



TEKNILLINEN TIEDEKUNTA

# JÄÄTIKÖT JA ILMASTO

Auroora Tanninen

GEOTIETEIDEN TUTKINTO-OHJELMA

LuK-tutkielma

Tammikuu 2023

# TIIVISTELMÄ

Jäätiköt ja ilmasto

Auroora Tammisen

Oulun yliopisto, Geotieteiden tutkinto-ohjelma

Kandidaatintutkielma 2023, 26 s.

Työn ohjaaja yliopistolla: Prof. Juha Pekka Lunkka

Tässä tutkielmassa käsitellään maapallon jäätiköiden ja ilmaston vuorovaikutusta. Tutkielmassa perehdytään jäätiköiden ja ilmaston perusmuuttujiin sekä prosesseihin, käydään läpi jäätiköiden ja ilmaston vuorovaikutussuhteita, ja niiden syitä ja seurauksia.

Teollisen vallankumouksen jälkeinen antropogeenisistä syistä johtuva ilmastonmuutos on lisännyt maailmanlaajuisesti huolta jäätiköiden sulamisesta ja niiden roolista ilmastonmuutosprosesseissa. Laajat mannerjäätiköt eivät reagoi ainoastaan ilmaston muutoksiin, vaan myös vaikuttavat ilmaston kehitykseen. Mannerjäätiköiden rooli ilmaston muokkaajana on huomattava. Aihetta käsittelevä tutkimus on tärkeää muun muassa elinympäristöjen ja eliöstön säilyttämisen kannalta.

Ilmasto on jatkuvassa muutoksessa. Ilmaston pitkien kuin lyhyiden aikavälien eri laajuiset muutokset ovat luonnollisia tapahtumia, jotka tapahtuvat ilmaston eri muuttujien vuorovaikutuksen tuloksena. Muutokselle on harvoin yhtä ainoaa syytä. Taustalla on usein monen tekijän yhteisvaikutus. Muutos ilmastojärjestelmän missä tahansa muuttujassa aiheuttaa palautteen. Palaute vie ilmastojärjestelmää joko siihen suuntaan, mihin se oli jo menossa tai kääntää muutoksen suuntaa ja usein vakauttaa ilmastoa.

Tarkasteltaessa muuttuvaa sekä tulevaisuuden ilmastoa ei voida sivuuttaa jäätiköiden roolia. Muutokset jäätiköiden massoissa voivat aiheuttaa muun muassa vaihtelua merenpinnan korkeudessa ja maapallon keskimääräisessä heijastuvuuskyvyn suuruudessa. Tutkielma antaa katsauksen jäätiköiden muodostumisesta ja dynamiikasta, ilmaston perusmuuttujista sekä jäätiköiden ja ilmaston vuorovaikutuksesta.

*Asiasanat: jäätiköt, ilmasto, ilmastonmuutos, jäätiköityminen, vuorovaikutussuhteet*

# SISÄLLYSLUETTELO

JOHDANTO .....	1
1 Jäätiköt.....	2
1.1 Jäätiköiden muodostuminen .....	2
1.1.1 Sadanta.....	3
1.1.2 Jäätikköjään muodostuminen .....	4
1.2 Jäätikön dynamiikka .....	5
1.2.1 Massatasapaino .....	5
1.2.2 Virtaus.....	6
2 Ilmasto .....	8
2.1 Laattatekniikka .....	8
2.2 Orbitaaliset muutokset .....	9
2.3 Hiilen kierto .....	11
2.4 Kasvihuoneilmio .....	12
2.5 Energian jakautuminen maapallolla .....	13
2.5.1 Tuulijärjestelmä .....	13
2.5.2 Merien kiertokulku .....	14
3 Vuorovaikutus .....	16
3.1 Albedo.....	16
3.2. Merenpinnan korkeuden muutokset.....	17
3.3 Muutokset merivesien lämpötiloissa .....	18
3.4 Valtamerien kierron häiriintyminen .....	19
3.5 Kasvihuonekaasujen määrä ilmakehässä.....	19
4 Yhteenveto .....	21
Lähdeluettelo .....	22

## JOHDANTO

Ilmasto on jatkuvassa muutoksessa. Maapallon historian aikana on ollut niin kuumia, kylmiä kuin viileitä ilmastojaksoja, jotka ovat noudattaneet jonkinlaista syklisyyttä. Ilmastossa tapahtuvat niin pitkien kuin lyhyiden aikavälien eri laajuiset muutokset ovat siis luonnollisia tapahtumia, jotka tapahtuvat ilmaston eri muuttujien vuorovaikutuksen tuloksena.

Teollisen vallankumouksen jälkeinen ihmisen aiheuttama ilmastonmuutos on kuitenkin ollut erittäin nopeaa verrattuna tiedossa oleviin maapallon aikaisempiin ilmastonmuutoksiin. Menneisyyden kartoittamisesta ja tulevaisuuden ilmastoskenaarioiden mallintamisesta on tullut keskeistä elinympäristöjen sekä eliöstön säilyttämisen kannalta.

Jäätiköiden rooli ilmastonmuutoksessa on ollut pitkään pimenossa eikä vieläkään osata tarkalleen sanoa, miten ne tulevat reagoimaan ilmastonmuutoksen edetessä. Jäätiköt ovat suuria jatkuvassa hitaassa muutoksessa olevia jäämassoja. Jäätiköihin on sitoutunut valtavia määriä vettä ja ne heijastavat auringonsäteilyä tehokkaasti.

Jäätiköt ja ilmasto ovat tiiviissä vuorovaikutuksessa, ja ihmisen aikaansaama ilmastonmuutos tulee vaikuttamaan jäätiköihin tavalla tai toisella. Mutta vain tulevaisuus voi varmuudella kertoa miten.

# 1 Jäätiköt

Eri aikoina kerrostuneista maapallon terrestrisistä ja mariinisista sedimenttikerrostumista on löydetty todisteita useista toisiaan seuranneista jäätiköitymisistä ja niiden välisistä jäättömistä ilmastovaiheista. Kylmien, viileiden ja lämpimien ilmastovaiheiden on todettu seuraavan toisiaan melko säännöllisesti. Nykyisen kvartaarikauden aikana (2,6 miljoonan viime vuoden aikana) pohjoisella pallonpuoliskolla on esiintynyt toistuvasti laajoja jäätiköitä glasiaalivaiheiden aikana, kun taas niin sanottujen lämpimämpien interglasiaali- ja interstadiaalivaiheiden aikana jäätiköt ovat olleet alueellisesti huomattavasti pienempiä. Viimeisin Veikseliksi nimetty glasiaalivaihe päättyi 11 700 vuotta sitten. (Nenonen 2004)

Jotta voisimme hahmottaa jäätiköiden ja ilmaston vuorovaikutussuhteita paremmin, on hyvä ymmärtää, miten jäätikkö ja ilmasto toimivat, mitkä tekijät niihin vaikuttavat, ja miten ne reagoivat muuttuviin olosuhteisiin. Eri puolilla maapalloa on lukuisia pieniä jäätiköitä, mutta tarkasteltaessa jäätiköiden vaikutuksia ilmastoon globaalissa mittakaavassa, vain mannerjäätiköillä on merkittävä vaikutus globaaliin ilmastoon, koska ne käsittävät noin 97 % maapallon kaikkien jäätiköiden massasta. (Siegert 2001)

Mannerjäätiköksi luokitellaan jäätikkö, joka on pinta-alaltaan yli 50 000 km<sup>2</sup> ja jonka virtausta paikallinen maa- tai kallioperä ei rajoita. Tällä hetkellä maapallolla löytyy kaksi mannerjäätikköä. Pohjoiselta pallonpuoliskolta Grönlannin mannerjäätikkö, eteläiseltä pallonpuoliskolta Etelämantereen mannerjäätikkö. (Lunkka 2008)

## 1.1 Jäätiköiden muodostuminen

Vaikka monissa osissa maailmaa on lunta ja jäätä, vain tietyillä alueilla voi muodostua jäätiköitä, ja niiden säilyminen sekä eteneminen edellyttää tietyn tyyppisiä ilmasto-olosuhteista (Strahler 2013). Jäätiköiden jakautuminen maapallolla riippuu monesta tekijästä, joihin vaikuttaa muun muassa alueelle kertyneen lumen ja tulevan energian määrä (Lockwood 1985).

