

Univerzita Karlova v Praze
Přírodovědecká fakulta
Ústav pro životní prostředí

Ekologie a ochrana prostředí
Ochrana životního prostředí



Bakalářská práce

**Přístupy ke kvantifikaci horizontální depozice síry a dusíku z mlhy a
námrazy**

Approaches to quantification of occult deposition of sulphur and nitrogen from
fog and rime

Kamila Šředlová

Školitel: doc. RNDr. Iva Hůnová, CSc.

Praha, 2013

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci zpracovala samostatně pod vedením doc. RNDr. Ivy Hůnové, CSc. s použitím odborné literatury a dalších informačních zdrojů, které jsou citovány v práci a uvedeny v seznamu použité literatury. Dále prohlašuji, že předložená tištěná verze bakalářské práce je totožná s elektronickou verzí vloženou do SIS.

V Praze dne 12. 8. 2013

.....

Kamila Šrédlová

Touto cestou bych ráda poděkovala své školitelce, doc. RNDr. Ivě Hůnové, CSc., za odborné vedení a cenné rady při zpracovávání bakalářské práce.

Abstrakt

Cílem této bakalářské práce je shrnout metodické přístupy ke kvantifikaci horizontální depozice síry a dusíku z mlhy a námrazy formou rešerše odborné literatury dostupné na toto téma. Atmosférická depozice představuje soubor procesů, kterými jsou znečišťující látky přenášeny z ovzduší na zemský povrch, čímž přispívá k samočištění atmosféry. Zároveň tak však představuje vstup těchto látek do dalších složek životního prostředí. Atmosférická depozice se dělí na složku suchou, probíhající za nepřítomnosti srážek, a mokrou, odehrávající se během srážkových událostí. Mokrú depozice je dále dělena na vertikální (déšť, sníh, kroupy) a horizontální (mlha, námraza, jinovatka). Běžným postupem získání celkové depozice je v dnešní době součet její suché a vertikální mokré složky. Ukazuje se však, že takto získané údaje jsou významným podhodnocením skutečné celkové atmosférické depozice (např. Hůnová et al., 2011) a při nezahrnutí horizontální depozice tak ve skutečnosti neznáme celkové zatížení životního prostředí. Význam horizontální depozice roste s nadmořskou výškou (Lange et al., 2003). Významnou skutečností je také to, že horizontální srážky bývají více mineralizované a zůstávají delší dobu v kontaktu s vegetací. Problémem jsou zatím velké nejasnosti v hodnotách horizontální atmosférické depozice v různých oblastech z důvodů její místní i časové proměnlivosti. Měřících stanic je zatím malý počet a při extrapolaci na větší území tím dochází k nepřijatelnému zkreslení (Ostatnická et al, 2012). Pro stanovení horizontální depozice existuje několik metod, problémem pro většinu z nich zůstává velká náročnost na množství a kvalitu vstupních dat, která často nejsou k dispozici. Tato bakalářská práce je zaměřená na metodiku stanovení horizontální depozice sloučenin síry a dusíku, které snižují pH srážek a způsobují tak kyselou depozici a acidifikaci složek životního prostředí; sloučeniny dusíku se také podílejí na eutrofizaci.

Klíčová slova: horizontální depozice, kvantifikace, metodika

Abstract

The aim of this bachelor thesis is to summarize available approaches for quantification of occult deposition of sulphur and nitrogen from fog and rime. Atmospheric deposition is a complex of processes by which pollutants are transferred from the air to the earth's surface and therefore it contributes to the atmosphere's self-cleaning. At the same time it represents an input of these pollutants to other components of the environment. Atmospheric deposition consists of dry deposition, which occurs in the absence of precipitation, and wet deposition, which occurs during precipitation. Wet deposition further consists of a vertical component (rain, snow, hail) and an occult component (fog, rime, hoarfrost). The common approach to quantifying total deposition nowadays is simply combining dry plus vertical wet deposition. But when applying this approach and neglecting occult deposition we are likely to substantially underestimate the true total deposition (e.g. Hůnová et al., 2011). This means we don't know the actual amount of pollutants transferred to the environment. The importance of occult deposition rises with increasing altitude (Lange et al., 2003). Occult precipitation also often contains higher concentrations of ions and stays longer in contact with the vegetation than vertical precipitation. There are great uncertainties in values of occult deposition because of its temporal and spatial variability. Occult deposition is at present measured in only a small number of stations and when extrapolating the data, unacceptable distortions occur (Ostatnická et al., 2012). There are several approaches for quantifying occult deposition, but many of them require a lot of quality input data which are not always available. This thesis focuses on method for quantifying occult deposition of sulphur and nitrogen compounds from fog and rime, which lower the pH of precipitation and therefore cause acid deposition and acidification of the environment; the nitrogen compounds also contribute to eutrophication.

Key words: occult deposition, quantification, approaches

Obsah

1. Úvod	7
2. Atmosférická depozice	8
2.1. Suchá atmosférická depozice	8
2.2. Mokrá atmosférická depozice	8
2.2.1. Vertikální depozice	8
2.2.2. Horizontální depozice	9
3. Útvary horizontálních srážek	10
3.1. Mlha	10
3. 2. Námraza	10
4. Kyselá depozice	11
4.1. Acidifikující sloučeniny síry	11
4.2. Acidifikující sloučeniny dusíku	11
5. Metody odběru horizontálních srážek	13
5.1. Pasivní odběr	13
5.2. Aktivní odběr	13
5.3. Odběr námrazy	14
6. Možnosti stanovení horizontální atmosférické depozice	16
6.1. Mikrometeorologický model	16
6.1.1. Mikrometeorologický model dle Eliáše et al. (1995)	16
6.1.2. Mikrometeorologický model dle Herckes et al. (2002)	17
6.1.3. Modifikovaný mikrometeorologický model pro německá pohoří	18
6.1.4. Index plochy (SAI)	19
6.1.5. Vodní obsah mlhy (LWC)	19

6.2. Metoda „Eddy Covariance“	19
6. 3. Model hydrologické bilance korun stromů	21
6. 4. Expozice a vážení listů in situ.....	21
6. 5. Alternativní model pro sírany	22
6. 6. Rozdíl depozice podkorunovým spadem a „celkové depozice“	23
6. 7. Hydrologická bilance povodí.....	23
6.8. Metoda pro dusík	23
7. Srovnání přístupů k hodnocení horizontální depozice.....	25
8. Závěr	28
Seznam použité literatury	29

1. Úvod

Atmosférická depozice je soubor procesů, kterými jsou znečišťující látky přenášeny z ovzduší na zemský povrch. Výrazně tím přispívá k propadu látek z atmosféry a jejímu samočištění. Zároveň s tím jsou tyto látky dále začleňovány do ostatních složek životního prostředí, jako jsou pedosféra, hydrosféra či biosféra (Seinfeld a Pandis, 2006). Depozice sloučenin síry a dusíku snižují pH srážek a způsobují tak kyselou depozici a acidifikaci složek životního prostředí. Sloučeniny dusíku se také dále podílejí na eutrofizaci.

Atmosférická depozice se dělí na dvě složky: suchou, probíhající za nepřítomnosti srážek, a mokrou, odehrávající se během srážkových událostí. Mokrú depozice je dále dělena na vertikální (děšť, sněh, kroupy) složku a horizontální (mlha, námraza, jinovatka) složku (Braniš a Hůnová, 2009).

Běžným postupem je dnes počítání celkové depozice jako součet její suché a vertikální mokré složky. Ukazuje se však, že takto získané údaje jsou významným podhodnocením skutečné celkové atmosférické depozice (např. Hůnová et al., 2011). Je nezbytné co nejpřesněji určit všechny složky depozice, abychom poznali celkové zatížení životního prostředí.

Význam horizontální depozice (depozice z mlhy a námrazy) se projevuje především v nadmořských výškách nad 800 m n. m., kde jsou epizody horizontálních srážek častější než v nižších nadmořských výškách (Lange et al., 2003). Horizontální depozice může ve vysoko položených oblastech k celkové depozici přispívat z velké části, v určitých situacích i více než depozice vertikální.

