

HELSINGIN YLIOPISTO
MATEMAATTIS-LUONNONTIETEELLINEN TIEDEKUNTA
ILMAKEHÄTIETEITTEN MAISTERIOHJELMA

Maisterintutkielma

Jääolot Pohjanlahdella menneinä ja tulevina lähivuosisikymmeninä

Erkkilä, Anttoni

Vesikehän geofysiikka

Ohjaaja: Jari Haapala ja Simo Siiriä

Tarkastajat: Jari Haapala ja Petteri Uotila 30. toukokuuta 2021

Tiedekunta/Osasto — Fakultet/Sektion — Faculty		Laitos — Institution — Department	
Matemaattis-luonnontieteellinen		Ilmakehätieteitten laitos	
Tekijä — Författare — Author			
Anttoni Erkkilä			
Työn nimi — Arbetets titel — Title			
Jäätilanne Pohjanlahdella menneinä ja tulevina lähivuosikymmeninä			
Oppiaine — Läroämne — Subject			
Vesikehän geofysiikka			
Työn laji — Arbetets art — Level		Sivumäärä — Sidoantal — Number of pages	
Pro gradu -tutkielma		45 s.	
Aika — Datum — Month and year			
Toukokuu 2021			
Tiivistelmä — Referat — Abstract			
Pohjanlahdesta oli toteutettu merimallilla NEMO ja jäämallilla LIM3 simulaatio, jonka tulosten perusteella käsiteltiin jään pinta-alaa, paksuutta ja esiintymisajankohtia vuosina 1975 – 2059. Pää tarkastelun kohteena olivat vuodesta 2006 alkavat tulokset. Sitä aiemmin malleja oli pakotettu ilmakehämallien tilastollisella historia-ajolla. Paksuuden osalta näitä historiatuloksia verrattiin havaitoihin neljältä rannikkoasemalta ja jäämalli todettiin riittävän luotettavaksi. Mallien ilmakehäpakoteet oli saatu kolmesta eri ilmakehäjärjestelmämallista ja kahdesta päästöskenaariosta. Havaittiin, että pienempien päästöjen tapauksessa jäätilanteissa ja sen trendeissä on huomattavia eroja sen mukaan, mitä minkä mallin tuottamaa ilmakehäpakotetta käytetään, mutta suuremmassa päästöskenaariossa tulokset ovat hyvin yhteneviä eri pakotteilla. Tuloksia käsiteltiin monessa tapauksessa todennäköisyysjakaumina poiketen aiemmista vastaavista Itämeren tutkimuksista, joissa on pääosin käytetty vain jäätilanteen mediaania. Pintaalojen todennäköisyysjakauma muodostettiin Gumbel-kertymäfunktion avulla, mikä mahdollisti aikasarjaa pitempien toistumisaikojen laskemisen ja paransi ääritulosten luotettavuutta. Tulosten perusteella Perämeren pohjoisosa jäätyy jokaisena talvena 2050-luvulla. Jään paksuus on enimmillään 80 cm ja mediaani on 50 cm. Lähes kaikissa tuloksissa Selkämeren eteläosassa on 2050-luvulla yli 50 %:n todennäköisyys jään esiintymiselle ja paksuuden mediaani on yli 10 cm. Jäätalven pituus lähellä 2050-lukua voi Perämeren pohjoisosassa ylittää usein 150 päivää, mutta muualla on lähempänä sataa päivää ja vaihtelee hyvin paljon. Laskettujen pinta-alajakaumien perusteella osa Perämerestä jäisi todennäköisesti aikavälillä 2006 – 2059 sulaksi ainakin kerran 30 vuodessa tai luultavammin kerran 20 vuodessa. Sen sijaan eri ilmakehäpakotteilla saadut tulokset vaihtelevat suuresti siinä, voiko koko Pohjanlahden olettaa jäätyvän lähellä 2050-lukua.			
Avainsanat — Nyckelord — Keywords			
Itämeri, merijää, Pohjanlahti			
Säilytyspaikka — Förvaringsställe — Where deposited			
Muita tietoja — Övriga uppgifter — Additional information			

Tiedekunta/Osasto — Fakultet/Sektion — Faculty		Laitos — Institution — Department	
Matemaattis-luonnontieteellinen		Ilmakehätieteitten laitos	
Tekijä — Författare — Author Anttoni Erkkilä			
Työn nimi — Arbetets titel — Title Jäätilanne Pohjanlahdella menneinä ja tulevina lähivuosisikymmeninä			
Oppiaine — Läroämne — Subject Vesikehän geofysiikka			
Työn laji — Arbetets art — Level Pro gradu -tutkielma	Aika — Datum — Month and year Toukokuu 2021	Sivumäärä — Sidoantal — Number of pages 45 s.	
Tiivistelmä — Referat — Abstract Gulf of Bothnia was simulated with NEMO sea model and LIM3 sea ice model. The results were used to count ice area, ice thickness, ice season length and the dates for freezing and thawing. Results contained years from 1975 to 2059 but only years from 2006 were mostly used. Before 2006 the model was forced with a statistical history run. It was compared to thickness observations and the ice model was considered reliable enough. Atmospheric forcings became from three earth system models and two emission scenarios. With smaller emissions results about ice conditions and its trends vary between model runs with different forcings a lot more than with higher emissions. In many cases a probability distribution was used on results unlike on earlier similar researches which have mostly used only medians of ice parameters. Probability distribution for ice area was made using cumulative Gumbel probability distribution which enabled counting time periods longer than the time series. It also increased the reliability of extreme results. According to the results the northern part of the Bay of Bothnia freezes in every winter at 2050s. Ice thickness is 80cm at the most and median is 50cm. In almost every result southern part of the Bothnian Sea has over 50% chance for ice to occur and the median of thickness is more than 10cm. Length of the ice season close to 2050s can exceed 150 days often at the northern Bay of Bothnia but elsewhere it is closer to 100 days and varies a lot. The counted probability distributions for ice area let us suspect that a part of the Bay of Bothnia would remain unfrozen at least once every 30 years or more probably every 20 years in years from 2006 to 2059. In contradiction, not much can be said about large areas, because results vary a lot about whether the whole Gulf of Bothnia can be expected to freeze close to 2050s.			
Avainsanat — Nyckelord — Keywords Itämeri, merijää, Pohjanlahti			
Säilytyspaikka — Förvaringsställe — Where deposited			
Muita tietoja — Övriga uppgifter — Additional information			

