

Univerzita Karlova
Přírodovědecká fakulta
Ústav pro životní prostředí

Studijní program: Ekologie a ochrana prostředí

Studijní obor: Ochrana životního prostředí



Bc. Ludvík Jüthner

Atmosférický aerosol a působení hydrometeorů

Atmospheric aerosol and hydrometeors

Diplomová práce

Školitel: RNDr. Naděžda Zíková, Ph.D.

Praha, 2023

Abstrakt

Tato diplomová práce se zabývá interakcemi mezi ultrajemným a jemným módem atmosférického aerosolu a srážkovými epizodami deště, sněhu a mrholení. V práci jsou užitá data z období od 1.11.2018 do 30.4.2020 z pozad'ové lokality Milešovka. Pro jejich sběr byla zvolena kombinace distrometru spolu se spektrometrem skenující pohyblivost částic (SMPS). Desetiminutové průměry byly využity pro zjištění změny koncentrace částic aerosolů při jednotlivých srážkových epizodách a pro výpočet scavenging koeficientu. Dále proběhl výpočet Pearsonových korelací pro zjištění efektu velikosti dešťových kapek, intenzity srážek, teploty, relativní vlhkosti a rychlosti větru na snižování koncentrace aerosolu jednotlivými hydrometeory. Nakonec byla provedena klastrová analýza historie vzduchových hmot.

Při hodnocení změn koncentrace aerosolových částic během jednotlivých jevů vyplynulo, že ačkoliv se všechny tři vybrané hydrometeory podílely na poklesu koncentrací částic, pouze déšť zapříčinil jejich pokles ve všech velikostních třídách (-5,7 %). Výsledek odhadu scavenging koeficientu dále potvrdil vyšší úspěšnost deště, s mediánem koeficientu $6,62 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$. Čištění atmosféry deštěm pak probíhalo nejlépe mezi kapkami o velikosti 0,125 – 3 mm a částicemi ve velikostním rozmezí 100 - 140 nm. Při analýze vlivu intenzity na pokles aerosolových částic byly zjištěny signifikantní negativní korelace pouze u deště (10-20 a 200-800 nm) a mrholení (50-200 nm).

Měření poskytlo další výsledky k dosavadním, primárně zahraničním studiím v problematice podoblačného vymývání. Tato práce potvrzuje výsledky studie Ziková & Ždímal (2016) a rozšiřuje tak charakteristiku vymývání atmosféry v pozad'ových lokalitách střední Evropy.

Klíčová slova: hydrometeory, distrometr, SMPS, atmosférický aerosol, vertikální mokrá depozice

Abstract

This thesis examines the interactions between ultrafine and fine modes of atmospheric aerosol and precipitation episodes of rain, snow and drizzle. For the research were used data from the period 1.11.2018 to 30.4.2020 at the rural background station Milešovka. It was chosen a combination of a disdrometer together with a Scanning mobility particle sizer spectrometer (SMPS) for the data collection. Ten-minute averages were then used to determine the change in aerosol particle concentration during individual precipitation episodes and to calculate the scavenging coefficient. Then was calculated a Pearson correlation to determine the effect of raindrop size, rainfall intensity, temperature, relative humidity and wind speed on the decrease in aerosol concentration by individual hydrometeors. Finally, a cluster analysis of the air mass history was performed.

An assessment of the change in aerosol particle concentration during each event showed that although all three selected hydrometeors contributed to the decrease in particle concentrations, only rain caused a decrease in all size classes (-5,7%). The result of the scavenging coefficient estimation further confirmed the higher success of rain, with a median coefficient of $6,62 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$. The atmospheric cleaning by rain then proceeded best between droplet size 0,125 – 3 mm and particles in the 100 - 140 nm size range. In the analysis of the effect of intensity on the decrease of aerosol particles, significant negative correlations were found only for rain (10-20 and 200-800 nm) and drizzle (50-200 nm).

The measurements provided additional results to existing, primarily foreign, studies on below cloud scavenging. This work comes with similar results to Zíková & Ždímal (2016) and can thus support the characterization of atmospheric scavenging in the background locations of Central Europe. The results can be further used in the development of climate models.

Key words: hydrometeors, disdrometer, SMPS, atmospheric aerosol, vertical wet deposition

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem tuto diplomovou práci vypracoval samostatně s využitím uvedené literatury a informací, na něž odkazuji. Svoluji k jejímu zapůjčení s tím, že veškeré (i přejaté) informace budou řádně citovány. Rovněž prohlašuji, že předložená diplomová práce je totožná s elektronickou verzí vloženou do systému SIS.

V Praze, dne

Podpis

Poděkování:

Mé srdečné poděkování patří školitelce RNDr. Nadě Zíkové, Ph.D., za pomoc s výběrem užšího zaměření této práce, za vedení, cenné rady a pomoc s novými softwarovými programy, bez kterých by některé výsledky nemohly vzniknout. Dále bych chtěl vyjádřit svůj dík podpoře GAČR grantu číslo P209/18/15065Y. Závěrem bych chtěl poděkovat Mgr. Radku Lhotkovi za jeho výstižné připomínky a svému příteli a rodině za podporu a trpělivost.

Obsah

1.	Úvod	8
2.	Cíle práce a hypotézy	9
3.	Teoretická část	10
3.1.	Atmosférický aerosol	10
3.1.1.	Velikostní distribuce atmosférického aerosolu	11
3.1.2.	Vliv aerosolových částic na klima	13
3.2.	Atmosférická depozice	15
3.2.1.	Mokrá depozice	16
3.2.2.	Přístroje k měření hydrometeorů	17
4.	Experimentální část	20
4.1.	Lokalita	20
4.2.	Měřicí kampaně	21
4.3.	Přístrojové vybavení	21
4.3.1.	Distrometr	21
4.3.2.	Spektrometry SMPS a APS	21
4.3.3.	Meteorologická data	23
4.4.	Úprava a vyhodnocení dat	25
4.4.1.	Sezónní chod aerosolu	25
4.4.2.	Změna koncentrace aerosolu v čase	26
4.4.3.	Scavenging koeficient	26
4.4.4.	Pearsonovy korelace	27
4.4.5.	Klastrová analýza zpětných trajektorií	27
5.	Výsledky	29
5.1.	Sezónní chod aerosolu	29
5.2.	Změna koncentrace aerosolu	32
5.3.	Odhad scavenging koeficientu	34
5.4.	Efekt velikosti dešťové kapky	37
5.5.	Vliv intenzity srážek	40
5.6.	Vliv meteorologických činitelů	44
5.7.	Zpětné trajektorie	52
6.	Diskuse	55
7.	Závěr	60
8.	Použitá literatura	62

Seznam užitých zkratek

Zkratka	Význam
AA	atmosférický aerosol
APS	aerodynamic particle sizer (aerodynamický tříděč částic)
BCS	below cloud scavenging (podoblačné vymývání)
CBS	in cloud scavenging (vypršení z oblaku)
CPC	condensation particle counter (kondenzační čítač částic)
ČGÚ	Český geologický ústav
ČHMÚ	Český hydrometeorologický ústav
DMA	differential mobility analyser (sloupcový diferenciální analyzátor pohyblivosti)
EEA	European environment agency (Evropská agentura pro životní prostředí)
GDAS	Global Data Assimilation System (Globální systém asimilace dat)
ISKO	Informační systém kvality ovzduší
LDR	linear depolarization ratio (lineární depolarizační poměr)
PM _x	částice atmosférického aerosolu o aerodynamickém průměru menším než x mikrometrů (např. PM _{2.5} , PM ₁₀)
PNSD	activated particle number size distribution (distribuce počtu aktivovaných částic)
SMPS	scanning mobility particle sizer spectrometer (spektrometr skenující pohyblivost částic)
TSI	Thermo Systems Engineering company
ÚFA	Ústav fyziky atmosféry Akademie věd České republiky
VÚLHM	Výzkumný ústav lesního hospodářství a myslivosti
WAI	Whole-Air Inlet (vstup pro celý objem vzduchu)
WMO	World meteorological organisation (Světová meteorologická organizace)
WHO	World health organisation (Světová zdravotnická organizace)
ZDR	differential reflectivity (rozdílová odrazivost)

1. Úvod

Atmosférické aerosoly se podílejí přímo i nepřímo na utváření klimatu. Absorpcí nebo rozptylem slunečního záření dokážou měnit radiační bilanci Země, v roli kondenzačních jader zase přispívají ke vzniku oblaků a jsou tak odpovědné za koloběh vody v troposféře (Engling & Gelencsér, 2010; IPCC, 2022).

Aerosolové částice mohou být z atmosféry přeneseny na zemský povrch procesy mokré nebo suché depozice. Podoblačné vymývání (below cloud scavenging, dále jen BCS) je jako jeden z mechanismů mokré vertikální depozice klíčovým faktorem pro udržování rovnováhy mezi zdroji a propady atmosférických aerosolů (Hou et al., 2018). Jejich vychytáváním srážkami je totiž ovlivněna početní koncentrace, životnost nebo vertikální distribuce. Mimoto vychytávání částic silně ovlivňuje chemické složení dopadajících srážek. Tento proces má tedy velký význam v pochopení fyzikálních a chemických vlastností aerosolů i srážek (Dadashazar et al., 2019; Ohata et al., 2016;). Znalost zachycování aerosolu mechanismem BCS je potřebná zejména pro modelování kvality ovzduší, odhad depozice chemických látek nebezpečných pro život nebo pro potřebnou reakci při mimořádných událostech v životním prostředí. Efektivní vychytání částic pod oblakem přitom závisí na faktorech jako je intenzita srážek nebo velikostní distribuce kapek.

Při vymývání aerosolu přitom není řeč pouze o dešťových kapkách. Částice skládající se z pevného nebo kapalného skupenství vody zvané hydrometeory mohou vzhledem ke svému skupenství, tvaru, velikosti, přilnavosti nebo pádové rychlosti různě efektivně odstranit částice aerosolu různých velikostních tříd. Podíl aerosolů zachycených hydrometeory vzhledem k počátečním koncentracím částic se udává jako účinnost vychytávání, vyjádřené koeficientem vychytávání (s^{-1}). Ten bere v potaz různé velikostní třídy částic aerosolů lišících se podle účinnosti sběru a koncové rychlosti (Seinfeld & Pandis, 2006).

Vzhledem k poměrně složitým procesům je pochopení zmíněného typu depozice i přes mnohé studie stále výzvou (Andronache et al., 2006; Chate et al., 2003). Tato práce si klade za cíl prozkoumat interakce vybraných typů hydrometeorů jako je déšť, sníh a mrholení s atmosférickými aerosoly v prostředí hory Milešovky za dvouleté měřicí období. Na území České republiky přitom nyní existuje pouze jedna studie zabývající se čištěním atmosféry jednotlivými hydrometeory (Zíková & Ždímal, 2016). Výsledky této studie tak mohou rozšířit informace, zlepšit orientaci ve zmíněné problematice a lépe definovat podoblačné vymývání mokrou depozicí na pozadových lokalitách ČR.

2. Cíle práce a hypotézy

Tato práce si klade za cíl zhodnotit vliv vybraných hydrometeorů jako je déšť, sníh a mrholení na koncentrace atmosférického aerosolu (AA) v závislosti na velikosti kapek v přirozeném prostředí. Dále také zjistit, jak se změnila velikostní distribuce AA po srážkových událostech vybranými hydrometeory. Pro tuto práci byly vytyčeny následující hypotézy:

- H1: Déšť bude nejúčinnějším hydrometeorem v poklesu koncentrací AA ve všech sledovaných velikostech.
- H2: Změna celkové koncentrace AA po první hodině epizody zvolenými hydrometeory nebude stejně jako ve studii Zíková & Ždímal (2016) nižší než -10 %.
- H3: Velikostní frakce kapek 0,75 – 3 mm bude u deště stejně jako ve studii Blanco-Alegre et al. (2018) statisticky významná a nejúčinnější při odstraňování aerosolu z atmosféry.
- H4: Důležitým faktorem v poklesu aerosolových částic bude intenzita srážek (Blanco-Alegre et al., 2021).

3. Teoretická část

3.1. Atmosférický aerosol

Atmosférický aerosol (dále jen AA) jsou ve vzduchu suspendované částice schopné ovlivňovat základní atmosférické procesy, ekosystémy, klima a lidské zdraví. Rozptylem a absorpcí slunečního a zemského záření mohou měnit energetickou bilanci Země. Mimoto je AA také přímo spjat s hydrologickými cykly, jelikož částice slouží jako kondenzační a krystalizační jádra a ovlivňují tak tvorbu oblaků a srážek. Pro člověka je AA škodlivý zejména možným vyvoláním alergických, respiračních a kardiovaskulárních onemocněních (Hinds, 1998).

Aerosolové částice lze podle vzniku rozdělit na dva základní typy, primární a sekundární. Primární aerosol je emitován přímo ze zdroje přírodními či antropogenními procesy. Z přírodních procesů je znám především mořský aerosol, bioaerosol, aerosol obsažený v sopečném prachu nebo z kosmického spadu. Příkladem antropogenních procesů je pak těžba, hutnictví, výroba stavebních materiálů, výroba energie a jiné. Z poměru rozlohy oceánů vůči terestrickým oblastem je zřejmé, že produkce a šíření AA přírodními procesy je oproti těm antropogenním více rovnoměrné (Hrdličková et al., 2008; Chin et al. 2009; Voiland 2010). Sekundární částice oproti primárním nemají svůj přímý zdroj – vznikají přímo v atmosféře z různých plynných prekurzorů chemickými reakcemi a fyzikálními procesy, jako je nukleace nebo kondenzace. Utváření sekundárního aerosolu tak ovlivňují různé faktory, jako jsou meteorologické podmínky (sluneční záření, relativní vlhkost), koncentrace prekurzorů nebo dalších reaktivních plynů, např. peroxidový a hydroxilový radikál nebo ozon. Dalším mechanismem stojícím za výskytem sekundárních částic je resuspenze (zvíření) aerosolů. Částice se do atmosféry dostávají následkem lidské činnosti, jako je například doprava, nebo různými meteorologickými faktory, zejména prouděním vzduchu. (Hrdličková et al., 2008). Specifickým příkladem je prach z dopravy, protože se tam najednou generují nové částice a současně dochází k resuspenzi sedimentovaných aerosolových částic (Hrdličková et al., 2008).

Atmosférický aerosol tvoří bezmála čtyřicet prvků, většinu pak tvoří amonné ionty, vodíkové ionty, nitráty, sulfáty, mořská voda nebo produkty zemské kůry, jako jsou částice zvětralých minerálů, hornin a půd (US EPA, 2009). Tabulka 1 zobrazuje hlavní složky AA bez velikostního rozlišení částic spolu s jejími zdroji (Gilet a kol., 2010; Cheung a kol., 2012; Thorpe a kol., 2008).

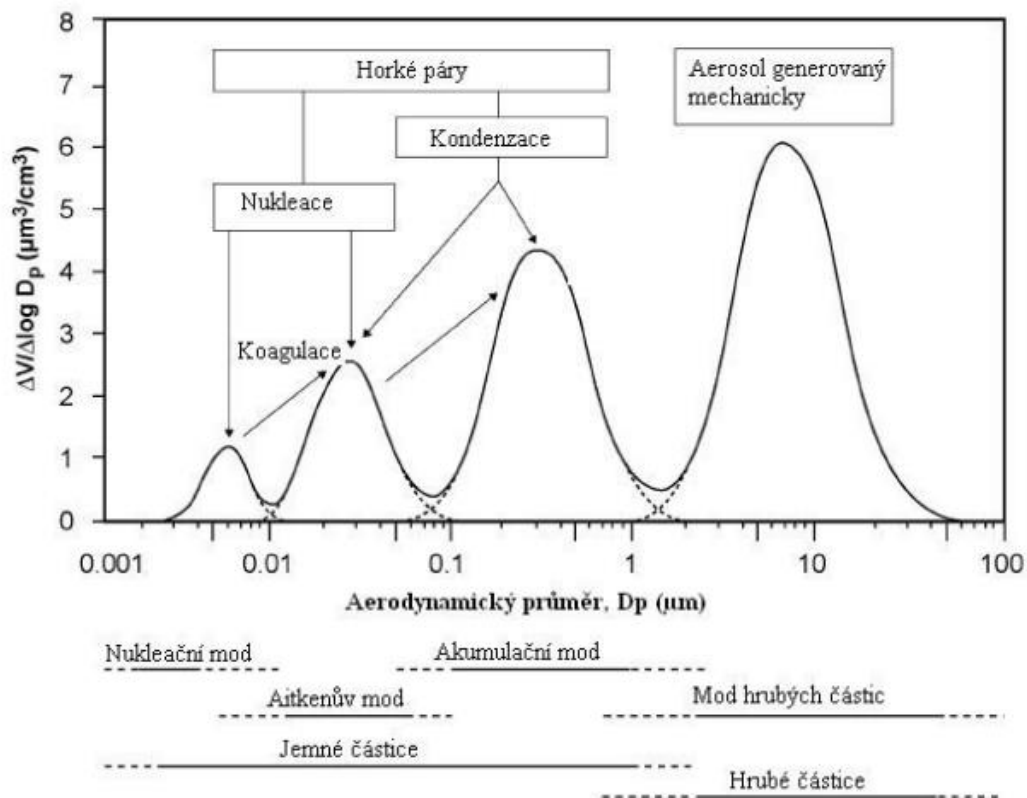
Tabulka 1: Hlavní složky atmosférického aerosolu bez rozlišení velikosti částic a jejich hlavní zdroje (Integrated Science Assessment for Particulate Matter, US EPA, 2009).

Složka	Popis a zdroj
Sírany (SO_4^{2-})	Vyskytují se především jako sekundární aerosol v podobě síranu amonného $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$, který vzniká oxidací atmosférického oxidu siřičitého SO_2 a následné reakce s amoniakem NH_3 , který je emitován především zemědělskou produkcí. V malé míře jsou SO_4^{2-} přítomny v primárních emisích mořské soli a minerálech např. v sádrovci.
Dusičnany (NO^-)	Vyskytují se jako sekundární aerosol v podobě dusičnanu amonného NH_4NO_3 , jenž je produktem neutralizace par kyseliny dusičné HNO_3 vzniklé oxidací emisí NO_x , s NH_3 , nebo dusičnanu sodného (NaNO_3) nahrazením chlorovodíku HCl z NaCl parami HNO_3 .
Amonný kationt (NH_4^+)	Obvykle se vyskytuje ve formě $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ a NH_4NO_3 z emisí NH_3
Sodný kationt (Na^+) a chloridový aniont (Cl^-)	Jsou součástí primárních emisí mořské soli.
Elementární uhlík	Černý grafitický uhlík je emitován při vysokoteplotním spalování fosilních paliv a biomasy.
Organický uhlík	Uhlík ve formě organických sloučenin primárně emitovaný dopravou a průmyslem nebo sekundárně vznikající oxidací organických těkavých látek.
Prvky	Jedná se především o prvky zemské kůry Al, Si, Fe a Ca, které jsou přítomny v prachu vnikajícím primárně větrnou erozí a resuspenzí.
Voda	Ve vodě rozpustné sloučeniny, především $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$, NH_4NO_3 a NaCl , sorbují při relativně vysoké vlhkosti vodu z atmosféry a mění se z pevného na kapalné skupenství.

3.1.1. Velikostní distribuce atmosférického aerosolu

Jedním z nejdůležitějších parametrů pro popis fyzikálních vlastností a chování částic je jejich velikost, která se pohybuje od 1 nm do 100 μm a v aerosolové vědě je nejčastěji definována jako aerodynamický průměr d_a , ekvivalentní průměru kulové částice o hustotě 1 g/cm^3 se stejnou rychlostí sedimentace příslušné částice ve vzduchu. Kvůli velikost částic, jejich možnému vstupu do organismu a jejich účinkům na zdraví je pak pozorována trimodální distribuce aerosolu, která bere v potaz velikost částic i hmotnostní koncentrace (Whitby, 1978). Trimodální distribuce je dělena na mód hrubých, obvykle emitovaných částic, a jemných částic, mezi nimiž je hraniční rozměr 1 μm . Jemné se dále dělí na mód nukleační (0,01-0,02 μm), Aitkenův (0,02-0,05 μm) a akumulární (0,05-0,2 μm) (Hovorka et al., 2009). Na obrázku 1 jsou

znázorněny jednotlivé velikostní třídy spolu s mechanismy, které se podílejí na jejich vzniku. Nukleační, Aitkenův a akumulární módy jsou dále užity v této práci spolu s přidaným kapkovým módem, který je užit například ve studii Zíková & Ždímal (2016) a jehož velikost je v rozmezí 0,2 – 0,8 μm .



Obrázek 1: Jednotlivé velikostní módy a mechanismy jejich tvorby. Osa y znázorňuje normalizovaný objem částic (US EPA, 2009).

Jemné částice obsahují zejména nitráty, sulfáty, elementární a organický uhlík, amonné ionty a některé kovy. Částice akumulárního módu, které se pohybují ve velikostním rozmezí 0,1 až 0,5 μm , bývají nejpočetnější skupinou v troposféře. V atmosféře mohou setrvat poměrně dlouho (v rámci dní až týdnu) kvůli nízké sedimentační rychlosti. Odstraňovány z atmosféry jsou hlavně mokrou depozicí (Braniš et al., 2009). Částice nukleačního módu, také nazývány ultrajemné částice (UFP nebo $\text{PM}_{0,1}$), přispívají k celkové hmotnosti i přes svou velkou početnost v atmosféře jen málo. Jejich aerodynamický průměr je menší než 0,1 μm . Díky jejich schopnost rychlé koagulace s většími částicemi je doba setrvání UFP v atmosféře velmi krátká, v rádech několika desítek minut (Fine et al., 2004). Na jednotku hmotnosti má UFP až tisíckrát větší plochu než hrubé částice a vzhledem k efektu velmi malé částice k relativně velkému povrchu a schopnosti usazovat se může mít silně negativní vliv na toxicitu pro dýchací systém (Harrison et al., 2000; Hughes et al., 1998).

Hrubými částicemi jsou označovány zejména aerosoly vznikající působením mechanických sil, jako je například zemědělství, povrchová těžba, mořský aerosol, aerosol z vulkanické činnosti, půdní činnosti nebo některé resuspendované částice a bioaerosoly. Jejich aerodynamický průměr je udáván větší než 2,5 μm . Díky poměrně velké velikosti a rychlé sedimentaci vydrží částice v atmosféře v řádu několika hodin až dní. Turbulentní proudění je schopno zpomalit proces sedimentace (Hinds, 1999; Hůnová & Janoušková, 2004). Přesná kategorizace částic však bývá velmi obtížná, protože v prostředí s vysokou relativní vlhkostí mají jemné částice tendenci formovat se do frakce hrubých částic. V opačném případě, tedy když je naopak relativní vlhkost velmi nízká, se mohou částice stát součástí jemného aerosolu (Claiborn, 2000; Geller, 2004).

3.1.2. Vliv aerosolových částic na klima

Aerosoly mají značný vliv na radiační bilanci Země (Li et al., 2017). Silné interakce AA se slunečním a zemským zářením lze rozčlenit do tří základních skupin. Interakce aerosol - povrch, aerosol - oblak a aerosol - záření (Boucher, 2015).

Interakce aerosol – povrch zahrnují depozici aerosolů na ledových a sněhových površích, kde se povrch stává následně méně odrazivým. Kvůli tomu dochází ke zvyšování teploty povrchu a globálnímu oteplování (Boucher, 2015). V interakci aerosol – sluneční záření dochází k rozptylu či odrazu slunečního záření, kdy následně dojde ke změně zemského albeda (míra odrazivosti od zemského povrchu). Pokud dojde k rozptylu slunečního záření, energie přicházejícího záření je snížena a dochází k ochlazování. V případě absorpce dochází k redukci přijímaného záření na zemský povrch, avšak atmosféra se zahřívá. Při absorpci aerosoly se tak okolní teplota zvýší a následně může vést k odpaření kapiček oblačné vody (Boucher, 2015; Kahn et al., 2009). Jedná se o případ přímého působení aerosolů na oteplování planety. Interakce aerosol – oblak je pak příklad nepřímého efektu aerosolů na změnu klimatu. Částice slouží jako kondenzační jádra oblaků a ovlivňují tak optické a mikrofyzikální vlastnosti oblaků.

Pokud se počet aerosolových částic zvýší, dojde ke zmenšení velikosti oblačných kapek a zvýšení albeda oblaků, což vede k ochlazování planety (Boucher, 2015). Menší kapky totiž způsobují vyšší životnost oblaků. V atmosféře se tak zadržuje vyšší množství kapalné vody. Pro zemské ekosystémy je to nepříznivá situace, jelikož následný spad vody na Zem bývá ve formě přívalových lijáků a může vyvolat například povodně (Kahn et al., 2009).

