



TAMPEREEN TEKNILLINEN YLIOPISTO

**ANTTI-ILARI PARTANEN
ILMASTONMUOKKAUS MERISUOLAINJEKTIOILLA:
VAIKUTUKSET MERELLISIIN KUMPUKERROSPILVIIN
JA MAAPALLON SÄTEILYTASEESEEN**

Diplomityö

Tarkastaja: Jyrki Mäkelä
Tarkastaja ja aihe hyväksytty
Luonnontieteiden ja ympäristötekniikan
tiedekuntaneuvoston
kokouksessa 09.12.2009

TIIVISTELMÄ

TAMPEREEN TEKNILLINEN YLIOPISTO Teknis-luonnontieteellinen koulutusohjelma
ANTTI-ILARI PARTANEN: Ilmastonmuokkaus merisuolainjektioilla: vaikutukset merellisiin kumpukerrospilviin ja maapallon säteilytaseeseen

Diplomityö, 90 sivua, 7 liitesivua

Toukokuu 2010

Pääaine: Teknillinen fysiikka

Tarkastaja: Jyrki Mäkelä

Rahoittaja: Maj ja Tor Nesslingin Säätiö

Avainsanat: Ilmastonmuokkaus, Kumpukerrospilvet, Aerosolien ilmastovaikutukset

Ilmastonmuutoksen ehkäisemiseksi tai hidastamiseksi on ehdotettu lukuisia suuren mittakaavan teknisiä ratkaisuja, joista käytetään termiä ilmastonmuokkaus. Yksi ehdotettu keino on suihkuttaa merivettä ilmaan laajoilla merialueilla. Idea perustuu merivesipärskeiden haihtuessa ilmaan jäävien suolaahiukkasten kykyyn toimia pilvien tiivistymisytiminä, mikä nostaa pilvipisarapitoisuuksia ja siten heijastuskykyä. Tehokkaammin Auringon valoa heijastavat pilvet viilentäisivät ilmastoa.

Työn tavoitteena on tutkia tekniikan vaikutuksia merellisiin pilviin ja maapallon säteilytaseeseen. Työssä tehtiin mallikokeita aerosoli-ilmastomalli ECHAM5-HAM:lla, joka sisältää sekä aerosolihiukkasten että pilvipisaroiden mikrofysiikan kuvauksen. Työtä varten tehtiin kontrollisimulaatio, jossa oli ainoastaan luonnolliset merisuolapäästöt, ja viisi ilmastonmuokkaussimulaatiota, joissa käytettiin kussakin eri arvoa keinotekoiselle merisuolavuolle. Merisuolainjektiot lisättiin malliin neljälle eri merialueelle, joita pidetään sopivina tehokkaan ilmastonmuokkauksen kannalta.

Pilvipisarapitoisuudet nousivat verrattain vähän. Muokatuilla merialueilla keskimääräinen pilven yläpinnan pilvipisarapitoisuuden kasvu oli pienimmällä merisuolavuon arvolla vain noin 10 % eikä edes tähän perusvuohon nähden nelinkertainen vuo riittänyt pitoisuuden keskiarvon kaksinkertaistamiseen.

Pilvien heijastuskyvyn nostamisen aiheuttama säteilypakote laskettiin ensimmäistä kertaa mallilla, joka sisältää kuvauksen aerosolihiukkasten ja pilvien vuorovaikutuksesta. Perusvuon luoma negatiivinen säteilypakote riittäisi kumoamaan noin neljäsosan ihmiskunnan aiheuttamasta lämmittävästä vaikutuksesta. Tämän ilmastonmuokkausskenaarion säteilyvaikutusten on aikaisemmin arvioitu koostuvan pääosin keinotekoisien merisuolaahiukkasten vaikutuksista pilviin, mutta tässä työssä saatujen tuloksien mukaan merisuolaahiukkasten suora vaikutus, eli niiden kyky heijastaa ja absorboida säteilyä, vastaa noin puolta syntyvästä säteilypakotteesta.

Saatujen tulosten valossa aikaisemmat arviot pilvipisarapitoisuuksien kasvusta ja tekniikan potentiaalista torjua ilmastonmuutosta näyttävät ylioptimistisilta.

ABSTRACT

TAMPERE UNIVERSITY OF TECHNOLOGY

Master's Degree Programme in Science and Engineering

ANTTI-ILARI PARTANEN : Geoengineering by sea salt injections: effects on marine stratocumulus clouds and Earth's radiative balance

Master of Science Thesis, 90 pages, 7 Appendix pages

May 2010

Major: Technical Physics

Examiner: Jyrki Mäkelä

Funding: Maj and Tor Nessling Foundation

Keywords: Geoengineering, Stratocumulus clouds, Aerosol climate effects

Numerous large-scale techniques have been proposed in order to prevent or slow down anthropogenic climate change. These techniques are known as geoengineering. One of these geoengineering ideas is to use artificial sea spray emissions to emit sea salt particles into air. The idea is based on the ability of sea salt particles to act as cloud condensating nuclei (CCN). Additional CCN would increase cloud droplet number concentration (CDNC) and thus enhance cloud albedo. Higher cloud albedo would lead to cooling of the climate.

Aerosol-climate model ECHAM5-HAM was used to make model studies of the effects of this technique on maritime clouds and Earth's radiative balance. The model has explicit description of both aerosol and cloud microphysics. Four suitable marine regions were selected for cloud modification. Global geoengineering simulations with five different sea salt fluxes and a control simulation with only natural sea salt emissions were conducted.

Increase in CDNC was relatively low. On average CDNC increase over the modified regions with the lowest used sea salt flux (baseline flux) was only about 10 %. Not even quadruple of the baseline flux was enough to double the mean CDNC at cloud top.

Radiative forcing caused by cloud modification was calculated first time with a model including description of aerosol-cloud interactions. With the baseline flux the negative radiative forcing was about one fourth of the warming effect caused by mankind. Previously the radiative forcing of this geoengineering method was thought to consist mainly of effects of artificial sea salt particles on clouds. Nevertheless results of this study show that the sea salt aerosol direct effect (ie. their ability to scatter and absorb radiation) was about half of the total forcing.

According to these results previous estimates of the increase in CDNC and the potential of this geoengineering scheme to counteract climate change seem to be overoptimistic.

ALKUSANAT

Halusin ilmastotutkimuksen pariin tehdäkseni jotain hyödyllistä. En halunnut suunnitella turhia tuotteita, joita ihmiset manipuloitaisiin ostamaan tehokkaalla markkinoinnilla. En myöskään halunnut uppoutua liiaksi fysiikan teorian maailmaan kauaksi oikeasta maailmasta. Sainko mitä halusin?

Tehdessäni tutkimusta tätä työtä varten viimeisen vuoden ajan olen lakkaamatta pohtinut tutkimuksen moraalisuutta. Ilmastonmuokkauksella voitaisiin mahdollisesti vaimentaa ihmiskunnan päästöjen aiheuttamia tuhoja, mutta koko idea saattaa heikentää ihmisten tahtoa muuttaa elintapojaan ja poliitikkojen määrätietoisuutta rakentaa kestävää yhteiskuntaa. Jos ilmastonmuokkaukseen ikinä ryhdytään, on sillä suuri potentiaali aiheuttaa paljon vahinkoa toivottujen vaikutusten lisäksi. Lisäksi minua huolestaa tieteentekijöiden taipumus kiintyä alaansa. Itsekin suhtaudun ilmastonmuokkauksen tutkimukseen paljon positiivisemmin kuin aloittaessani. Johtuuko se objektiivisen tiedon lisääntymisestä vai hiljalleen tapahtuvasta oman mielen taivuttelusta etsimään oikeutusta toiminnalleen?

Nyt työ on kuitenkin valmis, eikä se olisi tullut valmiiksi ilman muita ihmisiä. Suurin kiitos kuuluu Harri Kokkolalle hänen suuresta avustaan lukemattomien tekniisten ongelmien parissa. Ilman hänen tietämystään ilmastomallin kiemuroista, olisin varmasti vieläkin kääntämässä mallia. Haluan lisäksi kiittää Hannele Korhosta suorista ja rakentavista mielipiteistä ja ehdotuksista työn kirjoitusajan suhteen. En vielääkään tiedä pilvistä juuri mitään, joten kiitos myös Sami Romakkaniemelle valaisevista keskusteluista mallin antamia tuloksia tarkastellessa. On tuntunut hyvältä, kun ovillenne on saanut aina tulla koputtamaan kysymysten kanssa. Lopuksi kiitokset Maj ja Tor Nesslingin Säätiölle rahallisesta tuesta, Tieteen tietotekniikan keskukselle laskenta-ajasta sekä Jaana Vapaavuorelle korvaamattomasta kannustuksesta loppurutistuksen aikana.

Toivon, että ihmisten ei ikinä tarvitse ryhtyä ilmastonmuokkaukseen tai ettei tutkimus ilmastonmuokkauksen mahdollisuuksista luo ihmisille valheellista toivoa mukavasta elämästä ilman muutoksia. Lisäksi toivon, että tulevaisuudessa väitöskirjani alkusanoja kirjoittaessani kerron henkilökohtaisen panokseni ilmastonmuokkaustutkimukseen olevan päätöksessä. Kiinni jääminen ilmastonmuokkauksen ideaan ei ole hyväksi.

20.5.2010

Antti-Ilari Partanen

SISÄLLYS

1. Johdanto	1
2. Ilmakehän teoriaa	3
2.1 Maapallon säteilytase	3
2.1.1 Nykyilmaston energiatalous	3
2.1.2 Ilmaston muuttuminen	4
2.2 Pienhiukkaset ilmakehässä	5
2.2.1 Yleiskatsaus pienhiukkasiin	5
2.2.2 Merellinen aerosoli	7
2.2.3 Aerosolihiukkasten suora vaikutus	8
2.3 Pilvet ilmakehässä	9
2.3.1 Pilvipisaroiden syntyminen	9
2.3.2 Köhlerin teoria	9
2.3.3 Merelliset kumpukerrospilvet ja pilvien vaikutus säteilyyn	11
2.3.4 Aerosolien epäsuora vaikutus	12
3. Ilmastonmuokkaus	14
3.1 Yleiskatsaus ilmastonmuokkaukseen	14
3.1.1 Ilmastonmuokkauksen määrittely	14
3.1.2 Ilmastonmuokkauksen tutkimuksen historiaa	14
3.1.3 Erilaisia tekniikoita ilmaston muokkaamiseen	16
3.2 Ilmastonmuokkaus keinotekoisilla merisuolapäästöillä	16
3.2.1 Fysikaalinen periaate ja käytännön toteutus	16
3.2.2 Ilmastolliset vaikutukset	20
4. Mallikuvaus	22
4.1 Ilmastomalli ECHAM5	22
4.1.1 Yleistä	22
4.2 Aerosolimalli HAM	23
4.2.1 Aerosolimalli ilmastomallissa	23
4.2.2 Aerosolijakauman modaalin esittäminen	23
4.2.3 Hiukkaspäästöt	24
4.2.4 Aerosolien poistuma	25
4.2.5 Aerosolien mikrofysiikkamalli M7	26
4.3 Pilvien mallintaminen	27
4.3.1 Pilvisyyden laskeminen ECHAM5-mallissa	27
4.3.2 Pilvien mikrofysiikkaa	28
4.3.3 Pilvipisara-aktivaatio	29
4.4 Aerosolihiukkasten ja pilvipisaroiden vuorovaikutus säteilyn kanssa	30
4.5 Merisuolainjektiot	31

4.5.1	Merisuolainjektioiden suunnittelu	31
4.5.2	Tehdyt simulaatiot	33
4.5.3	Keinotekoisten merisuolapäästöjen toteutus	34
5.	Mallitulosten käsittely	36
5.1	Mallitulosten tallentaminen	36
5.2	Mallitulosten käsittely	36
5.2.1	Käytetyt ohjelmat ja metodit	36
5.2.2	Yksikkömuunnos hiukkaspitoisuuksille	37
5.2.3	Keskiarvojen laskeminen	37
5.2.4	Lisäsimulaatioiden pilvisuureiden keskiarvojen laskeminen	38
5.2.5	Säteilypakotteiden laskenta	38
5.2.6	Keskiarvojen laskeminen yli muokattujen merialueiden	39
5.2.7	Painetasoista korkeustasoihin	39
6.	Tulokset	41
6.1	Merellinen aerosoli injektioalueilla	41
6.1.1	Merisuolavuo ilmakehään ja hiukkasten leviäminen	41
6.1.2	Aerosolijakaumat muokatuilla alueilla	44
6.2	Vaikutukset pilviin	47
6.2.1	Pilvipisaroiden lukumääräpitoisuudet	47
6.2.2	Pilvipisaroiden efektiiviset säteet ja pilvien nestemäinen vesisisältö	52
6.2.3	Muutokset pilvipeitossa	53
6.3	Säteilyvaikutukset	54
7.	Pohdinta	59
7.1	Tulosten luotettavuuden arviointia	59
7.1.1	Ilmakehän kiertoliike	59
7.1.2	Aerosolien mallintaminen	59
7.1.3	Pilvien mallintaminen	60
7.1.4	Säteilyvaikutukset	60
7.2	Eettinen näkökulma	61
8.	Johtopäätökset	65
	Lähteet	68
A.	Liitteitä	77
A.1	Päästömoduuli	77

KUVAT

2.1	Maapallon energiatase nykyilmastossa esitettynä keskiarvojen avulla.	4
2.2	Hallitustenvälisen ilmastonmuutospaneelin (IPCC) arvio eri tekijöiden aiheuttamista säteilypakotteista.	6
2.3	Kaksi merellistä aerosolijakaumaa.	8
2.4	Puhtaan vesipisaran tasapainohöyrynpaine ja Köhlerin käyrät 50 nm ja 260 nm natriumkloridihiukkasille.	12
3.1	Merisuolahiukkasten kulkeutuminen ja vaikutukset pilviin ja säteilyyn.	17
3.2	Tyylitelty näkemys mahdollisesta merivettä ruiskuttavasta aluksesta.	19
3.3	Eri merialueiden sopivuus merisuolainjektioille.	20
4.1	Merisuolahiukkasten injektionopeus tuulen nopeuden funktiona.	32
4.2	Valitut alueet merisuolainjektioille.	33
6.1	Merisuolapäästöt ja niiden leviäminen.	42
6.2	Liukenevassa akkumulaatiomoodissa olevan merisuolan massasekoitussuhteen korkeusprofiilit alueittain eri simulaatioissa.	44
6.3	Liukenevan akkumulaatiomoodin lukumääräpitoisuuden korkeusprofiilit alueittain eri simulaatioissa.	45
6.4	Liukenevan akkumulaatiomoodin halkaisijoiden korkeusprofiilit alueittain eri simulaatioissa.	46
6.5	Pilvipisarapitoisuuden korkeusprofiilit alueittain eri simulaatioissa.	47
6.6	Pilvipisarapitoisuuden suhteellinen muutos verrattuna kontrollisimulaatioon alueittain eri ilmastonmuokkaussimulaatioissa.	48
6.7	Keskimääräisen pilvisyyden (osuus hilalaatikosta pilvessä) korkeusprofiilit alueittain eri simulaatioissa.	49
6.8	Pilven yläpinnan pilvipisarapitoisuuden muutoksen keskiarvo suhteessa kontrollisimulaatioon eri ilmastonmuokkaussimulaatioissa.	50
6.9	Pilven yläpinnan pilvipisarapitoisuudet.	51
6.10	Pilvipisaroiden sisältämän veden massasekoitussuhteen profiilit alueittain eri simulaatioissa.	52
6.11	Pilvipisaroiden efektiivisen säteen profiilit alueittain eri simulaatioissa.	53
6.12	Säteilyvuon häiriö ilmastonmuokkaussimulaatioissa.	55
6.13	Keinotekoisien merisuola-aerosolin suoran vaikutuksen luoma säteilypakote (lyhyillä aallonpituuksilla) ilmastonmuokkaussimulaatioissa.	57

TERMIT JA SYMBOLIT

Kirjaintunnukset

$p_w(D_p)$	Veden höyrynpaine halkaisijaltaan D_p olevan pilvipisaran tai hiukkasen pinnalla
[OH·]	Hydroksyyliiradikaalin pitoisuus
[SO ₂]	Rikkidioksidin pitoisuus
\bar{D}_i	Moodin i geometrinen keskihalkaisija
$\bar{D}_{m,i}$	Moodin i keskimääräistä massaa vastaava halkaisija
\bar{m}_i	Moodin i hiukkasen keskimääräinen massa
\bar{r}_i	Moodin i geometrinen keskisäde
\bar{w}	Hilalaatikon keskimääräinen nousunopeus
[SO _{4g} ²⁻]	Rikkihapon kaasufaasin pitoisuus
SO ₄ ²⁻	Rikkihappo (vetyatomit jätetty merkitsemättä)
A_E	Maapallon pinta-ala
A_K	Köhlerin yhtälön parametri
B	Taakka (engl. burden)
B_S	Köhlerin yhtälön parametri
c	Hilalaatikon pilvipeitto
C_i	Aineen i pitoisuus (joko m ⁻³ tai kgm ⁻³)
D_p	Pilvipisaran halkaisija
D_w	Suihkutetun merivesipisaran halkaisija
$D_{kuiva,i}$	Kuivadepositio aineelle i
D_{kuiva}	Hiukkasen kuivahalkaisija
D_{pc}	Kriittinen halkaisija pilvipisaralle

F_1	Keinotekoisten merisuolapäästöjen lukumäärävuon perusfunktio ($s^{-1}m^{-2}$)
f_1	Osuus merellisistä kumpukerrospilvistä, johon muokkaus kohdistetaan
f_2	Merien osuus maapallon pinta-alasta
f_3	Kumpukerrospilvien peittämä osuus merian pinta-alasta
F_i	Keinotekoisten merisuolapäästöjen lukumäärävuon perusfunktion i :s monikerta. $i = 1, \dots, 5$
$F_{m,1}$	Keinotekoisten merisuolapäästöjen massavuon perusfunktio ($kg s^{-1}m^{-2}$)
g	Putoamiskiihtyvyys
I	Säteilyn intensiteetti
k_1	Sulfaatin muodostumisreaktion nopeusvakio ($k_1 = 1, 1 \times 10^{-12} cm^3 s^{-1}$)
K_i	Rikkihapon tiivistymisvakio hiukkasmoodille i
$M_i(z)$	Aineen i massapitoisuus ($kg m^{-3}$) korkeudella z
M_i^j	Aineen j massapitoisuus moodissa i
M_s	Suolan moolimassa
m_s	Pilvipisaraan liunneen suolan massa
M_w	Veden moolimassa
m_{kok}	Ilman kokonaismassa kontrollitilavuudessa V
N_0	Luonnollinen pilvipisarapitoisuus
N_a	Lukumääräpitoisuus hiukkasille, joiden märkäsäde on suurempi kuin 35 nm
n_c	Sulfaattimolekyylien kriittinen määrä nukleatioklusterissa
N_i	Moodin i lukumääräpitoisuus (cm^{-3})
N_i	Moodin i lukumääräpitoisuus
n_i	Moodin i hiukkasten määrä kontrollitilavuudessa V

N_l	Pilvipisaroiden lukumääräpitoisuus (cm^{-3})
N_m	Pilvipisarapitoisuus muokatuissa pilvissä
n_s	Pilvipisaraan liunneen aineen moolimäärä
n_w	Ilmaan suihkutettujen suolahiukkasten lukumäärä
p	Ilmakehän paine
p_c°	Veden höyrynpaine puhtaan veden pinnalla
p_f°	Veden höyrynpaine tasaisen alustan pinnalla
p_s°	Veden höyrynpaine liuoksen pinnalla
p_i	Paine mallin korkeustasolla i
q_i	Pilven jääsisältö
q_l	Pilven (nestemäinen) vesisisältö
q_v	Vesihöyryn massasekoitussuhde (kg/kg_{ilma})
Q_{agg}^c	Jääkiteiden kasautuminen lumisateeksi
Q_{aut}^c	Pilvipisaroiden autokonversio eli muuntuminen sadepisaroiiksi hilalaatikon pilvisessä osassa
Q_{cnd}^c	Pilvipisarioihin kondensoituva vesi hilalaatikon pilvisessä osassa
Q_{cnd}^o	Hilalaatikon pilvettömään osaan kulkeutuneen pilviveden haihtuminen
Q_{cnd}^o	Sadepisaroiden haihtuminen hilalaatikon pilvettömässä osassa
Q_{dep}^c	Jääkiteisiin härmistyvä vesihöyry hilalaatikon pilvisessä osassa
Q_{dep}^o	Hilalaatikon pilvettömään osaan kulkeutuneen pilven jääsisällön sublimoituminen
Q_{frc}	Pilvipisaroiden kosketusjäätyminen (engl. contact freezing)
Q_{frh}	Pilvipisaroiden homogeeninen jäätyminen
Q_{frs}	Pilvipisaroiden stokastinen ja heterogeeninen jäätyminen
Q_{mlt}^c	Pilvijään sulaminen

Q_{nukl}	Pilvipisaroiden nukleaationopeus
Q_{racl}^c	Sadepisaroiden yhteenkasvu sateen vaikutuksesta
Q_{saci}^c	Jääkiteiden yhteenkasvu lumen vaikutuksesta (accretion of ice crystals by snow)
Q_{sacl}^c	Jääkiteiden ja sadepisaroiden yhteenkasvu lumen vaikutuksesta
Q_{sub}^o	Lumen sublimoituminen hilalaatikon pilvettömässä osassa
R	Moolinen kaasuvakio
$R(q_x)$	Kulkeutumistermi veden olomuodolle x ($x \in \{v,l,i\}$) eli kuinka paljon vettä siirtyy kyseisessä olomuodossa hilalaatikkoon viereisistä hilalaatikoista
R_a	Ilman erityinen kaasuvakio. $287,058 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$
R_e	Pilvipisaran efektiivinen säde
R_s	Huuhteluparametri (engl. scavenging parameter)
R_v	Pilvipisarapopulaation keskimääräistä tilavuutta vastaava säde
s	Hilalaatikon keskimääräinen suhteellinen kosteus
s_0	Kynnysarvo suhteelliselle kosteudelle pilvipeiton parametrisaatiassa (Sundqvist et al. 1989)
T	Lämpötila
t	Aika
T_i	Lämpötila mallin korkeustasolla i
u	Tuulen nopeus
V	Mielivaltainen kontrollitilavuus
v_d	Kuivadepositionopeus
V_w	Ilman suihkutetun veden tilavuus
w	Pilven efektiivinen nousunopeus
x_w	Veden mooliosuus liuoksessa
z	Korkeus

z_i	Korkeus mallin korkeustasolla i
CAPE	Konvektiivisesti saatavissa oleva potentiaalienergia
OH·	Hydroksyyli-radikaali
r	Hiukkasen säde
SO ₂	Rikkidioksidi
TKE	Turbulenttinen kineettinen energia

Kreikkalaiset symbolit

α_c	Kokeellinen parametri pilvipisara-aktivaatiolle
α	Nukleaatioparametrisaation parametri
β_d	Pilvipisaran säteen skaalausparametri efektiivisen säteen laske- miseksi
β	Nukleaatioparametrisaation parametri
ΔF	Säteilypakote
Δt	Aika-askel
ΔT_s	Pintalämpötilan globaalien keskiarvon muutos
γ	Lämpötilavähetteen $\gamma = -\frac{dT}{dz}$
λ	Ilmastoherkkyysparametri
ν	Molekyylisiä liukenevien ionien määrä
ρ_s	Liunneen suolan tiheys
ρ_a	Ilman tiheys
ρ_w	Veden tiheys
σ_i	Moodin i keskihajonta
σ_w	Veden pintajännitys
σ	Stefanin-Boltzmannin vakio. $\sigma = 5,67 \cdot 10^8 \text{ Js}^{-1}\text{m}^{-2}\text{K}^{-4}$
ν_D	Parametri kullekin eri halkaisijatyypille (ks. yhtälö 4.13)

$\zeta_{n,i}$ Aineen i lukumääräsekoitusuhde (kg_{ilma}^{-1})

Lyhenteet

AEROCOM	Kansainvälinen projekti aerosolitieteen edistämiseksi (Aerosol Comparisons between Observations and Models)
CDO	Climate Data Operators. Ilmastodatan käsittelyyn tarkoitettu ohjelma. (Schulzweida et al. 2009)
DMS	Dimetyylisulfidi
ECMWF	Keskipitkien sääennusteiden Euroopan keskus (engl. European Centre for Medium Range Weather Forecasts)
ILM1	Ilmastonmuokkaussimulaatio, jossa keinotekoisien merisuolavuon funktio on F_1
ILM1 ₁	Vuoden mittainen ilmastonmuokkaussimulaatio, jossa keinotekoisien merisuolavuon funktio on F_1
ILM2	Ilmastonmuokkaussimulaatio, jossa keinotekoisien merisuolavuon funktio on F_2
ILM3	Ilmastonmuokkaussimulaatio, jossa keinotekoisien merisuolavuon funktio on F_3
ILM3 ₁	Vuoden mittainen ilmastonmuokkaussimulaatio, jossa keinotekoisien merisuolavuon funktio on F_3
ILM4	Ilmastonmuokkaussimulaatio, jossa keinotekoisien merisuolavuon funktio on F_4
ILM5	Ilmastonmuokkaussimulaatio, jossa keinotekoisien merisuolavuon funktio on F_5
IPCC	Hallitustenvälinen ilmastonmuutospaneeli
KONT	Kontrollisimulaatio
KONT ₁	Vuoden mittainen kontrollisimulaatio
MH	Musta hiili
MP	Mineraalipöly

MS	Merisuola
NCO	The netCDF Operators. NetCDF-tiedostojen käsittelyyn tarkoitettu ohjelmapaketti.
NetCDF	network Common Data Form. Ohjelmakirjastoja ja dataformaatteja matriisimuotoisen tieteellisen datan käsittelyyn.
OY	Orgaaniset yhdisteet
Sc	Kumpukerrosopilvi, stratocumuluspilvi
SU	Sulfaatti
TAA	Tulevaisuuden aseistamisargumentti. Argumentti ilmastomuokkauksen puolesta. Perustuu väitteeseen, että ilmastomuokkaus on katastrofaalista ilmastomuutosta pienempi paha, joten sitä pitää tutkia. (engl. Arming the future argument (AFA) (Gardiner 2009))

1. JOHDANTO

Ihmiskunnan jatkuvasti kasvaneet kasvihuonekaasupäästöt ovat jo lämmittäneet maapallon ilmastoa ja lämpötilan nousun odotetaan vain jatkuvan (Meehl et al. 2007). Liian hitaasti tapahtuvien päästövähennysten rinnalle on ehdotettu ilmaston tarkoituksellista muokkaamista lämpötilan nousun hillitsemiseksi (esim. Crutzen 2006). Monet tekniikoista perustuvat maapallon heijastuskyvyn nostamiseen joko ilmakehän tai maanpinnan ominaisuuksia muokkaamalla (Keith 2000).

Tässä työssä perehdytään ilmastomuokkaustekniikkaan, jossa keinotekoisista merivesi-injektioista ilmaan siirtyvillä suolaahiukkasilla lisätään merellisten kumpukerospilvien pilvipisarapitoisuuksia (Latham 1990; 2002). Pilvipisaroiden lisääntyminen nostaa pilvien heijastuskykyä (Twomey 1974; 1977) ja vaikuttaa täten maapallon säteilytaseeseen nykytutkimuksen mukaan viilentäen ilmastoa (esim. Forster et al. 2007; Quaas et al. 2009). Merisuolainjektioiden ilmastovaikutuksia ja kykyä torjua ilmastomuutosta on arvioitu ilmastosimulaatioilla (Latham et al. 2008; Jones et al. 2009; Rasch et al. 2009). Jones et al. (2009) tekivät myös lyhyempiä simulaatioita, joiden avulla arvioitiin suurempien pilvipisarapitoisuuksien vaikutuksia maapallon säteilytaseeseen. Ilmastomallien antamien tuloksien perusteella pilvipisarapitoisuuksien merkittävä kasvu pystyisi mahdollisesti kumoamaan kasvaneiden kasvihuonekaasupitoisuuksien aiheuttaman lämpenemisen, mutta paikallisia muutoksia ilmastossa ei voisi välttää (Jones et al. 2009; Rasch et al. 2009). Kemiallisella kulkeutumismallilla saatujen tuloksien mukaan arviot riittävästä merisuolavuosta (Latham 2002) ovat tosin liian pieniä (Korhonen et al. 2010).

Työn tavoitteena on selvittää, miten lisätyt merisuolaahiukkaset vaikuttavat paikallisiin hiukkaspopulaatioihin ja siten pilviin, sekä miten keinotekoiset merisuolaahiukkaset ja kasvaneet pilvipisarapitoisuudet muuttavat maapallon säteilytasetta. Aiemmissä ilmastomalleilla tehdyissä tutkimuksissa (Latham et al. 2008; Jones et al. 2009; Rasch et al. 2009) merisuola-aerosolin vaikutukset mallinnettiin ainoastaan olettamalla pilvipisarapitoisuuksien kasvavan johonkin vakioarvoon muokatuilla merialueilla. Tässä työssä merisuolaahiukkasten päästöt, mikrofysiikka, säteilyvaikutukset ja aktivoituminen pilvipisaroiksi lasketaan eksplisiittisesti. Näin saadaan aiempaa realistisempi käsitys keinotekoisien merisuolaahiukkasten vaikutuksista ilmastoon niiden heijastaessa ja absorboidessa auringon säteilyä (suora vaikutus) että muuttaessa pilvien ominaisuuksia (epäsuora vaikutus). Simulaatiot tehdään ECHAM5-

HAM aerosoli-ilmastomallilla (Stier et al. 2005), joka sisältää kytkennän aerosolihiukkasten ja pilvipisaroiden välillä (Lohmann et al. 2007). Simulaatioissa käytetään staattista merimallia, ja tehdyt simulaatiot ovat lyhyitä, joten varsinaisia ilmastollisia vaikutuksia, kuten sademäärien tai pintalämpötilojen muutoksia, ei tässä työssä tutkita.

Teoriaosassa (luku 2) kerrotaan maapallon ilmakehässä vaikuttavista säteilyprosesseista ja maapallon säteilytaseesta, sekä määritellään säteilypakotteen käsite. Lisäksi käsitellään pienhiukkasten luonnetta ja niiden roolia ilmastosysteemissä. Pilvien syntyminen ja ilmastolliset vaikutukset päättävät ilmasto-osion teoriasta.

Luvussa 3 käydään läpi ilmastonmuokkauksen käsitettä ja historiaa. Siinä annetaan yleiskuvaus erilaisista ehdotetuista ilmastonmuokkauksenaarioista ja perehdytään tarkemmin työssä käsiteltävään merellisten kumpukerrospilvien muokkaamiseen.

Luvussa 4 esitellään käytetty malli tutkimuksen kannalta tärkeimmiltä osin. Ilmastomallin suuren monimutkaisuuden vuoksi yksityiskohtainen kuvaus ei diplomityön laajuudessa olisi mahdollista. Luvussa käydään lyhyesti läpi aerosolihiukkasten ja pilvipisaroiden mikrofysiikan sekä säteilyvaikutusten kuvaus. Mallikuvauksen loppuosio esittelee tehtyjen simulaatioiden ja niiden sisältämien keinotekoisien merisuolapäästöjen suunnittelun. Lyhyesti esitellään myös työtä varten kirjoitettu päästömoduuli (liite A.1), joka liitettiin ilmastomalliin keinotekoisien merisuolapäästöjen toteuttamiseksi.

Luku 5 jatkaa mallikuvausta ilmastomallin ulostulotiedostojen käsittelyn muodossa. Siinä kuvaillaan pääpiirteittäin työtä varten kehitetyt analyysimenetelmät sekä mainitaan ohjelmistot, joita kirjoitetuissa komentosarjoissa käytetään. Näin lukijalle annetaan yleiskuva, miten valmiit tulokset on laskettu mallin antamista ulostulotiedostoista.

Tulokset on esitetty luvussa 6. Sekä aerosolihiukkasten että pilvipisaroiden osalta käsittely keskittyy lähinnä muokatuille merialueille. Luvun loppu keskittyy keinotekoisien merisuolapäästöjen säteilyvaikutuksiin. Sekä merisuola-aerosolin suora että epäsuora vaikutus käsitellään.

Luvun 7 ensimmäisessä puoliskossa arvioidaan tuloksien luotettavuutta. Toisessa osassa käsitellään ilmastonmuokkaukseen liittyviä eettisiä ja yhteiskunnallisia näkökulmia ja ongelmia.

Johtopäätökset ovat luvussa 8.

2. ILMAKEHÄN TEORIAA

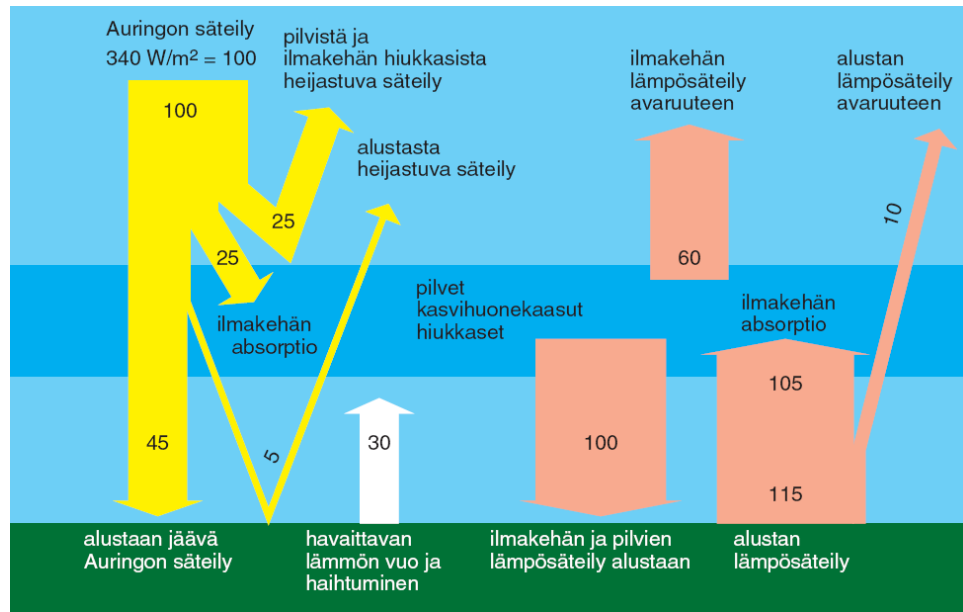
2.1 Maapallon säteilytase

2.1.1 Nykyilmaston energiatalous

Maapallon ilmakehän vuorovaikutus ympäröivän maailmankaikkeuden kanssa on lähinnä sähkömagneettista säteilyä. Erilaiset säteilyprosessit säätelevät ilmakehään saapuvan ja siitä lähtevän energian määrää (Mohanakumar 2008). Aurinko säteilee Maahan lyhytaaltoista säteilyä, josta osa heijastuu suoraan takaisin avaruuteen ja osa absorboituu sekä ilmakehään että maanpintaan. Maa puolestaan säteilee pitkäaaltoista lämpösäteilyä avaruutta kohti. Osa tästä säteilystä absorboituu ilmakehään ja osa heijastuu siitä takaisin maanpintaan. Saapuva ja lähtevä säteily ovat yleisesti ottaen tasapainossa pitkällä aikavälillä. Seuraavaksi maapallon säteily- ja energiata-setta käsitellään havainnollisten keskiarvojen avulla. (Karttunen et al. 2008)

Auringon säteilyn teho ilmakehän yläpinnalla on noin 1366 Wm^{-2} . Koska vain osa maapallosta saa Auringon säteilyä tietyllä hetkellä, on keskimääräinen säteilyteho ilmakehän ulkopinnalla vain noin $341,5 \text{ Wm}^{-2}$, josta käytetään jatkossa pyöristettyä arvoa 340 Wm^{-2} . Maapallon energiataseen keskiarvotetut lämpömäärät on esitetty kuvassa 2.1. Ilmakehän molekyylit, hiukkaset ja pilvet heijastavat saapuvasta Auringon lyhytaaltoisesta säteilystä takaisin noin 25 %. Lisäksi noin 5 % Auringon säteilytehosta heijastuu takaisin maanpinnasta ja karkaa takaisin avaruuteen. Lopusta 70 %:sta auringon säteilystä absorboituu 25 %-yksikköä ilmakehään ja loput 45 %-yksikköä maaperään. Koska maaperä on suurin piirtein säteilytasapainossa ilmakehän kanssa, se luovuttaa saamansa energiamäärän pois. Osa lämmöstä siirtyy ilmapyörteiden mukana havaittavana lämpövuona ilmakehään ja osa menee veden haihtumiseen. Veden tiivistyessä ylempänä haihtumiseen kulunut energia vapautuu jälleen. Tätä kutsutaan sitoutuneeksi lämmöksi. Yhdessä havaittava ja sitoutunut lämpö muodostavat 105 Wm^{-2} suuruisen vuon ilmakehään. Loput energiasta poistuu maaperästä lämpösäteilynä, jonka teho on keskimäärin 390 Wm^{-2} . Maaperän säteilemästä energiamäärästä vain noin 34 Wm^{-2} pääsee suoraan avaruuteen. Ilmakehä absorboi maan lämpösäteilyä noin 360 Wm^{-2} ja säteilee takaisin maanpintaa kohden noin 340 Wm^{-2} teholla. Tämä ilmakehän tapa absorboida maaperästä lähtevää lämpösäteilyä ja säteillä sitä takaisin maanpintaa kohti tunnetaan kasvihuoneilmionä. Ilmakehä säteilee myös avaruuteen noin 200 Wm^{-2} teholla, jolloin maapallo

on säteilytasapainossa avaruuden kanssa. (Karttunen et al. 2008)



Kuva 2.1: Maapallon energiatase nykyilmastossa esitettynä keskiarvojen avulla. (Karttunen et al., s. 113, Kuva 6.2) Julkaistu kustantajan luvalla.