Sisältö

1	Johdanto	1
1.1	Jääolot Pohjanlahdella	1
1.1.1	Jään esiintyminen ja paksuus	1
1.1.2	Jään ominaisuudet	2
1.2	Havaitut muutokset jääoloissa	3
1.3	Arviot tulevaisuuden jäätilanteesta	3
1.3.1	Jään pinta-ala	4
1.3.2	Jään paksuus	4
1.3.3	Jäätalven pituus ja ajankohta	5
1.4	Tutkielman tavoitteet ja sisältö	5
2	Menetelmät	7
2.1	Käytetyt mallit	7
2.1.1	Mallien osat	7
2.1.2	Päästöskenaariot	7
2.2	Jäämalli LIM3	8
2.2.1	Jäämallin dynamiikka	8
2.2.2	Jäämallin termodynamiikka	10
2.3	Tutkittavien suureitten määrittely	11
2.4	Tilastolliset menetelmät	12
2.4.1	Trendit	12
2.4.2	Gaussin alipäästösuo-datin	12
2.4.3	Kertymäfunktio	13
2.5	Käytetty data	15
3	Tulokset	17
3.1	Pinta-alan vuosimaksimit	17
3.1.1	Vuosimaksimien yleispiirteet	17
3.1.2	Kertymäfunktion sovitus	19
3.1.3	Pinta-alojen toistumisajat	20
3.2	Kiintojään paksuuden vuosimaksimit	24
3.2.1	Historia-ajot ja havainnot	24
3.2.2	Arviot tulevaisuudesta	27
3.3	Jäätalven ajankohdat	30
3.3.1	Jäätalven pituus	30
3.3.2	Jäätalven alkamis- ja päättymisajat	33
4	Keskustelu	39
5	Päätelmät	41

1 Johdanto

Merijää vaikuttaa merkittävästi meren ja ilman väliseen lämmönvaihtoon, meren eliöstöön ja merenkulkuun. Sen esiintyvyys ja muutokset kuvaavat myös paikallisen ilmaston tilaa ja kehitystä. Itämeren jääalueesta on tehty säännöllisiä havaintoja rannikkoasemilla 1800-luvun lopulta alkaen (Vihma ja Haapala 2009) ja tulevaisuudesta on tehty useita arvioita, jotka usein päättyvät vuoteen 2100. Näissä on kuitenkin tutkittu vain keskilukuja, vaikka talvien ankaruus vaihtelee myös satunnaisesti. Tässä tutkielmassa on käsitelty jäätilanteen todennäköisyyksiä Pohjanlahdella, joka sijaitsee noin leveyspiireillä 60 °N – 66 °N.

1.1 Jääolot Pohjanlahdella

1.1.1 Jään esiintyminen ja paksuus

Talvisin Itämerellä jää peittää koko Perämeren, mistä poikkeuksia on ollut talvina 2014 – 2015 (Uotila, Vihma ja Haapala 2015) ja 2019 – 2020 (Vainio 2020) sekä mahdollisesti 1929 – 1930. Selkämerellä 1900-luvun havainnot Raumalla (61 °N) osoittavat yli 90 %:n todennäköisyyden jään esiintymiselle (Jevrejeva ym. 2004) ja vuoteen 1984 päättyvässä havaintosarjassa vastaava todennäköisyys on 100 % (Leppäranta ja Ari Seinä 1985). Leutoina talvina Selkämeri saattaa jäädä rannikkoa lukuun ottamatta jäätymättä ja Ruotsin rannikolla jäätymisen todennäköisyys on pienempi kuin Suomen (Myrberg, Kuosa ja Leppäranta 2006).

Yleensä Itämerestä jäätyy ensin Perämeren pohjoisosa ja samoihin aikoihin jäätyy myös Suomenlahden itäosa (Thomas 2017). Jäätymisen keskimääräinen ajankohta on Kemissä marraskuun alkupuolella, Vaasassa marraskuun loppupuolella ja Raumalla joulukuun puolivälissä (Jevrejeva ym. 2004). Jäätymisajankohdan keskihajonta kasvaa etelään päin ollen Kemissä 14 päivää, Vaasassa 17 ja Raumalla 22 (Leppäranta ja Ari Seinä 1985). Kemissä ja Vaasassa aikaisin jäätyminen 1900-luvulla oli lokakuun alussa ja Raumalla lokakuun lopussa (Jevrejeva ym. 2004). Myöhäisimmät jäätymiset olivat näissä paikoissa joulukuun loppupuolella, tammikuun lopulla ja helmikuun puolivälissä. Yleisesti Itämerellä myöhäisimpien havaittujen jäätymisten ajankohta vaihtelee paikkojen välillä enemmän kuin aikaisimpien jäätymisten.

Jäätalven keskipituus on pisimmillään pohjoisella Perämerellä. Havainnoissa 2000-luvulta kauden kesto on ollut pohjoisessa keskimäärin 157 päivää ja Merenkurkussa pienin keskimääräinen kauden kesto on 69 päivää, mutta yleisesti kuitenkin Suomen rannikolla kauden pituus on 120 päivän luokkaa Perämerellä (Ronkainen ym. 2018). Pitemmät aikasarjat 1900-luvulta osoittavat jääkauden kestävän Kemissä yleensä noin 180 päivää (Launiainen ym. 2002) ja Vaasassa noin 150 päivää kymmenen vuoden keskiarvon vaihdellessa kymmenen päivää molempiin suuntiin. Raumalla vaihteluväli 10 vuoden keskiarvossa on 100 – 130 päivää. Kokkolan Tankar on selvästi Vaasan pohjoispuolella, mutta jääkausi on yleensä 10 – 20 päivää lyhempi. Samalla tavalla Kaskinen eroaa Raumasta vaikka on selvästi sen pohjoispuolella.

