátory.....	21
2.3.1 Česká síť meteorologických radarů CZRAD .....	21
2.3.2 Princip dopplerovského radaru .....	25
2.3.3 Základní operativní produkty .....	28
2.3.4 Zobrazování uživatelských produktů .....	30
2.3.5 Nepřesnosti radarových dat.....	31
2.3.7. Adjustace radarových dat.....	33
2.4 Výzkum na malých povodích .....	35
2.4.1 Malá povodí .....	35
2.4.2 Hydrologické modelování.....	36
3. MATERIÁL A METODY .....	38
3.1 Materiál.....	38
3.1.1 Povodí Kopaninského toku .....	38
3.1.2 Použitá data.....	41
3.2 Metody zpracování.....	44
4. VÝSLEDKY A DISKUSE .....	50
5. ZÁVĚR .....	60
6. SEZNAM LITERATURY .....	62

## Abstrakt

Je zřejmé, že kvalita srážkových dat a jejich neustálé zpřesňování spolu s respektováním časové a prostorové variability srážek má zásadní vliv při správě vodních toků, řízení povodí a hydrologickém modelování.

Cílem této diplomové práce je zpracování analýzy vybraných srážkových událostí na výzkumném povodí Kopaninského toku za účelem zpřesnit vstupní data srážko-odtokových procesů.

V rámci analyzování jednotlivých srážkových událostí je cílem vyhodnocení rozdílů srážkových úhrnů a objemů zjištěných měření na povodí a radarovým odhadem srážek. Účelem této analýzy je zpřesňování vstupních dat srážko-odtokových procesů.

V literárním přehledu je rozebírána problematika atmosférických srážek a měření meteorologických radiolokátorů, která nám objasňuje vybrané základní pojmy a principy zmíněných témat.

**Klíčová slova:** atmosférické srážky; meteorologické radiolokátory; analýza srážkových úhrnů; povodí Kopaninského toku

## Abstract

The aim of this thesis is to do an analysis of selected precipitation events in the Kopaninský stream research basin for more accurate information on rainfall-runoff processes.

The aim of the analysis of individual precipitation events is to evaluate differences in total precipitation and volume measurements recorded in the basin and radar estimated precipitation. The output is detailed data series of spatial and temporal distribution of major precipitation events in the GIS used as input to hydrologic models.

The issues of atmospheric precipitation and meteorological radars are discussed in the literature review, which explains selected basic concepts and principles of these topics.

**Key words:** atmospheric precipitation; meteorological radars; analysis of precipitation events; the catchment of the Kopaninský stream

# 1. ÚVOD

## 1.1 Uvedení do problematiky

Hydrosféra, tedy veškerá voda, se účastní převažující většiny fyzikálních, chemických i biologických procesů a ve všech svých formách je činitelem, který má závažnou účast při formování zemského povrchu. Atmosférické srážky jsou na území České Republiky primárním zdrojem vody a základní vstupní veličinou Hydrologie, která hydrosféru zkoumá a zabývá se zákonitostmi časového a prostorového rozdělení vody na Zemi.

Dopad srážkových událostí zahrnující bouře spojené s přívalovými lijáky a dalšími doprovodnými nebezpečnými jevy, které mohou mít značné ekonomické dopady a působit škody na lidských životech, významně ovlivňují lidskou společnost.

Při správě vodních toků a řízení povodí představují srážková data základní vstup do hydrologického modelování, které je důležitý nástroj při předpovídání chování vodního toku a povodí v blízké budoucnosti na základě předpovědi srážek, případně ovlivnění odtokových poměrů (*JONOV, 2005*).

Je tedy zřejmé, že kvalita srážkových dat a jejich neustálé zpřesňování spolu s respektováním časové a prostorové variability srážek má zásadní vliv na předimenzované a poddimenzované vodohospodářské objekty a nepřiměřeně vysoké investiční náklady na vodohospodářská zařízení, kterým lze v budoucnu předejít.

## 1.2 Cíl předkládané práce

Cílem této diplomové práce bylo zpracování analýzy vybraných srážkových událostí na výzkumném povodí Kopaninského toku. V rámci analyzování jednotlivých srážkových událostí bylo cílem vyhodnocení rozdílů srážkových úhrnů a objemů zjištěných měření na povodí a analýzou printscreenů radarového odhadu srážek. Součástí práce je literární rešerše týkající se řešené problematiky.

Téma práce je vzhledem k velmi častému výskytu povodní v poslední dekádě vysoce aktuální.

## 2. LITERÁRNÍ PŘEHLED

### 2.1 Voda na Zemi

#### 2.1.1 Oběh vody v přírodě

Veškerá voda na Zemi a v atmosféře, bez rozdílu skupenství, se nazývá **hydrosféra** (KVÍTEK *et al.*, 2006). Vodní obal Země mezi atmosférou a zemskou kůrou je souhrnem veškeré vody, tedy i podpovrchové vody, která zahrnuje půdní vodu a podzemní vodu (SOBÍŠEK, 1993). Celkový objem vody se odhaduje na  $1,33 \cdot 10^9 \text{ km}^3$ . Má pro přírodu základní význam - jednak se účastní převažující většiny procesů fyzikálních, chemických i biologických a jednak je ve všech svých formách činitelem, který má závažnou účast při formování zemského povrchu (STARÝ, 2005). Studium hydrosféry se zabývá **hydrologie**.

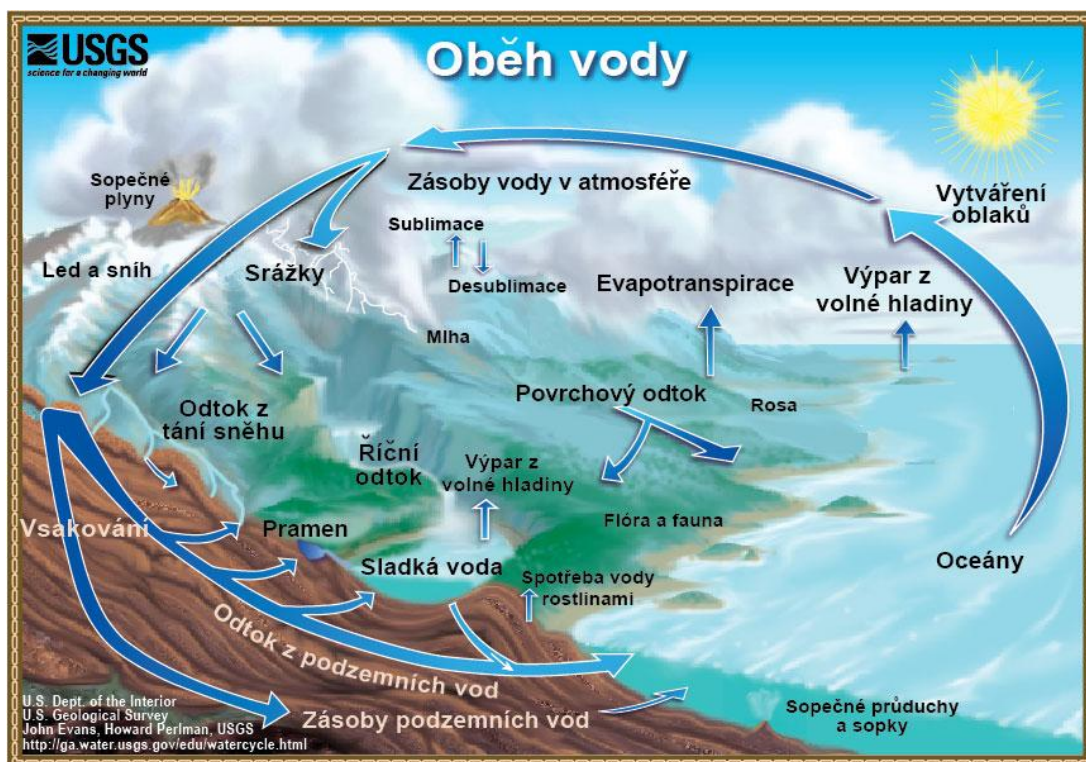
Dle ČSN 75 0101 (2008) je hydrologie vědní obor zabývající se zákonitostmi časového a prostorového rozdělení a oběhu vody na Zemi, jakož i jejími fyzikálními, chemickými a biologickými vlastnostmi.

Hydrologii lze rozdělit na hydrologii moří a hydrologii pevnin. Tu můžeme dále dělit na hydrologii atmosféry (hydrometeorologie), hydrologii tekoucích vod (potamologie), hydrologii stojatých vod (limnologie), hydrologii podzemních vod a hydrologii ledovců (glaciologie), (STARÝ, 2005).

Význam a úloha hydrologie plyne z nepostradatelnosti vody pro vše živé, pro život a činnost člověka. Získané znalosti o zdrojích vod, o vzniku a rozdělení odtoku na povrchu i pod zemským povrchem mohou být pak využity pro zlepšení podmínek života na Zemi (KEMEL, 1996).

Rozdělení vody na Zemi je značně nerovnoměrné. Jsou oblasti s nadbytkem vody, ale také oblasti, kde je ceněna každá kapka. Koloběh vody, jež je umožněn slunečním zářením, zemskou gravitací, zemskou tepelnou energií a geochemickou energií (KVÍTEK *et al.*, 2006), vykazuje sice v jednotlivých klimatických oblastech určitou pravidelnost, ale jsou známy jeho výrazné změny i během historické doby. Oblasti s dostatkem srážek se měnily na pouště a naopak. Ale i tam, kde donedávna byl od přírody dostatek vody, dochází k jejímu nedostatku, protože jí lidstvo potřebuje stále více (HADAČ, 1982).





Obr. 1. Oběh vody na Zemi. Zdroj: (ŠERCL, 2014).

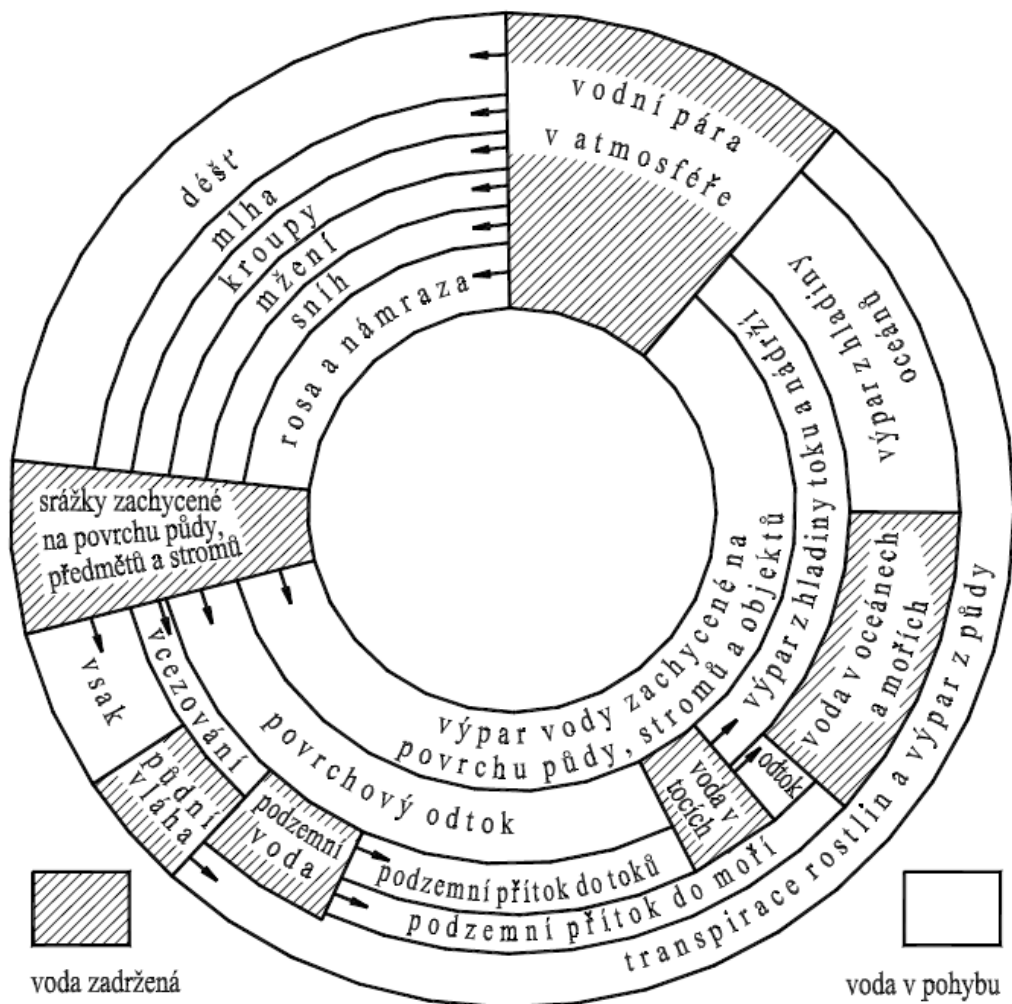
Oběh vody, jehož schéma popisuje obrázek 1. a 2., nemá počátek. ŠERCL (2014) na webu USGS.gov (United States Geological Survey), uvádí oceány, jako příhodné místo, kde lze začít s jeho popisem. Slunce, které je strůjcem oběhu vody, ohřívá vodu v oceánech, a ta se vypařuje ve formě vodní páry do vzduchu. Stoupající vzdušné proudy unášejí vodní páru výše do atmosféry, kde nižší teplota poté způsobí kondenzaci vodní páry a její přeměnu do formy oblaků.

Množství vody v celé zemské atmosféře se odhaduje na  $1,5 \cdot 10^{19}$  g, což je pouze asi jedna tisícina procenta celkového množství vody na Zemi (TUČEK, 1982). Jedna z nejdůležitějších funkcí atmosférické vláhly je to, že vrací dlouhovlnné záření zpět na zemi a tím na ní udržuje vhodný tepelný režim pro existující formy života (KEMEL, 1996).

Vzdušné proudy dále ženou oblaka nad zemí, a částice vody tvořící oblaky se srážejí, rostou a poté vypadávají z oblohy jako srážky. TUČEK (1982) odhaduje, že veškerá atmosférická voda se vymění během deseti dní. To znamená, že za rok projde atmosférou asi  $5 \cdot 10^{22}$  g vody.

Některé srážky padají jako sníh a mohou se hromadit jako ledové čepice a příkrovy či ledovce. V teplejším klimatu sníh s příchodem jara většinou taje a voda vytváří celoplošný odtok z tajícího sněhu. Většina srážek padá zpět do oceánů nebo

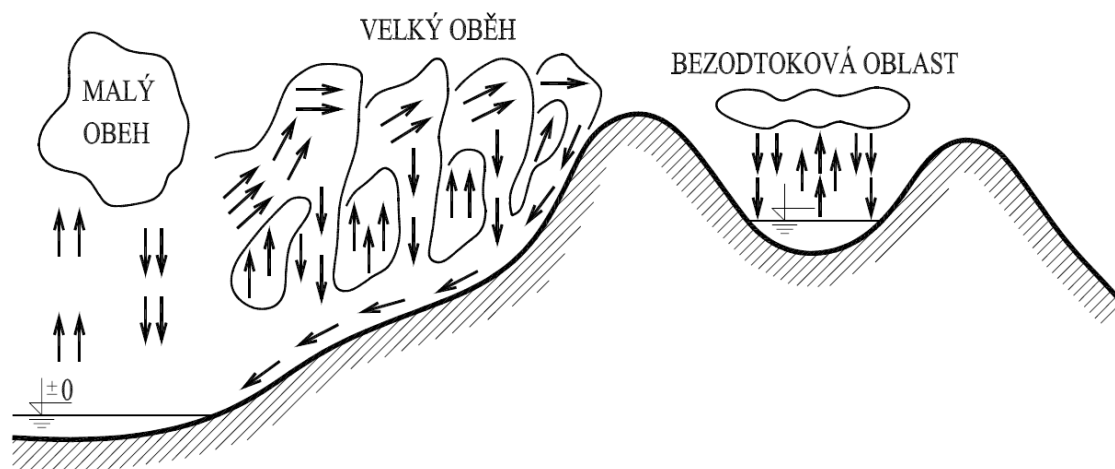
na pevninu, odkud díky zemské tíži jako povrchová voda odtéká. Část odtéklé vody napájí řeky, které poté odvádějí vodu do oceánů. Povrchový odtok a prosakující podzemní voda se hromadí jako sladká voda v jezerech a řekách. Ne všechna odtékající voda končí ihned v řekách, ale většina vody se vsakuje do půdy. Část této vsáklé vody zůstane blízko zemského povrchu a může znovu napájet povrchové vody (a moře) jako přítok z podzemní vody. Někdy nachází mezery v zemském povrchu a vynořuje se jako sladkovodní pramen. Mělká podzemní voda je vytahována kořeny rostlin a odpařována povrchem listů do atmosféry. Část podzemní vody prosakuje hlouběji a obohacuje zvodně (podpovrchové zóny nasycené podzemní vodou), které dlouhodobě obsahují velké zásoby sladké vody. Také tato voda je ale v pohybu a část znovu vtéká do moří, kde oběh vody "končí" a "začíná" (ŠERCL, 2014).



Obr. 2. Schéma oběhu vody na Zemi. Zdroj: (STARÝ, 2005).

Rozlišujeme **velký oběh**, který je oběhem vláhy mezi pevninou a mořem a **malý oběh**, což je výměna vláhy jen nad plochami moří. Malý oběh vody probíhá

rovněž nad tzv. bezodtokovými oblastmi, ze kterých voda do světového oceánu neodtéká, viz obr. 3. (KVÍTEK *et al.*, 2006).



Obr.3. Malý a velký koloběh vody. Zdroj: (STARÝ, 2005).

Množství vody v hydrosféře zůstává prakticky konstantní. Znamená to, že celkový výpar z oceánů, moří a pevniny je rovný objemu srážek spadlých na Zemi:

$$V_o = H_{so} + O_p$$

$$V_p = H_{sp} - O_p$$

$$V_p + V_o = H_{sp} + H_{so}$$

$V_o$  ... výpar z oceánů a moří

$V_p$  ... výpar z pevniny

$H_{so}$  ... srážky spadlé na oceány a moře

$H_{sp}$  ... srážky spadlé na pevninu

$O_p$  ... odtok z pevniny (KVÍTEK *et al.*, 2006).

### 2.1.2 Hydrologická bilance

Podle zákona č.254/2001 Sb. o vodách (vodní zákon) je vedení **vodní bilance** jednou ze základních činností v oblasti zjišťování a hodnocení stavu povrchových a podzemních vod. HLAVA III§ 22(1) Vodní bilance sestává z **hydrologické bilance** a **vodohospodářské bilance**. Hydrologická bilance porovnává přírůstky a úbytky vody a změny vodních zásob povodí, území nebo vodního útvaru za daný časový interval. Vodohospodářská bilance porovnává požadavky na odběry povrchové a podzemní vody a vypouštění odpadních vod s využitelnou kapacitou vodních zdrojů z hledisek množství a jakosti vody a jejich ekologického stavu. Obsah vodní bilance

a způsob jejího sestavení stanoví Ministerstvo zemědělství ve spolupráci s Ministerstvem životního prostředí vyhláškou č. 431/2001 Sb. o obsahu vodní bilance, způsobu jejího sestavení a o údajích pro vodní bilanci.

Hydrologická bilance je časová závislost změny zásoby vody v daném prostoru (*HORNBERGER, 1998*), která se nejčastěji stanovuje pro hydrologické povodí a hydrologický rok. V České republice a ostatních zemích střední Evropy začíná hydrologický rok 1. listopadu a končí 31. října následujícího kalendářního roku, jehož letopočtem se hydrologický rok označuje (*ŠILAR, 1996*).

Množství srážek vypadlé na povodí je jedním z hlavních prvků bilanční rovnice, kterou často používáme v hydrologii pro řešení mnohých úloh. Proto je třeba srážky pozorovat, měřit a zpracovávat (*KEMEL, 1996*). Především v oblastech zaměřených na zemědělskou produkci, ale i jinde, je obyvateli citlivě vnímáno jejich prostorové a časové rozložení a jeho případné změny (*DOLEŽALOVÁ, 2013*).

## **2.2 Atmosférické srážky**

### **2.2.1 Kondenzace vodní páry**

Prvotním procesem nezbytným pro vytvoření nejen oblaků, ale následně i srážek, je kondenzace vodní páry. Kondenzace je jev, při kterém se v atmosféře za příznivých podmínek mění vodní pára na vodu. Jedná-li se o přeměnu vodní páry přímo na led, mluvíme o desublimaci (*KEMEL, 1996*).

Vlastní kondenzace vodní páry je velice složitým dějem, při kterém se uplatňuje mnoho faktorů (*SKŘEHOT, 2004*). Plyny, z nichž se skládá vzduch se mohou mísit v libovolném poměru, vodní pára však může zaujímat ve vzduchu jen omezené množství, dané teplotou vzduchu. Při určitém tlaku par v ovzduší může být teplota vzduchu vyšší než je teplota syté páry, odpovídající tomuto tlaku. Pokud je nižší, dojde při poklesu teploty vlhkého vzduchu pod teplotu stavu nasycení ke kondenzaci par (*KEMEL, 1996*).

V atmosféře se vždy vyskytují částičky, které souhrnně nazýváme kondenzačními jádry, neboť účinně napomáhají ke kondenzaci vodní páry (*SKŘEHOT, 2004*).

Kondenzační jádra jsou buď kapalná, nebo pevná částice jako např. kyselina sírová, soli (NaCl, KCl), křemen, slída, mikroorganismy, prach a exhalace, jejichž

význam v poslední době roste stále více (KRÁČMAR, 2006). Tyto prachové částice mají - mimo své funkce, při kondenzaci vodní páry - schopnost ovlivňovat průzračnost vzduchu, tj. dohlednost. Dále podporují ohřívání vzduchu tím, že dobře pohlcují sluneční záření (KOPÁČEK A BEDNÁŘ, 2005). Koncentrace kondenzačních jader roste se vzdáleností od moře a naopak klesá s přibývajícím výškou (KRÁČMAR, 2006). Jejich velikosti jsou nepatrné a dosahují hodnot řádově  $10^{-8}$  až  $10^{-6}$  m. Důležitou vlastností kondenzačních jader musí být její schopnost smáčet se vodou. Na zvýšení kondenzace se účinně podílí též přítomnost elektrického náboje na těchto částicích (SKŘEHOT, 2004).

Někdy může být v atmosféře velmi málo kondenzačních jader, pak zpravidla dochází ke stavu přesycení vodní páry v ovzduší bez toho, že by pára kondenzovala. Při velkém přesycení (přes 600%) dochází pak, ke spontánní kondenzaci, tj. ke kondenzaci bez přítomnosti kondenzačních jader (KEMEL, 1996).

BRANIŠ A HŮNOVÁ (2011) uvádějí dvě základní příčiny, které mají za následek ochlazení vzduch do té míry, že dojde k nasycení vodní páry, její následné kondenzaci, následně vzniku velikého počtu drobných oblačných kapiček.

1. V prvním případě hrají důležitou roli vzestupné proudy, díky kterým vzduchová hmota stoupá, přibližně adiabeticky (tj. bez výměny tepla s okolím) se rozpíná a ochlazuje. Po překonání kondenzační hladiny, se vzduch stává nasyceným, kondenzuje a v návaznosti na další vzestup vznikají oblaky.
2. V druhém případě se jedná o Izobarické (tj. probíhající při konstantním tlaku vzduchu) ochlazování určitých vzduchových vrstev v atmosféře. Ke kondenzaci vodní páry dochází v případě, že při tomto ochlazování vzduchových vrstev klesne teplota pod **teplotu rosného bodu**. Vzniká např. rosa nebo mlha.