Aerosolové částice také značně ovlivňují atmosférickou viditelnost. Ta je definována schopností člověka rozlišit jednotlivé objekty od okolního pozadí. Proces omezující viditelnost v atmosféře je právě rozptyl slunečního záření aerosoly. Bez jejich přítomnosti by byl vizuální

rozsah člověka zhruba 300 km. Snížení naší viditelnosti napomáhá také vyšší relativní vlhkost, protože AA mohou v průměru růst s příjmem vody (Jacob, 1999). Účinky aerosolů však závisí nejen na jejich velikosti, ale také na heterogenitě prostorového rozložení částic v čase, zdroji nebo vlastnostech odrazivosti (Kahn et al., 2009).

Z historických zkušeností je zřejmé, že enormní množství částic vzniklých například vulkanickou činností může kromě snížení viditelnosti zapříčinit změnu radiační rovnováhy atmosféry, v jejímž důsledku se planeta ochlazuje. Extrémně silné erupce mohou aerosolové částice transportovat až do stratosféry, kde se nad danou hemisférou rovnoměrně rozptýlí. Pomalá výměna vzduchu přes tropopauzu pak zapříčiní delší dobu setrvání a změnu radiační bilance Země. Za zmínku stojí příklad sopky Mt. Pinatubo na Filipínách v roce 1991. Satelitní měření NASA v roce 1992 prokázalo pokles teploty v určitých částech světa až o 1 °C ve srovnání s třicetiletými teplotními průměry (Skřehot, 2008). Z pohledu lidské činnosti je pravděpodobné, že množství aerosolových částic z antropogenních zdrojů poklesne v reakci světové politiky na ochranu klimatu. Aerosolové částice však nikdy z atmosféry zcela nezmizí. Ať už ve formě bioaerosolu, dostávajícího se do ovzduší přirozenými procesy nebo resuspendované lidskou činností, budou tyto částice důležitým mechanismem vzniku oblačnosti ovlivňujícím radiační bilanci Země (Boucher et al., 2013).

3.2. Atmosférická depozice

Termín atmosférická depozice označuje přenos znečišťujících látek z atmosféry k zemskému povrchu, kterým může být biosféra, pedosféra, kryosféra či hydrosféra. Atmosférická depozice tak představuje přirozený samočisticí proces atmosféry, bez nějž by docházelo ke kumulaci látek v atmosféře (Hůnová et al., 2004; Moldan, 1992).

Obecně lze depozici rozdělit na suchou a mokrou. Mechanismus suché depozice spočívá v transportu k povrchu buďto gravitační sedimentací nebo setrvačným impaktem látek větších než 5 μm . U částic nebo plynů menších než 0,3 μm se na depozici podílí difúze. Významná je suchá depozice v blízkosti emisních zdrojů, protože na ní působí turbulentní pohyby vzdušných mas, chemismus deponovaných látek či struktura povrchu sorbetu (Braniš, Hůnová et al., 2009). Oproti mokré depozici je tento proces pomalejší, probíhá však neustále (Moldan, 1983). Vyhodnocení suché depozice je kvůli nemožnosti přímého měření poměrně obtížné. Často jsou proto využívány takzvané interferenční metody, které využívají koncentrace sledované látky a její depoziční rychlost v atmosféře (Jia et al., 2016).

Mokrá depozice je jako epizodický děj u vertikálních srážek důsledkem vypršení částic přímo z oblaků nebo zachycování částic kapkami pod oblakem. U horizontální mokré depozice lze pozorovat takzvané deponované srážky, jako je například mlha, jinovatka či rosa. Rozdělení jednotlivých typů depozic a jejich další možné členění ilustruje obrázek 2.



Obrázek 2: Atmosférická depozice se svými spjatými jevy (Bartovská a Šišková, 2005).

Měření suché i mokré depozice se provádí zejména pro vědecké účely, kdy například Český hydrometeorologický ústav (ČHMÚ), Český geologický ústav (ČGÚ) nebo Výzkumný ústav lesního hospodářství a myslivosti (VÚLHM) provádí její výzkum již od 90. let minulého století. ČHMÚ nyní zajišťuje 14 měřicích lokalit, ČGÚ a VÚLHM každá po 10 lokalitách.

Výsledky z analýzy vzorků atmosférické depozice, uložených v Informačním systému kvality ovzduší (ISKO), potvrzují snížení znečištění v Evropě za posledních 20 let. Tabulka 2 poskytuje informace o účincích suché a mokré depozice na vybrané polutanty v letech 2016 až 2020 na území České republiky, kde je patrný pokles u síry a jejích sloučenin, oxidovaných forem dusíku i vodíkových iontů (EEA, 2011; Ročenka ČHMÚ, 2020).

Tabulka 2: Porovnání vlivu suché a mokré depozice na tok látek tří vybraných polutantů od roku 2016 do 2020 (Ročenka ČHMÚ, 2020).

Roční depozice síry a jejích sloučenin (t)					
	2016	2017	2018	2019	2020
Suchá depozice	20728	20068	19899	19365	16784
Mokrá depozice	16934	16546	14682	13657	13793
Roční depozice oxidovaných forem dusíku (t)					
	2016	2017	2018	2019	2020
Suchá depozice	17933	17318	17709	14497	13397
Mokrá depozice	17749	20760	16073	15815	14382
Roční depozice vodíkových iontů (t)					
	2016	2017	2018	2019	2020
Suchá depozice	2576	2491	2509	2245	2006
Mokrá depozice	372	372	296	290	218

3.2.1. Mokrá depozice

Mokrá depozice je epizodickým dějem spjatým se srážkovou činností (Černý, 1985). Transportuje znečišťující látky k zemskému povrchu vertikálně nebo horizontálně, přičemž hlavní podíl na vymývání aerosolů a plynů mají vertikální srážky. Do těch se řadí déšť, mrznoucí déšť, zmrzlý déšť mrholení, mrznoucí mrholení, sníh, sněhová zrna, sněhové krupky, krupky, kroupy a ledové jehličky. Rosa, ledovka nebo námraza spadají do horizontální mokré depozice (Hůnová a Janoušková, 2004).

V odborné literatuře se definují dva mechanismy odstranění látek mokrou depozicí z ovzduší, a to vypršení (rainout) nebo podoblačné vymývání (washout). U vypršení (ICS – In Cloud Scavenging) aerosolové částice slouží jako kondenzační jádra pro vznik oblaků. Aerosol se následně k zemskému povrchu transportuje vypršením přímo z oblaků. Mechanismus podoblačného vymývání (BCS – Below Cloud Scavenging) naopak spočívá v zachycování částic v ovzduší dešťovými nebo sněhovými kapkami. Jedná se tedy o mikrofyzikální interakce

mezi částicemi a hydrometeory. Interakce probíhá Brownovou difúzí, difuzioforézou, termoforézou, inerciální impakcí a účinky elektrického náboje (Chate & Pranessa, 2004). Účinnost zachycování částic srážkami je přitom podmíněna faktory jako je koncová rychlost dešťové kapky, účinnost kolize, distribuce velikosti dešťové kapky a distribuce velikosti částic (Bae et al., 2006). Účinnější podoblačné vymývání lze pozorovat v případě polydisperzního aerosolu než u monodisperzního. K intenzivnějšímu vymývání částic aerosolu kapkami při podoblačném vymývání pak dochází u velikostní třídy aerosolů s průměrem větším než 1 μm a pokud je vyšší koncentrace látek v podoblačném prostoru oproti prostoru oblačnému (Braníš et al., 2009).

K měření mokré depozice se užívá zejména tři metod. Metoda „throughfall“ využívá podkorunové srážky, které jsou směsí původní srážkové vody ovlivněné látkami získanými po kontaktu s povrchem rostliny. Tento způsob se využívá pro odběr srážek pod lesním porostem v časovém úseku jednoho měsíce. Díky jednoduchosti a finanční nenáročnosti se zmíněný typ odběru stává stále více populárním (Chříbková, 2016). Metoda „bulk“ zjišťuje celkovou atmosférickou depozici - tedy vzorky jak suché, tak mokré depozice. Měří se na volné ploše dostatečně vzdálené od stromového porostu a jiných překážek, kde se nainstalují odběrová zařízení. Problémem této metody může být výpar, který přesnost snižuje (Chříbková, 2016). Při odběru postupem „wet-only“ je nutné odběrové zařízení doplnit o pluviokolektor, kde dochází k eliminaci příměsí suchého spadu do vzorku.

Tato práce se zabývá popisem interakcí hydrometeorů na kratší časové ose než předchozí popsané metody. Termínem hydrometeory se souhrnně označují horizontální a vertikální srážky skládající se z částic vody a ledu. World Meteorological Organization klasifikuje hydrometeory na základních 5 typů (WMO, 2017):

- Suspendované částice (např. mlha, mrznoucí mlha)
- Srážky (déšť, mrholení, sníh, kroupy, sněhové a ledové pelety)
- Částice odvátené větrem z povrchu Země (sprej, unášený sníh)
- Usazené částice (rosa, jinovatka)
- Vodní smršť (trychtýř studeného vzduchu, tornádo)

3.2.2. Přístroje k měření hydrometeorů

Pro měření jednotlivých hydrometeorů se často využívají dopplerovské radary představující plošné dálkové měření vhodné pro průzkum mikrofyziky oblaků. Fungují tak, že vyšlou parabolickou anténou do atmosféry signál (zhruba sto pulsů o délce řádu mikrosekund)

s výkonem až 100 kW. Následně dojde k rozptylu energie na srážkových částicích a část této energie je zpětně zachycena anténou. Přitom platí, že množství odražené energie je úměrné radiolokační odrazivosti (intenzitě) cíle. Aby bylo možné vyselektovat jednotlivé specifické druhy částic, jako je například led nebo sníh, existuje v dnešní době mnoho klasifikačních algoritmů navržených přímo pro meteorologické radary (Sokol et al., 2018). Obecně platí, že klasifikační algoritmy hydrometeorů využívající jakéhokoliv druhu Dopplerova radaru se zakládají na kombinaci radarové odrazivosti s lineárním depolarizačním poměrem (LDR), diferenciální odrazivostí (ZDR) nebo s rozdílem odrazivosti (Sokol et al., 2018). Diferenciální odrazivost jako jeden z parametrů identifikace jednotlivých hydrometeorů nabývá různých hodnot pro různé částice. Například u dešťových kapiček bude hodnota ZDR vyšší, u ledových částic lze naopak kvůli relativně nízké odrazivosti předpokládat nižší hodnoty ZDR. K rozlišení kapalně a pevně fáze vody slouží depolarizační poměr charakterizovaný jako poměr signálu polarizovaného kolmo vůči směru polarizace excitovaného paprsku k signálu polarizovanému rovnoběžně (Shupe et al., 2008).

Další z možných klasifikací je založena na odhadu vertikální rychlosti proudění vzduchu a koncové rychlosti hydrometeorů. Čím vyšší má hydrometeor koncovou rychlost, tím vyšší je šance, že se dostane až na zem (déšť, kroupy atd.) a naznačuje tedy možný výskyt srážek. Tabulka 3 ilustruje příklad vybraných typů hydrometeorů s jejich minimální a maximální koncovou rychlostí (Sokol et al., 2018).

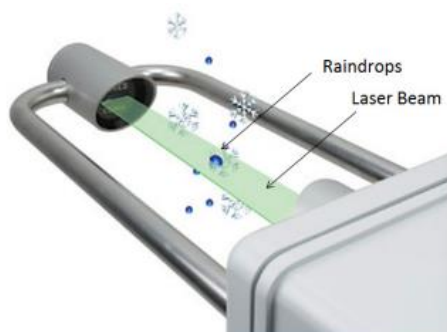
Tabulka 3: Vybrané typy hydrometeorů s minimální a maximální koncovou rychlostí a minimální a maximální teplotou vzduchu, kdy mohou existovat (Sokol et al., 2018).

Hydrometeor	V_{min} [m/s]	V_{max} [m/s]	T_{min} [°C]	T_{max}[°C]
Déšť	0,15	6,33	-20	40
Sníh	0,03	1,25	-70	0
Kroupy	7,78	10,03	-70	40
Graupel	1,31	7,78	-70	40

Při bodovém měření se v terénu užívá distrometr. Jedná se o přístroj určený pro zjištění charakteristiky padajících srážkových částic, jako jsou sněhové vločky, kroupy a krupky, ale především pak dešťové kapky (Český meteorologický slovník, 2022). Principem přístroje je vysílaný stabilní horizontální laserový paprsek o vlnové délce 785 nm (obrázek 3). Fotodioda s čočkou umístěná na straně přijímače zjišťuje optickou intenzitu světla formou transformace na elektrický signál. Pokud srážková částice projde tímto světelným paprskem, přístroj převede

mechanický dopad každé srážkové kapky na elektrický impulz. Ten následně projde přes stabilní zesilovací obvod a synchronně se převede převodníkem na digitální signál v přijímači. Poté signál pokračuje do mikroprocesorového regulátoru (Kathiravelu et al., 2016; Thies clima, 2021).

U měření velikosti dešťových kapek platí, že se průměr částic určuje velikostí signálu. Pokud nepropadnou paprskem žádné hydrometeory, je výstupní signál přijímače největší, pokud hydrometeory procházejí přijímačem, svým průměrem blokují část paprsku a snižují tak výstupní signál. U zjišťování rychlosti pádu částic se zpravidla počítá doba trvání elektronického signálu. Tato doba se charakterizuje jako časový úsek začátku vstupu dešťových kapek do paprsku a jeho následný odchod ze systému. Rychlost pádu srážek spolu s jejich velikostí a počtem je klíčem ke zjištění dalších parametrů, jako je intenzita a typ srážek nebo spektrum kapek (Islam et al., 2012).



Obrázek 3: Znáznornění principu měření optického distrometru (Zdroj: www.thiesclima.com).

Měření pomocí distrometrů může být ovlivněno faktory vedoucími k výskytům chyb v měření. Jedním z nich je například vítr, který může mít za následek změnu směru pádu částice a vzhledem k tomu, že paprsky měří pouze vertikální složku přicházejících kapek, změna úhlu díky větru může zapříčinit nepřesné odhady rychlosti. Dalším příkladem znehodnocení měření jsou dvě kapky padající na paprsek současně – jsou detekovány jako jedna a dochází tak k nadhodnocení velikosti kapky. Kapky padající na okraj paprsků mohou zase díky neúplnému změření způsobit chybnou kategorizaci (Kathiravelu et al., 2016; Nešpor et al., 2000). Oproti srážkoměrům je tento analytický přístroj nezávisle umístěný v terénu a určený především pro vědeckovýzkumné účely. (Johannsen et al., 2020).

4. Experimentální část

4.1. Lokalita

Pro zkoumání interakce aerosolů s vybranými typy hydrometeorů byla za místo měření zvolena meteorologická stanice a observatoř Milešovka (N 50°56', E 13°93'), která se nachází na kuželové izolované hoře Milešovka (nadmořská výška 837 m n. m) v Českém středohoří, okres Litoměřice (Obrázek 4).

Stanice byla dostavena a uvedena do provozu v roce 1904 (Ústav fyziky atmosféry, 2022). Jedná se o jednu z nejstarších meteorologických stanic na území České republiky, která má svůj význam zejména díky vhodným podmínkám při zkoumání mezní vrstvy atmosféry. Nyní stanice náleží Ústavu fyziky atmosféry Akademie věd ČR a kromě měření klasických meteorologických jevů je Milešovka vybavena přístroji pro zjištění chemismu a fyzikálních parametrů usazených srážek nebo k měření oblačných procesů vedoucích k bleskové činnosti. Nejnovější přidanou technikou se stal radar FURUNO, který od roku 2020 slouží k trojrozměrnému měření srážkových a oblačných částic v okolí do 70 km od observatoře (ÚFA, 2022).

Zdrojem AA v této lokalitě jsou převážně lokální topeniště a místní komunikace. Možným významným lokálním zdrojem znečištění by mohla být 4 kilometry vzdálená dálnice D8.



Obrázek 4: Poloha Milešovky (Mapy.cz)

4.2. Měřicí kampaně

Sběr dat probíhal ve čtyřech kampaních od začátku listopadu 2018 do konce dubna 2020. Celkem se jednalo o 167 dní nekontinuálního měření, kdy mezi jednotlivými kampaněmi byla časová prodleva. Důvodem, proč měření proběhlo v těchto časových úsecích, byla vyšší pravděpodobnost výskytu mlh, pro jejichž výzkum probíhal sběr dat paralelně s daty užitými v této studii. Úseky tedy pokrývají převážně jarní a podzimní měsíce, v letních měsících sběr vůbec neprobíhal a v zimních pouze v prosinci. Tabulka 4 ilustruje časové rozpětí jednotlivých kampaní a počet všech dní měření v jednotlivých úsecích. Při synchronizaci datových souborů z přístrojů se však vlivem chybových měření a absencí dat v určitých časových úsecích počet dní snížil na 155.

Tabulka 4: Jednotlivé kampaně měření.

	1. kampaň	2. kampaň	3. kampaň	4. kampaň
Časový úsek měření	1.11. – 14.12.2018	28.3. – 3.5.2019	14.10.– 29.11.2019	5.3. – 30.4.2020
Počet dní v kampani	44	37	47	57

4.3. Přístrojové vybavení

4.3.1. Distrometr

Pro měření jednotlivých hydrometeorů bylo na stanici umístěno laserové optické zařízení distrometr, číslo produktu 5.4110.00., výrobce Thies Clima. Přístroj měřil typ srážek, velikost kapek, jejich pádovou rychlost nebo intenzitu (Thies clima, 2021).

V této studii distrometr sbíral data v 10minutovém intervalu v časovém období uvedeném výše (Tabulka 4). Přístroj byl schopen identifikovat déšť a sníh s přesností detekce vyšší než 99 %, dále kroupy a mrholení s přesností detekce nad 97 %. Zjištěná intenzita hydrometeorů se pak pohybovala v rozmezí $< 0,001 - 1000$ mm/h, s přípustnou chybovou tolerancí ± 5 % (Thies clima, 2021).

4.3.2. Spektrometry SMPS a APS

Pro analýzu atmosférického aerosolu byly ve studii užity dva vzájemně se doplňující aerosolové spektrometry (obrázek 5), spektrometr skenující pohyblivost částic (SMPS – scanning mobility particle sizer spectrometer), model 3936 a aerodynamický třídič částic (APS – aerodynamic particle sizer), model 3321. Oba přístroje jsou produkty americké společnosti TSI. SMPS byl řízen softwarem AIM s integrovanými korekcemi na vícenásobný náboj a difúzi. APS stejně

jako SMPS řídil software AIM, navíc s využitím Stokesovy korekce a hustotou částic typickou pro Střední Evropu - 1,5 (Kubelová et al., 2015).

SMPS měřil distribuci velikosti částic AA v atmosféře od 2,5 do 800 nm. Pomocí diferenciálního analyzátoru pohyblivosti (DMA – Differential mobility analyzer) se zjistila elektrická pohyblivost nabitých částic. Kondenzační čítač částic (CPC – Condensation particle counter) dále poskytl informace o koncentraci AA, kdy rozsah koncentrací nabyl až 10^7 částic v cm^3 .

S přístrojem SMPS souběžně sbíral data také APS, spektrometr využívající aerodynamické měření velikosti částic aerosolu v rozmezí 0,5 až 20 μm v reálném čase. APS detekoval jednotlivé částice a podle velikosti je rozdělil do příslušných kanálů dle velikosti. Z těchto kanálů dále stanovil celkový povrch částic a hmotnostní a početní koncentraci. Princip spočíval v nasávání vzduchu rychlostí $5 \pm 0,1$ l/min do laserové komory, doba průletu AA obsaženého v nasátém vzduchu pak poskytla informace o velikosti částic.

Při společném použití obou přístrojů se vzorek aerosolu nejprve propustí přes SMPS, kde se submikronové částice klasifikují na základě jejich elektrické pohyblivosti a měří se početní koncentrace částic ve velikostním intervalu, který je přístroj schopný identifikovat. Zbývající částice ve vzorku, které jsou obvykle větší než několik set nanometrů, se poté propustí přes APS, kde se klasifikují na základě jejich aerodynamického průměru.

Oba spektrometry byly připojeny ke společnému vzorkovacímu systému se dvěma inlety, kde přepínací ventil měnil polohu mezi dvěma vstupy každých 5 minut. Sběr kompletních dat tak probíhal každých 10 minut. První inlet, Whole-Air Inlet (WAI), určený pro veškerý vzduch, ze vzduchu odebíral částice všech velikostí. Druhý inlet, $\text{PM}_{2,5}$, byl určen pro odběr částic menších než 2,5 μm . Postup získání dat tak probíhal stejným způsobem jako například ve studii Ditas et al. (2012). K oběma vstupům byly umístěny také difúzní silikagelové sušiče, jejichž účelem bylo udržovat průměrnou relativní vlhkost měřeného aerosolu pod 40 % (Makeš, 2021).

Ze vzniklého datového souboru obsahující data obou spektrometrů se vzhledem k zaměření práce na velikostní frakce aerosolu 10–800 nm využila pouze data početních koncentrací AA z SMPS.



Obrázek 5: Přístroje SMPS spektrometr vlevo, APS spektrometr vpravo (zdroj:www.tsi.com).

4.3.3. Meteorologická data

Pro tento výzkum byly stanoveny parametry sledovaných epizod jako je minimální délka trvání a charakteristika hydrometeoru, který jednotlivé srážky v epizodě utváří. Vybrané sledované epizody byly ty, jejichž délka byla minimálně 60 minut, a to kvůli lepšímu sledování změny koncentrace aerosolových částic při všech vybraných jevech a pro získání dostatečného počtu hodnot pro výpočet scavenging koeficientu. Počet jevů a epizod vyskytujících se v jednotlivých kampaních ilustruje tabulka 5. Kvůli nedostatečnému množství epizod během sledovaného období byly ze studie vyňaty jevy kroupy, krupky nebo sněhová zrna a vybrány pouze hydrometeory s nejčastějším výskytem, a to déšť, sníh a mrholení. Zmíněné hydrometeory zároveň představují odlišná skupenství srážek, tedy déšť a mrholení kapalné srážky, naopak sníh srážky pevné.

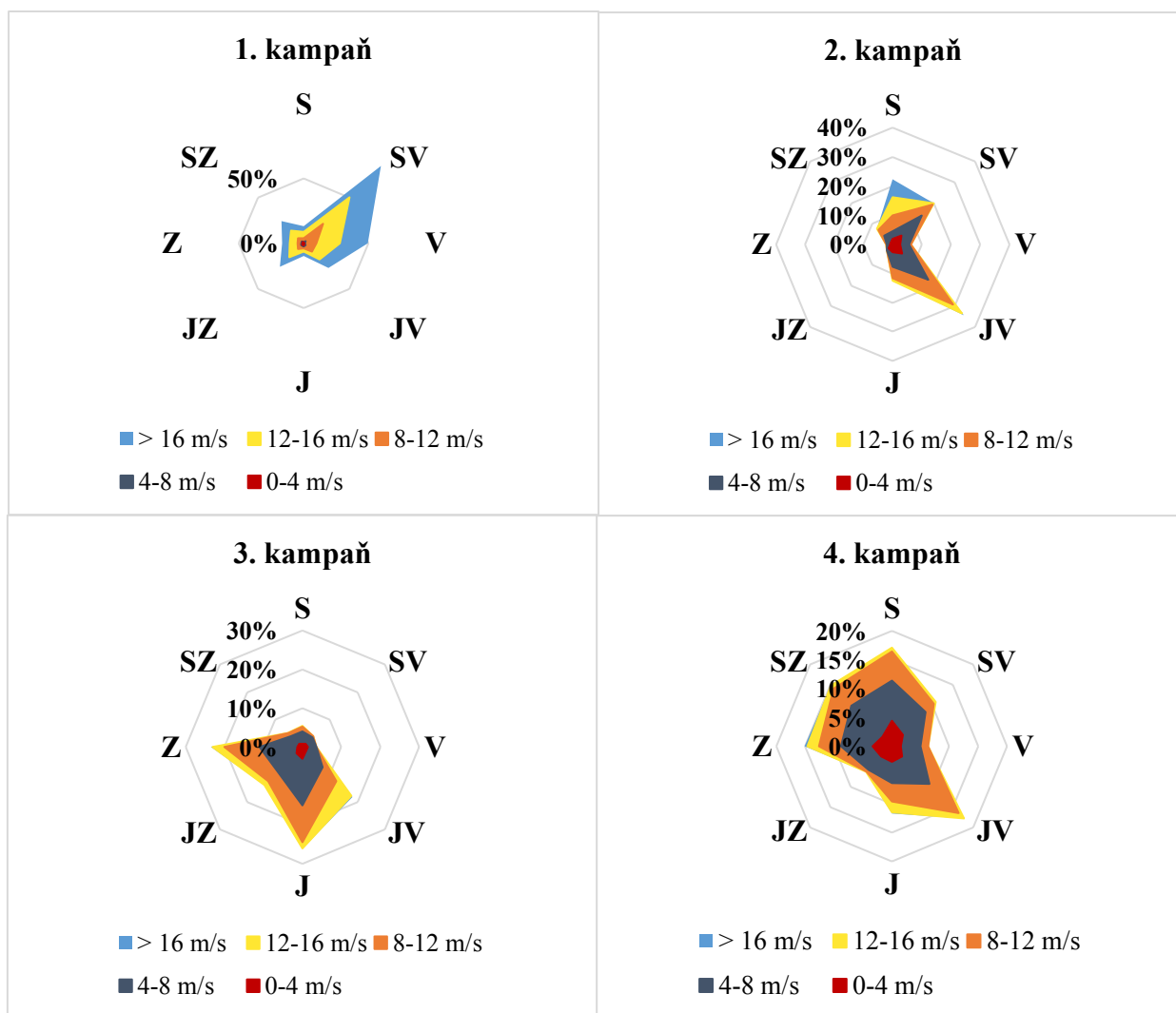
Na stejném místě jako zmíněná aerosolová měření byla také měřena profesionální meteorologická data. Hodnoty minima, maxima a průměru pro teplotu, relativní vlhkost, rychlost a směr větru v jednotlivých kampaních představuje tabulka 6. Větrné růžice, vykreslené v obrázku 6, poskytují informace o převažujícím směru a rychlosti větru. Převažující proudění po celou dobu měření na Milešovku přicházelo z jihovýchodu, a to z 23 %. V první kampani byl významný i SV směr, jihovýchodní proudění bylo převažující zejména v kampaních 2, 3 a 4.