Kiintojään paksuuden vuosimaksimit ovat Kemissä noin 70 cm ja kymmenen vuoden keskiarvojen vaihteluväli on noin 80 – 65 cm (Launiainen ym. 2002). Eteläisimmässä

Perämerellä paksuus on 50 cm:n luokkaa. Selkämerellä vaihtelu on suurta ja Raumalla kymmenen vuoden keskiarvoja on välillä 55 – 30 cm ja Saaristomerellä Kihdissä 25 cm. Lyhempi aikasarja 2000-luvulta osoittaa jään paksuuden olevan Kemissä 50 cm luokkaa ja muuten Perämerellä Suomen rannikolla noin 25 – 30 cm ja Ruotsin rannikolla 15 – 20 cm (Ronkainen ym. 2018). Helikoptereista sähkömagneettisella menetelmässä mitattu jään paksuus on paljon suurempaa ja perämerellä usein tämä paksuus on metrin luokkaa (Ronkainen ym. 2018). Helikoperidata ei rajoitu termodynaamisesti kasvaneeseen jäähän, vaan sisältää myös dynaamisesti paksuunutta jäätä, joka voi olla selvästi paksumpaa.

Perämerellä ja varsinkin Kemissä jääolosuhteet saattavat poiketa paljonkin muista alueista (Launiainen ym. 2002). Talvena 2019 – 2020 havaittiin siihenastisista pienin Itämeren jään maksimipinta-ala eli talvi oli tässä suhteessa ennätyksellisen leuto. Suomenlahdella jäätä ei juurikaan esiintynyt muualla kuin itäosassa, mistä se myös suli ennätyksellisen varhain. Kuitenkin Perämerellä jäätalvi kesti viisi viikkoa tavanomaista pitempään (Vainio 2020).

1.1.2 Jään ominaisuudet

Itämeri eroaa valtameristä paitsi jään kausittaisuuden myös veden ja jään vähäsuolaisuuden suhteen, mikä muuttaa jään termodynamiikkaa suolaisempaan jäähän verrattuna. Suolainen jää sisältää jäätymispisteessä olevaa nestemäistä suolavettä (Thomas 2017), jonka väkevyys riippuu lämpötilasta. Suolavesitaskut vaikuttavat jään lämmönjohtavuuteen. Lisäksi jään ominaislämpökapasiteetti riippuu suolaisuudesta, koska lämpötilan kasvaessa suolavesitaskuihin sulaa lisää vettä niin, että liuos laimenee pysyen jäätymispisteessä (Schwerdtfeger 1963), joka on korkeampi laimeammalla suolaliuoksella. Tästä johtuen suolainen jää on sulanut kokonaan lämmitettyään veden sulamispisteeseen eikä sulattamiseen tarvita enempää energiaa (Bitz ja Lipscomb 1999).

Pohjanlahdellakaan jää ei ole suolatonta, mutta vähäsuolaisuudella voi olla merkitystä jään halodynaamisten prosessien mallintamisessa. Suolaisesta jäästä valuu ajan kuluessa suolaista vettä pois olosuhteista riippuvalla nopeudella, mistä johtuen jään suolaisuus on syvyyden ja ajan funktio. Itämerellä erityisesti jokien lähellä saattaa olla kuitenkin ongelmallista hyödyntää halodynaamiikan parametrisointia ja olla parempi asettaa jäälle vakiosuolaisuus koko malliin (Pemberton ym. 2017). Jään suolaisuus on Pohjanlahdella tyypillisesti 0,5 yksiköstä (PSU) lähes nollaan (Mats A Granskog, Martma ja Vaikmäe 2003).

Itämeren jäätä suuri osuus on kohvajäätä. Kiintojäällä Suomen rannikolla kohvajään osuus paksuudesta on talven aikana keskimäärin 23 % Perämerellä, 26 % Selkämerellä ja 35 % Suomenlahdella ja Saaristomerellä (M. Granskog, Kaartokallio ja Shirasawa 2003). Kahden jälkimmäisen välillä on suuri ero, koska kohvajäätä on suunnilleen yhtä paksusti, mutta teräsjäätä selvästi vähemmän Suomenlahdella ja Saaristomerellä kuin Selkämerellä. Teräsjään paksuus on suurempi seuraus lämpötilasta kuin kohvajään ja siksi siirtyminen lämpimämpään ilmastoon vaikuttaa enemmän teräsjään kuin kohvajään paksuuteen ja etelämmässä kohvajään osuus kasvaa. Samaa voi soveltaa myös ajan kuluessa muuttuvassa ilmastossa.

Itämeren vesi on murtovettä, joten vesi on tiheimmillään jäätympisteen yläpuolella. Veden pintasuolaisuus vaihtelee Selkämerellä viidestä kuuteen ja Perämerellä kahdesta neljään yksikköön (psu) vähentyen pohjoista kohti ja koko Pohjanlahdella suolaisuus muuttuu syvyyden suhteen vain vähän (Myrberg, Kuosa ja Leppäranta 2006). Kylmin vesi ei siten painu pohjalle tai mahdolliseen halokliiniin asti vaan kylmin vesi jää pinnalle vesipatsaan jäähdyttyä ensin tiheysmaksimin lämpötilaan. Itämeren tutkimuksessa jäätyksen (T_f) ja maksimitiheyden (T_m) lämpötilalle voidaan käyttää yleensä lineaarisia riippuvuuksia suolaisuudesta (1.1), joitten mukaan esimerkiksi suolaisuuden ollessa neljä yksikköä jäätymis- ja maksimitiheyspisteet ovat $-0,22\text{ °C}$ ja $3,12\text{ °C}$.