2.1.2 Ilmaston muuttuminen

Luvussa 2.1.1 kuvattiin nykyilmaston summittaista tasapainotilaa kuvaavaa maapallon energia- ja säteilytasetta. Kun Maahan saapuva ja lähtevä säteily ovat tasapainossa, pysyy maapallon globaali keskilämpötila vakiona. Epätasapaino säteilytaseessa johtaa sen sijaan joko lämpötilan nousuun (saapuva säteily suurempi kuin lähtevä) tai laskuun (lähtevä säteily suurempi kuin saapuva). Maapallon lähettämä lämpösäteily puolestaan riippuu maapallon lämpötilasta. Yksinkertaistettuna maapalloa voidaan ajatella mustana kappaleena, jolloin sen lähettämä säteily on Stefanin-Boltzmannin lain mukaan verrannollinen lämpötilan neljänteen potenssiin eli (Mohanakumar 2008):

$$I = \sigma T^4 \quad (2.1)$$

Yhtälössä I on säteilyn intensiteetti, σ on Stefanin-Boltzmannin vakio, joka on suuruudeltaan $5,67 \cdot 10^8 \text{ Js}^{-1}\text{m}^{-2}\text{K}^{-4}$, ja T on säteilevän kappaleen pinnan lämpötila. Jos siis Maahan saapuva säteily on lähtevää suurempi, maapallon lämpötila nousee ja yhtälön 2.1 mukaan Maan lähettämän säteilyn voimakkuus kasvaa lämpötilan kasvaessa. Näin säteilytase saavuttaa uudelleen tasapainon korkeammassa lämpötilassa. Sama periaate toimii myös maapallon jäähtyessä säteilyalijäämän takia.

Säteilypakote on käsite, joka mittaa jonkin ilmastollisen tekijän, esimerkiksi Auringon säteilytehon muutoksen, aiheuttamaa muutosta maapallon säteilytaseessa.

Forster et al. (2007) määrittelevät termin *muutoksena nettoirradianssissa (lyhyt- ja pitkäaaltoisen säteilyn summa [Wm^{-2}]) tropopaussissa, kun stratosfäärin lämpötilojen on annettu saavuttaa uudelleen säteilytasapaino, mutta pinnan ja troposfäärin lämpötilat ja olosuhteet pidetään häiriötä edeltävissä arvoissa.*

Säteilypakote ΔF voidaan yhdistää globaalin pintakeskilämpötilan muutokseen ΔT_s ilmastoherkkyysparametrin λ avulla. Lämpötilan muutos siirryttäessä tasapainotilasta toiseen voidaan esittää kaavalla (Forster et al. 2007):

$$\Delta T_s = \lambda \Delta F \quad (2.2)$$

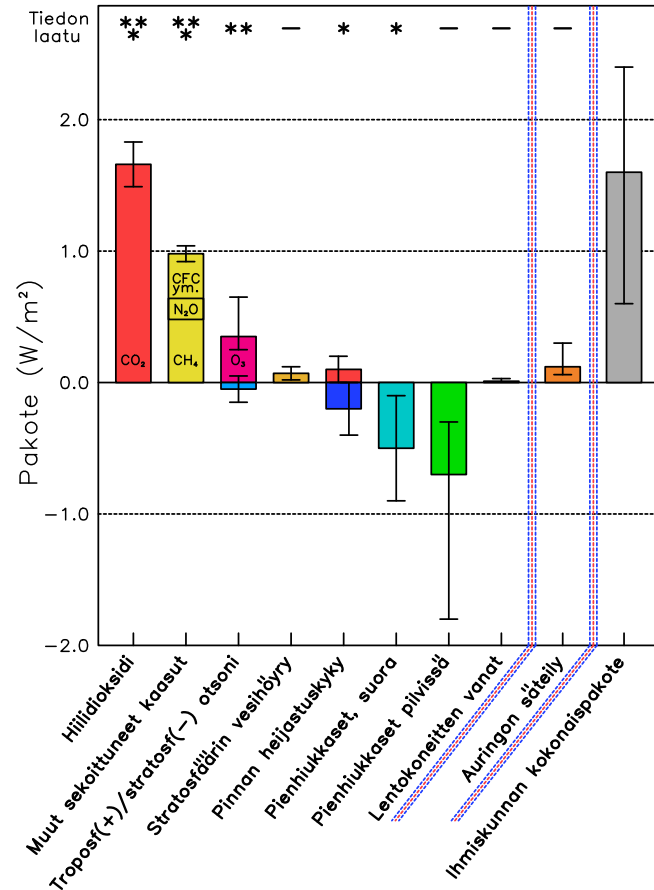
Yhtälö 2.2 on kätevä tapa vertailla eri tekijöiden vaikutusta maapallon keskilämpötilaan. Kuvassa 2.2 on eritelty hallitustenvälisen ilmastonmuutospaneelin (IPCC) kooste maapallon ilmastoon vaikuttavista tekijöistä, kun vuotta 2005 verrataan teollisen ajan alkuun (noin vuosi 1750). Hiilidioksidin kasvanut pitoisuus on suurin yksittäinen positiivinen pakotetekijä. Esimerkiksi Auringon säteilytehossa tapahtuneiden muutoksien aiheuttama säteilypakote on vain noin 7 % siitä. Ihmiskunnan aiheuttaman kokonaissäteilypakotteen arvioidaan olevan noin $1,6 Wm^{-2}$. (Forster et al. 2007)

IPCC:n määrittelemällä säteilypakotteella on omat rajoitteensa. Esimerkiksi aerosolihiukkasten pilviin kohdistuvien vaikutuksien maapallon säteilytasapainoon luomien muutoksien huomioiminen edellyttää, että myös troposfäärin olosuhteiden annetaan muuttua (Forster et al. 2007). Haywood et al. (2009) esittivät korvaavaksi määritelmäksi säteilyvuon häiriötä (engl. radiative flux perturbation). Se voidaan laskea vertaamalla ilmastomallilla simuloitua nykyilmastoa esiteolliseen ilmastoon käyttäen molemmissa simulaatioissa määrättyä meren pintalämpötilaa ja jääpeittoa. Näin jonkin tekijän aiheuttamat dynaamiset muutokset saadaan huomioitua, mutta pakotteen laskeminen on vielä suhteellisen yksinkertaista, koska täysin kytettyä ilmastomallia ei tarvita (Haywood et al. 2009). Näin lasketut kasvihuonekaasujen ja aerosolihiukkasten säteilyvuon häiriöt vastaavat suhteellisen hyvin perinteisen säteilypakotteen käsitteen avulla laskettuja arvoja (Lohmann et al. 2010). Tässä työssä käytetään kokonaissäteilypakotteen laskemisessa säteilyvuon häiriön käsitettä vertaamalla kontrollisimulaation ja ilmastonmuokkaussimulaation säteilytasetta ilmakehän yläpinnalla.

2.2 Pienhiukkaset ilmakehässä

2.2.1 Yleiskatsaus pienhiukkasiin

Aerosoli tarkoittaa kaasun ja joko nestemäisten tai kiinteiden hiukkasten seosta. Näitä hiukkasia kutsutaan joko aerosoli- tai pienhiukkasiksi. (Pöschl 2005) Niiden koko



Kuva 2.2: Hallitustenvälisen ilmastonmuutospaneelin (IPCC) arvio eri tekijöiden aiheuttamista säteilypakotteista. Kuvan on tuottanut Ilmatieteen laitos IPCC:n neljännen arviointiraportin yhteenvetoon (Alley et al. 2007), ja luvut perustuvat IPCC:n neljänteen arviointiraporttiin (Forster et al. 2007). Julkaistu tekijän luvalla.

vaihtelee muutamasta nanometristä noin sataan mikrometriin (Seinfeld & Pandis 2006) ja myös kemiallisessa koostumuksessa on suuria eroja eri hiukkasten välillä. Aerosolihiukkasilla on sekä merkittäviä haitallisia terveysvaikutuksia (Bernstein et al. 2004) että suuri rooli ilmastosteemin toiminnassa (Carslaw et al. 2010).

Aerosolihiukkaset voidaan syntytapansa perusteella jakaa kahteen luokkaan: primäärisiin ja sekundäärisiin. Primääriset hiukkaset ovat maanpinnalta ilmakehään siirtyneitä kiinteitä tai nestemäisiä hiukkasia, kuten esimerkiksi tiepölyä. Sekundääriset hiukkaset sen sijaan syntyvät ilmakehässä kaasumaisista aineista. Tätä uusien hiukkasten syntymistä ilmakehässä kutsutaan nukleatioksi. Ilmakehän pienhiukkasia on sekä luonnollisista että ihmisperäisistä lähteistä. Luonnollisista hiukkaslähteistä ja hiukkasia muodostavista kaasusta tärkeitä ovat esimerkiksi hiekkapöly, planktonien ilmaan vapauttama dimetyylisulfidi, metsäpalot ja meriveden suola. (Pöschl 2005) Myös ajoittaiset tulivuoren purkaukset ovat tärkeitä hiukkasten lähteitä vapauttaessaan ilmakehään suuria määriä rikkidioksidia (SO_2) (Robock 2000). Ihmis-

peräisistä lähteistä merkittävämpiä ovat liikenne, sekä fossiilisten että biopohjaisten polttoaineiden poltto ja teollisuus (Dentener et al. 2006).

Aerosolihiukkaspopulaatioita luokitellaan joko ulkoisesti tai sisäisesti sekoittuneiksi (Pöschl 2005). Ulkoisesti sekoittuneen hiukkasjoukon hiukkasten kemiallisessa koostumuksessa on eroja. Populaatio voi koostua vaikka sekä merisuola hiukkasista että hiekkapölystä. Sisäisesti sekoittuneen populaation kemiallinen koostumus on homogeeninen. Kaikissa populaation hiukkasissa on samanlainen suhde eri aineita.

Hiukkasten kokojakauma ja pitoisuus ilmassa vaihtelevat suuresti sekä ajallisesti että paikallisesti. Troposfäärissä kokonaislukumäärä- ja massapitoisuudet vaihtelevat tyypillisesti suurin piirtein välillä $10^2 - 10^5 \text{ cm}^{-3}$ ja $1 - 100 \mu\text{gm}^{-3}$ (Pöschl 2005).

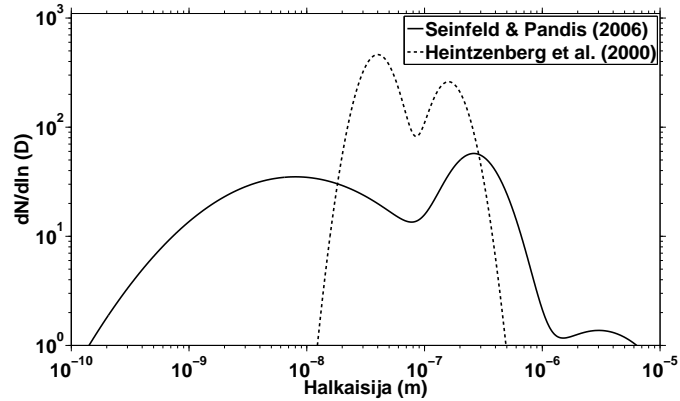
Hiukkaset vaikuttavat ilmastoon monilla tavoilla. Yleensä vaikutus jaetaan suoraan ja epäsuoraan vaikutukseen. Hiukkasten sirottaessa ja absorboidessa säteilyä on kyse suorasta vaikutuksesta. (Forster et al. 2007) Aerosolien epäsuora vaikutus puolestaan perustuu hiukkasten vuorovaikutukseen pilvien kanssa, ja siihen liittyy vielä suuria epävarmuustekijöitä (Denman et al. 2007). Aerosolien suoraa vaikutusta käsitellään tarkemmin luvussa 2.2.3 ja epäsuoraa vaikutusta luvussa 2.3.4.

2.2.2 Merellinen aerosoli

Merellinen aerosoli on yksi tärkeimmistä luonnollisista aerosolisysteemeistä (O'Dowd & de Leeuw 2007). Hiukkaspitoisuudet ovat pieniä verrattuna mantereelliseen aerosoliin. Tyypillisesti lukumääräpitoisuudet vaihtelevat välillä $100-300 \text{ cm}^{-3}$ (Seinfeld & Pandis 2006). Merellinen aerosolijakauma koostuu yleensä kolmesta erikokoisesta moodista: Aitkenin moodista, akkumulaatiomoodista ja karkeasta moodista. Kaksi tyypillistä kokojakaumaa, jotka on määritetty useiden eri mittauksien perusteella on esitetty kuvassa 2.3. Oikeat aerosolijakaumat merellä voivat erota näistä keskiarvoista suurestikin.

Massaosuudeltaan suurin yksittäinen aine merellisissä aerosolihiukkasissa on merisuola (O'Dowd & de Leeuw 2007), joka puolestaan koostuu pääosin natrium- (Na^+), kloridi- (Cl^-), sulfaatti- (SO_4^{2-}), kalsium- (Ca^{2+}) ja kaliumioneista (K^+) (Seinfeld & Pandis 2006). Merisuola hiukkaset ovat primäärisiä ja ne ovat peräisin aaltojen pärskeistä (O'Dowd et al. 1997). Merisuolan lisäksi merellisessä aerosolissa löytyy runsaasti dimetyylisulfidi- ja ihmisperäisiä sulfaattiyhdisteitä (Heintzenberg et al. 2000) sekä lukuisia orgaanisia yhdisteitä (Carslaw et al. 2010).

Tärkein merisuolavuon suuruuteen vaikuttava tekijä on tuulen nopeus. Suuremmilla tuulen nopeuksilla ilmaan siirtyy enemmän suola hiukkasia, ja suurimmillaan noin $1000 \mu\text{gm}^{-3}$ massapitoisuuksia on mitattu $15 - 20 \text{ ms}^{-1}$ tuulen nopeuksilla. Merisuolavuon funktioksi on kehitetty erilaisia parametrisaatioita, joista useimmissa vuo riippuu tuulen nopeuden ykköstä suuremmasta potenssista. Globaalisti ilmaan siirtyneestä merisuolan massasta 92 % on hiukkasissa, joiden säde on yli puoli mik-



Kuva 2.3: Kaksi merellistä aerosolijakaumaa. Aerosolihiukkasten kokojakauma esitetään yleensä lukumääräpitoisuuden tiheysfunktion avulla (Seinfeld & Pandis 2006). Yhtenäinen käyrä on laskettu Seinfeld & Pandis (2006) esittämien tyypillisen merellisen hiukkasjakauman parametrien avulla. Se koostuu Aitkenin moodista ja akkumulaatiomoodista sekä karkeasta moodista. Katkoviiva on useisiin mittauksiin perustuva merellistä aerosolia eteläisten leveyspiirien $15^\circ - 30^\circ$ välisellä alueella edustava keskimääräinen kahdesta moodista koostuva jakauma (Heintzenberg et al. 2000).

rometriä, kun taas pienemmät hiukkaset muodostavat pääosan hiukkaspopulaation lukumäärästä. (O'Dowd & de Leeuw 2007)

2.2.3 Aerosolihiukkasten suora vaikutus

Aerosolihiukkasten suora vaikutus tarkoittaa niiden kykyä sirottaa ja absorboida säteilyä. Suurimmalla osalla hiukkasista tämä vaikutus on viilentävä niiden heijastaessa Auringon säteilyä takaisin avaruuteen. Kuitenkin mustasta hiilestä koostuvat hiukkaset absorboivat tehokkaasti Auringon säteilyä ja siten lämmittävät ilmakehää. Aerosolihiukkaset vaikuttavat myös pitkäaaltoiseen säteilyyn. Esimerkiksi merisuolahiuksat absorboivat merkittävästi pitkäaaltoista säteilyä, millä on lämmittävä vaikutus ilmastoon (Satheesh & Lubin 2003). Merisuolahiuksat suoraa vaikutuksen aiheuttama kokonaissäteilypakote on kuitenkin negatiivinen (Satheesh & Moorthy 2005). IPCC:n neljännen arviointiraportin mukaan ihmisperäisten aerosolien suoraa vaikutuksen aiheuttama säteilypakote on noin $-0,50 [\pm 0,40] \text{ Wm}^{-2}$ (Forster et al. 2007).

Merisuolahiuksat säteilyvaikutuksen arviointia hankaloittaa saatavilla olevien mittaustulosten vähäisyys. Merillä ei ole tiheää mittaustalokostoa, ja lisäksi suurilla tuulen nopeuksilla mittaaminen on vaikeaa. (Satheesh & Moorthy 2005)

2.3 Pilvet ilmakehässä

2.3.1 Pilvipisaroiden syntyminen

Pilvet ovat tärkeä osa ilmakehää. Ne vaikuttavat merkittävästi maapallon säteilytaseeseen heijastaen auringon säteilyä ja vangiten maanpinnan lähettämää pitkäaaltoista säteilyä. Pilvillä on myös suuri rooli veden kiertokulussa, kun vesi siirtyy niistä maanpinnalle sateena tai lumena. Ilmakehän hiukkasten joutuminen pilvipisariin ja sitten sateen mukana maanpinnalle on niille tärkeä poistumismekanismi. Pilvet tarjoavat myös väliaineen vesifaasin kemiallisille reaktioille ilmakehässä. Lisäksi pilvien pystyvirtaukset vaikuttavat merkittävästi pystysuuntaiseen jäljitysaineiden jakaantumiseen ilmakehässä. (Seinfeld & Pandis 2006)

Höyrynpainetta (vesihöyryn osapaine), jolla tiivistyminen ja haihtuminen ovat yhtä suuria tasaisella vesipinnalla, kutsutaan vesihöyryn kyllästyspaineeksi. Suhteellinen kosteus tarkoittaa höyrynpaineen suhdetta vesihöyryn kyllästyspaineeseen. Puhdas vesihöyry alkaa tiivistyä pisaroiksi vasta, kun suhteellinen kosteus nousee useaan sataan prosenttiin. Ilmakehässä pilvipisaroita havaitaan kuitenkin jo, kun ilma on juuri ylikyllästynyt vesihöyryn suhteen. (Ylikyllästystila tarkoittaa suhteellisen kosteuden 100 %:n ylittävää osaa.) Tämä johtuu veden tiivistymisestä ilmakehän pienhiukkasten pinnalle. (Rogers & Yau 1996) Aerosolihiukkasen kyky aktivoitua pilvipisaraksi riippuu sen koosta ja kemiallisesta koostumuksesta sekä vallitsevasta ylikyllästystilasta. Tietyissä ylikyllästystilassa aktivoitumaan kykenevät hiukaset määrittellen tiivistymisytimiksi (engl. cloud condensation nuclei). Ilmakehässä on aina jonkin verran tiivistymisytimiä, joten ylikyllästystila nousee harvoin yli 1 %:n. (Seinfeld & Pandis 2006)

2.3.2 Köhlerin teoria

Vettä sisältävän hiukkasen aktivoituminen pilvipisaraksi tarkoittaa hiukkasen nopeata kasvua veden tiivistyessä sen pinnalle. Jos ilmakehän suhteellinen kosteus on vakio, voidaan kullekin hiukkaselle löytää kriittinen ylikyllästystila, jolloin se aktivoituu. (Seinfeld & Pandis 2006) Ympäröivän ilmakehän ylikyllästystila on siis erittäin olennainen pilvipisaroiden aktivoitumisen kannalta. Tasapainotilassa hiukasiin tiivistyvän veden määrä on yhtä suuri niistä haihtuvan vesimäärän kanssa. Tiivistymisnopeuteen vaikuttaa ylikyllästystilan suuruus, kun taas pisaran pinnalta haihtuvan veden määrä riippuu merkittävästi pisaran lämpötilasta ja sen pintajännityksestä. (Rogers & Yau 1996)

Tasaisella pinnalla tiivistymisnopeus on tasapainossa haihtumisnopeuden kanssa kun suhteellinen kosteus eli vallitsevan höyrynpaineen suhde vesihöyryn kyllästyspaineeseen on yksi. Kaarevalla pinnalla veden pintajännityksen aiheuttama voima

on pienempi, joten tasapainoon tarvitaan suurempi suhteellinen kosteus verrattuna tasaiseen alustaan. (Seinfeld & Pandis 2006) Puhtaasta vedestä koostuvan pisaran pinnalla vallitseva veden höyrynpaineen $p_w(D_p)$ suhde tasaisella pinnalla samassa lämpötilassa T vallitsevaan höyrynpaineeseen p° voidaan esittää kaavalla (Seinfeld & Pandis 2006):

$$\frac{p_w(D_p)}{p_f^\circ} = \exp\left(\frac{4M_w\sigma_w}{RT\rho_w D_p}\right) \quad (2.3)$$

Yhtälössä M_w on veden moolimassa, σ_w on veden pintajännitys, R on moolinen kaasuvakio, ρ_w on veden tiheys ja D_p on pisaran halkaisija. Höyrynpaineen suhde vesihöyryyn kyllästyspaineeseen on esitetty kuvassa 2.4. Pieni vesipisara tarvitsee erittäin suuren suhteellisen kosteuden, ettei se haihtuisi. Pisaran koon kasvaessa tasapainoon tarvittava suhteellinen kosteus sen sijaan lähenee tasaisen pinnan tapausta.

Ilmakehässä olevat pilvipisarat eivät kuitenkaan koostu vain puhtaasta vedestä. Pisarassa olevat liuenneet epäpuhtaudet pienentävät pisaran pinnalla vallitsevaa höyrynpainetta pienentäessään veden mooliosuutta pisarassa. (Seinfeld & Pandis 2006) Tämä voidaan esittää laimeassa liuoksessa tasaisella pinnalla Raoultin lain avulla (Seinfeld & Pandis 2006):

$$p_s^\circ = x_w p_c^\circ \quad (2.4)$$

Yhtälössä x_w on veden mooliosuus liuoksessa ja p_s° on veden höyrynpaine liuoksen pinnalla ja p_c° on veden höyrynpaine puhtaan veden pinnalla. (Seinfeld & Pandis 2006)

Olettamalla pisaraan liuenneen aineen tilavuus mitättömän pieneksi verrattuna pisaran tilavuuteen sekä liuenneen aineen moolimäärä pisaran koosta riippumattomaksi voidaan yhtälö 2.3 yleistää tapaukseen, jossa pisarassa on n_s moolia liuennutta ainetta:

$$\ln\left(\frac{p_w(D_p)}{p^\circ}\right) = \frac{4M_w\sigma_w}{RT\rho_w D_p} - \frac{6n_s M_w}{\pi\rho_w D_p^3} \quad (2.5)$$

Kehitetään seuraavaksi yhtälö 2.5 kuivahalkaisijaltaan D_{kuiva} olevan suola hiukkasen sisältävän vesipisaran kuvaamiseen. Liuennut ainemäärä n_s tarkoittaa tässä tapauksessa liuenneita ioneita, joka saadaan kertomalla suolan ainemäärä yhdestä suolamolekyylistä liukenevien ionien määrällä ν :

$$n_s = \frac{\nu m_s}{M_s} \quad (2.6)$$

Yhtälössä m_s on liuenneen suolan massa ja M_s on suolan moolimassa. Olettamalla suola hiukkanen pallonmuotoiseksi voidaan yhtälön 2.5 oikean puolen toinen termi

lausua muodossa:

$$\frac{6n_s M_w}{\pi \rho_w D_p^3} = \frac{D_{kuiva} \nu M_w \rho_s}{M_s \rho_w D_p^3} \quad (2.7)$$

Yhtälössä ρ_s on liuenneen suola tiheys.

Yksinkertaistetaan yhtälöä 2.5 määrittelemällä:

$$A_K = \frac{4M_w \sigma_w}{RT \rho_w} \quad B_S = \frac{D_{kuiva} \nu M_w \rho_s}{M_s \rho_w} \quad (2.8)$$

Nyt yhtälö 2.5 voidaan lausua A_K :n ja B_S :n avulla lausua seuraavasti:

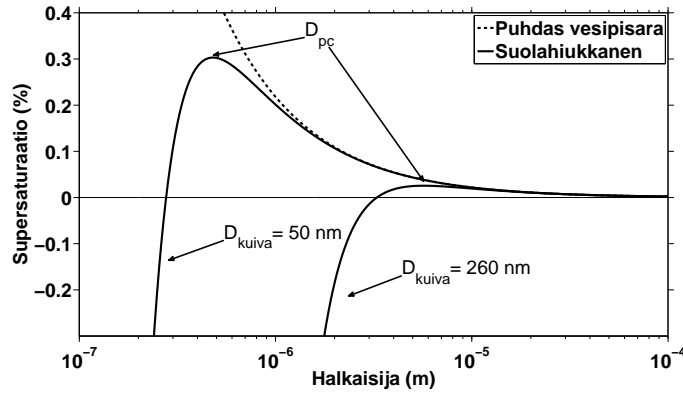
$$\ln \left(\frac{p_w(D_p)}{p^\circ} \right) = \frac{A_K}{D_p} - \frac{B_S}{D_p^3} \quad (2.9)$$

Yhtälöt 2.5 ja 2.9 ovat muotoja Kohlerin yhtälöistä. Kuvassa 2.4 on puhtaasta vedestä koostuvan pisaran tasapainokäyrän lisäksi esitetty kuivahalkaisijoiltaan 50 nm ja 260 nm natriumkloridihiukkasten Köhlerin käyrät. Kun liennutta suolaa on enemmän, on myös tarvittava termodynaamiseen tasapainoon tarvittava ylikyllästystila huomattavasti pienempi. Lisäksi suolaa sisältävän hiukkaseen tiivistyy vettä jo kyllästysrajan alapuolella. Kuvassa näkyy lisäksi kummallekin hiukkaselle ominainen kriittinen halkaisija D_{pc} ja kriittinen ylikyllästystila. Kun hiukkaseen on tiivistynyt vettä niin paljon, että sen halkaisija ylittää kriittisen halkaisijan, se kasvaa spontaanisti, jos suhteellinen kosteus pysyy vakiona (Seinfeld & Pandis 2006). Kriittinen ylikyllästystila kullekin hiukkaselle tarkoittaa riittävää suhteellista kosteutta hiukkasen aktivoitumiselle pilvipisaraksi (Seinfeld & Pandis 2006). Teoria pätee vain, jos suhteellinen kosteus ei muutu merkittävästi veden tiivistyessä hiukkasiin. Iso pilvipisara voi esimerkiksi imeä itseensä niin paljon vettä, että pienemmät pisarat alkavat haihtua (Nenes et al. 2001).

2.3.3 Merelliset kumpukerrospilvet ja pilvien vaikutus säteilyyn

Kumpukerrospilvet eli stratocumuluspilvet (Sc) ovat matalia, harmaita ja kerrosmaisista pilviä, joilla ei ole selkeää muotoa ja jotka harvoin tuottavat sadetta. Ne kuuluvat stratuspilvien luokkaan. Meren pinta-alasta niiden ja muiden stratuspilvien peitossa on noin 18 %. Merellisten kumpukerrospilvien alaosa on tyypillisesti lämmin (5–10 °C) ja pilvien paksuus on useita satoja metrejä. (Hobbs 1993)

Kaikkien pilvien avaruuteen heijastaman lyhytaaltoisen säteilyn globaali keskiarvo on 50 Wm^{-2} (Karttunen et al. 2008). Pilvet toisaalta myös tehokkaasti absorboivat pitkäaaltoista säteilyä (Seinfeld & Pandis 2006). Kun pilvien absorption aiheuttama lämmittävä vaikutus, joka on noin 30 Wm^{-2} , otetaan huomioon, saadaan pilvien kokonaisvaikutukseksi -20 Wm^{-2} (Karttunen et al. 2008). Pilvien olemas-



Kuva 2.4: Köhlerin käyrät (yhtenäiset viivat) 50 nm ja 260 nm natriumkloridihiukkasille. Katkoviiva kuvaa puhtaasta vedestä koostuvan pisaran tasapainohöyrnpainetta. Yhtenäisten käyrien huiput osoittavat kriittisen halkaisijan D_{pc} , jonka saavuttavat hiukkaset kasvavat spontaanisti jos suhteellinen kosteus pysyy vakiona. Samasta pisteestä nähdään myös hiukkaselle ominainen kriittinen suhteellinen kosteus, joka riittää aktivoimaan hiukkasen pilvipisaraksi.

sa olo siis tuntuvasti viilentää ilmastoja verrattuna ilmastoon, jossa pilviä ei olisi lainkaan. Pilvien korkeus on olennainen tekijä niiden säteilyvaikutusten kannalta. Korkeammalla olevat pilvet ovat keskimäärin kylmempiä ja siten säteilevät vähemmän pitkäaaltoista säteilyä (ks. Kaava 2.1) (Seinfeld & Pandis 2006). Tästä johtuen korkealla sijaitsevien pilvien vaikutus ilmastoon on lämmittävä.

Kumpukerros- ja alapilvet kuuluvat alapilviin, jotka aiheuttavat suurimman osan pilvien viilentävästä vaikutuksesta. Alueilla, joilla stratuspilviä on paljon, kuten pohjoisella Tyynellä merellä, pilvien kokonaisvaikutus paikalliseen säteilytasapainoon voi olla jopa välillä -40 Wm^{-2} – -60 Wm^{-2} . (Seinfeld & Pandis 2006)

2.3.4 Aerosolien epäsuora vaikutus

Koska kaikki luonnossa olevat pilvipisarot muodostuvat tiivistymisytiminä toimivien aerosolihiukkasten ympärille (Rogers & Yau 1996), on aerosolihiukkasten vaikutus pilviin ilmeisesti huomattavan suuri. Ilman niitä ei pilviä olisi. Aerosolihiukkasten kykyä muuttaa pilvien ominaisuuksia ja vaikuttaa siten maapallon säteilytasapainoon, kutsutaan aerosolien epäsuoraksi vaikutukseksi (Denman et al. 2007).

Aerosolihiukkaset vaikuttavat pilviin monin tavoin. Tämän työn kannalta tärkeimmät ovat vettä sisältäviin pilviin kohdistuvat kaksi vaikutusta. Ensimmäinen epäsuora vaikutus perustuu lisääntyvän tiivistymisydinpitoisuuden aiheuttamaan pilvipisarapitoisuuden kasvuun, kun pilven vesisisällön oletetaan olevan muuttumaton (Twomey 1977). Keskimäärin ensimmäinen epäsuora vaikutus johtaa pienempiin pilvipisaroihin ja lisää pilvien heijastuskykyä. Aerosolihiukkasten ja pilvien vuorovaikutuksen monimutkaisuus sekä paikalliset sääolot kuitenkin aiheuttavat huomatta-

vaa vaihtelua ilmiölle. On esimerkiksi tehty tutkimuksia, joissa yhteyttä kasvaneen tiivistymisydinpitoisuuden ja heijastuskyvyn välillä ei ole havaittu. (Forster et al. 2007)

Kaikkien IPCC:n neljänteen arviointiraporttiin kerättyjen tulosten mukaan aerosolien ensimmäinen epäsuora vaikutus on nettovaikutukseltaan ilmastoa viilentävä, vaikkakin sen tieteellisen ymmärryksen taso arvioidaan heikoksi. Se on kuitenkin parhaiten ymmärretty aerosolien epäsuorista vaikutuksista. Ensimmäisen epäsuoran vaikutuksen mediaaniarvo eri mallien mallitulosten välillä on IPCC:n neljännessä arviointiraportissa -0.7 Wm^{-2} ja arvo on 95 % luottamusvälillä alueella $-0.3 - -1,8 \text{ Wm}^{-2}$ (Forster et al. 2007).

Toinen epäsuora vaikutus on seurausta ensimmäisestä. Pienempien pilvipisaroiden otaksutaan muodostava vähemmän sadetta, jolloin pilvien elinikä kasvaa (Albrecht 1989). Tulokset todellisista vaikutuksista ovat kuitenkin ristiriitaisia. Esimerkiksi vaikka pienemmät pisarat tuottavat vähemmän sadetta, ne myös haihtuvat nopeammin. Yksittäisiä pilviä mallintamalla on esimerkiksi havaittu toisen epäsuoran vaikutuksen joko lisäävän tai vähentävän sadetta konvektiivisissa pilvissä (Haywood et al. 2009). IPCC:n neljännen arviointiraportin mukaan nykytiedon valossa aerosolien toinen epäsuora vaikutus vähentää sadetta globaalissa skaalassa ja vaikuttaa ilmastoon viilentävästi. Ilmiön tieteellinen ymmärrys arvioidaan kuitenkin erittäin heikoksi. (Denman et al. 2007) Toisen epäsuoran vaikutuksen arvioidaan vastaavaan suuruudeltaan ensimmäistä epäsuoraa vaikutusta, mutta eri ilmastomallien antamat arviot poikkeavat toisistaan suuresti (Lohmann & Feichter 2005).

Aerosolien epäsuoran vaikutuksen globaalin keskiarvon määrittäminen on vaikeaa. Kaikkia asiaan vaikuttavia prosesseja ei vielä ymmärretä, ja globaalien mallien hilalaatikkojen koko on liian suuri näiden prosessien simuloimiseksi. Lisäksi tieto aerosolihiukkasten kokojakaumista on vielä liian puutteellinen, jotta niiden vaikutukset pilviin voitaisiin tarkasti laskea. (Forster et al. 2007)

3. ILMASTONMUOKKAUS

3.1 Yleiskatsaus ilmastonmuokkaukseen

3.1.1 Ilmastonmuokkauksen määrittely

Nykyisen ilmastopoliitiikan tehottomuus tarvittavien päästövähennysten saavuttamiseksi on saanut useita huomattavia ilmastotieteilijöitä tuomaan esille vaihtoehtoisia tekniikoita, joilla maapallon lämpenemistä voitaisiin estää ilmaston luonnollisiin prosesseihin vaikuttamalla. Englannin kielellä nämä tekniikat tunnetaan nimellä *geoengineering*, mutta suomen kielessä ei ainakaan vielä ole vakiintunutta vastinetta sanalle. Joronen et al. (2009) käyttävät sanaa ilmastonmuokkaus, joka on myös omaksuttu tässä työssä. Käsitteeseen sisällytetään englanninkielisen vastineensa tavoin ei pelkästään ilmakehän, vaan myös kaikkien ilmastosysteemin komponenttien muokkaus.