Tabulka 5: Přehled kódů pro jednotlivé hydrometeory a počet definovaných epizod.

		Mrholení	Děšť	Sníh
Kód WMO		51	61	71
Kampaň 1	Epizody > 60 minut	0	9	6
	Epizody celkem	6	35	26
Kampaň 2	Epizody > 60 minut	3	5	0
	Epizody celkem	3	13	3
Kampaň 3	Epizody > 60 minut	4	12	2
	Epizody celkem	7	18	2
Kampaň 4	Epizody > 60 minut	1	15	8
	Epizody celkem	0	20	8

Tabulka 6: Hodnoty minima, maxima a průměru teploty, relativní vlhkosti (RH) a rychlosti větru (ws) v jednotlivých kampaních.

Kampaň 1	teplota [°C]	RH [%]	ws [m/s]
min	-8,9	30	0,1
max	9,9	99	17,7
průměr	1,2	95	8,2
Kampaň 2	teplota [°C]	RH [%]	ws [m/s]
min	-3,8	20	0,1
max	24,1	99	19,4
průměr	7,8	66	7,1
Kampaň 3	teplota [°C]	RH [%]	ws [m/s]
min	-3,8	52	0,1
max	18,2	100	18,3
průměr	4,8	94	7,6
Kampaň 4	teplota [°C]	RH [%]	ws [m/s]
min	-8,5	15	0,1
max	22,1	99	17,6
průměr	5,4	64	6,8



Obrázek 6: Větrné růžice s informacemi o směru a rychlosti větru v jednotlivých kampaňích.

4.4. Úprava a vyhodnocení dat

Data z distrometru, SPMS i APS spektrometrů byla převedena do jednoho souboru. Všechna data byla synchronizována. Pro zpracování a vyhodnocení dat včetně statistického zpracování byl použit program Microsoft Excel (Microsoft).

4.4.1. Sezónní chod aerosolu

Protože mnoho studií v minulosti potvrdilo vliv roční sezóny na koncentrace AA, jejich tvorbu a zdroje (Makeš 2021; Pokorná, 2014; Zíková & Ždímal, 2016), tato práce se zaměřila na zhodnocení vlivu měření v jednotlivých měsících v roce na koncentrace aerosolových částic.

Z hodnot celkové koncentrace i koncentrací v jednotlivých módech aerosolu - nukleárním (10-20 nm), Aitkenově (20-50 nm), akumulárním (50-200 nm) a kapkovém módu (200-800 nm) (Braniš, Hůnová; 2009), byly vytvořeny krabicové grafy pro každou kampaň měření. Následně byly zprůměrovány všechny jarní a podzimní měsíce a otestovány Kruskal-

Wallisovým testem, zda se hodnoty liší nebo ne. Test byl proveden dle vzorce (Montgomery, 2017):

$$H = 12/(n(n+1)) * \sum R_j^2 / n_j - 3 / (n+1), \quad (1)$$

kde H představuje testovací parametr, n z celkový počet vzorků, R_j^2 součet pořadí pro j -tou skupinu a n_j velikost vzorku j -té skupiny. Pomocí vypočteného H parametru se nakonec zjistila p hodnota, která v případě hodnoty menší nebo větší než 0,05 zamítá / potvrzuje nulovou hypotézu (Montgomery, 2017).

4.4.2. Změna koncentrace aerosolu v čase

Pro zjištění změny koncentrace aerosolu vlivem vybraných hydrometeorologických jevů byly opět uvažovány koncentrace v jednotlivých módech, nukleačním, Aitkenově, akumulacním a kapkovém. Následně byl užit poměr stanovený ke zjištění změny koncentrace aerosolu dle Blanco-Alegre et al. (2018):

$$\Delta C\% = \left(\frac{C_2 - C_1}{C_1} \right) \cdot 100, \quad (2)$$

kde C_2 označuje koncentrace během jevu a C_1 koncentrace před jevem. Obě tyto hodnoty byly vypočteny jako hodinový průměr koncentrací z první hodiny před jevem a v první hodině po jevu. Vyšlé záporné hodnoty značí úbytek částic, kladné naopak indikují jejich nárůst. Pokud jsou hodnoty nulové, znamená to, že se koncentrace s časem nezměnily.

4.4.3. Scavenging koeficient

Pro parametrizaci ztráty aerosolových částic z atmosféry včleněním do vybraných hydrometeorů byl vypočten scavenging coefficient, λ_s . V hodnotě koeficientu záleží na velikostní distribuci částic aerosolů lišících se podle účinnosti záchytu a koncové rychlosti (Seinfeld & Pandis, 2006). Pro výpočet koeficientu byla užitá rovnice dle Laakso et al. (2003) a Zíková & Ždímal (2016):

$$\lambda_s(d_p) = - \frac{1}{t_1 - t_0} \ln \left[\frac{c_1(d_p)}{c_0(d_p)} \right], \quad (3)$$

kde d_p označuje průměr částic aerosolu o koncentracích c_1 a c_0 AA, kde c_0 odpovídá koncentraci v první hodině jevu a c_1 koncentraci v jedné hodině před začátkem jevu. Čas dvou následujících měření se v rovnici označuje jako t_1 a t_0 .

Nynější studie v souvislosti s tímto koeficientem řeší především problém rozdílů teoretických a experimentálních přístupů, protože mimo laboratoř lze pozorovat celou řadu mimořádných podmínek majících vliv na vypršení částic (Zíková & Ždímal, 2016). Přístup navržený ve studii Yao & Zhang (2012) doporučuje využít velké množství údajů o aerosolových částicích za různých podmínek, protože díky tomu lze předejít nehomogenitě ve vlastnostech srážkových epizod.

4.4.4. Pearsonovy korelace

Pro zjištění vlivu závislosti velikosti kapek z jednotlivých srážek na koncentrace aerosolových částic v atmosféře bylo užito Pearsonových korelací. Nejprve proběhl výpočet korelačního koeficientu (r) dle vzorce:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2}}, \quad (4)$$

kde X a Y představuje zkoumané dvojice hodnot, hodnoty \bar{X} aritmetický průměr prvního souboru a \bar{Y} aritmetický průměr druhého souboru, n počet vzorků. Vypočtená hodnota r v intervalu $<-1,1>$ značí záporné nebo kladné korelace, významnost vypočtené korelace následně stvrzují zjištěné p hodnoty $<0,05$ (Zvára, 2013).

S hladinou významnosti 0,05 byla provedena statistická analýza mezi:

- Početními koncentracemi jednotlivých velikostních tříd AA a velikostí kapek vybraných jevů.
- Početními koncentracemi AA a intenzitou srážek [mm/h]
- Početními koncentracemi AA a teplotou vzduchu [°C]
- Početními koncentracemi AA a relativní vlhkostí [%]
- Početními koncentracemi AA a rychlostí větru [m/s].

4.4.5. Klastrová analýza zpětných trajektorií

S pomocí modelu Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory (HYSPPLIT) byly pro lokalitu měření s počáteční pozicí 200 metrů nad úrovní terénu vypočteny 72 hodinové zpětné trajektorie pohybu vzdušných mas. Získaných 740 trajektorií bylo následně rozděleno

do 4 shluků (klastřů) dle doporučeného postupu výukového programu Air Resource Laboratory (Stein et al., 2015; Rolph & Stein & Stunder, 2017, Air Resource Laboratory, 2022).

Výpočet probíhal v online prostředí, kde bylo potřeba po registraci stáhnout nejnovější verzi software HYSPLIT, model 5.0.0 z roku 2020, který je kompatibilní pro systém Apple. Získaná archivovaná data pocházela z globálního systému asimilace dat (Global Data Assimilation System, GDAS). Tato data mají jednostupňové horizontální rozlišení (tj. cca 100 x 100 km) a 23 vertikálních úrovní. Model je počítán každých 6 hodin, tj. čtyřikrát denně, v 00, 06, 12 a 18 UTC. Data pokrývala stejný časový úsek jako sběr dat z ostatních přístrojů pro tuto studii (tabulka 4) a jako cílový bod byly nastaveny souřadnice observatoře Milešovka: 50.5548831N, 13.9312631E.

5. Výsledky

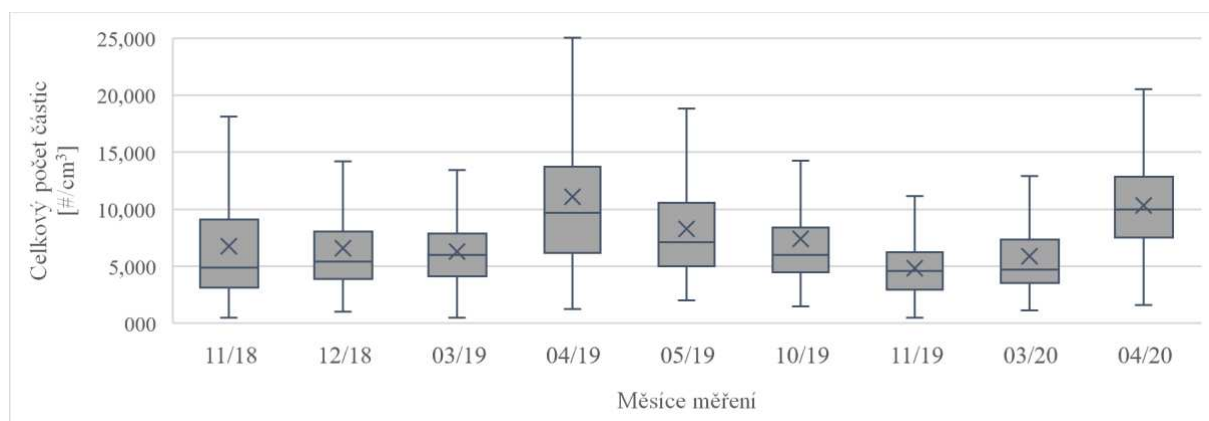
5.1. Sezonní chod aerosolu

Pro představu toho, jakých hodnot koncentrací mohou nabýt aerosolové částice v závislosti na ročním období, byly z datových souborů nejprve vzaty celkové početní koncentrace aerosolových částic a užity do krabicových grafů (obrázek 7). Do stejného typu grafu byly následně vyneseny i koncentrace částic rozdělených do příslušných velikostních tříd (obrázek 8). Nakonec byl užit Kruskal-Wallis test na celkové jarní a podzimní průměry ve vybraných velikostních třídách (tabulka 7).

Tabulka 7: Hodnoty průměrů koncentrací jednotlivých velikostních tříd v podzimních a jarních měsících, dále p hodnota Kruskal-Wallisova testu.

	průměr podzim	průměr jaro	p
Nukleační mód	2911	3057	0,005
Aitkenův mód	2699	2769	0,010
Akumulační mód	1641	1401	0,037
Kapkový mód	239	213	0,034

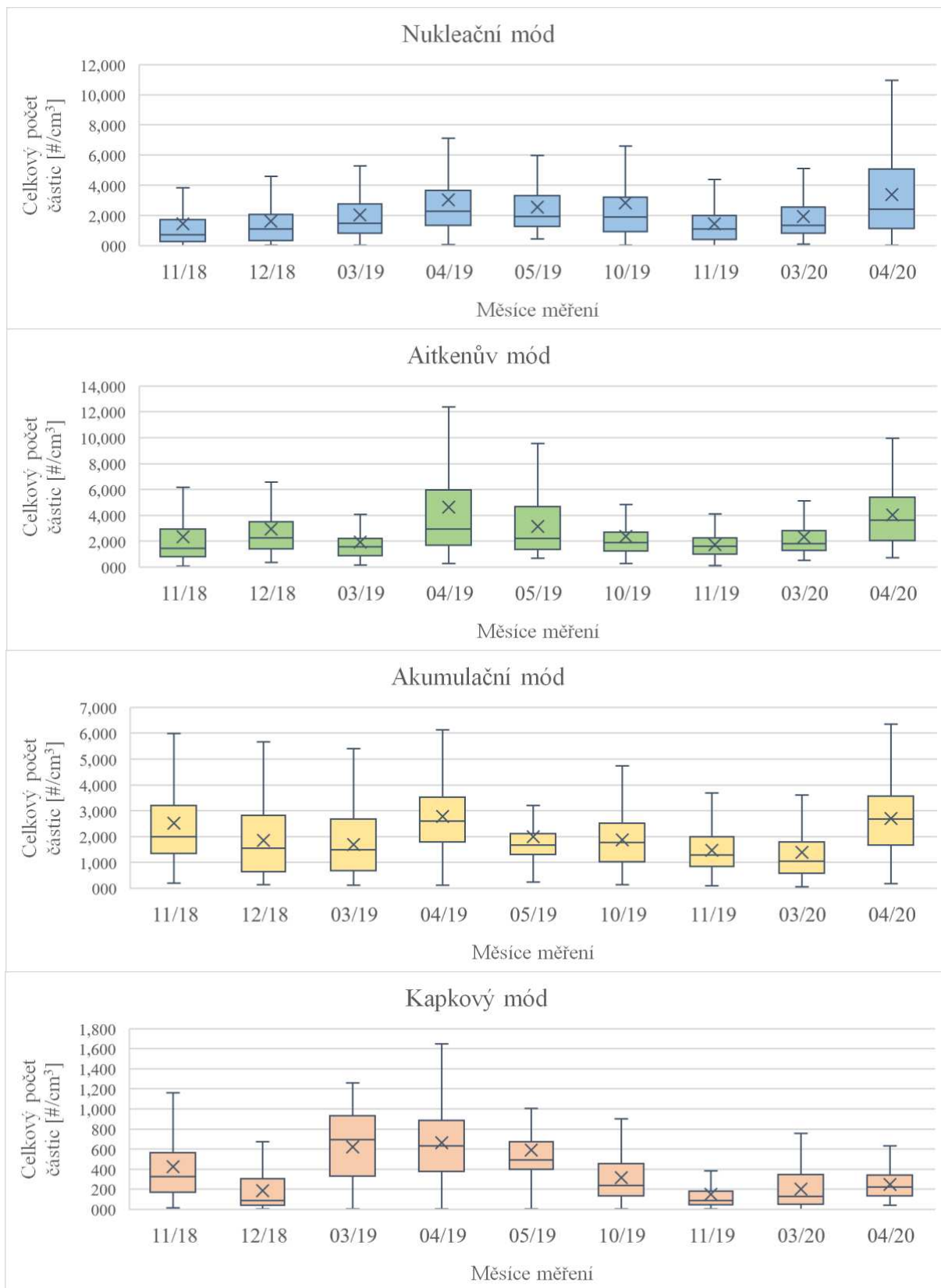
Z krabicových grafů v obrázku 7 je zřejmé, že nejvyšší koncentrace lze zpozorovat v dubnu, a to jak v roce 2019 (medián 9677 #/cm³), tak v roce 2020 (medián 9967 #/m³). Nejnižší koncentrace byly naměřeny v listopadu 2018 (medián 4855#/m³) a 2019 (4568 #/m³). Obecně byly jarní měsíce oproti těm podzimním charakteristické vyššími koncentracemi AA.



Obrázek 7: Krabicové grafy znázorňující celkovou početní koncentraci aerosolových částic v jednotlivých měsících měření. Kříž v jednotlivých boxech značí průměr, vodorovná čára medián. Vousty jdoucí z boxů jsou v horní části ohraničené horním kvartilem a maximální hodnotou na konci, vespod dolním kvartilem a minimální hodnotou.

Při pohledu na grafy vykreslující koncentrace aerosolů rozdělené podle velikostních tříd v jednotlivých měsících měření (obrázek 8) je patrné, že zejména módy o menší velikosti AA měly vyšší koncentrace oproti těm větším. Pokud jde však o hodnoty koncentrací v jednotlivých měsících, je zde patrná podobná sezonalita aerosolu pro všechny velikostní třídy. Částice nukleačního módu vykazovaly vyšší koncentrace zejména v jarních měsících měření. Nejnížší hodnoty jsou z grafu patrné za měsíc listopad, zejména při měření v roce 2019. Při pohledu na graf pro Aitkenův a akumulární mód je situace podobná – v jarních měsících koncentrace těchto velikostních tříd byly podstatně vyšší oproti ostatním ročním sezónám, zejména vysoké hodnoty mediánu pro měsíc duben 2019. Podstatný rozdíl v koncentracích ilustruje graf pro kapkový mód. Hodnoty nepřesáhly 1600 \#/cm^3 v žádném ze sledovaných měsíců. Vyšší hodnoty oproti ostatním měsícům jsou patrné v březnu 2019. Opět lze vyvodit fakt, že v jarních měsících byla v ovzduší větší koncentrace aerosolů tohoto módu.

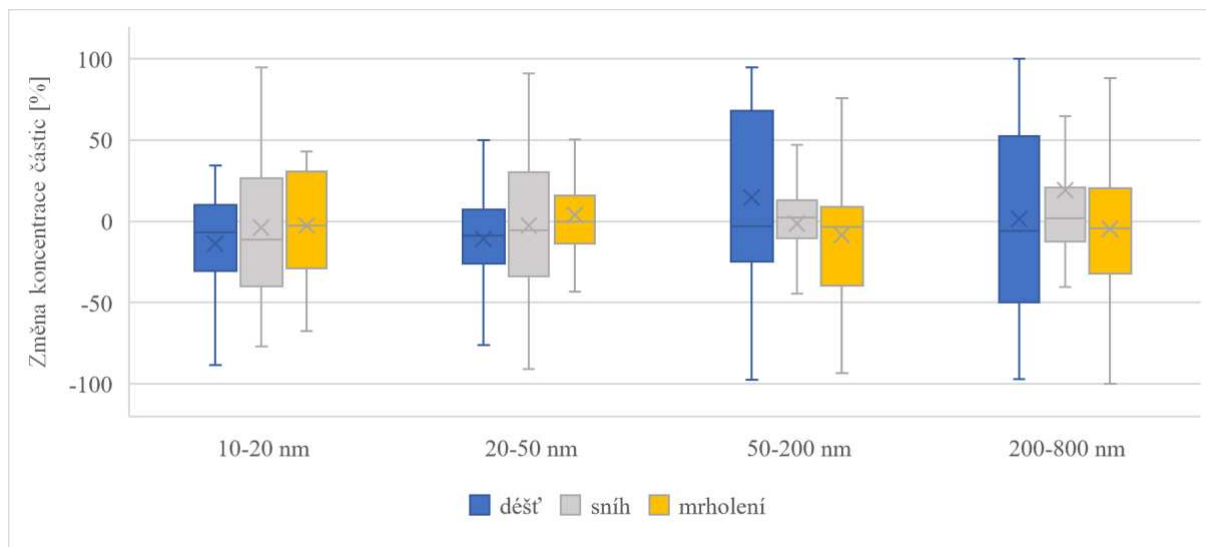
V závěru této části výsledku byly vytvořeny průměry za podzimní a jarní měsíce pro každou vybranou třídu aerosolu a celkový AA. Výsledky opět ukazují vyšší koncentrace v jarních měsících ve všech sledovaných případech. Výsledné p hodnoty Kruskal-Wallisova testu ve všech případech nabyly hodnoty $< 0,05$ a lze tak zamítnout nulovou hypotézu, že by koncentrace částic byly stejné pro jarní a podzimní měsíce.



Obrázek 8: Krabicové grafy znázorňující početní koncentraci aerosolových částic pro vybrané velikostní třídy v jednotlivých měsících měření. Kříž značí průměr, vodorovná čára v boxu medián. Přímkou jdoucí z boxů jsou ohraničené horním kvartilem a maximální hodnotou a dolním kvartilem a minimální hodnotou.

5.2. Změna koncentrace aerosolu

Změna koncentrace částic AA byla vypočtena dle rovnice (2), kde byly užity do rovnice hodnoty koncentrace z první hodiny před jevem (c_1) a hodnoty z první hodiny proběhlého jevu (c_2). Výsledky jednotlivých koncentrací byly poté přiřazeny k velikostním třídám a vyneseny do grafu (obrázek 9). Pro ověření této závislosti byla poté užita také korelační statistická analýza. Její výsledné p hodnoty na hladině významnosti 0,05 vynesené do tabulky 8 závislost změny koncentrace AA na jednotlivých módech také potvrdily.



Obrázek 9: Krabicové grafy znázorňující změnu v koncentraci aerosolových částic jednotlivých velikostních tříd v případě deště (modrá barva), sněhu (šedá barva) a mrholení (žlutá barva). Kříž v jednotlivých boxech značí průměr, vodorovná čára medián. Vousy jdoucí z boxů jsou v horní části ohraničené horním kvartilem a maximální hodnotou na konci, vespod dolním kvartilem a minimální hodnotou.

Nukleační mód (10-20 nm) prokázal největší změnu koncentrací aerosolu. Největší pokles koncentrací částic v atmosféře v této studii způsobily sněhové srážky, a to s hodnotou mediánu -11,3 %. Pokles částic prokázaly i dešťové srážky s hodnotou -6,6 %, nejslaběji pak na změnu koncentrace AA měly epizody mrholení s mediánem -2,5 %.

Aitkenův mód s intervalem velikostní 20-50 nm byl dalším módem, kde všechny vybrané hydrometeory způsobily pokles částic. Nejúčinněji se v tomto případě projevil déšť, a to s hodnotou -8,8 %. Sněhové částice způsobily pokles koncentrace částic -5,3 %. Nejslaběji změnu vykazuje opět jev mrholení (-0,3 %).

Ve velikostní třídě akumulčního módu (50-200 nm) způsobily pokles částic aerosolu pouze hydrometeory deště a mrholení. Právě mrholení způsobilo v tomto módu největší pokles, s mediánem -3,2 %. Pro déšť vyšla podobně blízká hodnota, a to -3,1 %. Naopak sněhové částice v akumulčním módu s mediánem 2,1 % způsobily nárůst částic místo poklesu.

V kapkovém módu s rozmezím 200-800 nm se projevil opět neúspěšněji déšť (-6,0 %). Pokles částic proběhl také u jevu mrholení (-4,1 %). Sněhové přehánky stejně jako v akumulčním módu nezpůsobily pokles částic v ovzduší (1,8 %).

V případě celkové změny koncentrací AA všechny vybrané hydrometeory způsobily pokles částic v atmosféře (-3,9 %). Dešťové srážky s mediánem -5,7 % prokázaly největší úspěšnost v poklesu koncentrací, dále jev mrholení s hodnotou mediánu -2,9 % v celém velikostním spektru. Sněhové jevy způsobily pokles částic s hodnotou -0,2 % a lze je tak označit jako nejméně účinné.