Teplotu rosného bodu definuje SOBÍŠEK (1993) jako teplotu, při níž se vzduch následkem izobarického ochlazování stane nasyceným, aniž mu byla dodána vodní pára zvnějšku. Při poměrné vlhkosti vzduchu menší než 100 % je teplota rosného bodu vždy nižší než teplota vzduchu. Rozdíl mezi teplotou vzduchu a teplotou rosného bodu., který se nazývá deficit teploty rosného bodu, je tím větší, čím je menší poměrná vlhkost.

Při kondenzaci vodní páry a narůstání jednotlivých vodních kapiček dochází k uvolňování latentního tepla. Toto teplo je předáváno okolnímu vzduchu, a proto dochází k teplotnímu rozdílu mezi teplotou vodní kapky a okolím. Kondenzace je tedy spojena s uvolňováním tepla, vypařování s jeho spotřebou. Kapka narůstající kondenzací je proto vůči okolnímu vzduchu vždy o něco teplejší, vypařující se kapka naopak chladnější. Tento fakt je důležitý k tomu, aby bylo možné si učinit představu o tom, jaké ohromné množství tepla je vyměňováno ve stadiu vývoje kumulonimbu a jaké tepelné procesy v oblaku probíhají (SKŘEHOT, 2004).

SKŘEHOT (2004) ve svém článku uvádí příklad: Víme-li, že při kondenzaci 1 kg vodní páry se uvolní přibližně 2500 kJ, zjistíme jednoduchým výpočtem, jaké přibližné množství energie pojímá kupříkladu bouřkový celek s rozměry 15x15x12 km (2700 km<sup>3</sup>). Budeme-li uvažovat, že v celém svém objemu je složen čistě z vodní páry, pak tato energie odpovídá hodnotě 4,5 exajoulů ( $4,5 \cdot 10^{18}$  J). Nutno poznamenat, že tento výsledek je pouze orientační.

## 2.2.2 Vznik srážkových částic

Kondenzací vodní páry vznikají **oblaky**, z nichž mohou vypadávat srážky dešťové, sněhové, nebo kroupy. Mraky jsou suspenzí kapek vody ve vzduchu (SKLENIČKA, 2003). Obecně vznikají oblaky ledové, vodní, nebo smíšené. Při klasifikaci oblaků je základem jejich tvar, který nám může říct mnohé o svém původu a vývoji. Mezinárodní atlas mraků rozeznává deset základních druhů uvedených v tabulce č. 1. Každý z těchto základních druhů vytváří mnoho variací, takže k hlavnímu jménu charakterizujícímu tvar oblaku je třeba zpravidla připojovat více odrůdových názvů (KEMEL, 1996).

Druhy oblaků			
Název	Zkratka	Název	Zkratka
Cirrus	Ci	Nimbostratus	Ns
Cirrocumulus	Cc	Stratocumulus	Sc
Cirrostratus	Cs	Stratus	St
Alto cumulus	Ac	Cumulus	Cu
Altostratus	As	Cumulonimbus	Cb

Tab. 1. Základní rozdělení druhů oblaků. Zdroj: (KEMEL, 1996).

Dešťové kapky vznikají buď táním velkých ledových krystalů, popř. jejich shluků vzniklých agregací, nebo koalescencí (*SOBÍŠEK, 1993*).

Mechanismus vzniku padajících atmosférických srážek spočívá v tom, že část původně maličkých oblačných elementů začne intenzivně narůstat na úkor ostatních. Podle klasické představy je ke vzniku srážek nezbytná přítomnost ledových částic v oblacích (*SKŘEHOT, 2004*). Dojde-li ke vzniku ledových krystalků heterogenní nukleací na ledových jádrech mohou krystalky v přesyceném prostředí vzhledem k ledu rychle růst depozicí vodní páry na účet vypařujících se vodních kapek (*SOBÍŠEK, 1993*). Tím se postupně zvětšuje hmotnost krystalu a síla aerodynamického odporu již dále neudrží krystal v rovnováze se silou tíhovou. Krystal postupně rovnoměrně zrychleným pohybem začne padat (*SKŘEHOT, 2004*). Na své cestě dále roste zachycováním a namrzáním přechlazených kapek. Tímto způsobem mohou ledové částice v oblacích narůstat do rozměrů srážkových částic během 10 až 20 min. V oblasti pod hladinou nulové izotermy začnou tát a vznikne dešťová kapka. Podle této představy je dešťová kapka svým původem rozťatý kousek ledu (*SKŘEHOT, 2004*).

Tento proces je důležitý zejména při vývoji srážek z vrstevnaté oblačnosti v mírných zeměpisných šířkách (*SOBÍŠEK, 1993*).

Základy této teorie, kterou dnes označujeme jako teorie vzniku srážek ledovým procesem, položil švédský meteorolog Tor Bergeron v roce 1935 a teorii rozvinul něm. fyzik W. Findeisen v roce 1938.

Srážky nevznikají pouze z ledových krystalků, také přítomnost obřích kondenzačních jader v oblacích značně přispívá ke vzniku dešťových kapek. Dále mohou vznikat z tzv. teplých oblaků nalézajících se celým svým objemem pod hladinou nulové izotermy. Tento děj narůstání kapek se nazývá **koalescence**, podrobněji bude popsán v následující kapitole. (*SKŘEHOT, 2004*). Typické rozměry kapiček vody a ledových částic v atmosféře jsou popsány v tab. 2.

Drobné ledové krystalky	$10^{-3}$ až $10^{-2}$ mm
Kouřmo	$10^{-3}$ mm a méně
Mlha a oblaky	$10^{-3}$ mm
Mrholení	$10^{-1}$ mm

Tab. 2. Orientační představa o typických rozměrech vodních kapiček a ledových částic v atmosféře. Zdroj: (KOPÁČEK A BEDNÁŘ, 2005).

Malé dešťové kapky jsou sférické, s rostoucí velikostí kapek se jejich tvar deformuje vlivem aerodynamických sil. Padající velké kapky jsou na čelní straně silně zploštělé. Nejčastější velikost dešťových kapek je 1 až 2 mm. Kapky, jejichž ekvivalentní průměr dosahuje 6 až 7 mm, se stávají hydrodynamicky nestabilní a při pádu nebo při vzájemných srážkách se tříští na menší kapičky (laboratorní experimenty prokázaly stabilní kapky do velikosti ekvivalentního průměru až 9 mm) (SOBÍŠEK, 1993).

### 2.2.3 Koalescence

O koalescenci hovoříme tehdy, dochází-li k narůstání vodních kapiček jejich splýváním při vzájemných srážkách. Pokud v oblaku vznikne určitý počet oblačných kapiček značně větších než většina ostatních, pohybují se větší kapky ve výstupném proudu pomaleji a mohou koalescencí s malými kapkami růst (SOBÍŠEK, 1993).

Vznik relativního pohybu jedné kapičky vůči druhé, v důsledku čehož dochází k jejich kolizím, může mít v oblacích řadu příčin a podle nich SKŘEHOT (2004) rozlišuje zejména následující typy koalescence:

**1. spontánní koalescence** mezi malými oblačnými kapičkami způsobenou jejich nepravidelným trhavým (Brownovým) pohybem, vznikajícím vlivem nárazů molekul okolního vzduchu. Efektivnost tohoto procesu pro účinné narůstání kapek je malá.

**2. gravitační koalescence** se rozvíjí tehdy, jestliže se v oblaku vytvoří určitý počet kapek, jež mají ve srovnání s ostatními podstatně větší rozměry. Rychleji se pohybující kapky zachycují při svém pádu menší kapičky a tím rychle narůstají. Tento typ koalescence je považován za poměrně účinný.



**3. elektrostatická koalescence** vzniká na základě vzájemného přitahování kapiček nesoucích elektrické náboje opačných znamének. Efektivnost tohoto typu koalescence se předpokládá pouze u kapek do velikosti 15 mikrometrů.

**4. turbulentní koalescence** je podmíněna existencí intenzivních nepravidelných pohybů vzduchu v oblaku.

**5. hydrodynamická koalescence** vzniká na základě nahuštění proudnic v prostoru mezi vzduchem obtékanými kapičkami pohybujícími se souhlasným směrem.

Zcela bez výskytu koalescenčních procesů jsou oblaky složené z ledových krystalků (Cirrus, Cirrocumulus, Cirrostratus).

#### 2.2.4 Rozdělení atmosférických srážek

Atmosférické srážky se vyskytují v atmosféře, na povrchu země nebo předmětech v atmosféře v kapalné nebo pevné fázi.

Rozeznáváme **a) padající (někdy též vertikální)**; jsou to *děšť, mrznoucí děšť, mrholení, mrznoucí mrholení, sníh, sněhové krupky, sněhová zrna, krupky, zmrzlý déšť, kroupy* a *ledové jehličky*;

**b) usazené (někdy též nevhodně horizontální)**; k nim patří *rosa, jíní, námraza* a *ledovka*. Pro atmosférické srážky unášené větrem se užívá termín *srážky hnané větrem* (SOBÍŠEK, 1993).

Atmosférické srážky, které vypadávají z oblaků, ale nedosahují na povrch země, se označují jako Virga, neboli *srážkové pruhy* (MUNZAR et al., 1989). Virga se řadí mezi zvláštnosti oblaků, protože srážkové pruhy lze považovat za prodloužení oblaku (SOBÍŠEK, 1993).

#### 2.2.5 Měření atmosférických srážek

Úhrn padajících srážek se měří za určitý časový interval. Obvykle v 7 h ráno za uplynulých 24 h, přičemž zjištěný údaj se připisuje včerejšímu dni. Množství srážek vyjadřujeme z pravidla jako srážkovou výšku (v mm). Je to tloušťka vrstvy vody, která by se vytvořila z deště (příp. rozptýlením srážek pevných) na dané ploše bez odtoku, výparu a vsaku. Množství srážek vypadlé v bodě vyjadřujeme rovněž jako výšku vrstvy a nazýváme ji **srážkovým úhrnem**. 1mm kapalných srážek na

ploše  $1\text{m}^2$  dá objem jednoho litru, na ploše  $1\text{km}^2$  pak objem  $1000\text{m}^3$  (KEMEL, 1996). Srážky, kdy za interval měření nespadne více než  $0,05\text{ mm}$ , hodnotíme jako srážky neměřitelné, zapisujeme  $0,0\text{ mm}$ .

Základním přístrojem používaný k měření množství kapalných i tuhých srážek je srážkoměr, který je popsán v kapitole 3.1.2. K měření srážek na těžko dostupných místech se používá totalizátor (SOBÍŠEK, 1993).

Chemické složení srážek závisí na plynech a aerosolech, konkrétně na jejich rozpustnosti. Významné reaktivní plyny zastupuje  $\text{O}_2$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{SO}_2$  a oxidy dusíku. Aerosoly jsou pevné částice ve vzduchu o koloidní i nadkoloidní velikosti. Původ aerosolů může být terestrický, mořský, sopečný a antropogenní. Kolísání chemického složení srážek v závislosti na ročním období, nebo místě vzniku srážek je poměrně malé (PAČES, 2011).

U dešťů kromě úhrnu je účelné měřit i jeho trvání. Podíl úhrnu a trvání nám dává další významnou charakteristiku deště - **jeho intenzitu**. Intenzita je množství atmosférických srážek spadlých za jednotku času, zpravidla je vyjadřována v  $\text{mm}\cdot\text{min}^{-1}$ . Tzv. okamžitá intenzita dešťových srážek se měří intenzografy. Průměrná intenzita srážek se vyhodnocuje z údajů srážkoměrů (SOBÍŠEK, 1993).

Jestliže množství deště vyjádříme v  $\text{l}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{ha}^{-1}$  mluvíme o **vydatnosti deště**. Deště se dělí dle množství srážkového úhrnu za časovou jednotku 1 hodiny následovně: slabý déšť (do  $1\text{ mm}$ ), mírný déšť ( $1 - 5\text{ mm}$ ), silný déšť ( $5 - 10\text{ mm}$ ), prudký déšť ( $10 - 15\text{ mm}$ ), lijavec ( $15 - 23\text{ mm}$ ), přívalový déšť ( $23 - 58\text{ mm}$ ) a průtrž mračen (více než  $58\text{ mm}$ )

V závislosti na charakteristikách intenzivního deště značného úhrnu se vyvíjí odezva povodí – vzniká povodňová vlna, jež při dosažení kulminačního průtoku může způsobit značné škody. To jsou, kromě jiného, důvody, proč je třeba velmi pečlivě sledovat jednotlivé charakteristiky deště (KEMEL, 1996).

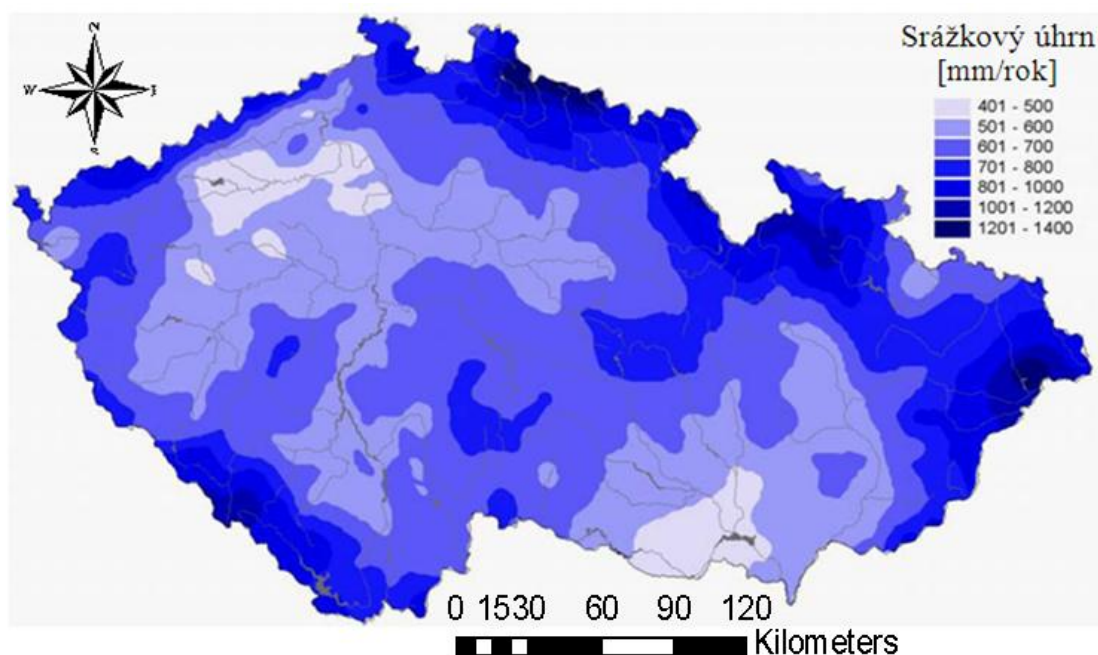
## 2.2.6 Atmosférické srážky v ČR

Geografická poloha našeho státu významně ovlivňuje vodní režim a kapacitu vodních zdrojů na území České Republiky, proto jsou srážky naším nejvýznamnějším zdrojem vody. Jsme vnitrozemský stát na rozvodí Černého, Baltického a Severního moře. Vodní toky pramenící na našem území odvádějí vodu do sousedních států. Tuto skutečnost je třeba brát na vědomí při jakémkoli větším

zásahu v krajině. S vodou je třeba racionálně hospodařit a snažit se ji v krajině udržet (KVÍTEK *et al.*, 2006).

Srážky na našem území se vyznačují velkou časovou i místní proměnlivostí s velkou závislostí na nadmořské výšce a expozici vzhledem k převládajícímu proudění. U nás největší pravděpodobnost výskytu připadá na ranní a odpolední hodiny, méně často prší v noci a před polednem. Roční chod srážek reprezentovaný průměrným úhrnem srážek v jednotlivých měsících (počítaným z dlouhého období mnoha let), souvisí s cyklickou záměnou ročních období (KEMEL, 1996).

Srážky na území Česka (obr. 4.) mají roční chod kontinentálního typu, tedy s jednoduchou vlnou kdy maximum připadá převážně na červenec, minimum na leden nebo únor. Dlouhodobé výsledky (1901-1950) dokládají, že nejnižší srážkové úhrny jsou v okolí Žatce, kde nejnižší průměrný roční úhrn má hodnotu 410 mm a je nejsušší oblastí republiky. Nejvíce srážek vykazuje Bílý potok (U Studánky) v Jizerských horách ve výšce kolem 900 m. n. m. s průměrem 1705 mm srážek (ROŽNOVSKÝ, 1999).



Obr. 4. Normály ročních srážkových úhrnů [mm/rok] v letech 1961 – 1990. Zdroj: (STARÝ, 2005), upraveno autorem.

Rok 2013 byl jako celek z hlediska množství spadlých srážek normální až nadnormální. Roční srážková výška České republiky činila 727 mm, což odpovídá 106 % dlouhodobého srážkového normálu. Nejvíce srážek vzhledem k normálu bylo naměřeno v povodí dolní Vltavy (131 %). Naopak nejméně srážek se vzhledem k normálu vyskytlo v povodí horní Moravy a Odry (94 %). Silně nadnormální byl

měsíc červen (146 mm, 186 % normálu). Naopak červenec byl srážkově silně podnormální (34 mm, 39 %), (VLNAS *et al.*, 2014).

### 2.2.7 Extrémní srážkové události

Jedny z nejdůležitějších charakteristik hydrologického režimu toku a povodí jsou jejich extrémy, tj. maximální a minimální průtoky a vodní stavy (DUB a NĚMEC, 1969).

Výskyt extrémních událostí zahrnující bouře spojené s přívalovými lijáky a dalšími doprovodnými nebezpečnými jevy, které mohou mít značné ekonomické dopady a působit škody na lidských životech, významně ovlivňují lidskou společnost. Velmi škodlivý je však i výskyt opačných extrémů spojených s dlouhými periodami beze srážek, která se vyznačují negativním dopadem na zemědělství, na stav ovzduší a potažmo na zdravotní stav populace (DOLEŽALOVÁ, 2013).

Pro vznik extrémní srážko-odtokové situace je opět důležitý aspekt celkového množství dopadlé vody nad daným územím za určitý časový úsek. Spouštěcím mechanismem extrémních průtoků jsou tedy především krátkodobé extrémní deště označované jako lijáky anebo přívaly, popř. průtrže mračen (DUB a NĚMEC, 1969). Vypadávání významných srážek zajišťují především dešťové oblaky typu Nimbostratus a Cumulonimbus (KEMEL, 2000).

Nejvyšší roční úhrn srážek na Zemi o hodnotě 26 470 mm byl zaznamenán od srpna 1860 do července 1861 na stanici Cherrapunji (Indie), označované jako jeden z *pólů dešťů*. Na území ČR je za nejvyšší roční úhrn srážek považována hodnota 2 254 mm, dosažená v roce 1913 na stanici Lysá hora. Dosud nepřekonaný denní úhrn srážek 345,1 mm pochází z 29. 7. 1897, který byl dosažen v Jizerských horách na stanici Nová Louka. Oficiálně uznávané absolutní maximum hodinové intenzity srážek na území ČR je 116,6 mm, změřené 3. 9. 1956 na ombrografické stanici Hamry poblíž Chrudimi. Podstatně větší intenzita srážek však byla zjištěna v otevřených nádobách dne 25. 5. 1872 (před vznikem husté sítě srážkoměrných stanic), kdy v obci Mladotice na Plzeňsku mělo během cca jedné hodiny spadnout přibližně 234 mm srážek. Mezi extrémy atmosférických srážek lze počítat i nejdelší dobu bez zaznamenaných srážek, a to na stanici Arica v Chile od října 1903 do ledna 1918 (SOBÍŠEK, 1993).

## 2.3 Meteorologické radiolokátory

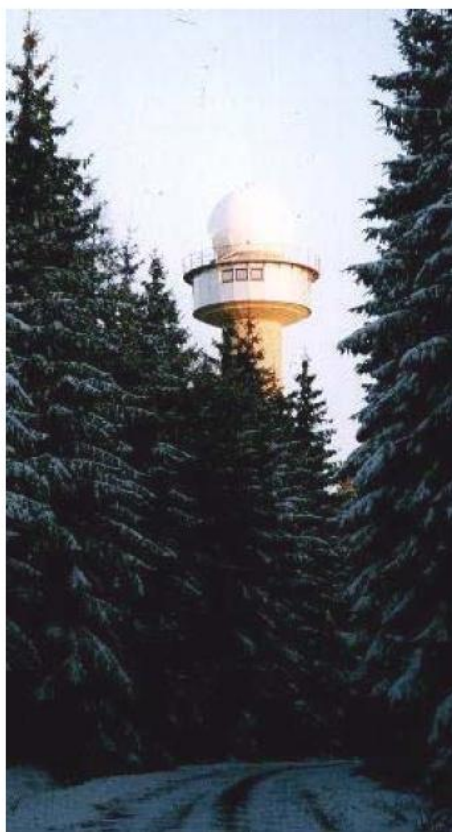
### 2.3.1 Česká síť meteorologických radarů CZRAD

Většina meteorologických veličin má spojitý charakter v prostoru i v čase, atmosférické srážky nejsou výjimkou. Data naměřená pozemními srážkoměrnými stanicemi mohou být spjitá v čase, avšak jejich prostorová reprezentativnost je omezena na pozorovací/měřicí stanoviště, případně jejich blízké okolí. Tuto nedostatečnou přesnost struktury srážkových polí lze očekávat především v letním období, kdy převládají konvekční srážky (*JUŘIKOVSKÁ, 2009*). Je tedy vhodné, doplnit tyto srážkoměrná data distančním měřením meteorologických družic a meteorologických radiolokátorů. Radary, z angl. *RADio Detection And Ranging*, poskytují prostorově spojitou informaci, získávanou v diskrétních časech (*ŠÁLEK et al., 1997; KRÁČMAR, 2011*).

Jejich výhodou je bezesporu možnost sledovat vývoj srážkového pole a srážkově významné oblačnosti na velké ploše a v takřka reálném čase. Funkce meteorologických radiolokátorů je založena na schopnosti odrážet (přesněji: zpětně rozptylovat) radiovlny v centimetrovém pásmu vlnových délek od srážkových částic v atmosféře (vodních kapiček, sněhových vloček, ledových krupek apod., zčásti též oblačných částic), (*KRÁČMAR, 2011*).

Radarová technika nyní hraje nezastupitelnou roli mezi zdroji meteorologických dat. Výstupy radarových měření jsou již vnímány jako naprostá samozřejmost. Využívá se jich především k zjišťování polohy a k průběžnému sledování pohybu jednotlivých bouřkových oblaků, popř. jejich skupin, nebo systémů hustých frontálních oblaků a ke studiu jejich vnitřní struktury a vývoje. (*BEDNÁŘ, 1989*). Dále nám slouží, jako zdroj informací o povětrnostní situaci. V mnoha oblastech pomáhají chránit majetek a zdraví obyvatelstva v případě událostí spojených s konvekční oblačností, jako jsou například přivalové povodně, krupobití nebo tornáda (*BURIAN, 2006*).