Tässä työssä sana *ilmastonmuokkaus* määritellään *tietoiseksi ja laajamittaiseksi ympäristön manipuloinniksi* (Keith 2000). Tämän määritelmän mukaan esimerkiksi ihmiskunnan kasvihuonekaasupäästöjen aiheuttamaa ilmastonmuutosta ei voida pitää ilmastonmuokkauksena, koska se on ainoastaan seuraus fossiilisten polttoainoiden käytöstä, jonka tarkoitus puolestaan on ollut vain energian saannin turvaaminen eikä ilmaston lämmittäminen. Määritelmään kuuluu lisäksi toimenpiteen tavoitteen olevan pienentää tai kumota ihmisen aiheuttamaa ilmastonmuutosta. On esitetty myös ideoita laajamittaisista toimenpiteistä, joiden tavoitteena olisi muokata ilmastoa luonnollista paremmaksi esimerkiksi sulattamalla pohjoisia jäätiköitä (Rusin & Flit 1962). Eräät ilmastonmuokkauksen puolestapuhujat sisällyttävät sanaan kaiken ihmisen päämäärätietoisien toiminnan, jolla on laajamittaisia seurauksia. Tämän määritelmän mukaan ihmiskunta on harrastanut ilmastonmuokkausta alkaen tulen käyttämisestä ruoanlaittoon, maan raivaukseen ja metallien sulattamiseen (Lovelock 2008).

3.1.2 Ilmastonmuokkauksen tutkimuksen historiaa

Vaikka tuhoisan ilmanstonmuutoksen pelko on nostanut teeman viime vuosina suuren huomion kohteeksi tiedemaailmassa, on ilmastonmuokkauksesta puhuttu jo huomattavan aikaisin. Ilmastonmuokkauksen tutkimuksen historiassa sana *geoenginee-*

ring ilmestyi virallisiin julkaisuihin luultavasti ensimmäisen kerran vuonna 1977 (Schneider 2008). Tuolloin Cesare Marchetti ehdotti suurista polttolaitoksista talteenotetun hiilidioksidin sijoittamista syvälle meriin (Marchetti 1977). Nykyisin hiilidioksidin mekaanista talteenottoa ei enää lasketa Marchettin luoman termin alle.

Marchettin ehdostusta radikaalimpiakin ideoita maapallon ilmaston säätelemiseksi on esitetty jo varhain. Samana vuonna Marchettin artikkelin kanssa ilmestyi Budykon kirja (Budyko 1977), jossa ehdotettiin aerosolihiukkaskerroksen luomista stratosfääriin tavoitteena heijastaa auringon säteilyä takaisin avaruuteen (Keith 2000).

Yhdysvalloissa julkaistiin toisen maailmansodan jälkeen lukuisia raportteja, joissa ilmastonmuutoksen uhkaa arvioitiin ja esiteltiin myös erilaisia ratkaisuja. *Säännä ja ilmastonmuokkaus* oli usein mainittuna, vaikka raportteihin ei tosin sisällynyt tavoitetta ihmiskunnan ilmastovaikutuksiin vastaamisesta. Siksi selvitysten ei lasketa koskeneen varsinaisesti ilmastonmuokkausta tässä työssä käytetyn määritelmän (Keith 2000) mukaan. Vuonna 1992 Yhdysvaltojen kansallisen tiedeneuvoston (US National Research Council) julkaisemassa raportissa oli laaja selvitys ilmastonmuokkauksen mahdollisuuksista (Panel on Policy Implications of Greenhouse Warming 1992). Siinä käsiteltiin monipuolisesti erilaisten tekniikoiden potentiaalia ja tehtiin myös alustavia kustannusarvioita. Selvityksessä esiteltiin esimerkiksi CFC-yhdisteiden poistamista ilmakehästä voimakkaiden laserien avulla ja pienten peilien viemistä kiertoradalle pienentämään maahan tulevaa auringon säteilyä. (Keith 2000) Ilmastonmuokkauksen sisällyttäminen raporttiin aiheutti paljon väittelyä sekä paneelin sisä- että ulkopuolella, koska monet pelkäsivät pelkän ideankin ilmastonmuokkauksen mahdollisuudesta kelpaavan tekosyyksi *ilmakehän käyttämiseksi hinnoittele mattomana viemärinä* (Schneider 1996).

Ilmastotieteilijöiden suureksi kiinnostuksen kohteeksi ilmastonmuokkaus nousi kemian Nobel-voittajan Paul J. Crutzenin aiheesta julkaiseman esseen (Crutzen 2006) seurauksena. Kirjoituksessaan Crutzen kokosi yhteen aiheeseen liittyviä tutkimustuloksia ja arvioi ilmaston jäähdyttämisen teknistä toteutettavuutta. Hän painotti kasvihuonekaasupäästöjen vähentämisen ensisijaisuutta ilmastonmuutoksen hidastamisessa, mutta kehotti myös tiedemaailmaa tutkimaan ilmastonmuokkauksen mahdollisuutta varautuen mahdollisuuteen, että ilmastonmuutos uhkaa riistäytyä käsistä riittämättömien poliittisten toimenpiteiden takia.

Viime vuodet ilmastonmuokkaus ja varsinkin maapallon ilmastoa viilentäviä tulivuoren purkauksia jäljittelevä rikkidioksidin lisääminen stratosfääriin on ollut kii-vaan tutkimuksen kohteena. Vuosikymmenten takaiset aiheesta julkaistut artikkelit olivat lähinnä vain idean pyörittelyä, mutta nyt kehittyneet ilmastomallit ovat mahdollistaneet laajamittaisen tutkimuksen ilmastonmuokkauksen mahdollisista vaikutuksista.

3.1.3 Erilaisia tekniikoita ilmaston muokkaamiseen

Ilmastonmuokkaukseen on ideoitu ja kehitelty varsin monenlaisia tekniikoita avaruuteen sijoitettavista peleistä asuttujen alueiden maalaamiseen valkoiseksi (Angel 2006; Hamwey 2007). Tässä työssä käsitellään vain aiemman määritelmän (Keith 2000) mukaisia tekniikoita, joihin esimerkiksi hiilidioksidin kerääminen talteen tuotantovaiheessa ei lukeudu. Hiilidioksidin talteenotto polttovaiheessa vastaa enemmän parantunutta polttoprosessia kuin maapallon ilmaston tietoisista muokkaamista (Keith 2001).

Ilmastonmuokkaukseen mahdollisesti käytettäviä tekniikoita voidaan luokitella esimerkiksi jakamalla ne kahteen pääluokkaan: maapallon energiataseeseen ja maapallon energian kulkeutumismekanismeihin vaikuttaviin (Keith 2000). Tässä jaottelussa energiatasetta muuttavat tekniikat jaetaan edelleen lyhyt- ja pitkäaaltoiseen säteilyyn vaikuttaviin ryhmiin. Lyhytaaltoisen sähkömagneettisen säteilyn energiataseeseen muuttamisella tarkoitetaan käytännössä maapallon heijastuskyvyn muokkaamista. Maanpinnan heijastuskyvyn lisäämiseksi on ehdotettu esimerkiksi suurien aavikkoalueiden päällystämistä muovilla (Gaskil 2004) tai urbaanien alueiden kattojen ja liikenneväylien pintamateriaalien vaihtamista paremmin auringonvaloa heijastaviin (Akbari et al. 2008). Maapallon heijastuskykyä voidaan tehostaa myös ilmakehään tehtävillä muutoksilla. Yksi viime vuosina paljon tutkittu keino olisi lisätä stratosfääriin sulfaattihiukkasia suuria tulivuoren purkauksia jäljitellen (esim. Rasch et al. 2008). Toinen ilmakehän ominaisuuksien muuttamishdotus on alapilvien heijastuskyvyn ja eliniän lisääminen meren pinnan tasolta sirotettavien pilviytiminä toimivien merisuolahiukkasten avulla (Latham 1990). Tähän tekniikkaan perehdytään tarkemmin tässä työssä.

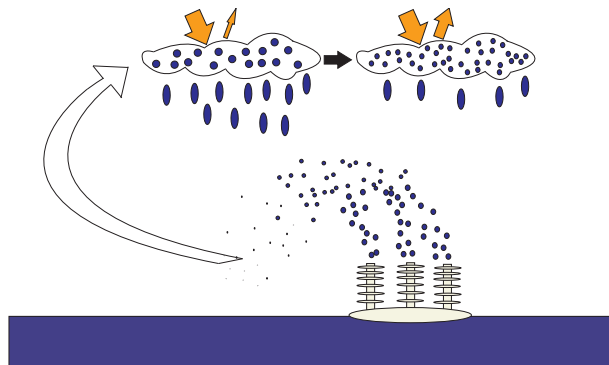
Maapalloa voitaisiin myös jäähdyttää voimistamalla lähtevää pitkäaaltoista säteilyä eli muuttamalla maapallon emissiivisyyttä. Toisin kuin teollinen hiilensieppaus, orgaanisten systeemien muuntelu paremmin hiiltä sitoviksi lasketaan ilmastonmuokkauksen käsitteen alle. Hiilidioksidin sitoutumista voitaisiin edistää esimerkiksi merien rehevöittämisellä rautaa lisäämällä (esim. Lampit et al. 2008).

3.2 Ilmastonmuokkaus keinotekoisilla merisuolapäästöillä

3.2.1 Fysikaalinen periaate ja käytännön toteutus

Latham (1990) ehdotti, että meriveden pirsrottaminen ilmakehään laajassa mitta-kaavassa pystyisi mahdollisesti ehkäisemään kasvihuonekaasujen lisääntymisen aiheuttamaa ilmaston lämpenemistä. Idea perustuu pisaroiden haihtuessa ilmaan jääviin pieniin suolahiukkasiin, jotka toimivat tehokkaasti tiivistymisytiminä. Merisuolahiukkasten noustessa merellisten kumpukerrospilvien tasolle ne lisääisivät pilvi-

sarapitoisuuksia, mikä voimistaisi aerosolien epäsuoraa vaikutusta (ks. luku 2.3.4). Tekniikan idea on esitetty kuvassa 3.1. Pilvipisarapitoisuuksien kaksinkertaistamisen kaikissa merellisissä kumpukerrospilvissä arvioidaan riittävän tasapainottamaan ilmakehän hiilidioksidipitoisuuden kaksinkertaistumisen aiheuttaman lämpenemisen (Latham et al. 2008). Juuri kumpukerrospilviä muokkaamalla saataisiin suuri jäädyttävä vaikutus, koska ne sijaitsevat varsin matalalla ja kattavat suuria alueita. Lisäksi niillä on ilmasto viilentävä vaikutus ja alhainen luonnollinen heijastuskyky (Sortino 2006).



Kuva 3.1: Merisuolahiukkasten kulkeutuminen ja vaikutukset pilviin ja säteilyyn. Miehitämätön alus suihkuttaa ilmaan merivesipisaroita. Pisaroiden haihtuessa jäljelle jää suolahiukkasia, jotka kulkeutuvat ilmakehän virtausten mukana ylös pilvien tasolle. Vasemmalla on esitetty luonnollinen pilvi ja oikealla pilvi, johon merisuolahiukkasia on ajautunut. Muokatussa pilvessä on enemmän ja pienempiä pilvipisaroita, jolloin se heijastaa enemmän Auringon säteilyä (oranssit nuolet) kuin luonnollinen pilvi. Suolahiukkaset saattavat myös lisätä pilvien elinikää sadetta vähentämällä.

Arviot tavoiteltavasta hiukkaskoosta vaihtelevat noin 260 nm:istä noin 1 μm :iin (Latham 2002; Latham et al. 2008). Tämän kokoluokan hiukkaset ovat riittävän suuria aktivoituaikseen kaikki pilvipisaroiksi, mutta ne saattavat kuitenkin haitata luonnollisten tiivistymisytimien aktivoitumista. Bower et al. (2006) havaitsivat ilmapakettimallilla, että lisättäessä paljon suuria hiukkasia vesihöyryn ylikyllästystila laskee ja pienet luonnolliset hiukkaset eivät aktivoitu. Korhonen et al. (2010) puolestaan saivat kemiallisella kulkeutumismallilla tuloksia, joiden mukaan lisätyt merisuolahiukkaset voisivat peräti pienentää pilvipisarapitoisuuksia. Ylikyllästystilan pienenemisen lisäksi syynä tähän on, että sulfaatin muodostus pilvipisaroissa tapahtuu lähinnä suurten keinotekoisien hiukkasten pinnalla luonnollisten hiukkasten jäädessä täten pienemmiksi. Hiukkasten olisi hyvä olla lisäksi monodispersiivisiä, mikä vähentäisi pilvipisaroiden koagulaatiota ja täten myös sadantaa (Latham 2002).

Latham et al. (2008) esittivät yksinkertaisen arvion hiukkasinjektioiden luomasta

säteilypakotteesta. Laskemalla lisääntyvän pilvipisarapitoisuuden aiheuttaman heijastuskyvyn muutoksen he saivat säteilypakotteeksi:

$$\Delta F = -4,5f_1 \ln(N_m/N_0) \quad (3.1)$$

Yhtälössä 3.1 ΔF on säteilypakote, f_1 on osuus kumpukerrospilvien peittämistä merialueista, joille keinotekoisia hiukkasia lisätään ilmastonmuokkausta varten, N_m on pilvipisarapitoisuus lisäyksen jälkeen ja N_0 on luonnollinen pilvipisarapitoisuus. Yhtälöstä 3.1 nähdään, että olennaista on pilvipisarapitoisuuden suhteellinen muutos. Tämän vuoksi muokattavien pilvien tulisi sijaita alueilla, joilla luonnolliset pilvipisarapitoisuudet ovat suhteellisen alhaisia. Niiden täytyy kuitenkin sijaita kumpukerrospilvialueilla, jotta muokattavia pilviä olisi saatavilla. Yhtälö 3.1 voidaan kirjoittaa myös muotoon:

$$N_m/N_0 = \exp(-\Delta F/4,5f_1) \quad (3.2)$$

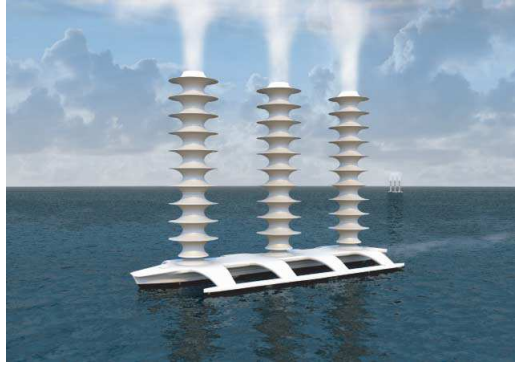
Ilmakehän hiilidioksidipitoisuuden kaksinkertaistumisen aiheuttaman säteilypakotteen ($3,7 \text{ Wm}^{-2}$) (Forster et al. 2007) kumoamiseksi pitäisi yhtälön 3.2 mukaan pilvipisarapitoisuudet saada kaikissa merellisissä kumpukerrospilvissä 2,3 kertaisiksi.

Latham et al. (2008) arvioivat, että yllä mainitun säteilypakotteen luomiseksi pitäisi merivettä suihkuttaa ilmaan vuolla $dV_w/dt = 23 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Maapallon pinta-alasta $A_E = 5,1 \times 10^{13} \text{ m}^2$ merien osuus on $f_2 = 0,7$ ja merien pinta-alasta arvioitiin kumpukerrospilvien peittämäksi osuus $f_3 = 0,25$. Kumpukerrospilvialueista muokataan osuutta $f_1 = 1$. Tuloksessa oletettiin suihkutettujen merivesipisaroiden halkaisijaksi $D_w = 0,8 \text{ }\mu\text{m}$. Näistä arvoista saadaan laskettua vastaava hiukkasvuo ilmakehään yhtälöllä (Latham et al. 2008):

$$\frac{dn_w}{dt} = \frac{dV_w/dt}{4/3\pi D_w^3 A_E f_1 f_2 f_3} \quad (3.3)$$

Näin muokattavilla merialueilla suolahiukkasten vuoksi tulee $1,2 \times 10^5 \text{ s}^{-1}\text{m}^{-2}$. Tämä on hieman pienempi kuin Latham (2002) aikaisempi arvio $2,8 \times 10^5 \text{ s}^{-1}\text{m}^{-2}$.

Meriveden pirsrottamiseksi on ehdotettu miehittämättömiä tuulivoimaa hyödynnäviä aluksia. Niitä arvioidaan tarvittavan noin 1500 kappaletta suihkuttamaan ilmaan merivettä $45 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Taiteilijan näkemys käytettävästä aluksesta on esitetty kuvassa 3.2. Purjeiden, köysien ja reivien puuttuminen helpottaisi aluksien kauko-ohjausta. Purjeiden sijaan aluksien on suunniteltu käyttävän Flettnerin roottoria (engl. Flettner rotor), joka on pystysuunnassa akselinsa ympäri pyörivä laite. Se perustuu Magnuksen efektiin, joka aiheuttaa pyörivään kappaleeseen menosuuntaan nähden kohtisuoraan vaikuttavan voiman. Aluksen alla on turbiini, joka tuottaa säh-

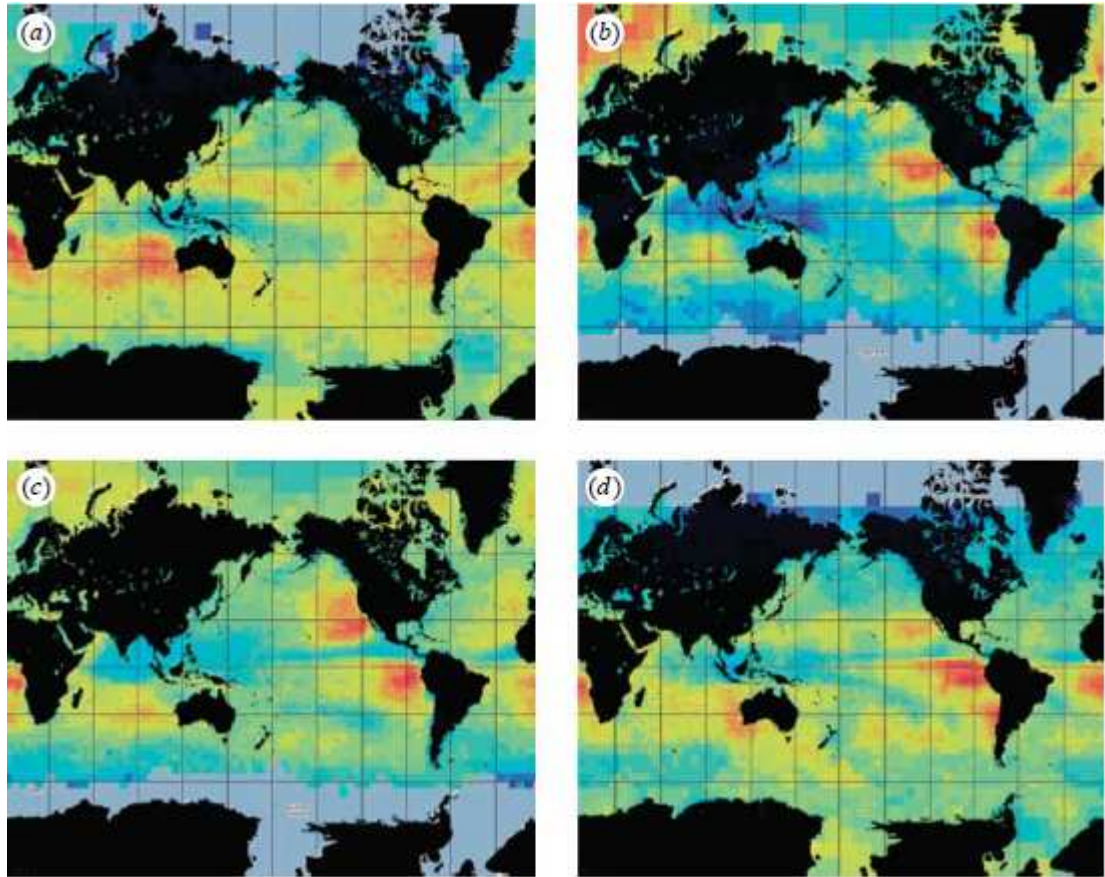


Kuva 3.2: Tyylytelty näkemys mahdollisesta merivettä ruiskuttavasta aluksesta. ©J. MacNeill 2006 (Salter et al. 2008, s. 3998, Kuva 8.) Julkaistu tekijän ja kustantajan luvalla.

köenergiaa meriveden suihkuttamista varten. Päätehtävänsä lisäksi alusten on kaavailtu voivan mitata esimerkiksi ilman ja veden lämpötilaa, suhteellista kosteutta, auringon säteilytehoa, ilmanpainetta ja muita meteorologisia suureita. (Salter et al. 2008)

Riittävän suuren säteilypakotteen luominen mahdollisimman pienellä alusmäärällä vaatii injektioalueiden huolellista valintaa. Latham et al. (2008) esittävät tärkeimmiksi kriteereiksi jo aiemmin mainitun alhaisen luonnollisen pilvipisarapitoisuuden sekä mahdollisimman pysyvän kumpukerospilvipeiton. Sortino (2006) käsittelee myös muita tekijöitä, jotka vaikuttavat optimaalisen alueen valintaan. Yksi näistä tärkeistä tekijöistä on Auringosta tulevan lyhytaaltoisen säteilyn intensiteetti. Viilentävä vaikutus on voimakkaimmillaan suurilla tulevan säteilyn arvoilla. Pilvipeitossa suuren kumpukerospilvipeiton lisäksi on olennaista, että pilvien yläpuolella ei ole lämpösäteilyä sitovia pilviä. Alusten toiminnan kannalta tärkeiksi muuttujiksi Sortino (2006) listaa tuulen nopeuden, meren pinnan lämpötilan, pilvipeitteen alarajan korkeuden ja rajakerroksen korkeuden. Tuulen nopeus vaikuttaa suuresti käytettyjen alusten meriveden suihkutustehokkuuteen. Pilvipeitteen alarajan olisi hyvä olla rajakerroksen sisällä, jotta merisuolahiukkasten sekoittuminen ja nouseminen pilven korkeudelle olisi mahdollisimman tehokasta. Korhonen et al. (2010) havaitsivat myös, että mantereilta tulevat saasteet vaikuttavat taustapitoisuuksiin ja täten pilvipisarapitoisuuden suhteelliseen muutokseen vähentäen ilmastonmuokkauksen tehokkuutta.

Kuvassa 3.3 esitetään äsken esiteltyjen muuttujien avulla optimoidun (Sortino 2006) ”sopivuuden” tulokset, jotka Salter et al. (2008) julkaisivat. Kaikille normeeratuille muuttujille annetaan painokertoimet, joiden pohjalta algoritmi laskee kunkin alueen ”sopivuuden” ilmastonmuokkaukselle. Kuvasta nähdään, että kausittainen vaihtelu on huomattavaa, vaikkakin monet alueet ovat hyviä ympäri vuoden. Kausittaisen vaihtelun takia alusten liikuteltavuus eri merialueille vuodenajan mukaan on



Kuva 3.3: Eri merialueiden sopivuus merisuolainjektioille. Punainen väri tarkoittaa parasta mahdollista aluetta ja keltainen hyvää. Sopivuus on laskettu auringon valoon, luonnollisen pilven tiivistymisytimien pitoisuuteen, pilvipieittoon ja tuulen nopeuteen perustuvalta parametrisaatiolla (Sortino 2006). (a) tammikuu-maaliskuu (b) huhtikuu-kesäkuu (c) heinäkuu-syyskuu (d) lokakuu-joulukuu. (Salter et al. 2008, s. 3994, Kuva 4.) Julkaistu tekijän ja kustantajan luvalla.

erittäin toivottavaa.

3.2.2 Ilmastolliset vaikutukset

Yksinkertaisen merimallin sisältäviä ilmastomalleja käyttämällä on todettu, että saapuvan lyhytaaltoisen säteilyn vähentämisellä näyttäisi pystyvän pääosin kumoamaan kasvaneiden kasvihuonekaasupitoisuuksien vaikutukset sademääriin ja pintalämpötiloihin (Govindasamy & Caldeira 2000; Govindasamy et al. 2003). Realistisemmän täyden merimallin sisältävän ilmastomallin antamat tulokset näyttävät tosin kovin erilaisilta. Jos kasvihuonekaasujen pitoisuudet jatkavat nousuaan, ja nousun aiheuttamaa lämpenemistä pyritään ehkäisemään ilmastonmuokkauksella, ovat vaikutukset sekä alueellisiin että globaaleihin sademääriin ja myös esimerkiksi vuodenaikojen välisiin eroihin merkittäviä (Lunt et al. 2008). Ilmastonmuokkauksen vaikutukset eivät siis rajoitu pelkästään keskilämpötilan nousun ehkäisemiseen.

Merisuolaemissioihin perustuvan ilmastonmuokkauksen ilmastollisia vaikutuksia tutkittaessa on havaittu esimerkiksi Amatsonin sademetsän sademäärien ja netto-perustuotannon (hiilen sitoutuminen kasvillisuuteen) saattavan alentua (Jones et al. 2009). Vaikka sademääriin, jääpeittoon ja pintalämpötiloihin voidaan selvästi vaikuttaa merellisiä kumpukerrospilviä muokkaamalla, on kaikkien niiden pitäminen nykyilmastoa vastaavina luultavasti mahdotonta, jos kasvihuonekaasujen pitoisuudet kasvavat (Rasch et al. 2009).

Eri tutkimuksissa on käytetty vaihtelevia merialueita pilvien muokkaukseen, joten globaalien säteilypakotteiden suora vertailu ei ole mahdollista. Ilmastomallisi-mulaatiot (Latham et al. 2008; Jones et al. 2009; Rasch et al. 2009) osoittavat, että jos pilvipisarapitoisuudet saadaan nostettua oletettuihin arvoihin, on keinotekoisiiin merisuolapäästöihin perustuvalla ilmastonmuokkauksella potentiaalia kumota kasvavien kasvihuonekaasupitoisuuksien aiheuttama säteilypakote.

Latham et al. (2008) saivat globaaliksi säteilypakotteeksi -8 Wm^{-2} , kun kaikkia merellisiä pilviä muokattiin. Vaikutuksen peittäessä noin neljännesosan merien pinta-alasta he saivat säteilypakotteeksi $-3,5 \text{ Wm}^{-2}$, kun pilvipisarapitoisuudet asetetaan arvoon 375 cm^{-3} , ja -4 Wm^{-2} , kun pilvipisarapitoisuuden arvo oli 1000 cm^{-3} . Kun muokkausta varten valittiin vain suotuisiksi arvioituja alueita (3,3 % maapallon pinta-alasta), saatiin globaaliksi säteilyvuon häiriöksi $-0,97 \text{ Wm}^{-2}$ (Jones et al. 2009). Injektioalueiden valinnalla on siis suuri merkitys tekniikan tehokkuuden kannalta.

Säteilypakote riippuu muokattujen merialueiden pinta-alasta epälineaarisesti. Jones et al. (2009) tekivät kolme simulaatioita, joissa kussakin muokattiin vain yhtä aluetta ja vertasivat tulosta säteilypakotteeseen, joka syntyy muokatessa kaikkia kolmea aluetta yhtä aikaa. Kolmen eri alueen säteilypakotteiden summa oli $-1,31 \text{ Wm}^{-2}$ eli 35 % suurempi kuin muokatessa kaikkia alueita yhtä aikaa. Suurin globaali säteilypakote on arvioitu saavutettavan muokkaamalla noin 75 % maapallon meristä (Latham et al. 2008).

Korhonen et al. (2010) simuloivat kemiallisella kulkeutumismallilla merisuolaemissiota ja hiukkasten mikrofysiikkaa. Mallin antamista hiukkaskentistä lasketut pilvipisarapitoisuudet olivat huomattavasti aiempia oletuksia pienempiä. Korhonen et al. (2010) määrittivät aikaisempien arvioiden (Latham 2002) pohjalta teknisesti toteuttamiskelpoisen merisuolavuon, jota nimitetään perusvuoksi. Perusvuolla pilvipisarapitoisuudet lisääntyivät keskimäärin vain noin 20 %. Täten tarvittava hiukkaskasvu on luultavasti arvioitua selvästi suurempi. Tämän tutkimuksen mukaan myös aiemmat oletukset homogeenisestä pilvipisarapitoisuuksista muokatuilla pilvialueilla ovat ylioptimistisia.

4. MALLIKUVAUS

4.1 Ilmastomalli ECHAM5

4.1.1 Yleistä

ECHAM5 on viidennen sukupolven globaali ilmastomalli, joka on kehitetty Hampurissa Max-Planck-Institut für Meteorologie -tutkimuskeskuksessa. Malli on rakennettu Keskipitkien sääennusteiden Euroopan keskuksen (ECMWF) sääennustuspektrimallin (Simmons et al. 1989) pohjalle. (Roeckner et al. 2003)

ECHAM5 mallintaa ilmakehän yleistä kiertoliikettä. Mallin ydin ratkaisee differentiaaliyhtälöt meteorologian perussuureille eli pyörteisyydelle, lähteisyydelle, pintapaineelle ja lämpötilalle, jotka ilmaistaan harmonisten pallofunktioiden avulla käyttäen kolmionmuotoista katkaisua. Aerosolihiukkasten ja muiden jäljitysaineiden pitoisuudet puolestaan esitetään mallissa kolmiulotteisessa hilassa, ja niiden kulkeutuminen ratkaistaan puoli-lagrangalaisella metodilla (Lin & Rood 1996). (Roeckner et al. 2003)

Tehdyissä simulaatioissa käytettiin 19 korkeustasoa, jotka kattavat ilmakehän maanpinnalta 10 hPa painetasoon eli noin 30 km korkeuteen. Maapallo jaetaan käytetyllä resoluutiolla horisontaalisesti 64 pituuspiiriin ja 32 korkeuspiiriin. Keskimääräinen hilalaatikon sivun pituus on tällä resoluutiolla noin 600 km.

Ilmakehässä on lisäksi monia prosesseja, joita ei voida ratkaista eksplisiittisesti tunnettujen fysiikan lakien avulla globaalimallin karkean resoluution takia. Esimerkiksi pilvien muodostuminen tapahtuu useimmiten paljon mallin hilalaatikon kokoa pienemmässä skaalassa. Näiden pienen skaalan prosessien kuvaamiseksi ECHAM5:ssä käytetään erilaisia parametrisaatioita. Esimerkiksi pilvipeiton osuus yhdessä hilalaatikossa parametrisoidaan suhteellisen kosteuden funktiona (Sundqvist et al. 1989), josta kerrotaan tarkemmin luvussa 4.3.1.

ECHAM5-malliin voidaan kytkeä dynaaminen merimalli (Marsland et al. 2002), mutta tässä työssä merien pintalämpötilat ja jääpeitto luettiin klimatologisista keskiarvoista mallin oletusasetusten mukaisesti. Mallin ilmasto saavuttaa näin tasapainon huomattavasti nopeammin, koska valtamerien valtavaa lämpökapasiteettia ei huomioida, mutta toisaalta sademäärien, lämpötilamuutosten tai muiden ilmastolisten vaikutuksien luotettavuus ei ole kovin korkea. Siksi ilmastollisia vaikutuksia ei tässä työssä käsitellä.

4.2 Aerosolimalli HAM

4.2.1 Aerosolimalli ilmastomallissa

ECHAM5-malliin voidaan liittää aerosolimalli HAM, jolloin mallia kutsutaan nimellä ECHAM5-HAM. ECHAM5 kohtelee aerosolihiukkasten massa- ja lukumääräpitoisuuksia jäljitysaineina advektion suhteen. HAM puolestaan sisältää rutiinit muun muassa aerosolien päästöille, mikrofysikaalisille prosesseille, rikkikemialle, aerosolien poistumalle sekä pilvipisaroiden aktivoitumiselle. Aerosolimalli saa ilmastomallilta tiedot aerosolien kannalta tärkeistä muuttujista, kuten lämpötilasta ja paineesta. Aerosolimalli vaikuttaa puolestaan ilmastomallin säteilylaskentaan hiukkasten heijastaessa ja absorboidessa sähkömagneettista säteilyä.

4.2.2 Aerosolijakauman modaalin esittäminen

Globaalissa aerosolimallissa täytyy hiukkasjakauman ominaisuudet pystyä esittämään tarpeeksi yksinkertaisesti laskentaresurssien rajallisuuden vuoksi. Yleisesti käytetty tapa on seurata ainoastaan aerosolihiukkasten massaa (esim. Chin et al. 2002), jolloin kokojakauma joko oletetaan vakioksi tai sitä ei käytetä ollenkaan. Aerosolimalleissa dynaaminen kokojakauma kuvataan käyttäen joko sektionaalista lähestymistapaa (esim. Kokkola et al. 2008), jossa aerosolipopulaatio jaetaan moneen pieneen monodispersiiviseen (yhdenkokoiseen) kokoluokkaan, tai modaalista lähestymistapaa (Whitby & McHurry 1997). Modaalisessa esitystavassa aerosolijakauma kuvataan usean moodin superpositiona. Moodit määritellään käytetyn todennäköisyysjakauman parametrien avulla, ja tarvittavien muuttujien määrä saadaan yleensä sektionaalista tapaa pienemmäksi. HAM:ssa käytetään modaalista esitystapaa. Hiukkasjakauma kuvataan kussakin hilalaatikossa seitsemän log-normaalin moodin avulla. Kukin moodi oletetaan koostumukseltaan homogeeniseksi. (Stier et al. 2005)

HAM:ssa heterogeeninen jakauma saadaan esitettyä käyttämällä neljä moodia kuvaamaan vesiliukoisia hiukkasia, joissa voi olla sekoittuneena myös liukenemattomia yhdisteitä sekä kolme moodia kuvaamaan liukenemattomia yhdisteitä. Käsiteltävät yhdisteet ovat sulfaatti (SU), musta hiili (MH), orgaaniset yhdisteet (OY), merisuola (MS) ja mineraalipöly (MP). Moodit jaetaan neljään kokoluokkaan: nukleatiomoodi, Aitkenin moodi, akkumulaatiomoodi ja karkea moodi. Ensiksi mainittu sisältää ainoastaan sulfaattia, joka on vesiliukoinen. Liukenematonta nukleatiomoodia ei ole. Liukeneva Aitkenin moodi koostuu sulfaatista, mustasta hiilestä ja orgaanisista yhdisteistä. Liukenematon Aitkenin moodi sisältää mustaa hiiltä ja orgaanisia yhdisteitä. Liukenevissa akkumulaatiomoodissa ja karkeassa moodissa on kaikkia aineita, ja vastaavat liukenemattomat koostuvat pelkästään merisuolasta ja mineraalipölystä. Kunkin moodin sisältämät aineet sekä moodien keskisäteiden rajat on esitetty

Taulukko 4.1: HAM:n modaalinen rakenne ja prognostiset muuttujat sen kuvaamiseen. N_i viittaa moodin i lukumääräpitoisuuteen ja M_i^j viittaa aineen $j \in \{ \text{SU, MH, OY, MS, MP} \}$ massapitoisuuteen moodissa i . Moodien rajat nähdään kunkin moodin geometrisen keskisäteen \bar{r} :n alueesta. (Stier et al. 2005)

Moodi $\bar{r}[\mu m]$	Liukenevat / Sekoitettut	Liukenemattomat
Nukleaatio $\bar{r} \leq 0.005$	N_1, M_1^{SU}	
Aitken $0.005 < \bar{r} \leq 0.05$	$N_2, M_2^{SU}, M_2^{MH}, M_2^{OY}$	N_5, M_5^{MH}, M_5^{OY}
Akkumulaatio $0.05 < \bar{r} \leq 0.5$	$N_3 M_3^{SU}, M_3^{MH}, M_3^{OY}, M_3^{MS}, M_3^{MP}$	N_6, M_6^{MP}
Karkea $0.5 < \bar{r}$	$N_4 M_4^{SU}, M_4^{MH}, M_4^{OY}, M_4^{MS}, M_4^{MP}$	N_7, M_7^{MP}

taulukossa 4.1. (Stier et al. 2005)

Aerosolihiukkasten kokonaislukumääräpitoisuus säteen r funktiona voidaan esittää summaamalla seitsemän eri moodin tiheysfunktiot yhteen (Stier et al. 2005):

$$n(\ln r) = \sum_{i=1}^7 \frac{N_i}{\sqrt{2\pi} \ln \sigma_i} \exp\left(-\frac{(\ln r - \ln \bar{r}_i)^2}{2 \ln^2 \sigma_i}\right) \quad (4.1)$$

Yhtälössä 4.1 N_i , σ_i ja \bar{r}_i ovat moodin i kokonaislukumääräpitoisuus, keskihajonta ja geometrinen keskisäde.