Provedená korelační analýza mezi koncentracemi aerosolových částic a počtem částic hydrometeorů v tabulce 8 prokázala se zápornými korelačními koeficienty a p hodnotou $< 0,05$ ve všech velikostech u všech hydrometeorů statisticky významnou závislost, i když je patrné, že tato závislost je pro každý hydrometeor a velikostní třídu různě silná. Závislost mezi větším počtem částic hydrometeorů a nižším počtem částic AA byla nalezena u deště zejména u nukleačního ($r = -0,43$) akumulčního módu ($r = -0,49$). U sněhu je patrná silnější negativní závislost u nukleačního ($r = -0,48$) a Aitkenova módu ($r = -0,40$). Při mrholení byla silnější negativní závislost zjištěna pouze u kapkového módu ($r = -0,46$).

Tabulka 8: Výsledné korelační (r) a p hodnoty Pearsonovy analýzy v závislosti koncentrace částic jednotlivých velikostních tříd a počtu částic hydrometeorů deště, sněhu a mrholení.

	10-20 nm		20-50 nm		50-200 nm		200-800 nm	
	r	p	r	p	r	p	r	p
déšť	-0,43	0,02	-0,39	0,03	-0,49	0,04	-0,32	0,04
sníh	-0,48	0,03	-0,40	0,04	-0,23	0,04	-0,12	0,05
mrholení	-0,12	0,05	-0,24	0,04	-0,21	0,04	-0,46	0,03

5.3. Odhad scavenging koeficientu

Pro vyhodnocení zachycení částic jednotlivými hydrometeory byl užit parametr λ_s , zjištěný podle rovnice (3).

Nejvyšších hodnot λ při dešti bylo dosaženo u velikostní třídy částic 10-20 nm, kde medián dosáhl hodnoty $7,22 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$. Vyšší míru vymývání částic prokázal déšť, následován sněhem a mrholením (Tabulka 9). Nejslaběji se v odstraňování částic AA podle koeficientu ukázala velikostní třída Aitkenova módu (medián $2,78 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$; Obrázek 10).

Koeficienty zachycování sněhovými srážkami napříč velikostní distribucí aerosolu, představující šedou křivku v obrázku 10, vykazovaly nejnižší hodnoty pro velikostní třídu 50-200 nm, tedy v akumulacním módu, s mediánem $2,69 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$. Koeficient pro úbytek částic AA sněhem naopak prokázal vyšší účinnost sběru částic ve velikostní třídě představující nukleační mód 10-20 nm, s mediánem $2,51 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$.

Jev mrholení se ukázal jako nejslabší v odstraňování částic z atmosféry (Obrázek 10). Nejvyšších hodnot koeficient dosáhl v nukleačním módu, kde medián činil $7,23 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$. Nejméně účinné se mrholení projevilo v akumulacním módu 50-200 nm, s mediánem $4,01 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

Celkově se nejučinněji projevilo déšť, s celkovým mediánem koeficientu ve všech velikostních třídách $6,62 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$. Dále pak vymývání sněhem s průměrnou hodnotou $4,21 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, účinnější zejména ve velikostech 10 - 30 nm. Jev mrholení s průměrem $1,90 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ pro všechny vybrané velikosti částic se představil jako nejslabší z vybraných jevů pro podoblačné vymývání částic z atmosféry.

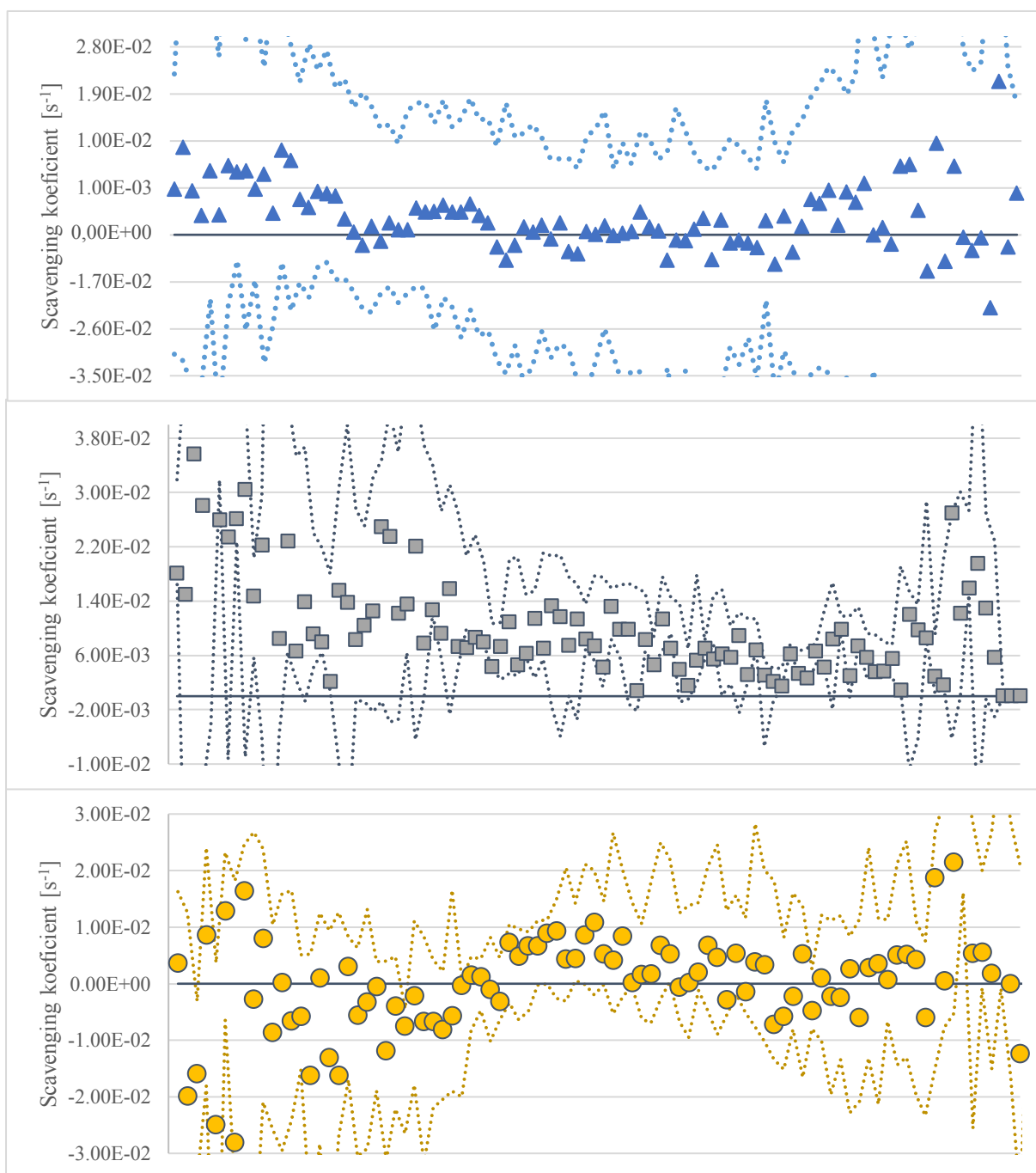
Při porovnání výsledků scavenging koeficientu s dalšími studii v tabulce 10 lze vyzorovat, že koeficienty u dešťových epizod v této studii nabývají vyšších hodnot. Koeficienty u sněhových epizod naopak odpovídají výsledkům zjištěných ze studie Zíková & Ždímal (2016) nebo Paramonov et al. (2011), kde autoři zvolili podobné rozpětí velikostních tříd jako v této studii.

Tabulka 9: Hodnoty průměru, mediánu a směrodatné odchylky (sd) scavenging koeficientů jednotlivých velikostních tříd aerosolových částic pro déšť, sníh a mrholení.

Déšť	10-20 nm	20-50 nm	50-200 nm	200-800 nm
medián	7,22E-03	2,78E-04	7,73E-04	5,72E-04
průměr	4,47E-03	2,52E-04	7,91E-04	8,89E-04
sd	1,67E-03	4,35E-04	3,20E-03	2,76E-04
Sníh				
medián	6,81E-03	7,59E-04	2,83E-05	2,70E-05
průměr	5,45E-03	7,34E-04	2,33E-05	2,14E-05
sd	1,82E-02	9,53E-03	3,99E-03	5,9E-03
Mrholení				
medián	2,23E-04	4,72E-04	4,01E-05	4,57E-04
průměr	1,86E-04	4,54E-04	2,76E-5	5,60E-04
sd	1,59E-03	5,66E-03	4,53E-03	1,72E-03

Tabulka 10: Koeficienty vychytávání částic AA v rozsahu 10-800 nm (5.-95. percentil) v porovnání s jinými studii.

Hodnoty scavenging koeficientů (s⁻¹)	Porovnané studie	Jev
3,2 x 10 ⁻⁴ – 3,7 x 10 ⁻³ (10-800 nm)	Tato studie	déšť
6,2 x 10 ⁻⁵ – 3 x 10 ⁻⁴ (250-32 000 nm)	Depuydt et al., 2013	déšť
3,1 x 10 ⁻⁵ – 1,5 x 10 ⁻⁴ (10-800 nm)	Zíková & Ždímal, 2016	déšť
2,6 x 10 ⁻⁵ – 9,6 x 10 ⁻⁵ (10-1000 nm)	Blanco-Alegre et al., 2018	déšť
2,8 x 10 ⁻⁵ – 5,9 x 10 ⁻³ (10-800 nm)	Tato studie	sníh
4,6 x 10 ⁻⁶ – 7,3 x 10 ⁻⁵ (10-800 nm)	Zíková & Ždímal, 2016	sníh
1,9 x 10 ⁻⁶ - 4,2 x 10 ⁻⁵ (10-1000 nm)	Paramonov et al., 2011	sníh
3,1 x 10 ⁻⁷ - 1,2 x 10 ⁻³ (10-10000 nm)	Zhao et al., 2014	sníh
5,2 x 10 ⁻⁵ - 4,7 x 10 ⁻⁴ (10-800 nm)	Tato studie	mrholení
– 2,2 x 10 ⁻⁶ - 6,3 x 10 ⁻⁴ (1-1000 nm)	Garcia-Nieto et al., 1994	mrholení
1,8 x 10 ⁻⁷ - 2,4 x 10 ⁻³ (10-10000 nm)	Croft et al., 2009	mrholení



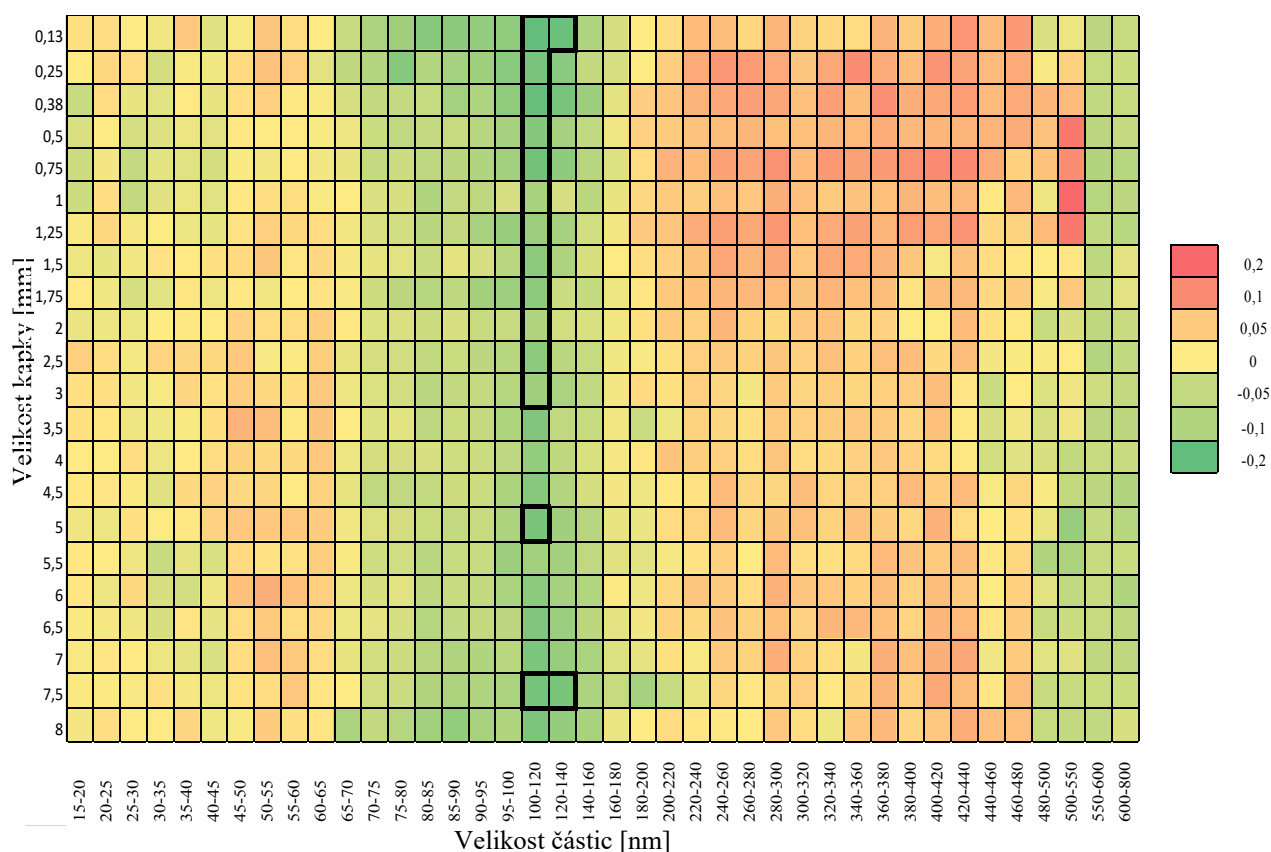
Obrázek 10: Mediány scavenging koeficientů (značky) s mezikvartilovým rozpětím (přerušované čáry) u jevu dešť (modrá křivka), sníh (šedá křivka) a mrholení (žlutá křivka).

5.4. Efekt velikosti dešťové kapky

Pro zjištění závislosti mezi velikostí kapek, v případě sněhových vloček, a koncentrací atmosférického aerosolu při hydrometeorických událostech byl vypočten Pearsonův korelační koeficient (r) podle rovnice (4) a následně byla zjištěna statistická významnost vypočtené korelace pomocí p hodnoty (pro $p < 0,05$).

Při analýze závislosti mezi změnou koncentrace AA a velikostí kapky při dešťových jevech (obrázek 11) byla pozorována následující zjištění:

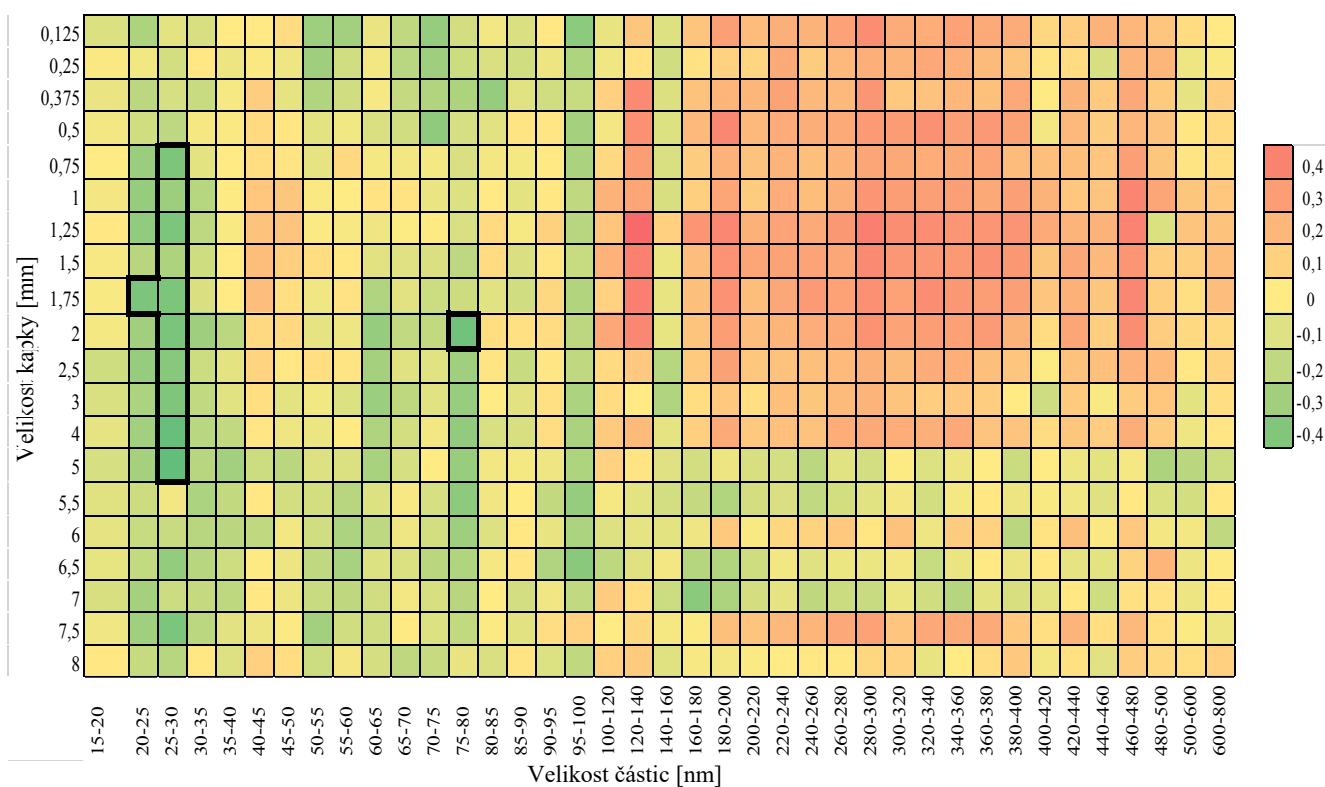
- Pro všechny velikosti dešťových kapek byl pozorovatelný pokles částic ve velikosti aerosolových částic v rozmezí 100 - 140 nm. Z obrázku 11 je však patrné, že signifikantní negativní korelace v tomto velikostním rozmezí AA byla zjištěna u velikosti kapek 0,125 – 3 mm, dále u velikosti kapek 5 a 7,5 mm.
- Nejnižší zachycování částic AA bylo zjištěno ve velikostním rozmezí 200 - 480 nm. Toto rozmezí částečně zapadá do intervalu tzv. Greenfieldovy mezery, kde od 300 - 550 nm bývá menší účinnost záchytu AA padajícími kapkami než v jiných velikostních třídách aerosolu (Blanco-Alegre et al., 2018).
- U částic větších než 500 nm jsou dále zřejmé nevýznamné negativní korelace.



Obrázek 11: Korelační hodnoty Pearsonovy analýzy mezi změnou koncentrací atmosférického aerosolu a velikostí kapek při dešťových srážkách. Statisticky významné negativní korelace s p hodnotou $< 0,05$ jsou ohraničeny tučnou čarou.

Závislost velikosti sněhové vločky a velikosti částice při sněhových epizodách vykreslená do grafu v obrázku 12 přinesla následující zjištění.

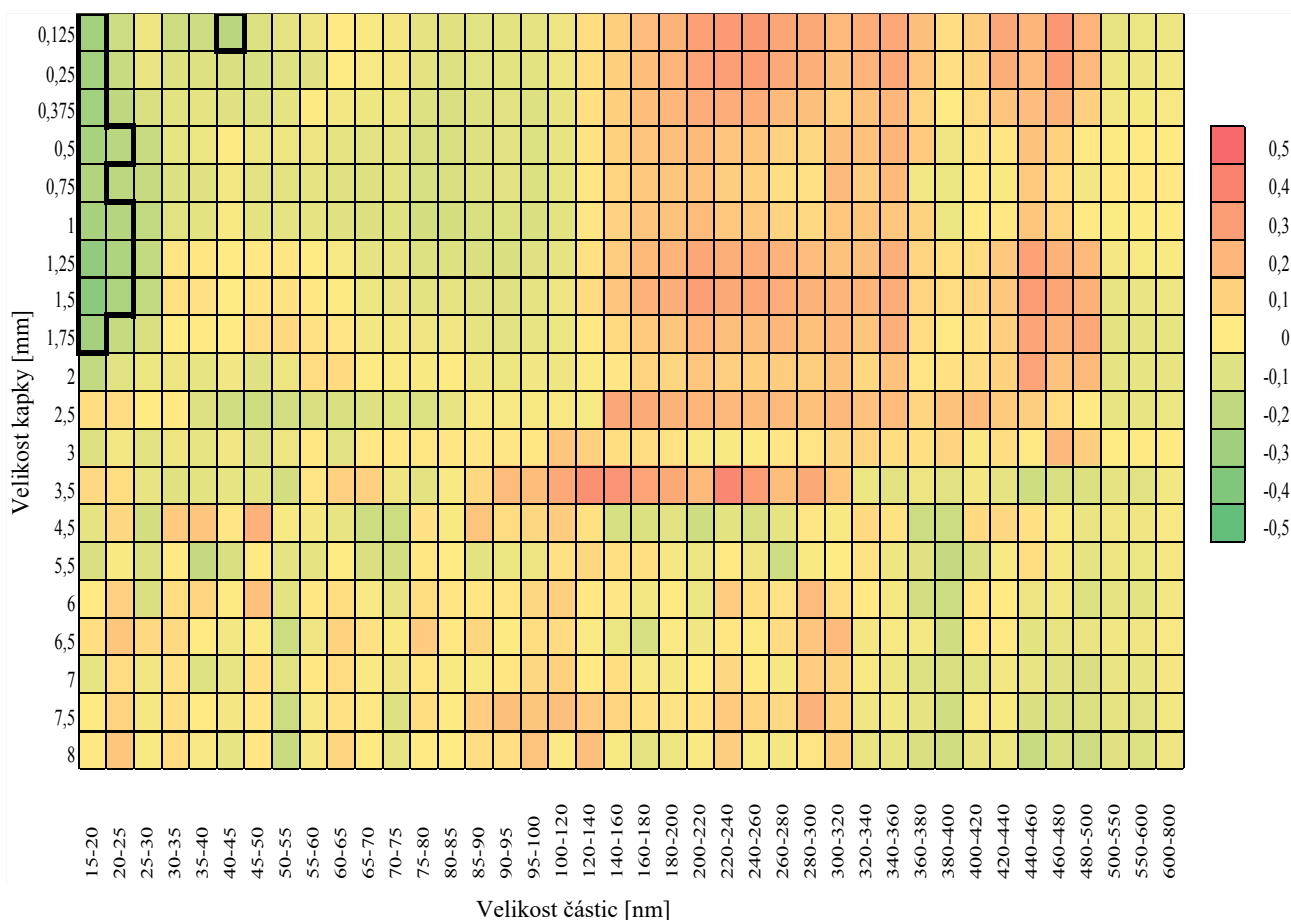
- Významné negativní korelace byly zjištěny mezi sněhovými vločkami o velikosti 0,75 až 5 mm a velikostí částic 20 – 30 mm, dále mezi velikostí vločky 2 mm a velikostí částic 75 – 80 nm.
- Nejnižší zachycování částic AA lze z grafu zpozorovat u velikostí částic 200 – 500 mm. Toto velikostní rozmezí podobným velikostním rozsahem opět odkazuje na výskyt Greenfieldovy mezery jako u obrázku 11.



Obrázek 12: Hodnoty Pearsonova korelačního koeficientu mezi změnou koncentrací atmosférického aerosolu a velikostí vložek při sněžení. Tučné čáry znázorňují statisticky významné negativní korelace s p hodnotou $< 0,05$.

Graf z obrázku 13 charakterizuje závislost mezi velikostí kapky a velikostních třídách AA při srážkách odpovídajících jevu mrholení. Z analýzy byla vyvozena následující zjištění:

- Významná negativní korelace s p hodnotou nižší než 0,05 byla zpozorována mezi velikostí částic do 25 nm a velikostí kapek 0,125 - 1,75 mm.
- Významné korelace byly také zjištěny u částic o velikostech 40 - 45 nm, které korelovaly s velikostí kapek 0,125 mm.
- Greenfieldova mezera je z grafu patrná u částic v rozmezí 120 - 480 nm u kapek 0,125 - 3,5 mm. Oproti dešti z obrázku 11 se toto rozmezí velikosti AA, které má nižší účinnost zachycování kapkami všech velikostí, rozšířilo směrem k menším velikostem částic a v případě mrholení zahrnuje i velikostní třídu akumulačního módu.



Obrázek 13: Korelační hodnoty Pearsonovy analýzy mezi změnou koncentrací atmosférického aerosolu a velikostí kapek při jevech mrholení. Statisticky významné negativní korelace s p hodnotou $< 0,05$ jsou ohraničeny tučnou čarou.