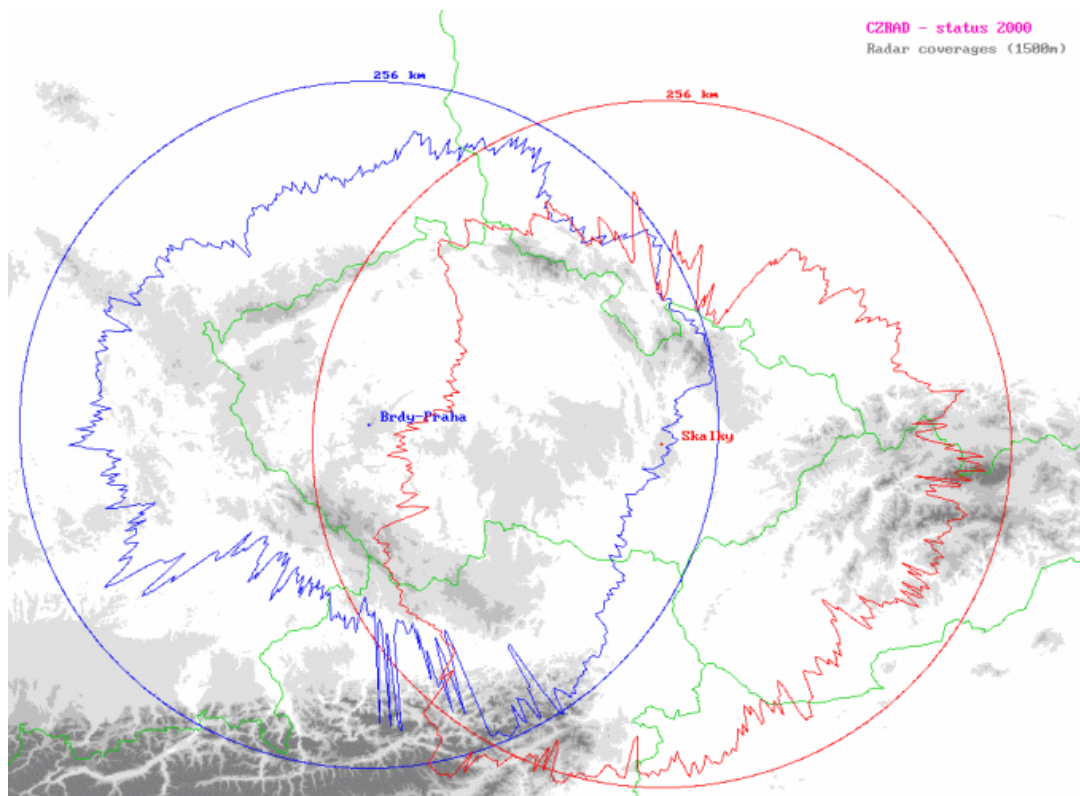
Dnešní Česká meteorologická radarová síť CZRAD je tvořena dvěma dopplerovskými radary, a to v Brdech (vrchol Praha) a na Drahanské vrchovině (Skalky), obr. 5.



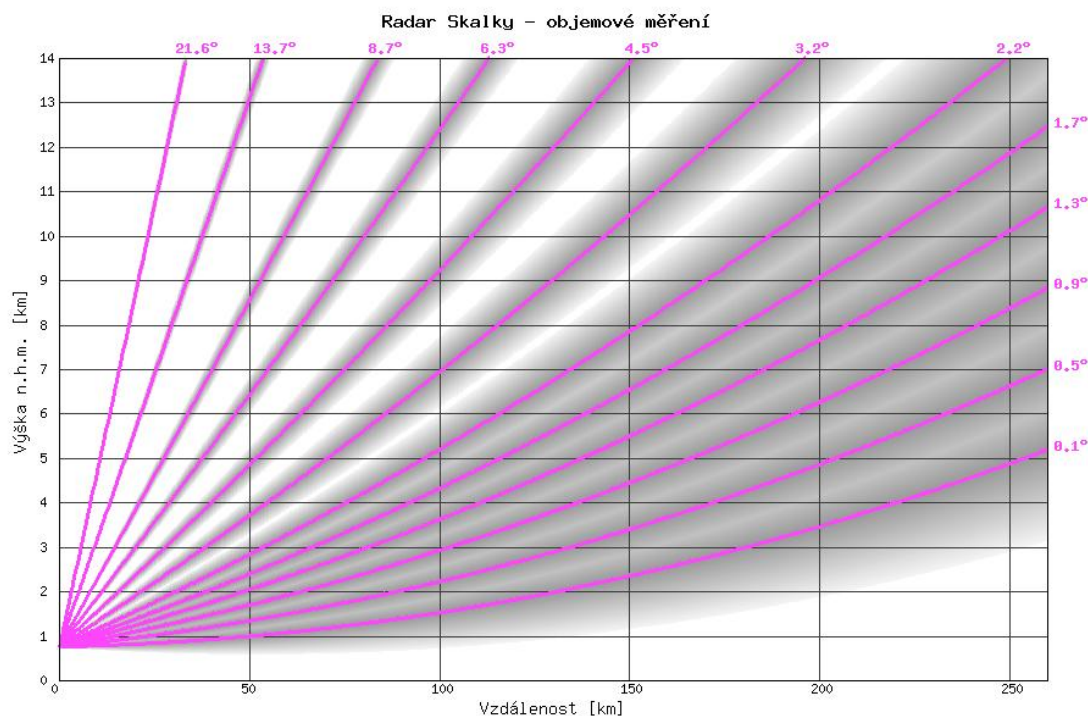
Obr. 5. Meteorologické radary Gematronik METEOR 360AC (vlevo), EEC-DWSR-2501 C (vpravo). Zdroj: (CZRAD, 2011).

Z Obrázku 6. je patrné, že data z CZRAD pokrývají nejen celé území České republiky, ale zasahují i do příhraničních oblastí sousedních států. Měření jsou k dispozici do vzdálenosti 256 km od místa radaru.

Radarová síť ČHMÚ je zapojena do mezinárodního projektu OPERA (*Operational Programme for the Exchange of weather Radar information*). Od září 2013 měli OPERA a EUMETNET 202 členů - meteorologických radarů. Z nich 184 byly dopplerovské radary a 18 dvou-polarizační radary. Cílem projektu je vytvoření evropské platformy, v níž budou sjednoceny jednotlivé národní instituce a bude tak zde možné vytvářet celoevropský radarový obraz vysoké kvality. Více informací je možné najít na stránkách [www.eumetnet.eu](http://www.eumetnet.eu).



Obr. 6. Přehledné znázornění maximálního dosahu radarů sítě CZRAD pro detekci meteorologických cílů (vyjádřeno kružnicemi) a pro určení intenzity srážek do 1500 m nad povrchem (vyjádřeno polygony). Zdroj: (CZRAD, 2011).



Obr. 7. Používané elevace objemových měření radaru. Graf, znázorňující závislost výšky radarových paprsků na jednotlivých elevacích v závislosti na vzdálenosti od radaru spolu s vyjádřením jejich šířky (šedou barvou). Zdroj: (ŠÁLEK, 2011).

Operativní měření radarů sítě CZRAD zahrnuje 15-20 otáček antény v azimutu s proměnlivou elevací (výškovým úhlem), kterých je celkem 12, a to shora. Tato objemová měření jsou opakována každých 5-15 minut (CZRAD, 2011; NOVÁK A KRÁČMAR, 2000). Nejnížší elevace jsou měřeny nejpozději s ohledem na skutečnost, že právě v nejnižších hladinách jsou zaznamenávány srážky padající na zemský povrch, a tudíž je aktuálnost těchto dat prioritní. Navíc spodní hladiny vykazují značnou proměnlivost. Viz obr. 7. (ŠÁLEK, 2011).

Radary Brdy a Skalky jsou kvalitou hardwarového a softwarového vybavení, které popisuje tab. 3., a kvalitou produktů plně srovnatelné s ostatními radary v Evropě (ZACHAROV *et al.*, 2004).

Stanoviště	Skalky u Protivanova	Brdy - Praha
Oblast	střední Morava	střední Čechy
WMO indikativ	11718	11480
Zeměpisná šířka	49,501 N	49,658 N
Zeměpisná délka	16,790 E	13,818 E
Nadmořská výška	730 m	860 m
Výška antény m.n.m.	767 m	916 m
Interval měření	5 min.	5 min.
V provozu	od 1995 (2006/7 upgrade)	od 2000 (2007 upgrade)
Výrobce	<u>Gematronik</u>	<u>EEC</u>
Typ radaru	Gematronik METEOR 360AC	EEC DWSR-2501 C
Frekvenční pásmo	C	C
Dopplerovský mód	ano	ano
<b>ANTÉNA</b>		
Průměr	4,2 m	4,27 m
Šířka svazku	0,8 st.	0,96 st.
Zisk	44 dB	45 dB
Polarizace	lin. horizontální	lin. horizontální
<b>VYSÍLAČ</b>		
Vlnová délka	5,3 cm	5,3 cm



<b>Frekvence</b>	5645 MHz (od 21.5.2009)	5630 MHz (od 25.5.2009)
<b>Impulsní výkon</b>	250 kW	305 kW
<b>Délka pulsu</b>	0,8 mikrosekundy	0,8 mikrosekundy
<b>Opakovací frekvence</b>	584 Hz	584 Hz
<b>PŘIJÍMAČ</b>	lin. - dig.	
<b>Min. det. signál</b>	-109 dBm	-110 dBm
<b>Dynamický rozsah</b>	100 dB	80 dB
<b>Mezifrekvence</b>	60 MHz	30 MHz
<b>Min. det. odrazivost</b>	9,7 dBZ	10,6 dBZ
<b>v max. vzdálenosti</b>	260 km	256 km

Tab. 3. Parametry meteorologických radarů ČHMÚ. Zdroj: (CZRAD, 2011).

### 2.3.2 Princip dopplerovského radaru

Obecně funkci meteorologického radaru popisuje např. KRÁČMAR (2011): Meteorologický radar se skládá ze tří zásadních částí: vysílač, anténa a přijímač. Vysílač radaru generuje krátké pulsy s vysokým okamžitým výkonem (řádu 100 kW). Parabolická anténa vysílá elektromagnetickou energii, která má tvar úzkého svazku (šířky desetin až jednotek stupňů), do atmosféry, kde dochází k odrazu části energie od cílů meteorologických i nemeteorologických. Zároveň dochází k pohlcení i rozptýlení části této energie odražejícími částicemi.

V případě podmínek jiných, než jaké jsou typické pro standardní atmosféru, dochází ke změnám v šíření radarového paprsku. Hovoří se o tzv. anomálním šíření ANAPROP (*Anomalous Propagation*).

**Refrakce** značí lom elektromagnetických vln v atmosféře. V meteorologii nejčastěji rádiových vln procházejících atmosférou, způsobené prostorovými změnami indexu lomu, které jsou podmíněny změnami hustoty vzduchu. Refrakce rádiových vln, používaných v meteorologických radiolokátorech, významně závisí i na vlhkosti vzduchu, což souvisí s tím, že rádiové vlny mají podstatně nižší frekvenci než světelné záření a při jejich dopadu se uplatňuje orientační polarizace souborů molekul H<sub>2</sub>O, ovlivňující index lomu vzduchu (SOBÍŠEK, 1993).

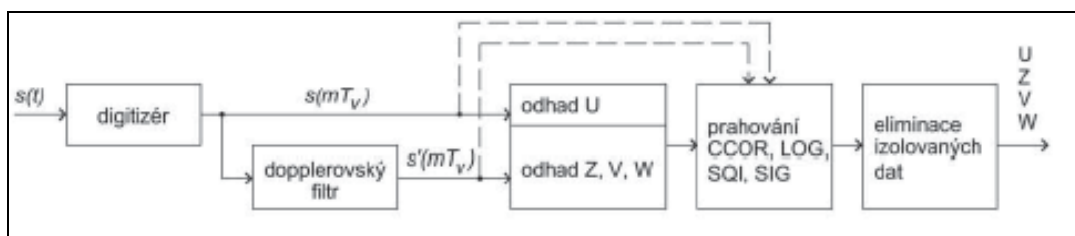
Je-li gradient refraktivity oproti standardní atmosféře menší, šíří se paprsek ve větší výšce, či je zakřiven nahoru. Nastává tzv. subrefrakce. Naopak, vyskytne-li se přízemní

inverze doprovázená prudkým poklesem vlhkosti s výškou, nastává tzv. superrefrakce. V této situaci je křivost radarového paprsku výrazně větší a v určité vzdálenosti od radaru se puls dostane až k zemskému povrchu, od něhož se odrazí a anténa radaru pak zaznamenává falešné echo (ŘEZÁČOVÁ *et al.*, 2007).

Část zpětně rozptýlené energie, která je zachycena anténou, je zpracována přijímačem radaru (JURÍKOVSKÁ, 2009), který detekuje a zesiluje zaznamenaný signál. Přijímač určuje velikost zaznamenaného signálu (ŠÁLEK *et al.*, 2004). Ze zachyceného signálu (echa) lze neprodleně určit rozměry, polohu a další charakteristiky sledovaného meteorologického cíle v atmosféře (ILKO, 1990).

Poloha antény (azimut a elevace) a doba mezi vysláním a příjmem signálu určuje polohu cíle. Odražená energie (její množství), která je úměrná **radiolokační odrazivosti Z** cíle (přesněji celkové ekvivalentní ploše zpětného rozptylu všech cílů v objemu impulsu) udává intenzitu cíle (KRÁČMAR, 2011).

Přeměnu signálu radarového echa na výstupní radarová data shrnuje obr. 8. Analogový mezifrekvenční signál  $s(t)$  převede digitalizér do digitální podoby. Značně zjednodušeně (a ne zcela správně) si lze proces digitalizace představit jako periodické odečítání hodnoty napětí signálu (vzorkování) v časových okamžicích vzdálených od sebe o vzorkovací periodu  $\tau_v$ . Následně se signál upraví dopplerovským filtrem, který eliminuje odrazy od zemského povrchu. Z obou digitálních signálů, filtrovaného i nefiltrovaného, jsou dále odhadnuty základní dopplerovské veličiny. Dalšího odstranění nemeteorologických vlivů z odhadnutých veličin se dosahuje prahovacími technikami a potlačením izolovaných anomálií. Podrobnosti viz NOVÁK A KRÁČMAR (1998); BURIAN, (2006); JOSS, (1997).



Obr. 8. Proces tvorby radarových dat. Zdroj: (BURIAN, 2006).

BURIAN (2006) ve svém článku obr. 8. dále popisuje: meteorologický radar je zařízení vysílající v pravidelně opakovaných krátkých intervalech s dobou trvání  $T_0$  mikrovlnný svazek s malou rozbíhavostí do prostoru. Perioda vysílání svazku  $T_v$

bývá v literatuře nazývána jako PRT (*Pulse Repetition Time*). Doba, která uplyne mezi vysláním dvou pulzů po sobě následujících, se značí  $T_s$ . Převrácená hodnota  $T_s$  je opakovací frekvence. Hodnota opakovací frekvence je většinou nastavitelná a určuje maximální dosah radaru. To je velmi důležité, neboť jednoznačné určení vzdálenosti a radiální složky rychlosti mezi cílem a radarem vyžaduje, aby se rozptýlené záření vrátilo k radaru před vysláním následujícího pulzu. (ŘEZÁČOVÁ *et al.*, 2007).

Základními dopplerovskou veličinou je **korigovaná radiolokační odrazivost Z**. Tu lze určit pomocí radarové rovnice (ve zjednodušeném tvaru), která vyjadřuje závislost mezi výkonem signálu přijatého anténou a radiolokační odrazivostí cíle (bodového či objemového):

$$Pr = PI (Z/R^2),$$

kde **Pr** značí přijatý výkon,

**PI** meteorologický potenciál radaru (přístrojová konstanta),

**R** vzdálenost cíle (KRÁČMAR, 2011).

Pro meteorologické cíle, skládající se z velkého množství vodních a ledových částic, je radiolokační odrazivost  $Z$  přímo úměrná sumě 6. mocnin průměrů částic v jednotkovém objemu ( $Z = \text{SUM}(D^6)$ ); toto platí přesně pro Rayleighův rozptyl (BURIAN, 2006).

Rayleighův rozptyl vzchází z Mieovy teorie řešící problém rozptylu na částicích sférického tvaru. Platí pro částice s průměrem řádově menším než vlnová délka radaru a elektricky nevodivé. V radiolokační meteorologii se někdy využívá Rozšíření Mieovy teorie na částice tvaru např. rotačního elipsoidu, neboť velké vodní kapky a ledové částice oblaků a srážek nejsou sférického tvaru. V souvislosti s rozptylem elektromagnetického vlnění na různých typech atmosférických aerosolů se dnes používají i různé modely složitějšího rozptylu na obecně nesyféricích částicích (SOBÍŠEK, 1993).

Jednotkou odrazivosti je  $1 \text{ mm}^6/\text{m}^3$ , pro praktické účely se nejčastěji využívá logaritmické vyjádření radiolokační odrazivosti  $10 \log Z$ , jehož jednotkou je [dBZ]. Radarová rovnice je pak vyjádřena jako:

$$10 \log Z = 10 \log Pr + 20 \log r - \log PI$$

Toto vyjádření radarové rovnice má výrazně užší obor hodnot. Předchozí způsob vyjádření totiž nabývá hodnot v sedmi řádech (ŠÁLEK *et al.*, 2004).

Korigovaná radiolokační odrazivost **Z[dBZ]** vzniká z nekorigované odrazivosti eliminací odrazů, které s vysokou pravděpodobností nemají meteorologický původ, a slouží jako podklad pro tvorbu map srážkových intenzit (*BURIAN, 2006*).

Dále data radiolokační odrazivosti společně s Dopplerovskou radiální rychlostí, získané z radarových měření, umožňují analyzovat pole větru. Jedná se o výpočet vertikálního profilu větru pomocí modifikované metody VAD (*Velocity-Azimuth Display*). Tato metoda předpokládá určité zjednodušení - horizontálně homogenního pole větru.

Komplexnější je metoda VVP (*Volume Velocity Processing*) využívající měření na více elevacích, které umožňuje vypočítat vertikální gradienty parametrů pole větru. Podrobnosti viz *NOVÁK (1998)*.

### **2.3.3 Základní operativní produkty**

Od začátku operativních digitálních měření v roce 1993 jsou z objemových měření generovány každých 10 minut následující uživatelské produkty:

- Pole maximálních odrazivostí s bočními průměty
- CAPPI 1.5 km - radiolokační odrazivost v konstantní nadmořské výšce
- Výšky horní hranice radioecha

s následujícími parametry:

- Horizontální rozlišení: 2 x 2 km do vzdálenosti 256 km
- Vertikální rozlišení: 1 km do výšky 14 km
- Stupňů intenzit dBZ: 16 (od 4 do 60 dBZ)
- Geografická projekce: gnomonická se středem v Praze-Libuši

Tvorba sloučené radarové informace ČR z dat radarové sítě ČHMÚ se provádí každých 10 minut centrálně na serveru na pracovišti v Praze-Libuši.

Od roku 2001, je současně se starším "základním" zpracováním operativně provozován nový vlastní software pro zpracování a zobrazování radarových dat. V současnosti jsou následující produkty operativně generovány každých 5 minut:

- MAX\_Z\_3D - pole maximálních odrazivostí s bočními průměty
- MAX\_COR - pole maximálních odrazivostí korigované pomocí vertikálního profilu odrazivosti (pouze horizontální průmět)

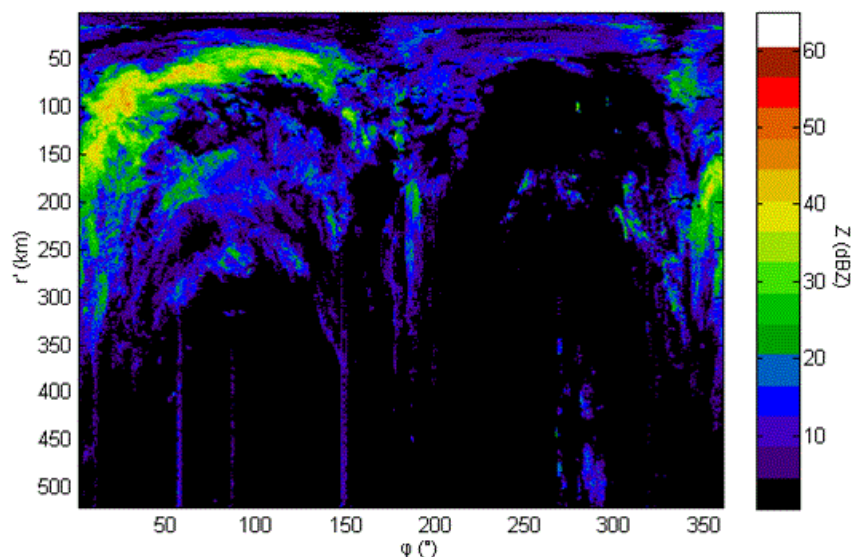
- PPI - radiolokační odrazivost při konstantním elevačním úhlu
- CAPPI - radiolokační odrazivost v konstantní nadmořské výšce - 1-14 km s 0.5 km vertikálním krokem
- CAPPI\_COR - radiolokační odrazivost v konstantní nadmořské výšce korigovaná pomocí vertikálního profilu odrazivosti - 1-ř km s 0.5 km vertikálním krokem
- ETOP - výšky horní hranice radioecha
- VIL - vertikálně integrovaný obsah vody
- Y\_ALG - Y-algoritmus

s následujícími parametry

- Horizontální rozlišení: 1 x 1 km do vzdálenosti 256 km
- Vertikální rozlišení: 0.5 km do výšky 14 km
- Stupňů intenzit dBZ: 256 (od -32dBZ s krokem 0.5 dBZ)

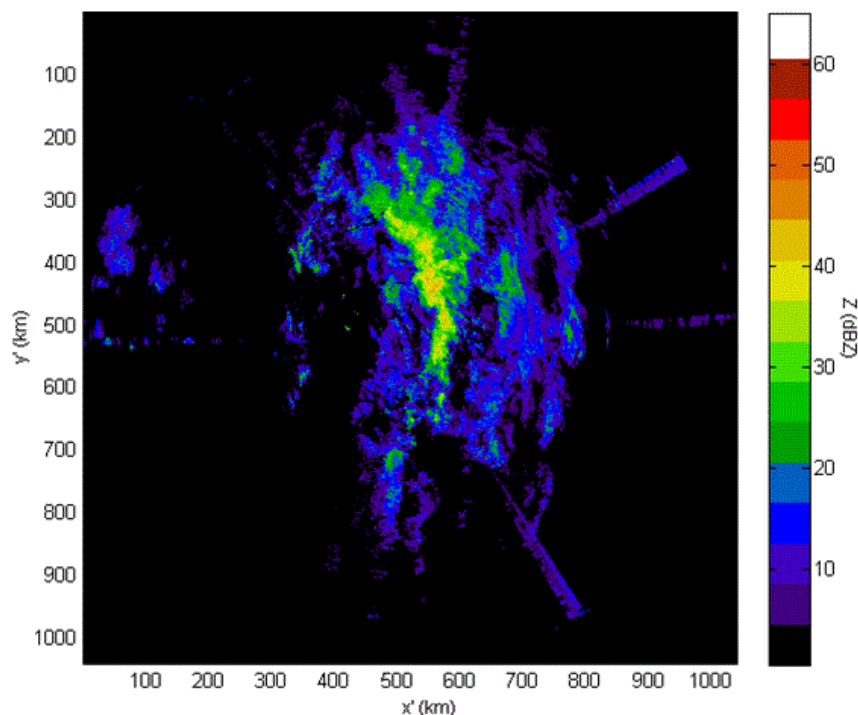
Tvorba sloučené radarové informace ČR z dat radarové sítě ČHMÚ se provádí každých 5 minut centrálně na serveru na pracovišti v Praze-Libuši (CZRAD, 2011).