Problémem jsou zatím velké nejasnosti v hodnotách atmosférické depozice v různých oblastech, protože horizontální depozice je místně i časově velmi proměnlivá a měřicích stanic je zatím malý počet - při extrapolaci na větší území tím dochází k nepřijatelnému zkreslení (Elias et al., 1995; Ostatnická et al., 2012). Obtížný je už samotný odběr horizontálních srážek. Pasivní odběr často nelze použít k analýze z důvodu malého objemu odebraného vzorku a srážka se proto musí odebírat aktivním způsobem.

Cílem této bakalářské práce je shrnout metodické přístupy ke kvantifikaci horizontální depozice síry a dusíku z mlhy a námrazy formou rešerše odborné literatury dostupné na toto téma.

2. Atmosférická depozice

Atmosférická depozice se podílí na samočištění atmosféry a ta je tak ve stavu dynamické rovnováhy. Celková atmosférická depozice se tradičně dělí na dvě složky, suchou a mokrou.

Depozice se vyjadřuje jako hmotnost sledované látky na jednotku plochy za určitou časovou jednotku, používanými jednotkami jsou především $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{rok}^{-1}$ a $\text{kg}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{rok}^{-1}$ (Braniš a Hůnová, 2009).

2.1. Suchá atmosférická depozice

Suchá atmosférická depozice probíhá neustále za nepřítomnosti srážek a závisí na promíchávání vzduchových hmot v atmosféře, chemických vlastnostech deponovaných látek a charakteru povrchu. Mezi procesy suché atmosférické depozice patří například sedimentace, adsorpce, absorpce či rozpouštění ve vodě. Získává se výpočtem jako součin koncentrace příslušné látky v ovzduší a její depoziční rychlosti (Seinfeld a Pandis, 2006).

2.2. Mokrá atmosférická depozice

Mokrá atmosférická depozice je vázána na srážkové epizody. Znečišťující příměsi jsou při ní absorbovány kapkami srážkové vody. Rozlišuje se rainout (z angl. vypršení), při kterém znečišťující příměsi ve srážce figurují přímo při jejím vzniku jako kondenzační, případně krystalizační jádra, a washout (vymývání), kdy jsou látky zachycovány srážkou během jejího dopadu na zemský povrch. Velmi malé kapičky lépe zachytávají ve vodě rozpustné plyny, protože padají delší dobu než větší kapky, a mají vysoký koeficient přestupu hmoty. Nejúčinnější jsou v tomto směru kapky o průměru menším než 2 mm (Seinfeld a Pandis, 2006).

Mokrá atmosférická depozice je dále dělena na vertikální a horizontální.

2.2.1. Vertikální depozice

Vertikální atmosférická depozice je k zemskému povrchu přenášena deštěm, sněhem a kroupami. Lze ji spočítat jako součin koncentrace měřené složky a celkového srážkového úhrnu za sledované časové období (Braniš a Hůnová, 2009). Vertikální depozice je tradičně dlouhodobě sledována.

2.2.2. Horizontální depozice

Horizontální depozice (v literatuře označovaná též jako okultní či usazená depozice), jíž se výhradně zabývá tato práce, zahrnuje depozici z mlhy, nízké oblačnosti, rosy, námrazy, jinovatky a ostatních typů horizontálních srážek. Tato bakalářská práce je zaměřená na stanovení depozice z mlhy, resp. nízké oblačnosti a námrazy.

Ze všech složek celkové depozice je horizontální složka nejobtížněji kvantifikovatelná (např. Krupa et al., 2002; Klemm a Wrzesinsky, 2007). Kapičky mlhy mají menší velikost oproti dešťovým kapkám a jsou proto více ovlivněny turbulentními pohyby vzduchu. Kromě gravitačního toku (převažujícího u vodních kapek) musí být tedy uvažován i tok turbulentní. Jejich vzájemný poměr závisí na velikosti kapiček, rychlosti proudění a vegetačním pokryvu (Thalmann, 2001).

Význam horizontální depozice se projevuje v oblastech s častými výskyty horizontálních srážek, většinou je udávána nadmořská výška 800 m n. m. (Lange et al., 2003). Především pro oblasti nad 1000 m n. m. jsou charakteristické vysoké rychlosti větru, dlouhé periody mlhy a nízké oblačnosti a přítomnost jehličnatých porostů, což vše může přispívat k vysokému množství zachycených mlžných kapek (Elias et al., 1995). V některých oblastech může být horizontální depozice pro určité sloučeniny i hlavní složkou celkové depozice. Například v roce 2008 se příspěvek horizontální depozice k celkové depozici síry na 50 % zalesněného území v ČR pohyboval mezi 50–100 % (Hůnová et al., 2011). Voda z mlhy bývá více mineralizovaná než déšť nebo sníh a horizontální srážky navíc zůstávají delší dobu v kontaktu s vegetací než vertikální srážky (např. Brides et al. 2002; Lange et al., 2003; Burkard et al., 2003).

Horizontální depozicí je více ovlivněna lesní vegetace oproti travnatým porostům. Množství vody z mlhy přijaté vegetací závisí kromě koncentrace polutantu i na velikosti kapiček, turbulenci v atmosféře a charakteru povrchu (u rostlin například na stupni otevření průduchů) (Thalmann, 2001).

3. Útvary horizontálních srážek

3.1. Mlha

Mlha je atmosférický aerosol složený z drobných vodních kapiček či krystalků rozptýlených ve vzduchu. Ve své podstatě se jedná o oblak, který sahá až k zemskému povrchu. Vzniká kondenzací vodní páry ochlazením vzduchu na či pod teplotu rosného bodu. Děje se tomu tak například v důsledku vyzařování tepla zemským povrchem (radiační mlha) nebo posunem teplejšího vzduchu nad studenější zemský povrch (advekční mlha, častější v horských oblastech). O mlze se hovoří, pokud viditelnost alespoň v jednom směru klesne pod 1000 metrů (Sobíšek, 1993).

Mlha se od oblaku liší svým složením - bývá více mineralizovaná, a to ze dvou důvodů. Prvním je nižší obsah vody v kapičkách mlhy, tzv. liquid water content (LWC). U mlhy se pohybuje obvykle kolem $0,1 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ vzduchu, u oblaků je potom přibližně o řád vyšší. Druhým důvodem je relativně rychlá kondenzace vodní páry a evaporace zpět na kondenzační jádra během tvorby a zániku mlhy (Finlayson-Pitts a Pitts, 2000).

Chemické složení a pH mlhy se mění v čase. Na počátku jsou koncentrace iontů relativně vysoké, v průběhu se ale roztok zředí se zvyšujícím se obsahem vody v kapičkách. Při evaporaci kapiček se koncentrace polutantů opět zvyšují a pH klesá (Seinfeld a Pandis, 2006). Radiační mlhy mívají vyšší koncentrace některých iontů, protože vznikají v bezprostřední blízkosti zemského povrchu, kde je vypouštěno nejvíce znečišťujících látek (Elias a Tesar, 1994).

3.2. Námraza

Námraza vzniká rychlým zmrznutím přechlazených vodních kapek mlhy nebo oblaku v kontaktu s předměty při teplotách mezi -2 až -10 °C. Vytváří se jako zrnitá usazenina s krystalky ve tvaru větviček složených z ledových zrněk oddělených vzduchovými mezerami (Sobíšek, 1993). Ze směru vytvořených větviček lze zjistit převládající směr větru při jejich vzniku (Ferrier et al., 1995).

4. Kyselá depozice

Kyselá depozice (v literatuře také kyselé srážky, kyselý déšť¹) zahrnuje celkovou depozici acidifikujících sloučenin. Atmosférické srážky jsou v důsledku přítomnosti rozpuštěného oxidu uhličitého přirozeně kyselé. O kyselých (acidifikovaných) srážkách hovoříme, pokud hodnota pH klesne pod 5,6. Tato hodnota odpovídá pH destilované vody při teplotě 25°C a tlaku 101,3 kPa v rovnováze se vzduchem, který obsahuje 365 ppm CO₂ (Braniš a Hůnová, 2009).

Hlavními ionty snižujícími pH srážek v našich podmínkách jsou sírany a dusičnany. Oxid siřičitý (SO₂), oxidy dusíku (NO_x = souhrnné označení pro NO a NO₂) nebo organické látky v atmosféře podléhají oxidaci. Oxid siřičitý se oxiduje na oxid sírový, oxidy dusíku na dusičnany. V kombinaci s vodou potom tyto sloučeniny tvoří kyseliny. Ty se vyskytují v plynné fázi (HNO₃, HCl, HCOOH, CH₃COOH aj.), jako aerosol (sírany, dusičnany, chloridy, organické kyseliny aj.) i ve vodné fázi (Seinfeld a Pandis, 2006). Tato bakalářská práce se zabývá sloučeninami síry a dusíku.