Jäätiköitä on mahdollista esiintyä mantereisilla alueilla, joissa vuoden keskilämpötila on alle 0 °C, eli veden jäätymispisteen alapuolella. Jotta tällaiselle alueelle voi muodostua jäätikkö, täytyy alueella esiintyä sadantaa, joko lumena tai vetenä. Napa-alueet ovat otollisia paikkoja jäätiköiden muodostumiselle, koska auringon lämpösäteilystä osuu korkeille leveyspiireille vain murto-osa verrattuna päiväntasaajan ympärillä oleviin alueisiin. Tästä syystä napa-alueille muodostuu herkästi jäätiköitä, mikäli kosteutta on tarpeeksi ja sademäärät riittävät. (Nenonen & Hotakainen 2004; Lunkka 2008)

Koska jäätiköitä voi muodostua vain mantereisille alueille, yksi havaittu tekijä laajan jäätiköitymisen takana on laattatektoniikka. Aina kun merkittävä osa mannerlaatoista on ajautunut korkeille leveysasteille miljoonien vuosien saatossa, maapallolla on vallinnut jääkausi. Toinen jääkausiin johtava tekijä on niin ikään laattatektoniikan seurauksesta syntyvät vuorijonot ja mannteren yläköalueiden kohoaminen. Jäätiköitymisen alkuvaiheessa jäätiköitymisten keskusalueet sijaitsevat vuoristoissa. Jäätiköitymisen päästessä kunnolla alulle, massan ja korkeuden kasvu ruokkivat jäätikön levittäytymistä, kun jäätikköjää virtaa hitaasti keskusalueelta kohti reunoja. (Nenonen & Hotakainen 2004)

### 1.1.1 Sadanta

Auringon säteilyn vaikutuksesta lämpötila kohoaa ja vesialueilta haihtuu pintavettä ilmakehään. Kun lämmin, vesihöyrystä kostunut ilma nousee tarpeeksi korkealle, se jäähtyy ja vesihöyry tiivistyy pilviksi. Sateita, kuten vesisadetta tai lunta, syntyy, kun pilven muodostavat vesipisarot tai jääkiteet muuttuvat niin suuriksi ja raskaiksi, että ne putoavat.

Auringon vaikutus ilmastoon ei ole sama kaikkialla maapallolla. Tulevan säteilyn jakautuminen muuttuu leveysasteiden mukaan, koska Maa on pallo eli sen pinta kaartuu. Korkeammilla leveysasteilla sama säteily määrä levittäytyy laajemmalle alueelle kuin päiväntasaajan ympäristössä. (Ochoa ym. 2005)

Jäätiköt koostuvat jäätikköjästä, joka puolestaan muodostuu pinnalle sataneesta ja tiiviisti pakkautuneesta lumesta. Suotuisat olosuhteet jäätiköiden muodostumiselle

vallitsevat silloin, kun vuotuinen sademäärä ja lumen osuus kokonaissadannasta on korkea. Tällaiset olosuhteet vallitsevat tällä hetkellä muun muassa Grönlannin lounaisosissa. Toisaalta, vaikka sadannan määrä olisi alhainen, kuten Etelämantereella, suuria ja paksuja mannerjäätikköjä sekä pienempiä jäätiköitä voi kuitenkin muodostua pitkän ajan kuluessa. (Sugden & John 1976)

Tektoninen aktiivisuus voi vaikuttaa ilmastoon myös siten, että vuoristot kohoavat niin korkeiksi, että ne vaikuttavat ilmavirtauksiin ja sateen jakautumiseen. Esimerkiksi Himalajan vuoriston pohjoispuolella sijaitsevilla alueella sadanta on vähäistä, koska vuorijono estää kosteiden tuulten pääsyn pohjoisille alueille. Myös Grönlannin mannerjäätikön koillispuolella on alueita, jotka eivät ole jäätiköiden peitossa vähäisen sadannan takia. (Ochoa ym. 2005; Lunkka 2008)

### 1.1.2 Jäätikköjään muodostuminen

Jotta jäätikkö voisi muodostua, riittävän sadannan lisäksi lämpötilan täytyy olla tarpeeksi matala, jotta lumi pysyy maassa vuoden ympäri. Tällaisia olosuhteita tavataan korkeilla leveysasteilla, jossa auringon säteily osuu maahan matalassa kulmassa, sekä korkealla vuoristoissa, jossa ilmakehän lämpötila laskee ylöspäin noustessa. Lumen sadanta ja jäätiköiden muodostuminen vaatii siis kosteutta ja kylmyyttä. Lisäksi jäätikön etäisyys avomerestä vaikuttaa osaltaan jäätiköiden esiintymiseen. Jäätiköitä muodostuu harvoin alueilla, jossa sademäärä on vähäinen, ellei lämpötila ole jäätympisteessä tai sen alapuolella vuoden ympäri. (Sugden & John 1976; Grotzinger & Jordan 2010)

Tuore maahan satanut lumikerros on ilmava massa löyhästi pakkautuneita lumihutaleita, jonka tiheys on hyvin alhainen. Näiden pienten jääkiteiden ikääntyessä, ne vähitellen pyöristyvät ja menettävät avonaisen ulkoasun. Rakeiden pyöristyessä ne pakkautuvat tiiviimmin muodostaen tiheää rakeista lunta. Lumihutaleiden uloimpien osien sulamisvesi voitelee ja tehostaa prosessia. Kun uutta lunta sataa se hautaa vanhempaa rakeista lunta, joka pakkautuu entistä tiiviimpään muotoon, jota kutsutaan firniksi. Lumen muuttuminen firniksi tapahtuu yleensä yhden talvi-kesä-kierron aikana. Uusien

lumikerrosten kasaantuessa vanhempien päälle, alempana oleva firn tiivistyy entisestään ja sen ilmasta täyttyneet huokostilat rakeiden välissä pienenevät. Ennen pitkään muodostuu kiinteää jäätikköjäätä, jonka ilmahuokosista suurin osa on hävinnyt. Tiivistymisprosessin aikana tapahtunut kiteiden uudelleenkiteytyminen kasvattaa kiteiden kokoa. Prosessi lumihiutaleista jäätikköjääksi saattaa kestää vain muutaman vuoden, tosin normaalisti jäätikköjään muodostuminen kestää 10–20 vuotta, jolloin jäätikköjään tiheys on 830–917 kg/m<sup>3</sup>. Jäätikköjäättä voi muodostua myös jäätikön pinnan sulavesistä niiden jäätyessä. Kun kertyneen jäätikköjään massa kasvaa tarpeeksi suureksi, jotta painovoima voi vaikuttaa siihen, on syntynyt jäätikkö. Jäätikkö on siis jäämassa, joka on syntynyt pääasiassa uudelleen kiteytyneestä lumesta. (Paterson 1981; Ratia 1996; Grotzinger & Jordan 2010)

## 1.2 Jäätikön dynamiikka

### 1.2.1 Massatasapaino

Jäätikön massatasapaino kertoo suhteen jään, firnin ja lumen akkumulaation ja ablaation välillä (Kuva 1). Akkumulaatio käsittää kaikki tapahtumat, joissa jäätikön massa kasvaa. Ablatio puolestaan käsittää kaikki ne tapahtumat, kuten esimerkiksi jäätikön pinnan sulamisen ja jäävuorien poikimisen, joilla jäätikön massa pienenee. Jäätikkö voi laajetessaan kohdata meren. Koska veden tiheys on suurempi nestemäisessä olomuodossa kuin kiinteässä, jäätikkö voi tietyissä tilanteissa kellua veden pinnalla muodostaen niin sanotun hylly-/lautta- eli shelfijäätikön. Esimerkiksi Etelämanner purkaa massaansa lauttajäätiköstä lohkeavien jäävuorien kautta. Poikivat jäävuoret ja lauttajäätiköt eivät välttämättä ole merkki jäätikön sulamisesta vaan voivat myös kuvastaa jäätikön massan kasvua keskusalueella. (Sugden & John 1976; Nenonen & Hotakainen 2004)

