

**Univerzita Karlova v Praze**  
**Přírodovědecká fakulta**  
**Ústav pro životní prostředí**

**Ekologie a ochrana prostředí**  
**Ochrana životního prostředí**

**Role aerosolu v klimatické změně**

**BAKALÁŘSKÁ PRÁCE**

**Milan Švátora**

**Vedoucí BP: RNDr. Iva Hůnová, CSc.**

**Praha, srpen 2010**

Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci vypracoval samostatně s použitím uvedené literatury , a že předložená tištěná verze bakalářské práce je totožná s elektronickou verzí vloženou do SIS.

V Praze dne 23.8.2010

Dovoluji si poděkovat vedoucí bakalářské práce RNDr. Ivě Hůnové, CSc. za vedení při přípravě práce a za konzultace k bakalářské práci.

## **Osnova**

<b>1. Úvod</b>	<b>6</b>
<b>2. Atmosférický aerosol</b>	<b>7</b>
2.1. Velikost a dělení aerosolových částic	7
2.2 Velikostní distribuce aerosolu	9
2.3 Depozice aerosolů	10
2.4 Vertikální distribuce	11
2.5 Zdroje a produkční mechanismy	12
2.5.1 Prašný aerosol	12
2.5.2 Aerosolové částice mořské soli	13
2.5.3 Průmyslový prach, primární antropogenní aerosoly	13
2.5.4. Uhlíkaté aerosoly (organický uhlík a saze)	13
2.5.5 Primární biogenní aerosoly	14
2.5.6 Sulfáty	14
2.5.7 Nitráty	15
2.5.8 Vulkanický aerosol	15
<b>3. Klima a klimatická změna</b>	<b>16</b>
3.1 Počasí a klima	16
3.2 Klimatický systém	16
3.3 Energetická bilance Země a skleníkový efekt	17
3.4 Změna klimatu	19
3.4.1 Změny klimatu v minulosti Země	19
3.4.2 Příčiny klimatický změn	20
3.4.3 Určování klimatický změn	21
3.5. Modelování klimatického systému a změn klimatu	21
<b>4. Radiační účinky aerosolů</b>	<b>22</b>
4.1 Přímý účinek aerosolů	23
4.1.1 Optické vlastnosti aerosolů a mechanismy účinků	23
4.1.2 Globální průměrné radiační působení	25
4.2 Nepřímý účinek aerosolů	25
4.2.1 Mikrostrukturální procesy v oblacích	26
4.2.2 Vznik srážek	27
4.2.3 Radiační mechanismy spojené s nepřímým účinkem	27

4.2.4 Globální průměrné radiační působení	27
4.3 Účinek stratosférických aerosolů	28
<b>5. Závěr</b>	<b>30</b>
<b>6. Seznam Literatury</b>	<b>31</b>
<b>7. Příloha</b>	<b>33</b>

## 1. Úvod

Atmosférický aerosol je suspenzí kapalných nebo pevných částic nebo jejich směsí v atmosféře. Částice dosahují v průměru velikosti 0.001 – 10 mikrometrů. Troposférické aerosoly se mohou dostávat do ovzduší ze svých přirozených zdrojů nebo ze zdrojů antropogenních. Uvolňování oxidu siřičitého ze spalování fosilních paliv a organického a elementárního uhlíku ze spalování biomasy, jsou hlavní antropogenní zdroje aerosolu.

Primární aerosoly mají přímý emisní zdroj (prach z lomů nebo z půdy, částičky mořské soli při vlnobití, vulkanický popel při sopečných erupcích). Sekundární aerosoly vznikají chemickými reakcemi látek v atmosféře, které přemění plyny na částice – tzv. konverze plynů na částice (vznik nitrátů oxidací oxidů dusíku nebo síranů z oxidu siřičitého).

Atmosférický aerosol je důležitou složkou atmosféry a podílí se na významných atmosférických dějích, jako je tvorba a vypadávání srážek, vznik fotochemického smogu nebo radiační bilance Země. Aerosoly mohou ovlivnit radiační bilanci Země dvěma způsoby. Jednak prostřednictvím absorpce a rozptylu krátkovlnného a dlouhovlnného záření – tzv. přímý účinek. Nebo slouží jako kondenzační jádra, na kterých se tvoří zárodky vodních kapiček. Aerosoly tak mohou ovlivňovat utváření, množství, délku existence a radiační vlastnosti mraků – tzv. nepřímý účinek.

Ve své práci jsem se zaměřil na tyto mechanismy, kterými aerosoly ovlivňují radiační bilanci Země. Ze současného poznání vyplývá, že přímý radiační účinek působí ochlazování. Nepřímý účinek je stále ještě nejasný, ale pravděpodobně vede také k ochlazování zemského povrchu. Je tedy zřejmé, že aerosoly hrají důležitou roli v globálním klimatickém systému.

## 2. Atmosférický aerosol

Atmosférickým aerosolem se rozumí všechny pevné a kapalné částičky vyskytující se v zemském ovzduší. Mezi aerosolové příměsi v atmosféře počítáme půdní a prachové částice, jemné krystalky mořských solí, vulkanický popel, kosmický prach proniklý do zemského ovzduší, produkty hoření meteoritů, malá semínka rostlin, pylová zrna, bakterie, výtrusy, spóry, produkty rozpadu rostlin apod. Uvedené příklady jsou součástí přirozeného atmosférického aerosolu. V poslední době je věnována velká pozornost aerosolům antropogenního původu. Ty vznikají jako produkty přímé nebo nepřímé lidské aktivity (při důlní nebo průmyslové činnosti, v dopravě, v zemědělství, v důsledku vytápění budov, apod.). Přesné odlišení antropogenních a přirozených zdrojů není vždy možné. Může se stát, že se do ovzduší dostanou částice stejných fyzikálních a chemických vlastností z přirozených nebo antropogenních zdrojů. Příkladem mohou být půdní částičky, které jsou součástí přirozeného atmosférického aerosolu, ale mohou se také do ovzduší dostat zesílením větrné eroze nevhodným zemědělským obhospodařováním (Bednář, 2003). Aerosolové částice mohou v atmosféře působit jako kondenzační jádra (částičky hygroskopických solí, některé typy kouřů) nebo jako krystalizační (ledová) jádra. Dále mohou mít značný význam v souvislosti se zeslabováním slunečního záření zemským ovzduším, snižováním dohlednosti apod. (Bednář, 2003).

### 2.1. Velikost a dělení aerosolových částic

Jedním z nejdůležitějších parametrů ovlivňujícím chování aerosolů je velikost částice aerosolu. Jejich velikost se pohybuje od několika nanometrů (nm) až po desítky mikrometrů ( $\mu\text{m}$ ). Průměrná velikost částic se pohybuje kolem  $0,3 \mu\text{m}$  a jsou tedy okem nepostřehnutelné. Částice mohou měnit svoji velikost a složení kondenzací par nebo evaporací, koagulací s jinými částicemi, chemickými reakcemi. Částice menší než  $1 \mu\text{m}$  v průměru mají v atmosféře koncentraci několik desítek až několik tisíc na  $1 \text{ cm}^3$ . Aerosoly s průměrem větším než  $1 \mu\text{m}$  mají většinou koncentraci menší než 1 na  $\text{cm}^3$  (Hinds, 1999; Seinfeld, 2006).

Aerosoly mohou být děleny podle jejich fyzikálních vlastností a podle mechanismů jejich vzniku (Hinds, 1999; Seinfeld, 2006).

Bioaerosol - mrtvé nebo žijící částice, které pocházejí z živých organismů. Mezi bioaerosoly můžeme řadit viry, bakterie, houby a produkty organismů jako jsou spóry hub nebo pylová zrna.

Mraky - viditelný aerosol s jasně definovanými hranicemi tvořený drobnými vodními kapičkami a ledovými krystalky s průměrem 0,001 mm.

Prach - suspenze pevných částic produkovaných mechanickým rozrušováním materiálu (drcením, broušením nebo rozpadem materiálu). Aerodynamický průměr částic přesahuje velikost 1  $\mu\text{m}$ . Tyto nepravidelné částice mohou být větší než 100  $\mu\text{m}$ .

Dým - pevné částice generované kondenzací par nebo plynných produktů spalování. Tyto částice jsou často shluky nebo provazce primárních částic. Jejich velikost se obvykle pohybuje pod 0,05  $\mu\text{m}$ .

Opar - atmosférický aerosol, který ovlivňuje viditelnost a může se skládat z kombinací vodních kapiček, polutantů a prachu. Aerodynamický průměr částic je menší než 1  $\mu\text{m}$ .

Mlha - kapalná částice aerosolu vzniklé kondenzací přesycených par nebo atomizací kapaliny v atmosféře blízko zemskému povrchu. Částice mají kulový tvar a dosahují velikosti desetin mikrometru až 200  $\mu\text{m}$ .

Smog – termín pro viditelné znečištění atmosféry hlavně v městských oblastech. Je to odvozenina ze slov smoke a fog (kouř a mlha). Fotochemický smog označuje aerosol vytvořený v atmosféře za intenzivního slunečního záření působením na uhlovodíky a oxidy dusíku. Částice jsou obecně menší než 1 nebo 2  $\mu\text{m}$ .

Kouř – viditelné částice pocházející z neúplného spalování uhlí a jiných spalitelných materiálů. Částice jsou kapalná nebo pevná a v průměru menší než 1  $\mu\text{m}$ . Mohou tvořit aglomeráty.

Sprej – částičky aerosolu pocházející z mechanického rozrušení kapaliny. Typicky vzniká při vlnobití na vodní hladině. Částice dosahují velikosti větší než několik mikrometrů.

Velikost, tvar a hustota částic jsou nejdůležitější parametry ovlivňující chování aerosolu v atmosféře. Různě velké částice se budou ve vzduchu chovat různě. Například částice o velikosti blízké velikosti molekuly vzduchu (0,37 nm) se bude pohybovat v ovzduší hlavně Brownovým pohybem daným zejména difúzí, naproti tomu pohyb částice viditelné okem bude určen silami setrvačnosti a gravitace. Popis částice je omezen na měřenou fyzikální veličinu, jejímž měřitelným nebo



spočítatelným indexem je ekvivalentní průměr částice. Ekvivalentní průměr částice je definován jako průměr hypotetické kulové částice o standardní měrné hustotě ( $1000 \text{ kg/m}^3$ ), která má stejnou hodnotu měřené fyzikální veličiny jako sledovaná částice. Druhy ekvivalentních průměrů jsou odvozeny od chování nebo vlastností částice. Například při popisu pohybu aerosolu v atmosféře je důležitou fyzikální charakteristikou její pádová rychlost. Tento pohyb je dán rovnováhou silového působení na částici mezi silou gravitační a silou třecí. Příslušným ekvivalentním průměrem je aerodynamický průměr (Braniš, 2009).

## 2.2 Velikostní distribuce aerosolu

Jednotlivé částice jsou charakterizované ekvivalentním aerodynamickým průměrem. Atmosférický aerosol je souborem velkého počtu částic (stovky až miliony /  $\text{cm}^3$ ) a různé velikosti (rozsah až 5 řádů). Je nevhodné charakterizovat každou částici souboru, ale je lepší určit počet, povrch nebo hmotnost částic ve vybraných velikostních skupinách (stanovit velikostní distribuci částic aerosolu). Velikostní distribuci lze poté přiřadit vhodné statistické rozdělení dat, které lze charakterizovat stanovením příslušných charakteristik (Braniš, 2009).

Distribuci povrchu částic ukazuje obrázek č. 1. Distribuce je trimodální, se dvěma mody v oblasti jemných částic aerosolu a jedním modelem v oblasti hrubých částic. Hranice mezi jemnými a hrubými částicemi je přibližně  $2,5 \text{ }\mu\text{m}$ . U jemných částic se rozlišují mody nukleační ( $20 \text{ nm}$ ) a akumulární ( $300 \text{ nm}$ ) (Braniš, 2009).