$$T_f = -0,055 \cdot 10^3 S \qquad T_m = 3,98 - 0,216 \cdot 10^3 S \qquad (1.1)$$

1.2 Havaitut muutokset jääoloissa

Perämerellä ja varsinkin Kemissä jään paksuudessa on ollut kasvava trendi 1920 – 1980 luvuilla (Launiainen ym. 2002). Kemissä keskimääräinen paksuus oli 1920-luvulla noin 65 cm ja 1980-luvulla 75 cm. Muualta Pohjanlahdella ei ole yhtä pitkää jatkuvaa aikasarjaa, mutta 1900-luvun alku- ja loppupäissä tehdyt havainnot Raumalta ja Kokkolan Tankarista eivät osoita selvää trendiä. Molemmissa on vuosina 1980 – 1990 nähtävissä selvä vähenemä paksuudessa, mutta tämä on liian lyhyt aikasarja ilmastollisen trendin toteamiseen. Vuosina 1950 – 2010 nouseva trendi on ollut Kemissä 2 cm / 100 vuotta eli vähemmän kuin alkuvuosisadalla (Ronkainen ym. 2013). Havainnot koko 1900-luvulta osoittavat kasvavan trendin olevan Kemissä 12 cm / 100 vuotta ja että trendi on tilastollisesti merkitsevä (Jevrejeva ym. 2004). Suomenlahdella on sen sijaan tilastollisesti merkitsevä laskeva trendi Helsingissä ja Loviisassa, jonka suuruus on 25 cm / 100 vuotta. Yhtenäistä trendiä ei ole jään paksuudessa Itämerellä.

Erittäin ankaria jäätalvia ei ole esiintynyt Itämerellä 1980-luvun jälkeen (Luomaranta ym. 2014). Sellaisena talvena jäätä olisi Itämerellä $345\,000\text{ km}^2$ eli noin 82 % Itämeren pinta-alasta. Koko Itämeri on jäätynyt viimeksi vuonna 1987.

1.3 Arviot tulevaisuuden jäätilanteesta

Jäätilanteen tulevaisuutta Itämerellä on tutkittu muun muassa siksi, että se vaikuttaa merenkulkuun ja jäänmurtaajien tarpeeseen. Yleisesti jään määrän arvioidaan vähenevän merkittävästi, mutta ei ole todennäköistä, että vuoteen 2100 mennessä tulisi talvea, jolloin koko Itämeri on jäätön (Höglund ym. 2017, Luomaranta ym. 2014, Meier 2006). Itämeren veden lämpeneminen yhdellä asteella pienentää jääaluetta noin $45\,000\text{ km}^2$:llä (Myrberg, Kuosa ja Leppäranta 2006). Lähinnä vuosien 2070 – 2099 tilanteeseen painottuva tutkimus Itämeren jäätilanteesta on tehty aiemmin samankaltaisella simulaatiolla kuin tässä, mutta vain Max Planck ja EC-Earth -mallien ilmähäpäakotteilla (Höglund ym. 2017).

1.3.1 Jään pinta-ala

Päästöskenaariossa RCP 4.5 (selitetty kohdassa 2.1.2) Itämeren jään pinta-alan on arvioitu laskevan $10\,000\text{ km}^2$ / 10 vuotta ja RCP 8.5:ssä $15\,000\text{ km}^2$ / 10 vuotta (Höglund ym. 2017). Aikavälillä 2070 – 2099 RCP 4.5 -skenaariossa keskimääräisenä talvena Selkämeri on osittain jäätön ja mallista riippuen osa Riianlahdesta, Suomenlahti ja Perämeri ovat jäässä. Skenaariossa RCP 8.5 Riianlahti on lähes kokonaan jäätön ja samoin suuri osa Suomenlahtea. Mallista riippuen Perämeri on kokonaan jäässä tai keskeltä sula. Selkämerellä on jäässä vain rannikkoa pohjoisessa ja Saaristomerellä Suomen ja Ahvenanmaan välillä.

Keskimääräistä suurempien pinta-alojen arvioidaan pienentyvän nopeammin kuin keskimääräisten pinta-alojen (Luomaranta ym. 2014), mutta suhteellinen muutos on melko samansuuruista eri esiintymistodennäköisyyksillä. Skenaariossa RCP 8.5 pinta-alojen arvioidaan puolittuvan välillä 2025 – 2070 ja RCP 4.5 -skenaariossa niitten arvioidaan laskevan tuolla välillä noin 70 %:in alkutilanteesta.

Ajassa eteenpäin mentäessä eri mallien väliset eroavuudet pinta-alojen suhteen vähenyvät RCP 8.5 -skenaariolla, mutta RCP 4.5 -skenaariossa näin ei tapahdu ja erot mallien välillä pysyvät suurempina kuin RCP 8.5:ssä (Luomaranta ym. 2014). Vuonna 2020 pinta-alojen mediaanin keskihajonta on molemmissa skenaarioissa $20\,000\text{ km}^2$:n luokkaa mallien välillä, mutta vähenee $14\,000\text{ km}^2$:in vuoteen 2080 mennessä RCP 8.5:ssä. Tuolloin pinta-alojen mediaani eri malleissa on noin $48\,000\text{ km}^2$.

Mallien välinen hajonta pinta-alan mediaanissa 2040-luvulla on $120\,000 - 50\,000\text{ km}^2$ RCP 8.5:ssä ja $150\,000 - 50\,000\text{ km}^2$ RCP 4.5 -skenaariossa käytettäessä 28 eri ilmähämallia (Luomaranta ym. 2014). Vastaavasti pienin 5 % pinta-alasta vaihtelee välillä $50\,000 - 25\,000\text{ km}^2$ ja $75\,000 - 25\,000\text{ km}^2$. Suhteessa Itämeren pinta-alaan tämä on pientä vaihtelua, mutta suurin osa jäästä on tuolloin Pohjan- ja Suomenlahdella, jolloin tämä vaihtelu on merkittävämpää suhteessa koko alueen pinta-alaan.