Jäätikön massatasapaino kuvaa siis vuosittaisen akkumulaation ja ablaation erotusta. Toisin sanoen sitä, minkä verran jäätikölle kertyy tai sieltä poistuu jäätä. Jäätikön vuosittaisen akkumulaation ja ablaation erotusta kutsutaan nettotasapainoksi. Nettotasapainon ollessa positiivinen jäätikkö on kasvattanut vuoden aikana massaansa, ja



sen ollessa negatiivinen menettänyt kokonaismassaansa. Mikäli nettotasapaino on 0, vuosittainen akkumulaatio ja ablaatio on ollut yhtä suurta. (Sugden & John 1976; Grotzinger & Jordan 2010)

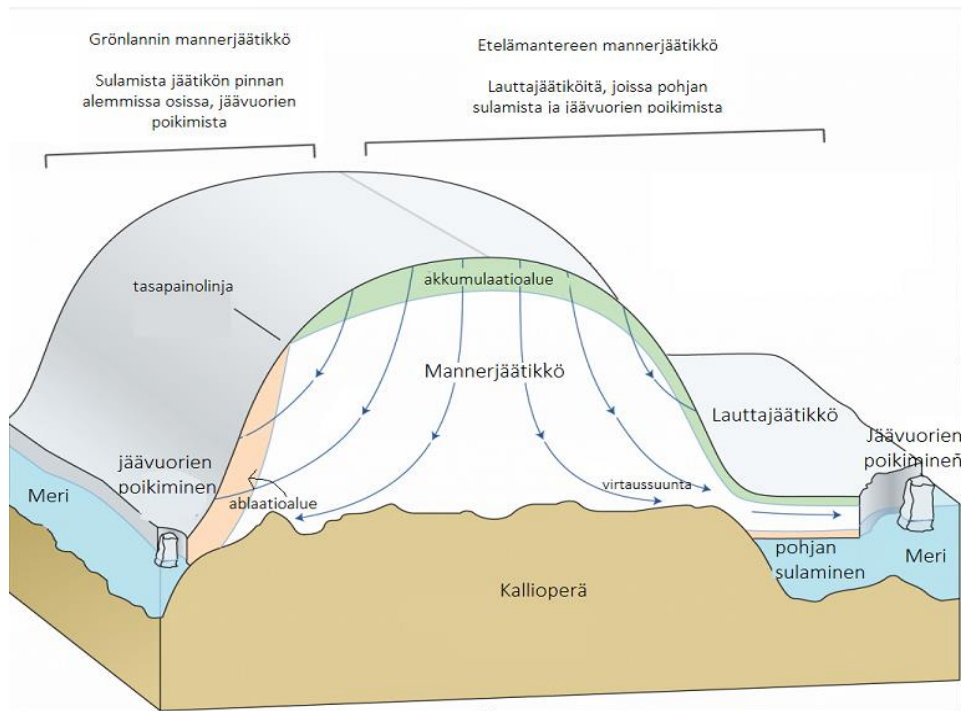
## 1.2.2 Virtaus

Mannerjäätikön jää käyttäytyy plastisen aineen, jäykän nesteen, tavoin. Bingham-tyyppisille plastisille aineille, kuten jäätikön keskusalueelle on tyypillistä puoliparaabelin muotoinen pinnan profiili. Jään virtaus jäätikön sisällä siirtää massaa ablaatioalueilta akkumulaatioalueille (Kuva 1). Niinpä jäätikön nettotasapainon ollessa 0, vaikuttaa jäätikkö täysin muuttumattomalta, vaikka se on ollut jatkuvassa liikkeessä (Siegert 2001). Jäätikön virtaus on sille ominaista, painovoiman vaikutuksesta tapahtuvaa liikettä. Painon kuormituksesta johtuva virtaus voi tapahtua esimerkiksi säteittäisesti keskusalueelta reuna-alueille tai useammasta kupolimaaisesta doonista (Ratia 1996). Jäätikön pohjan liukuminen on myös virtaustapa. Siinä jäätikön pohjan ja maanpinnan välille syntyy jään painesulamisen myötä vesikerros, jonka päällä jää liukuu kohti pienempää painetta, pois päin jäätikön keskusalueelta (Lunkka 2008).

Jäätikkö voidaan jakaa akkumulaatio- ja ablaatioalueisiin, joissa edeltävässä vuosittainen akkumulaatio on ablaatiota suurempaa ja jälkimmäisessä pienempää. Alueita rajaa niin sanottu tasapainolinja (equilibrium line), joka sijaitsee kohdassa, jossa vuosittainen akkumulaatio ja ablaatio on yhtä suurta. (Sugden & John 1976) ELA (equilibrium line altitude) kertoo tasapainolinjan korkeuden merenpinnasta mitattuna (Siegert 2001).

Muutokset jäätikön virtausnopeudessa aiheuttaa muutoksia sen massatasapainossa ja sama toimii vastakkaiseen suuntaan. Jäätikköpurkaukset (surge) ovat esimerkki jäätikön poikkeuksellisesta käyttäytymispiirteestä. Jäätikköpurkauksessa jäätikön massaa siirtyy nopeasti ablaatioalueelta akkumulaatioalueelle jäätikön pinnan jyrkentymisen takia. Jyrkentymisen johtuu jäätikön paksuseroista, ablaatioalueelle kertyy runsaasti massa, kun taas akkumulaatioalueella sulaminen jatkuu. Jäätikkö saavuttaa tällöin ns. kriittisen profiilin ja jää deformoituu, johtaen massan nopeaan liikkeeseen, sen pyrkiessä takaisin

tyypilliseen pinnanprofiiliin. Mannerjäätikön jäätikköpurkaus voi aiheuttaa isoon massan menetykseen ja samalla aiheuttaa merenpinnan nousua. (Siegert 2001)



Kuva 1. Grönlandin ja Etelämantereen mannerjäätikköiden massatasapainot. Akkumulaatioalueella jäätikön massa kasvaa (esim. sadanta). Ablaatioalueella jäätikön massa pienenee (esim. pinnan ja pohjan sulaminen, haihdunta) Tasapainolinjan kohdalla akkumulaatio ja ablaatio ovat tasapainossa. Nuolet osoittavat jäätikön virtaussuunnan. Muokattu GRID-Arendal sivuston kuvasta (<https://www.grida.no/resources/5222>).

## 2 Ilmasto

Jotta voisimme ymmärtää jäätiköiden ja ilmaston välisiä vuorovaikutussuhteita, tulee tietää, miten ilmasto toimii ja mitkä tekijät siihen vaikuttavat. Kun ymmärrämme jäätiköiden ja ilmaston toimintaa voimme tarkastella maapallolla tapahtuvia luonnonilmiöitä sekä niiden välisiä mahdollisia yhteyksiä.

Ilmasto on kehittynyt ajan saatossa monimutkaiseksi järjestelmäksi, joka saa energiansa Auringosta. Ilmatoon vaikuttavat muun muassa ilma- ja merivirrat, laattatektoniikka ja ilmakehän koostumus. Aurinko on voimanlähde, joka emittoi energiaa ympärilleen sähkömagneettisen säteilyn muodossa. Säteilyn muotoihin kuuluvat näkyvän valon lisäksi infrapunasäteet, jotka havaitsemme lämpönä ja ultraviolettisäteet, joita emme kykene havaitsemaan ilman erikoislaitteita.