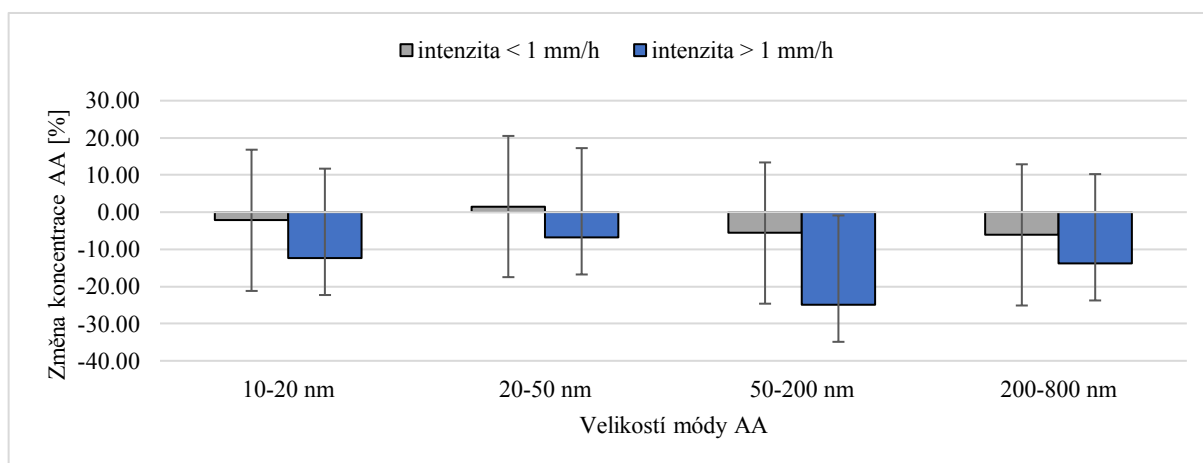
5.5. Vliv intenzity srážek

Pro zjištění vlivu intenzity jednotlivých jevů na koncentrace AA byly užity průměry hodnot intenzity srážek za každou kampaň (tabulka 11). Z tabulky lze zpozorovat vyšší průměrnou intenzitu srážky u deště, a to ve všech kampaních. Největší intenzity bylo u těchto srážek zjištěno při měření v druhé kampani, konkrétně 29.4.2019, kdy průměrná hodnota intenzity dosáhla hodnoty 1,8 mm/h. U sněhu byla zjištěna nejvyšší průměrná intenzita 0,46 mm/h v kampani 1, v dalších kampaních hodnoty nepřesáhly hranici 0,1 mm/h. U jevu mrholení se v kampani 2 vyskytuje pouze průměrná hodnota z jediné epizody, protože nebyla zpozorována žádná další epizoda v tomto časovém úseku měření. Mrholení dosáhlo nejvyšší průměrné hodnoty 0,16 mm/h v kampani 1. Celkově prokázalo mrholení nejslabší intenzitu ze sledovaných hydrometeorů (celkový průměr 0,05 mm/h).

Tabulka 11: průměrné hodnoty intenzity srážek [mm/h] při epizodách deště, sněhu a mrholení pro jednotlivé kampaně a pro celou dobu měření.

	děšť	sníh	mrholení
kampaň 1	0,52	0,46	0,16
kampaň 2	0,54	0,04	0,03
kampaň 3	1,8	0,07	0,01
kampaň 4	0,22	0,07	0,12
Celkem	0,36	0,07	0,05

Práce se dále zaměřila na závislost vlivu intenzity na změnu koncentrace AA podle práce Blanco-Alegre et al. (2021), kde se autoři zaměřili na intenzitu menší a větší než 1 mm/h. Z předchozích grafů o závislosti intenzity na početní koncentrace je zjevné, že vyšších intenzit dosáhl pouze dešť. Významné změny v poklesu koncentrace AA proběhly při dešti s intenzitou > 1 mm/h (obrázek 14). Konkrétně -12 % pro nukleační mód, -7% pro Aitkenův mód, -25 % a -14 % pro akumulární a kapkový mód. Naproti tomu u intenzity < 1 mm/h je krom nárůstu AA u Aitkenova módu (1,51 %) znatelná nižší změna koncentrace u všech zbylých módů.



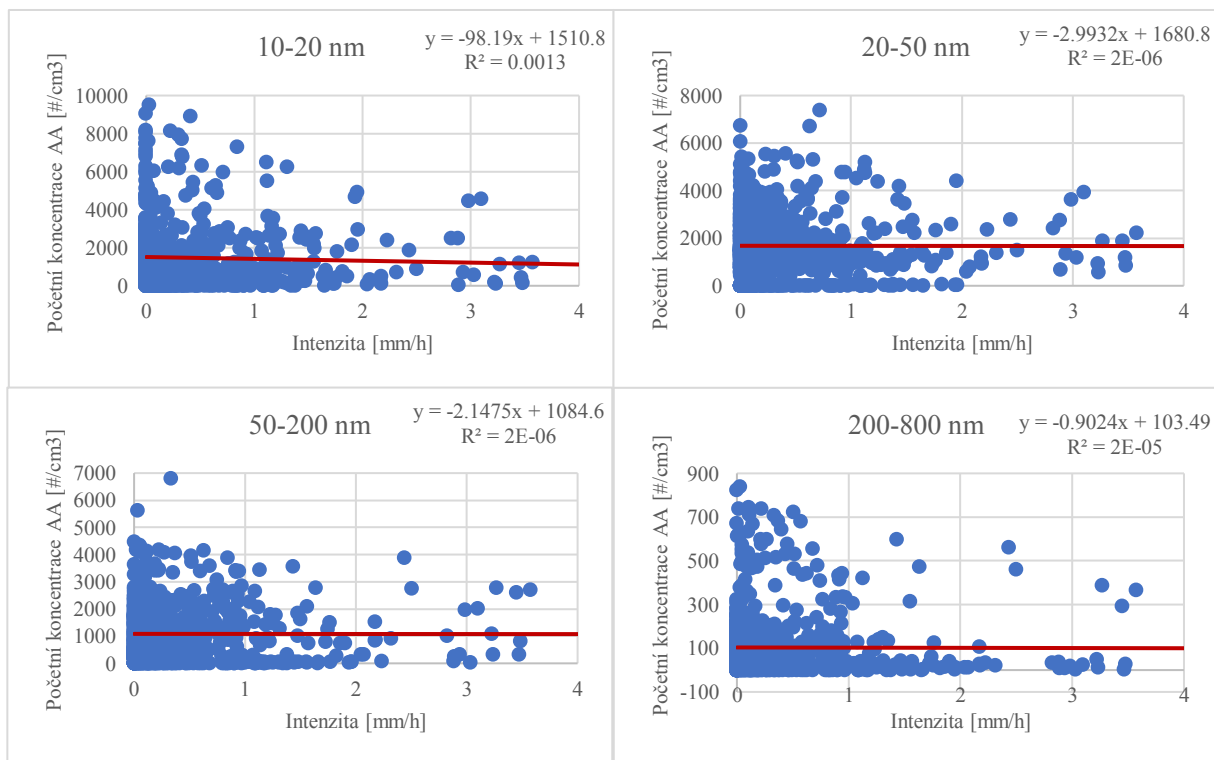
Obrázek 14: Hodnoty změny koncentrace AA při dešti o intenzitě < 1 mm/h (šedá barva) a intenzitě > 1 mm/h (modrá barva) se směrodatnými odchylkami.

Ke zjištění vlivu intenzity srážek na pokles aerosolových částic při dešťových a sněhových epizodách spolu s mrholením byla provedena Pearsonova statistická analýza, kde se sledovaly významné korelace s p hodnotou $< 0,05$. P hodnota spolu s korelačním koeficientem pro každou velikostní třídu jsou vypsány v tabulce 12. Obrázky 15, 16 a 17 pak znázorňují zmíněnou závislost pro jednotlivé velikostní třídy AA.

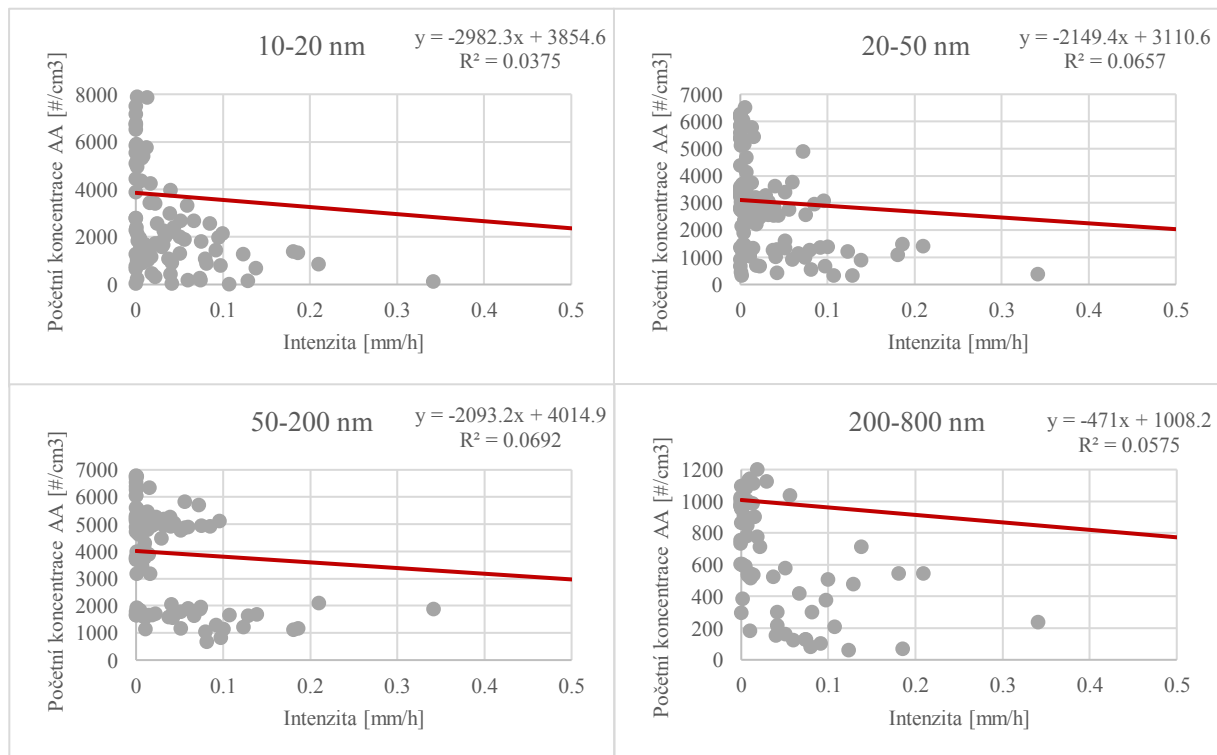
U deště byla zjištěna statisticky významná negativní závislost intenzity deště zejména u nukleačního ($p = 0,001$) a kapkového módu ($p = 0,003$), i když jsou z grafů v obrázku 15 rozeznatelné pouze velmi slabé korelace. Nevýznamné negativní korelace závislosti poklesu částic na zvyšující se intenzitě byly nalezeny pro sních (obrázek 16). Pro epizody mrholení byla zjištěna statisticky významná závislost poklesu částic na intenzitě (obrázek 17) Aitkenově ($p = 0,01$) v akumulacním módu ($p = 0,0032$). U obou velikostních tříd r hodnoty odpovídají slabé korelaci.

Tabulka 12: r a p hodnoty Pearsonovy statistické analýzy vlivu intenzity na změnu koncentrace AA při dešti, sněžení a mrholení.

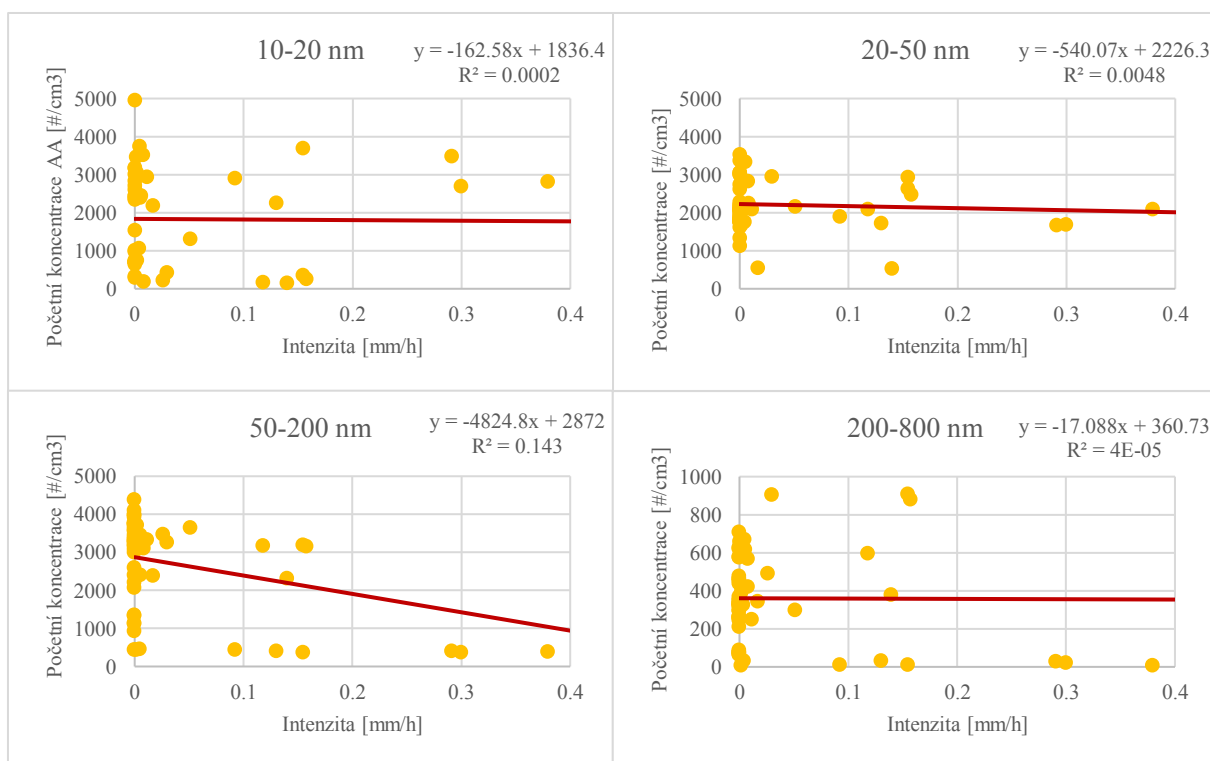
		10-20 nm	20-50 nm	50-200 nm	200-800 nm
Děšť	r	-0,40	-0,14	-0,15	-0,31
	p	1,13E-03	0,42	0,24	3,21E-03
Sních	r	-0,23	-0,22	-0,42	-0,53
	p	0,21	0,32	0,09	0,07
Mrholení	r	-0,19	-0,28	-0,42	-0,09
	p	0,40	0,01	3,20E-03	0,40



Obrázek 15: Graf závislosti početních koncentrací jednotlivých velikostních tříd aerosolů na intenzitě srážek při dešťových jevech.



Obrázek 16: Graf závislosti početních koncentrací jednotlivých velikostních tříd aerosolů na intenzitě srážek při sněhových jevech.



Obrázek 17: Graf závislosti početních koncentrací jednotlivých velikostních tříd aerosolů na intenzitě srážek při jevech mrholení.

5.6. Vliv meteorologických činitelů

Pro zjištění vlivu dalších meteorologických činitelů podílejících se na úbytku aerosolových částic byl dále užit Pearsonův korelační test mezi změnou koncentrace částic AA a teplotou vzduchu, relativní vlhkostí a rychlostí větru. Právě tyto meteorologičtí činitelé mohou být zásadní ve výsledku účinnosti čištění atmosféry jednotlivými hydrometeory.

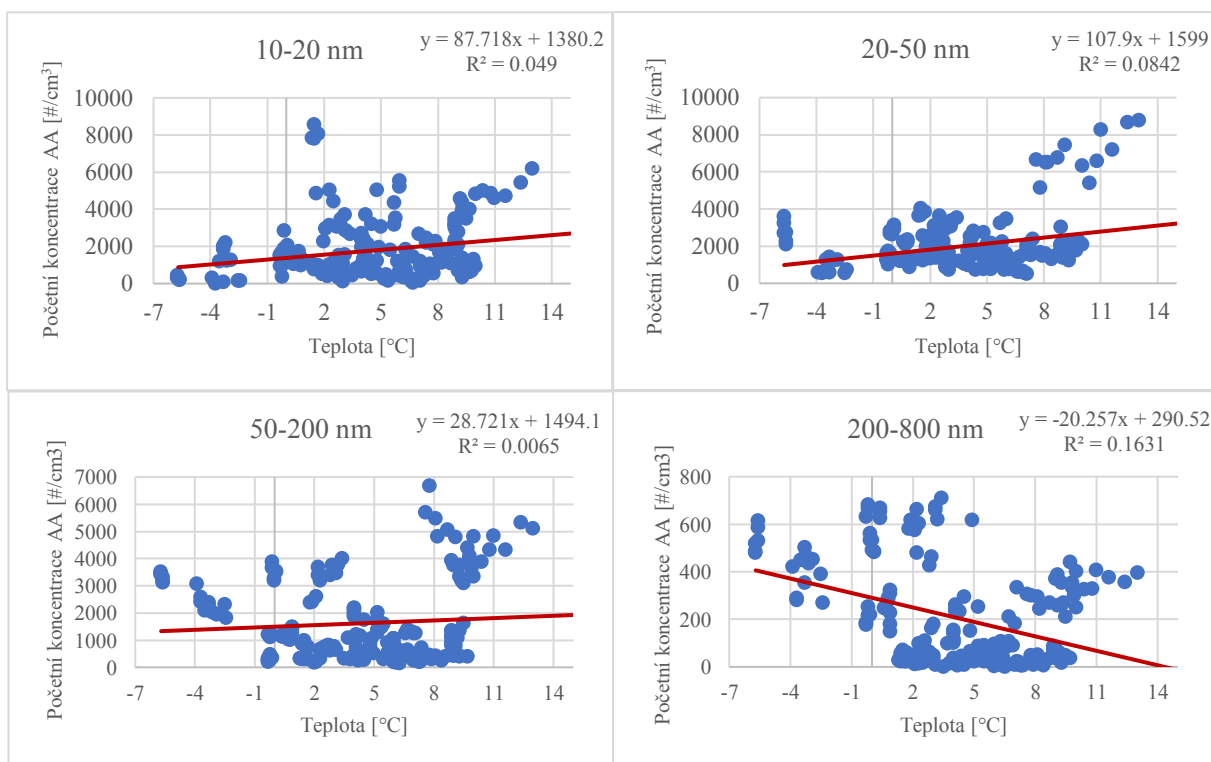
Z Pearsonových korelací provedených v závislosti změny koncentrace AA na teplotě vzduchu je z grafů v obrázku 18 zřejmé, že množství částic v atmosféře s teplotou při dešti roste, a to pro částice ve velikostech do 50 nm (Tabulka 13). U kapkového módu byl naopak patrný významný pokles početní koncentrace AA s rostoucí teplotou ($p = 3,89E-03$).

Při sněhových událostech naopak vyšší teplota způsobila pokles částic ve všech sledovaných módech (obrázek 19). Tento pokles byl signifikantní u všech částic větších 20 nm (tabulka 13).

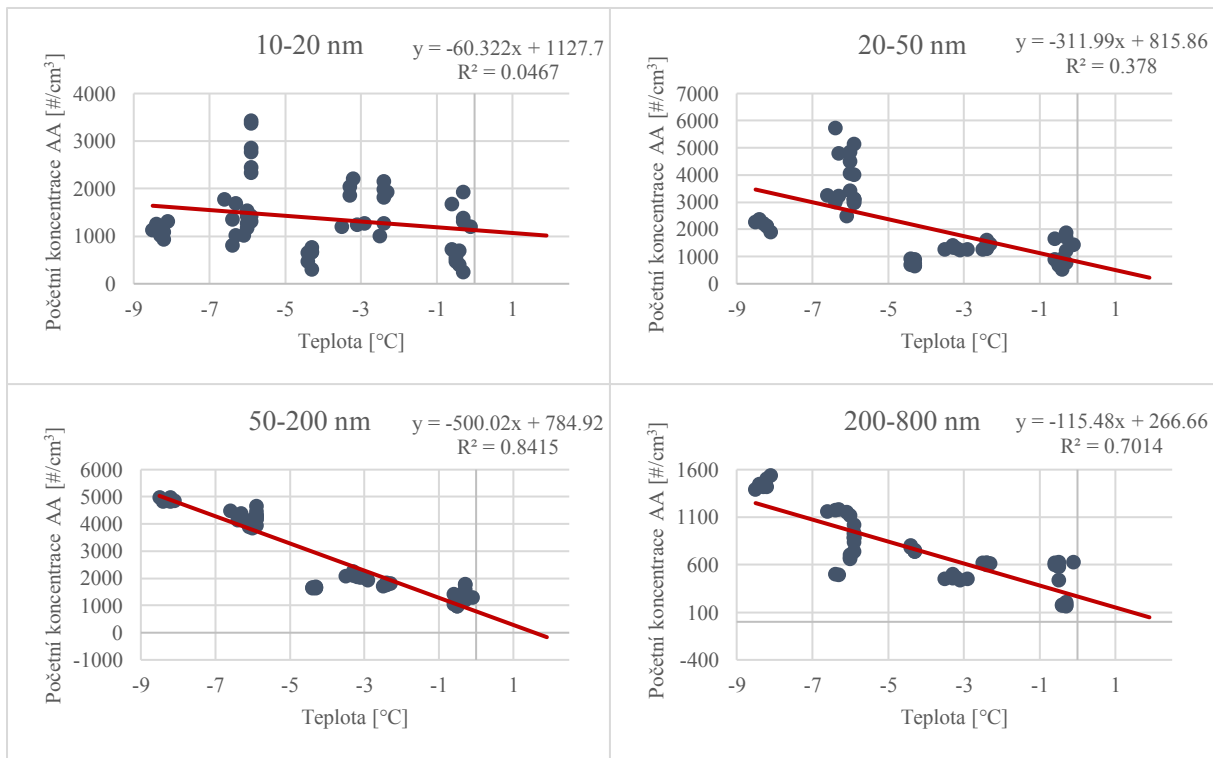
Pokles částic s vyšší teplotou při mrholení byl zaznamenán pouze ve velikostech AA větších než 50 nm (obrázek 20), alevýznamná negativní korelace byla nalezena pouze u nukleačního a kapkového módu (tabulka 13).

Tabulka 13: *r* a *p* hodnoty Pearsonovy statistické analýzy vlivu teploty vzduchu na změnu koncentrace AA při srážkách.

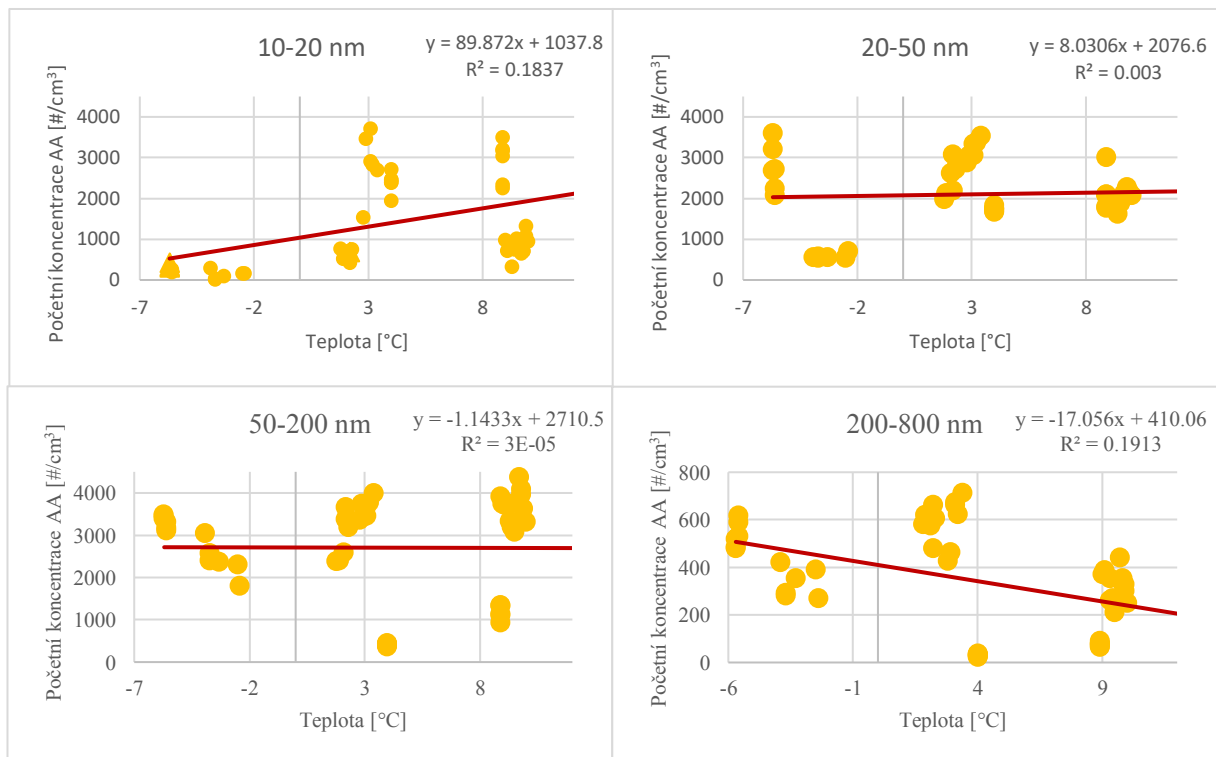
		10-20 nm	20-50 nm	50-200 nm	200-800 nm
Děšť	<i>r</i>	0,40	0,40	0,15	-0,21
	<i>p</i>	6,7E-09	8,0E-09	0,35	3,89E-03
Sníh	<i>r</i>	-0,23	-0,62	-0,92	-0,84
	<i>p</i>	0,11	1,4E-06	2,5E-22	4,9E-15
Mrholení	<i>r</i>	0,43	0,06	-0,01	-0,44
	<i>p</i>	3,37E-03	0,37	0,40	2,70E-03



Obrázek 18: Graf závislosti početních koncentrací jednotlivých velikostních tříd aerosolů na teplotě při dešti.