Skenaarion RCP 8.5 kaltaisessa vanhemmassa SRES A2 -päästöskenaariossa Meier 2006 ei löytänyt malleista jäätöntä talvea vuoteen 2100 mennessä, mutta jään pinta-ala riippuu ilmaston lisäksi sattumasta ja leutoa talvea 1992 vastaava poikkeama vuosien 2071 – 2100 ilmastossa olisi yhden mallin mukaan tässä skenaariossa ollut jäätön (Meier 2006).

1.3.2 Jään paksuus

Kiintojään paksuus Luulajassa Ruotsissa $65,35^\circ\text{N}$ on yli 50 cm noin helmi-maaliskuusta toukokuuhun nykyisessä tilanteessa (Höglund ym. 2017). Jää on synnyttyään noin kuukauden alle 30 cm paksua, toisen kuukauden alle 50 cm paksua ja suuren osan lopputalvesta toukokuuhun saakka yli 50 cm. RCP 4.5 -skenaariossa tämän ei ennakoida muuttuvan merkittävästi vuoteen 2050 mennessä lukuun ottamatta joitain talvia, jolloin paksuin jää voi jäädä pois. Skenaariossa RCP 8.5 vuoteen 2050 saakka jään paksuus pysyy usein välillä 30 – 50 cm nykyistä pitemmälle talveen, mutta vuosittainen vaihtelu on suurta.

Vuoteen 2100 mennessä yli 50 cm paksu jää on harvinaistunut Luulajassa RCP 4.5 -skenaariossa ja RCP 8.5:ssä se on jäänyt kokonaan pois. Tässä skenaariossa talven

paksuin jää on tuolloin usein alle 30 cm, mutta usein myös 30 – 50 cm. Skenaariossa RCP 4.5 ei ole talvia, jolloin jään maksimipaksuus jäisi 30 cm:n alapuolelle Luulajassa (Höglund ym. 2017). Paksuuden trendi on RCP 4.5 ja 8.5 -skenaarioissa mallista riippuen -3 – -4 tai -5 – -6 cm / 10 vuotta Luulajassa.

Kemissä eri malleista saatavat tulokset jään paksuudelle 2020-vuosikymmenellä vaihtelevat noin välillä 70 – 90 cm vähän ylittäen molemmat vaihteluvälin päät. Vuosikymmenellä 2050 paksuus on pudonnut välille 30 – 75 cm RCP 8.5:ssä ja välille 35 – 85 cm RCP 4.5:ssä (Luomaranta ym. 2014). Kuitenkin vaihteluvälin yläpäähän osuvia malleja on huomattavasti enemmän niin, että keskiarvot ovat tuolloin 55 cm ja 70 cm. Osassa malleista laskeva trendi on siis selvästi suurempi kuin toisissa.

Merijään paksuudessa Pohjanlahden rannikolla 2040-vuosikymmenellä on noin 10 cm eroja RCP 4.5:n ja 8.5:n välillä. Etelämpänä Itämerellä näissä näkyy selvä ero siinä, millä alueella jäätä ei enää esiinny (Luomaranta ym. 2014). Pohjanlahden rannikolla RCP 4.5:ssä jään paksuus laskee Perämeren pohjoisosan 70 cm:stä noin 20 cm:in Selkämeren eteläosassa. Merenkurkussa Perä- ja Selkämeren välillä paksuus on noin 30 – 40 cm.

1.3.3 Jäätalven pituus ja ajankohta

Jäätalven pituuden ja ajankohdan tulevaisuuteen on tutkimuksissa keskitytty vähemmän kuin jään paksuuteen ja pinta-alaan. Perämerellä jäätalven kesto muuttuu vähemmän kuin Selkämerellä ja Suomenlahdella muutoksen suuruus on näitten välissä (Höglund ym. 2017). Laskevan trendin suuruus on Perämerellä mallista riippuen 2 tai 5 päivää kymmenessä vuodessa ja Selkämerellä 2 tai 6 RCP 4.5:ssä. Skenaariossa RCP 8.5 trendi on 7 tai 9 päivää kymmenessä vuodessa Perämerellä ja 7 tai 10 Selkämerellä. Jos huomioidaan 95 %:n todennäköisyysväli, edellisiin arvoihin saadaan vaihteluväliä Perämerellä noin ± 1 d / 10 vuotta ja Selkämerellä $\pm 1,5$ d / 10 vuotta.

1.4 Tutkielman tavoitteet ja sisältö

Tässä tarkastellaan, millaisena Pohjanlahden jäätilanteen tulevaisuusnäkymä näyttäytyy simulaatioissa jään paksuuden ja pinta-alan vuosimaksimien sekä esiintymisajankohtien osalta. Termodynaamisesti kasvaneen jään paksuutta ja jäätalven ajankohtaa tarkastellaan kuudessa sijainnissa Pohjanlahden rannikolla, joitten on tarkoitus antaa kokonaiskuva Pohjanlahden rannikon tilanteesta. Tavoitteena on luoda yleiskuva mallien ennustamasta tilanteen kehityksestä selvittäen myös, missä eri mallit yhtenevät ja missä eivät.

Tarkastelu toteutetaan todennäköisyysjakaumia käyttäen. Joissakin aiemmissa tutkimuksissa on haettu tiettyjä luottamusvälejä, mutta vastaavia todennäköisyysjakaumia on Itämerellä julkaistu ennen vain havainnoista. Apuna käytetään Gumbel-kertymäfunktioita silloin, kun se on hyödyllistä ja riittävän helposti mahdollista, missä mielessä tämä myös poikkeaa aiemmista vastaavista tutkimuksista.