Auringonsäteet kulkevat avaruuden halki. Johtuen osittain Maan sijainnista kaukana auringosta, vain osa säteilystä saavuttaa Maan. Säteilyn saavuttaessa Maan säteet voivat heijastua takaisin avaruuteen, sirottua tai imeytyä (Barry & Chorley 1992). Avaruuteen heijastuvan säteilyn määrä riippuu pilvipeitteestä, ilmakehän partikkeleista ja pinnasta, jonka säteet kohtaavat. Osa säteilystä sirottuu uudelleen ilmakehässä olevien kaasui- tai pölymolekyylien vaikutuksesta. Sironneet säteet sinkoilevat ilmakehässä, kunnes ne kohdistuvat maanpintaan tai avaruuteen. Koska ilmakehä on läpikuultava, suurin osa saapuvasta auringonsäteilystä läpäisee sen ja imeytyy maapallolle. Ilmakehä pidättää kuitenkin suuren osan eliölle haitallisesta ultraviolettisäteilystä. Maan pinta säteilee takaisin ilmakehään osan saamastaan säteilystä lämpösäteilynä. Säteily päättyisi takaisin avaruuteen ilman ilmakehän kasvihuonekaasuja ja maapallon keskilämpötila olisi huomattavasti alhaisempi. (Ochoa ym. 2005)

### 2.1 Laattatektoniikka

Maapallon kuori on jakautunut useaan litosfäärilaattaan, jotka ovat jatkuvassa hitaassa liikkeessä. Syynä litosfäärilaattojen liikkeeseen on Maan sisäinen dynamiikka.

Maapallon ytimen ja kuoren välillä tapahtuu konvektiovirtauksia, jotka saavat alkunsa Maan sisäisistä lämpötilaeroista. Merenpohjan keskiselänteillä kaksi laattaa erkanevat toisistaan, joka ilmenee merenpohjan laajenemisena. Uusi vaipasta purkautunut pohja työntää vanhempaa merenpohjaa kohti laatan reunoja. Kahden laatan törmäyksessä merellinen laatta painuu usein toisen merellisen tai mantereisen laatan alle. Törmäysvyöhykkeissä merenpohjaa kierrättyy sen painautuessa uuden tieltä takaisin vaippaan. Litosfäärilaattojen välisissä törmäysvyöhykkeissä esiintyy geologisia ilmiöitä kuten tulivuoria, hautavajoamia ja vuoristojen kohoamista. Mannerten vaellus ja sijoittuminen maapallolla muovaavat ilmastoa. Laattatektoniikan ja konvektiovirtausten synnyttämät tulivuoret päästävät purkauksissaan ilmakehään kaasuja vaikuttaen ilmakehän koostumukseen. Kohoavat vuoristot ja mantereet sekä mannerten vaellus aiheuttavat pitkien aikojen saatossa muutoksia myös meri- ja ilmavirtauksiin.

Silikaattirapautumisen ajatellaan olevan suurin tekijä ilmakehän hiilidioksidipitoisuuksien vaihtelun taustalla. Tästä syystä laattatektoniikalla on keskeinen rooli siinä, kuinka paljon rapautuvaa mantereista aluetta on kulloinkin olemassa. Esimerkiksi Tiibetin ylängön ja Himalajan vuoriston kehityksen on todettu olevan päätekijä viimeisten miljoonien vuosien viilenevässä ilmastotrendissä. (Nenonen & Hotakainen 2004; Lunkka 2008)

## 2.2 Orbitaaliset muutokset

Laattatektoniikasta aiheutuva mannerten vaellus ja vuoristojen muodostuminen ovat hitaita, aikaa vieviä prosesseja, jotka eivät selitä jääkausien ilmastossa tapahtuvaa verrattain nopeaa vaihtelua. Jääkauden ilmaston vaihteluun ja mannerjäätiköiden massojen muutokseen vaikuttaa keskeisesti maapallon radan ja rataliikkeen jaksolliset vaihtelut, joita ovat Maan epäkeskisen kiertoradan vaihtelut, maapallon akselin huojunta sekä kiertoradan soikeudessa tapahtuvat vaihtelut. Nämä vaihtelut vaikuttavat maanpinnalle tulevaan auringonsäteilyyn. Milutin Milankovicin astronomisen ilmastonvaihteluteorian mukaan Maan kiertoradan muutokset Auringon ympäri vaikuttavat maapallon ilmastoon. (Nenonen & Hotakainen 2004)

Maan kiertorata ei ole pyöreä vaan ellipsi. Radan ollessa pyöreämpi eksentrisyys on pieni ja Aurinko on lähempänä sen keskipistettä. Rata muuttuu soikeammaksi eksentrisyyden kasvaessa, eikä Auringon sijainti ole enää radan keskipisteessä vaan ellipsin toisessa polttopisteessä, jolloin Maan etäisyys Auringosta vaihtelee eri vuodenaikoina. Tämän eksentrisyyssyklin kesto on noin 100 000 vuotta. (Siegert 2001; Nenonen & Hotakainen 2004; Ochoa ym. 2005)

Säteilyn jakautumiseen Maan pinnalla vaikuttaa maapallon pyörimisakselin kaltevuuden hitaat muutokset. Akselin kaltevuuden kulma vaihtelee muutaman asteen  $21,0^{\circ}$  -  $24,5^{\circ}$  välillä, 41 000 vuoden sykleissä. Koska pyörimisakselin kaltevuus saa aikaan vuodenaikat, muutokset sen kulmassa vaikuttavat vuodenaikojen välisten erojen suuruuteen. Kaltevuuden kasvaessa myös napa-alueiden yöttömät yöt ja kaamos levittyvät lähemmäs päiväntasaajaa, jolloin lämpötilaerot eri puolilla maapalloa kasvavat. Päivän pituuserot vaikuttavat myös osaltaan alueellisen tulosäteilyn määrään ja sitä kautta alueen vuodenaikaiseen ilmastoon. (Barry & Chorley 1992; Siegert 2001; Nenonen & Hotakainen 2004; Ochoa ym. 2005)

Auringon ja Kuun vetovoimista johtuva Maan pyörimisakselin huojunta eli prekessio vaikuttaa Maan niin kutsuttuun periheli asentoon eli siihen, onko Maa lähimpänä Aurinkoa silloin kun eteläisellä pallonpuoliskolla on talvi ja pohjoisella puoliskolla kesä, vai päinvastoin. Perihelissä Maan ratanopeus on suurimmillaan, jolloin siihen osuva vuodenaika on muita lyhyempi. Syklin pituus on 21 700 vuotta. Muutosten yhteisvaikutus vaikuttaa talven ja kesän välisen eron suuruuteen. (Nenonen & Hotakainen 2004; Ochoa ym. 2005)

Suurien ilmastollisten vaihteluiden ohella esiintyvien lyhytaikaisten vaihteluiden syitä ovat esimerkiksi tulivuorenpurkaukset, joissa purkautumistuotteet vähentävät korkealla ilmakehässä maapalolle tulevan säteilyn määrää sekä laskeutumispintojen heijastuskykyä, ja vaihtelut Auringon säteilyintensiteetissä johtuen aurinkopilkuista. (Nenonen & Hotakainen 2004)

## 2.3 Hiilen kierto

Hiili on maapallon ilmastosysteemin yksi keskeinen komponentti. Hiilidioksidi ( $\text{CO}_2$ ) on tärkeä kasvihuonekaasu. Hiilyhdisteet säätelevät merten happamuutta ja happirikas ilmakehän koostumus on riippuvainen hiilen kiertokulusta.