Obrázek 19: Graf závislosti početních koncentrací jednotlivých velikostních tříd aerosolů na teplotě při sněžení.

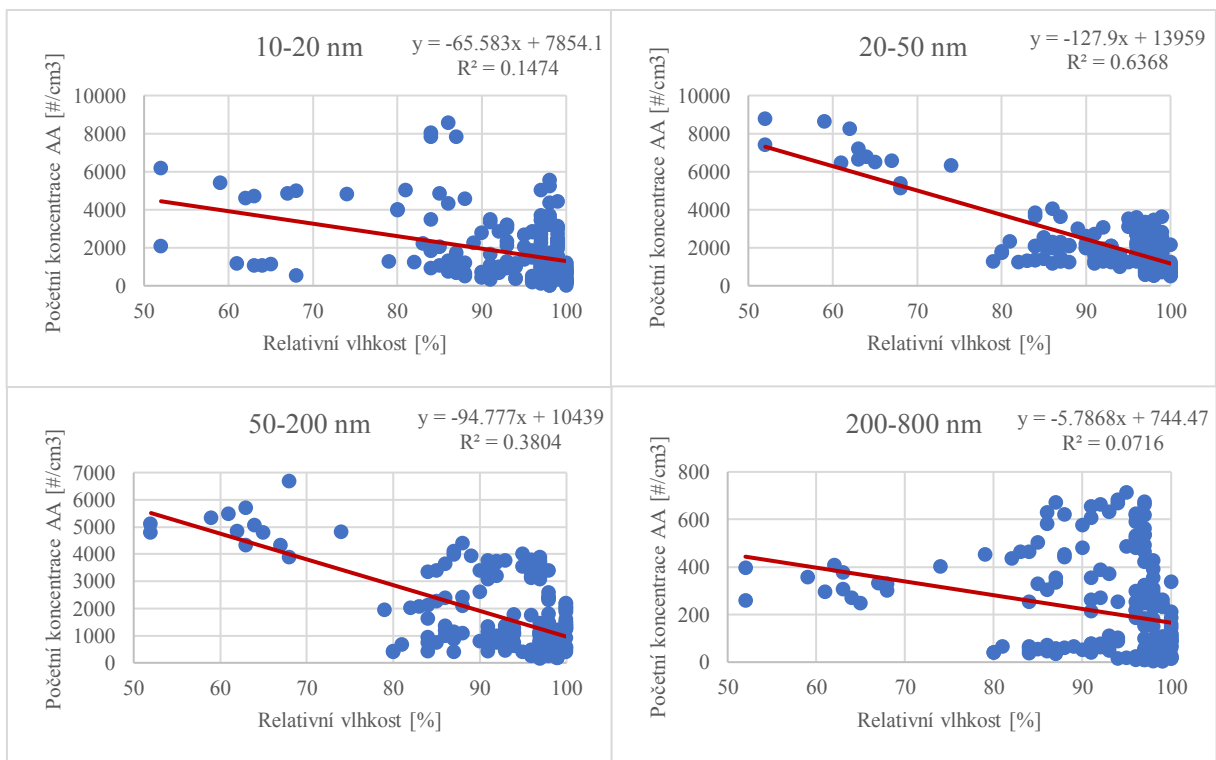


Obrázek 20: Graf závislosti početních koncentrací jednotlivých velikostních tříd aerosolů na teplotě při mrholení.

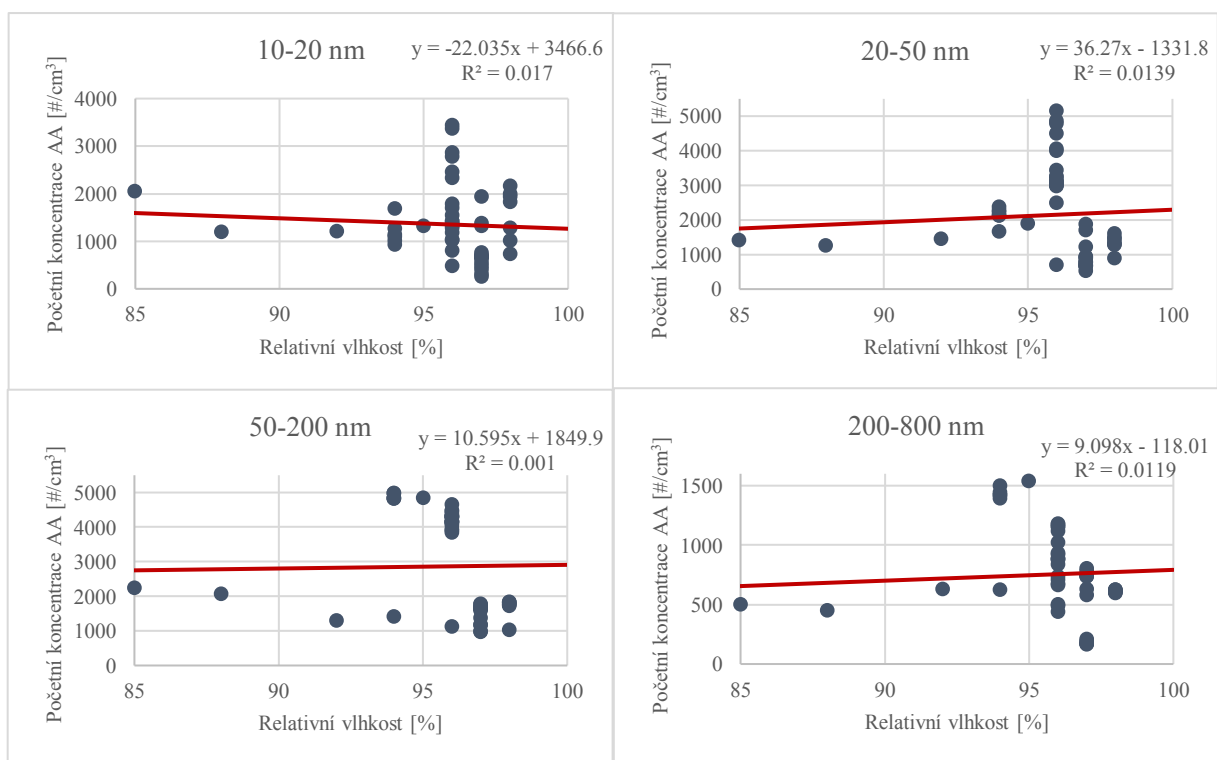
U vlivu relativní vlhkosti na AA při dešti (obrázek 21) je patrný pokles koncentrace AA s rostoucí RH ve všech sledovaných velikostních třídách. U deště statistická analýza dále prokázala signifikantní vliv rostoucí RH na pokles AA v atmosféře v celém sledovaném velikostním rozpětí. Pearsonova analýza při sněžení neprokázala ani v jedné velikostní třídě statisticky významné korelace (obrázek 22, tabulka 14). U mrholení se významná negativní korelace projevila pouze u akumulčního módu (tabulka 14).

Tabulka 14: r a p hodnoty Pearsonovy statistické analýzy vlivu relativní vlhkosti na změnu koncentrace AA při srážkách.

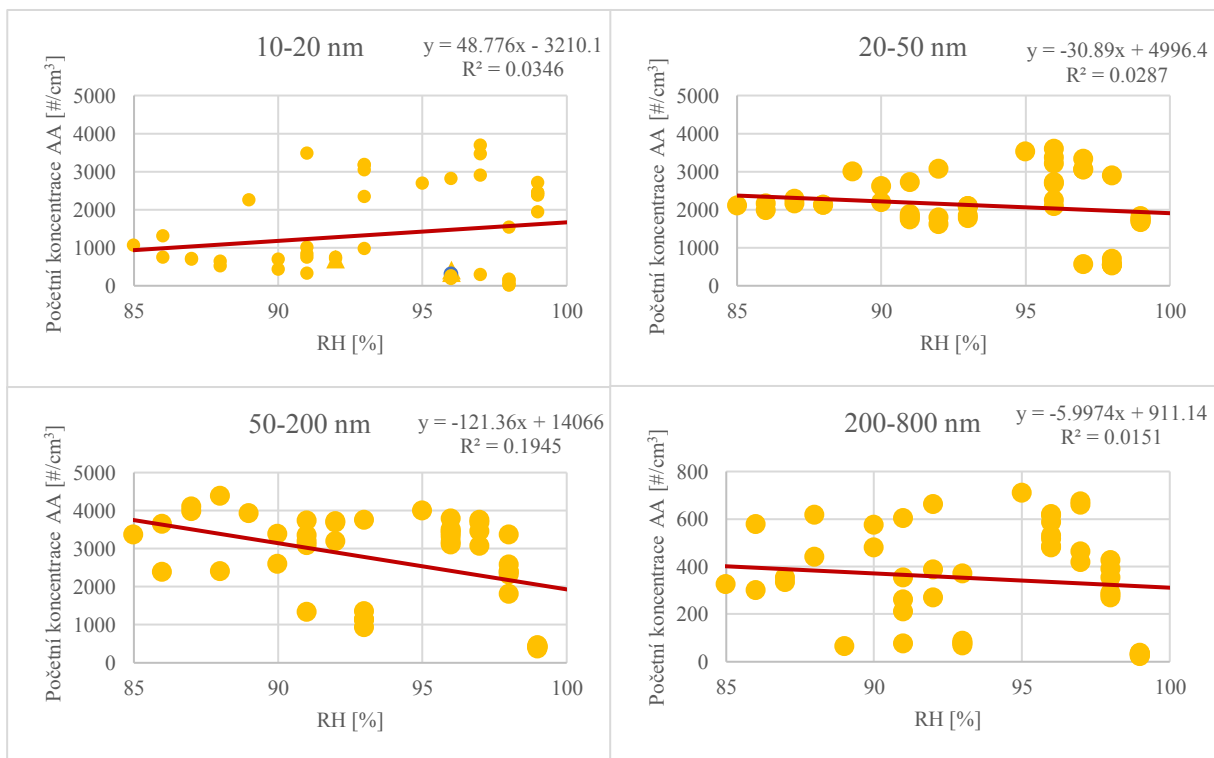
		10-20 nm	20-50 nm	50-200 nm	200-800 nm
Děšť	<i>r</i>	-0,39	-0,55	-0,51	-0,25
	<i>p</i>	3,05E-09	1,96E-17	1,65E-14	4,13E-04
Sníh	<i>r</i>	-0,12	0,12	0,03	0,11
	<i>p</i>	0,17	0,27	0,39	0,29
Mrholení	<i>r</i>	0,19	-0,17	-0,44	-0,12
	<i>p</i>	0,90	0,20	2,46E-03	0,28



Obrázek 21: Graf závislosti početních koncentrací jednotlivých velikostních tříd aerosolů na relativní vlhkosti při dešti.



Obrázek 22: Graf závislosti početních koncentrací jednotlivých velikostních tříd aerosolů na relativní vlhkosti při sněžení.

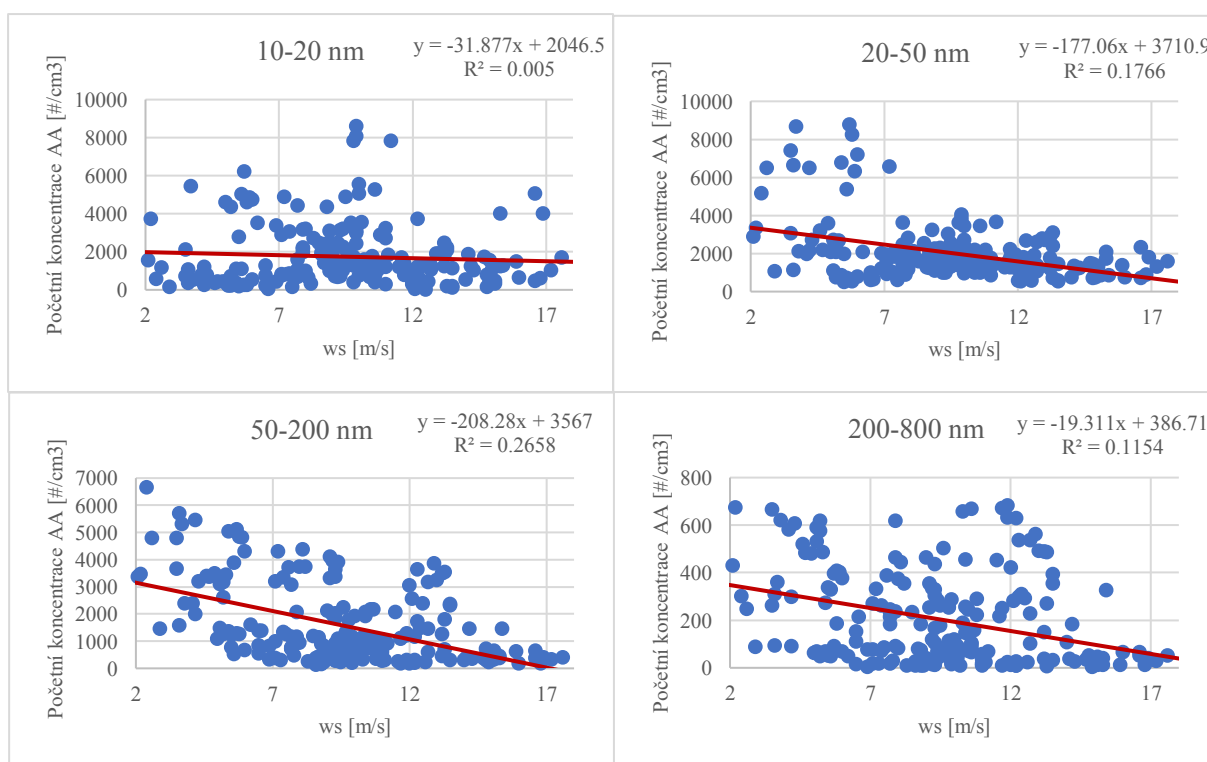


Obrázek 23: Graf závislosti početních koncentrací jednotlivých velikostních tříd aerosolů na relativní vlhkosti při mrholení.

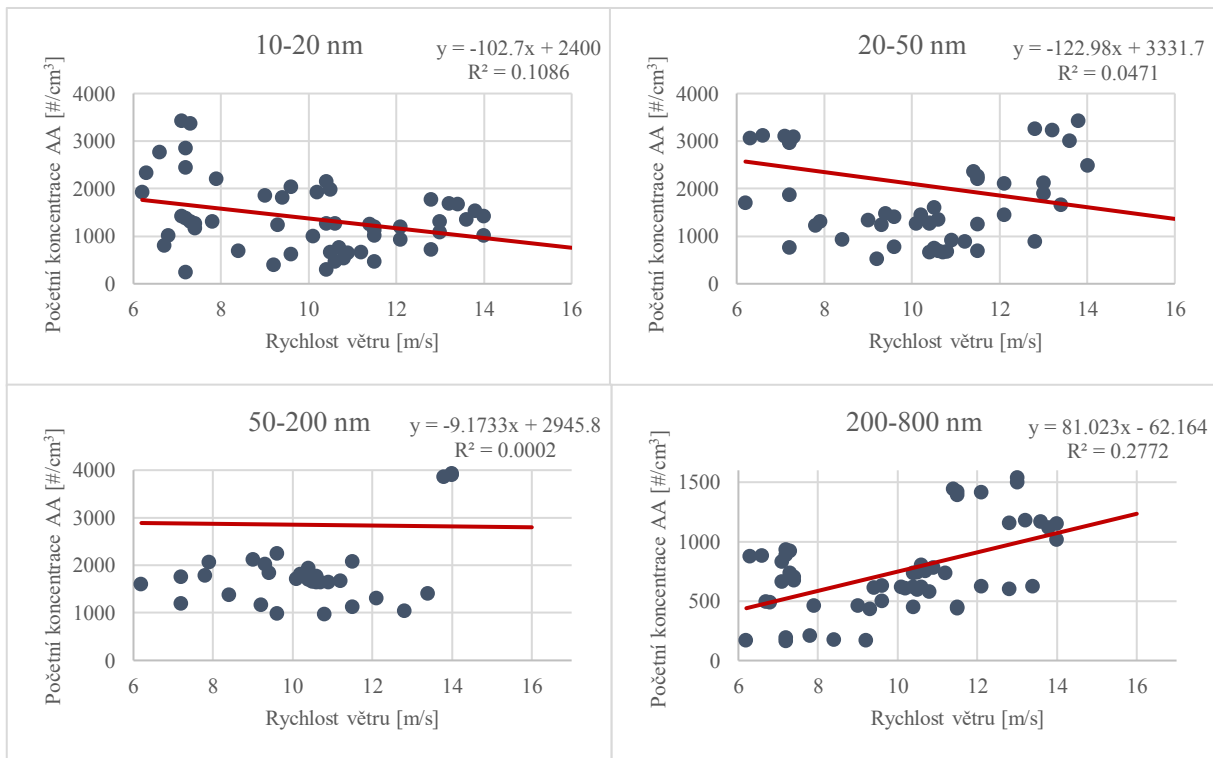
Při dešti s rostoucí rychlostí větru koncentrace částic klesá v celém velikostním rozsahu (obrázek 24). Významné korelace však byly zjištěny pouze u akumulčního módu ($p = 1,45E-03$). Obrázek 25 ilustrující vliv rychlosti větru na pokles částic AA při sněžení potvrzuje signifikantní výsledek pouze v nukleačním módu ($p = 0,02$). V kapkovém módu byl naopak pozorován významný růst částic s rostoucí rychlostí větru (tabulka 15). Při mrholení je vliv rychlosti větru na pokles částic záporný (obrázek 26). Větší rychlost větru snižuje počet částic AA ve všech velikostních třídách, tato závislost je však významná pouze pro částice větší než 20 nm (tabulka 15).

Tabulka 15: *r* a *p* hodnoty Pearsonovy statistické analýzy vlivu rychlosti větru na změnu koncentrace AA při srážkách.

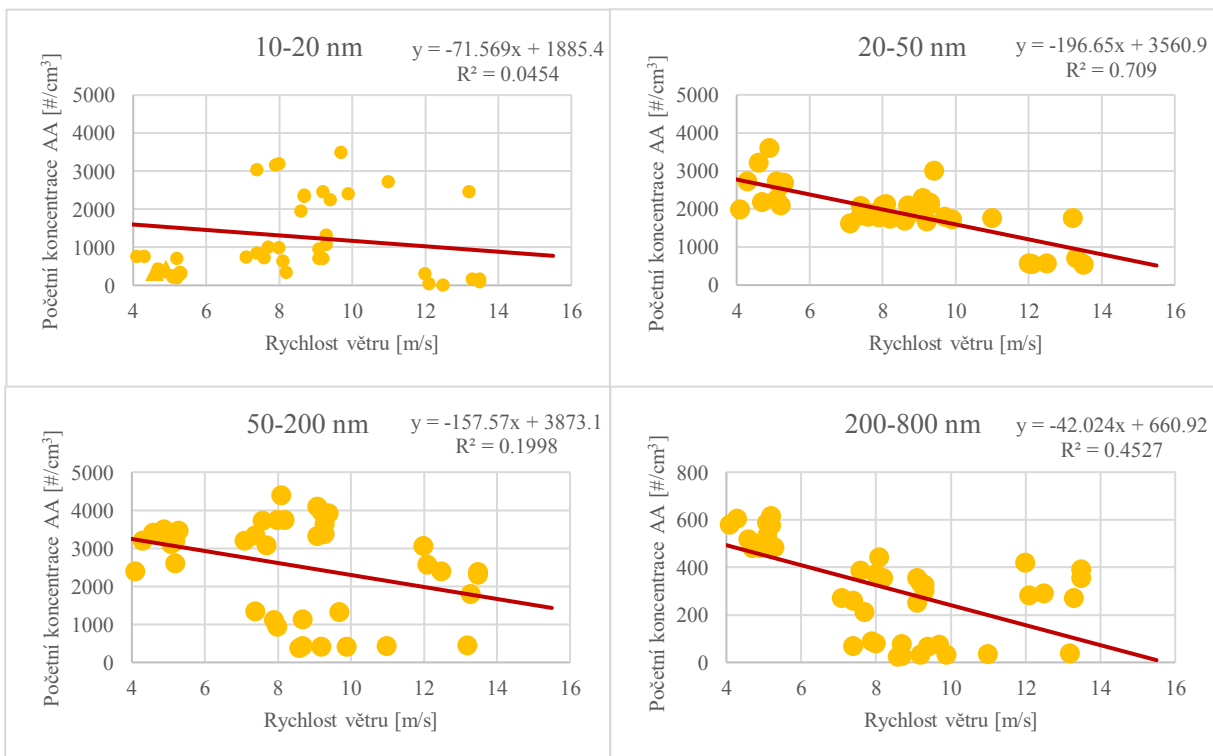
		10-20 nm	20-50 nm	50-200 nm	200-800 nm
Děšť	<i>r</i>	0,06	-0,10	-0,23	-0,08
	<i>p</i>	0,27	0,14	1,45E-03	0,19
Sníh	<i>r</i>	-0,33	-0,22	-0,02	0,53
	<i>p</i>	0,02	0,11	0,40	7,29E-05
Mrholení	<i>r</i>	-0,21	-0,84	-0,45	-0,67
	<i>p</i>	0,13	1,00E-13	2,11E-03	2,80E-07



Obrázek 24: Graf závislosti koncentrací jednotlivých velikostních tříd aerosolů na rychlost větru při dešti.



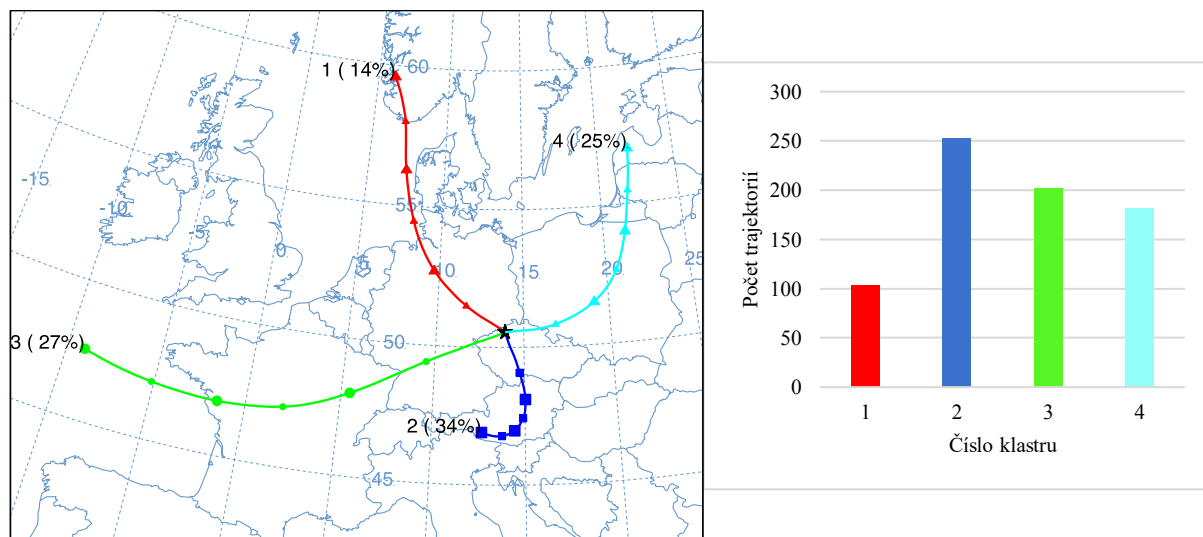
Obrázek 25: Graf závislosti početních koncentrací jednotlivých velikostních tříd aerosolů na rychlosti větru při sněhových srážkách.