Mallissa olevat hiukkasjakaumaa kuvaavat prognostiset eli ennustavat muuttujat ovat kunkin moodin lukumääräpitoisuus sekä kunkin aineen massapitoisuus eri moodeissa. Prognostinen muuttuja tarkoittaa, että muuttujan arvoa käytetään seuraavalla aika-askeleella sen itsensä ennustamiseen (McGuffie & Henderson-Sellers 2005). Hiukkasten keskisäteet puolestaan lasketaan lukumäärä- ja massapitoisuuksien avulla. (Stier et al. 2005)

4.2.3 Hiukkaspäästöt

Rikkiyhdisteitä lukuun ottamatta mallissa olevat hiukkaspäästöt ovat primäärisiä päästöjä eli valmiiksi hiukkasmuodossa. Yhdisteistä mineraalipölyn, merisuolan ja meriperäisen dimetyylisulfidin (DMS) päästöt lasketaan mallissa lähinnä tuuliolosuhteiden perusteella. Muiden yhdisteiden päästöt perustuvat AEROCOM-päästöinventaarioon (Dentener et al. 2006), joka sisältää keskiarvotettuja tietoja päästöjen määristä, korkeuksista ja hiukkasten keskisäteistä. Kiinteät keskihajonnat moodeille rajoittavat jonkin verran päästöjen lisäämistä mittauksia vastaaviin kokoluokkiin. (Stier et al. 2005) Myös päästöjen kohdalla joudutaan oletamaan jokaisen hiilalaatikon päästöt homogeenisiksi, joten esimerkiksi metropolien suuret päästöt ja-

kautuvat tasaisesti ympäristöönsä.

Luonnolliset merisuolapäästöt on parametrisoitu tuulen nopeuden funktiona. Päästöfunktio saadaan yhdistämällä pienille hiukkasille tarkoitettu parametrisaatio (Monahan et al. 1986) karkeille hiukkasille tarkoitettuun (Smith & Harrison 1998) seuraten (Guelle et al. 2001) esimerkkiä. Näiden kahden parametrisaation yhdistelmä sovitetaan kahteen log-normaaliin jakaumaan (akkumulaatiomoodiin ja karkeaan moodiin). (Stier et al. 2005)

4.2.4 Aerosolien poistuma

Aerosolihukkaset poistuvat ilmakehästä mallissa kahdella tavalla: kuiva- ja märkädepositiolla (Stier et al. 2005). Kuivadepositio tarkoittaa ilman sateen vaikutusta tapahtuvaa hiukkasten suoraa siirtymistä maaperään tai veteen. Märkädepositio puolestaan kattaa kaikki sateeseen, pilviin tai sumuun liittyvät prosessit, joissa hiukkaset poistuvat nestemäisessä muodossa ilmakehästä. (Seinfeld & Pandis 2006)

Kuivadepositio $D_{kuiva,i}$ aineelle i lasketaan mallissa alimman tason pitoisuuden C_i , kuivadepositioionopeuden v_d ja ilman tiheyden ρ_a tulona:

$$D_{kuiva,i} = C_i \rho_a v_d \quad (4.2)$$

Kuivadepositioionopeuden laskemisessa käytetty parametrisaatio riippuu pinnasta. Esimerkiksi paljaalle maalle käytetään erilaista funktiota kuin kasvillisuuden peittämälle. Meren yllä käytetään Slinn & Slinn (1980) parametrisaatiota ottaen huomioon vaahtopäiden kuivadepositiota voimistava vaikutus (Hummelshøj et al. 1992). (Stier et al. 2005)

Pilven sisällä tapahtuva märkädepositio eli hiukkasten joutuminen pilvipisaroihin lasketaan eri tavoin kerrospilville ja konvektiivisille pilville. Kummallekin pilvityypille olennainen parametri on koko- ja koostumusriippuvainen huuhteluparametri (engl. scavenging parameter) R_s , joka määritellään pilviveden tai -jään sisällä olevien hiukkasten lukumäärän suhteena kaikkien pilven sisällä olevien hiukkasten lukumäärään. Jokaisella hiukkasmoodilla on eri pilvityypeille ominaiset huuhteluparametrit. Esimerkiksi tässä työssä lisättävien liukenevaan akkumulaatiomoodiin kuuluvien merisuolahiukkasten huuhteluparametri lämpimissä (ei jäätä sisältävissä) kerrospilvissä on 0,85. Mallissa huomioidaan myös pilvien alapuolella tapahtuva sateen aiheuttama märkädepositio sekä sateen haihtuminen, joka pienentää märkädepositiota. (Stier et al. 2005)

4.2.5 Aerosolien mikrofysiikkamalli M7

Aerosolien mikrofysiikan kuvaus sisältyy alimalliin M7 (Vignati et al. 2004). M7:n mallintamat prosessit ovat nukleaatio (uusien hiukkasten syntyminen), koagulaatio (hiukkasten törmäily ja takertuminen toisiinsa) sekä rikkihapon ja veden tiivistyminen hiukkasiin. Globaalin mallin suurten laskennallisten vaatimusten takia on monet prosessit esitetty erittäin yksinkertaisesti M7:ssä ja joitakin vähemmän tärkeitä jätetty kokonaan pois. Esimerkiksi moodin sisäistä koagulaatiota ei lasketa liukenevalla akkumulaatiomoodille tai kummallekaan karkealle moodille.

Rikkihappoa (SO_4^{2-}) muodostuu mallissa rikkidioksidin (SO_2) reagoidessa hydroksyyliiradikaalin ($\text{OH}\cdot$) kanssa (Vignati et al. 2004):



Yllä olevalla hapettumisreaktiolla syntynyttä rikkihappoa kuluu sen tiivistyessä olemassa oleviin hiukkasiin ja uusien hiukkasten syntyessä. Rikkihapon pitoisuuden muutokset lasketaan mallissa seuraavan yhtälön avulla (Vignati et al. 2004):

$$\frac{d[\text{SO}_{4g}^{2-}]}{dt} = k_1[\text{OH}\cdot][\text{SO}_2] - n_c\alpha[\text{SO}_{4g}^{2-}]^\beta - \sum_{i=1}^7 N_i K_i[\text{SO}_{4g}^{2-}] \quad (4.4)$$

Rikkihapon kaasufaasin pitoisuutta merkitään tunnuksella $[\text{SO}_{4g}^{2-}]$, hydroksyyliiradikaalin pitoisuutta $[\text{OH}\cdot]$ ja rikkidioksidin pitoisuutta $[\text{SO}_2]$. Sulfaatin muodostumisreaktion nopeusvakio on k_1 , sulfaattimolekyylien kriittinen määrä nukleatioklusterissa n_c , kunkin hiukkasmoodin lukumääräpitoisuus N_i ja moodin i tiivistymisvakio K_i . Tunnuksat α ja β ovat nukleatioparametrejä. (Vignati et al. 2004)

Rikkihappoa tiivistyy kaikkiin seitsemään moodiin. Liukeneviin Aitkenin moodiin, akkumulaatiomoodiin ja karkeaan moodiin siirtyy hiukkasia, kun vastaaviin liukenemattomiin moodeihin tiivistyy rikkihappoa. Rikkihapon kaasufaasin pitoisuuden muutoksissa lasketaan ensin tiivistymisen vaikutus. Jäljelle jäävä kaasumainen rikkihappo on käytettävissä nukleatiota varten. (Vignati et al. 2004) Tässä työssä tehdyissä simulaatioissa käytettiin klassiseen nukleatioteoriaan perustuvaa veden ja rikkihapon nukleatiota (Vehkamäki et al. 2002).

Aerosolihiukkasten sisältämä vesimäärä lasketaan termodynaamisen tasapainotilan avulla. Yleistettyyn Kelvinin yhtälöön (ks. luku 2.3.2) perustuvaa parametrisaatiota käytetään pelkästään rikkihaposta ja vedestä koostuvien hiukkasten tasapainosäteen laskemiseksi. Muiden moodien kohdalla parametrisointi vaihtelee hiukkasten koostumuksen mukaan. Vesimäärän laskemisessa käytetyt parametrisaatiot toimivat vain rajatuilla suhteellisen kosteuden arvoilla. Jos suhteellinen kosteus ylittää määrätyn raja-arvon, käytetään suhteelliselle kosteudelle kyseistä raja-arvoa. Koska

maksimiarvo suhteelliselle kosteudelle on kyllästysrajan alapuolella, aerosolihiukkaset eivät aktivoitu pilvipisaroiksi. (Vignati et al. 2004)

Koagulaatio perustuu Brownin koagulaatioon (engl. Brownian coagulation) eli hiukkasten törmäilyyn satunnaisen lämpöliikkeen seurauksena. Laskennan nopeuttamiseksi ei jokaisen mahdollisen moodiparin välistä koagulaatiota lasketa. Kun hiukkanen moodista i ja j koaguloituvat, siirtyy uusi hiukkanen moodiin j siten, että moodin i massa- ja numeropitoisuus pienenee. Moodin j massapitoisuus puolestaan kasvaa ja numeropitoisuus pysyy vakiona. Moodin i hiukkasten keskimääräinen massa siis säilyy ja moodin j hiukkasten keskimääräinen massa puolestaan kasvaa. (Vignati et al. 2004)

Hiukkaset kasvavat kondensaation ja koagulaation vaikutuksesta. Ilman rajoituksia hiukkasten keskisäteet kasvaisivat yli taulukon 4.1 antamien rajojen. Tämä on ratkaistu mallissa tarkastamalla joka aika-askeleen jälkeen, ylittääkö jonkin moodin hiukkasten keskisäde tietyn kullekin moodille ominaisen raja-arvon. Tarvittaessa osa moodin hiukkasista siirretään seuraavaan moodiin, siten että lukumäärä- ja massapitoisuus säilyvät. (Vignati et al. 2004)

4.3 Pilvien mallintaminen

4.3.1 Pilvisyyden laskeminen ECHAM5-mallissa

Pilvien mallintaminen ilmastomalleilla on haastavaa, koska pilvien kannalta tärkeät prosessit tapahtuvat paljon ilmastomallin hilalaatikkoa pienemmässä mittakaavassa. Pienemmän skaalan malleissa on mahdollista käyttää lähestymistapaa, jossa yksittäinen hilalaatikko on joko kokonaan pilvinen tai pilvetön. Globaaleissa malleissa sen sijaan perinteisesti lasketaan hilalaatikon pilvipeiton osuus. (Tompkins 2002)

Pilvipeiton laskemiseen on kehitetty kaksi päätapaa. Sommeria & Deardorff (1977) esittivät ensimmäisinä tavan ratkaista pilvipeiton osuus. Tässä tavassa käytetään veden kokonaisekoitussuhteen kuvaamiseen todennäköisyysjakauman funktiota, joka on veden eri olomuotojen sekoitussuhteiden summa (Tompkins 2002). Toinen tapa on parametrisoida pilvipeitto suhteellisen kosteuden monotonisena funktiona. Siinä pilvipeitto saa arvon nolla tiettyä kriittistä suhteellista kosteutta pienemmillä arvoilla. (Tompkins 2002)

ECHAM5-mallissa voidaan valita näiden kahden lähestymistavan välillä. Tässä työssä tehdyissä simulaatioissa pilvipeitto parametrisoitiin suhteellisen kosteuden funktiona (Sundqvist et al. 1989; Lohmann & Roeckner 1996). Pilvipeitto c saadaan yhtälöstä:

$$c = 1 - \sqrt{1 - c_0}, \text{ jossa } c_0 = (s - s_0)/(1 - s_0) \quad (4.5)$$

Yllä olevassa yhtälössä s on hilalaatikon keskimääräinen suhteellinen kosteus

ja s_0 on kondensaation kynnsarvo suhteelliselle kosteudelle. Jälkimmäiselle on 2-ulotteisella pilvimallilla parametrisoitu korkeudesta riippuva funktio (Xu & Krueger 1991). Ilmakehässä oletetaan aina olevan riittävästi hiukkasia pilven muodostukseen, joten suhteellinen kosteus ei mallissa koskaan nouse yli 100 %:n (Lohmann & Roeckner 1996).

4.3.2 Pilvien mikrofysiikkaa

Pilvifysiikan laskennallisen raskauden takia ei monia pilvipisaroihin liittyviä prosesseja voida globaalissa mallissa laskea eksplisiittisesti, vaan ne täytyy parametrisoida. Käytetyn mallin pilvifysiikkakuvaus sisältää prognostisina muuttujina pilven (nestemäisen) vesisisällön q_l , pilven jääsisällön q_i sekä pilvipisaroiden lukumääräpitoisuuden N_l (Lohmann et al. 1999). Mallissa hilalaatikko jaetaan pilviseen ja pilvettömään osaan senhetkisen pilvipeiton mukaan (Lohmann & Roeckner 1996).

Osa parametrisoiduista prosesseista on yksinkertaisia olomuodon muutosprosesseja, kuten pilvipisaroihin kondensoituva vesi Q_{cnd}^c , jääkiteisiin härmistyvä vesihöyry Q_{dep}^c , sadepisaroiden haihtuminen Q_{cnd}^o ja lumen sublimoituminen Q_{sub}^o . Erilaisia jäätymisprosesseja mallinnetaan kolme: pilvipisaroiden homogeeninen jäätyminen Q_{frh} , stokastinen ja heterogeeninen jäätyminen Q_{frs} ja kosketusjäätymisen Q_{frc} (engl. contact freezing). Pilvijään sulamista merkitään tunnuksella Q_{mlt}^c . Kun pilviseltä alueelta siirtyy ilmaa pilvettömälle alueelle, tapahtuu pilvijään sublimoitumista Q_{dep}^o ja pilviveden haihtumista Q_{cnd}^o . (Lohmann & Roeckner 1996)

Olellaisia poistumismekanismeja pilvipisaroille ja jääkiteille ovat satamiseen liittyvät prosessit. Mallissa ei pilvipisaroiden ja jääkiteiden kasvua niiden törmäillessä toisiinsa voida eksplisiittisesti mallintaa laskentaresurssien rajallisuuden vuoksi. Sen sijaan käytetään parametrisointia, joka antaa nopeuden pilvipisaroiden muuntumiselle sadepisaroiksi (autokonversio). Tätä merkitään tässä yhteydessä tunnuksella Q_{aut}^c . Jääkiteiden muuntuminen lumisateeksi Q_{agg}^c on vastaavasti parametrisoitu. Tämän lisäksi mallissa huomioidaan, että sadepisarot poistavat osan pilvipisaroista (Q_{racl}^c) ja lumisade poistaa osan sadepisaroista (Q_{sac1}^c) ja jääkiteistä (Q_{saci}^c). (Lohmann & Roeckner 1996)

Yllä kuvatut prosessit säätelevät vesi- ja jääsisältöjen sekä vesihöyryn massasekoitussuhteen muutoksia. Prosessien yhteisvaikutus voidaan esittää kaavoilla (Loh-

mann & Roeckner 1996):

$$\frac{\partial q_v}{\partial t} = R(q_v) - c(Q_{cnd}^c + Q_{dep}^c) + (1 - c)(Q_{evp}^o + Q_{sub}^o - Q_{cnd}^o - Q_{dep}^o) \quad (4.6)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial q_l}{\partial t} = R(q_l) - c(Q_{cnd}^c - Q_{aut}^c - Q_{racl}^c + Q_{sacl}^c + Q_{frc}^c + Q_{frrh}^c + Q_{frs}^c + Q_{mlt}^c) \\ + (1 - c)Q_{cnd}^o \end{aligned} \quad (4.7)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial q_i}{\partial t} = R(q_i) + c(Q_{dep}^c - Q_{agg}^c - Q_{saci}^c + Q_{frc}^c + Q_{frrh}^c + Q_{frs}^c - Q_{mlt}^c) \\ + (1 - c)Q_{dep}^o \end{aligned} \quad (4.8)$$

Yleisesti yläindeksi c merkitsee yllä olevissa yhtälöissä hilalaatikon pilvistä osaa ja o pilvetöntä osaa. Veden eri olomuotojen kulkeutumista ympäröivistä hilalaatikoista merkitään funktiolla $R(q)$.

4.3.3 Pilvipisara-aktivaatio

Aerosolihiukkasten termodynaaminen tasapaino vesihöyryn kanssa lasketaan käyttäen Köhlerin teoriaa, jolloin hiukkasten kemialliset ominaisuudet otetaan huomioon (Stier et al. 2005). Varsinainen pilvipisara-aktivaatio lasketaan kuitenkin käyttäen hyväksi vain hiukkasten koon huomioivaa parametrisaatiota (Lin & Leitch 1997, Lohmann et al. 2007 mukaan). Pilvipisaroiden nukleaationopeus Q_{nukl} saadaan yhtälöstä:

$$Q_{nukl} = \max \left[\frac{1}{\Delta t} \left(0.1 \left(\frac{N_a w}{w + \alpha_c N_a} \right)^{1.27} - N_{l,vanha}, 0 \right] \quad (4.9)$$

Yllä olevassa yhtälössä N_a on märkäsäteeltään yli 35 nm olevien aerosolihiukkasten lukumääräpitoisuus yksikössä m^{-3} , w on pilven nousunopeus yksikössä ms^{-1} , Δt on aika-askel sekunneissa, $N_{l,vanha}$ on pilvipisaroiden lukumääräpitoisuus edelliseltä aika-askeleelta ja α_c on kokeellinen parametri, jonka arvo on $0,023 \text{ cm}^4\text{s}^{-1}$. (Lohmann et al. 2007)

Efektiivinen nousunopeus w lasketaan hilalaatikon keskimääräisen nousunopeuden \bar{w} ja turbulenssin tuoman lisän avulla. Turbulenssin vaikutus ilmaistaan turbulenttisen kineettisen energian avulla (TKE) kerrospilville ja lisäksi vielä käyttäen konvektiivisesti saatavissa olevaa potentiaalienergiaa (CAPE) konvektiivisille pilville. Tämä on esitetty yhtälössä (Lohmann et al. 2007):

$$w = \begin{cases} \bar{w} + 1.33\sqrt{\text{TKE}} & \text{kerrospilvet} \\ \bar{w} + \sqrt{\text{CAPE}} + 1.33\sqrt{\text{TKE}} & \text{konvektiiviset pilvet} \end{cases} \quad (4.10)$$

Pilvipisaroiden aktivaatio lasketaan ainoastaan pilven alarajalla. Pilven sisäistä turbulenssia jäljitellen aktivaationopeus muualla pilvessä oletetaan alarajan aktivaatio-

tionopeutta vastaavaksi. (Lohmann 2002) Malli sisältää myös jääkristallien kuvauksen (Lohmann 2002; Lohmann et al. 2007), mutta sillä ei ole tämän työn kannalta merkittävää roolia, koska merelliset kumpukerrospilvet eivät sisällä jäätä (Hobbs 1993).

4.4 Aerosolihiukkasten ja pilvipisaroiden vuorovaikutus säteilyn kanssa

ECHAM5 sisältää lyhyt- ja pitkäaaltoisen säteilyn vaikutukset ilmakehään ja maaperään. Ilmakehän kiertoliikkeen mallintaminen vaatii tietoa säteilyn aiheuttamista lämpötilan muutoksista eri ilmakehän kerroksissa ja kokonaisuus säteilyvuon suuruuksista sekä maanpinnalla että ilmakehän yläpinnalla. Kuten yleisesti globaaleissa malleissa, myös ECHAM5:ssä oletetaan, että maapallon kaareutuvuutta ei tarvitse huomioida yksittäisissä hilalaatikoissa (engl. plane parallel assumption). Lisäksi oletetaan, että kaasumaiset aineet ovat kussakin hilalaatikossa täysin sekoittuneita ja paikallisessa termodynaamisessa tasapainossa. Säteilylaskennan raskauden vuoksi säteily-yhtälöitä ei ratkaista jokaisella aika-askeleella, vaan ainoastaan kahden tunnin välein. Lyhytaaltoiselle säteilylle tehdään korjaukset, joissa huomioidaan aurinosta tulevan säteilytehon muutokset kunkin kahden tunnin aikana, mutta pitkäaaltoinen säteily pidetään vakiona. (Roeckner et al. 2003)

Lyhytaaltoinen säteily on mallissa jaettu neljään aallonpituusalueeseen, joista yksi on näkyvälle valolle ja UV-säteilylle ja kolme lähellä infrapuna-alueella olevalle säteilylle. Lyhytaaltoisen säteilyn mallintaminen perustuu Fouquart & Bonnel (1980) parametrisaatioon. Pitkäaaltoiselle säteilylle mallissa on 16 aallonpituusalueita. (Roeckner et al. 2003) Pitkäaaltoisen säteilyn parametrisaatio perustuu Mlawer et al. (1997) työhön (Roeckner et al. 2003).

Aerosolihiukkaset vaikuttavat säteilyyn sirottamalla ja absorboimalla Auringon lyhytaaltoista säteilyä sekä absorboimalla ja emittoimalla pitkäaaltoista säteilyä (Roeckner et al. 2003). Hiukkasten vuorovaikutus lyhytaaltoisen säteilyn kanssa lasketaan Mie-teorian avulla (Stier et al. 2005). Pallomaisen hiukkasen oletukseen perustuvan Mie-teorian sironnan ja absorption kannalta tärkeimmät parametrit ovat saapuvan säteilyn aallonpituus ja hiukkasen halkaisijan suhde säteilyn aallonpituuteen sekä hiukkasen taitekerroin (Seinfeld & Pandis 2006). Hiukkasten optiset ominaisuudet lasketaan mallissa käyttämällä hiukkasten sisältämien aineiden tilavuuden mukaan painotettua keskiarvoa taitekertoimelle (Stier et al. 2005).

Pilvipisaroiden säteilyvaikutusten kannalta niiden tärkein parametri on efektiivinen säde R_e (Roeckner et al. 2003). Se lasketaan pilvipisaroiden keskimääräistä tilavuutta vastaavan säteen R_v ja pilvipisaroiden kokojakauman leveydestä riippuvan

skaalausparametrin β_d avulla (Peng & Lohmann 2003):

$$R_e = \beta_d R_v = \beta_d \sqrt{\frac{3q_l}{4\pi\rho_w N_l}} \quad (4.11)$$

Yllä olevassa yhtälössä q_l on pilven (nestemäinen) vesisisältö. ρ_w veden tiheys ja N_l on pilvipisaroiden lukumääräpitoisuus. (Peng & Lohmann 2003)

4.5 Merisuolainjektiot

4.5.1 Merisuolainjektioiden suunnittelu

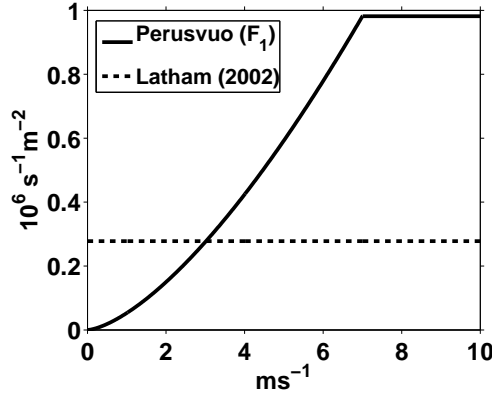
Merisuolainjektioiden vaikutus säteilytasapainoon on suurimmillaan alueilla, joilla luonnolliset hiukkaspitoisuudet ovat pienet. Tämä voidaan osoittaa yksinkertaistavien oletuksien myötä analyttisesti (Latham et al. 2008). Tässä työssä sekä injektioalueet että nopeudet asetettiin vastaaviksi Korhonen et al. (2010) kulkeutumismallisimulaatioiden kanssa. Hiukkasvuo on samaa suuruusluokkaa aikaisempien arvioiden kanssa riittävästä määrästä (Latham 2002). Suunniteltujen laitteiden tuottaman hiukkasvuon arvellaan olevan verrannollinen tuulennopeuteen korotettuna potenssiin 1,5. Simulaatioissa käytetty perusvuo on määritelty tuulen nopeuden u funktiona yhtälössä:

$$F_1 = \begin{cases} 5,3 \times 10^4 u^{1,5} \text{ s}^{-1}\text{m}^{-2} & u < 7\text{ms}^{-1} \\ 5,3 \times 10^4 7^{1,5} \text{ s}^{-1}\text{m}^{-2} & u \geq 7\text{ms}^{-1} \end{cases} \quad (4.12)$$

Hiukkasvuo siis saavuttaa maksimiarvon tuulen nopeudella 7 ms^{-1} . Ilmastonmuokausmallisimulaatioissa merisuolahiukkasia injektoidaan muokattavilla merialueilla jatkuvasti tuulen nopeudesta riippuvalla vuolla. Suolahiukkaset lisätään mallin alimmalle tasolle kuivina, joten suihkutettavien merivesipisaroiden haihtumista ja sen aiheuttamaa viilentymistä ei siis mallinneta.

Kuvassa 4.1 näytetään sekä tässä työssä käytetty perusvuo että aikaisempi arvio riittävästä vuosta (Latham 2002), joka ei siis vaihtele tuulen nopeuden mukaan. Vakioinjektion vuo on arvioitu riittäväksi noin kaksinkertaistamaan pilvipisarapitoisuudet koko maapallon alueella. Kuvasta nähdään, että perusvuo tuottaa vakioinjektioita suuremman hiukkassuihkun jo noin tuulen nopeudella 3 ms^{-1} . Suurimmillaan tässä työssä käytetty perusvuo on yli kolminkertainen Latham (2002) arvioon verrattuna. Tässä työssä ei vuon vaikutus ulotu kuin osaan valtameristä, joten luvut eivät ole suoraan vertailukelpoisia.

Merisuolahiukkasten geometriseksi keskihalkaisijaksi valittiin tässä työssä 260 nm. HAM:in modaalisen rakenteen takia ei suositeltua monodispersiivistä jakaumaa voitu käyttää, vaan hiukkaset lisättiin liukenevaan akkumulaatiomoodiin. HAM:in



Kuva 4.1: Merisuolahiukkasten injektionopeus tuulen nopeuden funktiona. Katkoviiva on Latham (2002) esittämä arvio riittävästä merisuolahiukkasvuosta pilvipisarapitoisuuksien kaksinkertaistamiseen. Yhtenäinen viiva on tässä työssä käytetty merisuolavuon perusfunktio F_1 (perusvuo) (Korhonen et al. 2010).

päästörutiineissa ei voi valita suoraan hiukkasten halkaisijaa, vaan sen sijaan akkumulaatiomoodin pitoisuuteen ja merisuolan massaan akkumulaatiomoodissa tehtiin tarvittavat lisäykset. Lukumääräpitoisuuden lisäys saatiin suoraan yhtälöstä 4.12 tai sen moninkerrasta. Merisuolan massan lisäystä varten piti ratkaista suolahiukkasen keskimääräinen massa. Log-normaalille jakaumalle voidaan määrittellä useita erilaisia keskihalkaisijoita, jotka voidaan ratkaista matemaattisesti toisistaan. Moodin i geometrisestä keskihalkaisijasta \bar{D}_i saadaan laskettua hiukkasjakauman keskimääräistä massaa vastaava halkaisija $\bar{D}_{m,i}$ yhtälöllä (Seinfeld & Pandis 2006):

$$\bar{D}_{m,i} = \bar{D}_i \exp(v_D \ln^2 \sigma_i) \quad (4.13)$$

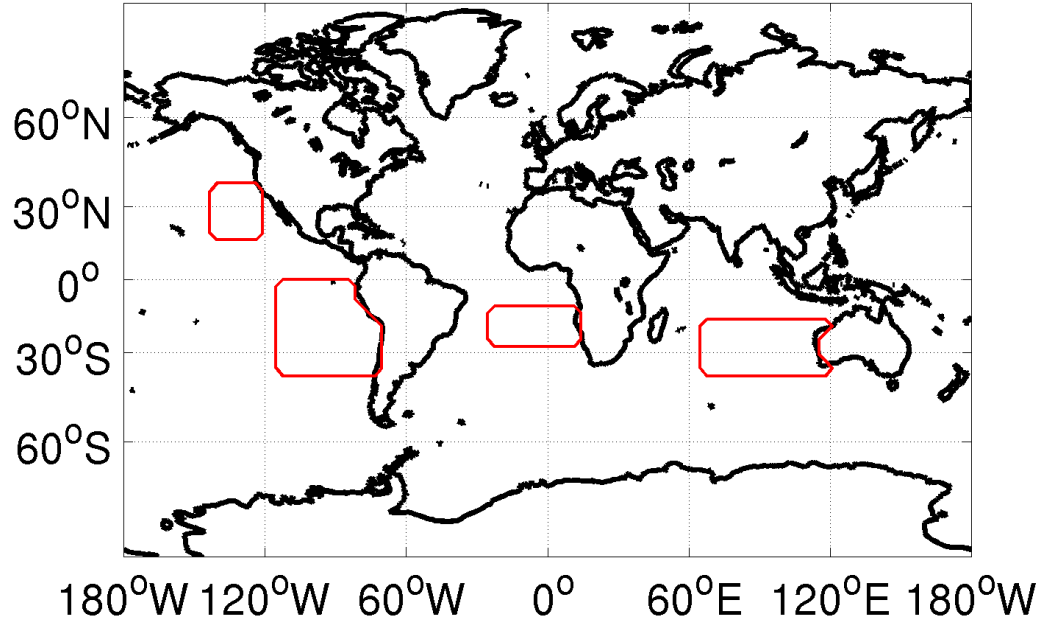
Yhtälössä v_D on halkaisijakohtainen parametri, joka geometriselle keskihalkaisijalle on 0 ja keskimääräistä massaa vastaavalle halkaisijalle 1,5. Moodin keskihajonta σ_i on akkumulaatiomoodille HAM:ssa 1,59. Näin laskemalla saadaan keskimääräistä massaa vastaavaksi säteeksi 359 nm akkumulaatiomoodille, jonka geometrinen keskihalkaisija on 260 nm. Keskimääräistä massaa vastaavasta säteestä saadaan merisuolan tiheyden ($2,165 \cdot 10^3 \text{ kgm}^{-3}$) ρ avulla laskettua hiukkaspopulaation keskimääräinen massa yhtälöllä:

$$\bar{m}_i = \rho \frac{1}{6} \pi \bar{D}_{m,i}^3 \quad (4.14)$$

Keskimääräiseksi massaksi lisätyille akkumulaatiomoodin hiukkasille saadaan näin $5,2439 \cdot 10^{-17} \text{ kg}$. Mallin päästöihin lisättävä massavuo saadaan sitten yksinkertaisesti kertomalla hiukkasten lukumäärävuon keskimääräisellä massalla. Täten perus-

vuota vastaava massavuo on:

$$F_{m,1} = \begin{cases} 2,8 \times 10^{-12} u^{1,5} \text{ kgs}^{-1}\text{m}^{-2} & u < 7\text{ms}^{-1} \\ 2,8 \times 10^{-12} 7^{1,5} \text{ kgs}^{-1}\text{m}^{-2} & u \geq 7\text{ms}^{-1} \end{cases} \quad (4.15)$$



Kuva 4.2: Valitut alueet merisuolainjektioille.

Tässä työssä on valittu muokkaukseen neljä eri merialuetta, joita käytettiin myös Korhonen et al. (2010) tutkimuksessa. Alueet sijaitsevat eteläisellä Atlantin valtamerellä Namibian rannikolla, Pohjois-Amerikan länsirannikolla, eteläisellä Tyynellä valtamerellä Chilen rannikolla ja Intian valtamerellä Australian rannikolla. Alueet on esitetty kuvassa 4.2. Jatkossa näihin alueisiin viitataan vastaavassa järjestyksessä yksinkertaisesti myös nimillä Afrikka, Pohjois-Amerikka, Etelä-Amerikka ja Australia. Jones et al. (2009) tekivät simulaatioissaan samansuuntaisia aluevalintoja. Eroina tässä työssä tehtyihin simulaatioihin oli, että Australian rannikolle ei lisätty merisuolaa ja valitut kohteet olivat pienempiä kattaen vain noin 3,3 % maapallon pinta-alasta verrattuna tämän työn noin 13 %:iin.

4.5.2 Tehdyt simulaatiot

Tätä työtä varten tehtiin kaksi eri joukkoa ilmastosimulaatioita. Ensimmäinen ryhmä muodostaa varsinaisen tutkimuksen, ja niiden pohjalta laskettiin suurin osa tuloksista. Toinen joukko lyhyitä simulaatioita tehtiin myöhemmin pilvipisaroiden

efektiivisten säteiden ja pilvien nestemäisen vesisisällön keskiarvon laskemiseksi paremmin (ks. luvut 5.2.4 ja 6.2.2).

Ensimmäisessä joukossa tehtiin yhteensä kuusi ilmastosimulaatiota. Merisuolainjektioiden vaikutusten arvioimiseksi tarvittiin yksi kontrollisimulaatio, jossa merisuolapäästöt tulivat ainoastaan luonnollisista lähteistä. Luotettavien keskiarvojen saamiseksi kontrollisimulaation pituudeksi valittiin 100 vuotta. Koska työn tarkoituksena on selvittää tarvittava hiukkasvuon halutun säteilypakotteen luomiseksi ja siten maapallon ilmaston viilentämiseksi, tehtiin ilmastomuokkaussimulaatioita viidellä eri hiukkasvuon arvolla. Hiukkasvuon suuruutta muunneltiin yksinkertaisesti käyttämällä perusvuon (ks. yhtälö 4.12) lisäksi neljää sen ensimmäistä monikertaa eli kaksin-, kolmin-, nelin- ja viisinkertaista vuota. Jatkossa näihin viitataan myös kirjaintunnuksilla F_1 , F_2 , F_3 , F_4 ja F_5 . Merisuolavuon perusfunktion F_1 monikertoja vastaavat simulaatioiden nimet ovat ILM1, ILM2, ILM3, ILM4 ja ILM5. Esimerkiksi simulaatioissa ILM3 on keinotekoinen merisuolavuo kolminkertainen verrattuna simulaatioon ILM1, jos tuulen nopeus on sama. Kontrollisimulaatiosta käytetään jatkossa lyhennettä KONT.

Kaikissa simulaatioissa ilmakehän kaoottisuus aiheuttaa erilaiset sääolot, joten tuuliolosuhteet vaihtelevat suuresti ajan ja paikan suhteen eri simulaatioissa. Koska merisuolavuo yksittäisessä hilapisteessä tietyllä ajanhetkellä riippuu vallitsevasta tuulen nopeudesta, eivät eri simulaatioissa injektoidut suolamäärät ole toistensa monikertoja tarkalleen. Sen sijaan ajan yli keskiarvotetut merisuolavuon arvot ovat käytännössä toistensa monikertoja.

Jokaisella simulaatioilla kontrollisimulaatio mukaan luettuna oli yhteinen kolmen kuukauden mittainen tasapainottumisaika. Mallin käyttämät alkuarvot eivät ole kovin realistisia, joten tasapainottumisaikaa tarvitaan uskottavan säätilan muodostumiseen. Näiden kolmen kuukauden aikana keinotekoisia merisuolapäästöjä ei lisätty, eikä tasapainottumisaikaa oteta huomioon tulosten käsittelyssä.

Toista joukkoa varten tehtiin kolme yhden vuoden mittaista ilmastosimulaatiota. Syynä tähän oli, että tulosten analysointivaiheessa huomattiin alkuperäisen keskiarvotustavan huono soveltuvuus pilvipisaroiden efektiivisille säteille ja pilvien vesisisällölle. Alkuperäisten simulaatioiden ulostulodata oli kovalevytilasyistä jo tuhottu, ja vain kuukausikeskiarvot olivat jäljellä. Lisäsimulaatioista yksi oli kontrollisimulaatio ja kahdessa muussa käytettiin vuon arvoja F_1 ja F_3 . Näistä lisäsimulaatioista käytetään jatkossa lyhenteitä KONT₁, ILM1₁ ja ILM3₁.

4.5.3 Keinotekoisien merisuolapäästöjen toteutus

Ylimääräisiä merisuolapäästöjä varten piti HAM:n päästörutiineihin kirjoittaa uusi moduuli, joka on ECHAM5:n tapaan kirjoitettu Fortran 95 -ohjelmointikielellä. Moduuli on kokonaisuudessaan esitetty liitteessä A.1. Se sisältää kolme aliohjelmää,

jotka esitellään lyhyesti tässä.