Lyhyen aikavälin orgaaniseen kiertokulkuun osallistuu maanpäällisiä ja merellisiä eliöitä, jotka muuttavat epäorgaanisen hiilen orgaaniseen muotoon. Mantereiset kasvit poistavat hiilidioksidia ilmakehästä yhteyttämällä ja liittävät hiilen kudoksiinsa. Kasvit ja eläimet palauttavat hiilidioksidin takaisin ilmakehään soluhengityksessä sekä hajoamisessa. Myös merissä lähellä pintaa oleva kasviplankton sitoo yhteyttämässä hiilidioksidia. Kun planktonit ja niitä ravintonaan käyttävät eliöt kuolevat ja hajoavat niihin sitoutunut hiili vapautuu takaisin mereen. Ilmakehän ja pintameren välillä on jatkuvaa kaasujen vaihtoa. (Kump ym. 1999; Ochoa ym. 2005)

Hiilen lyhyen ja pitkän aikavälin kierto on tärkeää vallitsevan ilmaston säilyttämiseen. Pitkäaikainen hiilen kierto voi olla orgaanista tai epäorgaanista. Orgaaninen hiilen kierto hautaa orgaanista ainesta, joka muuttuu miljoonien vuosien aikana fossiiliseksi polttoaineiksi ja muiksi geologisiksi esiintymiksi. Ajan kuluessa esiintymät rapautuvat ja palauttavat hiilen luonnon kiertoon. Epäorgaanisessa syklissä tulivuorten vapauttama hiilidioksidi muuttuu lopulta kalkkikiveksi, joka rapautuessaan vapauttaa hiilidioksidin ilmakehään. Prosessi liittyy karbonaattisilikaattisykliin, joka auttaa vakauttamaan maapallon ilmasto. Siinä sadeveten ilmakehästä luennut hiilidioksidi muuttaa sadeveden happamaksi. Kemiallisessa rapautumisessa hapan sadevesi reagoi maa- ja kallioperän silikaattimineraalien kanssa ja vapauttaa kalsiumia ja bikarbonaatti-ioneja. Aineet kulkeutuvat meriin, joissa merieliöt käyttävät niitä kehittääkseen kalsiumkarbonaattisia kuoria. Muodostuneet kuoret ja eliöt kerrostuvat kuollessaan merenpohjaan sedimentiksi, josta muodostuu kalkkikiveä. Tektoniset prosessit kuljettavat sedimenttiä ja kiviä maan sisäiseen kiertoon, jossa korkea paine ja lämpötila muuttavat aineet takaisin hiilidioksidiksi. Hiilidioksidi palautuu ilmakehään tulivuorten purkauksissa. Sykli on herkkä lämpötilan vaihteluille. Jos ilmasto lämpenee, haihtuminen, sade ja kemialliset reaktiot lisääntyvät, mikä lisää kemiallisia reaktioita ja hiilen kerrostumista valtamerien sedimentteihin. Ilmaston jäähtyessä haihdunta on vähäisempää,

sateet vähenevät, ilmakehästä poistuu vähemmän hiilidioksidia ja kaasu kerääntyy ilmakehään uudelleen, ja ilmasto lämpenee. (Kump ym. 1999; Eronen 1991; Ochoa ym. 2005; NASA)

## 2.4 Kasvihuoneilmiö

Auringon säteilyenergia saavuttaa maanpinnan osittain suoraan ja osittain sirottuneena. Jotta Maan lämpötila pysyy muuttumattomana, täytyy sen säteillä osan saamastaan säteilystä takaisin avaruuteen. Maahan tuleva lyhytaaltoinen säteily läpäisee ilmakehän hyvin. Koska maanpinta ja ilmakehä ovat Aurinkoon verrattuna kylmiä säteilyn lähettäjiä, ne säteilevät energian pitkillä aallonpituuksilla muun muassa lämpösäteilynä, joka ei läpäise ilmakehää yhtä tehokkaasti. Jotkin ilmakehän kaasuista imevät tehokkaasti pitkäaaltoista säteilyä, mutta eivät lyhytaaltoista. Nämä kaasut saavat aikaan ilmakehässä kasvihuoneilmiön, ja niitä kutsutaan kasvihuonekaasuiksi. Kasvihuonekaasut pidättävät osan Maan lämpösäteilystä. Ilmakehän koostumuksen muutokset voivat siis aiheuttaa muutoksia ilmastossa. (Ochoa ym. 2005)

Kasvihuonekaasuista tärkeimpiä ovat vesihöyry ja hiilidioksidi, joiden pitoisuudet ovat selvästi muita suurempia. Muita kasvihuonekaasuja ovat muun muassa metaani ( $\text{CH}_4$ ), dityppioksidi ( $\text{N}_2\text{O}$ ) ja otsoni ( $\text{O}_3$ ). Luonnollinen kasvihuoneilmiö on merkittävä ilmastollinen tekijä, ja suurin osa ilmakehään jäävästä lämmöstä pidättyy vesihöyryn ja hiilidioksidin ansiosta. Ilmiö tekee ilmasta lähellä Maapallon pintaa noin  $33\text{ }^\circ\text{C}$  lämpimämpää kuin se muuten olisi. Maata lämmittää siis sekä auringon suora että ilmakehän kierrättämä lämpö. Kasvihuonekaasujen määrä voi nousta ja laskea luonnonprosessien seurauksena. (Salonen ym. 2002; Ochoa ym. 2005)

Pilvillä voi olla viilentävä vaikutus niiden heijastaessa auringonsäteilyä sekä lämmittävä vaikutus niiden pidättäessä maanpinnalta heijastuvaa säteilyä palaamasta takaisin avaruuteen (Barry & Chorley 1992).

## 2.5 Energian jakautuminen maapallolla

### 2.5.1 Tuulijärjestelmä

Maapallon laajassa tuulijärjestelmässä ilma kiertää ympäri maapalloa ja liikuttaa merien pintavesiä. Tämä maailmanlaajuinen ilmankierto saa energiansa auringonsäteilyn epätasaisesta jakautumisesta maanpinnalla. Säteilyerot riippuvat siitä, miten Maahan saapuva säteily kulkee ilmakehän läpi. Leveyspiiri vaikuttaa päivän pituuteen ja ilmakehän läpi kulkevan säteilyn matkaan. Keskimäärin auringon säteily kulkee lyhyemmän matkan ilmakehässä päiväntasaajan ympärillä kuin esimerkiksi napa-alueilla (Barry & Chorley 1992). Säteilyerot johtavat ilmanpaine-eroihin ja lämmön uudelleen jakautumiseen konvektion kautta. Lämmitessään ilma laajenee ja kohoaa luoden matalapaineen alueen. Ilman jäähtyessä se tiivistyy ja vajoaa, mikä luo korkeapaineen alueen. Ilma siirtyy korkeapaineesta matalapaineeseen, mikä havaitaan tuulena.

Ilmavirtaukset tasoittavat lämpötilaeroja maapallolla. Koska lämmin ilma on kevyempää kuin viileä, se nousee päiväntasaajalla ja se virtaa ylempänä ilmakehässä pohjoiseen ja etelään. Samaan aikaan ilma virtaa pohjoisilta ja eteläisiltä alueilta maanpintaa pitkin kohti päiväntasaajan matalapaineen aluetta. Tuulet eivät puhalla suoraan pohjoisesta tai etelästä, vaan niihin vaikuttaa Coriolis-ilmiö. Ilmiö kääntää pohjoisella pallonpuoliskolla ilma- ja merivirtaukset oikealle ja eteläisellä pallonpuoliskolla vasemmalle. Tämä johtuu Maan pyörimisestä akselinsa ympäri. Ilmavirran puhaltaessa pohjoisesta etelään kohti päiväntasaajaa, Maa sen alla on kääntynyt itään, jolloin ilma näyttää puhaltavan lounaaseen etelän sijasta. (Ochoa ym. 2005)



### 2.5.2 Merien kiertokulku

Merten kiertokululla on suuria vaikutuksia alueiden lämpötiloihin. Ilmakehän lämmittämän pintameriveden kulkeutuminen kohti napoja ja merten pohjalla olevan veden kierrättyminen ovat mekanismeja, joilla ylimääräinen lämpö kulkeutuu napoja kohti.