Obrázek 26: Graf závislosti početních koncentrací jednotlivých velikostních tříd aerosolů na rychlosti větru při mrholení.

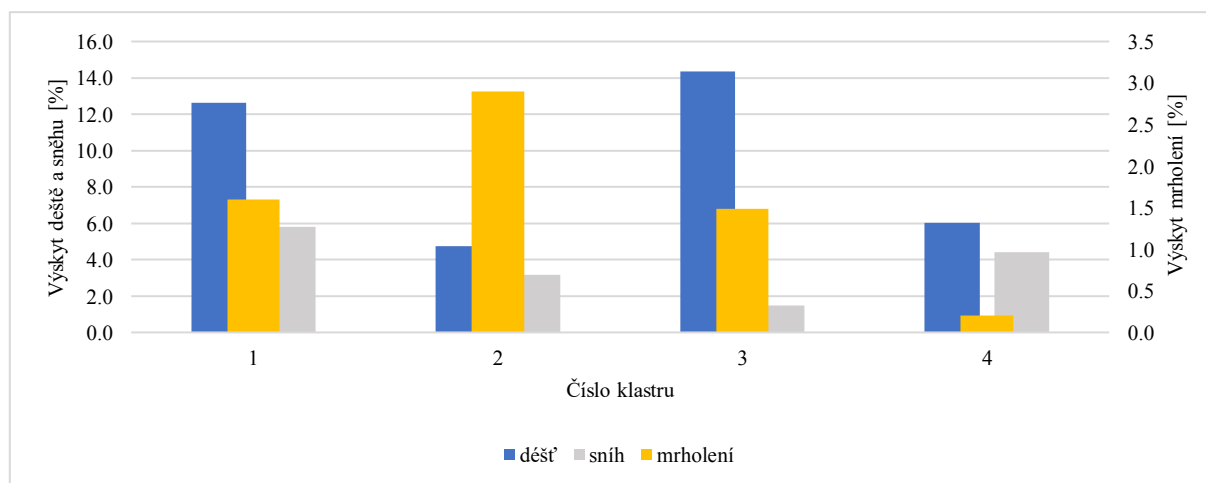
5.7. Zpětné trajektorie

Pro zjištění pohybu vzdušných mas v období měření bylo pomocí HYSPLIT modelu užito 740 zpětných trajektorií do čtyř klastrů (obrázek 27). Klastry číslo 2 a 4 jsou kontinentálního původu a klastry 1 a 3 oceánského původu.



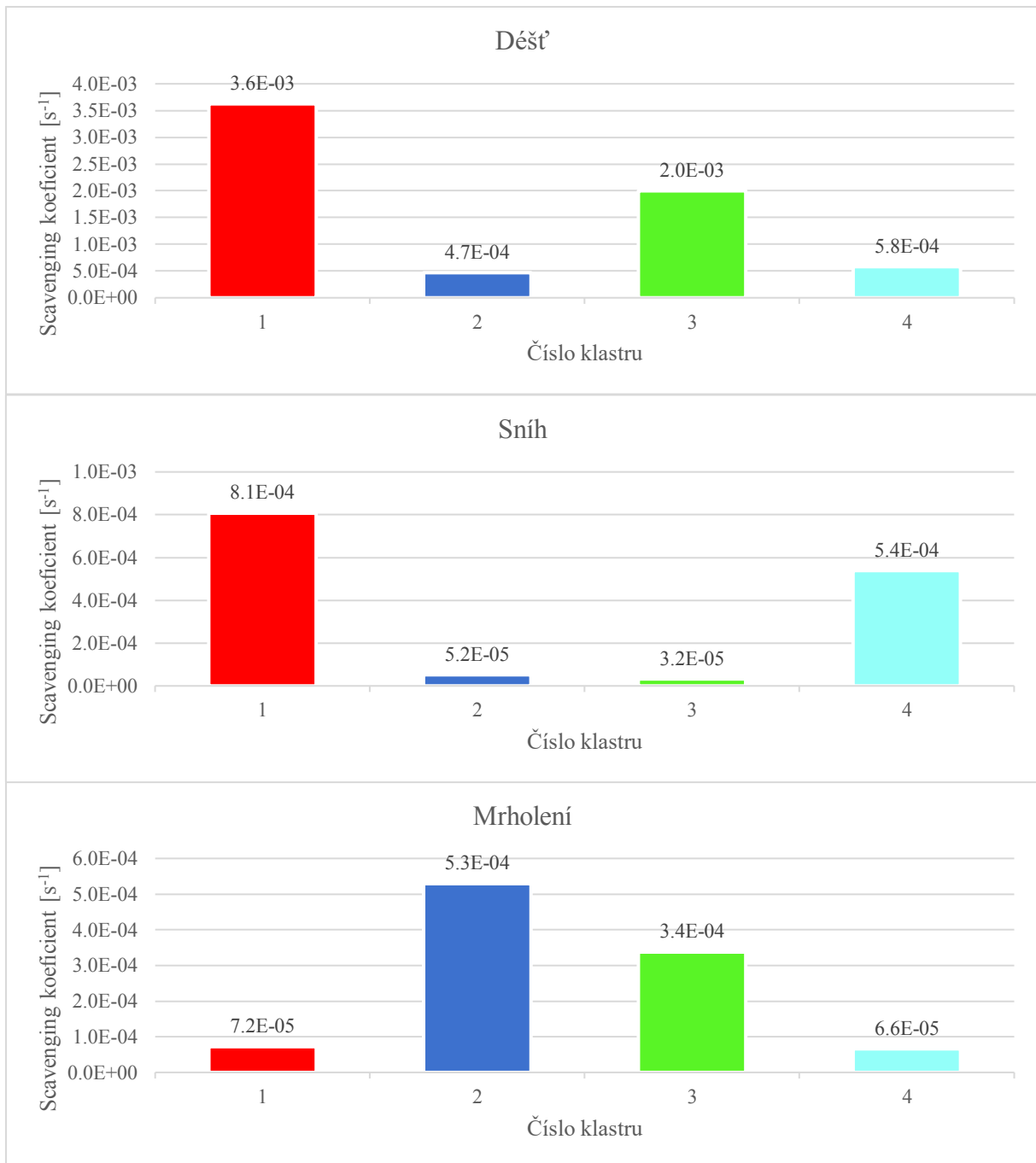
Obrázek 27: Vlevo vykreslení klastrové analýzy pro oblast observatoř Milešovka od 1.11.2018 do 30.4.2020, vpravo počet trajektorií v jednom klastru.

Po klastrové analýze byl dále zjištěn výskyt jednotlivých srážkových epizod pro každý shluk (obrázek 28). Déšť měl nejvyšší frekvenci výskytu v klastru číslo 3, přicházející z Atlantiku, charakteristickým rychlými cyklonálními jevy. Sněhové epizody vykazovaly největší frekvenci v prvním klastru, spojeném s Islandskou cyklonou. U mrholení bylo pozorováno nejvyšší zastoupení v klastru číslo 2, spojeném s anticyklonálními situacemi nad střední Evropou.



Obrázek 28: Výskyt deště, sněhu a mrholení v jednotlivých klastrech.

Nakonec byly využity výsledky scavenging koeficientů, vypočtené v podkapitole 5.3., pro zjištění toho, odkud pocházely epizody, které lépe čistily atmosféru od AA (obrázek 29). Výsledné vyšší koeficienty pro epizody deště, sněhu a mrholení se vyskytují v klastrech, kde byla zároveň zjištěna jejich vyšší četnost. Sněh nejúčinněji čistil ovzduší v klastru číslo 1 ($8,1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$), kde bylo zároveň pozorováno nejvíce sněhových epizod. U mrholení lze pozorovat nejvyšší koeficient ($5,3 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$) u druhého klastru, kde má tato epizoda zároveň svou nejvyšší frekvenci. Oproti těmto shodám s výskytem jevů z obrázku 19 déšť prokázal nejvyšší koeficient ($3,6 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$) v klastru číslo 1. I když je tento klastr také oceánského původu, není klastrem s nejvyšší frekvencí epizod. Lze tak usuzovat, že pro lepší odstraňování částic deštěm a sněhem z atmosféry jsou pomalejší vzduchové hmoty přicházející z Islandské cyklony.



Obrázek 29: Medián scavenging koeficientu v jednotlivých klastrech pro sledované hydrometeory.

6. Diskuse

Práce prokazuje vliv vertikální mokré depozice na pokles aerosolových částic při BCS, s hodnotami mediánů změny koncentrace v celém velikostním spektru AA pro déšť -5,7 %, sníh - 0,2 % a mrholení - 2,9 %.

Dominantním jevem zachycující částice nukleačního módu bylo sněžení. V Aitkenově módu už sice projevil větší účinnost déšť, sněhové epizody však v tomto módu stále účinně zachytávaly AA z atmosféry. Právě tyto dva módy bývají nejsilněji ovlivněny hydrometeory (Zíková & Ždímal, 2016) a je tak pravděpodobné, že částice menší než 50 nm budou odstraněny krátce po začátku jevu a díky meteorologickým podmínkám nebude probíhat advekce nových částic. Zhao et al. (2015) pro tuto velikostní frakci uvádějí důležitost doby trvání epizod a morfologie interagujících kapek nebo sněhových vloček, zejména u sněžení. V dalších velikostních třídách se už sníh neprokázal jako klíčový v čištění atmosféry oproti dalším hydrometeorům.

Částice akumulárního a kapkového módu, odstraňované pouze deštěm a mrholením, se ukázaly jako nejslaběji odstraňované z celého zvoleného velikostního spektra. Zejména akumulární mód se projevil rezistencí vůči depozici sněhem a jeho koncentrace byly po epizodách dokonce lehce vyšší než před nimi. To by mohlo být důsledkem koagulace, tedy spojování menších částic. Kulshrestha et al. (2009) zjistili snížení koncentrací aerosolů akumulárního módu pouze za nepřetržitých srážek s nižší intenzitou, který proces koagulace neumožňovaly. Zmíněný vliv intenzity podporují výsledky v této práci u všech tří hydrometeorů poklesem částic s vyšší intenzitou. Signifikantní hodnoty však lze spatřit pouze u mrholení.

Dále byl použit scavenging koeficient, pravděpodobně nejvhodnější parametr určující proces BCS (Chate et al., 2011; Pilon et al., 2015; Zhao et al., 2014). Přes jeho časté užití existuje nesourodost výsledků mezi teoretickými a terénními studii. Důvodem odlišných koeficientů mezi modely i jednotlivými může být přitom složitost celé problematiky podoblačného vymývání a přirozená variabilita AA. Zvýšení počtu studií nebo rozšíření již vzniklých publikací o další možné faktory působící při BCS, jako jsou termoforéza, difuzioforéza nebo vliv elektrického pole atmosféry by mohlo rozšířit znalosti o tomto procesu (Andronache et al., 2003; Lemaitre et al., 2020).

Při pohledu na výsledky scavenging koeficientů pro jednotlivé hydrometeory se ukázalo, že kapalně a pevně srážky vykazují odlišné chování při BCS. Stejný výsledek prokázala i studie Zíková & Ždímal (2016) a neshodující se hodnoty oproti dalším studiím

interpretují odlišnou velikostí datového souboru, zvolenými intervaly velikostních tříd aerosolu nebo jinými metodami výpočtu samotného koeficientu. Z mediánů výsledných hodnot kapalných hydrometeorů je patrná nižší účinnost vymývání aerosolu v Aitkenově a akumulacním módu. U sněhu se naopak účinnost snižovala u velikosti částic kolem 100 nm. Pouze déšť pak účinněji čistil atmosféru v kapkovém módu.

Jedním ze zásadních faktorů podílejících se na výsledném scavenging koeficientu u všech sledovaných hydrometeorů byla velikost kapky nebo vločky. Zjištění významnosti vlivu dešťové kapky na pokles aerosolových částic u deště i u mrholení je v souladu se studií Blanco-Alegre et al. (2018) nebo Mircea (1998) a potvrzuje tak roli velikosti dešťových kapek na vymývání AA. Důvodem může být větší průměr kapek deště oproti mrholení, jejich větší pádová rychlost, a tak větší šance nárazu s dalšími částicemi v ovzduší. Zjištěný interval velikostní třídy AA 200-480 nm, který byl hůře odstraňován z atmosféry deštěm bez ohledu na velikost dopadající kapky (Greenfieldova mezera), se shoduje se prací Blanco-Alegre et al. (2018). Horší sběr částic v Greenfieldově mezeře potvrzuje i práce Roy et al. (2019) a přichází s vysvětlením, že nejméně efektivní je sběr částic akumulacního módu z důvodu neefektivního působení Brownovy difuze, která je dominantní pro částice menší než 200 nm, nebo inerciální impakce, která je významná pro částic až od 1000 nm (hrubý mód). Podobný rozsah této mezery se prokázal i u epizod sněžení. Přitom Greenfieldova mezera pro sníh je dle dostupné literatury považována za hůře definovatelnou ve srovnání s kapalnými hydrometeory, protože proces čištění atmosféry sněhem je složitější kvůli faktorům jako je například tvar krystalů nebo jejich orientace (Song et al., 2019).

Posun Greenfieldovy mezery oproti dešti lze pozorovat při mrholení, kde se jedná o rozmezí 120 – 480 nm. Důvodem může být menší velikost kapek mrholení oproti dešti. Mrholení je často spojeno s nižší rychlostí větru a stabilnějšími meteorologickými podmínkami atmosféry, což může vést k méně účinnému mísení aerosolů a srážek. Dále se také zvyšuje pravděpodobnost vypaření kapek mrholení při cestě k zemskému povrchu (Liu et al., 2016; Song et al., 2019).

Tato práce zároveň vyvrací tvrzení Mircea et al. (2000), kteří ve svém experimentu označili parametrizaci velikosti dešťové kapky jako faktor, který není pro výsledek interakce hydrometeor - aerosol zásadní. Je však nutné podotknout, že v jejich měření se jednalo o oblasti Středozemního moře a Izraele, kde se srážková činnost od Milešovky liší.

Roční sezóna na Milešovce prokazatelně ovlivňovala koncentrace aerosolu. Vyšší koncentrace aerosolových částic byly pozorovány v jarních měsících měření, v zimních

měsících byly naopak nižší. V zimě v pozadových lokalitách tak zřejmě působí pouze antropogenní emise sestávající z výfukových plynů nebo z lokálních topenišť, které mohou být na místo bez emisního zdroje transportovány a jsou typické zejména pro akumulční mód (Zíková & Ždímal, 2016). Protože nelze předpokládat týdenní chod aerosolu v pozadových lokalitách (Nechvátalová, 2021; Pokorná, 2014; Zíková & Ždímal, 2013), bylo od této analýzy upuštěno.

Meteorologičtí činitelé jako teplota vzduchu, relativní vlhkost a rychlost větru jsou faktory, které mohou ovlivnit fyzikální a chemické vlastnosti AA a tím i jejich vymývání z atmosféry vertikální mokrou depozicí (Carslaw et al., 2013; Ghan et al., 2012).

Při pohledu na vliv teploty vzduchu lze u deště a mrholení vysvětlit nárůst početních koncentrací aerosolových částic v nukleačním a Aitkenově módu vlivem rychlejšího odpařování a tím zmenšování srážkových kapek putujících k zemskému povrchu. Menší kapky pak mohou mít nižší účinnost zachytávání částic. Pokles aerosolových částic s vyšší teplotou při sněžení může souviset například s nedostatečným počtem a odlehlostí vzorků pro statistickou analýzu. U sněhových epizod se totiž předpokládá, že spíše u nižších teplot je patrný sušší vzduch, který může mít za následek menší a lehčí sněhové vločky s větším poměrem povrchu k objemu, což zvětší kontaktní plochu vloček s částicemi a jejich vychytáváním. (Carslaw et al., 2013; Fuzzi et al., 2006; Ghan et al., 2012).

Vliv vyšší relativní vlhkosti vzduchu na pokles částic prokázáný u všech velikostí AA při dešti zřejmě souvisí s procesem vyšší aktivace částic do oblačných kapek, jejichž vyšší koncentrace pod oblakem může díky srážení a slučování se s dešťovými kapkami zvýšit účinek podoblačného vymývání. Navíc, díky vyšší relativní vlhkosti dochází k pomalejšímu odpařování dešťových kapek a zvyšuje se tak účinnost zachytávání (Carslaw & Harrison; 2013; Seinfeld & Pandis; 2016). I když z literatury lze usuzovat vliv vyšší relativní vlhkosti na vyšší účinnost vymývání sněhem, například vlivem pomalejší sublimace vloček při vyšší RH, signifikantní pokles nebyl pozorován ani u jednoho módu (Shinkai, Ohta & Nakamura, 2016).

I když byla z obrázku 26 patrná závislost rychlosti větru na pokles AA při dešti, signifikantní vliv na pokles aerosolových částic se ukázal pouze u akumulčního módu. Právě v této velikostní třídě by mohl vliv rostoucí rychlosti větru souviset s efektivnější srážkou aerosolových částic s hydrometeory anebo je účinněji transportovat pryč a tím snížit jejich koncentraci. Toto vysvětlení by mohlo podpořit signifikantní pokles AA (20-800 nm) u vyšších hodnot rychlosti větru při mrholení. Stejně jako u deště ani u mrholení nebyla pozorována

p hodnota statistické analýzy u nukleačního módu menší než 0,005, zřejmě kvůli menšímu počtu vzorků.

Klastrová analýza historie vzduchových hmot v závěru výsledků této studie přiřadila jednotlivé epizody deště, sněhu a mrholení do klastrů přicházejících z oblastí s typickým cyklonálním / anticyklonálním chováním odpovídajícím za příslušný typ srážek v Evropě. Dominantní výskyt deště ve všech klastrech není překvapením vzhledem k počtu epizod v měřicím období. Jeho vyšší výskyt v klastrech 1 a 3 odpovídá cyklonám přicházejícím z oceánu, které jsou pro evropský kontinent zásadní v zajištění vydatných srážek. Dominantní výskyt sněhových epizod v klastru 1 odpovídá rychlým pohybům vzduchových hmot přicházejících ze severního Atlantiku. Vzniklé klastry se navíc původem a směrem příchodu na území Střední Evropy podobaly klastrovým analýzám v dalších studiích. Podkladem pro toto tvrzení mohou být výsledky analýzy Lhotka (2019) a Zíková & Ždímal (2016) s cílovým bodem v observatoři Košetice nebo práce Pokorná (2014) s cílem klastrů v Suchdolu.

Využití analýzy vymývání aerosolu hydrometeory pomocí přístroje SMPS s vysokým rozlišením pro ultrajemný a jemný aerosol spolu v kombinaci s distrometrickým měřením přispělo svými výsledky v mapování této problematiky ve Střední Evropě. I když lze v dostupné literatuře najít řadu zahraničních studií jak z terénního (Andronache, 2003; Blanco-Alegre et al., 2021; Zhao et al., 2014), tak z laboratorního prostředí (Jing et al., 2021), výzkumy v oblasti České republiky jsou zatím vzácné. Dosud se výzkumu podoblačného vymývání věnovala pouze studie Zíková & Ždímal (2016), jejichž práce byla zaměřena na pozadřovou lokalitu observatoře Košetice. Na hoře Milešovce výzkum klasifikace a chování hydrometeorů sice v minulosti již probíhal (Sokol et al., 2018), avšak za užití Ka-band cloudového radaru, bez informací o AA. Způsob měření užitého v této práci a její výsledky by tak měly přispět k lepšímu chápání procesu čištění atmosféry podoblačným vymýváním. Navíc odhad scavenging koeficientů pro jednotlivé typy hydrometeorů lze využít do tvorby klimatických modelů.

Kvalitu získaných výsledků ovlivnila omezení, která mohla ovlivnit přípravu, měření nebo interpretaci výsledků. Pro tuto práci jsou uvedeny následující limitace a možná doplnění:

- Časový sběr dat probíhal s původním plánem získat výsledky měření především pro epizody mlh, tedy zejména v podzimních a jarních měsících. Pro získání reprezentativního počtu epizod dalších typů hydrometeorů by bylo vhodné naměřit data pokrývající celý rok. Další typy hydrometeorů, jejichž výskyt bývá v jinou sezónní dobu

než doba měření v naší studii, by pak posloužily k širšímu porovnání na účinnost čištění atmosféry vertikální mokrou depozicí.

- I když tato práce nebyla zaměřena na chemické složení aerosolových částic a zjištění jejich původu, hora Milešovka se nachází v Ústeckém kraji, který bývá díky mnoha průmyslovým stavbám označován jako jeden z nejvíce znečištěných v Česku (Fišák et al., 2012). Koncentrace částic aerosolu tak mohly být při měření poslední kampaně ovlivněny pandemií Covid, protože vrchol první vlny nastal v polovině dubna 2020 a změnil tak například dynamiku dopravy nebo chodu továrenských podniků, které byly pandemií dočasně omezeny.
- I když ve výzkumu čištění atmosféry vertikální mokrou depozicí existuje mnoho faktorů, jako je elektrické pole atmosféry, složení aerosolů nebo příměsi ve srážkových kapkách, které mohou v interakci aerosol hydrometeor hrát důležitou roli a nejsou v této práci zahrnuty, studie se snažila vytvořit základní popisnou charakteristiku této interakce inspirovanou zahraničními pracemi a vytvořit tak možný základ pro další výzkumy. Zmíněné další faktory lze proto doporučit pro prohloubení této problematiky.

7. Závěr

Záměrem práce bylo zjistit vliv vybraných hydrometeorů (děšť, sníh, mrholení) na změny koncentrace aerosolových částic rozdělených do příslušných velikostních tříd a závislost velikosti dopadajících kapek nebo vloček hydrometeorů na aerosolové částice v prostředí hory Milešovky za časový úsek 1.11.2018 – 30.4.2020. Ze získaných dat charakterizujících početní koncentrace částic atmosférického aerosolu spolu s daty poskytující informace o hydrometeorech a meteorologických činitelích byla nejprve vypočtena změna koncentrace aerosolových částic. Dále došlo ke zjištění hodnot scavenging koeficientu a závislost účinnosti velikostní frakce kapek nebo vloček spolu s intenzitou a meteorologickými činiteli na vymývání jednotlivých velikostních tříd AA. Nakonec byla užita klastrová analýza historie vzduchových hmot pro studovanou oblast.

Z práce vychází, že neúčinněji snižoval koncentrace částic ve všech velikostech děšť (celková změna koncentrace -5,7 %), zejména ve velikostní třídě 10-50 nm. Sněhové epizody způsobily pokles koncentrací pouze v nukleačním a Aitkenově módu, u částic větších než 50 nm byl však tento typ hydrometeoru méně účinný, což se ukázalo i v nejslabším celkovém účinku na čištění atmosféry (-0,2 %). Mrholení po dešti snižovalo nejefektivněji koncentrace AA (2,9 %).

Výsledky scavenging koeficientů potvrdily u všech hydrometeorů výsledky změny koncentrace AA. Vypočtené scavenging koeficienty pro každý typ hydrometeoru poukázaly opět na dominantní roli deště v odstraňování AA ($3,2 \times 10^{-4} - 3,7 \times 10^{-3}$). Sněhové epizody s výsledkem $12,8 \times 10^{-5} - 5,9 \times 10^{-3}$ měly jiný tvar křivky oproti kapalným srážkám a poukázaly tak na odlišné chování pevných hydrometeorů, kde účinnost čištění klesala od 100 nm. Koeficienty pro jev mrholení byly nižších hodnot oproti dalším sledovaným hydrometeorům v celém velikostním spektru ($5,2 \times 10^{-5} - 4,7 \times 10^{-4}$).

Analýza vlivu velikosti dešťové kapky na velikostní třídy aerosolu u deště zjistily významné negativní korelace ($p < 0,05$) mezi velikostí kapek 1,25 – 3 mm a velikostí částic 100-140 nm, ve stejném rozsahu částic AA dále u kapek s velikostí 5 a 7,5 mm. Protože výsledky této analýzy poměrně souhlasí ze studií Blanco-Alegre et al. (2018), lze usuzovat potenciál těchto dešťových kapek podporovat zachycování částic zmíněných velikostí. U mrholení byla zjištěna závislost mezi kapkami 0,125 – 1,75 mm a částicemi 10-25 nm. U sněhu byla zjištěna významná závislost mezi částicemi 25-30 nm a kapkami 0,75-5 mm.