Ensimmäisen aliohjelman *init_seaspray* tärkein osa luo peitteen (engl. mask) valituille merialueille. Keinotekoiset merisuolapäästöt rajoitetaan peitteen sisältämille merialueille. Alueet syötetään kahden pituus- ja kahden leveyspiirin rajoittamina nelikulmioina. Näiden alueiden sisälle lisätään keinotekoiset merisuolapäästöt luonnollisten päästöjen lisäksi. Alustusaliiohjelman käy peitettä luodessaan läpi jokaisen hilapisteen maapallon pinnalta ja käyttää toista aliohjelmää *check_mask* tarkastaakseen, onko kyseinen piste jonkin muokattavan alueen sisällä. Näin kaikki muokattavien alueiden sisällä olevat hilapistet tallentuvat peitteeseen. Varsinainen päästörutiini *seasalt_emissions_geo* muistuttaa monelta osin luonnollisten merisuolalähteiden päästörutiinia, jonka jälkeen sitä kutsutaan mallin suorituksen aikana. Aliohjelma lisää luvussa 4.5.1 kuvatulla tavalla merisuolahiukkasia alueille, jotka ovat luodun peitteen sisällä ja lisäksi merellä. Peitettä luodessa ei nimittäin vielä huomioitu, että osin alueet levittäytyvät myös mantereiden päälle.

Moduulin toimintaa voidaan ohjata parametreilla *lglobal_geo* ja *geo_coeff*. Edellinen on looginen muuttuja, joka määrittää muokataanko mallin kaikkia merialueita. Tässä työssä sen arvo oli epätosi kaikissa simulaatioissa eli merisuolainjektiot rajoittuivat valituille alueille (ks. kuva 4.2). Parametri *geo_coeff* on kerroin merisuolainjektion perusvuolle eli sillä säädellään injektiovoimakkuutta. Tässä työssä suurin käytetyin arvo oli viisi. Kontrollisimulaatio (ks. luku 4.5.2), jossa ylimääräistä merisuolavuota ei ole, vastaa arvoa nolla.

5. MALLITULOSTEN KÄSITTELY

5.1 Mallitulosten tallentaminen

Maapallon ilmastoa mallinnettaessa pitää määrittää suuri määrä muuttujia ilmakehän jokaisessa pisteessä. Tässä työssä käytettiin resoluutiota, joka jakaa maapallon 32 leveys- ja 64 pituuspiiriin. Simulaatioissa oli 19 korkeustasoa, joista ylin oli 10 hPa painetaso eli noin 30 km korkeudella. Korkeustasot ilmaistaan sigma-hybridikoordinaateilla, eli ne määritellään tasojen välisten pintojen paineiden avulla. Nämä painetasot taas riippuvat maanpinnan lähellä vahvasti pintapaineesta ja ylempänä muuttuvat vähitellen puhtaiksi painetasoiksi. Kuten luvussa 4.1.1 kerrottiin, osa muuttujista ratkaistaan harmonisten pallofunktioiden avulla, joten niitä ei ratkaista hilassa, toisin kuin esimerkiksi pilvipeittoa tai jäljitysaineita koskevat suureet. (Roeckner et al. 2003)

Tehdyissä simulaatioissa käytetty aika-askel oli 40 minuutin mittainen. Suuren tietomäärän takia ei ole käytännöllistä tallentaa satojen muuttujien arvoja jokaiselta aika-askeleelta. Yleisen käytännön mukaisesti tallennusväliksi valittiin kuusi tuntia. Tallennusmuotona käytettiin NetCDF-formaattia, joka soveltuu hyvin suurien datamäärien tallentamiseen. Käytetty versio mallista tallentaa dataa 12 eri tiedostoon jokaista kuukautta kohden.

5.2 Mallitulosten käsittely

5.2.1 Käytetyt ohjelmat ja metodit

Mallin antamien tuloksien hyödyntäminen vaati paljon jälkikäsittelyä. Ilmastollisia suureita tarkastellessa suureiden arvot yksittäisissä paikoissa yksittäisinä ajanhetkinä ovat käytännössä täysin turhia, joten erilaisten keskiarvojen laskeminen on välttämätöntä. Tässä työssä tähän mallitulosten käsittelyyn käytettiin sekä Matlabia että ilmastollisten suureiden käsittelyyn erikoistuneita ohjelmia kuten CDO (Climate Data Operators)(Schulzweida et al. 2009), Afterburner ja NCO. Matlabin osuus oli lähinnä visualisointi, ja raskain laskenta suoritettiin käyttäen muita ohjelmia.

Mainittuja ohjelmia hyväksikäyttäen työtä varten suunniteltiin ja kirjoitettiin komentosarjoja, joilla jokaisen simulaation mallitulokset käsiteltiin yhdenmukaisesti. Hiukkaspitoisuuksien muunnosta varten käytettiin Jan Kazilin kirjoittamaa komen-

tosarjaa. Muut komentosarjat sekä tulosten käsittelyn että visualisoinnin osalta ovat käytännössä kokonaan kirjoittajan tekemiä. Seuraavaksi esitellään mallitulosten käsittely vaiheittain.

5.2.2 Yksikkömuunnos hiukkaspitoisuuksille

ECHAM5-HAM tallentaa hiukkaspitoisuudet lukumääräsekoitussuhteen avulla. Lukumääräsekoitussuhde tarkoittaa kontrollitilavuuden sisältämien hiukkasten lukumäärän suhdetta saman tilavuuden sisältämän ilman massaan. Tämä on esitetty yhtälössä:

$$\zeta_{n,i} = \frac{n_i}{m_{kok}} \quad (5.1)$$

Yllä olevassa yhtälössä n_i on moodin i lukumäärä ja m_{kok} on ilman kokonaismassa kontrollitilavuudessa.

Tässä työssä hiukkaspitoisuuksille tehdään yksikkömuunnos, jotta ne voidaan esittää aerosolitieteessä yleisesti käytetyllä tavalla hiukkasmäärän suhteen tilavuuteen eli:

$$N_i = \frac{n_i}{V} \quad (5.2)$$

Yhtälössä 5.2 n_i on moodin i hiukkasten lukumäärä tilavuudessa V .

Yksikkömuunnokset lasketaan erikseen kullekin tallennetulle ajanhetkelle, koska laskuissa tarvitaan lukumääräsekoitussuhteen lisäksi myös painetta ja lämpötilaa, jotka luonnollisesti vaihtelevat ajan suhteen. Yksikkömuunnoksen laskeminen keskiarvotetuista pitoisuuksista aiheuttaisi siis turhan virhelähteen, vaikka olisikin säästänyt paljon laskenta-aikaa.

5.2.3 Keskiarvojen laskeminen

Kun yksikkömuunnokset on tehty kutakin kuukautta kohden, lasketaan ensin jokaiselle suurelle keskiarvo ajan suhteen. Teknisesti ensin lasketaan kuukausittaiset keskiarvot, joista sitten lasketaan keskiarvot yli koko simulaation ajan.

Pilvipisarapitoisuuksien keskiarvotus on poikkeava. Jos tietyllä ajanhetkellä tietyssä hilapisteessä ei ole lainkaan pilveä, kirjoittaa malli pilvipisarapitoisuudeksi nollan. Tarkoituksenmukaista on kuitenkin laskea keskiarvo vain ajoilta, jolloin hilapiste on pilvessä. Säteilylaskuissa pilvipisarot otetaan huomioon vain, jos niiden pitoisuus ylittää raja-arvon 40 cm^{-3} . Vastaavasti pilvipisaroiden pitoisuuksien keskiarvotuksessa otetaan tässä työssä huomioon vain tuon raja-arvon ylittävät ajanhetket. Näin saadaan keskimääräinen pilvipisarapitoisuus pilvisissä olosuhteissa. Muuten pilvipisarapitoisuuksien keskiarvojen laskeminen vastaa muiden suureiden käsittelyä.

5.2.4 Lisäsimulaatioiden pilvisuureiden keskiarvojen laskeminen

Kuten luvussa 4.5.2 kerrottiin, pilvipisaroiden efektiivisten säteiden ja pilven nestemäisen vesisisällön laskemiseksi tehtiin kolme lisäsimulaatiota. Alkuperäisillä tavalla keskiarvojen laskemisessa otettiin huomioon myös pilvettömät ajanhetket, jolloin saatu keskiarvo ei vastannut todellista tilannetta pilvissä. Lisäksi tulosten analysointia haittasi seikka, että ulostulotiedostoihin merkittiin myös pilvettömissä oloissa pilvipisaroiden efektiivisiksi säteiksi $4 \mu\text{m}$.

Lisäsimulaatioiden (KONT₁, ILM1₁ ja ILM3₁) tapauksessa näiden kahden suureen keskiarvotus tehtiin kahdella eri tavalla ottamalla huomioon vain pilviset ajanhetket. Molemmilla tavoilla tallennetut keskiarvot tallennettiin tulosten analysointia varten. Ensimmäisessä tavassa ehtona hilalaatikon pilvisyydelle käytettiin nollasta poikkeavaa pilvipeittoa. Toisessa tavassa ehdoksi määriteltiin vain ajanhetket, joissa hilalaatikon pilvipisarapitoisuus ylitti raja-arvon 40 cm^{-3} .

5.2.5 Säteilypakotteiden laskenta

Tässä työssä lasketaan säteilypakote ilmakehän yläosan säteilyn muutosten avulla. Teoria on esitetty luvussa 2.1.2. Mallin tulostiedostoihin on tallennettu erikseen lyhyt- ja pitkäaaltoisen säteilyn vuo. Säteilylvuon häiriö lasketaan yksinkertaisesti vähentämällä kunkin ilmastonmuokkaussimulaation kokonaissäteilylvuosta kontrollisimulaation vastaava suure. Myös maapallon säteilytaseen kannalta ratkaiseva globaali keskiarvo lasketaan. Säteilylvuon häiriön arvot lasketaan käyttäen keskiarvoja ilmastonmuokkaussimulaatioiden kymmenen vuoden simulaatioista sekä kontrollisimulaation sadan vuoden simulaatiosta. Käyttämällä keskiarvoa koko kontrollisimulaation ajanjaksolta voidaan kontrollisimulaation sisäisestä vaihtelusta johtuva satunnainen virhe minimoida.

Aerosolien suoran vaikutuksen laskeminen on monimutkaisempaa. Aerosolin suoran vaikutuksen aiheuttama säteilypakote on mallissa laskettu kutsumalla säteilylaskentarutiineja kaksi kertaa peräkkäin. Ensimmäiseksi lasketaan säteily kuten normaalisti ja toisella kerralla huomioimatta aerosolihiukkasten vaikutusta. Näin laskettujen säteilylvuon arvojen erotuksesta saadaan aerosolihiukkasten vaikutus säteilytaseeseen. Tämä ei vastaa tarkalleen IPCC:n säteilypakotteen määritelmää, koska stratosfäärin lämpötilojen ei anneta sopeutua, mutta tapaa voidaan käyttää malteisissa IPCC:n määritelmän mukaisen säteilypakotteen laskemiseen (Forster et al. 2007).

Simulaatioiden ulostulotiedostoissa on mallin laskema aerosolin suoran vaikutuksen säteilypakote lyhyillä aallonpituuksilla. Tuntemattomasta syystä aerosolien suora säteilypakote pitkällä aallonpituuksilla ei tallentunut simulaatioissa, joten käsit-

tely rajoittuu lyhyisiin aallonpituuksiin.

Merisuola hiukkasten aiheuttamaa suoraa vaikutusta ei voi suoraan laskea, koska injektoiduista hiukkasista ei mallissa erikseen pidetä kirjaa. Ne myös sekoittuvat muihin hiukkasiin koagulaatiolla ja aiheuttavat muutenkin muutoksia luonnolliseen aerosolipopulaatioon. Aerosolijakaumista tietyllä ajanhetkellä ei siis voi erottaa lisättyä merisuola-aerosolia, joten IPCC:n määritelmän mukaista säteilypakotetta ei edes teoriassa voida yksikäsitteisesti laskea.

Merisuola hiukkasten suora vaikutus arvioidaan tässä työssä laskemalla aerosolien säteilypakotteen erotus kunkin ilmastomuokkaussimulaation ja kontrollisimulaation välillä. Tarkkaan ottaen kyse ei kuitenkaan ole keinotekoisesta merisuola-aerosolin suorasta säteilypakotteesta, vaan merisuolainjektioiden aiheuttamasta muutoksesta aerosolin suorassa säteilypakotteesta.

Keinotekoisien merisuolapäästöjen vaikutukset luonnolliseen aerosoliin aiheuttavat hieman virhettä tällä menetelmällä, koska ne muuttavat luonnollisen aerosolin suoraa säteilypakotetta. Luonnollisen aerosolin suora säteilypakote ei siis ole sama ilmastomuokkaussimulaatioissa ja kontrollisimulaatioissa. Kuten luvussa 6.1.2 tarkemmin kerrotaan, suurimmat muutokset säteilyn kannalta merkittävimmässä moodissa tapahtuivat liukenevassa akkumulaatiomoodissa, johon merisuola hiukkaset lisättiin. Muissa säteilyn kannalta merkityksellisissä moodissa ei tapahtunut merkittäviä muutoksia. Aitkenin moodin ja nukleaatiomoodin muutoksilla ei ole juuri vaikutusta säteilyyn.

5.2.6 Keskiarvojen laskeminen yli muokattujen merialueiden

Jotta alueellisia vaikutuksia voidaan arvioida paremmin, lasketaan myös joukko keskiarvoja yli kunkin muokatun alueen. Globaaleista kentistä valitaan erikseen jokainen neljästä alueesta, joille keinotekoisia merisuolapäästöjä on lisätty. Jokaiselle alueelle lasketaan horisontaalinen keskiarvo kutakin korkeustasoa kohden (monilla muuttujilla on vain yksi korkeustaso). Näin yksittäiselle alueelle voidaan esittää eri muuttujien korkeusprofileja, joissa tiettyä korkeutta vastaa kymmenen vuoden keskiarvo yli kyseisen korkeuden koko alueella.

5.2.7 Painetasoista korkeustasoihin

Kuten luvussa 5.1 kerrottiin käytetään mallin korkeustasojen esittämisessä sigma-hybridi-koordinaatistoa. Ulostulotiedostojen jälkikäsitteilyssä jokaista korkeustasoa vastaava paine lasketaan käytetyn ohjelmiston perusrutiinin avulla. Painetta käsitellään muiden muuttujien mukana yllä kuvatulla tavalla. Painetta tarvitaan lähinnä korkeusprofiilien piirtämiseen eri muuttujille. Tässä työssä korkeusprofiilien korkeusmuuttujaksi valittiin kuitenkin korkeus metreissä painetasojen sijaan. Painetasoja

vastaavat korkeudet piti siis laskea.

Hydrostaattisen oletuksen mukaan paineen derivaatta korkeuden suhteen voidaan esittää ilman tiheyden ρ_a ja putoamiskiihtyvyyden g avulla seuraavasti (Holton 2004):

$$\frac{dp}{dz} = -\rho_a g \quad (5.3)$$

Painetasoja vastaavia korkeuksia laskiessa oletetaan, että lämpötila on lineaarinen korkeuden funktio kahden tason välillä. Tällöin lämpötilavähetteen eli lämpötilan muutos korkeuden suhteen voidaan ilmaista tason i ja $i + 1$ välissä kaavalla:

$$\gamma = -\frac{dT}{dz} = -\frac{T_{i+1} - T_i}{z_{i+1} - z_i} \quad (5.4)$$

Lämpötila kerroksien välillä voidaan siis ilmaista lämpötilavähetteen ja korkeuden avulla:

$$T(z) = T(z_i) - \gamma(z - z_i) \quad (5.5)$$

Ideaalikaasulain avulla ilman tiheys ρ_a voidaan kirjoittaa muotoon:

$$\rho_a = \frac{p}{R_a T} \quad (5.6)$$

Yhtälössä 5.6 R_a on ilman erityinen kaasuvakio. Nyt voidaan muodostaa integraalilyhtälö, joka kytkee paineen ja korkeuden toisiinsa eli:

$$\int_{p_i}^{p_{i+1}} \frac{dp}{p} = -\frac{g}{R_a} \int_{z_i}^{z_{i+1}} \frac{1}{T(z_i) - \gamma(z - z_i)} \quad (5.7)$$

Yhtälöstä 5.7 voidaan ratkaista tason $i + 1$ korkeus, kun tason i korkeus tiedetään. Kun merkitään $T_i = T(z_i)$ ja $T_{i+1} = T(z_{i+1})$, voidaan kirjoittaa:

$$z_{i+1} = z_i + R_a \frac{(T_i - T_{i+1}) \ln(p_{i+1}/p_i)}{\ln(T_{i+1}/T_i)} \quad (5.8)$$

Yhtälöä 5.8 käyttämällä voidaan laskea painetasoja vastaavat korkeudet asettamalla merenpinnan taso nolaksi. Tässä työssä alueiden painetasoja vastaavat korkeudet laskettiin kullekin simulaatiolle koko simulaatioajan keskiarvoista.

6. TULOKSET

6.1 Merellinen aerosoli injektioalueilla

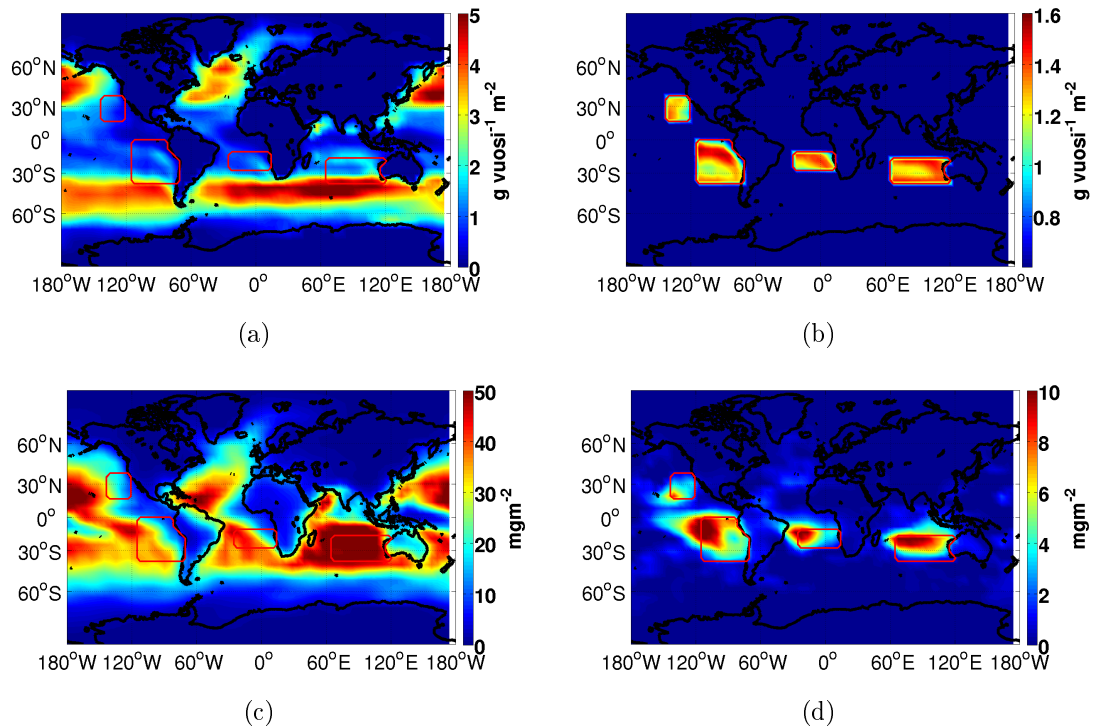
6.1.1 Merisuolavuo ilmakehään ja hiukkasten leviäminen

Kuvassa 6.1 on esitetty sekä luonnolliset että keinotekoiset merisuolapäästöt ja merisuolan kulkeutuminen. Kuvasta 6.1(b) näkyy, että keinotekoisien merisuolapäästöjen keskiarvossa näkyy jonkin verran alueellista vaihtelua. Muokattavilla alueilla, joita karttakuvissa merkitään aina punaisilla viivoilla, tuulen nopeus ylittää usein maksimivuohon riittävään arvoon 7 ms^{-1} , mikä tasoittaa huomattavasti vuon keskiarvoa. Kaikki ilmastonmuokkaussimulaatiot muistuttivat toisiaan alueellisen vaihtelun suhteen, koska tuulen nopeuden keskiarvot olivat kaikissa simulaatioissa varsin yhtenevät. Luonnollisissa merisuolapäästöissä on sen sijaan huomattavaa alueellista vaihtelua. Sekä pohjoisella että eteläisellä pallonpuoliskolla on selvät maksimikohdat sekä tuulen nopeudessa että siitä riippuvassa luonnollisessa merisuolavuossa leveyspiirien 30° ja 60° välisillä alueilla.

Verrattaessa simulaation ILM1¹ keinotekoista massavuota (kuva 6.1(b)) kontrollisimulaation luonnolliseen massavuohon (kuva 6.1(a)) huomataan, että alusten suihkuttama ylimääräinen merisuola ei ole massallisesti kovin merkittävä. Keinotekoiset päästöt ovat kertaluokkaa pienempiä. Jos verrataan päästöjä vain akkumulaatiomoodissa (ei kuvaa), ei luonnollinen vuo olekaan niin hallitseva, vaan keinotekoisesti lisätyt hiukkaset muodostavat selkeästi suurimman osan massasta. Myös merisuola-hiukkasten kokonaislukumääriä tarkastellessa keinotekoinen lisäys erottuu selvästi. Massavuossa luonnollisten lähteiden hallitsevuus johtuu karkean moodin vähälukuisien suola-hiukkasten suuresta osuudesta kokonaismassasta. Lukumääräpitoisuuksia merisuolapäästöjen osalta hallitsevat akkumulaatiomoodin hiukkaset.

Tuulen nopeuksissa on kausittaista vaihtelua, joten myös merisuolavuon suuruus vaihtelee vuodenajan mukaan. Selkeimmin tämä näkyy Australiassa, jossa paikallisina talvikuukausina saavutetaan jokaisena kymmenenä vuotena selvä maksimi. Taulukkoon 6.1 on koottu simulaation ILM1 kunkin alueen massavuon keskiarvo, yksittäisistä kuukausista lasketut massavuon keskihajonnat sekä kuukausikeskiarvojen minimi- ja maksimiarvot. Australian rannikon massavuo on keskiarvoltaan

¹ILM1 tarkoittaa ilmastonmuokkaussimulaatiota, jossa käytettiin keinotekoisien merisuolavuon perusfunktiota F_1 . Eri simulaatioista käytetyt lyhenteet on selitetty luvussa 4.5.2.



Kuva 6.1: Merisuolapäästöt ja niiden leviäminen. (a) Kontrollisimulaation vuosittaiset merisuolapäästöt (b) Simulaatio ILM1:n vuosittaiset keinotekoiset merisuolapäästöt (c) Kontrollisimulaation keskimääräinen merisuolakuorma (d) Keskimääräisen merisuolakuorman (kgm^{-2}) lisäys simulaatiossa ILM1 verrattuna kontrollisimulaation. Tämä on arvio ilmassa olevasta ”ylimääräisestä” merisuolan massasta. Kuvien asteikot eivät vastaa toisiaan, koska luonnolliset merisuolapäästöt ovat huomattavasti keinotekoisia suuremmat.

jonkin verran muita alueita suurempi. Se on noin 10 % suurempi kuin esimerkiksi Pohjois-Amerikan rannikon keskiarvo, jonka massavuon keskiarvo on kaikista pienin.

Taulukko 6.1: Simulaation ILM1 keinotekoisien merisuolan massavuon aluekeskiarvojen kuukausikeskiarvoista laskettuja tilastollisia arvoja kullekin merialueelle. Yksikkö on $\text{g vuosi}^{-1} \text{ m}^{-2}$

	Afrikka	P-Amerikka	E-Amerikka	Australia
Keskiarvo	1,28	1,22	1,24	1,34
Keskihajonta	0,07	0,09	0,06	0,06
Minimi	1,04	0,98	1,05	1,21
Maksimi	1,51	1,42	1,38	1,46

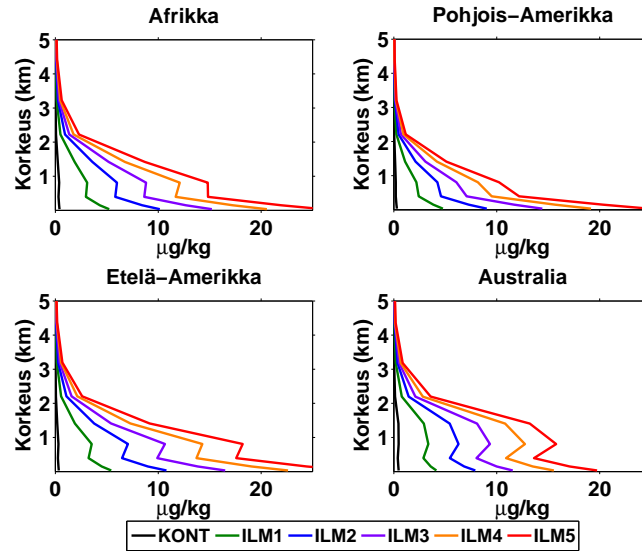
Massavuon kuukausikeskiarvojen pienin arvo on Australiassa selvästi muiden alueiden minimiarvoja suurempi. Lisäksi Australian rannikon kuukausikeskiarvojen keskihajonta on Etelä-Amerikan rannikon ohella pienin. Australian rannikon keinotekoinen merisuolavuo on siis muihin alueisiin verrattuna sekä suurempi että tasaisempi. Pohjois-Amerikan rannikolla tilanne on päinvastainen: vaihtelu on suurta ja kuukausikeskiarvojen minimi sekä koko kymmenen vuoden keskiarvo ovat muihin alueisiin verrattuna pienimmät. Kovin suurta eroa alueiden välillä ei kuitenkaan ole.

Ilmakehässä olevien aineiden määrän kuvaamisessa käytetään yleensä pitoisuutta. Jos halutaan kuvata ilmakehän sisältämää aineen kokonaismäärää, käytetään kuorman käsitettä (engl. burden). Kuormalla tarkoitetaan jonkin yksittäisen aineen kokonaismäärää pinta-alaa kohden laskettuna maanpinnalta ilmakehän yläosaan asti². Sen yksikkönä on massan tapauksessa kgm^{-2} .

Kuvassa 6.1(d) näytetään merisuolan kokonaismassan kuorman erotus simulaatioiden ILM1 ja KONT välillä. Näin saadaan arvio ilmassa olevasta ”ylimääräisestä” merisuolasta. Tuloksesta näkee kuvassa 6.1(c) näkyvään kontrollisimulaation merisuolakuormaan verratessa, että merisuolan massassa luonnollinen merisuola-aerosoli on hallitseva. Kuten päästöissäkin, keinotekoisesti lisätyn merisuolan massa on luonnollista merisuolaa kertaluokkaa pienempi. Kuvasta 6.1(d) näkyy myös hyvin merisuolan leviäminen. Merisuolan kuorma ei ole tasaisesti jakautunut päästöalueille eikä se noudata kovin hyvin päästöjen jakautumista samoilla alueilla. Osa merisuolasta kulkeutuu tuhansia kilometrejä alueiden ulkopuolelle, joten päästöjen vaikutukset ulottuvat varsin kauas.

Merisuolan liukenevassa akkumulaatiomoodissa olevan massan sekoitussuhteen

²Aineen i massakuorma voidaan esittää integraalina $\int_0^\infty M_i(z)dz$, jossa $M_i(z)$ on aineen i massapitoisuus (kgm^{-3}) korkeudelle z .



Kuva 6.2: Liukenevassa akkumulaatiomoodissa olevan merisuolan massasekoitussuhteen korkeusprofiilit alueittain eri simulaatioissa.

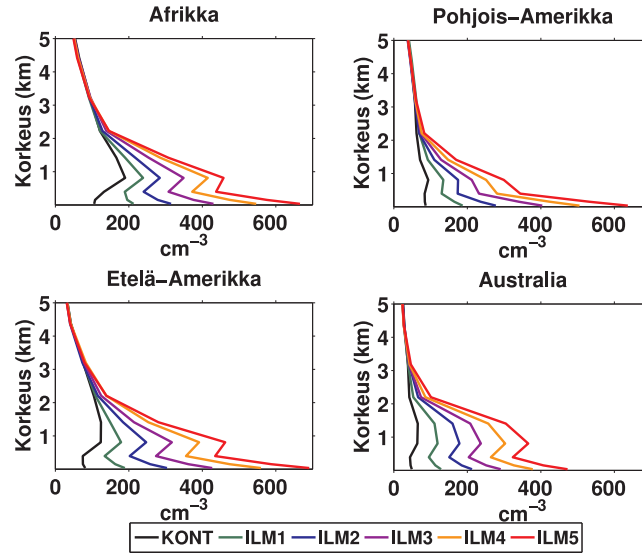
korkeusprofiilit on esitetty kuvassa 6.2. Merisuola ei odotetusti sekoitu pystysuunnassa tasaisesti, vaan pitoisuus on selkeästi suurimmillaan lähellä merenpintaa. Kasvanut massapitoisuus on kuitenkin havaittavissa vielä melkein neljän kilometrin korkeudella. Massan lisäys kaikilla korkeuksilla on suurin piirtein suoraan verrannollinen keinotekoiseen merisuolavuohon. Merisuola hiukkaset eivät siis juuri vaikuta toistensa poistumiseen ilmakehästä. Pohjois-Amerikkaa lukuun ottamatta kaikilla alueilla näkyy myös mielenkiintoinen paikallinen maksimikohta vajaan kilometrin korkeudella sekä paikallinen minimikohta sen alapuolella. Tämä saattaa johtua pilvien alla sijaitsevien merisuola hiukkasten poistumisesta ilmakehästä sateen mukana ylempänä olevien hiukkasten viipyessä ilmakehässä pidempään.

6.1.2 Aerosolijakaumat muokatuilla alueilla

Vaikka merisuolainjektiot lisätään mallissa akkumulaatiomoodiin, näkyvät vaikutukset mallin kaikissa seitsemässä moodissa. Akkumulaatiomoodin lukumääräpitoisuudet kasvoivat likimain lineaarisesti massavuon funktiona. Lähellä merenpintaa kontrollisimulaation lukumääräpitoisuuden arvot olivat noin 100 cm^{-3} . Mallin ennustamat hiukkas pitoisuudet merellä vastaavat siis suurin piirtein mittauksia (ks. luku 2.2.2). Simulaatiossa ILM1 keinotekoinen merisuolavuuo suurin piirtein kaksinkertaisti akkumulaatiomoodin lukumääräpitoisuuden lähellä merenpintaa, mutta vaikutus oli heikompi korkeammalla.

Kuvasta 6.3 näkyy, että lukumääräpitoisuudet ilmastomuokkaussimulaatioissa vastaavat kontrollisimulaatioita alkaen noin kolmen kilometrin korkeudesta. Simulaatiossa ILM5 saavutettiin melkein 700 cm^{-3} pitoisuus merenpinnan lähellä, vaikka

Australiassa pitoisuus tosin jäikin alle arvon 500 cm^{-3} . Pilvien tasolla eli noin 200–600 metrin korkeudella simulaatiossa ILM5 lukumääräpitoisuus oli välillä 300–500 cm^{-3} kaikissa ilmastomuokkaussimulaatioissa. Merisuolan massapitoisuusprofileissa (kuva 6.2) olevat paikalliset minimi- ja maksimikohdat näkyvät myös akkumulaatiomoodin lukumääräpitoisuusprofileissa, mikä on varsin luonnollista, koska lisääntynyt merisuolamassa tulee juuri liukenevan akkumulaatiomoodin hiukkasista.

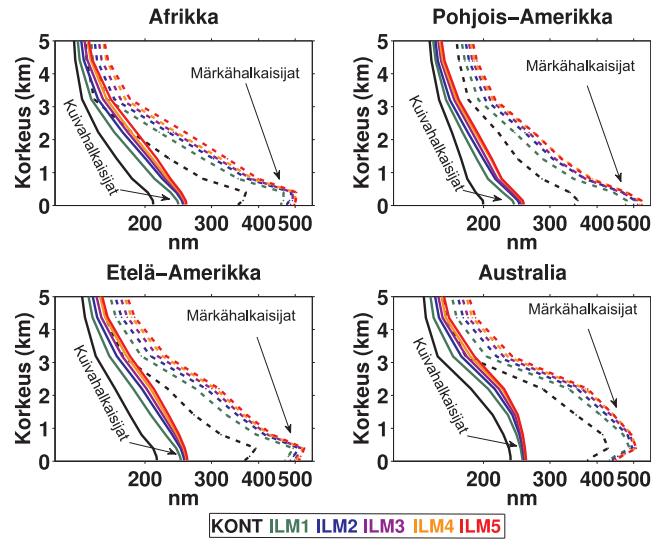


Kuva 6.3: Liukenevan akkumulaatiomoodin lukumääräpitoisuuden korkeusprofiilit alueittain eri simulaatioissa.

Liukenevan akkumulaatiomoodin kuiva- ja märkähalkaisijoiden³ keskiarvostetut korkeusprofiilit on esitetty kuvassa 6.4. Luonnollisista lähteistä peräisin olevien hiukkasten keskikuivahalkaisijat olivat pienempiä kuin keinotekoisesti lisättyjen hiukkasten, joten akkumulaatiomoodin keskikuivahalkaisija kasvoi kohti tuota suurempaa arvoa. Simulaatiossa ILM5, jossa keinotekoiset hiukkaset muodostavat lähes 90 % merenpinnan tasolla olevasta akkumulaatiomoodin lukumääräpitoisuudesta, hiukkasten keskikuivahalkaisija oli hyvin lähellä lisättyjen hiukkasten arvoa 260 nm. Keinotekoisien merisuolahiukkasten märkähalkaisijat ovat myös luonnollisten hiukkasten halkaisijoita selvästi suurempia.

Nukleaatiomoodin lukumääräpitoisuudet laskivat dramaattisesti korkeuksilla, joihin ylimääräiset merisuolapäästöt yltävät. Tämä johtuu siitä, että nukleaatiomoodin hiukkaset koaguloituvat suuriin lisättyihin hiukkasiin eli uudet hiukkaset toimivat koagulaationieluna pienille hiukkasille. Afrikan rannikolla tämä vaikutus jäi miltei

³Kuivahalkaisija tarkoittaa hiukkasen halkaisijaa ilman hiukkaseen tiivistynyttä vettä. Märkähalkaisija on taas hiukkasen todellinen halkaisija, jossa tiivistynyt vesi huomioidaan.



Kuva 6.4: Liukenevan akkumulaatiomoodin halkaisijoiden korkeusprofiilit alueittain eri simulaatioissa. Jatkuvat viivat kuvaavat kuivahalkaisijoita ja katkoviivat märkähalkaisijoita.

olemattomaksi, koska nukleaatiomoodin hiukkaspitoisuus on alueella kontrollisimulaatioissa huomattavan alhainen alle kahden kilometrin korkeudella.

Myös liukenevan Aitkenin moodin pitoisuudet olivat kontrollisimulaation arvoja pienempiä, joskaan vaikutus ei ollut yhtä dramaattinen kuin nukleaatiomoodin tapauksessa. Sen sijaan liukenemattoman Aitkenin moodin pitoisuudet olivat kontrollisimulaatioon verrattuna kasvaneet. Tämä selittyy sillä, että suurempi osa rikkihaposta tiivistyy isoihin suolahiukkasiin, joten sitä riittää vähemmän Aitkenin moodin hiukkasille. Liukenemattomiin hiukkasiin tiivistyvä rikkihappo aiheuttaa mallissa liukenemattomien hiukkasten siirtämisen liukenevaan moodiin.

Liukenematon akkumulaatiomoodi, joka ei sisällä lainkaan merisuolaa, on erilainen ilmastomuokkaussimulaatioissa kontrollisimulaatioon verrattuna. Keskihalkaisijat ja lukumääräpitoisuudet ovat kontrollisimulaatiota korkeammat. Moodin keskimääräinen hiukkaspitoisuus on Australian rannikkoa lukuun ottamatta alle $0,05 \text{ cm}^{-3}$ kaikilla korkeuksilla, joten muutokset tässä moodissa eivät ole kokonaisuuden kannalta edes merkittäviä.