Částice nukleačního modu vznikají při vysokoteplotních procesech (hoření, tavení rud, kovů, svařování) a fotochemických reakcí v atmosféře. Kondenzací horkých par vznikají primární kulové částice, které vzájemnou koagulací vytváří řetězovité agregáty a jejich shluky, nebo mohou koagulovat s částicemi akumulárního modu. Tyto částice převládají co do počtu, ale vzhledem ke své malé velikosti tvoří pouze malou část aerosolu. Částice jsou v tomto modu velmi reaktivní a jejich doba setrvání v atmosféře se pohybuje pouze od vteřin po desítky minut. Doba setrvání závisí na velikosti částic a exponenciálně klesá s rostoucí koncentrací částic, se kterými částice nebo jejich agregáty koagulují. Částice se odstraňují z atmosféry hlavně vymytím, vypršením a difúzí (Braniš, 2009).

Částice akumulárního modu tvoří převážnou část povrchu a podstatnou část hmotnosti atmosférického aerosolu. Vznikají hlavně kondenzací plynů (konverze

plynů na částice), chemickými reakcemi. Dále mohou narůstat kondenzací vody a jiných par na již existující částice a koagulací částic nukleárního modu. Většinou se jedná o sekundární aerosol. Jejich doba setrvání je řádově dny až týdny, a proto jsou částice akumulárního modu nejpočetnější skupinou aerosolů v troposféře. Odstraňují se v mokré depozici vypršením nebo vymytím (Braniš, 2009).

Mod hrubých částic tvoří částice vzniklé mechanickými procesy. Patří sem prach vzniklý větrem nebo dopravní a stavební činností, při spalování uhlí nebo zpracování rud nebo částice resuspendované. Nejmenší mechanicky generované částice mají průměr větší než 0,6  $\mu\text{m}$ . Toto omezení velikosti je dáno adhezními silami mezi částicemi a částicemi a povrchem, na kterém ulpívají. U částic s aerodynamickým průměrem menším než 10  $\mu\text{m}$  se jednotlivé částice neuvolní větrem, ale pouze jejich shluky nebo vrstvy. Doba setrvání v atmosféře je výsledkem rovnováhy mezi sedimentací a turbulentním promícháváním v přízemní vrstvě atmosféry. Ve výšce do 1 km se udrží řádově několik hodin až několik dní. Částice jsou z atmosféry odstraňovány kromě mokré depozice v podobě vymytí také impakcí, intercepce a sedimentací (Braniš, 2009).

### **2.3 Depozice aerosolů**

Aerosolové částice jsou z atmosféry odstraňovány atmosférickou depozicí. Je to velice důležitý proces samočištění atmosféry, který umožňuje přecházet aerosolům do jiných složek prostředí (hydrosféry, litosféry, pedosféry, biosféry, kryosféry). (Hůnová, 2004)

Atmosférická depozice má 2 složky - mokrou a suchou.

Mokrá depozice je spojena se srážkami vertikálními (déšť, sníh, kroupy) nebo horizontálními (námraza, jinovatka, mlha).

Při suché depozici dochází k přestupu látek z ovzduší na vegetaci, zemský povrch nebo mořskou hladinu pomocí procesů sedimentace, impakce nebo absorpce na povrchy látek.

Suchá depozice probíhá neustále, zatímco mokrá depozice je epizodická. Suchá depozice převládá v blízkosti emisních zdrojů (ve městech, v průmyslových aglomeracích a v jejich blízkosti). Mokrá depozice je významnější v tzv. pozadíových oblastech (oblastech bez významných vlastních zdrojů) (Hůnová, 2004).

Částice akumulčního modu slouží jako kondenzační jádra pro vznik srážek nebo jsou vymyty z podoblačné vrstvy, kdy jsou zachytávány kapkami deště. Záchyt aerosolu dešťovou kapkou je komplikovaný proces. Účinnost záchytu roste s dobou a intenzitou deště, s růstem pádové rychlosti a poklesem průměru dešťové kapky (Braniš, 2009).

## 2.4 Vertikální distribuce

Hmotnost aerosolu v atmosféře určuje především přítomnost částic hrubého modu, jehož doba setrvání je dána zejména sedimentací. Proto je vertikální distribuce hmotnosti aerosolu v troposféře monotónní funkcí výšky nad terénem. V delším časovém horizontu obecně platí, že hmotnostní koncentrace aerosolu v atmosféře exponenciálně klesá se vzdáleností od povrchu až do určité výšky, která závisí na druhu povrchu a obsahu vodní páry nad terénem. Pak je koncentrace prakticky konstantní (Braniš, 2009).

Na rozdíl od hmotnosti aerosolu, vertikální distribuce počtu částic v troposféře nemá tak jednoduchý průběh (obrázek č. 2). S rostoucí výškou nad terénem může počet částic s rostoucí výškou klesat nebo stoupat. To je dáno hlavně lokální velikostní distribucí aerosolu.

Přízemní početní koncentrace částic na pozadových stanicích nad kontinentem se liší asi v rozsahu jednoho řádu a je dána z velké části přítomností částic hrubého modu odstraňovaného z atmosféry zejména gravitací. Proto s rostoucí vzdáleností od povrchu četnost částic klesá. Naopak nad mořskou hladinou jsou počáteční početní koncentrace ve značném rozptylu a velikostní distribuce mohou být dosti odlišné. Převládají-li částice ultrajemného aerosolu, pak s rostoucí vzdáleností od povrchu dochází vlivem snížené intercepce s povrchem k poklesu rychlosti úbytku částic, který není kompenzován gravitační sedimentací a četnost aerosolu roste. Pro polární oblasti je charakteristická nízká počáteční koncentrace a nízká variabilita velikostní distribuce daná omezeným počtem zdrojů (Braniš, 2009).

Četnost aerosolu exponenciálně roste nebo klesá se vzdáleností od povrchu až do výšky, která je závislá na typu povrchu země. V případě mořské hladiny se její hodnota pohybuje v rozmezí 290-440 m. V kratších časových intervalech (dny, hodiny) se ale může hmotnost nebo početnost aerosolu s výškou prudce měnit

v závislosti na emisi aerosolu nebo jeho prekurzorů ze zdrojů, na meteorologických parametrech, případně vzniku nových částic z prekurzorů (Braniš, 2009).

Trvalou globální charakteristikou vertikální distribuce aerosolu v atmosféře je jeho zvýšená koncentrace ve výšce mezi 18-30 km (od horní části tropopauzy do spodní části stratosféry). Tato 12 km mocná vrstva atmosféry, nazvaná podle jejího objevitele Jungeho vrstva, obsahuje zejména částice aerosolu 0,1-1  $\mu\text{m}$  velké o koncentraci 0,1 na  $\text{cm}^3$ , což je asi o řád vyšší koncentrace oproti okolním vrstvám atmosféry. Jungeho vrstvu tvoří hlavně sulfátové aniony, které jsou kompenzovány vodíkovými a amonnými ionty a vodou. Sulfátový anion zde vzniká fotooxidací v troposféře stabilního karbonylsulfidu (OCS) nebo je do stratosféry transportován při výbuchu velkých vulkánů. Při sopečné činnosti je do ovzduší uvolňován oxid siřičitý ( $\text{SO}_2$ ), který přechází na kapičky kyseliny sírové pomocí konverze plynu na částici. Tyto kapičky jsou formovány homogenní nukleací zahrnující fotochemické reakce  $\text{SO}_2$  a vodní páry. Jungeho vrstva zvyšuje albedo a jednoznačně přispívá k ochlazení atmosféry (Braniš, 2009; Hinds, 1999).

## **2.5 Zdroje a produkční mechanismy**

Primární aerosoly mají svůj přímý přirozený nebo antropogenní zdroj. Sekundární aerosoly vznikají ze svých prekurzorů. Emise prekurzorů aerosolů ukazuje tabulka č.1. V tabulce č.2 jsou emise primárních aerosolů a v tabulce č.3 jsou odhady sekundárních aerosolů.

### **2.5.1 Prašný aerosol**

Nejvíce prašného aerosolu pochází ze subtropických a tropických oblastí. Emise prašného aerosolu představují jeden z největších příspěvků a mají vysokou prostorovou a časovou variabilitu. Zdrojové oblasti jsou hlavně pouště, vyschlá koryta řek, semi-aridní oblasti, ale také plochy v suchých regionech, kde byla zredukována vegetace nebo byl povrch půdy porušen člověkem. Hlavní zdroje prachu se nacházejí v pouštních oblastech na severní polokouli. Na jižní polokouli jsou emise prachu relativně malé. Částice jsou uvolňované větrem, činností člověka nebo zvětráváním hornin, ke kterému přispívají veliké teplotní gradienty v pouštích.

Velikost prašného aerosolu se pohybuje v rozmezí 0,02-100  $\mu\text{m}$  v závislosti na převládajících podmínkách počasí. Během prašných bouří jsou uvolněny do atmosféry i větší částice. Atmosférická životnost prachu závisí na velikosti částic. Velké částice jsou z atmosféry rychle odstraňovány gravitační sedimentací, zatímco submikrometrové částice mohou mít životnost několik týdnů (d'Almeida, 1991; Penner et al., 2001).

### **2.5.2 Aerosolové částice mořské soli**

Aerosoly mořské vody jsou nejčastější složkou atmosférického aerosolu díky tomu, že vznikají neustále na 2/3 povrchu Země. Částičky mořské soli jsou uvolňovány z moří díky tvorbě bublin vody, které vznikají při dešti, sněžení, přesycení mořské vody, změnou teploty nebo při vlnobití. Hlavním mechanismem je vlnobití. Bubliny mořské vody se po uvolnění dále rozpadají na menší kapky. Kapky se pomalu začnou odpařovat a koncentrace soli roste. Vzniklé aerosolové částice mají průměr 0,05-10  $\mu\text{m}$  a mají velkou variabilitu v životnosti v atmosféře. Proto, stejně jako u prachu, je důležité určit jejich velikostní distribuci. Z moře se uvolňují prvky: N, K, Cl, Ca a Mg. Z těchto prvků pak rekrystalizací a rozpadem po vysušení vzniká NaCl, KCl, CaSO<sub>4</sub>, (NH<sub>4</sub>)<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> apod (d'Almeida, 1991; Penner et al., 2001).

### **2.5.3 Průmyslový prach, primární antropogenní aerosoly**

Doprava, spalování uhlí, výroba cementu, metalurgie a spalování odpadů produkují primární aerosolové částice. Odhady emisí se pohybují od 100-200 Tg/rok. Částice průmyslového prachu mají v průměru 1  $\mu\text{m}$  a nejsou příliš opticky aktivní (Penner et al., 2001).

### **2.5.4 Uhlíkaté aerosoly (organický uhlík a saze)**

Uhlíkaté sloučeniny vytvářejí vysoce variabilní frakci atmosférického aerosolu. Hlavním zdrojem uhlíkatých aerosolů jsou spalování biomasy a fosilních paliv a atmosférická oxidace biogenních a antropogenních těkavých organických látek (VOC). Částice dosahují velikosti submikrometrů, ale některé agregáty mohou být větší. Globální emise organického aerosolu ze spalování biomasy a fosilních paliv je

odhadována na 45-80 Tg/rok a 10-30 Tg/rok. Spalovací procesy jsou hlavním zdrojem sazí. Jejich globální emise se odhadují na 5-9 Tg/rok ze spalování biomasy a 6-8 Tg/rok ze spalování fosilních paliv (tabulka č. 2). Další organické aerosoly pochází z atmosférické oxidace uhlovodíků. Aerosoly vznikají konverzí plynu na částice a dosahují submikrometrových velikostí. Významná je oxidace terpenů a VOC (Penner et al., 2001).