Kyselá depozice se projevuje snížením pH povrchové vody, zejména v kombinaci s nedostatečnou pufrací schopností podloží, a s tím spojenými negativními účinky na vodní společenstva; dále také změnou půdního chemismu či defoliací a poškozením lesních porostů. Nebezpečným důsledkem snížení pH je vyšší mobilita těžkých kovů vázaných v komplexech. V neposlední řadě mají kyselé srážky destruktivní účinky na některé stavební materiály (Seinfeld a Pandis, 2006; Braniš a Hůnová, 2009).

4.1. Acidifikující sloučeniny síry

Hlavní sloučeninou síry v souvislosti s kyselou depozicí je oxid siřičitý (SO₂) pocházející ze spalování fosilních paliv s obsahem síry, například hnědého uhlí. Přirozeně vzniká například vulkanickou činností nebo třístí mořské vody. SO₂ může v atmosféře oxidovat na sírany (SO₄²⁻) v plynné, aerosolové i vodné fázi, přičemž reakce ve vodné fázi převažují (Seinfeld a Pandis, 2006; Finlayson-Pitts a Pitts, 2000).

4.2. Acidifikující sloučeniny dusíku

Oxid dusnatý (NO) a oxid dusičitý (NO₂) vznikají při spalovacích procesech oxidací vzdušného dusíku (vznik NO₂ je vázán na vysokoteplotní spalování, může také vznikat oxidací

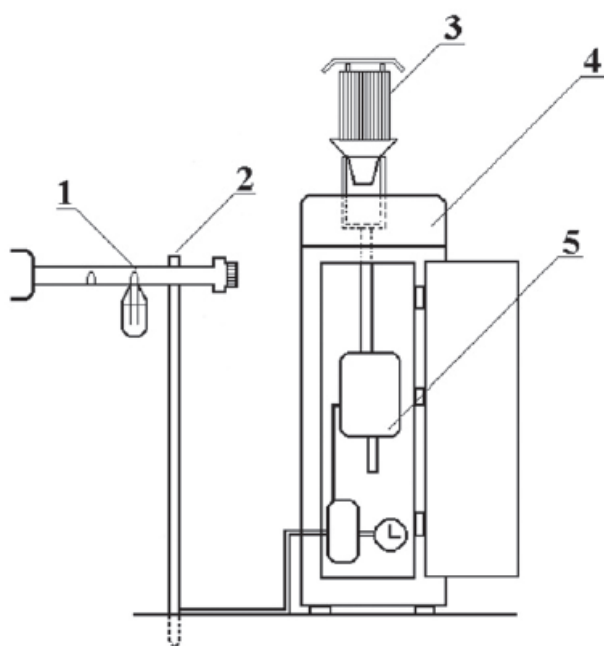
¹ Termín kyselý déšť v tomto smyslu může být zavádějící, protože depozice acidifikujících sloučenin se odehrává nejen mokrou, ale i suchou cestou (Seinfeld a Pandis, 2006).

NO). Přírodně může k jejich tvorbě docházet při spalování biomasy, procesech nitrifikace a denitrifikace nebo elektrických výbojích blesků. Převažujícím způsobem vzniku dusičnanů (NO_3^-) je reakce NO_2 s hydroxylovým radikálem (OH) za vzniku plynné kyseliny dusičné (HNO_3), dále rozpustné ve vodě, a dusičnanů. Druhou možností vzniku NO_3^- je oxidace NO_2 na radikál NO_3 a jeho následná reakce s NO_2 za vzniku oxidu dusičného (N_2O_5). Ten s vodou vytváří HNO_3 ve vodné fázi (Seinfeld a Pandis, 2006; Finlayson-Pitts a Pitts, 2000).

5. Metody odběru horizontálních srážek

5.1. Pasivní odběr

Pasivní odběr se provádí pasivními odběrovými zařízeními se strunami vyrobenými z polytetrafluorethylenu (teflonu), polyetylenu či nylonu. Ty jsou umístěny kolem válce, například ve dvojitých řadách na každém stupni. Pokud odběrné zařízení není v provozu, je uzavřeno v krytu tak, aby se zabránilo kontaminaci suchou či mokrou vertikální depozicí. Zařízení většinou sestává z pohyblivé části sloužící k odběru, motoru pohánějícího pohyblivou část a ze zařízení pro zahřívání. Při aktivaci je sběrná část vysunuta a struny jsou exponovány mlze, která se na nich zachycuje. Mlžná voda je transportována po strunách a při teplotách nad nulou skape do sběrné nádoby. Vzorky se skladují se v polyethylenových lahvích, aby se zabránilo jejich kontaminaci (Herckes et al., 2002; Zimmermann a Zimmermann 2002; Zapletal et al., 2007; Skarżyńska et al., 2006). Schéma pasivního odběrového zařízení je na obr. 1.



Obr. 1. Pasivní zařízení pro odběr mlhy. 1 - senzor mlhy, 2 - senzor deště, 3 - odběrová část se strunami, 4 - kryt, 5 - motor (Skarżyńska et al., 2006).

5.2. Aktivní odběr

Aktivní kolektory jsou, stejně jako pasivní, založeny na zachycování mlžných kapek na strunách. Liší se ale v tom, že vzduch je do nich aktivně nasáván, což umožní odebrat větší objem vzorku pro analýzu. Mnoho jednotlivých oddělených strun vyrobených z teflonu je uspořádáno do tvaru sítě, připevněno po celém průřezu a nasměrováno proti přiváděnému

vzduchu. Na zadní straně je umístěn větrák zajišťující nasávání vzduchu. Vstup vzduchu je nasměrován na spodní stranu, aby se zamezilo kontaminaci dešťovými srážkami. Zachycená voda je odváděna strunami směrem dolů a postupně skapává do nádoby na vzorek. Je možno automaticky odebrat více vzorků do oddělených nádob (Daube et al, 1987). Zařízení tohoto typu, často modifikované, používá mnoho autorů. Thalmann et al. (2002) například použili kolektor se šesti řadami paralelních teflonových strun a hraničním průměrem odebíraných kapiček 7,1 μm . Kapičky menší než 7 μm bývají transportovány spíše směrem nahoru a depozici tak příliš neovlivňují. Klemm a Wrzesinsky (2007) uvádějí odběrový povrch 650 cm^2 a vnější průměr teflonových vláken 1,5 mm; do vláken je také přidán ohřívací drátek o průměru 0,6 mm. Obě výše zmíněné studie poukazují na to, že je vhodné nastavit automatické spouštění odebrání vzorku na viditelnost menší než 500 m, protože při vyšší viditelnosti není objem odebraného vzorku většinou dostatečný pro chemickou analýzu. Ukázka aktivního odběrového zařízení je na obr. 2.



Obr. 2. Aktivní odběrové zařízení na Milešovce (Internet 1)

5.3. Odběr námrazy

K měření je možné použít speciální námrazoměr (obr. 3. a 4.), který měří hmotnost námrazy vytvořené na tyčce přístroje (Fisak et al., 2009).

Při teplotách pod 0°C je dále možné použít pasivní zařízení na odběr mlhy, je ale potřeba z analýzy vyjmout vzorky, které byly nebo mohly být kontaminovány sněhem či mrznoucím deštěm. Po dokončení sběru se odběrová část vyndává, vzorky rozpustí a analyzují (Fisak et al., 2009).

Vzorky lze také odebírat přímo z povrchů, například větví stromů. Pro odběr vzorků určených přímo k analýze lze použít polyethylenové desky (Ferrier et al., 1995); Błaś et al. (2010) použili 5 m dlouhý polyethylenový kabel s 0,5 mm průměrem. Polyethylen zajišťuje, že vzorek nebude kontaminován.