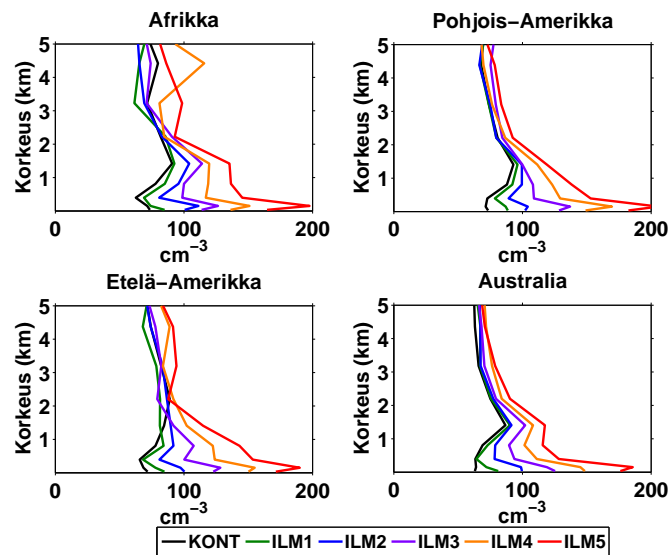
Pohjois- ja Etelä-Amerikan rannikoilla karkeiden moodien keskisäteet nousivat hieman, kun taas kahdella muulla alueella ei havaittavaa muutosta juuri ollut. Odotetusti lisätyt hiukkaset nostivat jonkin verran liukenevan karkean moodin lukumääräpitoisuutta, kun akkumulaatiomoodiin lisätyt hiukkaset kasvavat rikkihapon tiivistyessä niiden pinnalle.

6.2 Vaikutukset pilviin

6.2.1 Pilvipisaroiden lukumääräpitoisuudet

Muokattujen alueiden yli lasketut pilvipisarapitoisuuksien keskiarvot eivät muokatuilla alueilla nousseet aiemmissä tutkimuksissa (Latham et al. 2008; Jones et al. 2009) oletettuun arvoon 375 cm^{-3} edes simulaatiossa ILM5. Siinä tosin muokattujen alueiden alimmilla korkeustasoilla tuo raja-arvo paikoitellen saavutetaan, mutta suurimmalla osalla muokatuista alueista pitoisuudet jäävät selvästi pienemmiksi.

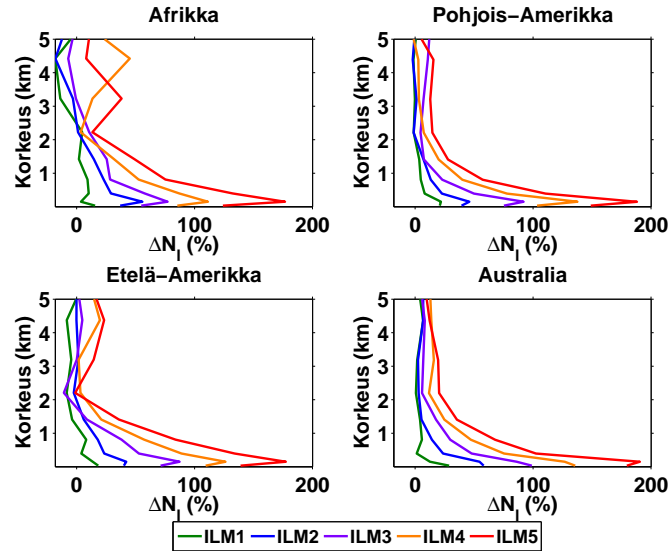
Muokattujen alueiden absoluuttisten pilvipisarapitoisuuksien korkeusprofiilit on esitetty kuvassa 6.5 ja ilmastomuokkaussimulaatioiden pilvipisarapitoisuuksien korkeusprofiilit suhteessa kontrollisimulaation pitoisuuksiin kuvassa 6.6.



Kuva 6.5: Pilvipisarapitoisuuden korkeusprofiilit alueittain eri simulaatioissa.

Molemmista kuvista näkyy, että muutos on selvästi suurimmillaan mallin alimmilla tasoilla. Merisuola hiukaspäästöjen vaikutus yltää voimakkaana noin kahden kilometrin korkeuteen, vaikka vielä viidenkin kilometrin korkeudella useimmat simulaatiot antavat kontrollisimulaatiota korkeampia pitoisuuksia. Pilvipisarapitoisuuksien korkeusprofiilit (kuva 6.5) eivät seuraa merisuolan massapitoisuuden (kuva 6.2) ja hiukaspitoisuuden (kuva 6.3) korkeusprofileja. Kaikilla alueilla erottuu toiseksi alimmalla tasolla pitoisuusmaksimi. Tämä saattaa johtua pilvipisaroiden aktivaatiolle erityisen suotuisista olosuhteista, kuten nopeista pystyvirtauksista.

Kuvassa 6.7 esitetään kontrollisimulaation pilvipiteiden korkeusprofiilit eri alueille. Niistä näkyy, että Australian rannikkoa lukuun ottamatta pilvisyyden maksimi on noin 500 metrin korkeudella. Australiassa maksimi löytyy vasta noin reilun kahden kilometrin korkeudelta. Jos tarkastellaan pilvipisarapitoisuuksia (kuva 6.6)

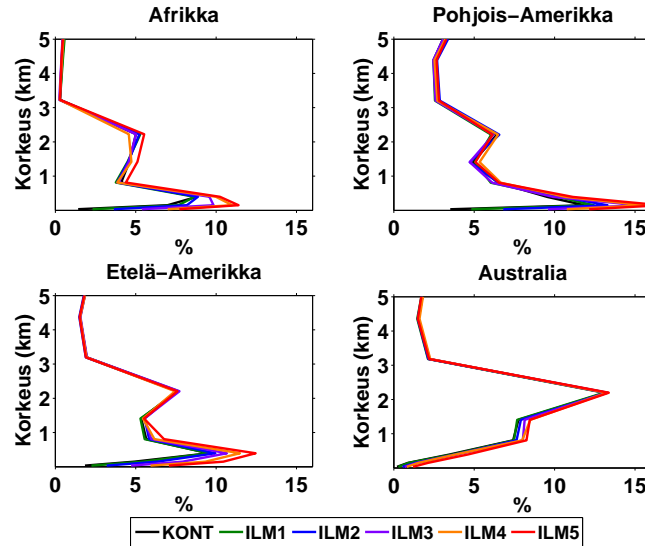


Kuva 6.6: Pilvipisarapitoisuuden suhteellinen muutos verrattuna kontrollisimulaatioon alueittain eri ilmastomuokkaussimulaatioissa.

keskimääräisen pilvisyyden maksimin korkeudella, riittää noin kaksin- tai kolminkertainen vuo pilvipisaroiden määrän kaksinkertaistamiseen. Viisinkertaisella vuolla päästään jo liki kolminkertaisiin pitoisuuksiin. Koska nämä keskiarvot on laskettu kauttaaltaan yli kunkin muokatun alueen, ovat paikalliset muutokset huomattavasti suurempia. Australian rannikolla nousevat pitoisuuksien keskiarvot paikoitellen yli kuusinkertaisiksi verrattuna kontrollisimulaatioon.

Säteilyn kannalta merkittävintä on pilven yläpinnan pilvipisarapitoisuus (Seinfeld & Pandis 2006). Sen kaksinkertaistamiseen kaikkialla muokatuilla merialueilla vaaditaan 4–5-kertainen vuo. Kuvassa 6.8 on esitetty muokattujen alueiden yli lasketut pilven yläpinnan pisarapitoisuuden suhteellisen muutoksen keskiarvot kussakin simulaatioissa verrattuna kontrollisimulaatioon. Erityisen selvästi näkyy pieni muutos Australian rannikolla, jossa simulaatioissa ILM5 suhteellinen kasvu kontrollisimulaatiosta on vain 71 %. Simulaatioissa ILM1 on pilven yläpinnan pisarapitoisuuksien muutos Australiassa vain noin 4 %, kun se muilla alueilla on noin 10 %. Pieni muutos Australian rannikon pilvipisarapitoisuuksissa johtuu pääosin siitä, että pilvipeitto on muita alueita korkeammalla. Tämän vuoksi suuri osa merisuola hiukkasista ei nouse pilvien tasolle. Pilven yläpinnan pisarapitoisuuden alueelliset keskiarvot pysyivät kaikissa simulaatioissa alle arvon 200 cm^{-3} , joten ne eivät yltäneet lähellekään esimerkiksi Latham et al. (2008) käyttämää oletusta 375 cm^{-3} . Tulos varsin vähäisestä muutoksesta pilvipisarapitoisuuksissa on yhtenevä Korhonen et al. (2010) tuloksien kanssa.

Korhonen et al. (2010) saivat kuitenkin suurempaa vaihtelua alueiden välillä. Tämän työn simulaatiota ILM1 vastaavalla vuon arvolla F_1 heidän tutkimuksessaan

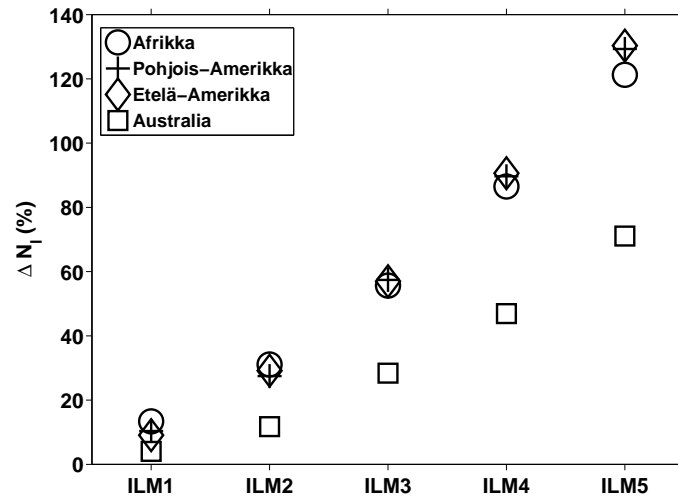


Kuva 6.7: Keskimääräisen pilvisyyden (osuus hilalaatikosta pilvessä) korkeusprofiilit alueittain eri simulaatioissa. Australian rannikon pilvipeitto on selvästi muita alueita korkeammalla.

yhdellä alueella pilvipisarapitoisuus laski keskimäärin 2 %. Suurin nousu oli 20 %. Lisäksi Korhonen et al. (2010) saivat huomattavasti suurempia absoluuttisia pitoisuuksia. Merisuolavuolla F_1 alueiden (jotka ovat samat kuin tässä työssä käytetyt) vuosikeskiarvoista lasketut mediaanit pilvipisarapitoisuuksille vaihtelivat yhden kilometrin korkeudella välillä $133\text{--}177\text{ cm}^{-3}$, kun vastaava vaihteluväli tämän työn simulaatiossa ILM1 oli pilven yläpinnalla $84\text{--}95\text{ cm}^{-3}$. Eri tarkastelukorkeus selittää osan erosta, mutta toinen ilmeinen syy on erilaiset pilvipisara-aktivaatioparametrisaatiot simulaatioissa. Tässä työssä käytetyssä aktivaatioparametrisaatiossa ei lisättyjen merisuolahiukkasten ole mahdollista haitata luonnollisten hiukkasten aktivaatiota (ks. luku 7.1.3).

Kontrollisimulaation pilvipisaroiden pilven yläpinnan pitoisuuksien keskiarvo on esitetty kuvassa 6.9(a). Ilmastonmuokkaussimulaatioiden suhteellinen muutos verrattuna kontrollisimulaatioon on esitetty kuvissa 6.9(b)–(f). Suhteelliset muutokset ovat suurimmillaan rannikoilla, joilla toisaalta absoluuttiset pitoisuudet kontrollisimulaatiossa ovat hieman matalampia. Korhonen et al. (2010) tulokset olivat näiltä osin liki päinvastaisia ja ennustivat rannikoiden lähellä suhteellisen muutoksen olevan pienempi kuin kauempana merellä. Korhonen et al. (2010) tosin laskivat pilvipisarapitoisuuden muutoksen yhden kilometrin korkeudella riippumatta pilven korkeudesta, joten tuloksia ei voi suoraan verrata.

Mielenkiintoinen ominaisuus keinotekoisien merisuolapäästöjen vaikutuksessa on saavutetun suhteellisen muutoksen suhde massavuohon. Varsin yllättäen suhteellinen vaikutus kasvaa superlinearisesti massavuon funktiona. Esimerkiksi Afrikan



Kuva 6.8: Pilven yläpinnan pilvipisarapitoisuuden muutoksen keskiarvo suhteessa kontrollisimulaatioon eri ilmastonmuokkaussimulaatioissa.

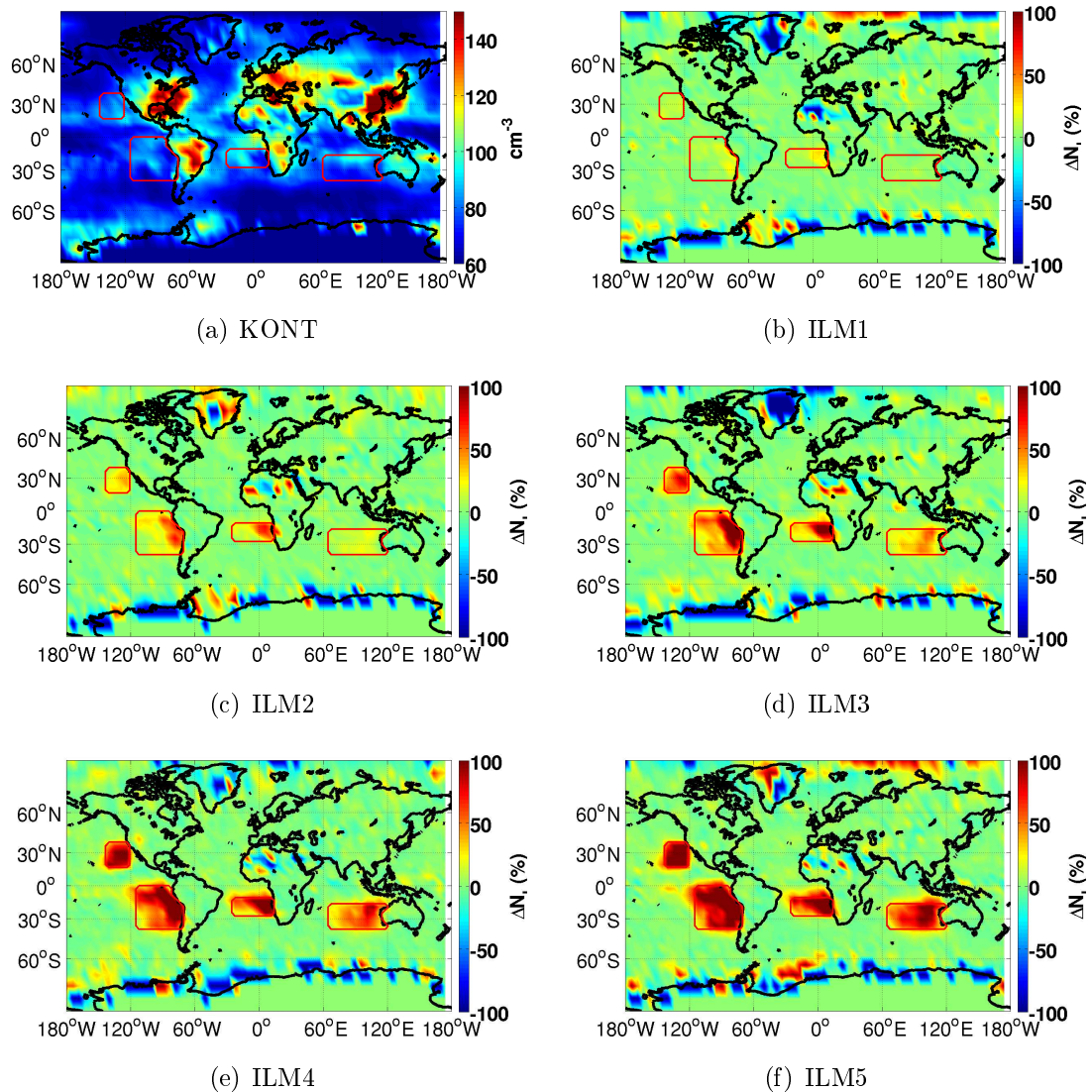
rannikolla suhteellinen lisäys on yksinkertaisella vuolla 13 %, mutta kaksinkertaisella vuolla jo 31 % ja nelinkertaisella 87 %. Kaikkien alueiden osalta nämä tulokset on esitetty kuvassa 6.8. Yksi selitys tälle voisi olla, että pisarakoon pieneneminen mahdollistaisi pisarapitoisuuden kasvun suuremmaksi sadantaa vähentämällä. Pisarakoon pienenemistä ei tosin saa varmuutta tehtyjen simulaatioiden perusteella (ks. luku 6.2.2). Asia vaatisi siis jatkotutkimuksia.

Satunnainen vaihtelu aiheuttaa myös suuria suhteellisia muutoksia kontrollisimulaatiosta muokattujen alueiden ulkopuolella. Tämä erottuu selvästi kaikissa ilmastonmuokkaussimulaatioissa. Erityisesti napa-alueilla ja Saharan autiomaan yllä pilvipisarapitoisuuksien keskiarvot suhteessa kontrollisimulaation keskiarvoon olivat monin paikoin noin kaksinkertaisia (kuvat 6.9(b)–(f). Saharan osalta tämä selittyy suurelta osin alueen pilvettömyydellä, jonka vuoksi kymmenen vuoden keskiarvo lasketaan vain pienestä osasta aika-askelia (ks. luku 5.2.3).

Napa-alueilla pilvisyys on runsasta, mutta pilvipisarapitoisuudet ovat paikoitellen huomattavan alhaisia, joten pienikin muutos absoluuttisessa pitoisuudessa aiheuttaa suuren suhteellisen muutoksen. Napa-alueiden pilvipisarapitoisuusmuutosten tutkimiseksi kontrollisimulaation 10 ensimmäistä vuotta kohdeltiin omana simulaationaan, jota verrattiin ilmastonmuokkaussimulaatioiden tapaan koko 100 vuoden kontrollisimulaatioon. Tällöin huomattiin, että napa-alueiden pilvipisarapitoisuuksien suhteelliset erot 10 vuoden keskiarvojen ja 100 vuoden keskiarvojen välillä muistuttivat suuresti ilmastonmuokkaussimulaatioiden ja kontrollisimulaation välisiä eroja. Muutokset kymmenen vuoden mittaisissa ilmastonmuokkaussimulaatioissa eivät siis johdu keinotekoisista merisuolapäästöistä.

Lisäksi 10 vuoden simulaatio ei ole riittävän pitkä pilvipisarapitoisuuksien stabiiloitumiseen napa-alueilla. Sen sijaan kontrollisimulaation 10 ensimmäisen vuoden keskiarvo vastasi muokattavilla alueilla 100 vuoden simulaation tuloksia. 10 vuoden simulaatioaika vaikuttaa siis riittävältä luotettavan pilvipisarapitoisuuksien muutoksen keskiarvon määrittämiseen muokattavilla alueilla.

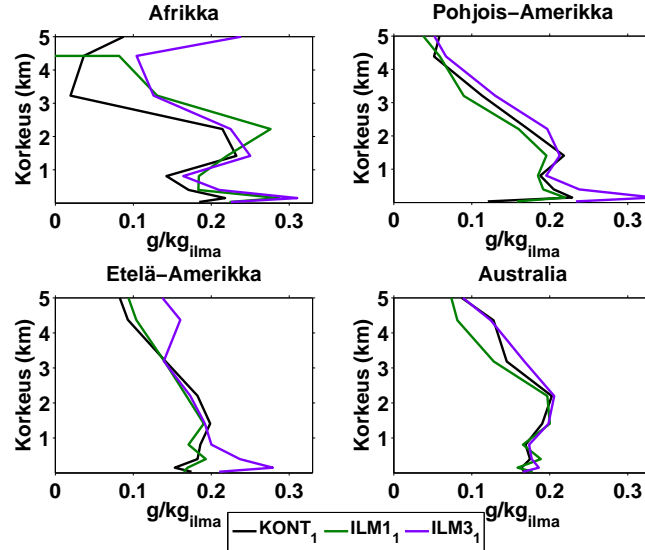
Korkeat pilvipisarapitoisuudet napa-alueilla ovat mielenkiintoisia, mutta eivät tämän työn kannalta merkityksellisiä. Niiden selittäminen vaatisi tämän työn aiheen ulkopuolelle menevää huolellista tulosten analysointia. Muokatuilla alueilla kontrollisimulaation kymmenen ensimmäisen vuoden keskiarvo vastaa hyvin pitkälle sadan vuoden keskiarvoa.



Kuva 6.9: Pilven yläpinnan pilvipisarapitoisuudet. Kontrollisimulaatiossa (a) näytetään absoluuttinen pitoisuus ja muissa simulaatioissa suhteellinen muutos (%) verrattuna kontrollisimulaation pitoisuuteen.

6.2.2 Pilvipisaroiden efektiiviset säteet ja pilvien nestemäinen vesisisältö

Pilvipisaroiden efektiivisten säteiden ja pilvien nestemäisen vesisisällön keskiarvot on laskettu muista tuloksista poiketen lyhyemmistä vuoden mittaisista simulaatioista (ks. luvut 4.5.2 ja 5.2.4).



Kuva 6.10: Pilvipisaroiden sisältämän veden massasekoitussuhteen profiilit alueittain eri simulaatioissa. Keskiarvot on laskettu ottaen huomioon myös pilvettömät alueet hilalaatikoiden sisältä, joten pilven sisäiset arvot ovat tässä esitettyjä arvoja korkeampia. Keskiarvoissa on huomioitu vain ajanhetket, joilla pilvipisarapitoisuus on suurempi kuin 40 cm^{-3} . Arvot on laskettu vain yhden vuoden mittaisesta simulaatioista.

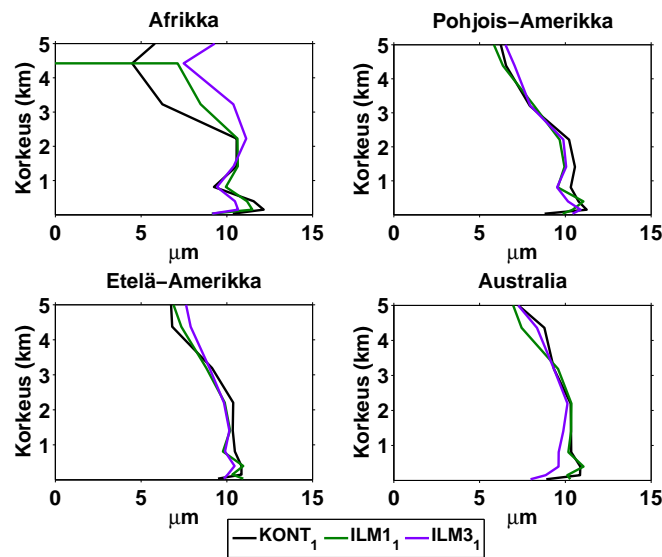
Pilvien nestemäinen vesisisältö on suurempi suuremmilla keinotekoisilla merisuolapäästöillä. Kuvassa 6.10 näytetään vesisisällön korkeusprofiilit. Ne edustavat koko hilalaatikon keskiarvoa, joten ne eivät suoraan kuvasta pilvensisäistä tilannetta. Varsinkin simulaation ILM3₁ vesisisältöä tarkastelemalla huomaa, että keinotekoiset hiukkaspäästöt lisäävät tuntuvasti vesisisältöä. Tämä on globaalien mallien yleinen ominaisuus (Han et al. 2001; Haywood et al. 2009; Denman et al. 2007), sillä kasvaneiden hiukkaspitoisuuksien on havaittu globaaleissa simulaatioissa kasvattavan nestemäistä vesisisältöä (esim. Ghan et al. 2001).

10 vuoden mittaisista ilmastomuokkaussimulaatioista (ILM1–ILM5) pilvipisaroiden efektiiviset säteet laskettiin ottaen huomioon myös pilvettömät ajanhetket. Tällöin saatiin tulokseksi isompia säteitä suuremmilla merisuolavuon arvoilla. Yleisesti säteiden pitäisi pienentyä vesimäärän pysyessä samana (Twomey 1977). Näissä simulaatioissa vesisisältö kasvoi, mutta silti säteiden kasvu on omituinen tulos.

Oudon tuloksen selvittämiseksi tehtyjen vuoden mittaisten lisäsimulaatioiden (ks. luku 4.5.2) perusteella tulos muuttuu uskottavammaksi, mutta luotettavan arvion

perusteeksi olisi tarvittu pidempiä simulaatioita. Jos verrataan simulaatiota ILM3₁ simulaatioon KONT₁, nähdään että efektiiviset säteet ovat ILM3₁:ssa pienempiä alinta korkeustasoa lukuun ottamatta kaikkialla yhden kilometrin korkeuteen saakka eli pilvien esiintymisalueella. Lyhyiden simulaatioiden perusteella ja huomioimalla vain pilviset ajanhetket näyttäisi siis siltä, että merisuolahiukkasten lisääminen pienentäisi odotetusti pilvipisaroita pilvien tasolla.

Muokatuilla alueilla yli kilometrin korkeudessa on harvemmin pilviä, joten keskiarvojen luotettavuus on mallin alempia kerroksia vähäisempi. Niinpä yhden vuoden simulaation pohjalta tuloksia ei ylemmiltä korkeustasoilta kannata juuri analysoida.



Kuva 6.11: Pilvipisaroiden efektiivisen säteen profiilit alueittain eri simulaatioissa. Keskiarvot on laskettu ottaen huomioon vain ajanhetket, joilla pilvipisarapitoisuus on suurempi kuin 40 cm^{-3} . Arvot on laskettu vain yhden vuoden mittaisesta simulaatioista.

6.2.3 Muutokset pilvipeitossa

Pääasiallinen vaikutus lisätyillä merisuolahiukkasilla on jo olemassa olevien pilvien pisarapitoisuuksiin. Uusien pilvien muodostaminen lisätyillä hiukkasilla ei edes ole tekniikan tavoite (Salter et al. 2008). Simulaatioissa havaitaan kuitenkin selvästi pilvipeiton lisääntymistä muokatuilla alueilla. Muutos on suurimmillaankin vain muutamia prosenttiyksiköjä, mutta kuitenkin selvästi erottuva ja suurempi suuremmilla hiukkasvuon arvoilla. Pilvipeiton korkeusprofiilit on esitetty kuvassa 6.7. Kuten luvussa 4.3.1 kerrotaan, ei pilvipeiton laskemisessa huomioida suoraan aerosolahiukkasia, vaan pilvisuus lasketaan suhteellisen kosteuden avulla. Tämän takia pilvisyyden lisääntymisen täytyy johtua jostain merisuolapäästöjen välillisestä seurauksesta. Suhteellisessa kosteudessa havaitaan suurimmillaan muutamien prosenttiyksiköjen

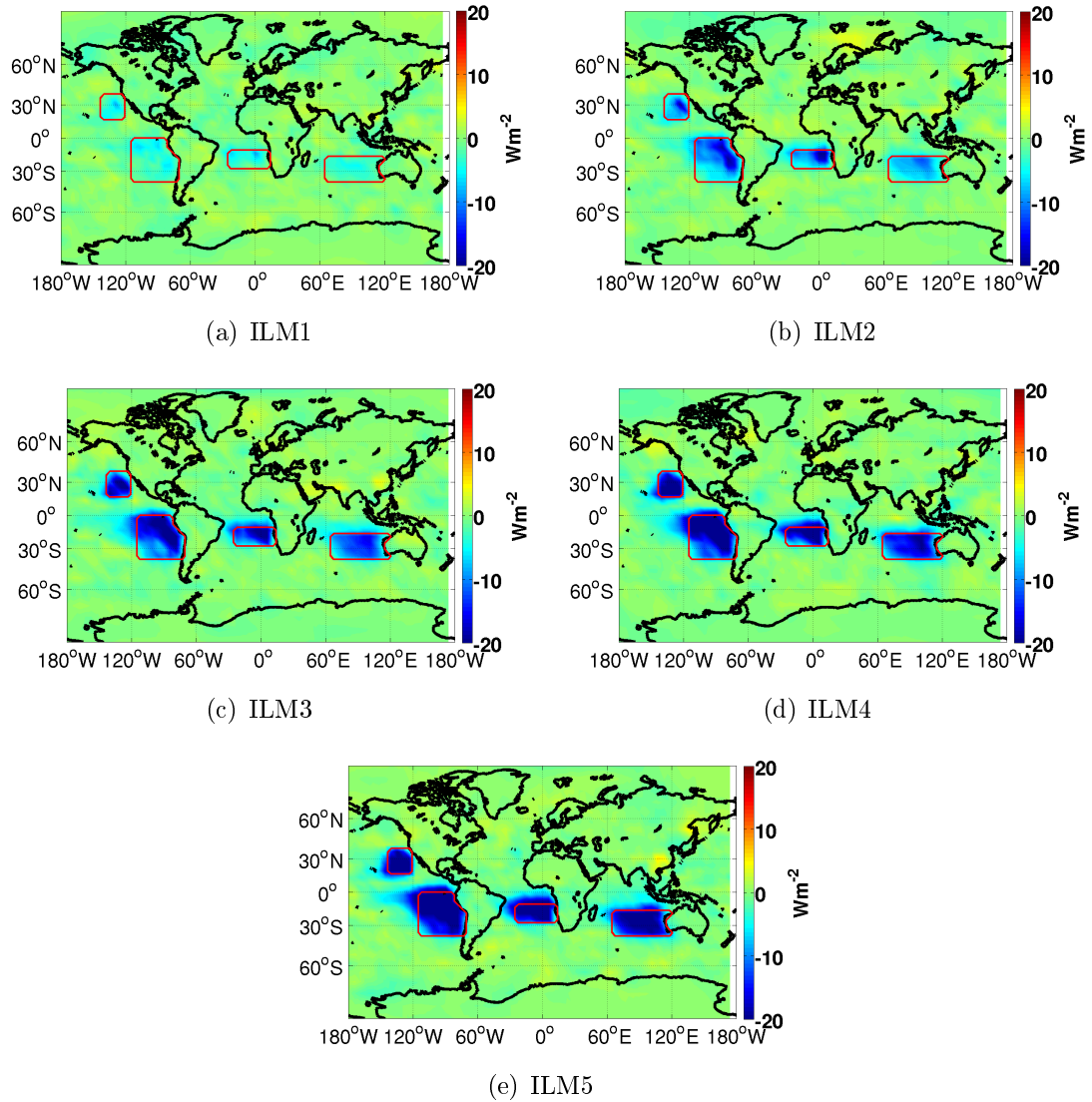
suuruisia muutoksia (ei kuvaa). Sen kasvua voisi selittää lämpötilan lasku, mutta muutokset lämpötilaprofiileissa (ei kuvaa) muokatuilla alueilla ovat pieniä (alle $0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$) ja epäsystemaattisia. Eri ilmastonmuokkaussimulaatiot antavat lämpötilan muutoksille erimerkkisiä arvioita ja esimerkiksi simulaatioiden ILM4 ja ILM5 tulokset eivät ollenkaan muistuta toisiaan. Myöskään muokattujen alueiden paikallisissa sademäärissä ei näy mitään systemaattista muutosta eri merisuolavuon arvoilla. Pilvisyyden kasvun syy ei ole tässä työssä tehtyjen simulaatioiden ja tulosten analysoinnin perusteella selvä, vaan vaatii lisätutkimuksia myöhemmin.

6.3 Säteilyvaikutukset

Merisuolainjektoiden säteilyvaikutukset ovat paikallisia, toisin kuin esimerkiksi stratosfääriin lisättävien hiukkasten. Paikalliset muutokset kokonaissäteilyssä ilmakehän yläosissa ovat tosin huomattavan suuria. Simulaatiossa ILM5 säteilyvuon häiriö on jopa melkein -20 Wm^{-2} yksittäisen alueen yli keskiarvotettuna. Säteilyvuon häiriön kunkin alueen yli lasketut keskiarvot sekä globaalit keskiarvot on koottu taulukkoon 6.2. Simulaatiossa ILM1 globaali keskiarvo on $-0,44\text{ Wm}^{-2}$, joka on noin kymmenesosa pakotteesta ($-3,7\text{ Wm}^{-2}$), jonka arvioidaan syntyvän ilmakehän hiilidioksidipitoisuuden kaksinkertaistumisesta esiteollisesta ajasta (Forster et al. 2007). Simulaation ILM5 keskimääräinen globaali säteilyvuon häiriö $-3,12\text{ Wm}^{-2}$ on jo huomattavan lähellä tuota arvoa.

Kunkin vuon monikerran aiheuttaman säteilyvuon häiriön jakautuminen näkyy kuvassa 6.12. On mielenkiintoista verrata esimerkiksi simulaation ILM3 säteilyvuon häiriötä (kuva 6.12(c)) merisuolan alueelliseen jakautumiseen (kuva 6.1(d)) ja pilvipisarapitoisuuksien suhteelliseen muutokseen (kuva 6.9(d)). Kuten luvussa 2.3.4 kerrottiin, on pilvipisaranpitoisuuden suhteellinen muutos olennainen säteilyn kannalta. Tämä näkyy myös näissä tuloksissa. Esimerkiksi Etelä-Amerikan rannikon alueella on merisuolan massan lisäys suurimmillaan kaukana mantereesta, mutta sekä pilvipisarapitoisuuden suhteellinen muutos että säteilyvuon häiriö ovat suurimmillaan rannikon tuntumassa. Yhdysvaltain lähellä olevalla alueella on samankaltainen tilanne, vaikkakin merisuolan massakuorman maksimin kohdalla on selvemmin paikallinen säteilypakotemaksimi.