### **2.5.5 Primární biogenní aerosoly**

Primární biogenní aerosoly zahrnují rostlinný detrit, humnové látky, mikrobiální částice (bakterie, houby, viry, řasy, pylová zrna, spóry apod.). Odhady emisí jsou zatím velmi nepřesné (Penner et al., 2001).

### **2.5.6 Sulfáty**

Aerosoly sulfátů jsou produkovány chemickými reakcemi v atmosféře z plynných prekurzorů s výjimkou sulfátů z moře a částic prachu ze sádrovce. Množství aerosolu je závislé na intenzitě zdroje prekurzorů, na transportních mechanismech a na depozici (suché a mokré). Dva hlavní prekurzory sulfátů jsou  $\text{SO}_2$  z antropogenních zdrojů a sopek a dimethylsulfid (DMS) z biogenních zdrojů (převážně z mořského planktonu). Antropogenní  $\text{SO}_2$  pochází hlavně ze spalování fosilních paliv a tvoří 95% síry vyprodukované člověkem.  $\text{SO}_2$  ze sopek má delší životnost (6 dní) a dostává se do vyšších výšek. DMS není vystaven suché depozici a dostane se dostatečně vysoko, aby se vyhnul velkým ztrátám. Naproti tomu nejvíce antropogenního  $\text{SO}_2$  (s životností 0,8-2,9 dny) je uvolněno blízko zemského povrchu, a proto je velká část odstraněna atmosférickou depozicí. Sulfát v aerosolových částicích je přítomen jako  $\text{H}_2\text{SO}_4$ ,  $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$  nebo přechodná sloučenina (Penner et al., 2001).

Dalšími prekurzory sulfátů jsou sulfan ( $\text{H}_2\text{S}$ ), sirouhlík ( $\text{CS}_2$ ), karbonylsulfid (COS), dimethyldisulfid ( $\text{CH}_3\text{SSCH}_3$ ). Sulfan je generován anaerobními biogenními procesy a vulkanickou činností (d'Almeida, 1991).

### **2.5.7 Nitráty**

Nitrátové aerosoly jsou konečným produktem mnoha reakcí plynných prekurzorů z antropogenního i přírodního původu. Prekurzory jsou oxidy dusíku (NO<sub>x</sub>), těžké dusíkaté kyseliny a plynné dusičnany. Plynnými dusíkatými sloučeninami jsou: N<sub>2</sub>O, NO, NO<sub>2</sub>, NO<sub>3</sub>, N<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, NH<sub>3</sub> a peroxyacetylitrát (PAN) (d'Almeida, 1991).

Antropogenními zdroji oxidů dusíku jsou hlavně doprava a spalovací procesy. N<sub>2</sub>O je prakticky nereaktivní a nehraje důležitou roli v reakcích spodní části troposféry. NO může oxidovat za přítomnosti O<sub>2</sub>, O<sub>3</sub>, hydrogenperoxylového radikálu (HO<sub>2</sub>·) a dalších alkylperoxylových radikálů RO<sub>2</sub>· na NO<sub>2</sub>. NO<sub>2</sub> pak dále může reagovat s OH radikálem (OH·) nebo O<sub>3</sub> za vzniku HNO<sub>3</sub>. HNO<sub>3</sub> pak může reagovat za přítomnosti NH<sub>3</sub> na dusičnan amonný (NH<sub>4</sub>NO<sub>3</sub>), který z plynné formy přechází do podoby aerosolu. Hlavními zdroji NH<sub>3</sub> jsou spalovací procesy, uvolňování z umělých hnojiv a zvířecích exkrementů. NH<sub>3</sub> je z atmosféry odstraňován reakcí s H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> za vzniku amonných solí příslušných kyselin. Protože amoniak nevykazuje v atmosféře kyselý charakter, jsou amonné soli nejčastější součástí aerosolových částic (Hůnová, 2004).

### **2.5.8 Vulkanický aerosol**

Dvě složky vulkanických emisí jsou pro tyto aerosoly nejvíce důležité. Jedná se o vulkanický popel a plynné sloučeniny síry. Emise síry pocházejí hlavně z SO<sub>2</sub>, v menší míře z H<sub>2</sub>S a SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> aerosolů. Sulfan oxiduje na SO<sub>2</sub> během 2 dnů v troposféře nebo během 10 dnů ve stratosféře. Odhady emisí jsou značně nejisté kvůli malému množství změřených hodnot, variabilitě mezi zdroji a rozdílné aktivitě vulkánů. Účinnost vulkanické síry v produkci sulfátových aerosolů je asi 4,5x vyšší než z antropogenních zdrojů. Hlavním důvodem je, že SO<sub>2</sub> z vulkánů má delší životnost a proniká do vyšších výšek. Při mohutných erupcích se SO<sub>2</sub> dostává až do stratosféry a zde pak kapičky H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> tvoří tzv. Jungeho vrstvu (Penner et al., 2001).

## **3. Klima a klimatická změna**

### **3.1 Počasí a klima**

Počasí je definováno jako okamžitý stav atmosféry nad daným místem a vývoj jednotlivých synoptických systémů ze dne na den. Počasí se může změnit během

hodiny nebo dne. Z pohledu několika desítek let vytváří režim, který je pro dané území charakteristický (Braniš, 2009).

Klima (podnebí) je typický režim počasí za několik desetiletí. K popisu klimatu se užívají průměry teploty vzduchu, atmosférických srážek, slunečního svitu, rychlosti větru, vlhkosti vzduchu a dalších klimatických charakteristik za delší období. Vedle průměrných hodnot je třeba při popisu klimatu udat také řadu statistických charakteristik, které vyjadřují kolísání kolem průměru, proměnlivost ze dne na den i výskyt extrémních jevů. Často se používá definice, podle které je to dlouhodobý charakteristický režim počasí podmíněný bilancí energie, atmosférickou a oceánskou cirkulací, vlastnostmi zemského povrchu i činností člověka (Braniš, 2009).

### **3.2 Klimatický systém**

Pokud chceme pochopit procesy, které se podílejí na utváření klimatu, musíme studovat nejen děje v atmosféře, ale i na pevninách, v ledovcích a v biosféře. Všechna tato prostředí vytvářejí tzv. klimatický systém.

Klimatický systém se skládá z pěti základních složek: atmosféry, hydrosféry, kryosféry, litosféry a biosféry. Klimatický systém je systém otevřený a neustále mezi ním a kosmickým okolím probíhá výměna energie a hmoty. Těmto výměnám jsou vystaveny i jeho jednotlivé složky, a to jak mezi sebou, tak i mezi svými jednotlivými subsystemy. Uvnitř klimatického systému probíhá neustále veliké množství procesů různých prostorových, časových i energetických měřítek.

Atmosféra se vyznačuje rychlými změnami, rychlou reakcí na působící vnější vlivy (např. sluneční záření) i na přenosy energie a hmoty mezi svými subsystemy (např. uvolňování latentního tepla při vypadávání srážek v atmosféře). V mezní vrstvě se může jednat o hodiny až dny, ve volné atmosféře o týdny až měsíce. Naproti tomu oceány mají větší setrvačnost, v horních vrstvách od měsíců po roky, v hlubinách od desítek let až po staletí či tisíciletí. U pevninských ledovců může být časová odezva několik století, u ledovcových štítů Antarktidy a Grónska i několik milionů let. Další procesy, jako pohyb kontinentů, můžeme považovat prakticky za konstantní.

Celý klimatický systém můžeme rozdělit na relativně rychle proměnlivý vnitřní systém a pomalu se měnící vnější systém. Hranice mezi vnějším a vnitřním systémem závisí na časovém měřítku zkoumaných změn.



Klimatický systém je velice složitý a je propojen složitými vazbami. Tyto vazby mohou počáteční poruchu zesilovat (kladné zpětné vazby) nebo zeslabovat (negativní zpětné vazby).

Vnější systém může ovlivňovat chování vnitřního klimatického systému (tzv. vynucené chování vnitřního systému). Mezi externí přirozené faktory patří především sluneční záření dopadající na horní hranici atmosféry. Periodické vnější působení (např. změny sluneční radiace) může vést k oscilacím vnitřního systému, jako je denní a roční chod teploty. I při prakticky neměnných vnějších podmínkách prochází vnitřní klimatický systém mnoha odlišnými stavy způsobenými vnitřními vazbami a složitými interakcemi mezi subsystémy. Klimatický systém má tak svou vnitřní variabilitu. Příkladem může být jev ENSO (Braniš, 2009).

### **3.3 Energetická bilance Země a skleníkový efekt**

Klima je výsledkem složitého řetězce vzájemně propojených procesů. Hlavním zdrojem energie pro klimatický systém je Slunce. Čím výše je slunce nad obzorem, tím více energie zemský povrch získá. Sluneční záření prochází atmosférou, kde je část záření pohlcena, asi třetina je rozptýlena a odražena (mraky, aerosoly, zemským povrchem) zpět do kosmu (Obr. 3). Množství slunečního záření dopadajícího na zemský povrch je tedy menší než na horní hranici atmosféry a závisí na zeměpisné šířce, období roku i na složení atmosféry. Některé povrchy pohltí značnou část záření, jiné (např. sníh) naopak větší část záření odrazí zpět do atmosféry (Braniš, 2009). Odrazivost zemského povrchu se nazývá albedo. Albedo je definované jako poměr množství slunečního záření odraženého a dopadlého. Kromě absorbovaného slunečního záření zemský povrch sám vyzařuje dlouhovlnné neboli tepelné záření a tím se ochlazuje. Dlouhovlnné záření je převážně tvořeno vlnovými délkami záření řádově  $10^{-5}$ - $10^{-6}$  (Bednář, 2005).

Za problémy globálního rázu je pokládáno zesilování skleníkového efektu a s ním související změny klimatu. Skleníkový efekt je důležitý mechanismus, který ovlivňuje teplotu atmosféry, a tím i celý klimatický systém. Tento mechanismus existuje od pradávna a souvisí se vznikem prvotní atmosféry na Zemi. Skleníkový efekt zajistil průměrné teploty při zemském povrchu kolem 15-30° C, které byly vhodné pro rozvoj primitivních forem života. Skleníkový efekt můžeme rozdělit na složku přirozenou a antropogenní. Přirozený skleníkový efekt je vyvolán tzv.

přirozenými skleníkovými plyny a je považován za pozitivní. Pokud by neexistoval, byla by teplota na Zemi o řádově 30-33° C nižší a neexistoval by život (Hůnová, 2004).

Antropogenní skleníkový efekt (zesílený skleníkový efekt) vzniká v důsledku zvýšení skleníkových plynů antropogenní činností.

Při tomto jevu dochází k podobnému jevu jako v zahradním skleníku. Větší část záření proniká k zemskému povrchu a ohřívá jej. Zemský povrch vyzařuje infračervené záření (tepelnou radiaci), čímž se ochlazuje a ohřívá ovzduší. Část tohoto záření je pohlcena skleníkovými plyny, které brání úniku tepla. Jedná se o tzv. zpětnou radiaci atmosféry (Hůnová, 2004).

Skleníkový efekt je důležitý prvek ovlivňující klima Země. Pokud je klimatický systém v rovnováze, je energie pohlceného slunečního záření stejná jako energie vyzářená do vesmíru zemským povrchem a atmosférou. Faktory, které tuto rovnováhu a zároveň klima ovlivňují, se nazývají radiační činitelé (koncentrace skleníkových plynů, sluneční záření, odrazivost) (Hůnová, 2004).