Valtameret edustavat valtavaa lämpövarastoa, joka imee lämpöä ilmakehästä joillakin alueilla ja vapauttaa sitä toisilla. Koska vesi lämpenee ja jäähtyy verrattain hitaasti, vesialtaat viilentävät tai lämmittävät ilmakehää kuukausien, vuodenaikojen tai vuosien aikajaksoilla. (Kump ym. 1999)

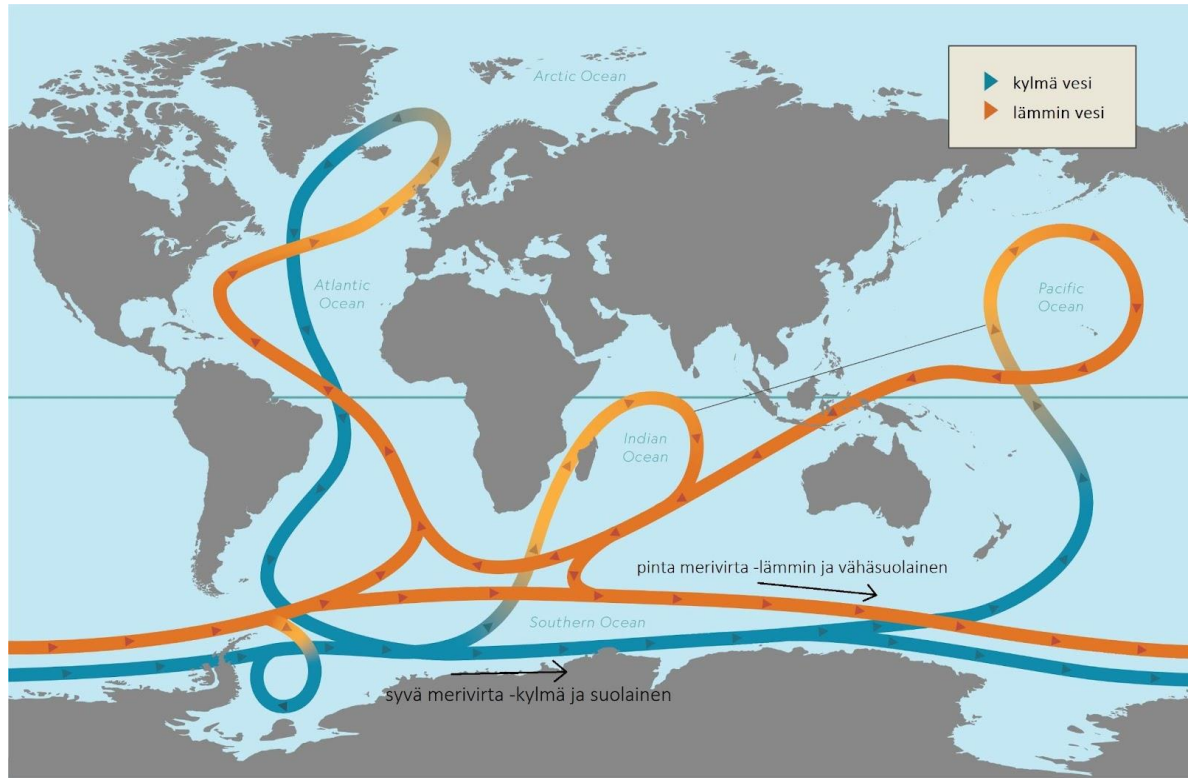
Merivirrat levittävät lämpöä ympäri maailmaa (Kuva 2). Pintamerivirtoja ohjaavat pääasiassa ilmavirrat. Kaksi länteen suuntautuvaa ilmavirtaa, päiväntasaajan virtaukset, nousevat päiväntasaajan pohjois- ja eteläpuolille pasaatituulten nostattamina. Coriolis-ilmiön vuoksi nämä virtaukset etääntyvät päiväntasaajasta kohti napoja, muodostaen myötäpäivään kulkevan suuren lenkin pohjoisen pallonpuoliskon jokaisessa päämerialtaassa ja vastapäivään kulkevan eteläisen pallonpuoliskon merialtaissa.

Pintamerivirrat hillitsevät ilmastoa kuljettamalla lämmintä vettä kylmiin paikkoihin ja kylmää vettä lämpimiin. Meret lämpenevät ja viilenevät hitaammin kuin maanpinnat, joten ne lieventävät lähellä olevien alueiden ilmastoa. Ne varastoivat lämpöä kesän aikana ja vapauttavat sitä vähitellen talven aikana. (Kump ym. 1999; Ochoa ym. 2005)

Toisenlainen merien kiertokulku, jota kutsutaan termohaliinikierroksi, saa energiansa meriveden tiheyseroista. Termohaliinikierron toiminta johtuu siitä, että Pohjois-Atlantilla ja Antarktiksella oleva kylmä ja suolainen vesi on tiheämpää kuin lämpimämpi, vähemmän suolainen vesi, ja tapaa vajota sen alle. Syvämpi vesi siirtyy sitten hitaasti kohti päiväntasaajaa, kun taas pienempien leveysasteiden lämpimämpi vesi siirtyy kohti napoja sen tilalle. Lopulta kylmä vesi löytää tiensä pintaan lämpimänä vetenä, josta tulee taas kylmää ja tiheää syklin jatkuessa. Siirtämällä lämmintä vettä alemmilta leveysasteilta korkeammalle, jotkin alueet pysyvät lämpimämpinä kuin ne muuten olisivat.

Termohaliinikierron katkeamisen seuraukset voivat olla vakavia. Pohjois-Atlanttinen kierto pysähtyi noin 12 900 vuotta sitten, mahdollisesti meren suolatasapainon

häiriintymisen takia, joka johtui liiallisesta makean veden tulvasta sulavasta jäädä. Seurauksena oli jäätiköitymisen ajanjakso eli nuorempi dryaskausi. Kymmenessä vuodessa tämä tapahtuma syöksi Maan nykyisiä lämpötiloja vastaavista lämpötiloista jääkaudelle. (Ochoa ym. 2005)



Kuva 2. Maapallon termohaliinikierto. Kierto siirtää lämpöenergiaa maapallolla. Se perustuu veden suolaisuus- sekä lämpötilaeroihin. Syvä merivirta kuljettaa kylmää suolaista vettä. Lämmin pinta merivirta kuljettaa lämmintä vähäsuolaista vettä. Nuolet ja kolmiot osoittavat merivirtojen kulkusuunnan. Muokattu National Geographic sivuston kuvasta (<https://www.nationalgeographic.org/activity/circulation-seas/#the-global-conveyor-belt>).

### 3 Vuorovaikutus

On hyvä ymmärtää, että jäätiköt eivät vain reagoi ilmaston muutoksiin, vaan ne myös vuorovaikuttavat ilmaston kanssa. Ilmastossa tapahtuville muutoksille on myös harvoin yhtä ainoaa syytä, vaan syynä on usein monen tekijän yhteisvaikutus.

Muutos ilmastojärjestelmän missä tahansa muuttujassa aiheuttaa palautteen, positiivisen tai negatiivisen. Positiivinen palaute vie ilmastojärjestelmää eteenpäin siihen suuntaan, mihin se oli jo menossa. Esimerkiksi lämpötilan lasku lisää jäätiköiden kasvua. Jää ja lumi heijastavat auringonsäteilyä paremmin kuin paljas maasto, mikä vahvistaa kylmenemistä. Negatiivinen palaute kääntää muutoksen suuntaa ja usein vakauttaa ilmastoa. Esimerkiksi lämpenevä ilmasto voi edistää fotosynteesiä ja siten vähentää hiilidioksidin määrää ilmakehässä, mikä hillitsee lämpenemistä. (Siegert 2001; Ochoa ym. 2005)

#### 3.1 Albedo

Osa maapallon pinnoista heijastavat suuren osan saamastaan auringonsäteilystä. Tällaisilla pinnoilla sanotaan olevan hyvä heijastavuusaste eli korkea albedo. Esimerkiksi tuoreella lumella on korkea albedo sen heijastaessa noin 80–90 % tulevasta säteilystä, eli sen albedo on 0,80–0,90. Tummallalla maaperällä ja lumettomien metsien albedon on puolestaan 0,05–0,15. Jäätiköiden korkea albedo on yksi maapallon ilmastoa jäähdyttävistä tekijöistä, sillä säteily mikä ei heijastu kappaleesta lämmittää sitä. (Nenonen & Hotakainen 2004; Ochoa ym. 2005).