Nejvyšších intenzit dosáhly epizody deště ve všech kampaních s celkovým průměrem 0,36 mm/h. Závislost intenzity na snižování koncentrací částic ve všech velikostních třídách

byla pozorována u všech sledovaných hydrometeorů, signifikantní výsledky však byly zjištěny pouze u deště v nukleačním a kapkovém módu a u mrholení v akumulacím módu. U vlivu teploty, relativní vlhkosti a rychlosti větru nebyla u třech typů hydrometeorů nalezena žádná podobnost v účinku na vymývání částic z atmosféry.

Klastrová analýza vzduchových hmot určila původ dešťových epizod z oblasti Atlantiku, sníh převážně pocházel z Islandské rychlé cyklony a mrholení mělo převážně kontinentálního původu.

Pro tuto práci byly vytyčeny čtyři hypotézy. První z nich, že pokles AA zvolenými hydrometeory po první hodině epizody nebude nižší než - 10 %, byla s výsledkem mediánů - 5,7 % pro déšť, - 0,2 % pro sníh a - 2,9 % pro mrholení potvrzena. Druhá hypotéza, že déšť bude neúčinnější ve všech velikostních módech, byla potvrzena jen částečně. V nukleačním módu totiž dominovalo v poklesu koncentrací částic sněžení, déšť však efektivně působil ve všech ostatních módech oproti sněhu a mrholení. Hypotéza 3 předpokládající nejefektivnější vymývání deštěm s velikostí kapek 0,75 – 3 mm pokrývá užší interval oproti výsledům této práce (0,125 - 3 mm) a nemůže tak být potvrzena. Poslední hypotéza, že intenzita srážek bude důležitá v poklesu částic, se potvrdila signifikantním výsledkem pouze u nukleačního a kapkového módu při dešti a u akumulacím módu při mrholení. Ve zbylých módech u deště a mrholení a v celém sledovaném velikostním spektru při sněhových epizodách se vliv intenzity významně nepotvrdil.

Práce tak přispívá k pochopení problematiky podoblačného vymývání mokrou depozicí a aerosolových propadech v pozad'ových lokalitách Střední Evropy, souhlasí s výsledky jediné obdobné studie na území ČR (Zíková & Ždímal, 2016) a může být dále využita pro další výzkum, jako například interakce aerosolových částic s jinými hydrometeory vertikálního nebo horizontálního typu nebo porovnání účinku čištění hydrometeorů v dalších lokalitách s odlišnými emisními zdroji.

8. Použitá literatura

Air Resources Laboratory - HYSPLIT - Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory model. Air Resource Laboratory - READY Home Page [online]. Dostupné z: <https://www.ready.noaa.gov/HYSPLIT.php>

Andronache, C. (2003). Estimated variability of below-cloud aerosol removal by rainfall for observed aerosol size distributions. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 3(1), 131-143.

Andronache, C. et al., 2006. Scavenging of ultrafine particles by rainfall at a boreal site: observations and model estimations. *Atmospheric chemistry and physics: ACP*, 6(12), pp.4739-4754.

Bae, S. Y., Jung, C. H. and Pyo Kim, Y. (2006) 'Development and evaluation of an expression for polydisperse particle scavenging coefficient for the below-cloud scavenging as a function of rain intensity using the moment method', *Journal of Aerosol Science*, 37(11), pp. 1507–1519. doi: 10.1016/j.jaerosci.2006.02.003.

Bae, S., & Hong, Y. C. (2013). Health effects of particulate matter. Policy implications for countries in eastern Europe, Caucasus and central Asia (2013). *Journal of the Korean Medical Association*, 61(12), 749–755. <https://doi.org/10.5124/jkma.2018.61.12.749>

Bartovská, L; Šišková, M. 2005. *Co je co v povrchové a koloidní chemii: výkladový slovník* [online]. Praha : VŠCHT, 2005 [cit. 2009-04-01]. Dostupný z WWW: <http://vydavatelstvi.vscht.cz/knihy/uid_es-001/>.

Blanco-alegre, C. et al., 2021. Scavenging of submicron aerosol particles in a suburban atmosphere: The raindrop size factor. *Environmental pollution (1987)*, 285, pp.117371-117371.

Blanco-alegre, C. et al., 2018. Below-cloud scavenging of fine and coarse aerosol particles by rain: The role of raindrop size. *Quarterly journal of the Royal Meteorological Society*, 144(717), pp.2715-2726.

Boucher, O., 2015. *Atmospheric Aerosols Properties and Climate Impacts*. Springer Netherlands. doi:10.1007/978-94-017-9649-1

Boucher, O., Randall, D., Artaxo, P., Bretherton, C., Feingold, G., Forster, P., Kerminen, V.-M., Kondo, Y., Liao, H., Lohmann, U., Rasch, P., Satheesh, S.K., Sherwood, S., Stevensen, B., Zhang, X.Y., 2013. Clouds and aerosols, in: Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V.B. and P.M.M. (Ed.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge, pp. 571–658. doi:10.1017/CBO9781107415324.016

Braniš, M., Hůnová, I., & (Eds.). (2009). *Atmosféra a klima: aktuální otázky znečištění ovzduší*. Praha, Karolinum. ISBN: 978-80-246-1598-1.

Carslaw, K. S., Lee, L. A., Reddington, C. L., Pringle, K. J., Rap, A., Forster, P. M., ... & Spracklen, D. V. (2013). Large contribution of natural aerosols to uncertainty in indirect forcing. *Nature*, 503(7474), 67-71.

Claiborn, C.S. et al., 2000. Windblown Dust Contributes to High PM_{2.5} Concentrations. *Journal of the Air & Waste Management Association (1995)*, 50(8), pp.1440-1445.

Cohen, D. D., Crawford, J., Stelcer, E., Bac, V.T., 2010. Characterisation and source apportionment of fine particulate matter at Hanoi 2001 to 2008. *Atmospheric Environment* 44, 230 – 328.

Černý, J., 1985. Kyselá atmosférická depozice a její důsledky. Sborník přednášek z pracovního semináře Praha - 16. dubna 1985 : stop acid rain. Praha: Ekologická sekce Československé biologické společnosti při ČSAV.

Dadashazar, H., Ma, L., & Sorooshian, A. (2019). Sources of pollution and interrelationships between aerosol and precipitation chemistry at a central California site. *Science of the Total Environment*, 651, 1776-1787.

Ditas, F., Shaw, R. A., Siebert, H., Simmel, M., Wehner, B., & Wiedensohler, A. (2012). Aerosols-cloud microphysics-thermodynamics-turbulence: evaluating supersaturation in a marine stratocumulus cloud. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12(5), 2459-2468.

EEA, 2011. Air quality in Europe – 2011 report. Technical report 12/2011. Copenhagen: EEA. [online]. [cit. 5. 8. 2014]. Dostupné z WWW: <https://www.eea.europa.eu/publications/annual-report-2011>.

Engling, G., & Gelencsér, A. (2010). Atmospheric brown clouds: From local air pollution to climate change. *Elements*, 6(4), 223–228. <https://doi.org/10.2113/gselements.6.4.223>

Fine, P. M., Chakrabarti, B., Krudysz, M., Schauer, J. J., & Sioutas, C. (2004). Diurnal Variations of Individual Organic Compound Constituents of Ultrafine and Accumulation Mode Particulate Matter in the Los Angeles Basin. *Environmental Science and Technology*, 38(5), 1296–1304. <https://doi.org/10.1021/es0348389>

Fišák, J., Stoyanova, V., Bartůňková, K., Tesař, M., & Shoumkova, A. (2012). Typical insoluble particles in fog water at Milešovka observatory (Czech Republic). *Pure and applied geophysics*, 169(5), 1083-1091.

Fuzzi, S., Andreae, M. O., Huebert, B. J., Kulmala, M., Bond, T. C., Boy, M., ... & Weingartner, E. (2006). Critical assessment of the current state of scientific knowledge, terminology, and research needs concerning the role of organic aerosols in the atmosphere, climate, and global change. *Atmospheric chemistry and physics*, 6(7), 2017-2038.

Geller, M. D., Fine, P. M., & Sioutas, C. (2004). The relationship between real-time and time-integrated coarse (2.5–10 μm), intermodal (1–2.5 μm), and fine (< 2.5 μm) particulate matter in the Los Angeles Basin. *Journal of the Air & Waste Management Association*, 54(9), 1029-1039.

Ghan, S. J., Liu, X., Easter, R. C., Zaveri, R., Rasch, P. J., Yoon, J. H., & Eaton, B. (2012). Toward a minimal representation of aerosols in climate models: description and evaluation in the Community Atmosphere Model CAM5. *Geoscientific Model Development*, 5(3), 709-739.

Gilet, T., Terwagne, D. & Vandewalle, N., 2010. Droplets sliding on fibres. *The European physical journal. E, Soft matter and biological physics*, 31(3), pp.253-262.

Harrison, R. M., Shi, J. P., Xi, S., Khan, A., Mark, D., Kinnersley, R., & Yin, J. (2000). Measurement of Number, Mass and Size Distribution of Particles in the Atmosphere. *Philosophical Transactions: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 358(1775), 2567–2580. Retrieved from <http://www.jstor.org/stable/2666940>

Hinds C. W. (1999). Aerosol technology: properties, behavior, and measurement of airborne particles. Druhé vydání. New York, J. Wiley&Sons. 1326 s. ISBN: 978-0-471-19410-1

Hinds, W.C., 1998. Aerosol Technology-Properties, Behavior, and Measurement of Airborne Particles, 2nd ed. John Wiley & Sons, Inc., New York.

Holoubek, I. a Komárek, J., 1982. Chemie životního prostředí. rektorát UJEP

Hou, S. et al., 2018. Pollution characteristics, sources, and health risk assessment of human exposure to Cu, Zn, Cd and Pb pollution in urban street dust across China between 2009 and 2018. *Environment international*, 128, pp.430-437.

Hovorka, J. (2009). Atmosférický aerosol. Definice a formy atmosférického aerosolu. In: Braniš, M., Hůnová, I. (Ed.), *Atmosféra a klima aktuální otázky ochrany ovzduší*. První vydání. Praha, Karolinum. 352 s. ISBN: 978-80-246-1598-1

Hrdličková, Z., Michálek, J., Kolář, M., Veselý, V. (2008). Identification of factors affecting air pollution by dust aerosol PM₁₀ in Brno City, Czech Republic. *Atmospheric Environment* 42: 8661 - 8673

Hughes, L. S., Cass, G. R., Gone, J., Ames, M., & Olmez, I. (1998). Physical and chemical characterization of atmospheric ultrafine particles in the Los Angeles area. *Environmental Science and Technology*, 32(9), 1153–1161. <https://doi.org/10.1021/es970280r>

Hůnová, Iva a Svatava Janoušková. *Úvod do problematiky znečištění venkovního ovzduší*. Praha: Karolinum, 2004. ISBN 80-246-0796-4.

Chate, D. et al., 2003. Scavenging of aerosols and their chemical species by rain. *Atmospheric environment*, 37(18), pp.2477-2484.

Chate, D. M. (2005). Study of scavenging of submicron-sized aerosol particles by thunderstorm rain events. *Atmospheric Environment*, 39(35), 6608-6619.

Chate, D. M., Murugavel, P., Ali, K., Tiwari, S., & Beig, G. (2011). Below-cloud rain scavenging of atmospheric aerosols for aerosol deposition models. *Atmospheric Research*, 99(3-4), 528-536.

Chate, D.M. & Pranisha, T.S., 2004. Field studies of scavenging of aerosols by rain events. *Journal of aerosol science*, 35(6), pp.695-706.

Cheung, K., Schafer, M., Schauer, J. J., Sioutas, C., 2012. Historical trends in the mass and chemical species concentrations of coarse particulate matter in the Los Angeles Basin and relation to sources and air quality regulations. *Journal of the Air & Waste Management Association* 62, 541 – 556.

- Chin, M. et al., 2009. *Atmospheric aerosol properties and climate impacts*, Washington, D.C.
- Chřibková Soňa. Monitoring mokré depozice na území okresu Opava [online]. Ostrava, 2016 [cit. 2018-02-27]. Dostupné z: <http://hdl.handle.net/10084/115354>.
- Interaktivní ročenky Českého hydrometeorologického ústavu. info.chmi.cz - Informační web ČHMÚ [online]. Copyright © Český hydrometeorologický ústav [cit. 31.12.2022]. Dostupné z: <https://info.chmi.cz/rocenka/>
- IPCC. (2022). *Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability | Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability*. IPCC — Intergovernmental Panel on Climate Change [online]. Dostupné z: <https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg2/>
- Islam, T., Rico-Ramirez, M. A., Thurai, M., & Han, D. (2012). Characteristics of raindrop spectra as normalized gamma distribution from a Joss–Waldvogel disdrometer. *Atmospheric Research*, 108, 57–73.
- Jacob, D.J., 1999. *Introduction to Atmospheric Chemistry*. Princeton University Press.
- Jia, Y., Yu, G., Gao, Y., He, N., Wang, Q. et al. (2016). Global inorganic nitrogen dry deposition inferred from ground-and space-based measurements. *Scientific reports*, 6, 19810.
- Jing, B., Jiang, J., Cai, Y., & Li, X. (2021). Measurement of Scavenging Coefficient of Atmospheric Particles in a Laboratory Chamber: Effect of Relative Humidity and Particle Size. *Aerosol and Air Quality Research*, 21(6), 200518. doi: 10.4209/aaqr.2020.12.0518
- Johannsen, L. L., Zambon, N., Strauss, P., Dostal, T., Neumann, M., Zumr, D., ... & Klik, A. (2020). Impact of disdrometer types on rainfall erosivity estimation. *Water*, 12(4), 963.
- Kahn, R.A., Yu, H., Schwartz, S.E., Chin, M., Feingold, G., Remer, L.A., Rind, D., Halthore, R., DeCola, P., 2009. Introduction, in: Chin, M., Kahn, R.A., Schwartz, S.E. (Eds.), *Atmospheric Aerosol Properties and Impacts on Climate*, A Report by the U.S. Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research. Washington, D.C, pp. 9–22.
- Kathiravelu, G., Lucke, T., & Nichols, P. (2016). Rain drop measurement techniques: A review. *Water*, 8(1), 29.
- Kubelová, L., Vodička, P., Schwarz, J., Cusack, M., Makeš, O., Ondráček, J., & Ždímal, V. (2015). A study of summer and winter highly time-resolved submicron aerosol composition measured at a suburban site in Prague. *Atmospheric Environment*, 118, 45–57.
- Kulshrestha, U. C., Reddy, L. A. K., Satyanarayana, J., & Kulshrestha, M. J. (2009). Real-time wet scavenging of major chemical constituents of aerosols and role of rain intensity in Indian region. *Atmospheric Environment*, 43(32), 5123–5127.
- Laakso, L., Grönholm, T., Rannik, Ü., Kosmale, M., Fiedler, V., Vehkamäki, H., & Kulmala, M. (2003). Ultrafine particle scavenging coefficients calculated from 6 years field measurements. *Atmospheric Environment*, 37(25), 3605–3613.

Lemaitre, P., Sow, M., Quérel, A., Dépée, A., Monier, M., Menard, T., & Flossmann, A. (2020). Contribution of phoretic and electrostatic effects to the collection efficiency of submicron aerosol particles by raindrops. *Atmosphere*, 11(10), 1028.

Lhotka, R., 2019. *Určování zdrojů PAH ve střední Evropě*. Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta.

Li, W. et al., 2017. Air pollution–aerosol interactions produce more bioavailable iron for ocean ecosystems. *Science Advances*, 3(3).

Liu, H. a Chandrasekar, V. (2000). Classification of Hydrometeors Based on Polarimetric Radar Measurements. Development of Fuzzi Logic and Neuro-Fuzzi Systems, and In Situ Verification, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 17 (2), 140-164.

Liu, Y., Zhao, C., Jiang, J. H., Yung, Y. L., & Wang, H. (2016). Aerosol effects on cloud water amounts were successfully simulated by a global cloud-system resolving model. *Environmental Research Letters*, 11(4), 044009.

Makeš, O., 2021. *Atmosférický aerosol ve vysokém časovém rozlišení*. Dizertační práce (Ph.D.)--Univerzita Karlova. Přírodovědecká fakulta, 2021.

Meteorologická observatoř Milešovka – Ústav fyziky atmosféry AV ČR, v. v. i.. Ústav fyziky atmosféry AV ČR, v. v. i. [online]. Dostupné z: <https://www.ufa.cas.cz/struktura-ustavu/oddeleni-meteorologie/observatore/milesovka/>

Meteorologický slovník. Meteorologický slovník [online]. Dostupné z: <http://slovník.cmes.cz/>

Mircea, M. & Stefan, S., 1998. A theoretical study of the microphysical parameterization of the scavenging coefficient as a function of precipitation type and rate. *Atmospheric environment (1994)*, 32(17), pp.2931-2938.

Mircea, M., Stefan, S., & Fuzzi, S. (2000). Precipitation scavenging coefficient: influence of measured aerosol and raindrop size distributions. *Atmospheric Environment*, 34(29-30), 5169-5174.

Moldan, B., 1983. *Koloběh hmoty v přírodě*. 1. Praha: Academica.

Moldan, B., 1992. *Atmosférická depozice na území Československa v letech 1976-1987*. 1. Praha: Český hydrometeorologický ústav.

Montgomery, D. C. (2017). *Design and analysis of experiments*. John Wiley & Sons.

Nechvátalová, K., 2022. *Lokalizace a charakteristika hot-spot pro PM10 v Praze 7*. Diplomová práce (Mgr.)--Univerzita Karlova. Přírodovědecká fakulta, 2022

Nešpor, V., Krajewski, W. F., & Kruger, A. (2000). Wind-induced error of raindrop size distribution measurement using a two-dimensional video disdrometer. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 17(11), 1483-1492.

Nieto, P. et al., 1994. Parametric study of selective removal of atmospheric aerosol by below-cloud scavenging. *Atmospheric environment (1994)*, 28(14), pp.2335-2342.

Ohata, S., Moteki, N., Mori, T., Koike, M., & Kondo, Y. (2016). A key process controlling the wet removal of aerosols: new observational evidence. *Scientific reports*, 6(1), 1-9.

Pilon, R., Grandpeix, J. Y., & Heinrich, P. (2015). Representation of transport and scavenging of trace particles in the Emanuel moist convection scheme. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141(689), 1244-1258.

Pokorná, P., 2014. *Stanovení charakteristiky atmosférického aerosolu s vysokým časovým rozlišením za účelem identifikace jeho zdrojů*. Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta.

Ročenka ČHMÚ 2020. Znečištění ovzduší na území České republiky v roce 2020. info.chmi.cz - Informační web ČHMÚ [online]. Copyright © ČHMÚ [cit. 11.10.2022]. Dostupné z: <https://info.chmi.cz/rocenka/ko2020/9.php>

Rolph, G., Stein, A., & Stunder, B. (2017). Real-time environmental applications and display system: READY. *Environmental Modelling & Software*, 95, 210-228.

Roy, A., Chatterjee, A., Ghosh, A., Das, S. K., Ghosh, S. K., & Raha, S. (2019). Below-cloud scavenging of size-segregated aerosols and its effect on rainwater acidity and nutrient deposition: A long-term (2009–2018) and real-time observation over eastern Himalaya. *Science of The Total Environment*, 674, 223-233.

Seinfeld, J. H., & Pandis, S. N. (2016). *Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change*. John Wiley & Sons.

Seinfeld, J.H., Pandis, S.N. & Noone, K., 2006. Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change. *Physics today*, 51(10), pp.88-90.

Shinkai, Y., Ohta, S., & Nakamura, H. (2016). Under-cloud scavenging of aerosol particles by snowfall: Effects of snow crystal types and humidity conditions. *Atmospheric Research*, 168, 160-167.

Shupe, M.D. et al., 2008. On deriving vertical air motions from cloud radar doppler spectra. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, 25(4), pp.547-557.

Skřehot, P. 2008. *Velký atlas oblaků*. 1. vyd. Brno: Computer Press, 2008. 368 s. ISBN: 978-80-251-2015-6.

Sokol, Z., Minářová, J. & Novák, P., 2018. Classification of hydrometeors using measurements of the ka-band cloud radar installed at the Milešovka Mountain (Central Europe). *Remote sensing (Basel, Switzerland)*, 10(11), p.1674.

Song, Y., Li, J., Yuan, T., Li, Y., Li, J., Wang, Z., ... & Wang, W. (2019). The role of cloud microphysical processes in modulating precipitation susceptibility to aerosol pollution. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19(17), 11269-11285.

Stein, A. F., Draxler, R. R., Rolph, G. D., Stunder, B. J., Cohen, M. D., & Ngan, F. (2015). NOAA's HYSPLIT atmospheric transport and dispersion modeling system. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(12), 2059-2077.

Thies Clima – Meteorologie- und Umweltmesstechnik [online]. Copyright © [cit. 31.12.2022]. Dostupné z: <https://www.thiesclima.com/pdf/en/Products/Precipitation-Electrical-devices/?art=774>

Thorpe, A., Harrison, R.M., 2008. Source and properties of non-exhaust particulate matter from road traffic: A review. *Science of the Total Environment* 400, 270 – 282.

TSI 3938 SMPS Scanning Mobility Particle Size Spectrometer - Kenelec Scientific. Kenelec Scientific - Scientific and Environmental Monitoring Solutions [online]. Copyright © Copyright 2022 Kenelec Scientific Pty Ltd [cit. 11.10.2022]. Dostupné z: <https://www.kenelec.com.au/products/tsi-3938-scanning-mobility-particle-size-spectrometer-smps/>

US EPA, Integrated Science Assessment for Particulate Matter, 2009. EPA/600/R-08/139F, United States Environmental Protection Agency. <http://cfpub.epa.gov/ncea/cfm/recordisplay.cfm?deid=216546> .

Van Poppel, M., Peters, J., & Bleux, N. (2013). Methodology for setup and data processing of mobile air quality measurements to assess the spatial variability of concentrations in urban environments. *Environmental Pollution*, 183, 224-233.

Voiland, A., 2010. Aerosols: Tiny Particles, Big Impact. *Earth Observatory*.

Vysoudil, M., 2002. Ochrana ovzduší. 1. Olomouc: Univerzita Palackého.

Watson, J.G., Chow, J.C., Houck, J.E., 2001. PM_{2.5} chemical source profiles for vehicle exhaust, vegetative burning, geological material, and coal burning in northwestern Colorado during 1995. *Chemosphere* 43, 1141 – 1151.

Whitby, K. T. (1978). The physical characteristics of sulfate aerosols. *Atmospheric Environment* 12: 135–159.

Wilson, J.G., Kingham, S., Pearce, J., Sturman, A.M., 2005. A review of intraurban variation in particulate air pollution: implications for epidemiological research. *Atmospheric Environment* 39, 6444-6462.

WMO - World Meteorological Organization [online]. Hydrometeors, International Cloud Atlas. Dostupné z: <https://cloudatlas.wmo.int/en/general-classification-of-meteors-hydrometeors.html>

Yao, B. et al., 2012. SVMTriP: A Method to Predict Antigenic Epitopes Using Support Vector Machine to Integrate Tri-Peptide Similarity and Propensity. *PloS one*, 7(9), pp.e45152-e45152.

Zhao, L. D., Lo, S. H., Zhang, Y., Sun, H., Tan, G., Uher, C., ... & Kanatzidis, M. G. (2014). Ultralow thermal conductivity and high thermoelectric figure of merit in SnSe crystals. *nature*, 508(7496), 373-377.

Zhao, S. et al., 2015. Below-cloud scavenging of aerosol particles by precipitation in a typical valley city, northwestern China. *Atmospheric environment (1994)*, 102, pp.70-78.

Zhou, L., Hopke, P. K., Paatero, P., Ondov, J. M. , Pancras, J. P., Pekney N. J., Davidson, C. I., 2004. Advanced factor analysis for multiple time resolution aerosol composition data. *Atmospheric Environment* 38, 4909-4920.

Zíková, N. & Ždímal, V., 2013. Long-Term Measurement of Aerosol Number Size Distributions at Rural Background Station Kosetice. *Aerosol and air quality research*, 13(5), pp.1464-1474.

Zíková, N. & Ždímal, V., 2016. Precipitation scavenging of aerosol particles at a rural site in the Czech Republic. *Tellus. Series B, Chemical and physical meteorology*, 68(1), pp.27343-14.

Zvára, K. (2013). *Biomedicínská statistika IV: Základy statistiky v prostředí R*. Karolinum Press.