K velikému nárůstu emisí skleníkových plynů došlo po průmyslové revoluci. Hlavními činnostmi spojenými se vzrůstem emisí skleníkových plynů jsou: spalování fosilních paliv, změny ve využívání zemského povrchu a využívání chlorovaných uhlovodíků. To vede ke zvyšování pohlcené energie ve spodních vrstvách atmosféry a k následnému růstu teploty zemského povrchu. Za posledních 100 let se střední globální teplota při zemském povrchu zvedla o 0,3-0,6° C. Vzhledem k přirozené variabilitě ale přesně nevíme, jak k tomu přispěly skleníkové plyny. Pro srovnání, za posledních 10 000 let střední globální teplota kolísala v rozmezí 1-2° C (Hůnová, 2004).

Nejdůležitějším skleníkovým plynem je vodní pára. Druhým nejdůležitějším plynem je CO<sub>2</sub>, který přispívá ke globálnímu oteplování asi ze 65%. Dále jsou to halogenované uhlovodíky (freony) s příspěvkem 20%, metan (CH<sub>4</sub>) s příspěvkem 10%, oxid dusný (N<sub>2</sub>O) s příspěvkem 5% a ozon (O<sub>3</sub>), jehož příspěvek je obtížně kvantifikovatelný (Hůnová, 2004).

Podíl skleníkových plynů na globálním oteplování závisí na jejich koncentraci v atmosféře, době setrvání v atmosféře a na účinnosti v pohlcování energie. Freony mají v atmosféře sice nízkou koncentraci, ale jejich podíl na oteplování je významný díky době setrvání až 100 let a 1000x větší účinnosti v pohlcování tepelné radiace než má CO<sub>2</sub>. K porovnání podílu různých plynů na oteplování se používá tzv.

globální oteplovací potenciál (GWP), který vztahuje plyny k CO<sub>2</sub>, jež má hodnotu 1 (Hůnová, 2004).

### **3.4 Změna klimatu**

Změnou klimatu se obecně rozumí změna vyvolaná jakýmkoli vnějším nebo vnitřním faktorem, včetně změn vyvolaných lidskou činností. V Rámcové úmluvě OSN o změně klimatu se pod změnou klimatu rozumí změna vyvolaná přímo nebo nepřímo lidskou činností, a to takovou, která vede ke změnám ve složení atmosféry v globálním měřítku a která představuje přídavek k přirozené proměnlivosti klimatu ve srovnatelných časových obdobích (Braniš, 2009).

#### **3.4.1 Změny klimatu v minulosti Země**

Pro posuzování zákonitostí současného klimatu a jeho dalšího vývoje je třeba poznat klima, jaké bylo v minulosti. V historii Země se střídala dlouhá teplá období bez polárních čepic s obdobími chladnějšími, kdy existovala rozsáhlá pevninská zalednění. Tyto epochy se vyskytovaly nepravidelně. Před asi 2,2 miliardami let a před 700 miliony došlo k náhlým změnám průměrné teploty povrchu Země až o 50° C, které mohly být důsledkem jak pádů meteoritů, rychlým uvolněním skleníkových plynů nebo způsobeny jinými příčinami. Země v té době rychle přecházela ze stavu tzv. sněhové koule do tropického klimatu. Během mladšího prekambria, jež začalo asi před 1 mld. let, nastala 3 ledová období, která trvala asi 100 milionů let. Za poslední 2 miliony let se vystřídalo kolem 50 dob ledových, kdy pevninské ledovce zasahovaly hluboko do mírných šířek, a teplejších dob meziledových, kdy led ustupoval k pólům. Zpočátku se střídaly v cyklu 40 000 let, během posledního milionu let se cyklus ustálil a doby ledové v něm trvají asi 100 000 let a jsou střídány doby meziledovými o délce 10 000-30 000 let. Poslední doba ledová vrcholila před 20 000 lety. Vývoj průměrné teploty ukazuje obrázek č. 4. Ledovcový štít pokrýval severní Evropu a zasahoval až na naše území. Teplota vzduchu byla ve srovnání s dneškem asi o 10° C nižší. Led vázal veliké množství vody a hladiny oceánů byly 120 m pod současnou úrovní (Braniš, 2009).

Poté se začalo oteplovat. Nejteplejším obdobím bylo v Evropě bylo období asi před 9-6 tisíci lety, nazývané klimatické optimum holocénu, kdy byla v létě teplota o 1,5-

2° C vyšší než dnes. Poté teplota mírně klesala. Za zmínku stojí ještě teplé období středověku (9.-14. století) a tzv. malá doba ledová (16.-19. století), kdy se ale střídaly chladné a teplé výkyvy teplot. Od druhé poloviny 19. století se začala teplota opět zvyšovat (Braniš, 2009).

### 3.4.2 Příčiny klimatický změn

Změna klimatu může být vyvolána řadou vnějších a vnitřních faktorů včetně lidské činnosti. Po většinu času se změny odehrávaly bez přítomnosti člověka (tzv. přirozené změny). Mezi přirozené změny patří zejména změny sluneční konstanty, změny oběžné dráhy Země kolem Slunce, změny rozložení pevnin a oceánů, horotvorné procesy, sopečná činnost, změny fyzikálních a chemických vlastností oceánů, oceánská cirkulace, změny stavu biosféry. Při těchto procesech se může měnit složení atmosféry. Změny mohou být vyvolány i vnitřní dynamikou klimatického systému, např. interakcemi mezi oceánem a atmosférou (Braniš, 2009). Oceánská cirkulace, např. velký oceánský přenos, může vést ke změnám podnebí, které mohou trvat několik let až tisíciletí. Tento cyklus proudění hlubinné studené vody, která se ohřívá a vrací zpět, trvá 500 až 2000 let.

Sluneční aktivita v podobě slunečních skvrn (tmavé oblasti na povrchu Slunce) je cyklická a každých 11 let nastává maximum. Kolísání zemského magnetického pole, které vyvolává sluneční aktivita, má periodu 22 let.

Nejdůležitější teorií dlouhodobých změn je tzv. Milankovičova teorie, která se vztahuje ke změnám v oběhu Země kolem Slunce. Teorie spojuje tři periodické změny ročního oběhu Země kolem Slunce s průběhem dob ledových. Tyto změny se projeví v množství dopadajícího slunečního záření na jednotlivá místa na Zemi. Zemská osa opíše okruh každých 26 tisíc let, náklon zemské osy kolísá každých 41 tisíc let a oběžná dráha Země se stává více eliptickou každých 100 tisíc let a méně eliptickou každých 400 tisíc let.

Sluneční soustava pomalu obíhá kolem galaktického centra s oběžnou dobou 240 tisíc let a prochází prachovými pásy, které zeslabují dopadající sluneční záření.

V období přístrojových měření se mohly na kolísání klimatu podílet zejména: sluneční činnost, přirozené aerosoly (např. aerosoly spojené s vulkanickou činností), interakce atmosféry s oceánem. Člověk ovlivňoval své okolí neustále. Dnes působí na klima nejen v lokálním a regionálním měřítku, ale i globálním. Člověkem

způsobené změny se často dělí na změny ve složení atmosféry a změny ve využívání krajiny (Braniš, 2009).

### **3.4.3 Určování klimatický změn**

Pro posuzování zákonitostí klimatu a jeho dalšího vývoje je důležité poznat klima v minulosti. Protože přímá měření klimatických charakteristik existují teprve od 19. století, využívá se pro rekonstrukci klimatu tzv. proxy dat (zástupná data). Jsou využívány např. hlubinné sedimenty, zkameněliny, mořské korály, pyl a dendrochronologické údaje nebo vrty v ledovcích. Srážky se určují z roční tloušťky ledové vrstvy, chemickou analýzou se zjistí teplota, vzduchové bubliny nesou informace o složení atmosféry, míra prachu udává větrnost a kyselost signalizuje sopečné události na Zemi (Braniš, 2009).

### **3.5. Modelování klimatického systému a změn klimatu**

Klimatické modely nám pomáhají nalézt odpovědi na otázky, co se může stát s klimatickým systémem, pokud se budou měnit koncentrace skleníkových plynů nebo koncentrace aerosolů v atmosféře. K tomu se používají globální a regionální klimatické modely. Klimatický model je matematická reprezentace fyzikálních a chemických procesů probíhajících v klimatickém systému. Globální klimatické modely mají v současné době 3 složky: model atmosféry, model oceánu a model kryosféry. Dynamické jádro atmosférického i oceánského modelu tvoří soustava rovnic vycházející ze základních fyzikálních zákonů zachování hmoty, energie a hybnosti. Početně se klimatické modely řeší v síti uzlových bodů, jejichž vzdálenost je v současnosti několik stovek km. Procesy menších měřítek se parametrizují. Regionální modely pracují v rozlišení několika desítek km. Dnešní generace klimatických modelů slouží i k odhadu budoucího vývoje. Modely se postupně vylepšují zlepšením fyzikálních parametrizací, zjemňováním rozlišení, stanovením neurčitostí. Důraz je kladen na porozumění a zpřesnění chemickým procesů, cyklů a zpětných vazeb mezi těmito cykly a změnami klimatu (Braniš, 2009).

#### 4. Radiační účinky aerosolů

Antropogenní zásahy do složení atmosféry vedou k narušování radiačních toků v atmosféře, k narušování radiační bilance atmosféry a zemského povrchu. Velikost této radiační poruchy (radiative forcing) v globálním průměru se udává ve  $W \cdot m^{-2}$ . Někdy se pro termín radiative forcing používá výraz radiační působení nebo radiační účinnost. Termín poukazuje na to, že radiační rovnováha Země je mimo svůj normální stav. (Braniš, 2009; Forster et al., 2007)

Radiační působení je definováno jako změna bilance radiačních toků (krátkovlnných a dlouhovlnných) v tropopauze vyhodnocená po přizpůsobení teplot ve stratosféře radiační rovnováze. Teploty při zemském povrchu a v troposféře zůstávají zachovány (Ramswamy et al., 2001).

Pokud radiační účinek má za následek ohřívání zemského povrchu, hovoříme o kladném radiačním působení, pokud naopak vede k poklesu teploty zemského povrchu, jde o záporné radiační působení. Na změně radiačních podmínek v posledních stoletích se podílejí kromě skleníkových plynů také aerosoly (Braniš, 2009). Stanovení radiačního působení aerosolů je více komplexní než stanovení radiačního působení skleníkovými plyny, protože hmotnostní a početní koncentrace aerosolů je vysoce variabilní v prostoru a času. Tato vyšší variabilita je spojená s mnohem kratší délkou setrvání částic aerosolu v atmosféře oproti skleníkovým plynům. K odhadu radiačního působení je zapotřebí časová a prostorová distribuce aerosolů a znalost radiačních vlastností aerosolů. Důležitými parametry jsou: velikostní distribuce, změna ve velikosti díky relativní vlhkosti vzduchu, komplex refrakčních indexů a rozpustnost aerosolových částic. K odhadům radiačního působení je také třeba rozeznat přirozené a antropogenní aerosoly (Penner et al., 2001).

Aerosoly mohou ovlivňovat radiační toky buď přímo, rozptylem a absorpcí slunečního a dlouhovlnného záření – tzv. přímý účinek, nebo nepřímo, tvorbou kondenzačních jader oblaků prostřednictvím změn mikrofyzikálních a tedy i radiačních vlastností oblačnosti a množstvím oblačnosti a životností oblaků – tzv. nepřímý účinek (Penner et al., 2001).

## 4.1 Přímý účinek aerosolů

Koncentrace troposférických aerosolů vlivem antropogenních emisí rostou. Aerosoly jsou na Zemi rozloženy nehomogenně, podléhají chemickým a fyzikálním transformacím a jsou ve velké míře odstraňovány atmosférickými srážkami.

Přímým účinek aerosolů je mechanismus, kterým aerosoly odrážejí nebo absorbují krátkovlnnou nebo dlouhovlnnou radiaci a tak ovlivňují radiační bilanci atmosféry a Země (Forster et al., 2007).