Původní objemová radarová data jsou uložena ve sférických souřadnicích (vzdálenost, azimut, elevace), (KVĚTOŇ, 2002). Obr. 9. ilustruje data jako obrazovou informaci v tzv. B-display. Jedná se o znázornění radarové odrazivosti Z pro nejnižší elevaci.



Obr. 9. Orientační znázornění odrazivosti Z pro nejnižší elevaci ve sférických souřadnicích. Zdroj: (CHMELA *et al.*, 2012).

Radarová data se pro praktické použití převádějí ze sférických souřadnic do 3D kartézských souřadnic ( $x, y, z$ ). Na obr. 10. je znázorněna stejná situace jako na obr. 9., tentokrát ale v kartézských souřadnicích, v tzv. PPI-display (*Plan Position Indicator*). Toto znázornění lze již lehce použít např. na propojení s mapovým podkladem pro geografickou lokalizaci detekované srážkové oblačnosti *CHMELA et al., 2012*).



Obr. 10. Orientační znázornění odrazivosti  $Z$  pro nejnižší elevaci v kartézských souřadnicích. Zdroj: (*CHMELA et al., 2012*).

V meteorologické praxi je nejvíce používán produkt **Pole maximálních odrazivostí v Pseudo-3D projekci**. Ten obsahuje vypočtené boční maximální průměry ve směru jih – sever a západ – východ (*KVĚTOŇ, 2002*).

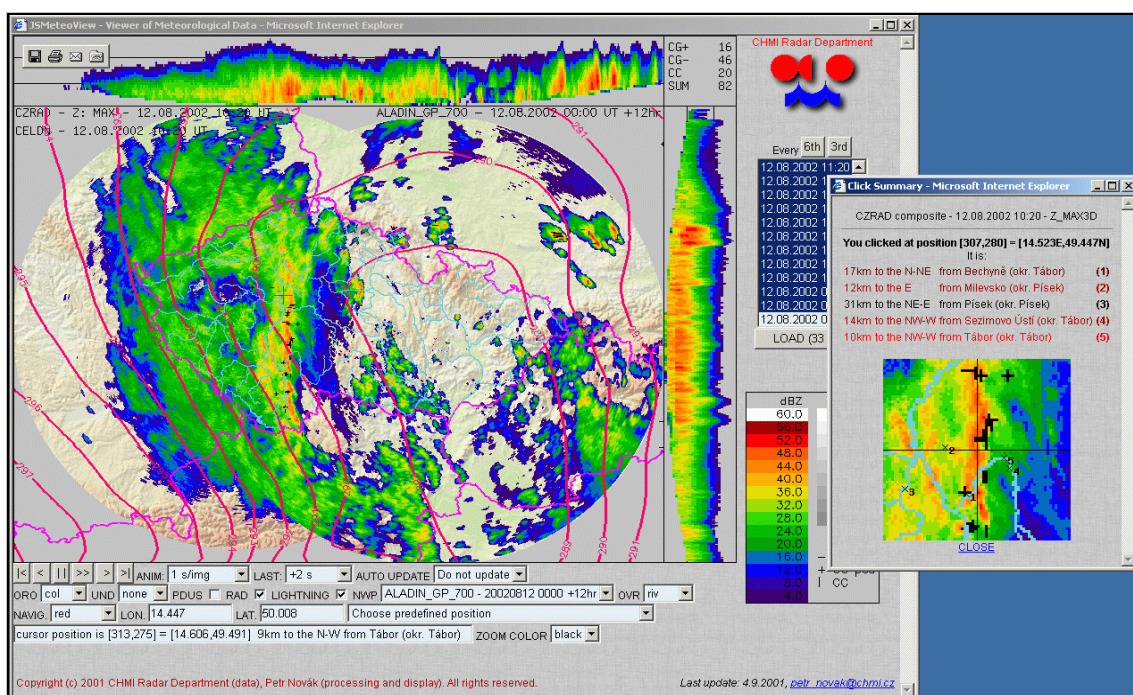
### 2.3.4 Zobrazování uživatelských produktů

Vývoj dynamického systému atmosféry je možno simulovat numerickými meteorologickými modely. Zejména jde o lokální model ALADIN, jehož předpověď na 54 hodin dopředu se počítá 4x denně v ČHMÚ (Český hydrometeorologický ústav), lokální model COSMO LME německé meteorologické služby, počítaný 2xdenněna 48 hodin a 2x denně na 72 hodin dopředu, globální model Evropského centra pro střednědobé předpovědi počasí (ECMWF počítaný 2x denně na 360

hodin) a globální model GFS americké meteorologické služby ve Washingtonu počítaný 4x denně na 360 hodin (KUBÁT *et al.*, 2009).

Pro univerzální zobrazování byl vytvořen internetový prohlížeč JSMeteorView autora Petra Nováka viz NOVÁK A KRÁČMAR (2002), založený na JavaScriptu, odstraňující potřebu speciálního software na koncovém počítači.

Příklad tokového zobrazení je obr. 11., Jedná se o pás bouřek zaznamenaný 12. 8. 2002. Prohlížeč mimo jiné umožňuje přiblížení zkoumané oblasti (vpravo dole), k lokaci lze použít orientační body, v našem případě obce (KVĚTOŇ, 2002).



Obr. 11. Zobrazení radiolokační odrazivosti (barevná stupnice), údajů ze systému detekce blesků (černé křížky) a výšky geopotenciální hladiny 700 hPa z modelu ALADIN (červené křivky) v prohlížeči JSMeteorView ze dne 12. srpna 2002 v 10:20 UTC (*Coordinated Universal Time*). Ve výřezu je zvětšena s výskytem konvektivních bouří. Zdroj: (KVĚTOŇ, 2002).

### 2.3.5 Nepřesnosti radarových dat

Chyby radarového měření je možné rozdělit na meteorologické, vznikající především proměnlivostí počasí a s tím spojenou různou povahou hydrometeorů (fáze, rozdělení velikosti apod.), a ostatní („nemeteorologické“), které plynou z

vlastní techniky radarového měření (kvalita radarového zařízení, tvar a šíření radarového paprsku v atmosféře apod.). Mnohé chyby radarového odhadu plynou z kombinace obou faktorů, např. vliv měnícího se vertikálního rozsahu oblačnosti a výšky radarového paprsku nad terénem (*PRAX et al., 2010*).

Při šíření paprsků dochází s rostoucí vzdáleností k rozšiřování paprsků, což současně se zvětšování jeho výšky představuje jednu z nejvýznamnějších systematických chyb při radarových odhadech srážek. Ve větších vzdálenostech (většinou nad 100 km) dochází ke značnému podhodnocení srážek (*ŠÁLEK et al., 2004*). S rozšiřujícím se svazkem paprsků se zvyšuje limitující hranice zachycení echa (citlivost radaru se vzdáleností klesá), souběžně také klesá homogenní zaplnění radarového paprsku srážkovými částicemi (*KRÁČMAR, 2011*).

Mezi další nemeteorologické chyby radarového měření srážek patří např. nepřesná kalibrace radarového měření, tedy nepřesné hodnoty  $Z$ , která může vyplynout ze špatné funkce vlastního radarového zařízení (*PRAX et al., 2010*). Navíc ve vrstvě tání srážek pod nulovou izotermou (*bright band*) může docházet k přechodnému zvýšení odrazivosti až o 15 dBZ (*KRÁČMAR, 2011*).

Mezi další nedostatky radarových měření patří možné částečné či úplné blokování paprsku terénními překážkami či jinými objekty (stožáry, budovy, stromy apod.). Samostatným problémem jsou pozemní cíle, jejichž přítomnost může radarové měření zcela znehodnotit. V současné době se k eliminaci („vymazání“) pozemních cílů používají algoritmy využívající Dopplerův jev, neboť pozemní cíle se na rozdíl od hydrometeorů většinou příliš nepohybují, popř. statisticky filtr (*PRAX et al., 2010*). Od roku 2005 se v určitých azimutech objevuje i rušení vlivem datových přenosů, což se projevuje radiálními „paprsky“. Tyto „paprsky“ se sice z větší části eliminují, ale odhad srážek z oblastí rušených uvedenými zdroji je pochopitelně méně kvalitní (*ŠÁLEK, 2011*).

Moderní radary jsou schopny mnohé z těchto problémů řešit či včas diagnostikovat, ale ne vždy je možné závadu odstranit včas (*PRAX et al., 2010*).

Meteorologické chyby v radarových odhadech zapříčiňují suché nízko ležící vrstvy vzduchu, díky kterým dochází k výparu srážkových částic a následnému přecenění srážkového úhrnu (*JUŘIKOVSKÁ, 2009*).

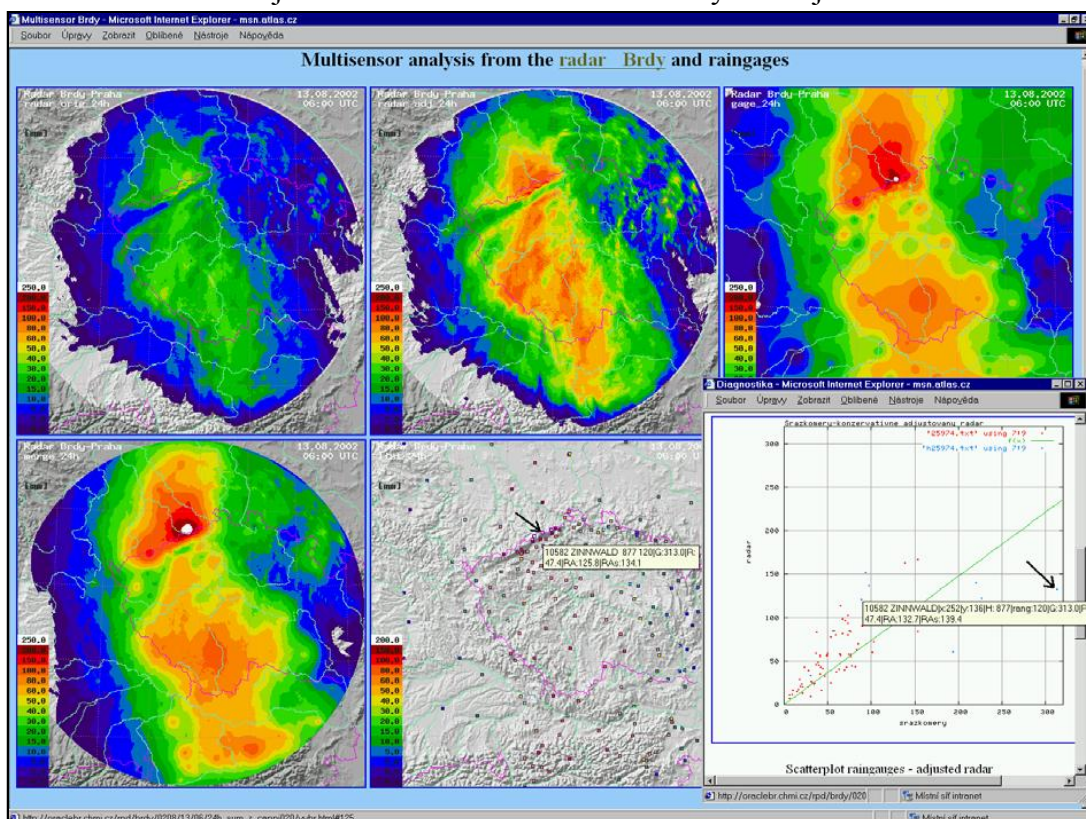


### 3.1.7. Adjustace radarových dat

Stále více rozvíjející se metodou získání co nejuvěrnějšího obrazu srážkového pole je tzv. **multisensorová analýza**, tj. analýza s použitím více typů měřících čidel, většinou kombinace údajů ze srážkoměrů a radarových odhadů. Tyto postupy jsou založeny na časoprostorových modelech srážkového pole se zahrnutím jeho kovarianční (autokorelační) struktury a chyb obou způsobů měření, případně na jednodušších modelech optimální lineární interpolace či krigování (KVĚTOŇ, 2002).

V ČHMÚ je již několik let v rutinním provozu kombinovaná analýza srážek, která poskytuje čtyři druhy odhadů, viz obr. 12. (ŠÁLEK *et al.*, 2008):

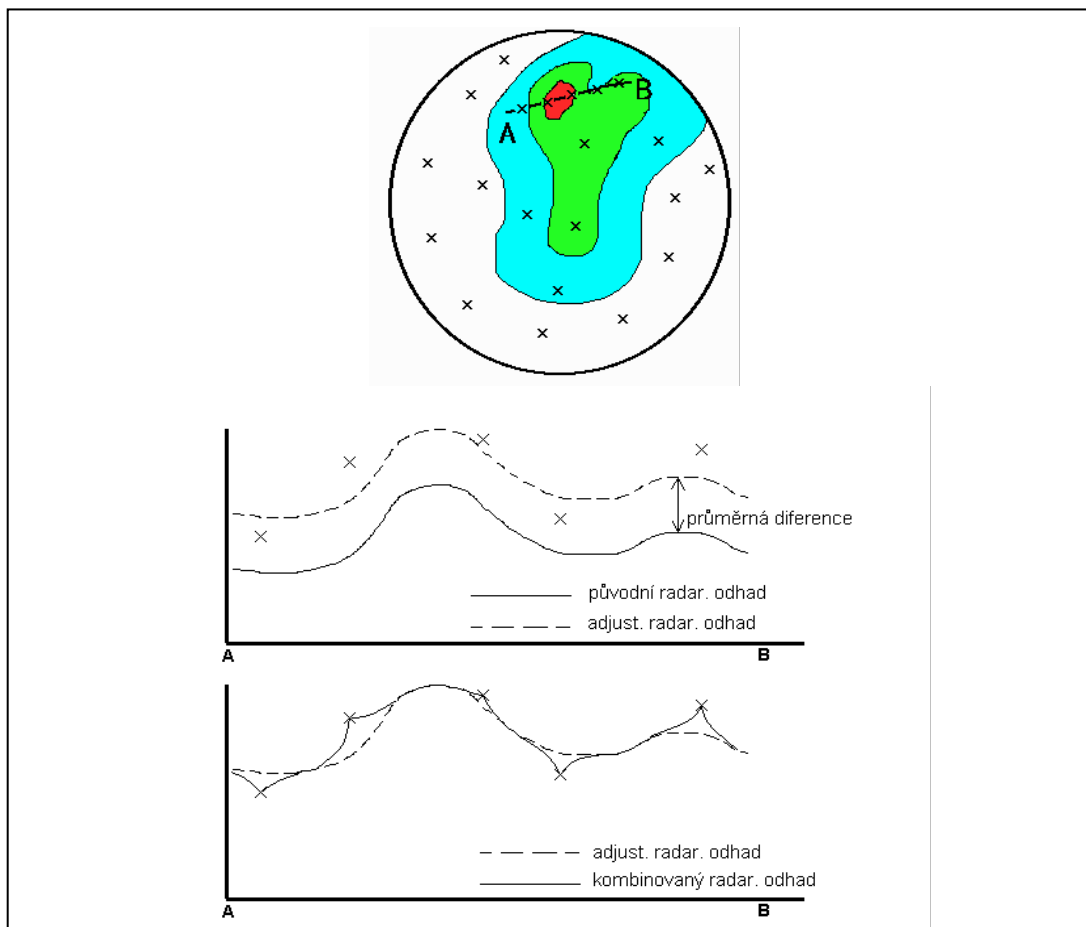
- původní radarový odhad,
- radarový odhad adjustovaný (přizpůsobený) pomocí dostupných srážkoměrných měření
- odhad pouze s pomocí srážkoměrů,
- kombinaci adjustovaného radaru se srážkoměrnými údaji.



Obr. 12. Ukázka části WWW stránky, dostupné na vnitřní počítačové síti ČHMÚ, na které jsou následující plošné analýzy srážek v intervalech 1, 6 a 24 h: odhad srážek z radaru, adjustovaného radaru (s adjustačním koeficientem R/G), plošná analýza srážek s použitím pouze srážkoměrných údajů metodou optimální interpolace, kombinace radar + srážkoměr a lokality srážkoměrů s možností zjistit některé údaje srážkoměrných stanic (indikativ WMO, indikativ CLICOM, nadmořská výška, hodnota měření srážkoměrů a radarových odhadů).

Vpravo dole je vztah srážkoměrných měření k příslušným radarovým odhadům. Na uvedeném obrázku jsou denní srážky od 12. srpna 2002, 06 UTC do 13. srpna 2002, 06 UTC. Zdroj: (KVĚTOŇ, 2002).

Proceduru kombinace adjustovaného radaru se srážkoměrnými údaji lze popsat pomocí obr. 13., na kterém je zjednodušené schéma průměrné adjustace a kombinace adjustovaného radarového odhadu, demonstrované na „jednorozměrném“ případě (profilu srážkoměrných stanic a příslušném radarovém odhadu).



Obr. 13. Schéma výpočtu kombinovaného pole radar + srážkoměr. V horní části obrázku je naznačen radarový odhad s polohami srážkoměrných stanic, ve spodní části obrázku je zjednodušené jednorozměrné schéma výpočtu v profilu AB, spočívající v adjustaci (posunutí) původního radarového odhadu a v kombinaci adjustovaného radarového odhadu se srážkoměrným měřením, jehož reprezentativnost klesá s rostoucí vzdáleností od srážkoměrné stanice. Zdroj: (KVĚTOŇ 2002).

Dosažené výsledky přesvědčivě ukázaly, že spojením radarových a srážkoměrných dat dostaneme vždy lepší výsledky než s daty z jednoho zdroje (SOKOL et al., 2003).

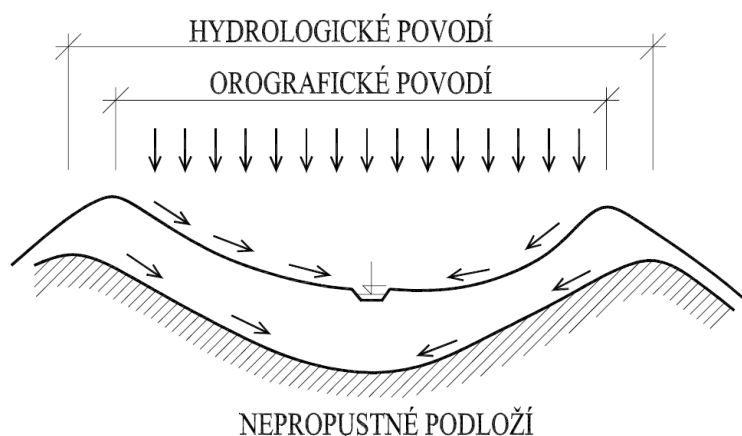
## 2.4 Výzkum na malých povodích

### 2.4.1 Malá povodí

Základní hydrologickou jednotkou (oblastí), na kterou se vztahují jednotlivé odtokové charakteristiky a lze pro ni vyjádřit číselnou bilanční rovnicí, se nazývá povodí (*DUB a NĚMEC, 1969*).

Je to území, ze kterého všechna voda stéká k určitému místu na toku, tzv. závěrový profil. Jedná se tedy o sběrnou oblast toku. Jde přitom o veškerý odtok. Povrchový i podzemní (*STARÝ, 2005*). Pro detailní studium hydrologických procesů jsou informace z malých povodí nezbytné (*PAVLÁSEK et al., 2006*).

Toto území je omezené **rozvodnicí** — čára oddělující dvě sousední povodí. Myšlená čára na povrchu terénu, od které se rozděluje povrchový odtok do dvou sousedních povodí, se nazývá orografická rozvodnice, na rozdíl od hydrogeologické rozvodnice, která představuje rozhraní povodí podzemních vod (*SOBÍŠEK, 1993*). U velkých povodí jsou rozdíly zpravidla malé, zanedbatelné. Naopak u malých povodí je rozdíl relativně velký. V odůvodněných případech, zejména u experimentálního povodí, kde se zkoumají jednotlivé složky odtoku, se zjišťuje i průběh podpovrchových vod hydrogeologickým průzkumem (*KVÍTEK et al., 2006*), obr. 14.



Obr. č. 14. Orografické a hydrologické povodí. Zdroj: (*STARÝ, 2005*).

Počátky intenzivního využívání malých povodí ve vztahu k hydrologické analogii spadá do první poloviny šedesátých let, do doby předcházející vzniku Mezinárodní hydrologické dekády (*BALEK, 2006*).

Základem jsou dlouhodobá sledování v povodí o ploše řádu od desítek ha po jednotky, výjimečně až desítky km<sup>2</sup>, která jsou co do přírodních, technických i hospodářských podmínek dostatečně homogenní (*DOLEŽAL et al., 2006*).

Cílem těchto studií je kvantifikace a podrobný popis vybraných částí hydrologického cyklu. Mezi základní analýzy náleží popis srážkoodtokového procesu povodí. (*PAVLÁSEK et al., 2006*). A to jak aktuální stav, tak i vývoj v minulosti a trendy a alternativy budoucího vývoje (*DOLEŽAL et al., 2006*).

Později se pozornost soustředila i na sledování chemismu a geochemických procesů. Postupně se ukázalo, že povodí poskytují další významné informace o ekologické stabilitě, a o procesech sociálních a ekonomických ve vztahu k etnickému složení populace; také o místní historii (*BALEK, 2006*).

Informační zázemí výzkumných povodí je dobrým podkladem pro aktivní experimenty a umožňuje konfrontaci s výsledky předchozích období. Vedle interní spolupráce mezi jednotlivými výzkumnými týmy VÚMOP (Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v.v.i.) jsou tato povodí systematicky včleňována také do celostátních i mezinárodních výzkumných programů, mj. i mezinárodních projektů ERB a FRIEN. Současným požadavkům na komplexnost a podrobnost monitoringu hydrologických procesů v malých povodích nejvíce odpovídá provoz ve výzkumných povodích Cerhovického potoka, Černičí a Kopaninského toku a v některých podpovodích Žejbra (*DOLEŽAL et al., 2006*).

## 2.4.2 Hydrologické modelování

Při správě vodních toků a řízení povodí představuje **hydrologické modelování** důležitý nástroj při předpovídání chování vodního toku a povodí v blízké budoucnosti na základě předpovědi srážek, případně ovlivnění odtokových poměrů (*JONOV, 2005*).

Model lze definovat jako promyšlený, nebo reálně existující systém, který na určitém stupni shodnosti odráží, nebo reprodukuje objekt výzkumu a zastupuje jej v procese poznání tak, že jeho výzkum přináší nové informace o tomto objektu. Je to zpravidla zobrazení skutečných objektů. Definuje množinu předpokladů, ze kterých můžeme dedukcí dojít k určitému důsledku, nebo k množině důsledků. Model se tímto snaží co nejvíce přiblížit k budoucí skutečnosti (*SZOLGAY, 1991*).