Jäätilannetta on simuloitu RCP 4.5 ja RCP 8.5 -päästöskenaarioilla vuosina 2006 – 2059, minkä lisäksi on käytettävissä havaintoja paksuudesta sekä mallin historia-ajo

vuosilta 1975 – 2005, joka kuvaa tilastollisesti kyseisen aikavälin tilannetta eikä pyri saamaan yksittäisiä vuosia havaitun laisiksi. Simulaatio oli toteutettu käyttäen NEMO-merimallia ja LIM3-jäämallia. Ilmakehän pakotteet saadaan kolmesta eri mallista, joihin liittyviä tuloksia tässä tarkastellaan erikseen sikäli kuin ne eroavat toisistaan. Vaikka ilmastomallit ovat tuloksien kannalta hyvin merkittävät, niitten toiminta ja luotettavuuden arviointi on kokonaan toinen aihepiiri ja rajataan siksi tämän ulkopuolelle. Tutkimuskysymys on siis varsinaisesti, että jos jonkin ilmakehämallin tilanne toteutuisi, millaisen vastineen se aiheuttaisi Pohjanlahden merijäässä ja miten eri tulokset vertautuvat keskenään.

2 Menetelmät

2.1 Käytetyt mallit

Mallien toiminta kuvataan vain suurpiirteisesti, koska tässä tutkielmassa on käsitelty vain valmiista simulaatiosta saatua dataa eikä simulaation tarkempi toiminta kuulu siksi aihepiiriin. On kuitenkin hyödyllistä tuntea mallien pääpiirteet, jotta tuloksia voidaan ymmärtää paremmin, koska mallit eivät kuvaa todellisuutta tarkasti.

2.1.1 Mallien osat

Ilmakehäjärjestelmän eri komponentteja kuvataan kutakin eri mallilla. Tässä oleellisin on jäämalli LIM3, jonka toimintaa käsitellään tarkemmin kuin muitten osien. Jäämalli on vuorovaikutuksessa merimallin kanssa, joka tässä on NEMO (Madec ym. 2017). Muut mallit eivät vuorovaikuta näitten kanssa, vaan niitten tulokset on syötetty malliin vain pakotteena. Näin ollen meri- ja jäämallien tuottamat tulokset eivät voi muuttaa ilman lämpötilaa, säteilypakotetta, sadantaa, valuntaa tai muita meren ulkopuolelta tulevia tekijöitä.

Pakotteen luovista malleista kerrotaan viitteissä ja tässä ne vain mainitaan. Simuloidaessa vain Pohjanlahtea meren eteläosaan jää avoin reuna eli meri jatkuu mallin ulkopuolelle. Tiedot avoimen reunan tilasta ovat peräisin epätarkemmasta koko Itämeren simulaatiosta Rossby Center Ocean (RCO) -merimallilla sellaisena kuin Saraiva ym. 2019 kuvasivat kyseisen mallin. Jokien virtaamat ovat peräisin Euroopan laajuisesta hydrologisesta E-HYPE-mallista (Hundecha ym. 2016). Ilmakehäpakotteet on saatu kolmesta ilmakehäjärjestelmämallista, jotka ovat Max Planck -instituutin malli (Stevens ym. 2013), EC-Earth V2.2 (Hazeleger ym. 2012) ja Met Office Hadley Centre -malli (C. Jones ym. 2011).

2.1.2 Päästöskenaariot

Kaikki kolme ilmakehämallia on toteutettu kahdella eri päästöskenaariolla RCP 4.5 ja RCP 8.5. Nämä ovat mahdollisia näkymiä kasvihuonekaasujen pitoisuuksien kehityksestä ilmakehässä vuoteen 2100 asti (Van Vuuren ym. 2011). Luku RCP:n (Representative Concentration Pathway) perässä tarkoittaa maapallon säteilypakotetta (W / m^2) vuonna 2100, johon kyseisen päästöskenaarion katsotaan johtavan eli pienempi luku RCP:n perässä tarkoittaa pienempiä päästöjä.

RCP 8.5 on skenaario, jossa päästöjä ei pyritä vähentämään ja ne kasvavat vuosisadan loppuun saakka saavuttaen noin kolminkertaisen tason nykyiseen verrattuna hiilidioksidin ja metaanin osalta sekä kaksinkertaisen tason typpioksiduulin osalta. RCP 4.5:ssä hiilidioksidipäästöt kasvavat hitaasti vuoteen 2040 asti ja sitten vähenevät noin puoleen nykyisestä metaani- ja typpioksiduulipäästöjen pysyessä suunnilleen samana koko ajan. Näissä tilanteissa kaasujen pitoisuudet kehittyvät niin, että vuonna 2060 hiilidioksidipitoisuudet skenaarioissa ovat 600 ja 500 ppm, metaanipitoisuudet ovat noin 3100 ja 1800 ppb, kun se nykyään on noin 1800 ppb ja typpioksiduulin pitoisuus on kasvanut nykyisestä 320 ppb:stä 380:en tai 350:en ppb:hen (Van Vuuren ym. 2011).

2.2 Jäämalli LIM3

Jäämallin LIM3 (Vancoppenolle ym. 2012) dynaamiseen puoleen kuuluvat jään liike ja muodonmuutokset. Termodynamiikka sisältää lämmönjohtumisen, olomuodonmuutokset ja suolaisuuden muutokset. Mallissa jään ominaisuudet kuten lämpötila voidaan jakaa pystysuunnassa useaan kerrokseen eli voidaan käyttää suurempaa pystyresoluutiota kuin yksi. Jään pinnalla voi olla vielä lumikerros, jonka ominaisuuksia ei voi jakaa pystysuunnassa. Jään voisi myös jakaa eri paksuusluokkiin, mutta tässä simulaatiossa jää oli vain yhtenä paksuusluokkana.