### 4.1.1 Optické vlastnosti aerosolů a mechanismy účinků

Klíčovými parametry pro určování přímého radiačního působení jsou aerosolové optické vlastnosti (jednoduché rozptylové albedo (single scattering albedo), koeficient extinkce (extinction coefficient) a rozptylová fázová funkce (scattering phase function), které se mění v závislosti na vlnové délce, relativní vlhkosti. Dále záleží na horizontálním a vertikálním atmosférickém obsahu a geografické distribuci aerosolu, která se mění v závislosti na čase (Haywood a Boucher, 2000).

Přímé sluneční záření je v atmosféře zeslabováno rozptylem a absorpcí. Rozptyl slunečního záření na aerosolových částicích má vzhledem k vlnové délce neutrální charakter, tzn. že různé vlnové délky jsou stejně účinně rozptylovány a rozptýlené světlo má přirozenou bílou barvu. Rozložení účinnosti rozptylu je zde jiné než u rozptylu na molekulách. Rozptyl na částicích má silně asymetrický charakter, většina rozptýleného záření směřuje do poměrně úzkého prostorového úhlu kolem směru původních přímých slunečních paprsků (Bednář, 2003).

Druhým činitelem ovlivňujícím průchod slunečního záření atmosférou je absorpce. Zeslabení přímého slunečního záření popisuje Beerův zákon ( $dI = -\beta I ds$ ), kde  $dI$  je zeslabení paprsku o původní intenzitě  $I$  na dráze délky  $ds$  a konstanta úměrnosti  $\beta$  představuje objemový koeficient extinkce (zeslabení).

Koeficient extinkce  $\beta$  je určen součtem koeficientu rozptylu  $\beta_r$  a koeficientu absorpce  $\beta_a$ :  $\beta = \beta_r + \beta_a$

Hmotový koeficient extinkce  $\beta'$  se vyjadřuje:  $\beta' = \beta/\rho$

( $\rho$  vyjadřuje hustotu vzduchu)

Koeficienty extinkce, rozptylu a absorpce silně závisí na vlnové délce. Výpočty je proto třeba provádět rozdělením slunečního spektra na intervaly a výsledky pak

sečteme přes všechny intervaly. Pro přímé sluneční záření celková extinkce roste s klesající vlnovou délkou.

Jednoduché rozptylové albedo ( $\omega = \beta_r / \beta$ ) je frakce extinkce paprsku, který je odražen částicí. Pro perfektně absorbující aerosoly je rovno 0 a pro perfektně rozptylující 1.

Rozptylová fázová funkce představuje angulární distribuci rozptýlené energie.

Rozptyl na aerosolech vede k negativním přímému radiačnímu působení. Částečně absorbující aerosoly mohou projevit negativní radiační působení ve vyšších vrstvách atmosféry nad temnými povrchy jako jsou oceány nebo lesy a pozitivní působení nad světlými povrchy jako jsou pouště, sníh, led nebo pokud jsou aerosoly nad mraky. Oba tyto mechanismy snižují krátkovlnné záření u povrchu. U dlouhovlnného záření je přímé radiační působení významné, pokud jsou aerosolové částice velké a vyskytují se ve velkých koncentracích ve vyšších výškách. Radiační působení bude u povrchu přibližně stejné jako ve vyšších vrstvách atmosféry pro rozptylující aerosoly, ale pro částečně absorbující může být povrchové radiační působení mnohem silnější. (Forster et al., 2007).

Sulfáty jsou výhradně rozptylující aerosol napříč slunečním spektrem ( $\omega = 1$ ) s malým stupněm absorpce v oblasti blízké dlouhovlnné radiaci. Naopak saze silně absorbují radiaci. Přítomnost sazí v atmosféře nad vysoce odrazivými povrchy jako je led, sníh nebo oblaka, může zapříčinit významné pozitivní radiační působení (Ramaswamy et al., 2001).

Největší přímé radiační působení sulfátů se vyskytuje nad nebo blízko regionům průmyslové aktivity. Nad Východním USA, střední Evropou a východní Čínou může radiační působení vyrovnat nebo být větší než radiační působení skleníkových plynů. V jiných oblastech, zvláště na jižní polokouli, je negativní aerosolové působení mnohem slabší a radiační působení skleníkových plynů dominuje. Při takovémto porovnání radiačního působení regionů musíme být opatrní, protože klimatická změna nad regionem může být ovlivněna změnou v cirkulaci atmosféry jako odpověď atmosféry na radiační působení v jiném regionu (Bolin et al., 1994).



#### 4.1.2 Globální průměrné radiační působení

Sulfáty, organický uhlík ze spalování fosilních paliv, saze ze spalování fosilních paliv, aerosoly vznikající při spalování biomasy, dusičnany a prach jsou významné antropogenní složky a mají významný přímý radiační účinek (Penner et al., 2001).

Celkové antropogenní radiační působení přímého účinku aerosolů, odvozené z modelů a pozorování je odhadováno na  $-0,5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  s neurčitostí  $[\pm 0,4 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}]$  a se stupněm vědeckého poznání nízké-střední (tabulka č. 4 a graf č. 1) (TS, 2007).

Přímý vliv na energetickou bilanci Země mají zejména následující antropogenní aerosoly. Přímé antropogenní radiační působení sulfátů se odhaduje na  $-0,4 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$   $[\pm 0,2 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}]$ , vliv organických uhlíkatých sloučenin na  $-0,05 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$   $[\pm 0,05 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}]$ , vliv sazí ze spalování fosilních paliv na  $+0,2 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$   $[\pm 0,15 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}]$ , vliv aerosolů ze spalování biomasy na  $+0,03 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$   $[\pm 0,12 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}]$ , vliv nitrátů na  $-0,1 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$   $[\pm 0,1 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}]$  a vliv prašného aerosolu na  $-0,1 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$   $[\pm 0,2 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}]$ . Odhad pro aerosoly ze spalování biopaliv je silně ovlivněn účastí aerosolů na tvorbě mraků (tabulka č. 4 a graf č. 1) (TS, 2007)

Aerosolové modely jsou nyní vylepšené a dovolují začlenit všechny aerosolové složky. Zlepšená satelitní pozorování, pozemní pozorování, pozorování in situ, umožnili lepší ověření aerosolových modelů. Nejlepší odhady a rozsahy nejistot celkového aerosolového radiačního působení jsou založeny na kombinaci modelových studií a pozorování. Přímé radiační působení jednotlivých aerosolových složek je méně přesné než celkové aerosolové radiačního působení (TS, 2007; Forster et al., 2007).

Největšími nejistotami v odhadu přímého radiačního působení jsou: emisní zdroje, vertikální struktura aerosolu, optické vlastnosti a míšení a oddělení od přirozeného pozadíového aerosolu Forster et al., 2007).

#### 4.2 Nepřímý účinek aerosolů

Aerosoly mohou sloužit jako kondenzační jádra, na kterých se tvoří oblačné kapičky. Radiační působení nastává díky odrazu (albedu) sluneční radiace od oblaků. Na planetárním albedu Země (asi 0,3) má nejvyšší podíl odraz slunečního záření od oblaků, jejichž vlastní albedo se pohybuje od 0,5-0,8 (Bednář, 2005).

Nepřímý účinek je mechanismus, kterým aerosoly mění mikrofyzikální a tím i radiční vlastnosti, množství a životnost oblaků. Klíčovým parametrem k určení nepřímého účinku je účinnost aerosolových částic tvořit zárodky oblačných kapek, které jsou funkcí velikosti částic, chemického složení, skupenství a okolního prostředí (Penner et al., 2001).

#### **4.2.1 Mikrostrukturální procesy v oblacích**

Základním procesem nezbytným pro vytvoření oblaků je kondenzace vodní páry. Z termodynamiky a laboratorních podmínek vyplývá, že v homogenním plynném prostředí je vznik zárodků kapiček vody spontánním spojováním jednotlivých molekul vody nesmírně energeticky náročným a nepravděpodobným dějem, který může nastat jedině při přesycení vodní páry řádově několik set %. V reálné atmosféře dochází ke kondenzaci prakticky ve všech případech, kdy je dosaženo 100% nasycení vodní páry vůči rovinnému povrchu. Jediné vysvětlení spočívá v existenci určitých aerosolových částic, které díky svým vhodným fyzikálně-chemickým vlastnostem mohou působit jako účinná centra kondenzace a usnadňovat vznik zárodků kapiček. Tyto částice se nazývají kondenzační jádra a velikosti jejich poloměru dosahují  $10^{-8} - 10^{-5}$  m. Kondenzační jádra s poloměrem větším než  $10^{-6}$  m se nazývají obří kondenzační jádra a jejich počet je o několik řádů menší než počet všech účinných jader.

Pokud kondenzuje vodní pára na nějaké vodou smáčitelné aerosolové částice určité velikosti, vznikající zárodek kapičky snáze překoná kritické počáteční stadium. Kondenzace je snazší u pórovitých, ve vodě nerozpustných, ale smáčitelných částic. Zde se mohou vytvářet v pórech duté vodní povrchy s opačným zakřivením, než je u povrchu kapek (tzv. kapilární kondenzace). Tlak vodní páry se nad dutým povrchem snižuje a kondenzace je tak snazší. Mnohé aerosolové částice jsou tvořeny látkami rozpustnými ve vodě (např. mořskými solemi). Vzniklé kapičky pak obsahují roztok určité látky. Tlak nasycené páry nad roztokem je vždy nižší než tlak nasycené vodní páry nad čistou vodou, což usnadňuje kondenzaci. Podobně působí také částice s elektrickým nábojem (Bednář, 2003).

Proces mrznutí vodních kapiček a vznik ledových částic v oblacích je opět velice energeticky náročný v homogenní čisté fázi. Vodní kapičky v oblacích proto zůstávají v kapalné fázi i velmi hluboko pod bodem mrazu (tzv. přechlazené vodní

kapičky). Kapalná voda v oblacích byla prokázána při  $-42^{\circ}\text{C}$ . Při vyšších teplotách je ke zmrznutí třeba, aby uvnitř existovalo jádro (pevné částice), které při kritické teplotě nižší než  $0^{\circ}\text{C}$  a dané jeho vlastnostmi začne působit jako centrum krystalizace a dochází ke zmrznutí kapičky. Tyto částice nazýváme ledovými nebo krystalizačními jádry. Mohou tak působit např. půdní částice (Bednář, 2003).

#### **4.2.2 Vznik srážek**

Na počátku vývoje oblaku vzniká na povrchu kondenzačních jader velký počet malých kapiček mikrometrových velikostí s koncentrací  $10^4$  v krychlovém centimetru. Mechanismus vzniku padajících atmosférických srážek spočívá v tom, že část maličkých vodních kapek nebo ledových jader začne narůstat na úkor ostatních. Ve smíšených oblacích ledová jádra narůstají na úkor přechlazených kapiček vody a po dosažení kritické velikosti mohou vypadávat srážky. Druhým způsobem narůstání kapek je process koalescence, kdy kapky narůstají vzájemným srážením kapek.

#### **4.2.3 Radiační mechanismy spojené s nepřímým účinkem**

Na obrázku č. 5 jsou znázorněny mechanismy spojené s nepřímým účinkem aerosolových částic.

Mikrofyzikálně indukovaný efekt na početní koncentraci oblačných kapek a tím i na velikost kapiček se stálým obsahem kapalné vody se nazývá efekt albeda oblaků (cloud albedo effect).

Mikrofyzikálně indukovaný efekt na obsah kapalné vody, výšku a životnost mraků se nazývá efekt životnosti oblaků (cloud lifetime effect).