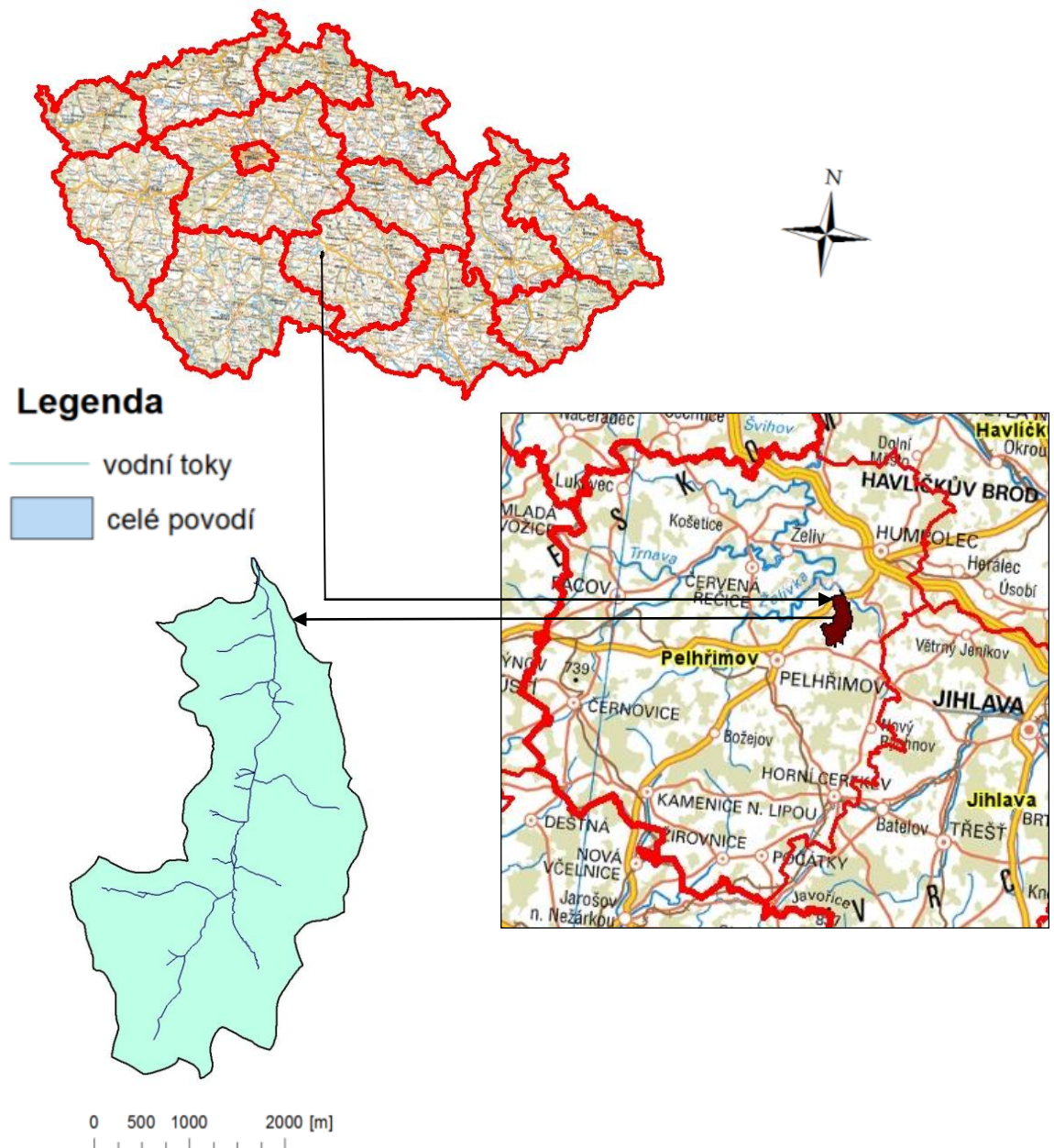
Matematický model srážko-odtokového procesu představuje zjednodušený kvantitativní vztah mezi vstupními a výstupními veličinami určitého hydrologického systému (DAŇHELKA, 2003). Ten je definován jako systém převážně fyzikálních procesů, působící na vstupní proměnné, jež pak transformuje ve výstupní veličiny. V matematickém vyjádření jde tedy o algoritmus řešení soustavy rovnic, které popisují strukturu a chování systému (ABBOTT A REFSGAARD, 1996).

Základní přehled odtokových mechanismů uvádí BEVEN,(2012).

### 3 MATERIÁL A METODY

#### 3.1 Materiál

##### 3.1.1 Povodí Kopaninského toku



Obr. 15. Lokalizace Kopaninského povodí. Zdroj: *Upraveno autorem.*

Jako pilotní území bylo zvoleno povodí Kopaninského toku, které je experimentálním povodím Výzkumného ústavu meliorací a ochrany půdy, v.v.i. (VÚMOP), jehož pokusné plochy byly založeny v r. 1985, původně pro výzkum regulační drenáže na lučních stanovištích. Od r. 1992 je zde systematicky sledována jakost vody, nejen v hlavním toku, ale také na cca 17 přítocích (potocích, drenážích a pramenech). Dále zde byl indikován významný vliv drenáží na změnu vodního a živinného režimu půd a na znečištění povrchových vod (*DOLEŽAL et al., 2006*).

Povodí Kopaninského potoka se rozprostírá v kraji Vysočina, v okrese Pelhřimov a zaujímá plochu 9,2 km<sup>2</sup>, leží severovýchodně od Pelhřimova, přibližně v polovině pomyslné spojnice mezi městy Pelhřimov a Humpolec. Jeho lokalizace je prezentována na obr. 15. Dotčená katastrální území Kopaninským povodím jsou katastry obcí Plevnice, Strměchy, Jelcovy Lhotky, Velký Rybník u Humpolce, Chvojnov, Kletečná u Humpolce, Žirov a Onšovice u Dehtářů.

Kopaninské potok, číslo hydrologického pořadí 1-09-02-03, je levostranným přítokem Jankovského potoka, který se vlévá do vodní nádrže Želivka. Kopaninské povodí je svojí polohou v terénu je klasifikováno jako vnořené povodí Jankovského toku.

Nejvyšší vrchol povodí se nazývá Pavlíčkův kopec s nadmořskou výškou 624 m. n. m., který se nalézá v jihozápadní části povodí. Zbytek území leží ve výšce 467 – 624 m n. m.

Podle mapy klasifikace půd BPEJ jsou na povodí Kopaninského potoka zastoupeny tyto hlavní půdní jednotky: 37, 50, 67, 73 a HPJ 29 – kambizemě modální eu-až mesobazické (KAmé'-KAmá') z půdotvorných substrátů kyselých až neutrálních magmatických hornin poskytujících lehčí zvětraliny. Tato hlavní půdní jednotka je na Povodí Kopaninského potoka nejrozšířenější, zabírá plochu 4,4 km<sup>2</sup>. Podle Hydrologické rajonizace spadá Kopaninské povodí do rajonu 652 – Krystalinikum v povodí Sázavy.

Z hlediska klimatického členění se povodí nachází v mírně teplé oblasti MT 5 - normální až krátké léto, mírné až mírně chladné, suché až mírně suché. Přechodné období je normální až dlouhé, s mírným jarem a mírným podzimem. Zima bývá normálně dlouhá, mírně chladná, suchá až mírně suchá s normální až krátkou sněhovou pokrývkou (*QUITT, 1973*). Dlouhodobí roční průměr srážek činí 665 mm, tento údaj byl získán ze stanice Humpolec v období 1901-50. Srážkový úhrn se v oblasti povodí pohybuje v létě od 350 do 450 mm, v zimě pak od 250 do 300 mm.

Počet letních dní (tj. dnů s maximální teplotou vzduchu alespoň 25 °C) je 30 až 40. Počet dní se sněhovou příkrývkou 60 až 100.

Zájmové území přísluší podle geomorfologického členění *BALATKA (2006)* do provincie Česká Vysočina, subprovincie Česko-moravská soustava, oblasti Českomoravská vrchovina, celku Křemešnická vrchovina, podcelku Želivská pahorkatina, okrsku Hořepnická pahorkatina. Jde o plochu se zarovnaným povrchem, rozřezanou neckovitými údolími vodních toků. Území náleží k erozně denudačnímu typu reliéfu. Plocha povodí je nejvíce využívána jako zemědělská půda (45% území), převládá zde rostlinná zemědělská výrova s tradičními agrotechnickými postupy. Oblast je klasifikována jako zemědělský výrobní typ bramborářsko žitný. Dále se zde vyskytují lesní komplexy (36% území). Nejčastěji se jedná o smrkové monokultury. Trvalý travní porost (13,7% území) jsou především sečené luční porosty. Základní výše popsané charakteristiky povodí shrnuje tab. 4.

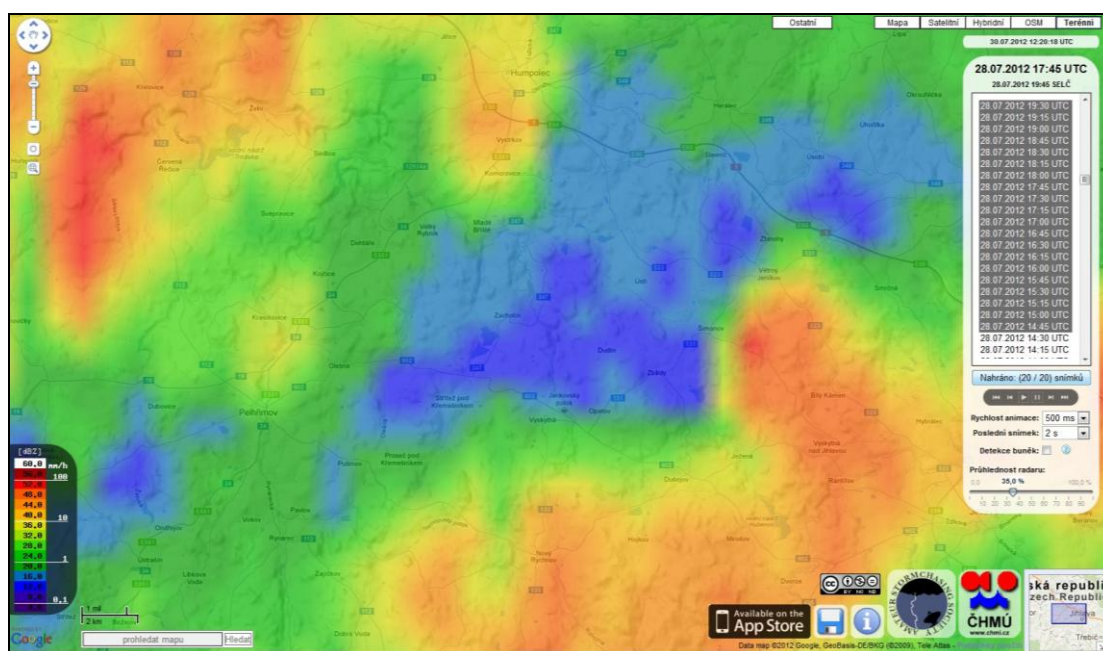
Název toku	Kopaninský tok
Průměrná zeměpisná šířka	49° 28' S
Průměrná zeměpisná délka	15° 17' V
Nadmořská Výška	523
Plocha [km <sup>2</sup> ]	6,99
Délka toku [km]	5,9
Hydrologické pořadí toku	1-09-02-031
Nadřazené vodní toky	Jankovský potok, Želivka, Sázava, Vltava
% orné půdy	45
% TTP	13
% lesů	36
% odvodněných ploch	10
Průměrné roční srážky [mm]	665 (Humpolec, 1901-50)
Průměrná roční teplota [°C]	7,0 (Humpolec, 1901-50)
Horninové podloží	pararula
Převládající půdní typ	kambizem

Tab. 4. Základní charakteristiky Kopaninského toku. Zdroj: *Upraveno autorem.*



### 3.1.2 Použitá data

Pro zpracování analýzy srážkových událostí na výzkumném povodí byly Ing. Pavlem Tachecím, Ph.D. poskytnuty printscreeny (obr. 16.) objemových dat radarové sítě CZRAD resp. data naměřená radarem Skalky a radarem Brdy. Jednotlivé snímky vybraných významných srážkových událostí pocházejí z období 4. 6. 2011 20:00 SELČ (*StředoEvropský Letní Čas*) do 3. 5. 2012 18:30 SELČ v patnáctiminutovém kroku podle skenovací strategie. Jiná zpoplatněná radarová data se pro potřebu této diplomové práce vzhledem k podobnosti poskytující radarové informace nepořizovala.



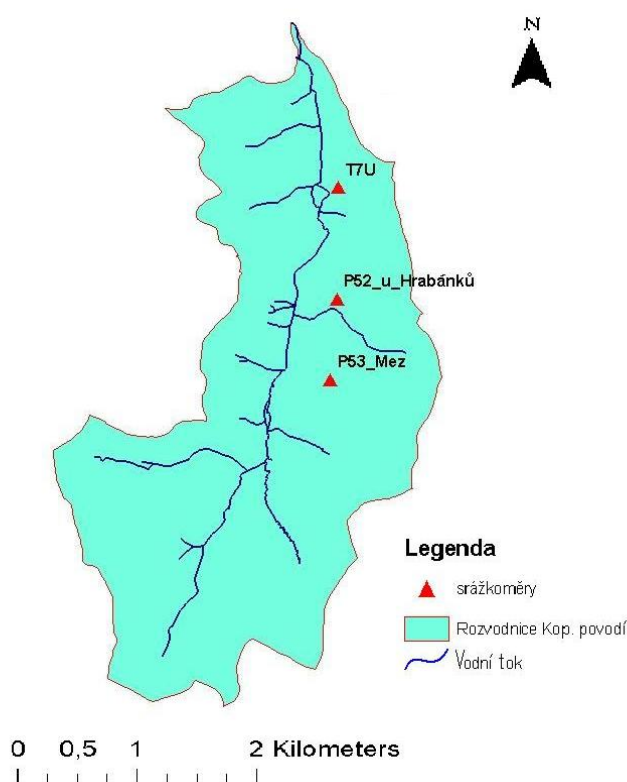
Obr. 16. Printscreeny objemových dat (Z: Max 2D) radarové sítě CZRAD. Zdroj: *Upraveno autorem.*

Aplikace, znázorněná na obr. 16. slouží k zobrazení přeprojektovaných radarových dat České radarové sítě CZRAD a bleskových dat sítě Blitzortung.org pomocí opensource mapového rozhraní OpenLayers, které umožňuje jejich detailní zobrazení. Typ produktu použitý v této aplikaci a následně v této diplomové práci je pole maximálních radiolokačních odrazivostí sloučených z radarů Brdy-Praha a Skalky ve vertikálním sloupci nad daným bodem tzv. Z: MAX 2D, který je pro pozdější výpočet srážkové intenzity nejspolehlivější (*KRÁČMAR, 2011*). Čas měření je udáván ve světovém čase UTC (*Coordinated Universal Time*). Pro získání místního času je třeba k zobrazenému času přičíst 1 hodinu v zimním období, kdy platí středoevropský čas, resp. 2 hodiny v období platnosti středoevropského letního času (SELČ).

Autoři prohlížeče jsou Lukáš Ronge z Amatérské meteorologické společnosti - o.s. a RNDr. Petr Novák Ph.D. z Českého hydrometeorologického ústavu, který je spolu s Blitzortung TOA lightning detection network poskytovatelem a majitelem zobrazených dat.

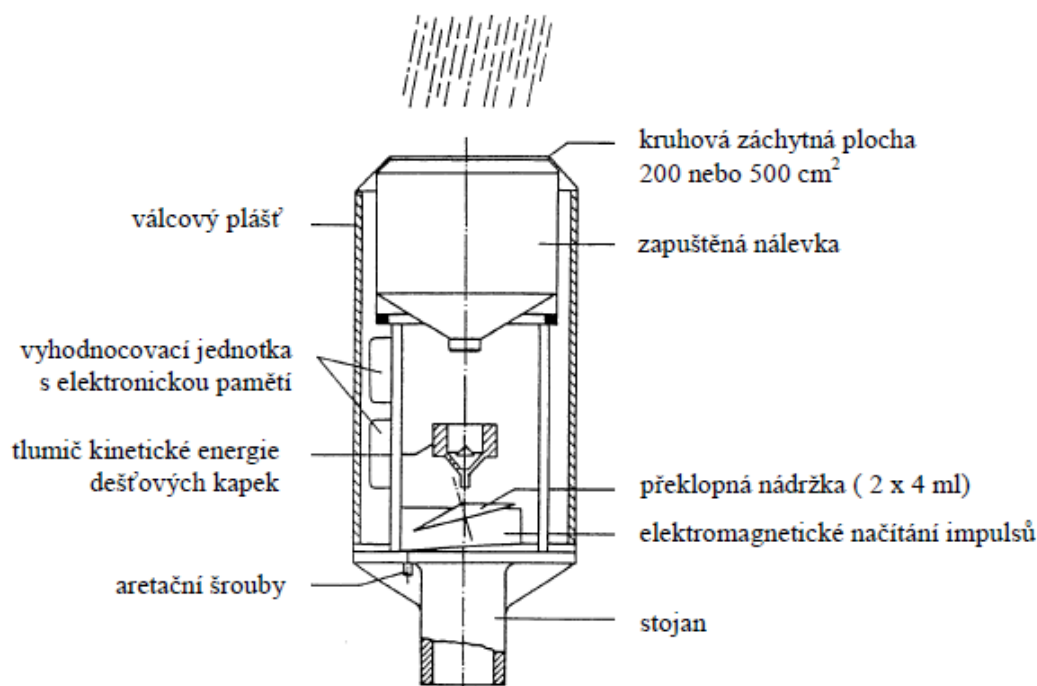
Programové prostředí aplikace umožňuje uživatelům ovládní animace radarových snímků, volit typ podkladové mapy s libovolnou lokací zájmové oblasti, korigování průhlednosti radarové odrazivosti Z na mapovém podkladu a zobrazování doplňujících meteorologických informací, jako například data z automatických a profesionálních meteostanic, pohledy z webkamer, či funkci detekce konvektivních buněk.

Jako druhý zdroj dat byla pro zvolené povodí použita data ze tří srážkoměrů, které se nacházejí přímo v povodí Kopaninského toku, viz obr. 17. V ČR připadá v průměru jedna srážkoměrná stanice na 79 km<sup>2</sup> (KEMEL, 2006). Pro účely výzkumu, jako je tomu v případě Kopaninského povodí, bývá srážkoměrná síť rozšířena. Jedná se o automatickou srážkoměrnou stanici „T7U“ a automatické srážkoměry s pracovními názvy „P52 u Hrabánků“ a „P53 Mez“.



Obr. 17. Lokalizace srážkoměrů umístěných na ploše Kopaninského povodí. Zdroj:

*Upraveno autorem.*



Obr. 18. Člunkový srážkoměr. Zdroj: (KEMEL, 2006).

Automatický člunkový (nebo také překlopný) srážkoměr (Obr. 18.) se skládá z čidla (člunku) a vyhodnocovací jednotky. Srážkoměry T7U, P53 ani P52 neměří tuhé srážky, protože nejsou vyhřívány. Stanice mají záchytnou plochu 500 cm<sup>2</sup>, s rozlišitelností 0,1mm srážky na jedno překlopení člunku.

Princip měření srážkoměru se odvíjí od překlápějícího pohybu člunku podél své osy. Dešťové srážky jsou vedeny ze sběrné nádoby výtokovým otvorem do horní poloviny překlápěcího člunku. Po naplnění člunku nadefinovaným množstvím srážek dojde k jeho překlopení a začíná se plnit druhý člunek. Každé takové překlopení je registrováno a zaznamenáno v měřící stanici. Takto se získá detailní časový průběh srážky. Přístroje podobné konstrukce vykazují 3 – 5% objemovou chybu, která bývá způsobena výparem vody přímo z člunku, popř. relativně malou sběrnou plochou. Větší hodnoty objemové chyby vykazuje srážkoměr zejména v období s dešti malé vydatnosti a s malým celkovým úhrnem, který se stačí z člunku odpařit bez překlopení (KEMEL, 2006).

Srážkoměrná stanice T7U zaznamenává srážkový úhrn v minutovém kroku. Mimo to měří také teplotu srážek a teplotu vzduchu. Srážkoměry „P52 u Hrabánků“ a „P53 Mez“ zaznamenávají srážkový úhrn v desetiminutových intervalech.

K vyhodnocení a úpravě dat byl použit software Microsoft Office Excel 2007 od firmy Microsoft a ArcGIS for Desktop 10 od firmy Esri, která se zabývá vývojem softwaru určeného pro práci s geografickými informačními systémy.

Microsoft Excel 2007 byl použit především pro úpravu srážkových úhrnů ze srážkoměrů na data s patnáctiminutovým krokem, aby bylo dosaženo kompatibility s objemovými daty radarové sítě CZRAD, která jsou měřena v témže intervalu. Dále se využil pro výpočet intenzit a úhrnů srážek a pro prezentaci výsledků formou tabulek a grafů.

ArcGis je kompletní systém, který umožňuje prostřednictvím geografických znalostí provádět hloubkovou analýzu a interpretaci dat. Z ArcGIS byla použita aplikace ArcMap, která je centrální aplikací v ArcGIS Desktop, použitelná pro všechny mapově orientované úlohy, včetně prostorových analýz, editace dat a tvorby kartografických výstupů.

### **3.2 Metody zpracování**

V první etapě zpracování podkladových dat pro pozdější analýzu byly vybrány 4 srážkové události, které významně zasáhly do prostoru povodí Kopaninského toku. Jednalo se o epizody ze dne 4. 6. 2011 20:00 – 21:30, 13. 7. 2011 20:00 – 22:00, 4. 8. 2011 15:30 – 19:30 a 3. 5. 2012 16:30 – 18:30.

Prvním krokem bylo v ArcGIS – resp. v ArcMap vytvoření nového shapefile, což je datový formát pro ukládání vektorových prostorových dat pro geografické informační systémy, rozvodnice Kopaninského povodí, aby bylo možno zájmové povodí lokalizovat v objemových radarových datech. Rozvodnice 1. až 4. řádu poskytuje referenční geografická databáze DIBAVOD (Digitální báze vodohospodářských dat), která je spravována a vyvíjena na Oddělení geografických informačních systémů a kartografie VÚV T.G.M., v.v.i..

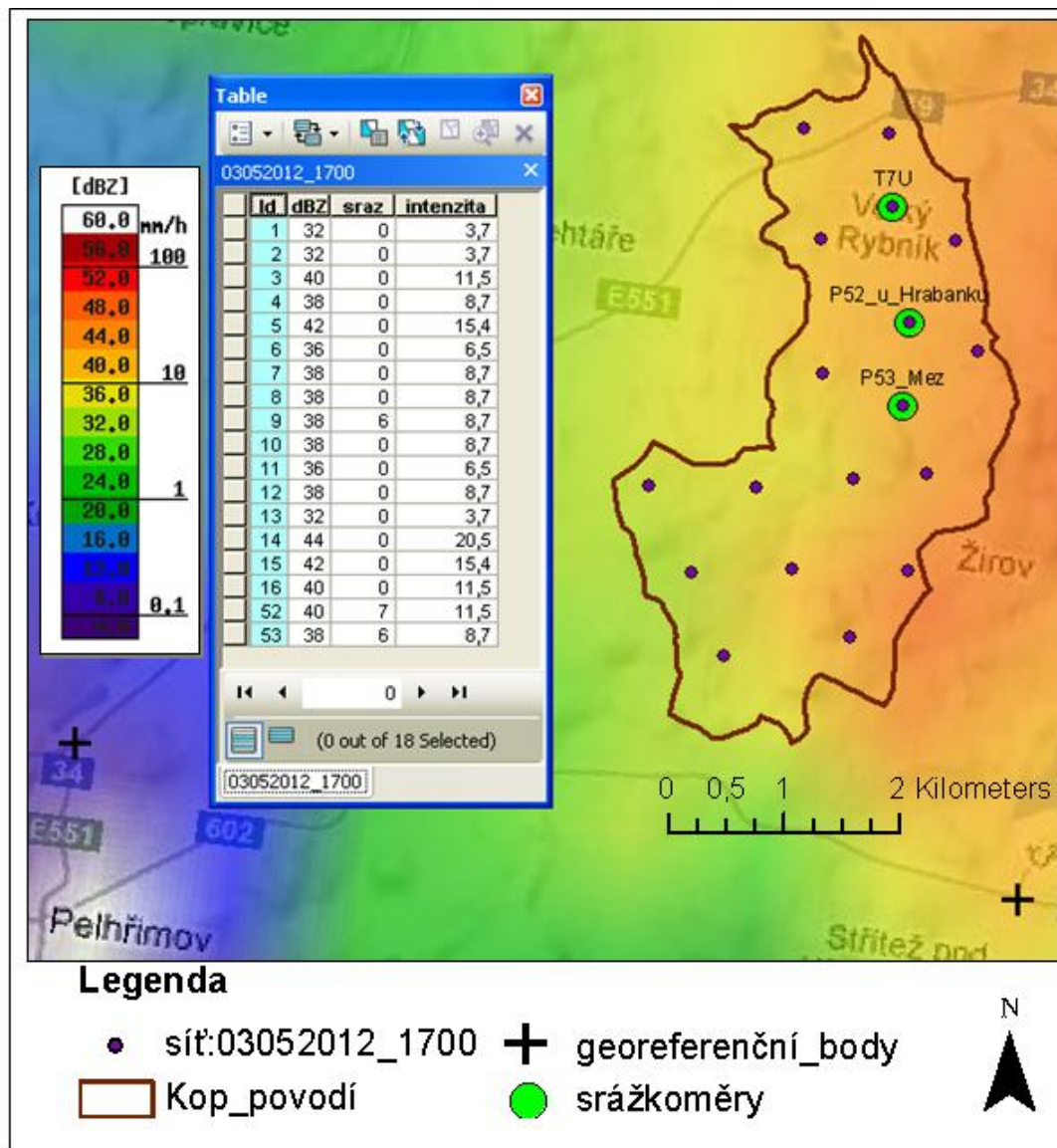
Aby bylo možno použít printscreeny radarových objemových rad získané jako obrázky v digitálním tvaru, musejí se georeferencovat, to znamená převést do souřadnic kartografického zobrazení, v této práci S-JTSK Křovák East North.