2.2.1 Jäämallin dynamiikka

Dynamiikka sisältää jäämallissa yhtälön liikemäärän säilymiselle (2.1), josta jään liike lasketaan.

$$m \frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = \nabla \cdot \sigma + A(\bar{\tau}_a + \bar{\tau}_w) - m f \hat{k} \times \bar{u} - m g \nabla \eta \quad (2.1)$$

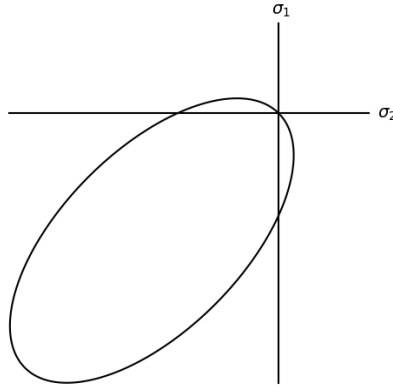
Tässä m on massa jaettuna yksikköpinta-alalla, $\bar{u}$ on nopeusvektori σ on jään sisäinen jännitystensori, A on jään peittävyys $\bar{\tau}_a$ ja $\bar{\tau}_w$ ovat ilman ja veden kohdistamat pakotteet, f on coriolistekijä, $\hat{k}$ on ylöspäin osoittava yksikkövektori, g putoamiskiihtyvyys ja η on merenpinnan korkeuden erotus nollatasosta.

Yhtälön termit tunnetaan joko valmiiksi kuten merenpinnan kaltevuus tai saadaan helposti laskettua suoraviivaisella kaavalla kuten ilman ja veden pakotteet. Poikkeus on jään sisäinen jännitystensori, jonka määrittämiseksi jään reologiaa on käsiteltävä tarkemmin. Laskeminen suoritetaan LIM3:ssa elastis-viskoplastista reologiaa käyttäen (Hunke ja Dukowicz 1997). Näin saadut tulokset palautuvat viskoplastisen reologian mukaisiksi, vaikka laskemisessa hyödynnettiin elastisuutta. Kuvattakoon seuraavaksi jännitystensorin laskemista tarkemmin.

Kahdessa ulottuvuudessa kappaleen jännitystila voidaan aina ilmaista kahdella koordinaatiston suunnasta riippumattomalla muuttujalla σ_1 ja σ_2 (Leppäranta 2011). Kyseiset muuttujat ovat jännitystensorin ominaisarvoja (esim. Carpinteri ym. 1999). Fysiikkaalisesti nämä arvot vastaavat normaalijännitystä, kun koordinaatistoa on käännetty niin, että kaikki jännitys on pelkästään koordinaatiston suuntaista normaalijännitystä eikä sitä vastaan kohtisuoraa leikkausjännitystä esiinny.

Täysin plastinen aine käyttäytyy jäykkänä kappaleena kunnes saavutetaan riittävän suuri jännitystaso. Tämän jälkeen kappale muuttaa muotoaan jännityksen vaikutuksesta, mikä estää jännitystä kasvamasta kyseistä arvoa suuremmaksi. Näin ollen plastisen aineen sisäisellä jännityksellä on yläraja. Tämä raja voidaan piirtää suljettuna käyränä (σ_1, σ_2) -koordinaatistossa, jota kutsutaan myötökäyräksi (Kuva 1), ja jonka sisällä väliaine toimii jäykkänä kappaleena ja reunalla muuttaa muotoaan. Käyrän ulkopuolella olevat arvot eivät ole mahdollisia. Isotrooppisella aineella käyrä on symmetrinen $\sigma_1 = \sigma_2$ -akselin suhteen. Eri malleissa voidaan käyttää erilaisia myötökäyriä, mutta LIM3:ssa käytetään elliptistä käyrää. Tässä simulaatiossa käytettiin ellipsin akselien suhteena LIM3:n oletusarvoa 2.

Jäällä ei ole vetolujuutta, kun alue koostuu irrallisista jäistä, jonka vuoksi myötökäyrä kulkee origon kautta eli muodonmuutos tapahtuu heti, jos jännitys olisi molempiin



Kuva 1: Elliptinen myötökäyrä, piirretty Leppärannan kirjaan (Leppäranta 2011) perustuen

suuntiin positiivinen eli ei-puristava. Ellipsimuodosta kuitenkin seuraa, että jäällä on pieni vetolujuus yhdessä suunnassa eli käyrä voi saada kerrallaan yhdellä akselilla vähän positiivisiakin arvoja. Joissakin malleissa käytetyt monimutkaisemmat muodot ovat kokonaan negatiivisilla arvoilla (Leppäranta 2011).

Puhtaasti plastinen malli ei kuvaa jäätä hyvin ja yleensä jään oletetaan olevan viskoplastista (Hunke ja Dukowicz 1997). Tällöin tilanne muuttuu niin, että myötökäyrän sisäpuolella jää ei olekaan jäykkä kappale, vaan muuttaa jatkuvasti muotoaan einewtonilaisen viskoosin aineen tavalla. Hiblerin viskoplastisessa jäämallissa (Hibler III 1979) on omat yhtälönsä dynaamiselle ja tilavuusviskositeetille ja jännitystensorille on oma yhtälönsä viskositeettien ja muodonmuutosnopeuden funktiona. Kyseistä reologiaa käytetään monissa malleissa (Leppäranta 2011), mutta sen ongelma on se, että viskositeetti riippuu muodonmuutosnopeudesta ja lähestyy ääretöntä muodonmuutosnopeuden pienentyessä nollaa kohti. Siksi viskositeeteille on asetettava yläraja, joka on riittävän suuri, ettei laskennan tarkkuus vähene merkittävästi. Näin viskositeettiin syntyy suuri vaihteluväli, mikä pakottaa käyttämään pientä aika-askelta ja tekee laskennasta raskasta (Hunke ja Dukowicz 1997). Lisäksi yhtälöitä on vaikea ratkaista puhtaasti ajassa, mikä tekee rinnakkaislaskennasta haastavaa.