Polopřímý efekt (semi-direct effect) je mechanismus, kterým absorpce krátkovlnné radiace troposférickými aerosoly vede k oteplení troposféry tak, že postupně mění relativní vlhkost a stabilitu troposféry a tím ovlivňuje tvorbu a životnost mraků (Forster et al., 2007).

#### **4.2.4 Globální průměrné radiační působení**

Celkové antropogenní nepřímé radiační působení všech aerosolů díky účinku albeda mraků je odhadováno na  $-0,7\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$   $[-0,3; -1,8\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}]$  s nízkým stupněm vědeckého

poznání (tabulka č. 4 a graf č. 1). Rozsah působení je regionální až globální (TS, 2007).

Začleněním více aerosolových druhů a lepším pochopením interakcí mezi aerosoly a mraky vedlo k nejlepším odhadům účinku albeda mraků. Nejistoty v měření a modelování jsou ale stále velké. Další účinky aerosolů zahrnují efekt životnosti mraků, polopřímý efekt a interakci aerosolu s mraky z ledových krystalků. Tyto efekty jsou považovány za část klimatické odpovědi spíše než jako radiační působení (TS, 2007).

### **4.3 Účinek stratosférických aerosolů**

Vulkanické aerosolové sulfáty vznikají jako výsledek oxidace sirných plynů, hlavně  $\text{SO}_2$  a v menší míře  $\text{H}_2\text{S}$ , emitovaných explozivní činností sopek do stratosféry. Částice vznikají konverzí plynu na částice a mohou vydržet ve stratosféře až po dobu několika let. Při sopečné erupci se do ovzduší dostává také velké množství částic sopečného popela. Tyto částice jsou obvykle větší než  $2 \mu\text{m}$  a rychle sedimentují ze stratosféry díky gravitaci (během 3 měsíců), ale i tak mohou hrát důležitou roli v radiačních poruchách bezprostředně po erupci.

Hlavním radiačním účinkem je zvýšení rozptylu solární radiace, který snižuje celkovou radiaci dopadající na troposféru, povrch Země, a tím způsobuje ochlazení (Forster et al., 2007).

Explozivní vulkanické erupce mohou způsobovat velké radiační účinky způsobující přechodné narušení radiační bilance Země. Krátkovlnné i dlouhovlnné účinky jsou citlivé na mikrofyzikální charakteristiky.

Globální pozorování vulkanického aerosolu posledních 25 let bylo umožněno díky vzrůstajícímu počtu satelitů. Dříve jsme se museli spolehnout na měření ze země a balónová pozorování, která vedla k porozumění optických účinků a mikrofyzikálnímu vývoji vulkanického aerosolu. Omezené informace o dávných vulkanických erupcích před tisíceletími můžeme získat z ledovcových vrtů v Grónsku nebo na Antarktidě, které obsahují sulfáty. Takto získaná data (proxy data) jsou dosti nepřesná. Neznáme přesnou distribuci aerosolu, jednotlivé erupce se mohou překrývat a získáme jen omezené informace o aerosolové mikrofyzikálních vlastnostech (Forster et al., 2007).

Nejlépe zdokumentovanou vulkanickou erupcí je erupce vulkánu Mt. Pinatubo na Filipínách z roku 1991. Pozorování této erupce poskytlo základy pro modelování radiačního působení vulkanických erupcí. Pouze erupce vulkánů Tambora v roce 1815 a sopky Krakatoa v předminulém století byly silnější. Pokud nepočítáme dávné erupce, jakými byla například erupce supervulkánu Toba před 71 tisíci lety. Během 6 let po erupci sopky Toba se vytvořilo ve stratosféře kolem 2200-4400 Tg aerosolových kapiček kyseliny sírové. Tato erupce mohla zapříčinit zvýšené ochlazování během počátečních 200 let a tento účinek trval asi 1000 let. Při výbuchu sopky Mt. Pinatubo bylo vyvrženo do atmosféry obrovské množství SO<sub>2</sub> a H<sub>2</sub>S a vzniklo kolem 30 Tg aerosolových částic. Nad výškou 20 km se aerosolový prach pohyboval rychle západním směrem a během 3 týdnů kompletně obklopil Zemi (Kondratyev, 1999).

Erupce sopky Mt. Pinatubo dosáhla maximálního radiačního působení  $-3 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  během jednoho roku. Po dvou letech to byl  $-1 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ . Během prvních dvou let bylo radiační působení erupce srovnatelné s radiačním působením skleníkových plynů. Ochlazení povrchové teploty Země dosáhlo maxima 0,3-0,5° C během roku 1992. Pro simulace klimatického dopadu aerosolů erupce Mt. Pinatubo bylo použito obecných cirkulačních modelů. Tyto simulace vypočítaly účinek maximálního ochlazení v rozsahu 0,4-0,6 °C a jsou tak ve shodě s pozorováními (Bolin et al., 1994; Ramaswamy et al., 2001).

Důležitou otázkou zde je, zda-li jsou změny skleníkových plynů a aerosolů spojeny s přírodními faktory. Klíčovou otázkou je pak, zda-li zde byl nějaký trend ve vulkanické aktivitě po industrializaci. To je nejisté. Variace ve výskytu klimaticky významných erupcí může být faktor, který by vysvětloval některé meziroční a mezidekádové klimatické změny.

## 5. Závěr

Cílem této bakalářské práce bylo zhodnotit roli aerosolu v klimatické změně. O tom, že člověk dnes značnou měrou přispívá ke globální klimatické změně není pochyb. Antropogenní zásahy do složení atmosféry vedou k narušování radiačních toků v atmosféře, k narušení radiační bilance atmosféry a zemského povrchu.

Aerosoly ovlivňují radiační toky přímo, rozptylem a absorpcí slunečního záření nebo nepřímo prostřednictvím mikrostrukturálních změn oblaků a tím i jejich radiačních vlastností. Přímý antropogenní účinek vede k ochlazení zemského povrchu. Dlouhodobým výzkumem odborníků z Mezivládního panelu pro změnu klimatu (IPCC) byly zjištěny následující závěry. Největší záporné radiační působení mají sulfáty ( $-0,4 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) [ $\pm 0,2 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ], následují nitráty a prašný aerosol ( $-0,1 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) [ $\pm 0,1; 0,2 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ]. Saze silně absorbují radiační záření a mají kladné radiační působení. Celkové antropogenní radiační působení přímého účinku aerosolů je odhadováno na  $-0,5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  s neurčitostí [ $\pm 0,4 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ].

Celkové antropogenní nepřímé radiační působení všech aerosolů díky účinku albeda mraků je odhadováno na  $-0,7 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  [ $-0,3; -1,8 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ].

Vulkanické erupce mohou významně zvýšit počet aerosolů ve stratosféře a rozptylem solární radiace snížit množství dopadajícího záření na zemský povrch, což vede k ochlazení. Vulkány mohou významně ovlivnit klima na Zemi, ale jejich účinek je dočasný. Příkladem je dobře prostudovaný výbuch sopky Mt. Pinatubo, který způsobil ochlazení povrchové teploty Země o  $0,3-0,5^\circ \text{C}$ .

Aerosoly kompenzují silné pozitivní radiační působení způsobené antropogenními emisemi skleníkových plynů. Především v průmyslových regionech Severní ameriky, Evropy a Asie se účinek skleníkových plynů vyrovnává.

Za posledních několik desetiletí jsme se dozvěděli díky novým satelitům, výkonnější počítačové technice, pochopení chemických procesů a zpětných vazeb o vlivu aerosolů na klimatický systém mnoho, ale i dnes zůstává mnoho dějů a mechanismů s nimi spojených nevysvětlena. Zůstávají nejasnosti v měření přímých a nepřímých radiačních účinků. Největšími nejistotami v odhadu přímého radiačního působení jsou: emisní zdroje, vertikální struktura aerosolu, optické vlastnosti a míšení a oddělení od přirozeného pozadíového aerosolu. Začleněním více aerosolových druhů a lepším pochopením interakcí mezi aerosoly a mraky vedlo k lepším odhadům účinku albeda mraků. Nejistoty v měření a modelování jsou ale stále velké.

## 6. Seznam Literatury

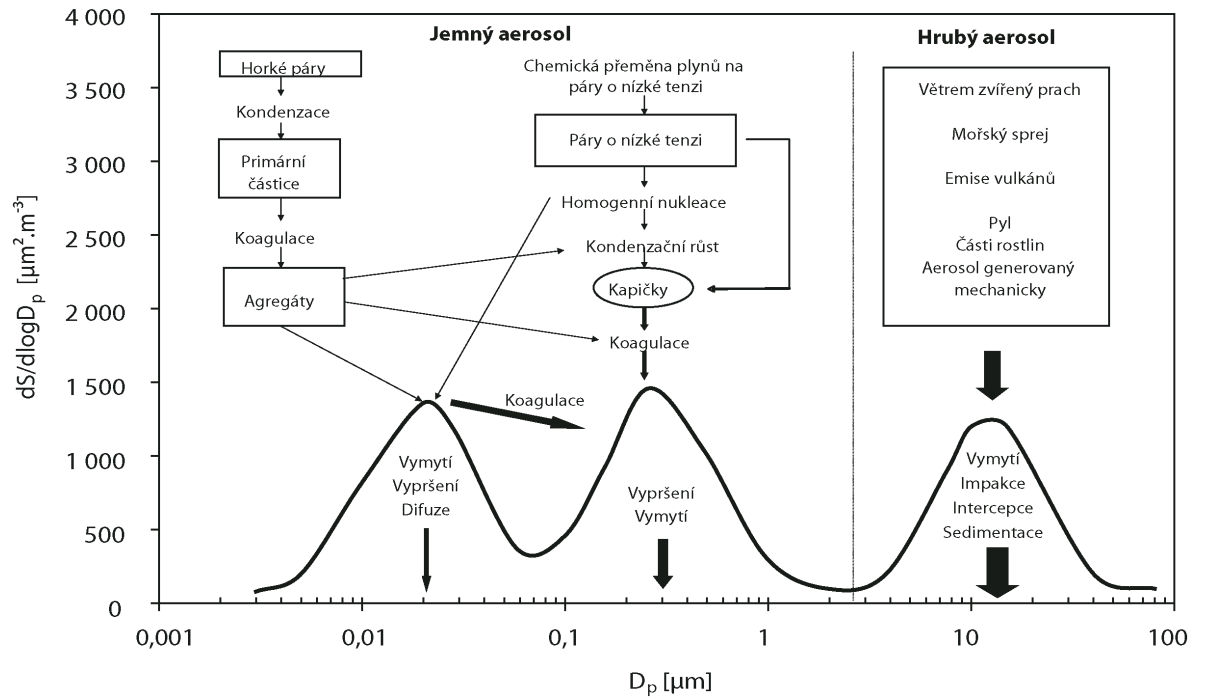
- d'Almeida G. A., Koepke P., Shettle E. P., (1991): Atmospheric aerosols: Global climatology and radiative characteristics. A. Deepak Publishing, Hampton
- Bednář J., (2003): Meteorologie. Úvod do studia dějů v zemské atmosféře. Portál,s.r.o, Praha.
- Bednář J., Kopáček J., (2005): Jak vzniká počasí. Karolinum ,Praha
- Braniš M., Hůnová I. (eds.), (2009): Atmosféra a klima, aktuální otázky ochrany ovzduší. Karolinum, Praha
- Bolin B., Houghton J., Filho L G. M., (1994): Radiative forcing ov climate change: The 1994 Report of the Scientific Assessment Working Group of IPCC: Summary for polycymakers, WMO
- Forster P., Ramaswamy V., Artaxo P., Berntsen T., Betts R., Fahey D. W., Haywood J., Lean J., Lowe D. C., Myhre G., Nganga J., Prinn R., Raga G., Schulz M and Van Dorland R., (2007): Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. Climate Change 2007. The Physical Science Bases. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Salomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt A. B., Signor M and Miller H. L. (eds.)], Cambridge, United Kingdom and New York, Cambridge University Press, NY, USA.
- Haywood J. M, Boucher O., (2000): Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols, Rev. Geophys., **38**, 513-543.
- Hinds C. W., (1999): Aerosol Technology, properties, behavior, and measurement of airborne particles. John Wiley & Sons, Inc., New York
- Hůnová I, Janoušková S., (2004): Úvod do problematiky znečištění venkovního ovzduší. Karolinum, Praha
- Kondratyev K. Ya., (1999): Climatic effects of aerosols and clouds (1999). Praxis Publishing Ltd, Chichester
- Penner, J. E. et al., (2001): Aerosols, their Direct and Indirect Effects. Climate Change 2001. The Scientific Bases. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate

Change [Houghton J. T., Ding Y., Griggs D. J., Noguer M., van der Linden P. J., Dai X., Maskell K., Johnson C. A., (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, Cambridge University Press, NY, USA., s. 289-348.