Pro georeferencování musíme znát skutečné souřadnice alespoň 4 bodů georeferencovaného obrázku. Po detailním vyhodnocení terénu na printscreezech radarových dat bylo zvoleno georeferencování podle známých souřadnic křižovatek cestní sítě v blízkém okolí Kopaninského povodí viz obr. 19. Souřadnice byly

odečteny z webového portálu mapy.cz. Využit byl programový nástroj georeferencování a transformace rastrů „Georeferencing“ s využitím funkce „Zoom to layer“, aby určení polohy proběhlo kvalitně. Přesnost transformace, která byla dodržena, udává hodnota RMS (střední souřadnicová chyba), ta by v žádném případě neměla přesáhnout hodnotu 1,0m.

Pro analýzu srážkových událostí byl, po transformaci printscreenů radarových dat, v povodí Kopaninského potoka navržen shapefile síťě osmnácti reprezentativních bodů, ve kterých se následně odečetla radarová odrazivost Z [dBZ]. Při rozmístování těchto bodů byla brána v potaz zajištěnost co nejlepší prostorové reprezentativnosti povodí a také to, aby lokalizace srážkoměrů umístěných v povodí byla, pro pozdější porovnání naměřených dat, s těmito body shodná, jak je z obrázku 19. patrné.

S takto připravenými podklady mohla být v každém radarovém snímku v každém reprezentativním bodě zájmového povodí určena (odečtena) maximální radarová odrazivost Z [dBZ] podle stupnice s krokem 4 dBZ.



Obr. 19. Výřez radarových objemových dat Z: MAX 2D z události 3. 5. 2012 17:00, na kterém lze zprava pozorovat rozmístění reprezentativních bodů spolu se srážkoměry, vně Kopeninského povodí. Tabulku atributů reprezentativních bodů. Stupnici radarové odrazivosti Z [dBZ] a georeferenční body, které sloužily k transformaci dat. Zdroj:

*Upraveno autorem.*

V případě srážek není nejdůležitější radarová odrazivost, ale jejich intenzita nebo úhrny. Hlavním problémem je konverze radarové odrazivosti na intenzitu, kde se využívá statistické rozdělení velikosti a pádové rychlosti kapek (PRAX *et al.*, 2010). Domácí ani zahraniční studie doposud neprokázali existenci jednoznačného analytického vztahu mezi množstvím srážek a radarovou odrazivostí, který by zaručil přesnou konverzi naměřených radarových dat na srážkové úhrny (JUŘIKOVSKÁ, 2009). Tuto závislost popisuje semiempirický tzv. „**Z-I vztah**“ (KVĚTOŇ, 2002).

Jeden z prvních a dosud nejčastěji užívaných vztahů pro určování intenzity atmosférických srážek  $I$  [mm/h] v závislosti na radiolokační odrazivosti  $Z$  [mm<sup>6</sup>.m<sup>3</sup>] byl stanoven již v r. 1947 J. S. Marshall a Mc W. K. Palmerem tzv. Marshall - Palmerův vzorec tvaru:

$$Z = A \cdot I^b$$

s experimentálně zjištěnými konstantami  $A$  a  $b$ .

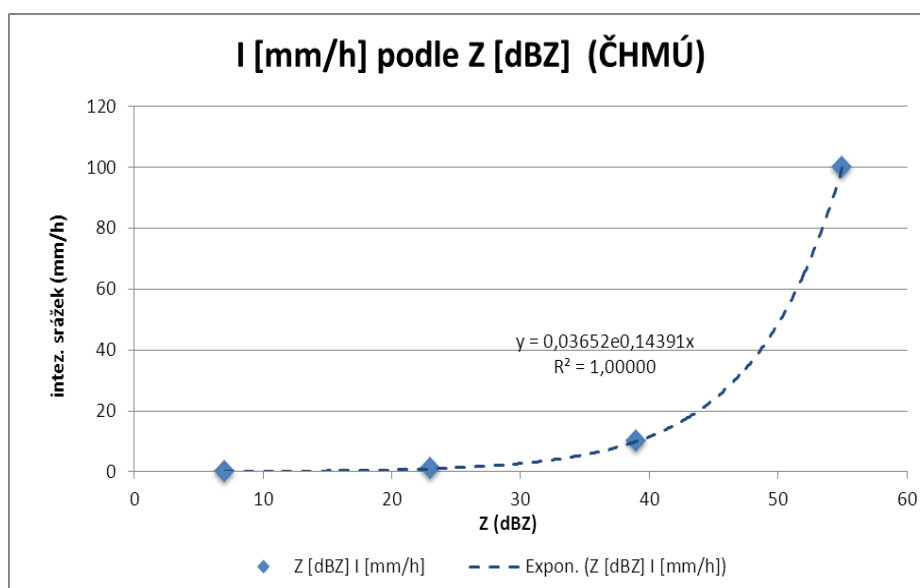
$A$  a  $b$  jsou konstanty, které závisejí na druhu oblaků a srážek, na klimatickogeografických a synoptických podmínkách a kolísají proto v poměrně širokých mezích ( $A$  od 50 do 2 000,  $b$  od 1 do 2,8), (SOBÍŠEK, 1993). V České republice, tedy i v této diplomové práci, jsou nejčastěji používány hodnoty  $A = 200$  a  $b = 1,6$ , které byly odvozeny pro stratiformní (velkoprostorové) srážky ve středních zeměpisných šířkách (BURIAN, 2006; KVĚTOŇ, 2002).

Pro radiolokační odrazivost platí exponenciální závislost:

<b>Z</b> [dBZ]	7	23	39	55
<b>I</b> [mm/h]	0.1	1	10	100

Tab. 5. Exponenciální závislost pro přibližný přepočítání odrazivosti na intenzitu srážek.

Zdroj: (KRÁČMAR, 2011).



Graf 1. Exponenciální závislost pro přibližný přepočítání odrazivosti na intenzitu srážek. Zdroj: *Upraveno autorem.*

Znázorněný přepočítání stupnice Z [dBZ] na obr. 19. (vlevo), v tab. 4. a v grafu 1. na intenzitu srážek I [mm/h] je pouze přibližný. Stupnice je znázorněna pro zdůraznění exponenciální závislosti intenzity srážek na hodnotách radarové odrazivosti [dBZ]. Při nízké intenzitě srážek (cca 0.1 mm/h a méně) se často nejedná o srážky dopadající na zem. Naopak při vysokých intenzitách nad cca 100 mm/h (značené bílou barvou) se často nejedná o tak silné srážky, ale spíše to svědčí o přítomnosti krup, které odráží radarové vlny nejsilněji. Intenzivní srážky příválového charakteru, které také bývají součástí bouřek, znázorňuje barva sytě červená až červená. Oranžové odstíny znamenají silný déšť, žluté až zelené odstíny pak déšť slabší (CZRAD, 2011).

V minulosti, hlavně 60-80. letech 20. Století, se odborníci na radarové odhady srážek soustředili zejména na „ladění“ parametrů „Z-I vztahu“, ale v 90. letech již převládlo jiné paradigma. Podle něho nejsou chyby vlivem nevhodných parametrů vztahu „Z-I“ zanedbatelné, ale většinou menší než chyby vznikající vlivem výšky radarového paprsku nad zemským povrchem, nerovnoměrným zaplněním snímaného objemu atmosférickými částicemi, různou fází hydrometeorů apod. (PRAX *et al.*, 2010).

Zjištěná intenzita srážek, vypočtená podle Marshall - Palmerova vzorce byla dále zpracována v GIS metodou vážené inverzní vzdálenosti IDW (*Inverse Distance Weighting*). Metoda IDW interpoluje hodnoty bodů ve vektorovém formátu do povrchu ve formátu rastru. Výsledek interpolace – průměrná intenzita srážek pro oblast povodí Kopaninského toku - byla prezentována samostatnou datovou vrstvou. Tato metoda zároveň vytvořila také vizuální popis rozložení intenzit srážek nad tímto povodím v příslušném čase.

Zjištěnou intenzitu srážek bylo třeba přepočítat na patnácti minutové srážkové úhrny, podle periody radarového měření. Srážkový úhrn vyjadřujeme z pravidla jako srážkovou výšku (v mm). Je to tloušťka vrstvy vody, která by se vytvořila z deště (příp. rozptýlením srážek pevných) na dané ploše bez odtoku, výparu a vsaku. Přepočítání bylo provedeno programem Microsoft Excel 2007.

Databáze srážkoměrné stanice T7U čítá čtyřletou datovou řadu srážkových úhrnů zaznamenaných po jedné minutě v rozmezí od 31. 10. 2008 do 30. 10. 2012.

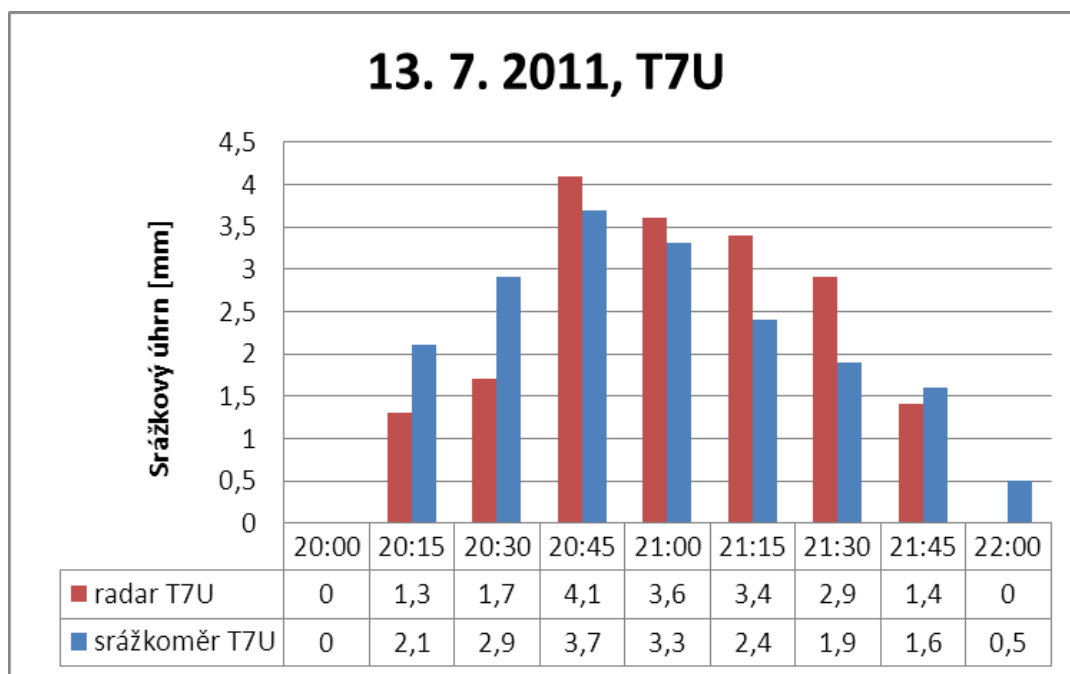


Desetiminutový krok mezi srážkovými úhrny obsahuje databáze srážkoměřů „P52 u Hrabánků“ a „P53 Mez“. Jednoduchý přepočítání na námi použité srážkové úhrny byl opět proveden aplikací Excel 2007.

Kompletně upravená srážková a radarová data, která vstupovala do samotných výpočtů, byla tedy v podobě patnáctiminutových srážkových úhrnů ze srážkových událostí ve dnech 4. 6. 2011 20:00 – 21:30, 13. 7. 2011 20:00 – 22:00, 4. 8. 2011 15:30 – 19:30 a 3. 5. 2012 16:30 – 18:30. Veškeré použité časové údaje jsou uvedeny v SELČ.

## 4. VÝSLEDKY A DISKUSE

Graf 2. popisuje patnáctiminutové srážkové úhrny na povodí Kopaninského toku ze dne 13. 7. 2011 zaznamenaných radarovým odhadem z dat radarové sítě ČHMÚ a automatickým srážkoměrem T7U v obci Velký rybník.

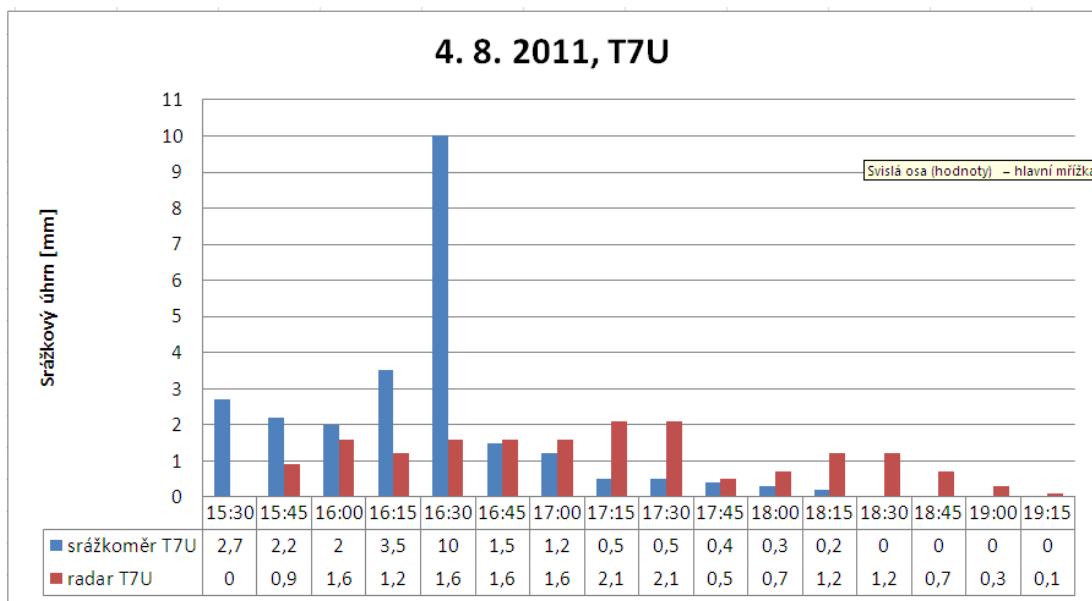


Graf 2. Výsledný graf patnáctiminutových srážkových úhrnů ze dne 13. 7. 2011 pro oblast T7U Kopaninského povodí, vypočtených z radarových objemových dat sítě CZRAD a zaznamenaných úhrnů automatickým srážkoměrem. Zdroj: *Upraveno autorem.*

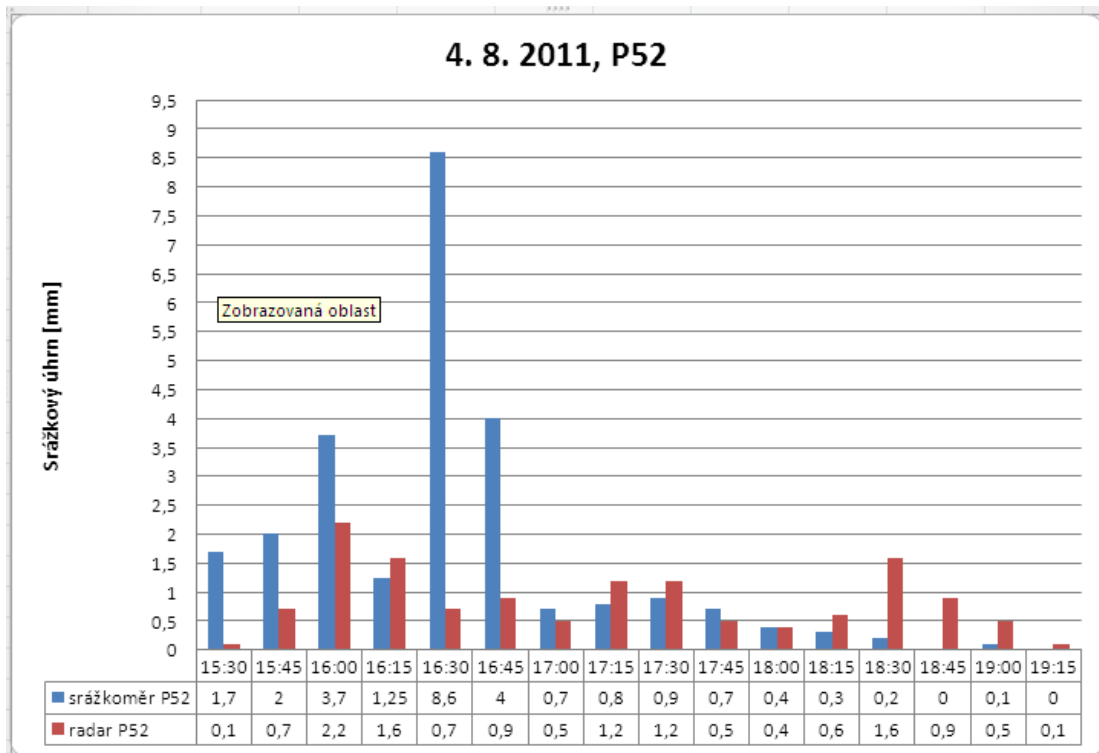
Jedná se o stratiformní (velkoprostorové, synoptického měřítka) srážkovou událost, které se projevují typicky jednotvárným plošným charakterem, který je zapříčiněn pomalým pohybem oblačnosti v řádech  $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ . Vertikální atmosférické srážky stratiformního typu vznikají většinou na frontálních rozhraních pomalými výstupnými pohyby vzduchu na velké ploše (i tisíců  $\text{km}^2$ ), (ŠÁLEK *et al.*, 2004). Jednotvárný plošný charakter byl lehce pozorovatelný již z neupravených radarových objemových dat radiolokační odrazivosti. Vzhledem k výrazně pomalé časové proměnlivosti srážkového pole nabývala radarová data při každém měření (s krokem 15 min.) stejných hodnot pro celou plochu Kopaninského povodí.

Pomalý nárůst - kvůli kterému se nevyskytují vysoké hodnoty vertikálních sloupců odrazivosti - a následný útlum srážky je z grafu 2. patrný. K největším rozdílům v zaznamenaných srážkových úhrnech došlo ve 20:30, kdy radar srážku o 1,2 mm podhodnotil a ve 21:15 a 21:30, kdy ji o 1mm přecenil. Objemově jde tedy o

malé rozdíly. Vývoj srážkového pole zaznamenalo radarové a srážkoměrné měření shodně, s výjimkou konce srážky, kdy radar ve 22:00 nezaznamenal, žádnou radarovou odrazivost.



Graf 3. Výsledný graf patnáctiminutových srážkových úhrnů ze dne 4. 8. 2011 pro oblast T7U Kopaninského povodí, vypočtených z radarových objemových dat sítě CZRAD a zaznamenaných úhrnů automatickým srážkoměrem. Zdroj: *Upraveno autorem.*

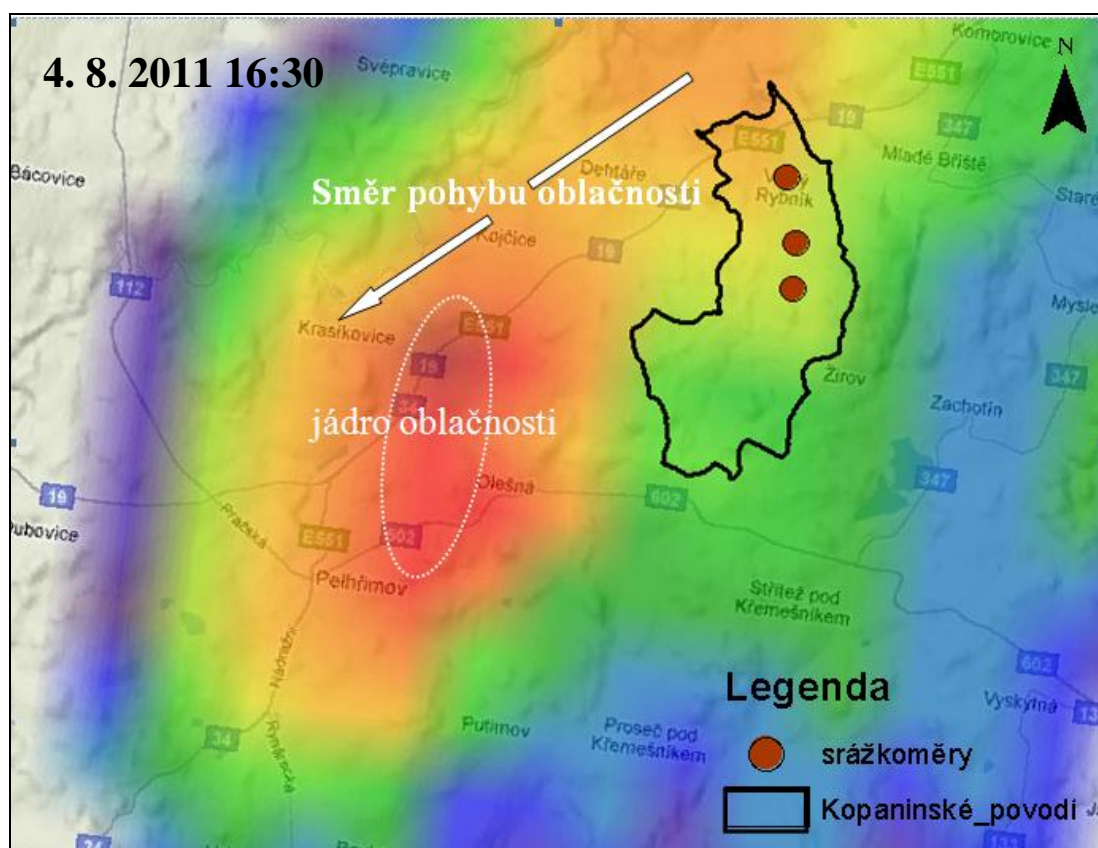


Graf 4. Výsledný graf patnáctiminutových srážkových úhrnů ze dne 4. 8. 2011 pro oblast P52 Kopaninského povodí, vypočtených z radarových objemových dat sítě CZRAD a zaznamenaných úhrnů automatickým srážkoměrem. Zdroj: *Upraveno autorem.*

Srážková událost ze dne 4. 8. 2011 se skládala z více ojedinělých, až konvektivních (bouřkových), jader malého rozsahu (do 8 km) doprovázených mírnou oblačností se srážkovými úhrny max. 3,7 mm/15min.