Obr. 3. Námrazoměr vyvinutý v Ústavu fyziky atmosféry AV ČR (Internet 2)



Obr. 4. Námraza vytvořená na přístroji (Internet 2)

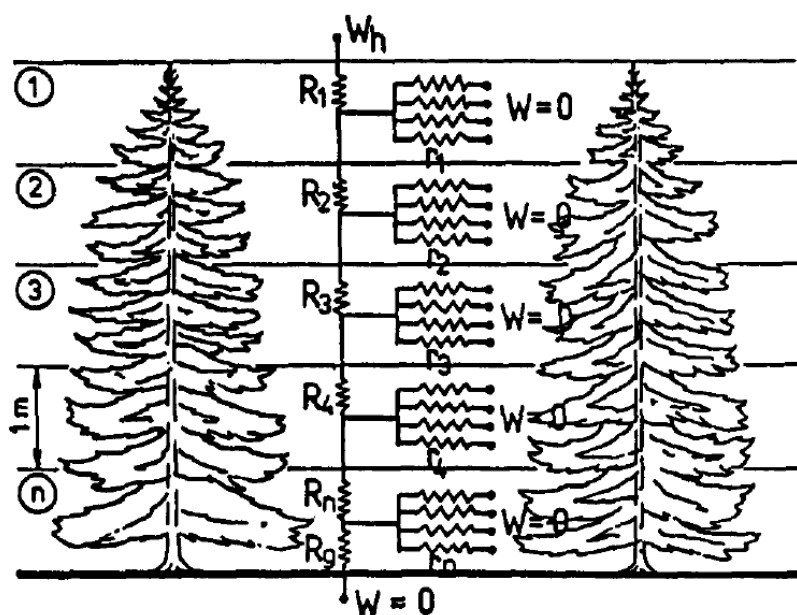
6. Možnosti stanovení horizontální atmosférické depozice

6.1. Mikrometeorologický model

6.1.1. Mikrometeorologický model dle Eliáše et al. (1995)

Tento model vychází z práce Lovetta (1984) a pro podmínky ČR byl upraven v práci Elias et al. (1995). Mikrometeorologický model horizontální depozice na smrkový porost se skládá ze dvou submodelů. První simuluje turbulentní difuzi kapek mlhy do lesního porostu a jejich depozici na povrch listů a větví. Druhý simuluje procesy evaporace a kondenzace při mlžné události (Elias et al., 1995).

Koruna vegetace je zde rozdělena na vrstvy silné 1 metr. Celková plocha vrstvy sestává z jednotlivých plošek sedmi komponent koruny: tři zahrnují větve s jehličím (dále rozlišené dle věku a hustoty), tři neolistěné větve (dále rozlišené dle průměru) a jedna kmen. Každá z vrstev má svůj specifický index plochy, tzv. SAI (Surface Area Index), viz kapitola 6.1.4. (Lovett a Reiners, 1986).



Obr. 5. Model impakce kapek mlhy (Elias et al., 1995)

Turbulentní přenos kapek je modelován dle přímé analogie Ohmova zákona a jeho schéma je zobrazeno na obr. 5. R zde představuje aerodynamické odpory, r paralelní akce odporů hraničních vrstev pro všechny komponenty ve vrstvě a W představuje obsah vody v oblaku - ten se na povrchu koruny a na zemském povrchu předpokládá rovný nule (Elias et al., 1995). Odpory jsou použity k parametrizaci transportu kapek mezi vrstevami a ze vzduchu na dílčí povrchy

koruny a jsou počítány pro tři velikostní kategorie kapek: 0–10, 10–20 a 20–30 μm v průměru (Lovett a Reiners, 1986).

Pro procesy evaporace a kondenzace byl vyvinut podobný model jako pro depozici kapek mlhy. Oba modely potom závisí na stanovení či odhadech mnoha parametrů (frekvence mlžných událostí, index plochy, rychlost větru, velikostní distribuce kapek, vodní obsah mlhy), jejichž měření je obtížné. Umožňují ale odhadnout hrubou i čistou depozici (čistá depozice = celková depozice horizontálních srážek minus celková evaporace). Pokud hrubou depozici dělíme vodním obsahem, dostaneme depoziční rychlost v_d v $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$. Modelové predikce hrubé i čisté roční depozice mlžné vody a depoziční rychlosti jsou vytvořeny pro různé profily indexu plochy a průměrné roční hodnoty meteorologických podmínek na stanovišti: rychlost větru, relativní vlhkost, průměrný průměr kapek, čistá radiace, teplota vzduchu a vodní obsah kapek (Elias et al., 1995; Herckes et al., 2002).

Hrubou roční depozici získáme ze vztahu (1), kde GD značí hrubou roční depozici mlžné vody [mm], $TFCW$ je celková depozice mlžné vody [$\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$], DF je doba trvání mlžné události [h] a DR je doba trvání události s vytvořením námrazy [h]. Vytvoření námrazy snižuje míru depozice o 50%.

$$GD = 600 \cdot TFCW \cdot \left(DF - \frac{DR}{2}\right) \quad (1)$$

Čistou depozici získáme ze vztahu (2), kde ND je čistá roční depozice mlžné vody [mm] a NCD je čistá depozice kapek mlhy [$\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$] (Elias et al., 1995).

$$ND = 10 \cdot NCD \cdot \left(DF - \frac{DR}{2}\right) \quad (2)$$

6.1.2. Mikrometeorologický model dle Herckes et al. (2002)

Tento model je modifikovanou verzí modelu popsaného Lovettem (Lovett, 1984). Hlavními vstupními daty jsou zde vodní obsah kapek (viz kapitola 6.1.5.) a rychlost větru, s jejíž růstem roste celková depozice. Převažujícím procesem depozice kapek je jejich impakce. Sedimentace je oproti tomu nezávislá na rychlosti větru a je významná pouze při velmi nízkých rychlostech větru (pod $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). Pokud je rychlost větru měřena v určité výšce nad zemí (obvykle na meteorologické věži), je pro získání rychlosti na vrcholu koruny třeba použít transformaci. Porost je v tomto modelu opět rozdělen na vrstvy o 1m, pro každou z nich model počítá depozici horizontálních srážek na vegetaci (Herckes et al., 2002).

Depozice se vypočte podle vztahu (3), kde F je depozice mlžné vody, ΔC je gradient koncentrace kapek, R je odpor působící proti depozici kapek v každé vrstvě a v_d je depoziční rychlost. R představuje sumu aerodynamického odporu a odporů hraničních vrstev jednotlivých komponent koruny. Hodnoty odporu jsou počítány pro každou vrstvu s použitím vertikálních profilů charakteristik vegetace. R je odpor proti přenosu kapek, pokud tedy R vzroste, depoziční tok poklesne a naopak (Herckes et al., 2002).

$$F = \frac{\Delta C}{R} = \Delta C \cdot v_d \quad (3)$$

Roční depozice konkrétní sloučeniny se získá ze vztahu (4), kde F_i představuje roční depoziční tok látky i z mlžné vody, h je hydrologický vstup mlžné vody a \bar{c}_i je průměrná (objemem vážená) koncentrace prvku i (Herckes et al., 2002).

$$F_i = h \times \bar{c}_i \quad (4)$$

Herckes et al. (2002) pozorovali, že tento model predikuje depoziční tok i když mlžná situace není (vodní obsah $LWC < 0,01 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$), což by mohlo výslednou roční depozici zvýšit o více než 10%. Proto byla nastavena limitní hodnota $LWC 0,025 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$, pod kterou depozice nebyla počítána. Dále zjistili, že tento model není příliš citlivý na stanovení indexu plochy ani délky drsnosti povrchu, ale velmi citlivý na parametrizaci velikostní distribuce kapek.

6.1.3. Modifikovaný mikrometeorologický model pro německá pohoří

Tato verze mikrometeorologického modelu je upravená pro německé hory se smrkovými porosty. Depoziční tok mlžné vody F_{tot} je spočten dle vztahu (5):

$$F_{tot} = LWC \times \frac{1}{R_{tot}} \quad (5)$$

kde LWC je vodní obsah mlhy a R_{tot} je celkový odpor proti depozici. Porost je opět rozdělen na 1m vrstvy. R_{tot} je vypočítán jako kombinace aerodynamických a sedimentačních odporů uvnitř jednotlivých vrstev a mezi přiléhajícími vrstvami a odporů proti impakci na povrch vegetace (Klemm et al., 2005).

6.1.4. Index plochy (SAI)

Index plochy je v anglické literatuře označován termínem Surface Area Index (SAI). Představuje poměr celkové plochy porostu (zahrnující plochu dílčích komponent: větví, jehličí apod.) ku ploše zemského povrchu, na kterém se nachází. Představuje plochu dostupnou pro impakci kapiček (Herckes et al., 2002) a udává se v $\text{m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$ (Lovett a Reiners, 1986).