Aerosolien suora säteilypakote muodostaa huomattavan suuren osan kokonaissäteilypakotteesta (taulukko 6.2). Simulaatiossa ILM1 globaali keskiarvo keinotekoisien merisuola-aerosolin suoralle vaikutukselle on $-0,32\text{ Wm}^{-2}$ eli noin 74 % kokonaispakotteesta. Sen suhteellinen osa pienenee suuremmilla merisuolavuon arvoilla, mutta on merkittävä kaikissa ilmastonmuokkaussimulaatioissa. Suoran vaikutuksen aiheuttama säteilypakote on maapallon laajuisesti esitetty kuvassa 6.13. Suoran vaikutuksen alueellinen jakautuminen noudattaa hyvin lisätyn merisuolan jakautumista, toisin kuin kokonaisvaikutuksen (säteilyvuon häiriön) tapauksessa. Suoran vai-



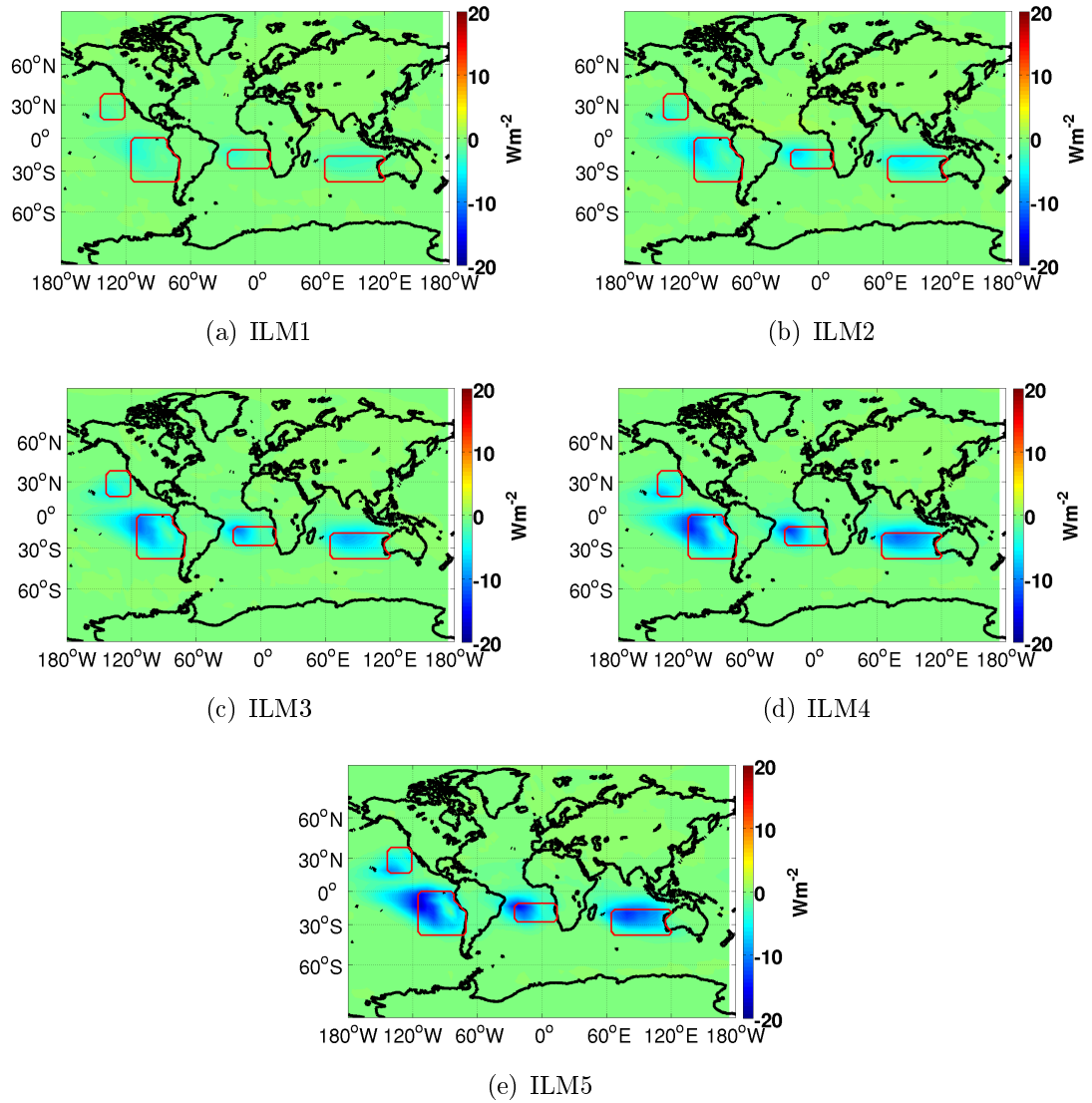
Kuva 6.12: Säteilylvuon häiriö ilmastonmuokkaussimulaatioissa. Väriskaala on kuvissa yhtenevä vertailun helpottamiseksi. Simulaatioissa suuremmilla merisuolavuoilla säteilylvuon häiriö oli selvästi voimakkaampi kuin skaalan maksimi -20 Wm^{-2}

Taulukko 6.2: Keskimääräiset säteilypakotteet eri alueille 10 vuoden ajalta (Wm^{-2}). Säteilivuon häiriö on ilmakehän yläosan kokonaisirradianssin erotus ilmastomuokkaussimulaation ja kontrollisimulaation välillä. Suora vaikutus on lisättyjen merisuola-ahiukkasten aiheuttama suora säteilypakote lyhyillä aallonpituuksilla. Epäsuora vaikutus on laskettu vähentämällä suora vaikutus säteilivuon häiriöstä.

	Globaali keskiarvo	Afrikka	Pohjois- Amerikka	Etelä- Amerikka	Australia
<i>Säteilyvuon häiriö</i>					
ILM1	-0,44	-3,77	-3,96	-3,41	-2,91
ILM2	-0,90	-9,76	-8,53	-9,28	-6,56
ILM3	-1,72	-15,81	-14,95	-15,81	-10,22
ILM4	-2,44	-21,40	-21,64	-22,38	-13,34
ILM5	-3,12	-28,11	-26,23	-28,96	-17,75
<i>Suora vaikutus</i>					
ILM1	-0,32	-1,74	-1,33	-1,99	-1,92
ILM2	-0,54	-3,46	-2,43	-3,78	-3,48
ILM3	-0,85	-4,69	-3,45	-5,29	-4,92
ILM4	-1,17	-6,07	-4,47	-6,68	-6,49
ILM5	-1,42	-7,30	-5,33	-7,98	-7,73
<i>Epäsuora vaikutus</i>					
ILM1	-0,12	-2,03	-2,63	-1,42	-0,98
ILM2	-0,36	-6,30	-6,10	-5,50	-3,08
ILM3	-0,87	-11,11	-11,50	-10,51	-5,29
ILM4	-1,27	-15,34	-17,17	-15,70	-6,85
ILM5	-1,70	-20,81	-20,90	-20,98	-10,02

kutuksen aiheuttama säteilypakote on myös kokonaissäteilypakotteeseen verrattuna alueellisesti epätasaisemmin jakautunut.

Verratessa säteilypakotetta aiempien tutkimuksien (Latham et al. 2008; Jones et al. 2009) tuloksiin on vertailukelpoisin suure merisuola-aerosolin epäsuora vaikutus, koska suoraa vaikutusta ei ole aikaisemmin otettu huomioon. Tässä käytetty pienin merisuolavuo F_1 on keskimäärin korkeampi kuin Latham (2002) riittäväksi arvioima vuo, ja merien pinta-alasta muokattiin tässä työssä 18 %:a. Latham et al. (2008) muokkasivat kaikkia merialueita ja Jones et al. (2009) vain noin 5 %:a. Tuloksien suora vertailu ei siis ole mahdollista, mutta simulaatio ILM1:n merisuolavuo vastaa tämän työn simulaatioista parhaiten aikaisempia arvioita käytettävästä merisuolavuosta. Keinotekoisien merisuola-aerosolin epäsuora vaikutus on huomattavan vähäinen tämän työn simulaatioissa aikaisempiin tutkimuksiin verratessa. Latham et al. (2008) saama globaali säteilypakote -8 Wm^{-2} on paljon suurempi kuin ILM1:n



Kuva 6.13: Keinotekoisien merisuola-aerosolin suoran vaikutuksen luoma säteilypakote (lyhyillä aallonpituuksilla) ilmastonmuokkaussimulaatioissa.

säteilypakote epäsuorasta vaikutuksesta ($-0,12 \text{ Wm}^{-2}$). Vaikka Latham et al. (2008) muokkasivat kyseisessä simulaatioissa kaikkia merialueita, on ero silti merkittävä. Se selittyy suurelta osin vähäisellä muutoksella pilvipisarapitoisuuksissa simulaatioissa ILM1. Jones et al. (2009) saivat globaaliksi säteilypakotteeksi $-0,97 \text{ Wm}^{-2}$. Tulos on siis huomattavasti suurempi kuin ILM1:n, vaikka muokattu alue on pienempi. Tilanne ei muutu edes, vaikka myös suora vaikutus huomioitaisiin. Esimerkiksi simulaation ILM2 kokonaissäteilypakotteen globaali keskiarvo on vain $-0,90 \text{ Wm}^{-2}$.

Vaikka pilvipisarapitoisuuksissa näkyi joitakin suuria satunnaisia muutoksia kaukana muokatuista merialueista, huomataan säteilypakotekuvista, että niillä ei ole käytännön merkitystä maapallon energiatasapainon kannalta. Säteilypakotteen muutokset valittujen alueiden välittömän läheisyyden ulkopuolella ovat suhteellisen pieniä sekä positiiviseen että negatiiviseen suuntaan. Eri ilmastonmuokkaussimulaatioiden kesken nämä pienet muutokset sijoittuvat myös hyvin satunnaisesti, joten näiden tuloksien perusteella ei säteilytaseeseen tule alueellisia muutoksia muokattujen alueiden ulkopuolella. Simulaatioissa ei käytetty dynaamista merimallia, joten merisuolapäästöt eivät viilennä meriä. Merien lämpösisällön huomioiminen mallissa johtaisi luultavasti säteilyvaikutusten ulottumiseen huomattavasti kauemmaksi.

7. POHDINTA

7.1 Tulosten luotettavuuden arviointia

7.1.1 Ilmakehän kiertoliike

Tässä työssä käytetyn mallin perustana on ilmakehämalli (Roeckner et al. 2003), joka mallintaa ilmaston aikakehityksen. Tehdyissä simulaatioissa käytettiin laskennallisen nopeuden vuoksi alhaisinta mallin tarjoamaa resoluutiota. Tällä resoluutiolla tärkeiden ilmastollisten suureiden, kuten lämpötilan ja pintapaineen, keskiarvot eivät vastaa täsmällisesti korkeammilla resoluutioilla laskettuja tuloksia. Lämpötilan virheet puolestaan aiheuttavat virhettä suhteellisen kosteuden laskemisessa, mikä näkyy esimerkiksi virheinä pilvisyyden ennustamisessa. (Roeckner et al. 2004) Karkean resoluution aiheuttamaa virheen suuruutta tai edes suuntaa on mallin monimutkaisuuden vuoksi käytännössä mahdoton arvioida tekemättä simulaatiota myös suuremmilla resoluutioilla. Mallin perusfysiikka on kuitenkin sama myös alhaisella resoluutiolla, joten tuloksia voidaan suhteellisen luotettavasti pitää suuntaa antavina ja monin osin kvalitatiivisesti oikeina, ainakin mitä mallin resoluution aiheuttamaan virheeseen tulee.

7.1.2 Aerosolien mallintaminen

Aerosolipäästöjen ja aerosolihiukkasten mikrofysiikan laskeminen eksplisiittisesti luo hyvän pohjan luotettavalle arviolle merisuola- ja orgaanisten hiukkasten vaikutuksista merelliseen aerosoliin. Malli huomioi rikkihapon tiivistymisen hiukkasiin, hiukkasten koagulaation, termodynaamisen tasapainon vesihöyryn kanssa sekä hiukkasten poistuman kuiva- ja märkädepositiolla. Latham (1990, 2002) ideaa monodispersiivisestä aerosolista ei mallin modaalisuuden vuoksi voinut toteuttaa. Pääsyy monodispersiivisen jakauman käyttöön on ehkäistä jättimäisten tiivistymisytimien (engl. giant nuclei) muodostuminen (Latham et al. 2008). Jättimäiset ja ultrajättimäiset (engl. ultra-giant nuclei) tiivistymisytimet, joiden halkaisija voi olla yli 10 μm nopeuttavat sateen muodostumisprosessia vähentäen siten pilvien elinaikaa (Johnson 1982). Käytetyssä mallissa ei kuitenkaan edes mallinneta jättimäisten hiukkasten vaikutuksia pilviin, joten lisätyn jakauman esittäminen log-normaalilla tiheysfunktioilla ei vaikuta sateen muodostukseen.

Globaalin mallin suuri hilakoko asettaa omat rajoituksensa merisuolapäästöjen realistiselle mallintamiselle. Lisäys on suunniteltu toteutettavaksi aluksilla (Salter et al. 2008), joiden tuottama merisuolavuo ei luultavasti olisi kovin yhtenäinen yhden hilalaatikon alueella. Oikeasti joillakin alueilla hiukaspitoisuuden nousivat selvästi alueellista keskiarvoa korkeammalle. Tämän virheen suuruutta on vaikea arvioida ilman simulaatioita mallilla, joka kykenee ratkaisemaan merisuolan leviämistä yksittäisen aluksen merisuolapäästöjen kattamaan alueen mittakaavassa.

7.1.3 Pilvien mallintaminen

Aikaisempiin tutkimuksiin kumpukerrospilvien muokkaamisesta verrattuna aerosolihiukkasten ja pilvien välisen vuorovaikutuksen mallintaminen on realistisempaa. Ensiksi korkeita pilvipisarapitoisuuksia ei tarvinnut olettaa kuten aiemmissa ilmastomalleilla tehdyissä tutkimuksissa (Latham et al. 2008; Jones et al. 2009; Rasch et al. 2009). (Korhonen et al. 2010) puolestaan laskivat pilvipisaroiden pitoisuudet jälkikäteen simuloituista aerosolihiukkasjakaumista ja mittauksiin perustuvista meteorologisista olosuhteista. Tässä työssä pilvet ja aerosolihiukkaset olivat jatkuvassa vuorovaikutuksessa. Näin esimerkiksi muuttunut sateen muodostus saattoi nopeuttaa tai hidastaa merisuolahiukkasten poistumista ilmakehästä.

Pilvien mallintamisessa ilmastomallilla on kuitenkin lukuisia ongelmia. Erityisesti mallin suuri hilakoko aiheuttaa virhettä, koska yksittäisiä pilviä ei voida mallintaa. Tähän ongelmaan ei tosin nykyisten tietokoneiden kapasiteetilla ole olemassa ratkaisua.

Yksi virhelähde on pilvipisaroiden aktivaatioparametrisaatio (Lin & Leitch 1997). Se perustuu havaintojen sovittamiseen ilman teoreettista pohjaa. Latham (2002) nosti yhdeksi epävarmuustekijäksi kilpailun merisuolahiukkasten ja sulfaattihiukkasten välillä pilvipisaroksi aktivoitumisessa. Korhonen et al. (2010) tuloksien mukaan merisuolahiukkasten lisääminen voi jopa pienentää pilvipisarapitoisuuksia, kun vettä tiivistyy suuriin merisuolahiukkasiin, ja suhteellisen kosteuden laskiessa sen seurauksena osa normaalisti aktivoituvista pienemmistä luonnollisista hiukkasista ei aktivoitukaan. Lin & Leitch (1997) parametrisaatio ei huomioi suhteellisen kosteuden pienenemistä, joten ilmiötä ei tämän työn simulaatioissa esiinny. Tulevissa simulaatioissa olisi siksi syytä käyttää fysikaaliseen teoriaan pohjautuvaa parametrisaatiota (esim. Abdul-Razzak & Ghan 2000).

7.1.4 Säteilyvaikutukset

Aerosolien epäsuoran vaikutuksen arvioiminen nykyisillä ilmastomalleilla on vielä erittäin puutteellista (Lohmann & Feichter 2005; Denman et al. 2007). Siksi myös tässä työssä lasketun merisuolahiukkasten epäsuoran vaikutuksen suuruudessa on

huomattava epävarmuus, jonka suuruutta ei voi arvioida ainakaan pelkästään näihin tuloksiin pohjautuen. Kuitenkin pilvipisaroiden pitoisuuden eksplisiittinen laskeminen tarjoaa aikaisempia tutkimuksia (Latham et al. 2008; Jones et al. 2009) paremmat lähtökohdat keinotekoisien merisuolapäästöjen säteilyvaikutusten arvioimiseksi. Lisäksi merisuola hiukkasten suoran vaikutuksen laskeminen oli mahdollista, koska hiukkasten elinkaari mallinnettiin myös eksplisiittisesti.

Lohmann & Feichter (2005) mukaan empiiriseen yhteyteen aerosolihiukkasten ja pilvipisaroiden välillä perustuva parametrisaatio (kuten tässä työssä käytetty Lin & Leitch 1997) voi tuottaa suuremman epäsuoran vaikutuksen kuin fysikaaliseen teoriaan pohjautuva. Päinvastaisiakin tuloksia tosin on (Lohmann & Feichter 2005).

Merisuola hiukkasten suoran vaikutuksen laskemisessa jouduttiin rajoittumaan vain lyhytaaltoiseen säteilyyn, koska aerosolien suoran vaikutuksen aiheuttama säteilypakote lyhyillä aallonpituuksilla ei ollut tallentunut simulaatioissa. Koska vain karkean moodin hiukkaset vaikuttavat merkittävästi pitkäaaltoiseen säteilyyn (Stier et al. 2007) ja ilmastomuokkaussimulaatioissa hiukkasia lisätään akkumulaatiomoodiin, merisuola hiukkasten vaikutus pitkäaaltoiseen säteilyyn voidaan olettaa mitättömäksi. Suoran vaikutuksen laskemisessa ei siis tehdä suurta virhettä olettamalla, että säteilypakote lyhyillä aallonpituuksilla vastaa koko suoraa säteilypakotetta.

Merisuolapäästöjä on suunniteltu toteutettavaksi monodispersiivisellä hiukkasjakaumalla (Salter et al. 2008), mutta tässä työssä jouduttiin mallin rajoitusten vuoksi käyttämään log-normaalia jakaumaa. Jakauman leveys vaikuttaa säteilyominaisuuksiin, joten laskettu aerosolien suora vaikutus ei vastaa monodispersiivisen jakauman tuottamaa suoraa vaikutusta.

7.2 Eettinen näkökulma

Ilmastomuokkaustutkimukseen liittyy monimutkaisia ja merkittäviä eettisiä kysymyksiä (esim. Jamieson 1996). Toisin kuin yleinen ilmastotiede, se pyrkii pelkän havainnoinnin ja ymmärtämisen lisäksi nimensä mukaisesti päämäärätietoisesti muuttamaan vallitsevaa ilmastoa (Keith 2000). Ilmastomuokkauksen tekee moraalisesti kyseenalaiseksi ensisijassa siihen liittyvät moninaiset riskit. Esimerkiksi otsoniaukon toipuminen voi viivästyä (Tilmes et al. 2008) ja alueellisessa sadannassa voi ilmetä dramaattisia muutoksia (Jones et al. 2009; Robock et al. 2008), jotka vaikuttaisivat suuresti paikallisiin elinolosuhteisiin. Vaarojen lisäksi ilmastomuokkausta voidaan pitää luonnottomana (Jamieson 1996) tai osoituksena ihmisen piittaamattomuudesta luontoa kohtaan (Gardiner 2009). Lisäksi siihen liittyy suuria poliittisia ja yhteiskunnallisia ongelmia (Robock 2008a; Gardiner 2009).

Ilmastomuokkausta ei yleisesti pidetä vaihtoehtona tarvittaville päästövähennyksille siihen liittyvien riskien takia. Lisäksi suurin osa ilmastomuokkaustekniikoista ei pysty poistamaan kaikkia ilmastomuutokseen sisältyviä ongelmia kuten

kasvaneen hiilidioksidipitoisuuden aiheuttamaa merien happamoitumista (Robock et al. 2008). Ilmastonmuokkauksen puolestapuhujat viittaavat sen sijaan päästövähennyksen ja ilmastonmuokkauksen yhdistämiseen (esim. Wigley 2006), jotta ihmiskunta saisi lisää aikaa sopeutua vähähiiliseen elämään. Ilmastonmuokkausta pidetään myös merkittävänä vaihtoehtona, jos ilmastossa tapahtuu äkillisiä ja odottamattomia muutoksia (Barret 2008). Pääargumentti ilmastonmuokkauksen puolesta on yleensä, että ilmastokatastrofin uhatessa on valittavana joko ilmastonmuokkaus tai toimetttömyys, joista ilmastonmuokkaus on pienempi paha (Schneider 1996). Tästä näkökulmasta ilmastonmuokkauksen ei tarvitse olla riskitöntä ollakseen turvallista, kunhan riskit ovat hyväksyttäviä (Macpherson 2008).

Pienempään pahaan perustuvan argumentoinnin heikkoja kohtia käsittelee perinpohjaisesti Gardiner (2009). Tämä niin kutsuttu *Tulevaisuuden aseistamisargumentti* (TAA) (engl. Arming the future argumentti, AFA) voidaan kokonaisuudessaan esittää seuraavassa muodossa (Gardiner 2009):

- (TAA1) Globaalien päästöjen vähennys on selvästi kaikkein paras tapa puuttua ilmastonmuutokseen.
- (TAA2) Viimeisen noin 15 vuoden aikana ei ole ollut merkittävää edistystä päästöjen vähentämisessä.
- (TAA3) Ei ole juuri syytä olettaa, että tämä muuttuu lähitulevaisuudessa.
- (TAA4) Jos erittäin merkittävää edistystä päästövähennyksissä ei tehdä pian, voimme joutua todennäköisesti noin 40 vuoden jälkeen tai myöhemmin tilanteeseen, jossa pitää valita antaa joko katastrofaalisten seurausten tapahtua tai ryhtyä ilmastonmuokkaukseen.
- (TAA5) Molemmat vaihtoehdot ovat huonoja.
- (TAA6) Mutta ilmastonmuokkaus on vähemmän huono.
- (TAA7) Siksi, jos meidät pakotetaan valitsemaan, meidän pitäisi valita ilmastonmuokkaus.
- (TAA8) Mutta jos emme aloita vakavasti otettavaa tieteellistä tutkimusta ilmastonmuokkausvaihtoehdoista pian, emme voi edellä kuvatussa tilanteessa valita ilmastonmuokkausta.
- (TAA9) Täten meidän pitää aloittaa tutkimus nyt.

Vaikka argumentti vaikuttaa ensisilmäykseltä pätevältä, on siinä lukuisia heikkouksia. Usein pelkästään ilmastonmuokkauksen tutkimusta tai jopa siitä puhumista kritisoidaan siksi, että tieto sen mahdollisuuksista saattaa vähentää poliitisten päättäjien halukkuutta riittäviin päästövähennyksiin (Keith 2001; MacCracken 2006; Bengtsson 2006; Kerr 2006; Robock 2008a). Yleisesti tätä ilmiötä, jossa tieto vakuutuksesta aiheuttaa resurssien väärinkäyttöä, kutsutaan moraalikadoksi (Marshall 1976). TAA ei ota kantaa tähän ongelmaan lainkaan (Gardiner 2009).

Moraalikadon todellista vaikutusta ilmastonmuokkauksen tapauksessa ei tosin ole vielä kunnolla tutkittu (The Royal Society 2009). Alustavassa kyselyssä Britanniasa saatiin jopa viitteitä, että tieto hallituksen panostamisesta ilmastonmuokkauteknologiaan saattaisi jopa kannustaa ihmisiä päästöjen vähentämiseen (The Royal Society 2009). Tutkimus ei kuitenkaan kohdistunut päättäjiin, joiden vastaukset saattavat olla hyvinkin erilaisia.

TAA hyväksyy lähtökohdiksi varsin pessimistisen kuvan ihmiskunnasta (TAA1, TAA2). Emme ole vielä valintatilanteessa, jossa joudumme valitsemaan kahden pahan välillä. Sen sijaan argumentti olettaa ihmiskunnan valitsevan nyt tien, joka johtaa tulevaisuuden sukupolven tähän vaikeaan valintaan. Silloinen valintatilanne johtuisi siis meidän sukupolvemme epäonnistumisesta paremman ilmastopolitiikan luomisessa. (Gardiner 2009)

Polittiset ongelmat ovat erittäin keskeisiä esteitä ilmastonmuokkauksen käyttöön otolle (Bodansky 1996). Ensinnäkin ilmastonmuokkaus sotisi vastoin nykyisiä kansainvälisiä sopimuksia (The Royal Society 2009). Lisäksi kansainvälinen yhteisö on jo osoittanut kyvyttömyytensä saada aikaan toimivaa sopimusta kasvihuonekaasujen vähentämiseksi. Juuri riittäviin päästövähennyksiin johtavan politiikan puuttuminen motivoi tutkijoita ehdottamaan ilmastonmuokkausta (Crutzen 2006). Crutzen (2006) ei sen sijaan huomioi seikkaa, että ilmastonmuokkauksen toteuttamisesta sopiminen johtaisi luultavasti pitkiin ja erittäin vaikeisiin kansainvälisiin neuvotteluihin, joten se ei olisi mikään nopea tai helppo ratkaisu, vaikka tekniikka olisikin käyttövalmis (Gardiner 2009). TAA on siis sisäisesti ristiriitainen, koska se sisältää poliittisen inertian perustelunaan, mutta ei ota kantaa vastaavaan ongelmaan ilmastonmuokkaukseen ryhtymisessä eli tarvittavien uusien sopimusten, valvontavirastojen ja uusien poliittisten elimien muodostamisen vaatimaa aikaa ja monimutkaisia neuvotteluita (Gardiner 2009).

Monet ilmastonmuokkauksen puolestapuhujat perustelevat tutkimusta vain lisätiedon hankkimisella erillään itse toteutuksesta (esim. Cicerone 2006). Tällöin tiede nähdään neutraalina ja arvovapaana idealisaationa. Tämä näkemys ei juuri huomioi moraalikadon vaaraa. (Gardiner 2009) Toinen suuri riski on tutkijayhteisön sisäinen. Jamieson (1996) esittää huolensa, että teknologioilla on taipumus alkaa elää omaa elämäänsä, jolloin tutkimus vääjäämättömästi johtaa kehitystyöhön ja toteutukseen. Lisäksi tutkimusohjelmat luovat usein tutkijayhteisön, joka ajaa etujärjestönä oman teknologiansa kehitystyötä.

Bunzl (2009) tosin huomauttaa tämän ilmiön olevan yleinen (vaikkakin haitallinen) ominaisuus kaikissa suurissa tutkimusohjelmissa. Hänen mukaansa tästä tulisi huolehtia vain, jos ilmastonmuokkauksen erityisyys voidaan osoittaa. Eikö koko maapallon tulevaisuuteen luultavasti vähintään satoja vuosia vaikuttava yksittäinen teknologia ansaitse sinällään tällaista erityisasemaa? Harvalla suurella tutkimusoh-

jelmalla on näin valtavaa potentiaalia tehdä vahinkoa, jos tiedemiesten laskelmat ilmastonmuokkauksen toimivuudesta osoittautuvat ylioptimistisiksi. Esimerkiksi suuri projekti kansainvälisen avaruusaseman ylläpitämiseksi tai ihmisen genomien selvittäminen eivät sinällään uhkaa ihmiskunnan tai maapallon tulevaisuutta. Yleensä suuret tutkimusprojektit halutaankin valmiiksi. Ilmastonmuokkauksen tapauksessa asia voi olla toisin.

Ilmastonmuokkaukseen hyvin kriittisesti suhtautuvat tutkijat ovat kritisoineet ilmastonmuokkausta osoituksena ihmisen ylimielisyydestä (esim. Gardiner 2009). Yhdessäkään ilmastonmuokkaukseen selvästi positiivisesti suhtautuvassa kannanotossa ei oteta kantaa kysymykseen, miten pitkälle ihminen saa mennä luonnon muokkamisessa mieleisekseen tai pitääkö luonnolle antaa jotain ihmisestä riippumatonta arvoa. Gardiner (2009) pitää suurena vaarana, että esimerkiksi stratosfäärin sulfaatti-injektiot olisivat vain jäävuoren huippu monista eri käytetyistä tavoista muokata ilmasto.

Pitäisikö ilmastonmuokkauksen tutkimista sitten rajoittaa? Useat ilmastonmuokkaukseen kriittisestikin suhtautuvat tutkijat kannattavat kohtuullista teoreettista ja laskennallista tutkimusta ilmastonmuokkauksen mahdollisuuksien selvittämiseksi (esim. Robock 2008b). Tutkimuksen rajoittamisessa lakiteitse on monia ongelmia, kuten riittävän tarkkojen normien laatiminen alati muuttuvalle tietelle (Merchant & Pope 2009). Ehkä riittävä rajoite voisi olla vain massiivisten tutkimusohjelmien kuten ilmastonmuokkauksen Manhattan-projektin (Michaelson 1998) toteuttamatta jättäminen. Tällöin ilmastonmuokkauksen tutkiminen ei olisi koko ihmiskunnan yhteinen projekti ja *itseään toteuttava ennustus* (Gardiner 2009) ilmastonmuutoksesta selviämiseksi, vaan ainoastaan vaihtoehtojen aitoa auki pitämistä. Lisäksi ilmastonmuokkausta tutkittaessa pitäisi eettiset ja yhteiskunnalliset kysymykset ottaa vakavasti jo tutkimuksen alkuvaiheessa (Jamieson 1996). Morrow et al. (2009) luonnosteli eettisiä normeja varsinaiselle ilmastollisille kokeiluille lähtien ihmis- ja eläinkokeista.

Vaikka ilmastonmuokkausta voitaisiinkin pitää nopeita ja riittäviä päästövähennyksiä halvempaan vaihtoehtona (Barret 2008), se ei nykytiedon mukaan tarjoa ratkaisua kaikkiin ilmastonmuutoksen aiheuttamiin ongelmiin. Päästöjen päättäväinen vähentämien on eettisesti sekä köyhiä ilmastonmuutoksesta suuresti kärsiviä maita että tulevia sukupolvia kohtaan selvästi kestävin vaihtoehto. Kuten Jamieson (1996) sanoi, ympäristöongelmien paras torjuntakeino on puuttua suoraan pääongelmaan — ihmisen toimintaan.

8. JOHTOPÄÄTÖKSET

Tässä diplomityössä on tehty aerosoli-ilmastomalli-ECHAM5-HAM:lla simulaatioita keinotekoisien merisuolapäästöjen vaikutuksista merellisiin kumpukerrospilviin ja maapallon säteilytaseeseen. Alkuperäisen idean (Latham 1990; 2002) mukaan suihkutetuista merivesipärskeistä jää haihtumisen jälkeen jäljelle merisuolahiukkasia, jotka nousevat ilmapirtausten mukana ylös pilviin ja vaikuttavat maapallon ilmastoon pääosin nostamalla pilvien heijastuskykyä.

Yhtä aikaisempaa tutkimusta (Korhonen et al. 2010) lukuun ottamatta aikaisemmissa julkaisuissa ei merisuolahiukkasten lisäämistä ilmakehään mallinnettu lainkaan, vaan oletettiin korkea pilvipisarapitoisuus muokatuissa pilvissä. Tässä työssä hiukkasten koko elinkaari mallinnettiin eksplisiittisesti. Hiukkasvuo ilmakehään riippui tuulen nopeudesta (Korhonen et al. 2010), mutta merisuolapärskeiden haihtumista ei mallinnettu. Korhonen et al. (2010) käyttivät kemiallista kulkeutumismallia, jossa ilmakehän dynamiikka seurasi meteorologisia mittauksia. He laskivat pilvipisarapitoisuudet jälkikäteen simulaatioiden aerosolijakaumien avulla, joten lisätyt merisuolahiukkaset eivät vaikuttaneet pilviin millään tavalla. Tässä työssä ilmakehän liikkeet simuloitiin vuorovaikutuksessa aerosolahiukkasten ja pilvien kanssa. Näin merisuolapäästöjen vaikutukset esimerkiksi pilvisyyteen ja sateen muodotukseen saatiin huomioitua. Käytetty horisontaalinen ja vertikaalinen resoluutio oli varsin karkea, eikä dynaamista merimallia käytetty, joten mallin simuloima ilmasto ei täsmällisesti vastaa suuremmilla resoluutioilla laskettua tai oikeaa ilmasto.

Ilmastosimulaatioita tehtiin tässä työssä yhteensä yhdeksän. Niistä tärkeimmät olivat 100 vuoden mittainen kontrollisimulaatio, joka vastasi luonnollista ilmastoa ilman keinotekoisia päästöjä, ja viisi 10 vuoden mittaista ilmastonmuokkaus-simulaatiota, joissa käytettiin kussakin eri monikertaa merisuolavuon perusfunktiolle. Keinotekoisien merisuolahiukkaspäästöjen vaikutukset aerosolahiukkasjakaumiin, pilviin ja maapallon säteilytaseeseen laskettiin vertaamalla ilmastonmuokkaussimulaatioita kontrollisimulaatioon. Ilmastonmuokkaussimulaatioissa keinotekoiset merisuolapäästöt lisättiin neljälle merialueelle: Pohjois- ja Etelä-Amerikan, Afrikan sekä Australian rannikoille. Alueet kattoivat yhteensä noin 18 % maapallon merien pinta-alasta.

Työtä varten kehitettiin ilmastollisten suureiden käyttöön tehtyjä ohjelmia hyödyntäen komentosarjoja, joilla kunkin simulaation tulokset analysoitiin ja visualisoi-

tiin yhdenmukaisella tavalla. Ilmastomallin ulostulotiedostot sisältävät alkuperäisessä muodossaan liian paljon tietoa, joten erilaiset keskiarvotusmenetelmät olivat välttämättömiä tulosten esittämiseen. Yksi keskiarvotukseen suunniteltu komentosarja esimerkiksi laskee suureiden keskiarvoja yli kunkin muokatun alueen ja mahdollisesti siten esimerkiksi pilvipisarapitoisuuden esittämisen korkeuden funktiona kullakin muokatulla alueella.

Merisuola hiukkasten aktivoituminen pilvipisaroiksi laskettiin käyttäen Lin & Leitch (1997) parametrisaatiota. Näin pilvipisaroiden pitoisuuden muutokset saatiin laskettua eksplisiittisesti, toisin kuin aiemmissa tutkimuksissa. Tulosten perusteella on selvää, että pilvipisarapitoisuuksien nostaminen tasaisesti halutuilla alueilla olisi äärimmäisen vaativaa. Lisäksi merisuola hiukkasia piti suihkuttaa huomattavasti Latham (2002) arviota enemmän pilvipisarapitoisuuksien kaksinkertaistamiseksi valituilla alueilla.

Tasaisella merivettä suihkuttavien alusten sijoittamisella, jota näissä simulaatioissa mallinnettiin, näkyi suuria eroja muokattujen alueiden välillä. Syinä tähän olivat esimerkiksi hiukkasvuon riippuvuus tuulen nopeudesta ja alueelliset vaihtelut sekä sääoloissa että pilvipeiton korkeudessa. Esimerkiksi Australian rannikolla muutokset pilvipisarapitoisuuksissa olivat selvästi muita alueita alhaisempia. Pääsyy tähän on, että riittävästi suola hiukkasia ei nouse pilviin asti, koska pilvipeitto sijaitsee muita alueita korkeammalla. Siksi Australian rannikko ei luultavasti ole erityisen soveltuva ilmastomuokkaukseen tällä tekniikalla.

Alueiden välisten ja sisäisten erojen vuoksi aikaisempien tutkimusten (esim. Latham et al. 2008, Jones et al. 2009) oletusta tasaisista ja erittäin korkeista pilvipisarapitoisuuksista voidaan siis pitää epärealistisena tässä työssä saatujen tulosten pohjalta. Päätelmä on yhdenmukainen Korhonen et al. (2010) kanssa. Tässä työssä tehdyt simulaatiot yhdistävät ensimmäistä kertaa aerosolihiukkasten ja pilvipisaroiden mikrofysiikan mallintamisen säteilyvaikutusten laskemiseen. Merisuola hiukkasten kokonaisvaikutus säteilytaseeseen laskettiin vertaamalla ilmakehän yläosan kokonaissäteilytasetta ilmastomuokkaussimulaation ja kontrollisimulaation välillä. Erotusta ilmastomuokkaussimulaatioiden ja kontrollisimulaation säteilytaseessa kutsutaan säteilyvuon häiriöksi. Lisätyt merisuola hiukkaset vaikuttavat ilmastoon muuttamalla pilvien ominaisuuksia sekä sirottamalla ja absorboimalla säteilyä. Tässä työssä laskettiin kaikista aiemmista tutkimuksista poiketen erikseen myös jälkimmäinen vaikutus, jota kutsutaan aerosolien suoraksi vaikutukseksi.

Koska muutokset pilvipisarapitoisuuksissa eivät ole alueiden sisällä tasaisia, myös hiukkasvuon säteilyvaikutuksissa on runsaasti alueellista vaihtelua. Erityisesti Australian rannikon alueella säteilytaseen muutokset ovat verrattain pieniä. Lisäksi säteilytaseen muutokset eivät noudata samanlaista alueellista jakautumista pilvipisarapitoisuuksien muutoksien kanssa. Merisuola hiukkasten suora vaikutus sen sijaan

korreloi silmämääräisesti erittäin hyvin lisättyjen merisuolahiukkasten alueellisen jakautumisen kanssa.

Alimman käytetyn hiukkasvuon aiheuttama säteilytaseen muutos $-0,44 \text{ Wm}^{-2}$ vastaa suuruudeltaan noin neljäsosaa ihmiskunnan kokonaisvaikutuksen aiheuttamasta säteilypakotteesta $-1,6 \text{ Wm}^{-2}$ (Forster et al. 2007). Viisinkertaisella vuolla perusvuohon nähden globaali keskiarvo säteilyvuon häiriölle on jo $-3,12 \text{ Wm}^{-2}$. Latham (2002) esittämä arvio riittävästä merisuolavuosta on siis liian pieni, mutta suuremmalla vuolla riittävän säteilypakotteen luominen näyttää mahdolliselta näiden tulosten valossa.

Merisuolahiukkasten suora vaikutus oli hämmästyttävän suuri: alimmalla hiukkasvuon arvolla sen osuus säteilyvuon häiriöstä oli yli 70 %. Osuus muissa simulaatioissa oli pienempi, mutta perusvuohon nähden viisinkertaisellakin vuolla suoran vaikutuksen osuus oli liki puolet säteilyvuon häiriöstä. Vaikka laskettu suora vaikutus olisikin yliarvioitu, on selvää, että suora vaikutus täytyy huomioida merisuolainjektioiden globaaleja vaikutuksia mallinnettaessa.