Radarová pozorování srážek mají oproti klasickým sítím srážkoměrů výhodu měření na velké ploše z jediného místa v téměř reálném čase. Radar zachycuje prostorově kontinuální rozložení srážkových polí včetně jejich trojrozměrné struktury a pohybu. Z grafů 3. a 4. je na první pohled zpozorovatelný významný rozdíl v naměřených srážkových úhrnech v čase 16:30. Radarová pozorování ukazují totiž pouze okamžitá rozložení intenzit srážek v diskrétních časech. Srážková pole mají přitom velkou proměnlivost v prostoru i v čase, okamžité intenzity se během 10 min. mohou lišit o řád (KRÁČMAR, 2011).

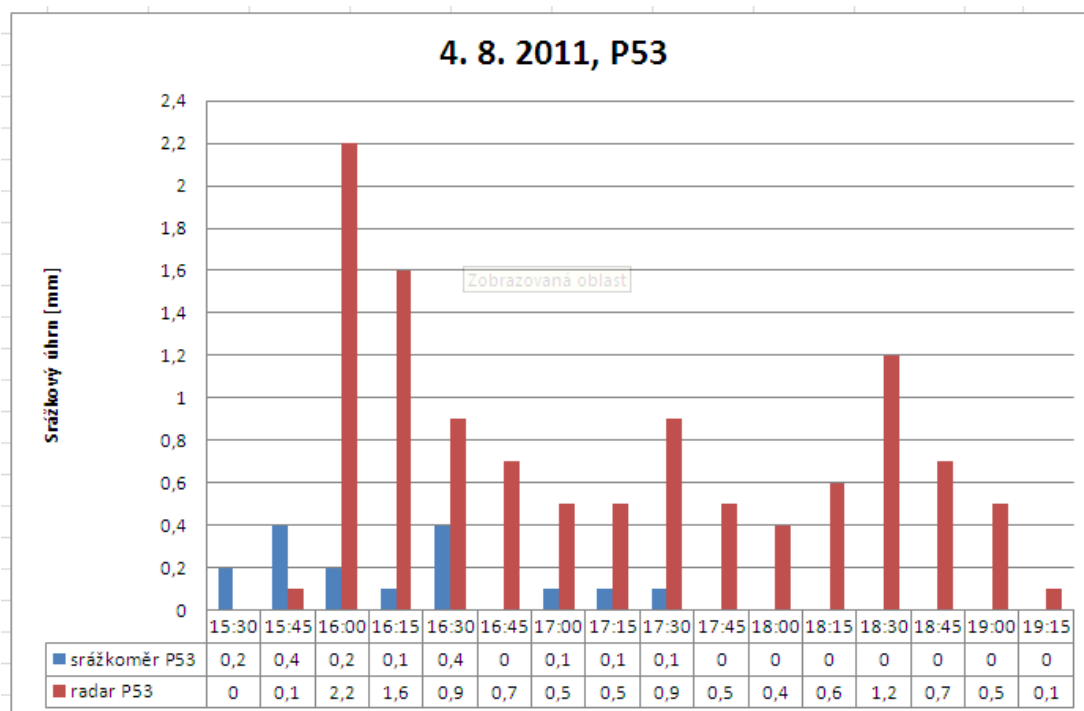
Významný rozdíl v naměřených srážkových úhrnech v čase 16:30, který činil 8,4 mm na kótě T7U a 7,9 mm na kótě P52 lze popsat situací, která je znázorněna na obr. 20.



Obr. 20. Výřez radarových objemových dat Z: MAX 2D z události 4. 8. 2011 16:30, na kterém lze pozorovat rozložení a směr pohybu srážkového pole. Zdroj: *Upraveno autorem.*

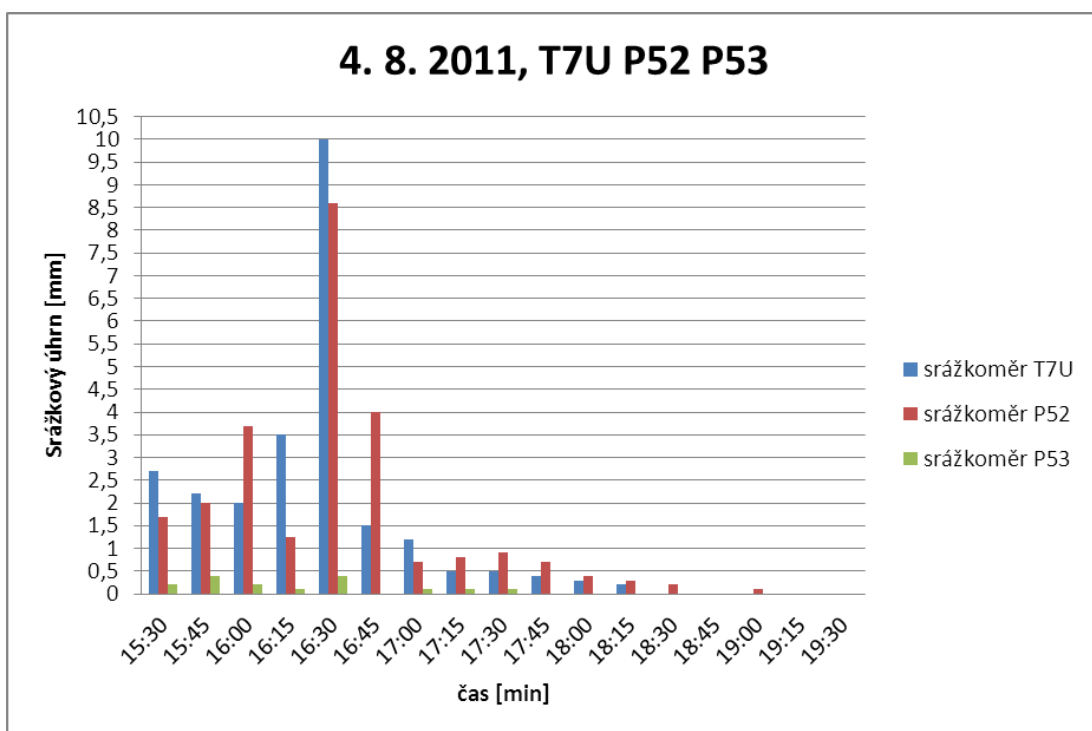
Jádro srážkového pole se nad Kopaninským povodím vyskytovalo v mezičase dvou radarových snímků, tedy v 16:16 až 16:29. V čase, pro který nemáme k dispozici radarové měření. Srážkoměry, které měří kontinuálně, tento vydatnější srážkový úhrn zaznamenaly. Avšak radarové objemové měření ne-jádro srážkového pole bylo již v 16:30 vzhledem ke své prostorové i časové proměnlivosti mimo území Kopaninského povodí. Z tohoto hlediska je nutné používat co nejkratší interval radarového měření.

Celkové chyby určování intenzit srážek pomocí radaru jsou řádu desítek až stovek procent. Částečně mohou být sníženy vhodným zpracováním dat. Radarová měření tedy nekonkurují klasickým srážkoměrným sítím, ale poskytují okamžitý přehled o rozložení intenzit srážek na velké ploše (KRAČMAR, 2011).



Graf 5. Výsledný graf patnáctiminutových srážkových úhrnů ze dne 4. 8. 2011 pro oblast P53 Kopaninského povodí, vypočtených z radarových objemových dat sítě CZRAD a zaznamenaných úhrnů automatickým srážkoměrem. Zdroj: *Upraveno autorem.*

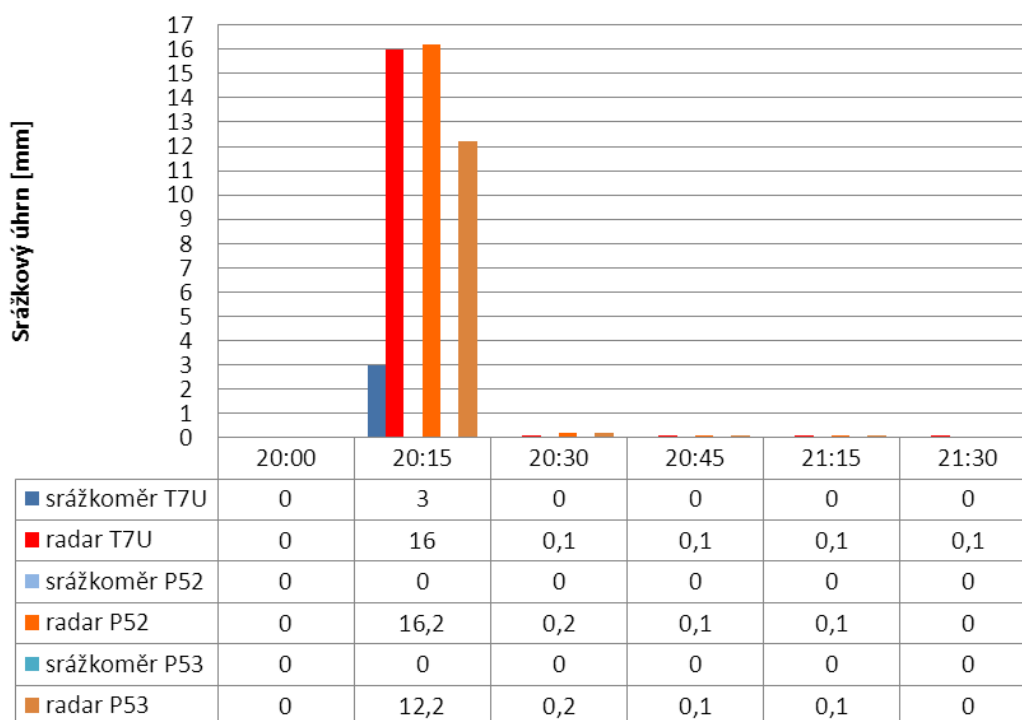
Při srážkoměrném měření malých srážkových úhrnů, jako je tomu zejména v místě P53 (graf 5.), je výpar z nádob srážkoměrných přístrojů vlivem velmi slabých srážek zdrojem chyb, který ovlivňuje měření. Zejména v letních měsících, kdy je výpar vlivem zahřátí vody zvyšován. Vzhledem k prostorové varyabilitě srážek, je zřejmé, že bodová měření, i kdyby byla sebestřednější, nám nemohou podat kvalitní informaci o skutečném ději (STARÝ, 2005).



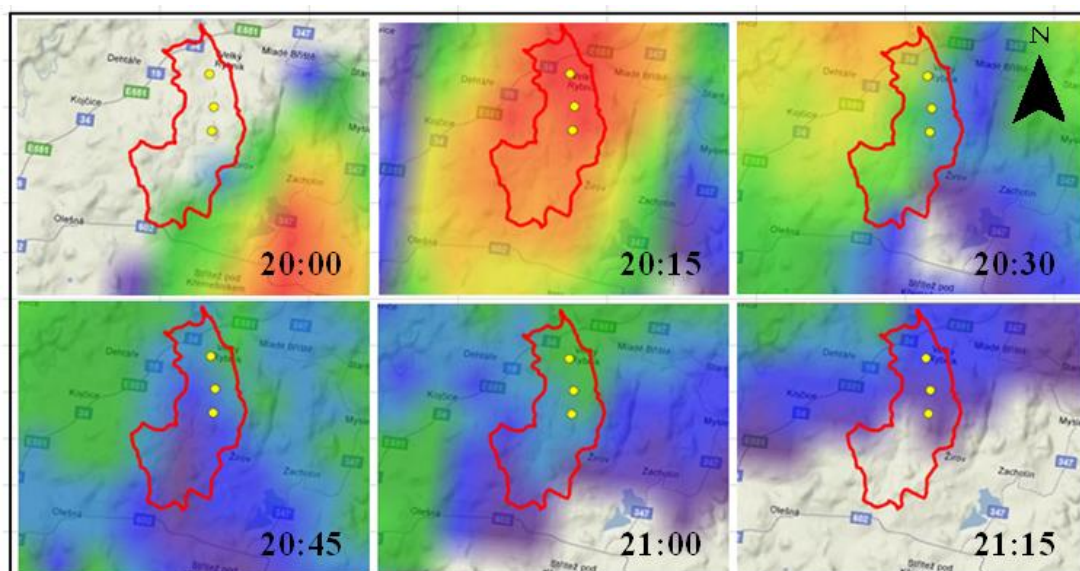
Graf 6. Výsledný graf patnáctiminutových srážkových úhrnů ze dne 4. 8. 2011 zaznamenaných srážkoměry T7U, P52 a P53 v Kopaninského povodí. Zdroj: *Upraveno autorem.*

Když k celkové představě o vývoji a pohybu srážkového pole vezmeme v potaz naměřené srážkové úhrny v místě P53 - které leží, ve vztahu k ostatním srážkoměrům, nejjižněji – dostaneme důkaz, o jak velkou prostorovou i časovou proměnlivost srážkového pole jde, viz graf 6. V čase 16:30 se srážkové úhrny, ve vzdálenosti 1,8 km od sebe, liší o 9,6 mm.

## 4. 6. 2011, T7U P52 P53



Graf 7. Výsledný graf patnáctiminutových srážkových úhrnů ze dne 4. 6. 2011 pro oblasti T7U, P52 a P53 Kopaninského povodí, vypočtených z radarových objemových dat sítě CZRAD a zaznamenaných úhrnů automatickými srážkoměry. Zdroj: *Upraveno autorem.*

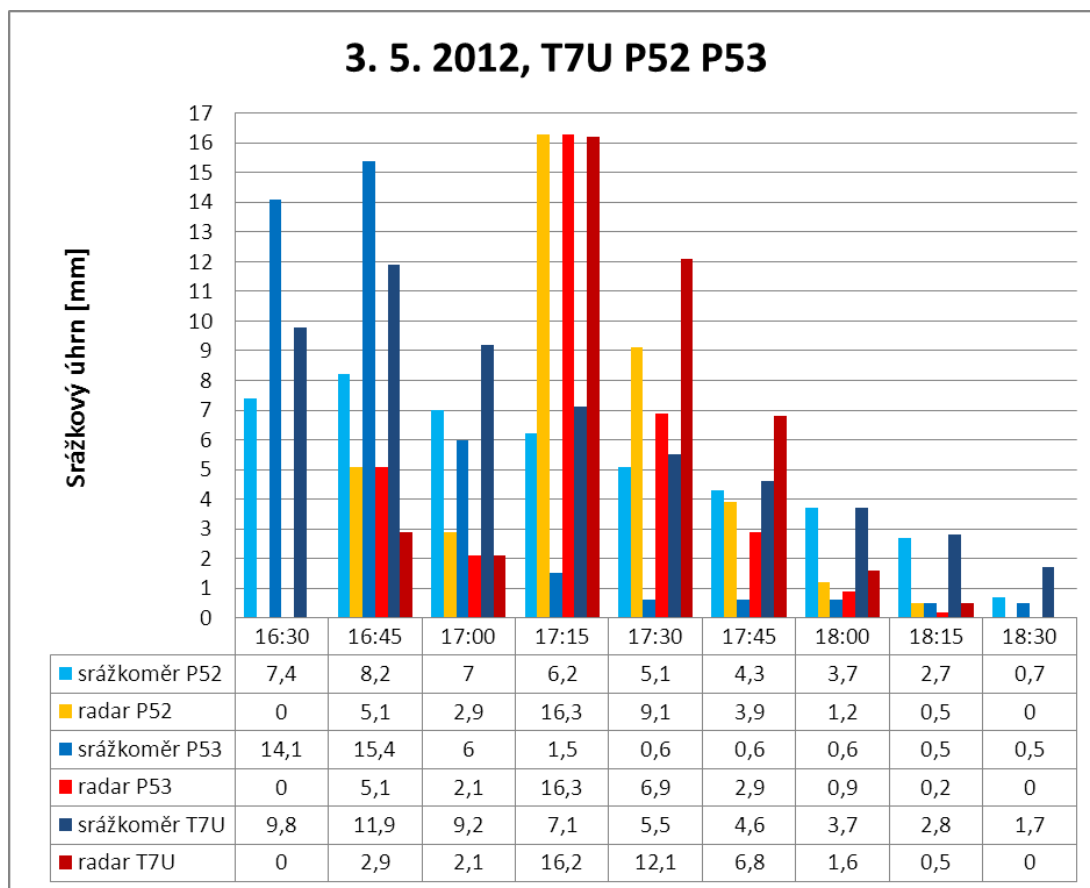


Obr. 21. Výřezy radarových objemových dat Z: MAX 2D z události 4. 6. 2011 20:00 – 21:15, na kterém lze pozorovat rozložení a směr pohybu srážkového pole přes území Kopaninského toku s vyznačeným umístěním srážkoměrů. Zdroj: *Upraveno autorem.*

Srážková událost ze dne 4. 6. 2011 (graf 7.) se vyznačovala naměřenými nulovými srážkovými úhrny ze souboru dat srážkoměrných stanic s výjimkou srážkového úhrnu 3 mm srážkoměru T7U v čase 20:15. S uvedenými fakty popsanými v literárním přehledu v kapitolách 2. 2, 2. 3 a se zkušenostmi s tímto jevem v bakalářské práci *ZAVŘEL, (2011)*, se nelze spokojit pouze s myšlenkou chybného měření, či absence měření, srážkoměrných stanic.

Jako opodstatněný důvod tohoto nezaznamenání srážky srážkoměrnou sítí se jeví nedostatečná přesnost v lokalizaci srážkového pole radarovou sítí CZRAD. Samotná objemová radarová data Z: MAX 2D bez korekce radarového odhadu např. na základě měření pozemních stanic, nelokalizují srážkové pole v povodí o malé rozloze 6,9 km<sup>2</sup> s dostatečnou přesností. Na obr. 21. lze pozorovat pohyb srážkového pole severozápadním směrem. Jižním směrem od Kopaninského povodí se táhne okraj srážkového pole s minimální až téměř žádnou oblačností. Lze si tedy představit situaci, kdy se reálná srážka vyskytovala severněji od Kopaninského povodí, než ji zaznamenalo radarové měření, a srážkoměry tudíž reálnou srážku nezaznamenaly. Této myšlence posunu srážkového pole severněji od Kopaninského povodí odpovídá i fakt naměření jediného srážkového úhrnu srážkoměrem T7U, který je položen nejseverněji, v čase 20:15, kdy se zdá, že jádro srážkového pole zasahuje do celé plochy Kopaninského potoka. Naopak při nízké intenzitě srážek se často nejedná o srážky dopadající na zem.





Graf 8. Výsledný graf patnáctiminutových srážkových úhrnů ze dne 3. 5. 2012 pro oblasti T7U, P52 a P53 Kopaninského povodí, vypočtených z radarových objemových dat sítě CZRAD a zaznamenaných úhrnů automatickými srážkoměry. Zdroj: *Upraveno autorem.*

Přívalové srážky doprovázené bouřkovou činností se 3. 5. 2012 tvořily především na východě Čech. Nejvydatněji přšelo na Vysočině a v západní části Pardubického a Královéhradeckého kraje. Takto významná srážková událost sebou přinesla škody v podobě zatopených sklepů, sesuvů půdy, podemletí tratí apod. Na grafu 8. lze sledovat dva vrcholy této srážkové události, po kterých následuje pozvolný útlum. Podle pozemního srážkoměrného měření v čase 16:45 s úhrny 8,2 mm P52; 15,4 mm P53 a 11,9 mm T7U. Radarový odhad vyhodnotil nejvyšší patnáctiminutový srážkový úhrn v čase 17:15 s 16,3 mm. Průměrná radarová odrazivost pro tuto dobu činila 52,1 dBZ. Rozdíl naměřených srážkových úhrnů je v tomto čase v místě P53 14,8 mm.

Printscreeny radarových objemových dat Z: MAX 2D nám neposkytují informace pro analýzu pole větru metodou VAD, nebo VVP, kde se využívá měření na více elevacích, díky němuž lze vypočítat vertikální gradienty parametrů pole větru, ačkoli k nejdůležitějším faktorům ovlivňujícím přesnost měření srážkoměrů,

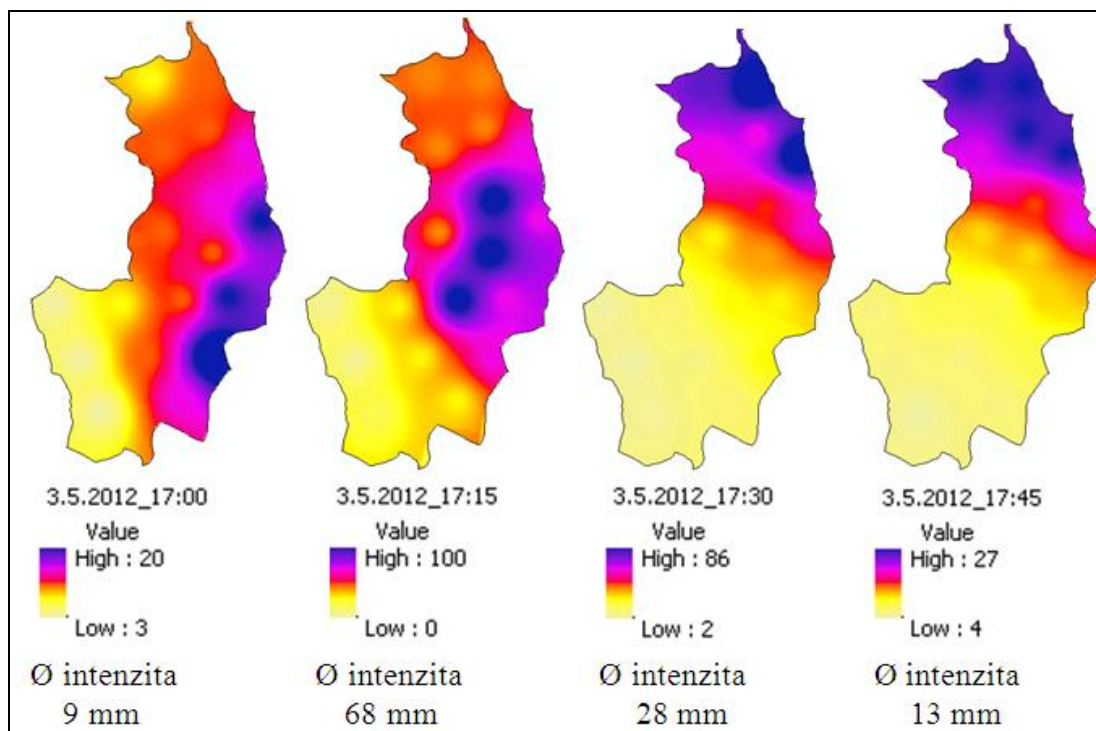
zvláště při konvektivních srážkách, vítr patří a je tedy jedním z největších zdrojů chyb. Kolem ustí srážkoměrů vznikají turbulence, které vychylují kapky deště (STARÝ, 2005). Povětrnostní situace, resp. sestupné a vzestupné proudění v bouři neovlivňuje jen srážkoměrná měření. Dopad efektu tohoto proudění se v radarových objemových datech projevuje tak, že radar v případě výstupných proudů, které kopky vody spíše udržují v atmosféře, srážky přeceňuje a v oblasti sestupných proudů, kdy se tok srážek k zemskému povrchu až několikanásobně zvyšuje, podceňuje. Algoritmus radarového odhadu předpokládá klidné ovzduší, proto je třeba metodu odhadu plošných srážek dále zkvalitňovat vzájemným slučováním dat z radarů, družic a výstupů z numerických modelů, jak uvádí ŠÁLEK *et al.*, (2008).