Ve zkoumaném porostu je vybrán transekt, v němž se změří průměr jednotlivých stromů v určité výšce. K výpočtu dílčích indexů plochy jednotlivých stromů je třeba experimentálně zjištěná závislost indexu plochy na průměru kmene stromu. Z takto získaných dílčích indexů se spočítá průměrný index plochy, který se s použitím hustoty stromů vztáhne na jednotku plochy stanoviště (Herckes et al., 2002).

Se vzrůstajícím SAI klesá rychlost depozice (Lovett a Reiners, 1986).

Herckes et al. (2002) zjistili, že změny SAI (jeho variace typicky mezi 50 a 200 %) celkovou depozici zásadně neovlivní. Vysvětlením je nárůst rychlosti větru uvnitř porostu při snížení SAI, který tak kompenzuje snížení plochy dostupné pro impakci.

6.1.5. Vodní obsah mlhy (LWC)

Vodní obsah mlhy, resp. nízké oblačnosti je v anglické literatuře označován termínem cloud liquid water content (LWC). Lze ho odhadnout z odběru mlhy aktivním kolektorem (Elias a Tesar, 1994). Vodní obsah lze také získat z měření pořízených spektrometrem pro částice mlhy (například FM-100), v němž větrák prohání vzduch skrz laserový paprsek. Částice jsou detekovány podle množství rozptýleného světla, které je úměrné jejich velikosti, složení a tvaru. Přístroj tak spočítá a charakterizuje částice od 2 μm do 50 μm . Podle těchto informací je spočítán vodní obsah (Burkard et al., 2001).

Z LWC lze odvodit velikostní distribuci kapek, pokud ve zkoumané lokalitě již byla provedena parametrizace nebo ji lze získat ze studie provedené na místě s podobnými charakteristikami (Herckes et al., 2002).

6.2. Metoda „Eddy Covariance“

Vertikální depozice kapek mlhy nad stromovou korunou je řízena dvěma procesy. Hlavním je turbulentní difuze menších kapek suspendovaných v atmosféře, která vede k impakci na komponenty vegetace. Druhým procesem je gravitační sedimentace větších kapek (průměr $>10 \mu\text{m}$). Turbulentní část lze měřit přímo, gravitační se získá výpočtem ze sedimentační rychlosti podle Stokesova zákona (Burkard et al., 2003).

Metoda „eddy covariance“ je založena na skutečnosti, že turbulentní proudění v atmosféře je řízeno krátkodobými fluktuacemi vektoru větru, tedy turbulencí. Každá vzduchová částice uvedená do pohybu turbulencí dále obsahuje skaláry (např. plyny, aerosoly, vodní pára, vodní kapky), které, pokud jsou dostatečně malé, následují turbulentní pohyb. Pokud změříme vektor větru \vec{v} a odpovídající skalár c ve dvou časových řadách, můžeme mezi nimi určit statistickou korelaci. Vektor větru se skládá se ze tří komponent: u , v a w . Komponenta w odpovídá vertikální rychlosti větru a je tedy nejdůležitější pro vertikální výměnu. Právě mezi w a skalárem c se sleduje kovariance (Burkard et al., 2001).

Turbulentní depozice F_c ve vertikálním směru se vyjádří kovariancí vertikální rychlosti větru w a vodního obsahu c podle vztahu (6). Vodorovná čára zde značí časový průměr, označení veličin s čárkou potom vyjadřuje okamžitou turbulentní odchylku měření z jeho časového průměru (např. $w' = w - \bar{w}$) (Burkard et al., 2003).

$$F_c = \overline{w'c'} \quad (6)$$

Gravitační tok je spočítán z velikostní distribuce kapek s použitím Stokesova zákona (7):

$$F_s = v_s \cdot LWC \quad (7)$$

kde v_s je rychlost sedimentace a LWC je vodní obsah mlhy (Klemm et al., 2005).

Depoziční rychlost se získá ze vztahu (8):

$$v_s = \frac{2 \cdot r_v^2 \cdot g \cdot \rho_w}{9 \cdot \rho_a \cdot \eta} \quad (8)$$

kde v_s je rychlost sedimentace [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$], r_v je průměrný poloměr kapek mlhy vážený objemem [m], g je gravitační zrychlení [$\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$], ρ_w je hustota vody [$\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$], ρ_a hustota vzduchu [$\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$] a η kinematičká viskozita vzduchu [$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$] (Vermeulen et al., 1997).

Depozice konkrétní látky se získá vynásobením depozice mlžné vody (součet turbulentního a gravitačního toku) průměrnou koncentrací sledované látky v odebraných vzorcích (Burkard et al., 2003).

Další podrobnosti k provádění metody „eddy covariance“ lze nalézt v pracích Klemm et al. (2005); Burkard et al. (2001); Eugster et al., 2001; Burkard et al. (2002).

6. 3. Model hydrologické bilance korun stromů

Horizontální srážky jsou vyčesávány vegetací a tvoří tak určitou část podkorunového spadu a stoku po kmeni. Přispívají ale také ke snížení ztrát intercepce zvlhčením koruny před dešťovými epizodami - suchá koruna musí přijmout určité množství srážek než podkorunový spad a stok po kmeni započne (Olson et al., 1981; Prošková a Hůnová, 2006). Relativní příspěvek mlhy k celkové depozici lze vyjádřit následující rovnicí (8):

$$F = S + T + I - R \quad (8)$$

kde F je depozice z mlhy, S stok po kmeni, T podkorunový spad, I ztráta intercepce a R vertikální srážky (Lange et al., 2003).

Stok po kmeni může být v některých případech zanedbán. Například u smrkových porostů představuje jen asi 2% celkového vstupu vody (Lindberg a Owens, 1993; Weathers et al., 1995).

Intercepce je část srážek, která je zachycena na povrchu vegetace, a neúčastní se tak okamžitého odtoku (Sobišek et al., 1993). Ztráty intercepce se neměří, ale jsou stanovovány odhadem na základě dat z období bez mlhy. Vždy když je podkorunový spad větší než dešťové srážky, znamená to intercepční ztráty. Regresí těchto ztrát podle množství srážek lze odhadnout jejich horní hranici během epizod mlhy a podle toho predikovat ztráty při mlze, protože ty bývají menší než při dešti (Lindberg a Owens, 1993; Zapletal et al., 2007). Intercepce ve vztahu (8) představuje největší nejistoty (Prošková a Hůnová, 2006).

6. 4. Expozice a vážení listů in situ

Tato metoda byla použita v Taiwanu na porostu cypřišku tupolistého (*Chamaecyparis obtul* var. *formosana*). Zahrnuje sledování váhového přírůstku listů před, během a po situacích s různou intenzitou mlhy i po situacích bez mlhy. Větvičky s listy jsou nejprve odebrány ze stromu, 24 hodin sušeny na vzduchu a poté zváženy. Následně jsou umístěny na meteorologickou věž v těsné blízkosti porostu a v průběhu expozice jsou váženy dále. Sledované větvičky byly od skutečné koruny vzdáleny méně než 100 cm. Míra zachycení mlhy jednotkou plochy listů za jednotku času [$\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{h}^{-1}$] byla změřena ve třech výškách koruny. Po jejím vynásobení celkovou biomasou listů v příslušné výšce a následném sečtení všech tří výšek dostaneme celkovou depozici na celý strom (Chang et al., 2006).

Pro extrapolaci získaných dat na delší časové období byl vyvinut model uvažující meteorologické parametry, upravený jako funkce viditelnosti (ta je použita k získání velikostní distribuce). Depoziční tok charakterizuje regresní funkce (9):

$$F(v) = a \cdot e^{\left(\frac{b}{c+v}\right)} \quad (9)$$

kde $F(v)$ je depozice mlhy [$\text{kg}_{\text{H}_2\text{O}} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot 5 \text{ min}^{-1}$], v je viditelnost [m], a a , b , c jsou regresní koeficienty.