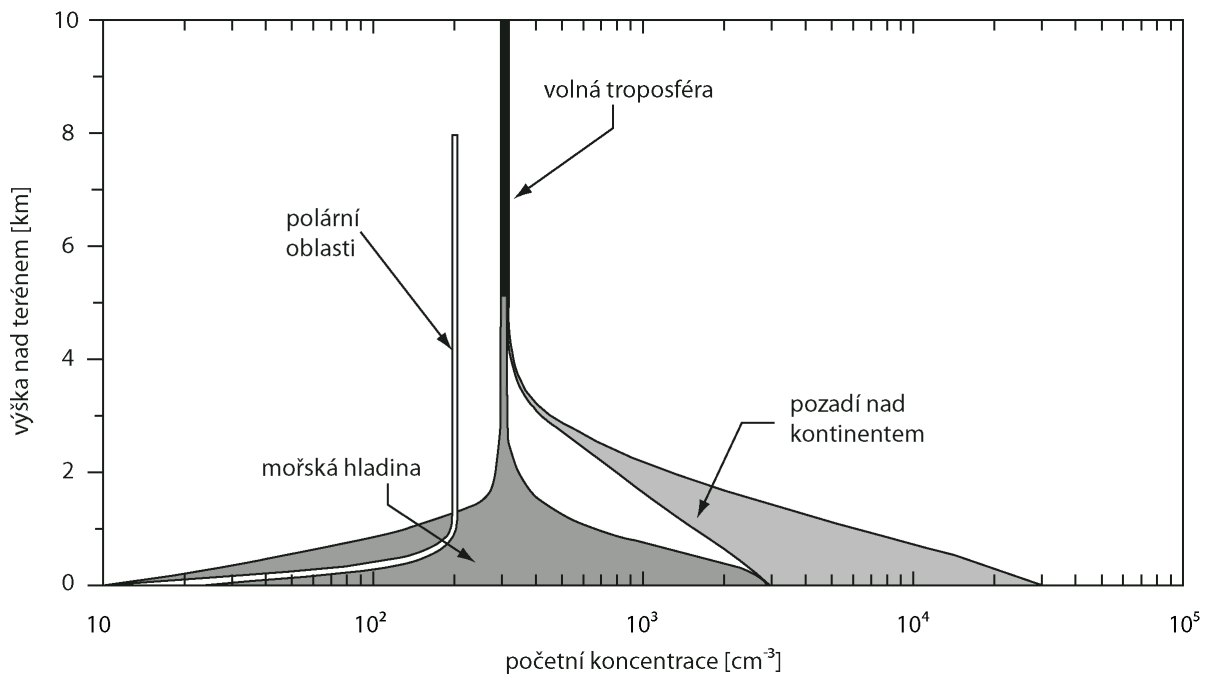
- Ramaswamy V. et al., (2001): Radiative forcing of climate change. Climate Change 2001. The Scientific Bases. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton J. T., Ding Y., Griggs D. J., Noguer M., van der Linden P. J., Dai X., Maskell K., Johnson C. A., (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, Cambridge University Press, NY, USA., s. 349-416.
- Seinfeld, J. H., Pandis S. N., (2006): Atmospheric chemistry and Physics: From air pollution to climate change, John Wiley & Sons, Inc., New Persey
- TS, 2007: Solomo, S., Qin D., Manning M., Alley R. B., Berntsen T. , Binhoff N. L., Chen Z., Chidthaisong A., Gregory J. M., Hegerl G. C., Heimann B., Hewitson B., Hoskins B. J., Joos F., Kouzel J., Kattsov V., Lohmann U., Matsuno T., Molina M., Nicholls N., Overpeck J., Raga G., Ramaswamy V., Ren J., Rusticucci M., Sommerville R., Stocker T. F., Whetton P., Wood R. A. and Watt D., 2007: Technical Summary. In: Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. Climate Change 2007. The Physical Science Bases. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Salomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt A. B., Signor M and Miller H. L. (eds.)], Cambridge, United Kingdom and New York, Cambridge University Press, NY, USA.
- World health organization  
<http://www.who.int/globalchange/climate/summary/en/index.html>



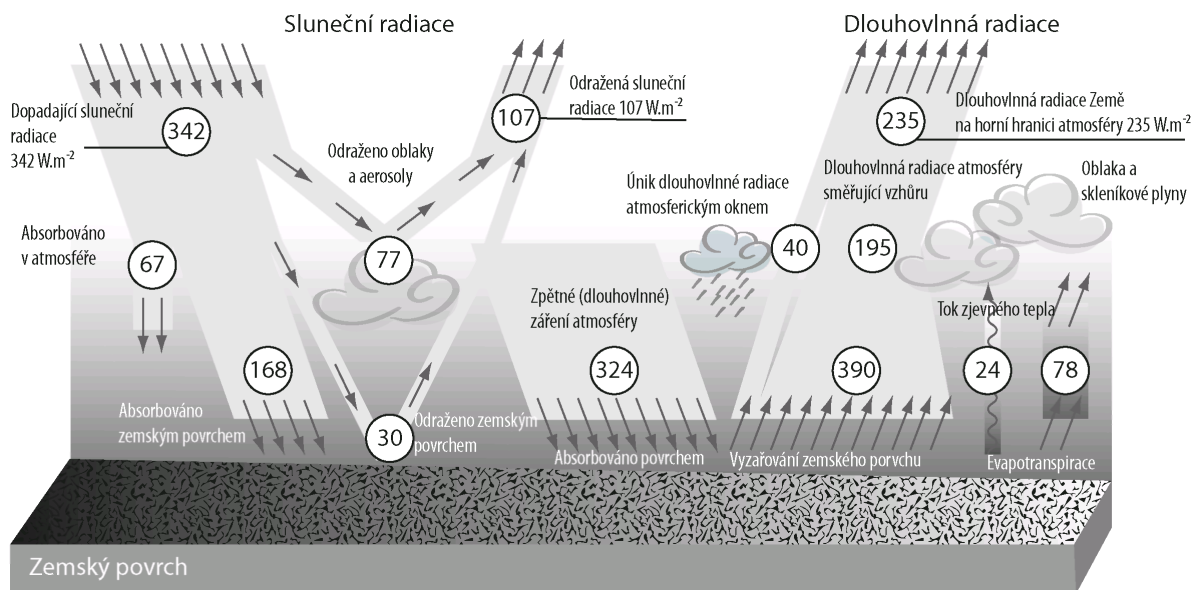
## 7. Příloha



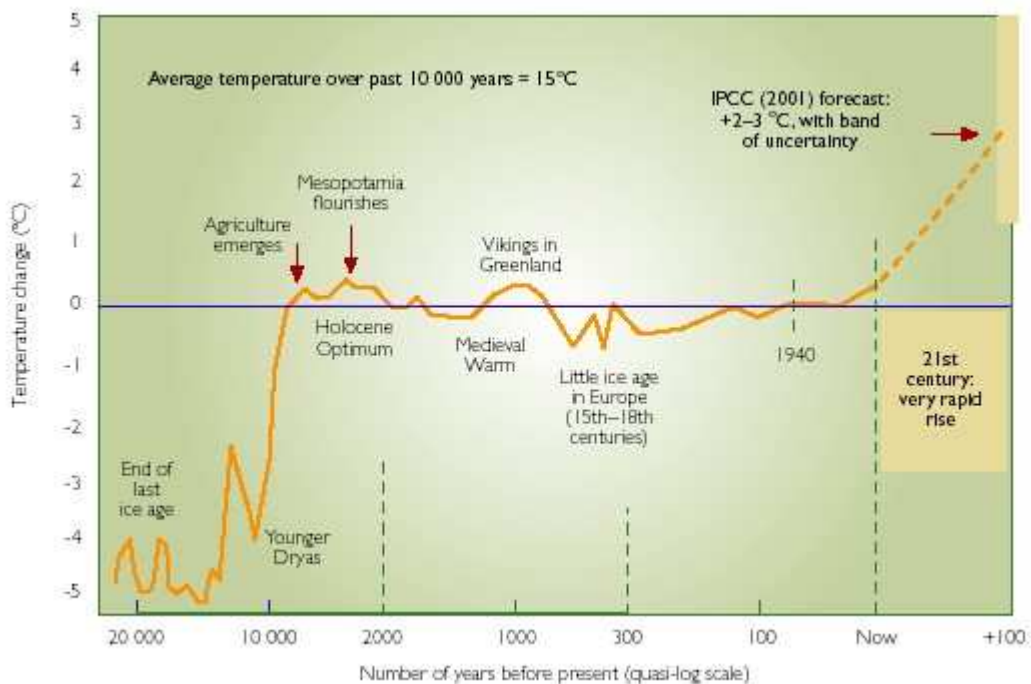
Obrázek č. 1 Distribuce povrchu částic atmosférického aerosolu, mechanismy vzniku částic a jejich depozice (Braníš, 2009)



Obrázek č.2 Vertikální distribuce četnosti atmosférického aerosolu v troposféře (Braníš, 2009)

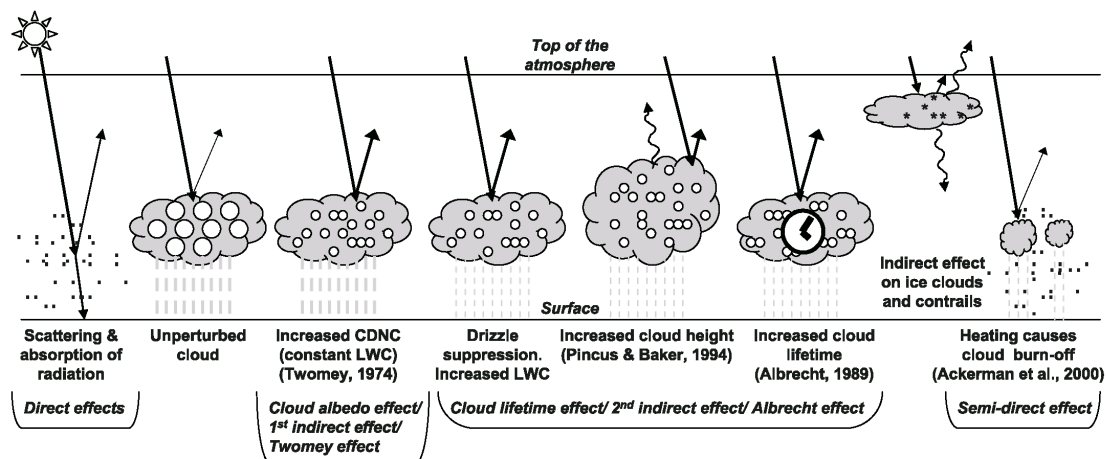


Obrázek č. 3 Energetická bilance klimatického systému Země (Braniš, 2009)