Vaikka tässä työssä tehdyt ilmastosimulaatiot antavat monella tapaa sekä aerosolien ja pilvien mikrofysiikan sekä säteilyvaikutusten osalta aikaisempaa realistisemmän kuvan merisuolainjektioiden vaikutuksista, jää vielä paljon parannettavaa. Simulaatiot olisi hyvä toistaa korkeammalla resoluutiolla realistisemmän ilmakehän kiertoliikkeen saamiseksi. Lisäksi olisi syytä käyttää pilvipisara-aktivaatiossa fyysikaaliseen teoriaan nojaavaa parametrisaatiota (esim. Abdul-Razzak & Ghan 2000). Tuloksia analysoitaessa pitäisi myös vertailla huolellisesti eri tapoja laskea pilvisuureiden keskiarvoja. Tässä saatujen tulosten perusteella merisuolapäästöjen vaikutukset pilvipisaroiden efektiivisiin säteisiin vaikuttavat epävarmoilta ja vaatisivat lisätarkastelua.

Tässä työssä keskityttiin pääasiassa merisuolapäästöjen vaikutuksiin pilviin ja säteilyn kulkuun, mutta ilmastollisia vaikutuksia ei tuloksista arvioitu. Ilmastonmuokkauksen mahdollisia sivuvaikutuksia ei siksi käsitellä. Siihen tarkoitukseen pitäisi malliin kytkeä dynaaminen merimalli. Aiempien tutkimusten perusteella ilmastonmuokkauksen käytännön toteuttamiseen liittyisi kuitenkin suuria ja monin osin ennalta arvaamattomia riskejä, joten ilmastonmuokkaukseen ei välttämättä ikinä kannata ryhtyä. Erityisesti tietoa ilmastonmuokkauksen mahdollisuudesta ei pidä käyttää syynä päästövähennysten lykkäämiseen. Lisäksi tutkijoiden pitää varoa liikaa kiintymistä tutkimusaiheeseensa, jotta ilmastonmuokkauksen mahdollisuuksia osataan arvioida puolueettomasti. Ilmastonmuokkaukseen tarvittavan tiedon lisääntymisestä ja teknologian kehityksestä ei saa tulla itseään toteuttavaa ennustusta (Gardiner 2009).

VIITTEET

- Abdul-Razzak, H. & S. J. Ghan (2000). A parametrization of aerosol activation 2. multiple aerosol types. *Journal of Geophysical research* 105(D5), 6837–6844.
- Akbari, H., S. Menon, & A. Rosenfeld (2008). Global cooling: increasing worldwide urban albedos to offset co₂. *Climatic change*.
- Albrecht, B. A. (1989). Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. *Science* 245, 1227–1230.
- Alley, R., T. Berntsen, N. L. Bindoff, Z. Chen, A. Chidthaisong, P. Friedlingstein, J. Gregory, G. Hegerl, B. Hewitson, B. Hoskings, F. Joos, J. Jouzel, V. Kattsov, U. Lohmann, M. Manning, T. Matsuno, M. Molina, N. Niholls, J. Overpeck, D. Qin, G. Raga, V. Ramaswamy, J. Ren, M. Rusticucci, S. Solomon, R. Somerville, T. F. Stocker, P. Stott, R. J. Stouffer, P. Whetton, R. A. Wood, & D. Wratt (2007). Ilmastonmuutos v. 2007: Luonnontieteellinen perusta, yhteenveto päätöksentekijöille.
- Angel, R. (2006). Feasibility of cooling the earth with a cloud of small spacecraft near the inner lagrange point (11). *Proceedings of the National Academy of the United States of America* 103(46), 17184–17189.
- Barret, S. (2008). The incredible economics of geoengineering. *Environmental and Resource Economics* 39, 45–54.
- Bengtsson, L. (2006). Geo-engineering to confine climate change: Is it at all feasible? *Climatic change* 77, 229–234.
- Bernstein, J. A., N. Alexis, C. Barnes, I. L. Bernstein, A. Nel, D. Peden, D. Diaz-Sanchez, S. M. Tarlo, & P. B. Williams (2004). Health effects of air pollution. *Journal of Allergy and Clinical Immunology* 114(5), 1116–1123.
- Bodansky, D. (1996). May we engineer the climate. *Climatic change* 33, 309–321.
- Bower, K., T. Choullarton, J. Latham, J. Sahraei, & S. Salter (2006). Computational assessment of proposed technique for global warming mitigation via albedo-enhancement of marine stratocumulus clouds. *Atmospheric Research* 82, 328–336.
- Budyko, M. I. (1977). *Climatic changes*. American Geophysical Union.
- Bunzl, M. (2009). Researching geoengineering: should not or could not? *Environmental Research Letters* 4(4), 1–3.
- Carslaw, K. S., O. Boucher, D. V. Spracklen, G. W. Mann, J. G. L. Rae, S. Woodward, & M. Kulmala (2010). Atmospheric aerosols in the earth system: a review of interactions and feedbacks system: a review of interactions

- and feedbacks. *Atmospheric Chemistry and Physics* 10, 1701–1737.
- Chin, M., R. B. Rood, S.-J. Lin, J.-F. Müller, & A. M. Thompson (2002). Atmospheric sulfur cycle simulated in the global model GOCART: Model description and global properties. *Journal of Geophysical research* 105(D20), 24671–24687. Oct.
- Cicerone, R. J. (2006). Geoengineering: Encouraging research and overseeing implementation. *Climatic change* 77, 221–226.
- Crutzen, P. J. (2006). Albedo enhancement by stratospheric sulfur injections: a contribution to resolve a policy dilemma? *Climatic change* 77(3-4), 211–219.
- Denman, K., G. Brasseur, A. Chidthaisong, P. Ciais, P. M. Cox, R. E. Dickinson, D. Hauglustaine, C. Heinze, E. Holland, D. Jacob, U. Lohmann, S. Ramachandran, D. S. da Silva Dias, W. S. C., & Z. X. (2007). *Couplings Between Changes in the Climate System and Biogeochemistry*. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.: Cambridge University Press.
- Dentener, F., S. Kinne, T. Bond, O. Boucher, J. Cofala, S. Generoso, P. Ginoux, S. Gong, J. J. Hoelzemann, A. Ito, L. Marelli, J. E. Penner, J.-P. Putaud, C. Textor, M. Schulz, G. R. van der Werf, & J. Wilson (2006). Emissions of primary aerosol and precursor gases in the years 2000 and 1750 prescribed data-sets for aerocom. *Atmospheric Chemistry and Physics* 6(12), 4321–4344.
- Forster, P., V. Ramaswamy, P. Artaxo, T. Berntsen, R. Betts, D. W. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D. C. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, R. Prinn, G. Raga, M. Schulz, & R. V. Dorland (2007). *Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing*. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Chapter 2. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.: Cambridge University Press.
- Fouquart, Y. & B. Bonnel (1980). Computations of solar heating of earth's atmosphere: A new parametrization. *Beitraege zur Physik der Atmosphaere* 53, 35–62.
- Gardiner, S. M. (2009). Is 'arming the future' with geoengineering really the lesser evil? Some doubts about the ethics of intentionally manipulating the climate system. *2nd Draft version*.
- Gaskil, A. (2004). Summary of meeting with U.S. DOE to discuss geoengineering options to prevent abrupt and long-term climate change.

- Ghan, S. J., R. C. Easter, E. G. Chapman, H. Abdul-Razzak, Y. Zhang, L. R. Leung, N. S. Laulainen, R. D. Saylor, & R. A. Zaveri (2001). A physically based estimate of radiative forcing by anthropogenic sulfate aerosol. *Journal of Geophysical research* 106(D6), 5279–5293.
- Govindasamy, B. & K. Caldeira (2000). Geoengineering earth's radiation balance to mitigate CO₂-induced climate change. *Geophys. Res. Lett.* 27(14), 2141–2144.
- Govindasamy, B., K. Caldeira, & P. B. Duffy (2003). Geoengineering earth's radiation balance to mitigate climate change from a quadrupling of CO₂. *Global and Planetary Change* 37, 157–168.
- Guelle, W., M. Schulz, Y. Balkanski, & F. Dentener (2001). Influence of the source formulation on modeling the atmospheric global distribution of sea salt aerosol. *Journal of Geophysical research* 106, 27509–27524.
- Hamwey, R. M. (2007). Active amplification of the terrestrial albedo to mitigate climate change: An exploratory study. *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change* 12(4), 419–439.
- Han, Q., W. B. Rossow, J. Zeng, & R. Welch (2001). Three different behaviors of liquid water path of water clouds in aerosol-cloud interactions. *J. Atmos. Sci.* 59, 726–735.
- Haywood, J., L. Donner, A. Jones, & J.-C. Golaz (2009). Global indirect radiative forcing caused by aerosols: IPCC (2007) and beyond. In *Clouds in the Perturbed Climate System*, pp. 451–467. Cambridge: MIT Press.
- Heintzenberg, J., D. C. Covert, & R. van Dingenen (2000). Size distribution and chemical composition of marine aerosols: a compilation and review aerosols: a compilation and review. *Tellus* 52B, 1104–1122.
- Hobbs, P. V. (Ed.) (1993). *Aerosol-Cloud-Climate Interactions*, Volume 54 of *International geophysics*, Chapter Microphysical Structures of Stratiform and Cirrus Clouds, pp. 97–122. 1250 Sixth Avenue, San Diego, California 92101-4311: Academic Press, Inc.
- Holton, J. R. (2004). *An Introduction to dynamic meteorology* (Fourth ed.). Elsevier Academic Press.
- Hummelshøj, P., N. O. Jensen, & S. E. Larsen (1992). *Precipitation scavenging and atmosphere-surface exchange*, Chapter Particle dry deposition to a sea surface, pp. 829–840. Washington: Hemisphere Publishing Corporation.
- Jamieson, D. (1996). Ethics and intentional climate change. *Climatic change* 33(3), 323–336.

- Johnson, D. B. (1982). The role of giant and ultragiant aerosol particles in warm rain initiation. *J. Atmos. Sci.* 39, 448–460.
- Jones, A., J. Haywood, & O. Boucher (2009). Climate impacts of geoengineering marine stratocumulus clouds. *Journal of Geophysical research* 114 (D10106).
- Joronen, S., M. Oksanen, & T. Vuorisalo (2009). Kohti sääetiikkaa. *Tieteessä tapahtuu* 27(3), 28–36.
- Karttunen, H., J. Koistinen, E. Saltikoff, & O. Manner (2008). *Ilmakehä, sää ja ilmasto*. Ursan julkaisuja 107. Ursa ry.
- Keith, D. W. (2000). Geoengineering the climate: History and prospect. *Annual Review of Energy and the Environment* 25, 245–284.
- Keith, D. W. (2001). Geoengineering and carbon management: Is there a meaningful distinction? In D. Williams, B. Durie, P. McMullan, C. Paulson, & A. Smith (Eds.), *Proceedings of the 5th International Conference*, Collingwood, Australia, pp. 1192–1197. Greenhouse Gas Control Technologies: CSIRO Publishing.
- Kerr, R. A. (2006). Pollute the planet for climate’s sake? *Science* 314 (5798), 401–403.
- Kokkola, H., H. Korhonen, K. E. J. Lehtinen, R. Makkonen, A. Asmi, S. Järvenoja, T. Anttila, A.-I. Partanen, M. Kulmala, H. Järvinen, A. Laaksonen, & V.-M. Kerminen (2008). SALSA - a sectional aerosol module for large scale applications. *Atmospheric Chemistry and Physics* 8(9), 2469–2483.
- Korhonen, H., K. S. Carslaw, & S. Romakkaniemi (2010). Enhancement of marine cloud albedo via controlled sea spray injections: a global model study of the influence of emission rates, microphysics and transport. *Atmospheric Chemistry and Physics* 10, 4133–4143.
- Lampit, R. S., E. P. Achterberg, T. R. Anderson, J. A. Hughes, M. D. Iglesias-Rodriguez, B. A. Kelly-Gerreyn, M. Lucas, E. E. Popva, R. Sanders, J. G. Shepherd, D. Smythe-Wright, & A. Yool (2008). Ocean fertilization: a potential means of geoengineering? *Phil. Trans. R. Soc. A* 366(1882), 3919–3945.
- Latham, J. (1990). Control of global warming? *Nature* 347, 339–340.
- Latham, J. (2002). Amelioration of global warming by controlled enhancement of the albedo and longevity of low-level maritime clouds. *Atmospheric Science Letters*.
- Latham, J., P. Rasch, C.-C. J. Chen, L. Kettles, A. Gadian, A. Gettelman, H. Morrison, K. Bower, & T. Choullarton (2008). Global temperature stabilization via controlled albedo enhancement of low-level maritime clouds. *Phil. Trans. R. Soc. A* 366(1882), 3969–3987.

- Lin, H. & W. R. Leitch (1997). Development of an in-cloud aerosol activation parametrization for climate modelling. In *Proceedings of the WMO Workshop on Measurement of Cloud Properties for Forecasts of Weather, Air Quality and Climate*, Geneva, pp. 328–335. World Meteorological Organization.
- Lin, S.-J. & R. B. Rood (1996). Multidimensional flux-form semi-lagrangian transport schemes. *Monthly Weather Review* 124(9), 2046–2070.
- Lohmann, U. (2002). Possible aerosol effects on ice clouds via contact nucleation. *J. Atmos. Sci.* 59, 647–656.
- Lohmann, U. & J. Feichter (2005). Global indirect aerosol effects: a review. *Atmospheric Chemistry and Physics* 5, 715–737.
- Lohmann, U., J. Feichter, C. C. Chuang, & J. E. Penner (1999). Prediction of the number of cloud droplets in the ECHAM GCM. *Journal of Geophysical research* 104(D8), 9169–9198.
- Lohmann, U., R. L., T. Storelvmo, A. Jones, S. Menon, J. Quaas, A. Ekman, D. Koch, & R. Ruedy (2010). Total aerosol effect: radiative forcing or radiative flux perturbation? *Atmospheric Chemistry and Physics* 10, 3235–3246.
- Lohmann, U. & E. Roeckner (1996). Design and performance of a new cloud microphysics scheme developed for the ECHAM general circulation model. *Climate Dynamics* 12, 557–572.
- Lohmann, U., P. Stier, C. Hoose, S. Ferrachat, S. Kloster, E. Roeckner, & J. Zhang (2007). Cloud microphysics and aerosol indirect effects in global climate model ECHAM5-HAM. *Atmospheric Chemistry and Physics* 7, 3425–3446.
- Lovelock, J. (2008). A geophysicist's thoughts on geoengineering. *Phil. Trans. R. Soc. A* 366(1882), 3883–3890.
- Lunt, D. J., A. Ridgwell, P. J. Valdes, & A. Seale (2008). "Sunshade World": A fully coupled gcm evaluation of the climatic impacts of geoengineering. *Geophys. Res. Lett.* 35(L12710).
- MacCracken, C. M. (2006). Geoengineering: Worthy of cautious evaluation? *Climatic change* 77, 235–243.
- Macpherson, J. A. E. (2008). Safety, risk acceptability, and morality. *Science and Engineering Ethics* 14, 377–390.
- Marchetti, C. (1977). On geoengineering and the CO₂ problem. *Climatic change* 1(1), 59–68.
- Marshall, J. M. (1976). Moral hazard. *The American Economic Review* 66(5), 880–890.

- Marsland, S. J., H. Haak, J. H. Jungclaus, M. Latif, & F. Röske (2002). The max-planck-institute global ocean/sea ice model with orthogonal curvilinear coordinates. *Ocean Modelling* 5(2), 91–127.
- McGuffie, K. & A. Henderson-Sellers (2005). *A climate modelling primer* (3rd ed.). The Atrium, Southern Gate, Chichester, West Sussex, P019 8SQ, England: John Wiley & Sons Ltd.
- Meehl, G., S. T.F., W. D. Collins, P. Friedlingstein, A. T. Gaye, J. M. Gregory, A. Kitoh, R. Knutti, J. M. Murphy, A. Noda, R. S. C. B., I. G. Watterson, A. J. Weaver, & Z.-C. Zhao (2007). *Global Climate Projections. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Chapter 10. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.: Cambridge University Press.
- Merchant, G. E. & L. L. Pope (2009). The problems with forbidding science. *Science and Engineering Ethics* 15, 375–394.
- Michaelson, J. (1998). Geoengineering: A climate change manhattan project. *Stanford Environmental Law Journal* 17(73).
- Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, & S. A. Clough (1997). Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical research* 102(D14), 16,663–16,682.
- Mohanakumar, K. (2008). *Stratosphere Troposphere Interaction An Introduction* (1st ed.). Springer.
- Monahan, E., D. Spiel, & K. Davidson (1986). *Oceanic whitecaps and their role in air-sea exchange*, Chapter A model of marine aerosol generation via whitecaps and wave disruption, pp. 167–174. Massachusetts: Norwell.
- Morrow, D. R., R. E. Kopp, & M. Oppenheimer (2009). Toward ethical norms and institutions for climate engineering research. *Environmental Research Letters* 4.
- Nenes, A., S. Ghan, H. Abdul-Razzak, P. Y. Chuang, & J. H. Seinfeld (2001). Kinetic limitations on cloud droplet formation and impact on cloud albedo. *Tellus B* 53, 133–149.
- O’Dowd, C., M. H. Smith, I. E. Consterdine, & J. A. Lowe (1997). Marine aerosol, sea-salt, and the marine sulphur cycle: a short review. *Atmospheric Environment* 31(1), 73–80.
- O’Dowd, C. D. & G. de Leeuw (2007). Marine aerosol production: a review of the current knowledge. *Phil. Trans. R. Soc. A* 365, 1753–1774.

- Panel on Policy Implications of Greenhouse Warming (1992). *Policy Implications of Greenhouse Warming: Mitigation, Adaptation, and the Science Base*. Washington, D.C.: National Academy Press.
- Peng, Y. & U. Lohmann (2003). Sensitivity study of spectral dispersion of cloud droplet size distribution on the indirect aerosol effect. *Geophys. Res. Lett.* *30*(10).
- Pöschl, U. (2005). Atmospheric aerosols: Composition, transformation, climate and health effects climate and health effects. *Angewandte Chemie International Edition* *44*(46), 7520–7540.
- Quaas, J., Y. Ming, S. Menon, T. Takemura, M. Wang, J. E. Penner, A. Gettelman, U. Lohmann, N. Bellouin, O. Boucher, A. M. Sayer, G. E. Thomas, A. McComiskey, G. Feingold, C. Hoose, J. E. Kristjánsson, X. Liu, Y. Balkanski, L. J. Donner, P. A. Ginoux, P. Stier, B. Grandey, J. Feichter, I. Sednev, S. E. Bauer, D. Koch, R. G. Grainger, A. Kirkevaring, T. Iversen, Ø. Seland, R. Easter, S. J. Ghan, P. J. Rasch, H. Morrison, J.-F. Lamarque, M. J. Iacono, S. Kinne, & M. Schulz (2009). Aerosol indirect effects - general circulation model intercomparison and evaluation with satellite data. *Atmospheric Chemistry and Physics* *9*, 8697–8717.
- Rasch, P. J., J. Latham, & C.-C. J. Chen (2009). Geoengineering by cloud seeding: influence on sea ice and climate system. *Environmental Research Letters* *4*.
- Rasch, P. J., S. Tilmes, R. P. Turco, A. Robock, L. Oman, C.-C. J. Chen, G. L. Stenchikov, & R. R. Garcia (2008, Nov). An overview of geoengineering of climate using stratospheric sulphate aerosols. *Phil. Trans. R. Soc. A* *366*(1882), 4007–4037.
- Robock, A. (2000). Volcanic eruptions and climate. *Reviews of Geophysics* *38*(2), 191–219.
- Robock, A. (2008a). 20 reasons why geoengineering may be a bad idea. *Bulletin of the Atomic Scientists* *64*(2), 14–18,59.
- Robock, A. (2008b). Whither geoengineering. *Science* *320*, 1166–1167.
- Robock, A., L. Oman, & G. L. Stenchikov (2008). Regional climate responses to geoengineering with tropical and arctic so₂ injections. *Journal of Geophysical research* *113*(D16101).
- Roeckner, E., G. Bäuml, L. Bonaventura, R. Brokopf, M. Esch, M. Giorgetta, S. Hagemann, L. Kornblueh, U. Schlese, U. Schulzweida, I. Kirchner, E. Manzini, A. Rhodin, & A. Tompkins (2003). The atmospheric general circulation model ECHAM5 - part 1 - model description. Technical Report 349, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Bundesstrasse 55, D-20146 Hamburg, Germany.

- Roeckner, E., R. Brokopf, M. Esch, M. Giorgetta, S. Hagemann, L. Kornblueh, E. Manzini, U. Schlese, & U. Schulzweida (2004). The atmospheric general circulation model ECHAM5 - part 2 - sensitivity of simulated climate to horizontal and vertical resolution. Technical Report 354, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Bundesstrasse 55, D-20146 Hamburg, Germany.
- Rogers, R. R. & M. K. Yau (1996). *A Short Course in Cloud Physics* (3rd ed.), Volume 113 of *Natural Philosophy*. Butterworth-Heinemann.
- Rusin, N. P. & L. Flit (1962). *Man versus Climate*. Moscow: Peace Publishers.
- Salter, S., G. Sortino, & J. Latham (2008, Nov). Sea-going hardware for the cloud albedo method of reversing global warming. *Phil. Trans. R. Soc. A 366*(1882), 3989–4006.
- Satheesh, S. K. & D. Lubin (2003). Short wave versus long wave radiative forcing by indian ocean aerosols: Role of sea-surface winds. *Geophys. Res. Lett.* *30*(13).
- Satheesh, S. K. & K. K. Moorthy (2005). Radiative effects of natural aerosols: A review. *Atmospheric Environment* *39*, 2089–2110.
- Schneider, S. H. (1996). Geoengineering: Could - or should - we do it? *Climatic change* *33*(3), 291–302.
- Schneider, S. H. (2008). Geoengineering: could we or should we make it work? *Phil. Trans. R. Soc. A 366*(1882), 3843–3862.
- Schulzweida, U., L. Kornblueh, & R. Qast (2009). *CDO User's Guide - Version 1.3.0*.
- Seinfeld, J. H. & S. N. Pandis (2006). *Atmospheric Chemistry and Physics, From Air Pollution to Climate Change* (Second ed.). John Wiley and Sons, Inc.
- Simmons, A. J., D. M. Burridge, M. Jarraud, C. Girard, & W. Wergen (1989). The ECMWF medium-range prediction models development of the numerical formulations and the impact of increased resolution. *Meteorol. Atmos. Phys.* *40*(1-3), 28–60.
- Slinn, S. A. & W. G. N. Slinn (1980). Prediction for particle deposition on natural waters. *Atmospheric Environment* *14*(9), 1013–1016.
- Smith, M. H. & N. M. Harrison (1998). The sea spray generation function. *J. Atmos. Sci.* *29*(Supplement 1), S189–S190. Proceedings of the 1998 International Aerosol Conference Part 1.
- Sommeria, G. & J. W. Deardorff (1977). Subgrid-scale condensation in models of nonprecipitating clouds. *J. Atmos. Sci.* *34*, 344–355.
- Sortino, G. N. (2006). A data resource for cloud cover simulations. Master's thesis, School of Informatics, University of Edinburgh.

- Stier, P., J. Feichter, S. Kinne, S. Kloster, E. Vignati, J. Wilson, L. Ganzeveld, I. Tegen, M. Werner, Y. Balkanski, M. Schulz, O. Boucher, A. Minikin, & A. Petzold (2005). The aerosol-climate model ECHAM5-HAM. *Atmospheric Chemistry and Physics* 5(4), 1125–1156.
- Stier, P., J. H. Seinfeld, S. Kinne, & O. Boucher (2007). Aerosol absorption and radiative forcing. *Atmospheric Chemistry and Physics* 7, 5237–5261.
- Sundqvist, H., E. Berge, & J. E. Kristjansson (1989). Condensation and cloud parametrization studies with a mesoscale numerical weather prediction model. *Monthly Weather Review* 117, 1641–1657.
- The Royal Society (2009). *Geoengineering the climate: Science governance and uncertainty*. RS Policy document 10/09.
- Tilmes, S., R. Müller, & R. Salawitch (2008). The sensitivity of polar depletion to proposed geoengineering schemes. *Science* 320, 1201–1204.
- Tompkins, A. M. (2002). A prognostic parameterization for the subgrid-scale variability of water vapor and clouds in large-scale models and its use to diagnose cloud cover. *J. Atmos. Sci.* 59(12), 1917–1942.
- Twomey, S. (1974). Pollution and planetary albedo. *Atmospheric Environment* 8, 1251–1256.
- Twomey, S. A. (1977). The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. *J. Atmos. Sci.* 34, 1149–1152.
- Vehkamäki, H., K. M., I. Napari, K. E. J. Lehtinen, C. Timmreck, M. Noppel, & A. Laaksonen (2002). An improved parametrization for sulfuric acid-water nucleation rates for tropospheric and stratospheric conditions. *Journal of Geophysical research* 107(D22), 4622.
- Vignati, E., J. Wilson, & P. Stier (2004). M7: An efficient size-resolved aerosol microphysics module for large-scale aerosol transport models. *Journal of Geophysical research* 109(D22202).
- Whitby, E. R. & P. H. McHurry (1997). Modal aerosol dynamics modeling. *Aerosol Science and Technology* 27(6), 673–688.
- Wigley, T. M. L. (2006). A combined mitigation/geoengineering approach to climate stabilization. *Science* 314, 452–454.
- Xu, K.-M. & S. K. Krueger (1991). Evaluation of cloudiness parametrizations using a cumulus ensemble model. *Monthly Weather Review* 119, 342–367.

A. LIITTEITÄ

A.1 Päästömoduuli

```

MODULE mo_seaspray
!Module mo_seaspray contains necessary subroutines for additional sea salt
!emissions for geoengineering purposes.
! Author: A.-I. Partanen, University of Eastern Finland
!
!Some parts of the code are based on subroutines by following authors:
!H. Feichter, Max-Planck institute for Meteorology
!P. Stier,    Max-Planck institute for Meteorology
!J.S. Rast,   Max-Planck institute for Meteorology

USE mo_kind,           ONLY: dp
USE mo_memory_base,    ONLY: t_stream
USE mo_decomposition,  ONLY: dc => local_decomposition, &
                        global_decomposition
USE mo_time_event,     ONLY: io_time_event
USE mo_time_control,   ONLY: delta_time, current_date, p_bcast_event

IMPLICIT NONE
REAL(dp), POINTER     :: vloc_mask(:, :)
REAL(dp), POINTER     :: flux_mssas_geo(:, :)
REAL(dp), POINTER     :: flux_nssas_geo(:, :)

TYPE(t_stream), POINTER  :: seaspray
TYPE(io_time_event), SAVE :: write_seaspray_stream
REAL(dp)                :: geo_coeff=1.0_dp

```

CONTAINS

```
SUBROUTINE init_seaspray
```

```
!DESCRIPTION:
```

```
!Initialize sea salt geoengineering emissions. Called from call_submodels.
```

```
!Subroutine init_supervolcano by J.S. Rast (2006) has been used as an
```

```
!example for this subroutine.
```

```
USE mo_mpi,           ONLY: p_parallel_io, p_parallel, p_bcast, p_io, p_pe
USE mo_control,       ONLY: ngl, nlon, nlev
USE mo_namelist,      ONLY: position_nml, POSITIONED
USE mo_io_units,      ONLY: nnml
USE mo_exception,     ONLY: message
USE mo_memory_base,   ONLY: new_stream, add_stream_element
USE mo_transpose,     ONLY: scatter_gp
```

```
IMPLICIT NONE
```

```
LOGICAL               :: llset_mask, lglobal_geo
```

```
REAL(dp), POINTER    :: zmask(:, :)
```

```
INTEGER              :: jlat, jlon, ierr
```

```
!Define four regions for geoengineering
```

```
REAL(dp), PARAMETER  ::
    &
    &!SP: Australia
    latmin1 = -40.46_dp, &
    latmax1 = -15.35_dp, &
    lonmin1 = 61.875_dp, &
    lonmax1 = 123.75_dp, &
    &
    &!SA: Africa
    latmin2 = -29.3_dp, &
    latmax2 = -9.77_dp, &
    lonmin2 = -28.125_dp, &
    lonmax2 = 16.875_dp, &
    &
    &!SP: South America
    latmin3 = -40.46_dp, &
    latmax3 = -1.4_dp, &
    lonmin3 = -118.125_dp, &
```

```

lonmax3 = -67.5_dp, &
&
&!NP: North America
latmin4 = 15.35_dp, &
latmax4 = 40.46_dp, &
lonmin4 = -146.25_dp, &
lonmax4 = -118.125_dp

!Read variables from namelist
INCLUDE 'seasprayctl.inc'
IF (p_parallel_io) THEN
  CALL position_nml ('SEASPRAYCTL', status=ierr)
  SELECT CASE (ierr)
    CASE (POSITIONED)
      READ(nnml, seasprayctl)
  END SELECT
END IF

IF (p_parallel) THEN
  !Logical for global emissions (not restricted inside the mask)
  CALL p_bcast (lglobal_geo, p_io)
  CALL p_bcast (geo_coeff, p_io) !Multiplier for the baseline flux
  CALL p_bcast_event (write_seaspray_stream, p_io)
END IF

!Open new stream for seaspray variables
CALL new_stream(seaspray, 'sspray', lpost=.true., lrerun=.false.)
CALL add_stream_element &
(seaspray, 'vloc_mask', vloc_mask, lpost=.true., lrerun=.false.)

!Create mask for sea salt emissions
! Set emission mask first on the io-processor, scatter then.
IF (p_parallel_io) THEN
  ALLOCATE (zmask(dc%nlon, dc%nlat))
  IF (lglobal_geo) THEN !Geoengineering everywhere over the oceans
    zmask = 1._dp
  ELSE
    zmask = 0._dp
  DO jlat=1, dc%nlat

```

```

DO jlon = 1,dc%nlon
  llset_mask=.FALSE.
  !Check if current location resides under
  !some of the regions (1st,2nd,3rd and 4th)
  CALL check_mask(jlat,jlon,latmin1,latmax1,lonmin1,lonmax1,llset_mask)
  CALL check_mask(jlat,jlon,latmin2,latmax2,lonmin2,lonmax2,llset_mask)
  CALL check_mask(jlat,jlon,latmin3,latmax3,lonmin3,lonmax3,llset_mask)
  CALL check_mask(jlat,jlon,latmin4,latmax4,lonmin4,lonmax4,llset_mask)
  IF (llset_mask) THEN
    zmask(jlon,jlat)=1.0_dp
  END IF
END DO
END DO
END IF !lglobal_geo
END IF !(p_parallel_io)

IF (p_parallel_io) CALL scatter_gp(zmask,vloc_mask,global_decomposition)
IF (p_parallel_io) THEN
  DEALLOCATE(zmask)
END IF

!Create two variables to save emitted seaspray
CALL add_stream_element &
(seaspray,'flux_mssas_geo',flux_mssas_geo,lpost=.true.,lrerun=.false.)
CALL add_stream_element &
(seaspray,'flux_nssas_geo',flux_nssas_geo,lpost=.true.,lrerun=.false.)

END SUBROUTINE init_seaspray

SUBROUTINE seasalt_emissions_geo(kproma, kbdim, krow, loland, pseoice, pxtems)
!DESCRIPTION:
!Subroutine to inject sea-salt for geoengineering purposes. This
!subroutine is based on the subroutine seasalt_emissions_monahan
!by H. Feichter and P. Stier.

USE mo_aero_mem,          ONLY: velo10m
USE mo_aero_trac,        ONLY: idt_mssas, idt_msscs, idt_nas, idt_ncs
USE mo_tracer,           ONLY: ntrac, flag

```

```

USE mo_io_units,          ONLY: nout
USE mo_constants,        ONLY: api
USE mo_time_control,     ONLY: delta_time
USE mo_control,          ONLY: ngl, nlon
USE mo_aero,             ONLY: nseasalt

IMPLICIT NONE

!--- Parameters:
INTEGER, INTENT(in)      :: kproma, kbdim, krow
LOGICAL, INTENT(in)      :: loland(kbdim)
REAL(dp), INTENT(in)     :: pseasalt(kbdim)

REAL(dp), INTENT(inout)  :: pxtems(kbdim,ntrac) !Surface emissions

!--- Local Variables:
INTEGER                  :: jl
REAL(dp)                 :: zd, zm, flux_geo
REAL(dp)                 :: zzzspeed
LOGICAL, SAVE            :: lofirst=.TRUE.

!--- Constants:
! Mass mean radius of added sea salt particle [m]
REAL(dp), PARAMETER     :: zssradius_geo=179.488e-9_dp

!--- 1) Computations of coefficients for the sea-salt emissions: ---
!
!When running the subroutine for the first time, calculate average
!mass of the particles
IF (lofirst) THEN
  lofirst = .FALSE.

  zd = flag('density',idt_mssas)          !Sea salt density
  zm = zd*4._dp/3._dp*api*zssradius_geo**3.0_dp !Mean mass of the particles

  !Print information about the geoengineering emissions for standard output.
  WRITE(nout,*) "-----"
  WRITE(nout,*) "--- Subroutine seasalt_emissions_geo: "
  WRITE(nout,*) "---"

```

```

WRITE(nout,*) "--- Particle mass: ", zm, "Radius:", zssradius_geo
WRITE(nout,*) "---Sea salt density is ", zd
WRITE(nout,*) "---"
WRITE(nout,*) "-----"
END IF

!--- 2) Calculate the emitted number-flux: ---

DO jl=1,kproma
  zzzspeed=MIN(velo10m(jl,krow),7._dp) !Wind speed
  !If no natural emissions are set. initialize sea salt emissions to zero.
  IF (nseasalt == 0) THEN
    pxtems(jl,idt_mssas) = 0._dp
  END IF

  IF (loland(jl)) THEN !No emissions over land
    flux_geo = 0._dp
  ELSE
    !Flux of geoengineered sea-salt particles (#m-2s-1)
    flux_geo = geo_coeff* &
      vloc_mask(jl,krow)*5.3e4_dp*zzzspeed**1.5_dp*(1._dp-pseaice(jl))
    !Add geo-flux to natural one
    pxtems(jl,idt_nas)=pxtems(jl,idt_nas)+flux_geo
  END IF

  !--- 3) Calculate the emitted mass-flux: ---
  !Units: kg m-2s-1
  pxtems(jl,idt_mssas)= pxtems(jl,idt_mssas) + zm*flux_geo

  !--- 4) Store the emitted sea salt flux for diagnostics: ---
  flux_nssas_geo(jl,krow) = flux_geo
  flux_mssas_geo(jl,krow) = zm*flux_geo
END DO

END SUBROUTINE seasalt_emissions_geo

```



```
SUBROUTINE check_mask(jlat,jlon,latmin,latmax,lonmin,lonmax,maskon)
!DESCRIPTION:
!Subroutine to check if given latitude-longitude pair
!is within given limits.

USE mo_gaussgrid,          ONLY: philon, philat

IMPLICIT NONE
INTEGER, INTENT(IN)       :: jlat,jlon
REAL(dp), INTENT(IN)     :: latmin,latmax,lonmin,lonmax
LOGICAL, INTENT(INOUT)   :: maskon
REAL(dp)                 :: lat_degrees,lon_degrees
!Auxiliary variables for local use
REAL(dp)                 :: latmin_loc,latmax_loc,lonmin_loc,lonmax_loc

lat_degrees=philat(jlat)
lon_degrees=philon(jlon)

IF (lon_degrees > 180._dp) THEN
  lon_degrees=lon_degrees-360._dp
END IF

latmin_loc=latmin
latmax_loc=latmax
lonmin_loc=lonmin
lonmax_loc=lonmax

IF (lonmin_loc > lonmax_loc) THEN
  lon_degrees=lon_degrees+360._dp
  lonmax_loc=lonmax_loc+360._dp
END IF

IF (latmin_loc < lat_degrees .AND. latmax_loc > lat_degrees .AND. &
  lonmin_loc < lon_degrees .AND. lonmax_loc > lon_degrees ) THEN
  maskon=.TRUE.
END IF

END SUBROUTINE check_mask
END MODULE mo_seaspray
```