Po dosažení experimentálně zjištěných dat byl získán empirický model predikující depozici mlhy jako exponenciální pokles viditelnosti (10):

$$F(v) = 2,6 \cdot e^{\left(\frac{1587,3}{361,6+v}\right)} \quad (10)$$

kde $F(v)$ je depozice mlhy za pětiminutový časový úsek [$\text{kg}_{\text{H}_2\text{O}} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot 5 \text{ min}^{-1}$], v je průměrná viditelnost za 5 minut [m].

Vyšší hodnoty zachycení byly zjištěny v nejvyšší části koruny, a to asi 50%, ačkoliv zaujímá jen 34% celkové biomasy listů (Chang et al., 2006).

6. 5. Alternativní model pro sírany

Alternativní modely založené na meteorologických indikátorech, datech o emisích polutantů a měřeních okolního ozonu (O_3) byly vyvinuty pro severovýchod Severní Ameriky. Jejich výhoda spočívá v tom, že je možné použít meteorologická data, která jsou již k dispozici nebo jsou snadno získatelná. Množství síranů deponovaných mlhou na nějaké území (receptor) obecně závisí na množství SO_2 vypuštěného do ovzduší, množství SO_2 v atmosféře oxidovaného na SO_4^{2-} a na depozici a rozptylu mezi zdroji a receptorem. V blízkosti receptoru jsou důležitými procesy doba existence mlhy, frekvence výskytu srážek, typ oblaku či vodní obsah (LWC). Pro oxidaci SO_2 je také důležitá přítomnost oxidantů (H_2O_2 , O_3). Vstupními daty pro tyto modely jsou měření chemického složení mlhy a oblačnosti zkombinovaná s různými ukazateli jako jsou meteorologická data, koncentrace O_3 , SO_4^{2-} a SO_2 v ovzduší, LWC, trajektorie vzduchových hmot, synoptické údaje a emise SO_2 , NO_x a VOC^2 (Urquiza et al, 2003).

² VOC (Volatile Organic Compounds) jsou volatilní organické sloučeniny a spolu s NO_x ($\text{NO}_2 + \text{NO}$) prekurzory vzniku O_3 .

6. 6. Rozdíl depozice podkorunovým spadem a „celkové depozice“

Tato metoda je založena na porovnání rozdílu mezi dvěma geostatickými modely pro zalesněná území a je použita pro zjištění depozice sloučenin síry. První model charakterizuje depozici síranů získanou z odběrů podkorunového spadu, druhý model potom depozici získanou součtem suché a vertikální mokré depozice, často označovanou jako „celková depozice“ (Hůnová et al., 2011).

Podkorunový spad se měří odběrovými zařízeními umístěnými pod korunou stromů. Tato metoda je finančně nenáročná a snadno aplikovatelná v komplexním terénu (Prošková a Hůnová, 2006). Mokrú vertikální depozice je měřena odběrovými zařízeními typu wet-only (odběr se odehrává pouze po dobu srážkové události) a bulk (zařízení je exponováno neustále). Suchá depozice je vypočtena s použitím depoziční rychlosti (Hůnová et al., 2011).

První model je sestaven z prostorově interpolovaných srážkových úhrnů z podkorunového spadu a bulk, celkových srážkových úhrnů, plochy zalesněných území a prostorově interpolovaných koncentrací S/SO_4^{2-} v podkorunovém spadu. Druhý model zahrnuje mokrou depozici S/SO_4^{2-} , která je získána z prostorově interpolovaných koncentrací z wet-only a bulk odběrových zařízení a srážkových úhrnů. Suchá depozice je sestavena z průměrných ročních koncentrací SO_2 a depoziční rychlosti (Hůnová et al., 2011).

6. 7. Hydrologická bilance povodí

Metoda hydrologické bilance je vhodná pro sledování horizontální depozice za delší časový úsek (např. 1 rok) v hydrologicky izolovaném povodí. Je založena na porovnání vstupu vody do povodí představovaného srážkami a výstupu, který dohromady tvoří evaporace a odtok z povodí. Zdroje a propady určité látky uvnitř povodí musí být proti těmto zanedbatelné (Elias et al., 1995). Odtok se měření průtokoměry, jako je např. Thomsonův přeliv s trojúhelníkovým průřezem. Izolovanost povodí je zjištěna z geologických údajů o podloží (Zimmermann a Zimmermann, 2002).

6.8. Metoda pro dusík

Fenn et al. (2000) zjišťovali depozici dusíku v pohoří San Bernardino v Kalifornii v nadmořské výšce kolem 2000 m n. m. Převažující vegetací jsou zde jehličnany, např. borovice těžká (*Pinus ponderosa*), borovice Jeffreyova (*Pinus jeffreyi*) nebo pazeravy (*Calocedrus decurrens*). K chemické analýze použili vzorky získané aktivními odběry. Ke zjištění depozice horizontálních srážek použili pasivní odběrová zařízení umístěná v blízkosti stromových korun,

ve kterých po týdenních úsecích měřili objem zachycených srážek a doplnili ho celkovou plochou vegetace. Tato metoda předpokládá, že depozice na vegetaci je stejná jako ta zachycená pasivními kolektory.

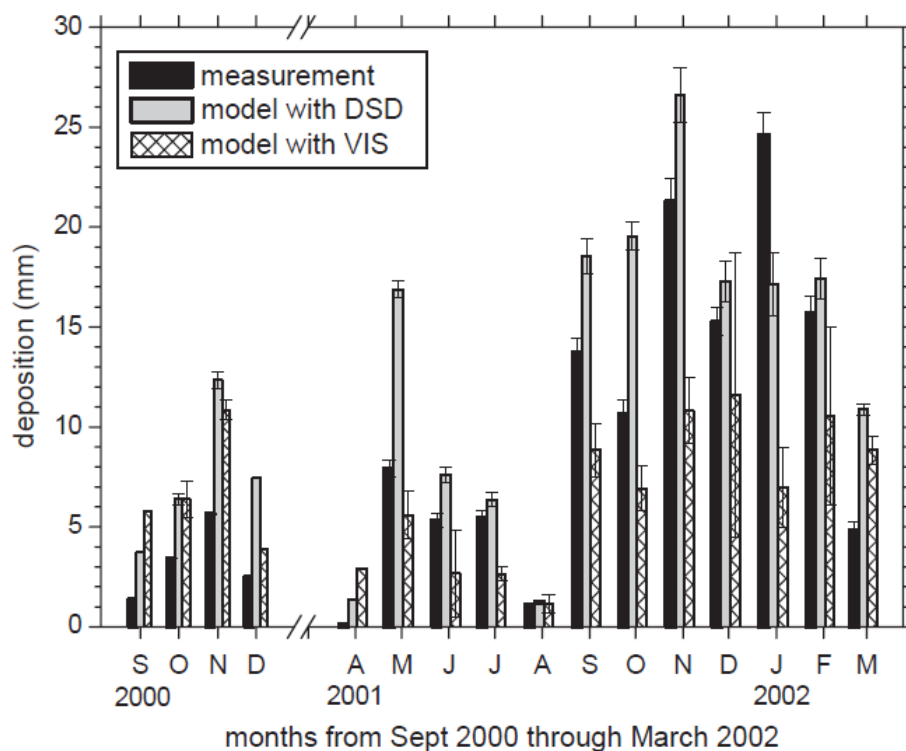
7. Srovnání přístupů k hodnocení horizontální depozice

Horizontální atmosférická depozice je v našich podmínkách významná zejména ve vysoko položených oblastech. Na exponovaných místech s vysokou nadmořskou výškou je ovšem obtížné provádět měření pro její stanovování. Kvůli vzdálenosti těchto oblastí, převládajícím vysokým rychlostem větru a ztíženým podmínkám během zimních měsíců (namrzání přístrojů, sněhová pokrývka) není snadné získat kompletní sadu potřebných dat (Herckes et al., 2002). V řadě studií se autoři potýkají s občasnou nefunkčností měřících přístrojů (Eugster et al., 2001; Burkard et al., 2001; Herckes et al., 2002).

Pro mikrometeorologické modely je potřeba mít dlouhodobá data jako LWC či rychlost větru, které často nejsou k dispozici. Původní model vyvinutý Lovettem (1984) může nadhodnocovat hodnoty depozice, neboť nezahrnuje zpomalení větru vegetací, a tedy snížení depozice (Herckes et al. 2002).