Ilmaston kylmetessä manner- ja merijääpeitteet levittäytyvät. Peittyvät alueet muuttuvat alueiksi, jotka ylläpitävät korkeaa albedoa ympäri vuoden. Vuotuinen keskimääräinen albedo kasvaa, mikä johtaa sekä alueelliseen että globaaliin jäähtymiseen. Tuloksena mannerjäätiköiden levittäytyminen nopeutuu entisestään sekä myös alueille, jotka sijaitsevat lähempänä päiväntasaajaa. Jäätiköitymisen jatkuessa tarpeeksi pitkälle ja kun merkittävä osa mantereiden pinta-alasta on jäätiköiden peittämänä, eletään jääkautta.

Lumen ja jään korkeat albedot vaikuttavat moderniin ilmastonmuutokseen mutta ennen kaikkea niillä on tärkeä rooli glasiaali ja interglasiaali vaiheiden vaihtelussa. (Kump ym. 1999)

Maapallon albedo vaihtelee ajan myötä, ja se voi aiheuttaa muutoksia ilmastossa. Esimerkiksi jääkausilla on sisäänrakennettu positiivinen palaute. Lumella ja jäällä on korkea albedo, joten ne heijastavat enemmän auringonvaloa ja viilentävät maapalloa entisestään. Se puolestaan tuottaa lisää lunta ja jäätä, jotka heijastavat enemmän auringonvaloa. Prosessi kulkee myös toiseen suuntaan - lumen ja jään häviäminen johtaa suurempaan lämmön imeytymiseen maapallolla, mikä edistää ilmaston lämpenemistä. Albedo voi myös toimia ilmaston vakauttamiseksi. Esimerkiksi ilmaston lämpenemisen aikana haihtuu enemmän vettä mikä tiivistyy pilviksi. Pilvien ajatellaan heijastavan hyvin auringonvaloa. Toisaalta korkealla ilmakehässä olevat pilvet estävät lämpöä karkaamasta. (Ochoa ym. 2005)

Iso osa tulevasta auringonsäteilystä heijastuu takaisin ilmakehään ilman että se lämmittää maanpintaa. Merenpinnan heijastuskyky on hyvin pieni, ellei säteilyn tulokulma ole suuri. On hyvä muistaa, että se osuus maan pinnoille tulevasta lämpösäteilystä, joka ei heijastu suoraan takaisin avaruuteen, absorboituu kyseiseen kappaleeseen ja lämmittää sitä. Merillä tämä osuus on jopa noin 90 %, kun taas lumipeitteellä se on vain noin 15 %. (Barry & Chorley 1992)

### 3.2. Merenpinnan korkeuden muutokset

Muutokset jäätiköiden massoissa vaikuttavat meriveden korkeuteen. Koska jäätiköt ovat makean veden varastoja, lisääntynyt jäätiköityminen laskee meriveden pintaa, jäätiköiden sulaminen taas nostaa sitä.

Veden lämpölaajenemisella on myös osuutta meriveden korkeuden vaihteluihin. Pintameriveden lämpölaajenemisella on huomattavan pieni (1–5 cm/0,5 °C:n lämpötilan nousu) vaikutus verrattuna syvään meriveteen. Syvän meriveden 0,5 °C lämpötilan nousulla olisi paljon suurempi vaikutus meriveden korkeuteen. Lämpötilan nousuun kuluisi kuitenkin vuosikymmeniä, sillä termohaliinikierto on hyvin hidasta. Milankovicin

syklit voivat olla syynä syvän meriveden aiheuttamaan 5 m:n jaksolliseen meriveden pinnan vaihteluun.

Suurin tekijä meriveden pinnan korkeuden muutosten takana on kuitenkin mannerjäätiköt. Tällä hetkellä maapallon kahdella mannerjäätiköllä, Grönlannin mannerjäätiköllä ja Etelämantereen mannerjäätiköllä, on suurin vaikutus korkeuden muutoksiin. Grönlannin mannerjäätikkö käsittää tarpeeksi vettä nostamaan veden pintaa noin 7 metrillä. Etelämantereen mannerjäätikkö nostaisi pintaa jopa noin 60–70 metrillä sen sulaessa kokonaan. Mannerjäätiköiden erilaisten sijaintien takia ne reagoivat eri tavoilla ilmaston muutoksiin. Grönlannin mannerjäätikkö reagoi herkemmin muutoksiin lämpötilassa ja on alttiimpi sulamiselle sen sijaitessa lähempänä päiväntasaajaa. Etelämantereen mannerjäätikkö reagoi muutoksiin hitaammin ja saattaa paikoitellen jopa kasvattaa massaansa. Lämpötilan nousu voi lisätä jäätiköiden massaa, mikäli sadannan määrä kasvaa napa- ja vuoristoalueilla. (Kump ym. 1999; Nenonen & Hotakainen 2004)

### 3.3 Muutokset merivesien lämpötiloissa

Meriveden lämpötila säätelee lauttajäätiköiden sulamisnopeutta ja mahdollisesti jäävuoren poikimista. Meren lämpötilan kohotessa voi tapahtua jäätikön pohjan sulamista. Länsi-Etelämantereen mannerjäätikkö virtaa pääasiassa mereen ja muodostaa suuria lauttajäätiköitä, jotka ovat useasta kohdasta kiinni rannikon saarissa. Jo muutaman celsiusasteen lämpötilan nousu voi sulattaa tarpeeksi lauttajäätiköiden pohjaa, jolloin ne erkanevat täysin mantereesta. Mantereella oleva jäätikkö saattaa virrata mereen kiihtyvällä nopeudella. Nopeutunut virtaus aiheuttaa hankauslämpöä jäätikön pohjalle, jonne muodostuu vesikerros. Vesikerros tekee virtauksesta kitkattomampaa ja jäätikön nopeutunut virtaus saattaa ohentaa Länsi-Etelämantereen mannerjäätikköä nopealla tahdilla johtaen meriveden pinnan nousuun. Lauttajäätiköiden erkaantuminen mannerjäätiköstä johtaa niiden ajautumiseen merivirtojen mukana pienemmille leveysasteille. Lämpimissä vesissä jäälautat sulavat ja maapallon kokonaisalbedo vähenee. (Kump ym. 1999; Lunkka 2008; Ilmatieteen laitos)

### 3.4 Valtamerien kierron häiriintyminen

Jäätiköt ovat massiivisia makean veden varastoja. Niiden sulassa ne vapauttavat suuria määriä makeaa vettä, jotka voivat häiritä merien kiertokulkua. Termohaliinikierto perustuu meriveden tiheyseroihin eli veden kylmyyteen sekä suolaisuuteen. Termohaliinikierto saa lähtönsä, kun suolaiset kylmät vesimassat vajoavat Pohjois-Atlantilla. Jäätiköiden makea sulavesi on tiheää suolaisempaa syvää merivettä kevyempää eikä pääse painumaan ja virtaamaan sen läpi. Tämä voi häiritä termohaliinikiertoa tai jopa pysäyttää sen. Termohaliinikierron häiriintyminen vaikuttaa lämmön siirtymiseen maapallolla ja niin myös ilmastoon. Kierron tyrehtyminen keskeyttäisi myös pintamerivirtoja, jotka kuljettavat lämpöä. Seurauksena korkeiden leveysasteiden ilmasto viilenee. Vähitellen jäätiköt alkavat taas kasvaa sekä termohaliinikierto palautuu ennalleen.