Obrázek č. 4 Vývoj průměrné teploty za posledních 20 000 let

Zdroj: <http://www.who.int/globalchange/climate/summary/en/index.html>



Obrázek č. 5 Schematické znázornění mechanismů přímého a nepřímého účinku aerosolů (Forster et al., 2007)

	Northern Hemisphere	Southern Hemisphere	Global*	Range	Source
<b>NO<sub>x</sub> (as TgN/yr)</b>	32	9	41		
Fossil fuel (1985)	20	1.1	21		Benkovitz <i>et al.</i> (1996)
Aircraft (1992)	0.54	0.04	0.58	0.4–0.9	Penner <i>et al.</i> (1999b); Daggett <i>et al.</i> (1999)
Biomass burning (ca. 1990)	3.3	3.1	6.4	2–12	Liousse <i>et al.</i> (1996); Atherton (1996)
Soils (ca. 1990)	3.5	2.0	5.5	3–12	Yienger and Levy (1995)
Agricultural soils			2.2	0–4	"
Natural soils			3.2	3–8	"
Lightning	4.4	2.6	7.0	2–12	Price <i>et al.</i> (1997); Lawrence <i>et al.</i> (1995)
<b>NH<sub>3</sub> (as TgN/yr)</b>	41	13	54	40–70	Bouwman <i>et al.</i> (1997)
Domestic animals (1990)	18	4.1	21.6	10–30	"
Agriculture (1990)	12	1.1	12.6	6–18	"
Human (1990)	2.3	0.3	2.6	1.3–3.9	"
Biomass burning (1990)	3.5	2.2	5.7	3–8	"
Fossil fuel and industry (1990)	0.29	0.01	0.3	0.1–0.5	"
Natural soils (1990)	1.4	1.1	2.4	1–10	"
Wild animals (1990)	0.10	0.02	0.1	0–1	"
Oceans	3.6	4.5	8.2	3–16	"
<b>SO<sub>2</sub> (as TgS/yr)</b>	76	12	88	67–130	
Fossil fuel and industry (1985)	68	8	76	60–100	Benkovitz <i>et al.</i> (1996)
Aircraft (1992)	0.06	0.004	0.06	0.03–1.0	Penner <i>et al.</i> (1998a); Penner <i>et al.</i> (1999b); Fahey <i>et al.</i> (1999)
Biomass burning (ca. 1990)	1.2	1.0	2.2	1–6	Spiro <i>et al.</i> (1992)
Volcanoes	6.3	3.0	9.3	6–20	Andres and Kasgnoc (1998) (incl. H <sub>2</sub> S)
<b>DMS or H<sub>2</sub>S (as TgS/yr)</b>	11.6	13.4	25.0	12–42	
Oceans	11	13	24	13–36	Kettle and Andreae (2000)
Land biota and soils	0.6	0.4	1.0	0.4–5.6	Bates <i>et al.</i> (1992); Andreae and Jaeschke (1992)
<b>Volatile organic emissions (as TgC/yr)</b>	171	65	236	100–560	
Anthropogenic (1985)	104	5	109	60–160	Piccoot <i>et al.</i> (1992)
Terpenes (1990)	67	60	127	40–400	Guenther <i>et al.</i> (1995)

Tabulka č.1 Současné emise prekurzorů aerosolů (v Tg N,S /rok) (Penner et al., 2001)

	Northern Hemisphere	Southern Hemisphere	Global	Low	High	Source
Carbonaceous aerosols						
Organic Matter (0–2 µm)						
Biomass burning	28	26	54	45	80	Liousse <i>et al.</i> (1996), Scholes and Andreae (2000) Cook <i>et al.</i> (1999), Penner <i>et al.</i> (1993) Penner (1995)
Fossil fuel	28	0.4	28	10	30	
Biogenic (>1µm)	—	—	56	0	90	
Black Carbon (0–2 µm)						
Biomass burning	2.9	2.7	5.7	5	9	Liousse <i>et al.</i> (1996); Scholes and Andreae (2000) Cooke <i>et al.</i> (1999); Penner <i>et al.</i> (1993)
Fossil fuel	6.5	0.1	6.6	6	8	
Aircraft	0.005	0.0004	0.006			
Industrial Dust, etc. (> 1 µm)			100	40	130	Wolf and Hidy (1997); Andreae (1995) Gong <i>et al.</i> (1998)
Sea Salt						
d < 1 µm	23	31	54	18	100	
d = 1–16µm	1,420	1,870	3,290	1,000	6,000	
Total	1,440	1,900	3,340	1,000	6,000	
Mineral (Soil) Dust <sup>b</sup>						
d < 1 µm	90	17	110	—	—	
d = 1–2µm	240	50	290	—	—	
d = 2–20µm	1,470	282	1,750	—	—	
Total	1,800	349	2,150	1,000	3,000	

Tabulka č. 2 Emise primárních aerosolů za rok 2000 ( v Tg/rok) (Penner et al., 2001)

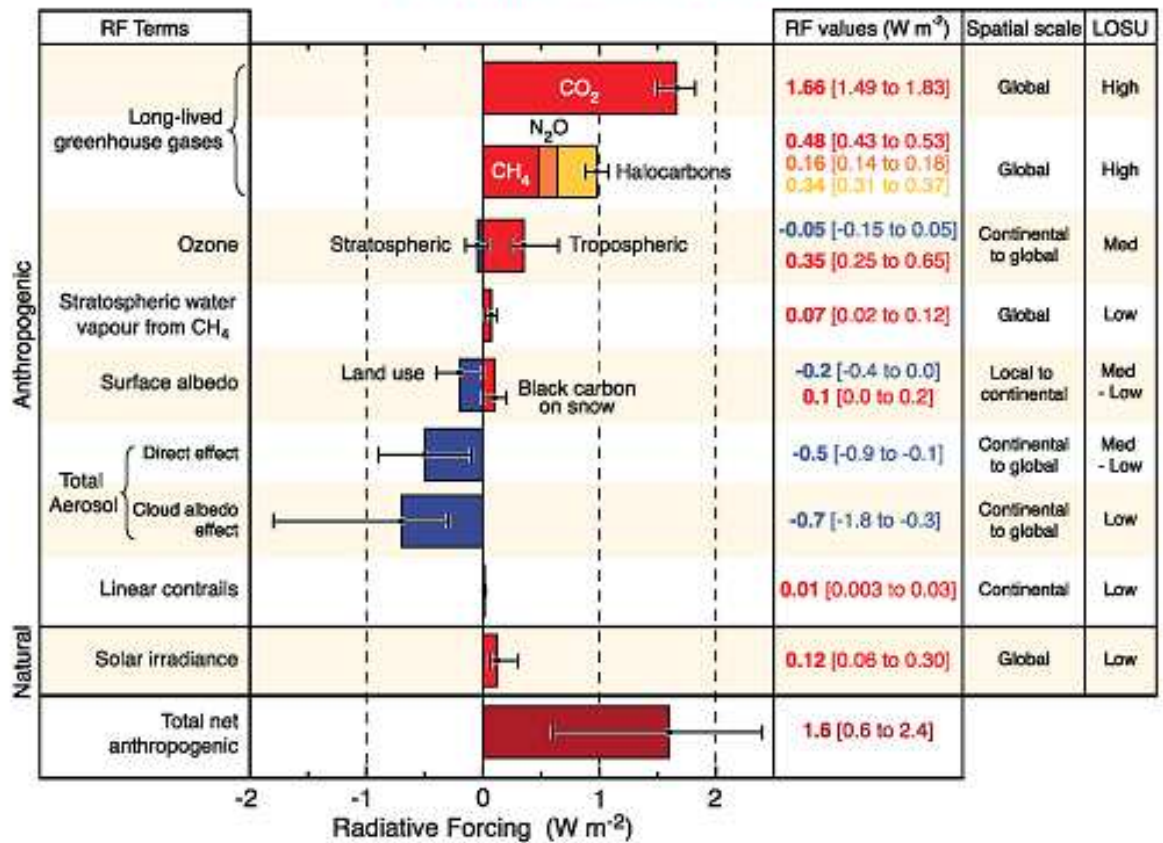
	Northern Hemisphere	Southern Hemisphere	Global	Low	High	Source
Sulphate (as NH <sub>4</sub> HSO <sub>4</sub> )						
Anthropogenic	145	55	200	107	374	
Biogenic	106	15	122	69	214	
Volcanic	25	32	57	28	118	
Nitrate (as NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> ) <sup>b</sup>	14	7	21	9	48	
Anthropogenic	12.4	1.8	14.2	9.6	19.2	
Natural	2.2	1.7	3.9	1.9	7.6	
Organic compounds						
Anthropogenic	0.15	0.45	0.6	0.3	1.8	
VOC						
Biogenic VOC	8.2	7.4	16	8	40	Griffin <i>et al.</i> (1999b); Penner <i>et al.</i> (1999a)

Tabulka č. 3 Odhady sekundárních aerosolů (v Tg/rok) (Penner et al., 2001)

	Global mean radiative forcing ( $W \cdot m^{-2}$ ) <sup>a</sup>		
	SAR (1750–1993)	TAR (1750–1998)	AR4 (1750–2005)
<b>Combined Anthropogenic RF</b>	Not evaluated	Not evaluated	1.6 [–1.0, +0.8]
<b>Long-lived Greenhouse gases (Comprising CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O, and halocarbons)</b>	+2.45 [15%] (CO <sub>2</sub> 1.56; CH <sub>4</sub> 0.47; N <sub>2</sub> O 0.14; Halocarbons 0.28)	+2.43 [10%] (CO <sub>2</sub> 1.46; CH <sub>4</sub> 0.48; N <sub>2</sub> O 0.15; Halocarbons 0.34 <sup>b</sup> )	+2.63 [±0.28] (CO <sub>2</sub> 1.66 [±0.17]; CH <sub>4</sub> 0.48 [±0.05]; N <sub>2</sub> O 0.16 [±0.02]; Halocarbons 0.34 [±0.03])
Stratospheric ozone	–0.1 [2x]	–0.15 [67%]	–0.05 [±0.10]
Tropospheric ozone	+0.40 [50%]	+0.35 [43%]	+0.35 [–0.1, +0.3]
Stratospheric water vapour from CH <sub>4</sub>	Not evaluated	+0.01 to +0.03	+0.07 [±0.05]
<b>Total direct aerosol</b>	Not evaluated	Not evaluated	–0.50 [±0.40]
Direct sulphate aerosol	–0.40 [2x]	–0.40 [2x]	–0.40 [±0.20]
Direct fossil fuel aerosol (organic carbon)	Not evaluated	–0.10 [3x]	–0.05 [±0.05]
Direct fossil fuel aerosol (BC)	+0.10 [3x]	+0.20 [2x]	+0.20 [±0.15]
Direct biomass burning aerosol	–0.20 [3x]	–0.20 [3x]	+0.03 [±0.12]
Direct nitrate aerosol	Not evaluated	Not evaluated	–0.10 [±0.10]
Direct mineral dust aerosol	Not evaluated	–0.60 to +0.40	–0.10 [±0.20]
<b>Cloud albedo effect</b>	0 to –1.5 (sulphate only)	0.0 to –2.0 (all aerosols)	–0.70 [–1.1, +0.4] (all aerosols)

Tabulka č. 4 Globální průměr odhadů radiačního působení ( $W \cdot m^{-2}$ ) od roku 1750 v porovnání s předchozími zprávami Mezivládního panelu pro klimatickou změnu (IPCC) (Forster et al., 2007)

### GLOBAL MEAN RADIATIVE FORCINGS



Graf č.1 Globální průměr odhadů radiačního působení ( $W \cdot m^{-2}$ ) a rozsahy neurčitostí v roce 2005 ve srovnání s předindustriálním obdobím doplněné prostorovým měřítkem a mírou vědeckého poznání (LOSU) (Forster et al., 2007)