Metoda „eddy covariance“ je náročná na provedení, protože zahrnuje měření mnoha parametrů a vstupních dat. Ta se musejí provádět dlouhou dobu, aby byly zjištěny roční depoziční toky (Herckes et al., 2002). Výsledky zjištěné na určitém stanovišti nelze přiřadit jiným lokacím z důvodu velké variability procesů a parametrů ovlivňujících horizontální depozici z mlhy (LWC, velikostní distribuce kapek, délka mlžné události, koncentrace iontů, turbulence). „Eddy covariance“ není vhodná pro údolí a rovný terén, kde většinou převažuje radiační typ mlhy. Zde je možné měřit přímo gravitační tok, který bude v takových oblastech významnější (Klemm a Wrzesinsky, 2007).

Většinou se použitím „eddy covariance“, jakožto metody přímého měření, dojde ke zjištění větší horizontální depozice než jaká je predikována modely (Klemm a Wrzesinsky, 2007). Klemm et al. (2005) provedli srovnání měření „eddy covariance“ po dobu jednoho roku s predikcemi mikrometeorologického modelu. Pokud není velikostní distribuce měřena přímo, v modelu lze použít buď distribuci získanou parametrizací z LWC nebo ze změřené viditelnosti (nejprve je odhadnut LWC a z něj je dále získána distribuce). Použití viditelnosti je snadnější, a proto je vhodné takto postupovat při dlouhodobých studiích. Klemm et al. (2005) zjistili, že se výsledky mikrometeorologického modelu a metody „eddy covariance“ signifikantně liší. Pokud je jako vstup do modelu použita viditelnost, je výsledná depozice o 23% menší než depozice zjištěná pomocí „eddy covariance“. Při použití LWC je naopak o 37% větší. Srovnání měsíčních depozičních toků získaných „eddy covariance“ a mikrometeorologickým modelem je na obr. 6.



Obr. 6. Srovnání depozice mlžné vody v jednotlivých měsících (září 2000–březen 2002) získané modely a „eddy covariance“. Na ose *x* jsou uvedeny měsíce, na ose *y* je depozice [mm]. *Measurement* = Přímé měření metodou „eddy covariance“; *model with DSD* = depozice získaná mikrometeorologickým modelem na základě změřené velikostní distribuce; *model with VIS* = depozice získaná mikrometeorologickým modelem na základě údajů o viditelnosti (Klemm et al., 2005).

Klemm a Wrzesinsky (2007) použili spektrometr ve výšce 31 m nad zemí, ale odběr mlhy byl proveden ve 24 m. Již dříve byly na stejném místě pozorovány větší toky v nižší výšce, tedy blíže ke koruně (Burkard et al., 2002). Autoři toto připisují evaporaci během turbulentní depozice. Metoda „eddy covariance“ může depozici vody z horizontálních srážek nadhodnocovat, protože vypařováním kapiček se sníží LWC a tím se zvýší i koncentrace iontů. Jejich celkový tok sice zůstane stejný, ale při umístění odběru vzorků a spektrometru v různých výškách lze takto dojít k vyšší depozici než odpovídá skutečnosti (Klemm a Wrzesinsky, 2007). Měření pro „eddy covariance“ probíhají spíše nad nebo mezi korunami než na povrchu samotné vegetace, zůstávají zde proto nejistoty o procesech chemické přeměny, evaporace a kondenzace probíhající mezi těmito místy (Thalmann et al., 2002).

Zdrojem nepřesností při použití spektrometru pro určení velikostní distribuce kapek může být jeho detekční limit. Často používaným rozsahem je průměr kapek 2–50 μm , kapičky menší než 2 μm či naopak větší než 50 μm (ty ale při mlze nebývají obvyklé) proto nejsou zahrnuty v měření. Tyto nepřesnosti jsou spojeny s nejasnou definicí horizontálních srážek, které představují určitý přechod od suchého aerosolu po vertikální srážky (Thalmann et al., 2002).

Detailní zhodnocení zatížení metody „eddy covariance“ chybami zpracovali Kowalski et al. (1997). I přes určité nepřesnosti je ale tato metoda považována za nejlepší a nejpřesnější (Klemm a Wrzesinsky, 2007; Thalmann et al., 2002).

Za relativně nejlevnější a nejsnadnější metodu je považováno stanovení hydrologické bilance v korunách stromů (Prošková a Hůnová, 2006).

Při použití metody vážení listů in situ lze oproti „eddy covariance“ teoreticky dosáhnout reálnějšího obrazu depozice, protože je zkoumána a měřena přímo v těsné blízkosti porostu., i přesto ale může být takto zjištěná depozice větší než skutečná, protože uvnitř reálného lesa působí vzájemné „stínění“ listů. V provedené studii je zahrnuta jen depozice na listy a větve ani kmeny nejsou sledovány. Další nepřesností je použití viditelnosti místo velikostní distribuce v modelu (Chang et al., 2006).

Při sledování rozdílu depozice mezi podkorunovým spadem a „celkovou depozicí“ nebyl do modelu zahrnut stok po kmeni, což může u listnatých lesů, např. bukových, znamenat podcenění depozice, protože u nich může být významný. Tyto porosty zaujímají asi 15% zalesněné plochy ČR. Dále také nebyla zahrnuta intercepce a oba modely se kromě horizontální depozice liší i obsahem S/SO_4^{2-} z aerosolu, který ve studii autoři pokládali za nulový (Hůnová et al., 2011). Metody zahrnující měření podkorunového spadu není obecně vhodné použít u sloučenin, které vstupují do interakce s rostlinami (například sloučeniny dusíku), neboť to celkovou depozici může velmi ovlivnit (Prošková a Hůnová, 2006).

Metoda použitá pro zjištění depozice dusíku (Fenn et al., 2000) předpokládá depozici zachycenou pasivními kolektory rovnou depozici na vegetaci. Tento předpoklad ale představuje nevýhodu, protože se ve skutečnosti mohou velmi lišit (Herckes et al., 2002).

Pro ionty, které nevstupují do interakce s vegetací lze výpočet horizontální depozice ověřit podle vztahu (11):

$$DR = DT + DS - DC - SD \quad (11)$$

kde DR je depozice srážek odebraných na volné ploše během srážkové události, DT je podkorunová depozice, DS je depozice ze stoku po kmeni, DC je depozice horizontálních srážek a SD je suchá depozice (Prošková a Hůnová, 2006).

8. Závěr

Ačkoli v posledních dvou uplynulých dekáдах došlo k výraznému snížení emisí, především oxidu siřičitého, atmosférická depozice stále představuje důležitý vstup znečišťujících látek do životního prostředí a zanedbání horizontální složky depozice může znamenat významné podcenění její skutečné hodnoty.

Cílem této bakalářské práce bylo shrnout metodiku dostupnou pro stanovení horizontální atmosférické depozice sloučenin síry a dusíku z mlhy a námrazy. Kvantifikace horizontální depozice je ze všech složek depozice nejobtížnější. Mezi nejčastější problémy patří nedostupnost dat pro modely či technická náročnost provedení vlastních měření.

Nejpřesnější metodou se v dnešní době zdá být přímé měření pomocí „eddy covariance“, nicméně k jejímu uplatnění je zapotřebí dlouhodobého měření celé řady meteorologických parametrů a složitého technického vybavení. Za relativně nejlevnější a nejsnadnější metodu je považováno stanovení hydrologické bilance v korunách stromů (Prošková a Hůnová, 2006).

Celkově je ve všech přístupech stále zahrnuto mnoho nepřesností a odhadů. Přesnost stanovení horizontální depozice by se v budoucnosti měla postupně zvyšovat spolu se zdokonalováním metod a rozšiřováním počtu měřících stanic.