Sulaveden alkuperällä on merkitystä ilmaston kannalta. Pohjoisen pallonpuoliskon jäätiköiden sulavedet heikentävät syväveden muodostumista Pohjois-Atlantilla ja viilentävät pohjoista ilmastoa. Lämmön virtaus Länsi-Euroopan tyrehtyy, mikä voi johtaa jäätiköiden levittäytymiseen Euroopassa. Etelämantereen sulavedet puolestaan voivat voimistaa termohaliinikiertoa mikä lämmittää Pohjois-Atlanttia. (Siegert 2001; Ochoa ym. 2005; Lunkka 2008; Gehrels 2010)

### 3.5 Kasvihuonekaasujen määrä ilmakehässä

Yksi ilmastojärjestelmän palautteista on ilmakehän vesihöyry pitoisuus. Vesihöyry on hyvä kasvihuonekaasu ja se esiintyy yleensä kaasumaisen ja nestemäisen olomuodon rajavyöhykkeellä. Jos ilmakehän lämpötila jostain syystä laskee, esimerkiksi jäätiköitymisen seurauksena, vesihöyry tiivistyy vedeksi tai lumeksi, jolloin ilmakehän vesihöyry pitoisuus laskee. Tämä puolestaan vähentää kasvihuoneilmiön vaikutusta ja alentaa Maan pintojen lämpötiloja entisestään.

Vastaavasti lämpötilan nousu lisää merien haihdunnan määrää. Haihdunnan kasvu tarkoittaa lisääntyvää sadantaa, mikä on otollista jäätiköiden kasvulle. Haihdunnan kasvu lisää ilmakehän vesihöyrypitoisuutta eli kasvihuonekaasujen määrää ilmakehässä. Voimaantunut kasvihuoneilmiö nostaa Maan pintalämpötiloja. Lisääntynyt haihdunta lisää myös pilvien muodostumista, jotka voivat heijastaa tulevaa auringonsäteilyä. (Kump ym. 1999; Ochoa ym. 2005)

Hiilidioksidia voi poistua luonnollisesti eri tavoilla ilmakehästä. Valtameret absorboivat hyvin hiilidioksidia, ja niin myös kallioperä. Karbonaatti- ja silikaattikivet reagoivat ilmakehässä olevan hiilidioksidin kanssa. Jos suuri osa meristä ja mantereista olisi lumen ja jään peittämänä, näiden kahden hiilinielun voimakkuus pienenesi huomattavasti. Tämä lisää kasvihuonekaasujen määrää ilmakehässä. Kasvihuonekaasujen pitoisuuksien kasvaessa tarpeeksi maapallon lämpötila lähtee hitaaseen nousuun.

Laajat jäätiköt peittävät myös muiden kasvihuonekaasujen lähteistä alleen. Esimerkiksi metaanin vapautuminen maaperästä ilmakehään estyy, jos maa on lumen ja jään peitossa ympäri vuoden.

Myös merenpinnan korkeus säätelee ilmakehän hiilidioksidipitoisuutta. Merenpinnan laskiessa matalien merien orgaanisia ja kalkkisedimenttejä paljastuu ilmakehän kaasuille. Hapettuessaan sedimentit vapauttavat ilmakehään hiilidioksidia, mikä lämmittää ilmastoja. Merenpinnan noustessa vähemmän sedimenttejä altistuu ilmakehän kaasuille ja tapahtuu vähemmän sedimenttien hapettumista. (Siegert 2001; Lunkka 2008; Turney 2008)

## 4 Yhteenveto

Maan ainutlaatuinen sijainti Aurinkoon nähden mahdollistaa muun muassa elämän ja erilaisten luonnonilmiöiden esiintymisen. Maan sisäisten rakenteiden ansiosta maankuorta syntyy sekä kierrättyä, mikä saa aikaan muun muassa erilaisia pinnan muotoja, tektonisia ilmiöitä ja mantereiden hitaan vaeltamisen.

Maapallolla on Auringon säteilemän lämpöenergian ansiosta elämälle otollinen lämpötila. Maan vastaanottama lämpö toimii ilmaston energianlähteenä ja ajaa esimerkiksi ilmakehän virtauksia sekä pintamerivirtoja. Ilmakehän kasvihuoneilmiö puolestaan pidättää kaikkea lämpöä karkaamasta ja ylläpitää maapallon lämpötilaa. Aineen ja hiilenkierto on tärkeä osa ilmastosysteemiä.

Mannerjäätiköiden sekä pienempien jäätiköiden esiintyminen riippuu suuresti mannerten ja sadannan sijoittumisesta maapallolla sekä alueen lämpötilasta.

Vaikka mannerjäätiköiden liikkeet ovat verrattain hitaita ja huonosti havaittavissa, niiden rooli ilmaston muokkaajana on suuri. Muun muassa jäätiköiden hyvä heijastuskyky ja niiden varastoimat vesimassat vaikuttavat suuresti ilmastoon. Muutokset jäätiköiden massoissa aiheuttavat esimerkiksi merenpinnan nousua tai laskua, muutoksia maapallon kokonaisalbedossa ja merivirtojen mahdollista häiriintymistä. Jäätikön massa riippuu ilmastosta, mutta se ei välttämättä kuvaa juuri sen hetken ilmastoa sillä mannerjäätiköt ovat valtavia jäämassoja, joiden reagointiajat voivat vaihdella suuresti.

Tarkasteltaessa muuttuvaa sekä tulevaisuuden ilmastoa ei siis voida sivuuttaa jäätiköiden roolia. Ihmisen aiheuttama moderni ilmastomuutos etenee huomattavasti nopeammin kuin historian luonnolliset ilmastosyklit. Siksi onkin tärkeä pohtia ilmastoon vaikuttavien muuttujien yhteyksiä ja niistä koituvia mahdollisia seurauksia.



## Lähdeluettelo

Barry, R. G. & Chorley, R. J., 1992. Atmosphere, Weather & Climate. Methuen & Co., London, 392 s.

Eronen, M., 1991. Jääkausien jäljillä. Ursa, Helsinki, 271 s.

Gehrels, R., 2010 Sea-level changes since the Last Glacial Maximum; an appraisal of the IPCC Fourth Assessment Report. Journal of Quaternary Science 25 (1), 26–38.

Grotzinger, J.P. & Jordan, T.H., 2010. Understanding Earth. Freeman com., New York, 654 s.

Kump, L.R., Kasting, J.F. & Crane, R.G., 1999. The Earth System. Prentice Hall, New Jersey, 351 s.

Lockwood, J. G., 1985. World Climatic Systems. Edward Arnold, London, 292 s.

Lunkka, J.P., 2008. Maapallon ilmastohistoria: kasvihuoneista jääkausiin. Gaudeamus Helsinki University Press, Helsinki, 286 s.

Mannerjäätiköt. Ilmatieteen laitos, Climateguide.fi. Saatavissa <https://www.climateguide.fi/artikkelit/mannerjaatikot> Viitattu 7.1.2023.

Nenonen, K., 2004. Mikä on jääkausi. Teoksessa: Koivisto, M. (toim.), Jääkaudet. WS Bookwell Oy, 233 s.

Nenonen, K. & Hotakainen, M., 2004. Jäätiköitymisen syyt ja ilmastonmuutokset. Teoksessa: Koivisto, M. (toim.), Jääkaudet. WS Bookwell Oy, 233 s.

Ochoa, G., Hoffman, J. & Tin, T., 2005. Climate: The force that shapes our world - and the future of life on Earth. Rodale, London, 288 s.

Paterson, W.S.B., 1981. The physics of glaciers. Oxford: Pergamon, Englanti, 380 s.

Ratia, A., 1996. Lohkareesta emäkallioon - jäätiköstä maaperäksi. Tammi, Helsinki, 222 s.

Salonen, V-P., Eronen, M. & Saarnisto, M., 2002. Käytännön maaperägeologia. Kirja-Aurora, Turku, 237 s.

Siegert, M.J., 2001. Ice Sheets and Late Quaternary Environmental Change. John Wiley & Sons, Chichester, 231 s.

Strahler, A., 2013. Introducing Physical Geography. Wiley, New Jersey, 641 s.

Sugden, D.E. & John, B.S., 1976. Glaciers and Landscape. Edward Arnold, London, 376 s.

The Slow Carbon Cycle. NASA, The Earth Observatory. Saatavissa <https://earthobservatory.nasa.gov/features/CarbonCycle/page2.php> Viitattu 19.12.2022.

Turney, C., 2008. Ice, mud and blood: lessons from climates past. Macmillan, London, 234 s.