Celkově obvykle dochází poblíž radaru ke slabému nadhodnocení intenzit srážek, které s rostoucí vzdáleností od radaru přechází ve stále výraznější podcenění odhadu srážek. Odhaduje se, že celkové průměrné podhodnocení všech měřených srážek na celém světě dosahuje až 11 % (STARÝ, 2005). Hlavní roli přitom hraje zakřivení země spolu s vertikálními profily radiolokační odrazivosti (kap. 2.3.2.). Okamžité odhady intenzit srážek se tak mohou lišit o faktor 3 (t.j. v rozsahu 1/3 až 3-násobek), v nepříznivých případech faktorem 5 a více (KRÁČMAR, 2011).

Výše analyzované srážkové události lze dále použít jako vstupní srážková data do hydrologického modelování. Buď v tabulkové podobě, viz tab. 6., nebo v rastrovém formátu, jako je tomu v případě obr. 22. Použitý programový nástroj „IDW“ interpoloval rastrový povrch z bodů za využití techniky vážené inverzní vzdálenosti.

Na základě váženého průměru inverzní vzdálenosti jednotlivých reprezentativních bodů Kopaninského povodí byla vypočtena hodnota průměrné intenzity srážek pro daný radarový printscreen. Hodnoty srážkové intenzity se pohybovaly v intervalu mezi nejvyšší a nejnižší naměřenou intenzitou.

Metodou IDW došlo tedy nejen k výpočtu průměrné srážkové intenzity pro jednotlivé radarové snímky ve vymezeném území Kopaninského potoka, ale také k vytvoření vizuálního popisu rozložení srážkových intenzit nad tímto územím.



Obr. 22. Ukázka průměrných srážkových intenzit ze dne 3. 5. 2012 v patnáctiminutovém kroku pro oblast povodí Kopaninského potoka vytvořených v GIS metodou IDW. Rozmezí (Value) spolu s barvami zvoleného spektra a jejich postupným přechodem reprezentuje hodnoty intenzity a její změnu v území. Množství srážek je udáváno v mm vodního sloupce.

Zdroj: Upraveno autorem

4.8.2011																
15:30					15:45					16:00				16:15		
ID	Z[dbZ]	I[mm/h]	úhrn R	úhrn S	Z[dbZ]	I[mm/h]	úhrn R	úhrn S	Z[dbZ]	I[mm/h]	úhrn R	úhrn S	Z[dbZ]	I[mm/h]	úhrn R	úhrn S
1	2	0,0	0,0	0	32	3,7	0,9	0	40	11,5	2,9	0	32	3,7	0,9	0
2	16	0,4	0,1	0	24	1,2	0,3	0	38	8,7	2,2	0	28	2,1	0,5	0
3	30	2,7	0,7	0	28	2,1	0,5	0	34	4,9	1,2	0	32	3,7	0,9	0
4	16	0,4	0,1	0	28	2,1	0,5	0	44	20,5	5,1	0	34	4,9	1,2	0
5	24	1,2	0,3	0	16	0,4	0,1	0	40	11,5	2,9	0	36	6,5	1,6	0
6	16	0,4	0,1	0	32	3,7	0,9	0	40	11,5	2,9	0	34	4,9	1,2	0
7	16	0,4	0,1	0	24	1,2	0,3	0	40	11,5	2,9	0	36	6,5	1,6	0
8	16	0,4	0,1	0	32	3,7	0,9	0	42	15,4	3,9	0	36	6,5	1,6	0
T7U	4	0,1	0,0	2,7	32	3,7	0,9	4,2	36	6,5	1,6	2	34	4,9	1,2	3,5
10	4	0,1	0,0	0	36	6,5	1,6	0	40	11,5	2,9	0	34	4,9	1,2	0
11	4	0,1	0,0	0	32	3,7	0,9	0	32	3,7	0,9	0	32	3,7	0,9	0
12	4	0,1	0,0	0	32	3,7	0,9	0	32	3,7	0,9	0	32	3,7	0,9	0
13	0	0,0	0,0	0	28	2,1	0,5	0	40	11,5	2,9	0	30	2,7	0,7	0
14	32	3,7	0,9	0	24	1,2	0,3	0	36	6,5	1,6	0	32	3,7	0,9	0
15	16	0,4	0,1	0	22	0,9	0,2	0	34	4,9	1,2	0	36	6,5	1,6	0
16	16	0,4	0,1	0	28	2,1	0,5	0	34	4,9	1,2	0	36	6,5	1,6	0
P52	16	0,4	0,1	1,7	30	2,7	0,7	2	38	8,7	2,2	3,7	36	6,5	1,6	1,25
P53	0	0,0	0,0	0,2	18	0,5	0,1	0,4	38	8,7	2,2	0,2	36	6,5	1,6	0,1

Tab. 6. Ukázka části srážkové události ze dne 4. 8. 2011(15:30-16:15) s hodnotami radiolokační odrazivosti (Z[dbZ]), srážkové intenzity (I[mm/h]), srážkového patnáctiminutového úhrnu změřeným radarem (úhrn R) a srážkoměrem (úhrn S) pro každý reprezentační bod Kopaninského povodí (Id). Zdroj: Upraveno autorem.

## 5. ZÁVĚR

Diplomová práce byla zaměřena na zpracování analýzy srážkových událostí na povodí Kopaninského toku, které se nalézá v bývalém okrese Pelhřimov. Výsledkem práce bylo vyhodnocení rozdílů srážkových úhrnů a objemů zjištěných měření na povodí a analýzou printscreenů radarových objemových dat.

Výsledky prokázali shodu radarového a srážkoměrného měření úhrnů v případě analyzování stratiformní (velkoprostorové) srážkové události ze dne 13. 7. 2011, která se projevovala typicky jednotvárným plošným charakterem.

Zcela jinak tomu bylo u srážkové události ze dne 4. 8. 2011, která se skládala z více ojedinělých, až konvektivních (bouřkových), jader doprovázených mírnou oblačností. Jádro srážkového pole se nad Kopaninským povodím vyskytovalo v mezičase dvou radarových snímků. V čase, pro který nemáme k dispozici radarové měření. Srážkoměry, které měří kontinuálně, tento vydatnější srážkový úhrn zaznamenaly. Avšak radarové objemové měření ne-jádro srážkového pole bylo již v momentě měření vzhledem ke své prostorové i časové proměnlivosti mimo území Kopaninského povodí. Z tohoto vyplývá, že je nutné používat co nejkratší interval radarového měření. Při porovnání dvou výše zmíněných srážkových událostí je dále zřejmé, že již samotný typ srážkové oblačnosti ovlivňuje naměřené rozdíly srážkových úhrnů.

Při srážkoměrném měření velmi malých srážkových úhrnů, které radar zaznamenal, byl výpar z nádob srážkoměrných přístrojů zdrojem chyb, který ovlivňoval měření zejména v letních měsících, kdy byl výpar vlivem zahřátí vody zvyšován. Naopak při nízké intenzitě srážek, které radar postihl, se často nejednalo o srážky dopadající na zem.

Jako další příčina rozdílů v naměřených úhrnech byl dne 3. 5. 2012 vyhodnocen jev vzestupných a výstupných proudů. Dopad efektu tohoto proudění se v radarových objemových datech projevil tak, že radar v případě výstupných proudů, které kopky vody spíše udržují v atmosféře, srážky přecenil a v oblasti sestupných proudů, kdy se tok srážek k zemskému povrchu až několikanásobně zvyšuje, podcenil.

Srážková událost ze dne 4. 6. 2011 se vyznačovala naměřenými nulovými srážkovými úhrny ze souboru dat srážkoměrných stanic s výjimkou srážkového úhrnu 3 mm srážkoměru T7U v čase 20:15. Jako opodstatněný důvod tohoto

nezaznamenání srážky srážkoměrnou sítí se po analyzování tvaru a směru postupu oblačnosti jevila nedostatečná přesnost v lokalizaci srážkového pole radarovou sítí CZRAD. Samotná objemová radarová data Z: MAX 2D bez korekce radarového odhadu nelokalizovala srážkové pole v povodí o malé rozloze 6,9 km<sup>2</sup> s dostatečnou přesností. Myšlenku posunu srážkového pole severněji od Kopaninského povodí podporoval i fakt naměření jediného srážkového úhrnu srážkoměrem T7U, který je položen nejseverněji.

Rozdílné výsledky obou porovnávaných měření jsou z určité míry zapříčiněny tím, jak velká byla prostorová i časová proměnlivost pole atmosférických srážek. Nezanedbatelnou roly hrála také plošná reprezentativnost obou měření. Radarová pozorování srážek mají oproti klasickým sítím srážkoměrů výhodu měření na velké ploše z jediného místa v téměř reálném čase.

Závěrem bych rád dodal, jak uvádí již *KRÁČMAR, (2011)*, že radarová měření tedy nekonkurují klasickým srážkoměrným sítím a naopak, protože kombinace radarových odhadů se srážkoměrnými měřeními poskytuje nejpřesnější dostupný plošný odhad srážek.

## 6. SEZNAM LITERATURY

1. ABBOTT, Michael B a Jens Christian REFSGAARD. *Distributed hydrological modelling*. Boston: Kluwer Academic, c1996, ix, 321 p. ISBN 07-923-4042-6.
2. BALATKA, Břetislav. *Zeměpisný lexikon ČR*. Vyd. II. Editor Jaromír Demek, Peter Mackovčín. Brno: AOPK ČR, 2006, 580 s. ISBN 80-860-6499-9.
3. BALEK, Jaroslav. Malá povodí jako trvalý zdroj informací. In: *Journal of Hydrology and Hydromechanics*. 2. vyd. Praha: Institute of Hydrodynamics of the Academy of Sciences of the Czech Republic, 2006, s. 96-105. 54.
4. BEDNÁŘ, Jan. *Pozoruhodné jevy v atmosféře : Atmosférická optika, akustika a elektřina*. Praha: Academia, 1989. 240 s.
5. BEVEN, Keith. *Rainfall-runoff modelling: the primer*. 2nd ed. Hoboken: Wiley, 2012, s. 360. ISBN 9781119951018.
6. BRANIŠ, Martin, Ivana HŮNOVÁ. *Atmosféra a klima: Aktuální otázky ochrany ovzduší*. Praha 1: Karolinum, 2011. ISBN 978-80-246-1598-1.
7. BURIAN, Petr. Odhady základních veličin měřených dopplerovským meteorologickým radarem. *Meteorologické zprávy: Meteorological Bulletin*. Praha: Český hydrometeorologický ústav, 2006, roč. 59, č. 6, s. 141-150. ISSN 0026-1173.
8. Česko. Vyhláška Ministerstva zemědělství o obsahu vodní bilance, způsobu jejího sestavení a o údajích pro vodní bilanci. In: *2001 sb.* 431/2001 Sb, 3. prosince 2001.
9. Česko. Zákon o vodách a o změně některých zákonů (vodní zákon). In: *č.254/2001 Sb.* 2011, č. 254, 98/2001.
10. ČSN 75 0101. *Vodní hospodářství : Základní terminologie*. Praha: Český normalizační institut, 2003. 28 s.
11. DAŇHELKA, Jan. *Posouzení vhodnosti aplikace srážko-odtokových modelů s ohledem na simulaci povodňových stavů pro lokality na území ČR*. Vyd. 1. Praha: Český hydrometeorologický ústav, 2003, s. 214. ISBN 80-86690-03-2.
12. DOLEŽAL, František, Zbyněk KULHAVÝ, Tomáš KVÍTEK, Milan ČMELÍK, Petr FUČÍK, Pavel NOVÁK, Jana PETERKOVÁ, PILNÁ, Pavel

- PRAŽÁK, Martin TIPPL, Jana UHLÍŘOVÁ, Josef ZAVADIL a Mojmír SOUKUP. Hydrologický výzkum v malých zemědělských povodích. In: *Journal of Hydrology and Hydromechanics*. 54. vyd. Praha: Institute of Hydrology of the Slovak Academy of Sciences and the Institute of Hydrodynamics of the Academy of Sciences of the Czech Republic, 2006, s. 217-229. ISSN 0042-790X.
13. DOLEŽALOVÁ, Marie. Srážky na jižní Moravě v období 2010-2012. Hraje roli celkové rozložení srážek nebo jejich rozložení v čase?. In: ROŽNOVSKÝ, Jaroslav. *Voda, půda a rostliny: sborník abstraktů a CD s příspěvky z mezinárodní konference : Křtiny 29.6.-30.6.2013*. 1. vyd. Praha: Nakladatelství Českého hydrometeorologického ústavu, 2013. ISBN 9788087577172.
14. DUB, Oto a Jaromír NĚMEC. *Hydrologie*. Praha: Státní nakladatelství technické literatury, 1969.
15. Evropska vodní charta. *Academiamercurii* [online]. [cit. 2014-10-08].  
Dostupné z: <http://www.academiamercurii.cz/downloads/sdv.pdf>
16. GIE EUMETNET SECRETARIAT. *EUMETNET: Opera* [online]. Belgie [cit. 2014-10-14]. Dostupné z: <http://www.eumetnet.eu/>
17. HADAČ, Emil. *Krajina a lidé : Úvod do krajinné ekologie*. Praha: Academia, 1982. 156 s. ISBN 21-009-82.
18. HORNBERGER, George M., et al. *Elements of physical hydrology*. Baltimore (Maryland) : JHU Press, 1998. 312 s. ISBN 0-8018-5857-7.
19. CHMELA, Ladislav, Novák PETR a Jaroslav BURČÍK. Algoritmus detekce a eliminace negativního vlivu radioreléových spojů na meteorologická radarová měření. *Access server* [online]. 2012, roč. 10, č. 9 [cit. 2014-11-09]. ISSN 1214-9675. Dostupné z: <http://access.fel.cvut.cz/view.php?cisloclanku=2012090002>
20. ILKO, Josef. *Minilexikon meteorologie*. Bratislava: ALFA, 1990, 176 s. ISBN 80-05-00662-4.
21. JOSS, Jürg et al. *Operational Use of Radar for Precipitation Measurements in Switzerland*. In: [online]. Locarno, 1997, s. 108 [cit. 2012-03-12].  
Dostupné z:

[http://www.meteosvizzera.admin.ch/web/de/wetter/aktuelles\\_wetter/radarbild/radar-informationen.Related.0001.DownloadFile.tmp/onlinedocumentation.pdf](http://www.meteosvizzera.admin.ch/web/de/wetter/aktuelles_wetter/radarbild/radar-informationen.Related.0001.DownloadFile.tmp/onlinedocumentation.pdf)

22. JUŘIKOVSKÁ, Lucie. Porovnání různých metod využívajících radarová a srážkoměrná měření. In: *16. ročník mezinárodního sympozia GIS Ostrava 2009 - Sborník* [online]. Ostrava, 2009 [cit. 2012-02-14]. ISBN 978-80-87294-00-0/ISSN 1213-239X. Dostupné z: [http://gis.vsb.cz/GIS\\_Ostrava/GIS\\_Ova\\_2009/sbornik/Lists/Papers/004.pdf](http://gis.vsb.cz/GIS_Ostrava/GIS_Ova_2009/sbornik/Lists/Papers/004.pdf)
23. KEMEL, Miroslav. *Klimatologie, meteorologie, hydrologie*. Vyd. 1. Praha: Vydavatelství ČVUT, 1996, 289 s. ISBN 80-010-1456-8.
24. KOPÁČEK, Jaroslav; BEDNÁŘ, Jan. *Jak vzniká počasí*. Vyd. 1. Praha: Karolinum, 2005. 226 s.
25. KRÁČMAR, Jan. Meteorologické radiolokátory. In: *Český hydrometeorologický ústav: Meteorologie* [online]. 1997-2011 [cit. 2012-02-14]. Dostupné z: [http://www.chmi.cz/files/portal/docs/meteo/rad/info\\_radar/index.html](http://www.chmi.cz/files/portal/docs/meteo/rad/info_radar/index.html)
26. KUBÁT, Jan et al. Vyhodnocení povodní v červnu a červenci 2009 na území České republiky: Souhrnná zpráva. In: [online]. Praha: Český hydrometeorologický ústav, 2009, s. 24 [cit. 2014-11-09]. Dostupné z: <http://voda.chmi.cz/pov09/doc/01.pdf>
27. KVĚTOŇ, Vít. Rozložení a extremita příčinných srážek. In: *Meteorologické příčiny katastrofální povodně v srpnu 2002 a vyhodnocení extremity příčinných srážek* [online]. 2002, s. 61-82 [cit. 2012-03-11]. Dostupné z: <http://old.chmi.cz/2kap.pdf>
28. KVÍTEK, Tomáš, Jiří GERGEL, Pavel ONDR a Karolína ZÁMIŠOVÁ. *Zemědělské meliorace*. 1. vyd. V Českých Budějovicích: Jihočeská univerzita, Zemědělská fakulta, 2006, 165 s. ISBN 80-704-0858-8.
29. MINISTERSTVO ZEMĚDĚLSTVÍ. *Zemědělství a změna klimatu* [online]. Praha: Ministerstvo zemědělství, 2011, 26 s. [cit. 2014-11-25]. ISBN 978-80-7084-932-3. Dostupné z: [http://eagri.cz/public/web/file/107060/Z101798\\_MZe\\_brozura\\_KLIMA\\_A5.pdf](http://eagri.cz/public/web/file/107060/Z101798_MZe_brozura_KLIMA_A5.pdf)
30. MUNZAR, Jan, Karel KRŠKA, Milan NEDELKA a Karel PEJML. *Malý průvodce meteorologií*. Praha 1: Mladá fronta, 1989, 248 s. 21.



31. NOVÁK, Petr a Jan KRÁČMAR. Radar Skalky Vertical Profile "Climatology". In: *Www.chmi.cz* [online]. Praha, 1998 [cit. 2012-03-13]. Dostupné z: [http://old.chmi.cz/meteo/rad/pub/mvp\\_rh/index.html](http://old.chmi.cz/meteo/rad/pub/mvp_rh/index.html)
32. NOVÁK, Petr. *Dopplerovská radiolokační měření radiálních rychlostí*. Praha, 1998. Seminární práce. MFF UK.
33. PAČES, Tomáš. *Úvod do hydrogeochemie*. Liberec: Technická univerzita v Liberci, 2011, 78 s.
34. PAVLÁSEK, Jiří, Petr MÁCA a Jana ŘEDINOVÁ. Analýza hydrologických dat z Modravských povodí. In: *Journal of Hydrology and Hydromechanics*. 2. vyd. Bratislava: Vydavateľstvo slovenskej akadémie vied, 2006, s. 207-2016. 54. ISSN 0042-790X.
35. PRAX, Petr, Jaroslav ROŽNOVSKÝ a Milan PALÁT. Extrémní srážkové scénáře pro rizikovou analýzu posouzení ekonomicky únosného a ekologicky šetrného návrhu stokových sítí. *Výzkumná zpráva grantového projektu GA ČR 103/07/0676*. Brno, 2010, s. 26-29.
36. QUITT, Evžen. *Klimatické oblasti Československa*. Brno: Československá akademie věd. Geografický ústav Brno, 1971, s. 73. *Studia geographica*, 16.
37. Radarová síť CZRAD. In: *Český hydrometeorologický ústav: Meteorologie* [online]. 2010-2011 [cit. 2012-02-14]. Dostupné z: [http://www.chmi.cz/files/portal/docs/meteo/rad/info\\_czrad/index.html](http://www.chmi.cz/files/portal/docs/meteo/rad/info_czrad/index.html)
38. ROŽNOVSKÝ, Jaroslav. *Klimatologie*. Brno: Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně, 1999. 146 s.
39. ŘEZÁČOVÁ, Daniela. *Fyzika oblaků a srážek*. Vyd. 1. Praha: Academia, 2007, 574 s., [48] s. obr. příl. ISBN 9788020015051.
40. SKLENIČKA, Petr. *Základy krajinného plánování*. Praha: Naděžda Skleničková, 2003, 321 s. ISBN 80-903206-0-0.
41. SKŘEHOT, Petr. *Stručné základy teorie bouřek*. Praha: Meteorologická Operativní Rada, 2004. Dostupné z: <http://www.astronomie.cz/download/strucne-zaklady-teorie-bourek.pdf>

42. SOBÍŠEK, Bořivoj. *Meteorologický slovník výkladový*. 1. vyd. Praha: Ministerstvo životního prostředí České republiky, 1993, 594 s. ISBN 80-853-6845-5.
43. SOKOL, Zbyněk, Daniela ŘEZÁČOVÁ a Petr PEŠICE. Odhad bodových i plošných srážek s využitím srážkoměrných a radarových dat. *Meteorologické zprávy: Meteorological Bulletin*. Praha: Český hydrometeorologický ústav, 2003, roč. 56, č. 1. ISSN 0026-1173.
44. STARÝ, Miloš. *Hydrologie*. Brno: Akademické nakladatelství CERM, 2005, 213 s.
45. SZOLGAY, Ján. *Matematické modelování v hydrologii*. Bratislava, 1991.
46. ŠÁLEK, Milan, Jan KRÁČMAR, Petr NOVÁK a Martin SERVÁK. Využití metod dálkové detekce při povodňových událostech v červenci 1997. *Meteorologické zprávy: Meteorological Bulletin*. 1997, roč. 50, s. 177-178. ISSN 0026-1173.
47. ŠÁLEK, Milan, Jean-Luc CHEZE, Jan HANDWERKER, Laurent DELOBBE a Remko UIJLENHOET. *Radar techniques for identifying precipitation type and estimating quantity of precipitation*. Brussels, 2004, s. 51.
48. ŠÁLEK, Milan. *Kombinace údajů meteorologických radiolokátorů a srážkoměrů pro odhad srážek*. Brno, 2011. Disertační práce. Vysoké učení technické v Brně. Fakulta stavební. Vedoucí práce prof. Ing. Miloš Starý, Csc.
49. ŠERCL, Petr. Oběh vody. USGS. *United States Geological Survey: The USGS Water Science School* [online]. Mar 17, 2014 [cit. 2014-10-15]. Dostupné z: <http://water.usgs.gov/edu/watercycleczech.html>
50. ŠILAR, Jan. *Hydrologie v životním prostředí*. Ostrava: Vysoká škola báňská - Technická univerzita Ostrava, 1996, 136 s. ISBN 80-707-8361-3.
51. TUČEK, Karel. *Voda a Země*. Praha: Academia, 1982. 174 s.
52. VLNAS, Radek, Martin PECHA, Vladimír SOSNA a Lenka ČERNÁ. Hydrologická bilance množství a jakosti vody České republiky 2013. In: ČESKÝ HYDROMETEOROLOGICKÝ ÚSTAV, Úsek Hydrologie. [online]. srpen 2014, s. 7-9 [cit. 2014-10-15]. Dostupné z: <http://voda.chmi.cz/opzv/bilance/bilance.htm>

53. ZAVŘEL, Bohuslav. *Analýza významných srážkových událostí na povodí Kopaninského toku – srovnání s radarovými daty ČHMÚ*. České Budějovice, 2012. 44 s. Bakalářská práce. Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Zemědělská fakulta, Katedra krajinného managementu. Vedoucí práce Ing. Pavel Žlábek, Ph.D.