Seznam použité literatury

- Błaś, M., Polkowska, Ż., Sobik, M., Klimaszewska K., Nowiński, K., Namieśnik, J. (2010): Fog water chemical composition In different geographic regions of Poland. *Atmospheric Research* 95, 455–469.
- Braniš, M. a Hůnová, I. (2009): Atmosféra a klima: aktuální otázky ochrany ovzduší. Vyd. 1. Praha: Karolinum, 351 s. ISBN 978-80-246-1598-1.
- Bridges, K.S., Jickells, T.D., Davies, T.D., Zeman, Z., Hunova, I. (2002): Aerosol, precipitation and cloud water chemistry observations on the Czech Krusne Hory plateau adjacent to a heavily industrialized valley. *Atmospheric Environment* 36, 353–360.
- Burkard, R., Bützberger, P., Eugster, W. (2003): Vertical fogwater flux measurements above an elevated forest canopy at the Lägeren research site, Switzerland. *Atmospheric Environment* 37, 2979–2990.
- Burkard, R., Eugster, W., Wrzesinsky, T., Klemm, O. (2002): Vertical divergence of fogwater fluxes above a spruce forest, *Atmospheric Research* 64, 133–145.
- Burkard, R., Wrzesinsky, T., Eugster W., Klemm, O. (2001): Quantification of Fog Deposition with Two Similar Set-Ups, *Proceedings of the Second International Conference on Fog and Fog Collection, St. John's, Canada*, 185–188.
- Daube, B., Flagan, R., Hoffmann, M. (1987): Active cloudwater collectors. United States Patent No. 4697462.
- Elias, V., Tesar, M. (1994): Cloud-water chemistry and estimated rates of occult deposition in a forested area of the Sumava Mts (south Bohemia, Czech Republic). *IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports-Intern Assoc Hydrological Sciences* 221, 417–424.
- Elias, V., Tesar, M., Buchtele, J. (1995): Occult precipitation: sampling, chemical analysis and process modeling in the Sumava Mts. (Czech Republic) and in the Taunus Mts. (Germany), *Journal of Hydrology* 166, 409–420.
- Eugster, W., Burkard, R., Klemm, O., & Wrzesinsky, T. (2001): Fog deposition measurements with the eddy covariance method. *Proceedings of the Second International Conference on Fog and Fog Collection, St. John's, Canada*, 193–196.

- Fenn, M.E., Poth, M.A., Schilling, S.L., Grainger, D.B. (2000): Throughfall and fog deposition of nitrogen and sulfur at an N-limited and N-saturated site in the San Bernardino Mountains, southern California. *Canadian Journal of Forest Research* 30, 1476–1488.
- Ferrier, R.C., Jenkins, A., Elston, D.A. (1995): The composition of rime ice as an indicator of the quality of winter deposition. *Environmental Pollution* 87, 259–266.
- Finlayson-Pitts, B. J. a Pitts, J. N.(2000): Chemistry of the upper and lower atmosphere: theory, experiments, and applications. San Diego: Academic Press, 969 s. ISBN 0-12-257060-x.
- Fisak, J., Tesar M., Fottova, D. (2009): Pollutant Concentrations in the Rime and Fog Water at the Milesovka Observatory. *Water, Air, & Soil Pollution* 196, 273–285.
- Herckes, P., Mirabel, P., Wortham, H. (2002): Cloud water deposition at a high-elevation site in the Vosges Mountains (France). *The Science of the Total Environment* 296, 59–75.
- Hůnová, I., Kurfürst, P., Maznová, J., Coňková, M. (2011): The contribution of occult precipitation to sulphur deposition in the Czech Republic. *Erdkunde Archive for scientific geography* 65, 247–259.
- Chang, S.-C., Yeh, C.-F., Wu, M.-J., Hsia Y.-J., Wu, J.-T. (2006): Quantifying fog water deposition by in situ exposure experiments in a mountainous coniferous forest in Taiwan. *Forest Ecology and Management* 224, 11–18.
- Internet 1: Webové stránky doc. Mgr. Marek Vach, Ph.D. (Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování, FŽP, ČZU v Praze) [online]. [cit. 2013-08-10]. Dostupné z: http://knc.czu.cz/~vachm/ovzdusi/o_im_depmlh.html
- Internet 2: Archiv akademického bulletinu AV ČR. [online]. [cit. 2013-08-10]. Dostupné z: <http://abicko.avcr.cz/archiv/2005/1/obsah/9-gallery.html>
- Klemm, O., Wrzesinsky, T. (2007): Fog deposition fluxes of water and ions to a mountainous site in Central Europe. *Tellus* 59, 705–714.
- Klemm, O., Wrzesinsky, T., Scheer, C. (2005): Fog water flux at a canopy top: Direct measurement versus one-dimensional model. *Atmospheric Environment* 39, 5375–5386.
- Kowalski, A.S., Anthoni, P.M., Vong, R.J., Delany, A., C., MacLean, G.D. (1997): Deployment and Evaluation of a System for Ground-Based Measurement of Cloud Liquid Water Turbulent Fluxes. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 14, 468–479.

- Lange, C.A., Matschullat, J., Zimmermann, F., Sterzik, G., Wienhaus, O. (2003): Fog frequency and chemical composition of fog water - a relevant contribution to atmospheric deposition in the eastern Erzgebirge, Germany. *Atmospheric Environment* 37, 3731–3739.
- Lindberg, S.E. a Owens, J.G. (1993): Throughfall studies of deposition to forest edges and gaps in montane ecosystems, *Biogeochemistry* 19, 173–194.
- Lovett, G.M. (1984): Rates and mechanisms of cloud water deposition to a subalpine balsam fir forest. *Atmospheric Environment* 18, 361–371.
- Lovett, G.M., Reiners, W. (1986): Canopy structure and cloud water deposition in subalpine coniferous forests. *Tellus* 38B, 319–327.
- Maznová, J. a Hůnová, I. (2010): Trendy atmosférické depozice síry, dusíku a vodíkových iontů v České republice. *Meteorologické zprávy* 63, No 3, 91–98.
- Olson, R.K., Reiners, W.A., Cronan, C.S., Lang, G.E. (1981): The Chemistry and Flux of Throughfall and Stemflow in Subalpine Balsam Fir Forests. *Holarctic Ecology* 4, 291–300.
- Ostatnická, J.; Matoušková, L. a kol. (2012): Znečištění ovzduší na území České republiky v roce 2011 [online]. Praha: ČHMÚ. [cit. 2013-08-10]. Dostupné z: <http://portal.chmi.cz/files/portal/docs/uoco/isko/grafroc/groc/gr11cz/kap3.html>
- Prošková, J. a Hůnová, I. (2006): Přístupy k hodnocení atmosférické depozice usazených srážek. *Meteorologické zprávy* 59, No 5., 151–157.
- Seinfeld, J. H. a Pandis, S. N. (2006): Atmospheric chemistry and physics : from air pollution to climate change, 2nd ed. New Jersey: Wiley, 1203 s. ISBN 0-471-72018-6.
- Skarżyńska, K., Polkowska, Ż., Namieśnik, J. (2006): Sample Handling and Determination of Physico-Chemical Parameters in Rime, Hoarfrost, Dew, Fog and Cloud Water Samples - a Review. *Polish Journal of Environmental Studies* 15, 185–209.
- Sobíšek, B. (1993): Meteorologický slovník výkladový & terminologický: s cizojazyčnými názvy hesel ve slovenštině, angličtině, němčině, francouzštině a ruštině. Praha: Academia Ministerstvo životního prostředí ČR, 594 s. ISBN 80-85368-45-5.
- Thalmann, E. (2001): Comparison of occult and wet deposition. Master's Thesis. University of Bern, Institute of Geography, Bern, Switzerland, 118 s.

- Thalmann, E., Burkard, R., Wrzesinsky, T., Eugster, W., Klemm, O. (2002): Ion fluxes from fog and rain to an agricultural and a forest ecosystem in Europe. *Atmospheric research* 64, 147–158.
- Urquizo, N., Brook, J.R., Walmsley J.L., Burrows, W.R. (2003): Estimation of sulphate concentration in high elevation fog in Northeastern North America. *Atmospheric Environment* 37, 1087–1100.
- Vermeulen, A.T., Wyers, G.P., Romer, F.G., van Leeuwen, N. F. M., Draaijers, G. P. J., Erisman, J.W. (1997): Fog deposition on a coniferous forest in the Netherlands. *Atmospheric Environment* 31, 375–386.
- Weathers, K.C., Lovett, G.M., Likens, G.E. (1995): Cloud deposition to a spruce forest edge. *Atmospheric Environment* 29, 665–672.
- Zapletal, M., Kuňák, D., Chroust P. (2007): Chemical Characterization of Rain and Fog Water in the Cervenohorske Sedlo (Hruby Jeseník Mountains, Czech Republic). *Water, Air, & Soil Pollution* 186, 85–96.
- Zimmermann, L., Zimmermann, F. (2002): Fog deposition to Norway Spruce stands at high-elevation sites in the Eastern Erzgebirge (Germany). *Journal of Hydrology* 256, 166–175.