Elastis-viskoplastinen laskentatapa LIM3:ssa poistaa viskoplastisuuteen liittyvät ongelmat tehden laskennasta tehokkaampaa ja rinnakkaislaskennasta helpompaa (Hunke ja Dukowicz 1997). Tällöin jännitystensori ratkaistaan käyttäen aika-askelen sisäisiä aika-askelia, joissa jäälle annetaan elastinenkin ominaisuus. Käytetyn yhtälön (2.2) ensimmäinen termi liittyy elastisuuteen ja loput termit ovat Hiblerin viskoplastisen reologian mukaisia. Tilanteesta riippuen joko elastinen tai viskoplastinen osa yhtälöstä voi olla hallitseva.

$$\frac{1}{E} \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial t} + \frac{1}{2\eta} \sigma_{ij} + \frac{\eta - \zeta}{4\eta\zeta} \sigma_{kk} \delta_{ij} + \frac{P}{4\zeta} \delta_{ij} = \dot{\epsilon}_{ij} \quad (2.2)$$

Tässä E on kimmokerroin (youngin moduuli), η on dynaaminen viskositeetti, ζ tila-

vuusviskositeetti, δ_{ij} on Kroneckerin delta, P on jään paine, joka riippuu paksuudesta, peittävydestä, myötökäyrän muodosta sekä empiirisestä vakioista ja ϵ on muodonmuutosnopeus, joka määritellään yhtälön (2.3) mukaisesti.

$$\epsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \quad (2.3)$$

Jää voi paksuuntua dynaamisesti joko niin, että kaksi jäälauttaa ajautuu päällekkäin tai niin, että jää hajoaa pienemmiksi paloiksi, jotka kasautuvat päällekkäin. Mallissa käytettiin paksuusrajaa 7 cm, jota ohuemmasta jäästä syntyy päällekkäin ajautunutta jäätä ja paksummasta ahtojäätä (Pemberton ym. 2017).

Kiintojään kuvaamiseksi jäämallin dynamiikka poistuu käytöstä, jos veden syvyys on alle 15 m ja hilaruutu on kytköksissä rantaan tai kiintojäähän. Tällöin veden syvyyden tunteminen tarkasti on tärkeää rannikon ja saaristojen läheisyydessä.

Pohjanlahti on matala keskisyvyyksien ollessa maantieteellisellä Selkämerellä 70 m ja Perämerellä 43 m (Jakobsson ym. 2019). Ahvenanmeri ja Merenkurkku ovat vielä selvästi matalampia. Erityisesti rannan läheisyydessä voi olla merkitystä millaista ruudukon kokoa syvyysmallissa käytetään. Keskisyvyys voidaan määrittää vain likiarvona käyttäen äärellistä ruudukon kokoa. Suuremmasta ruudukon koosta seuraa pienten syvyyksien pinta-alan kasvaminen, koska saaria ja rannan muotoja ei eroteta tarkasti ja todellisuudessa maata osittain sisältävä ruutu on syvyysmallissa kokonaan vetenä, jonka syvyyttä on vähennetty. Esimerkiksi Ahvenanmerellä keskisyvyys on karkeamman batymetrisen mallin (IOWTOPO) mukaan 26 m ja hienomman (EMODnet) mukaan 37 m, mikä on suureksi osaksi seurausta rannan läheisyydessä olevasta epätarkkuudesta, joka liioittelee alle 15 metrin syvyyden veden pinta-alaa (Jakobsson ym. 2019).

2.2.2 Jäämallin termodynamiikka

Lämmön siirtyminen jään sisällä tapahtuu säteilynä ja johtumisena. Lämmön siirtymisen oletetaan tapahtuvan vain pystysuunnassa, mutta sivusuuntaiselle sulamiselle ja jäätymiselle on parametrusointi. Lämpötilan muutos saadaan energian säilymisestä laskemalla pystysuuntainen lämpövuon muutos, joka on tapahtunut jään sisäenergian muuttamiseksi yhtälön (2.4) mukaisesti.

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial z} (Q_c + Q_r) \quad (2.4)$$

Tässä ρ ja c ovat jään tai lumen tiheys ja ominaislämpökapasiteetti ja Q_c ja Q_r ovat johtumisen ja säteilyn lämpövuot yksikössä Wm^{-2} . Kaksi jälkimmäistä termiä määrittyvät yhtälöittäin (2.5) ja (2.6) mukaan.

$$Q_c(z) = k \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2.5)$$

$$Q_r(z) = Q_{r0} e^{-\kappa z} \quad (2.6)$$

Näissä k on lämmönjohtavuus, Q_{r0} pinnan läpäisevä säteilyvuoto ja κ on säteilyn vähenemiskerroin.

Ilman ja jään tai lumen rajapinnalla lämpötase määräytyy summana lyhyt- ja pitkäaaltosäteilystä, aistittavasta ja latentista lämmönvuosta sekä johtumisesta. Lyhytaaltosäteily on yhtälössä (2.7) ja pitkäaaltosäteily yhtälössä (2.8).

$$Q_{sw} = Q_{sw0}(1 - \alpha)(1 - i_0) \quad (2.7)$$

$$Q_{lw} = Q_{lw0} - \epsilon \sigma T^4 \quad (2.8)$$

Näissä Q_{sw0} on pinnalle saapuva lyhytaaltosäteily, α on albedo, i_0 on pinnan läpäisevän säteilyn osuus, Q_{lw0} on pinnalle saapuva pitkäaaltosäteily, ϵ on emissiviteetti, $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$ on Stefan-Boltzmanin vakio ja T on pintalämpötila.

Jään kasvamista pohjalla tapahtuu, kun jään pohjalta johtuu enemmän lämpöä pois kuin sitä johtuu jäähän merestä. Sulamista tapahtuu vastaavasti, kun meri tuo jäähän enemmän lämpöä kuin sitä poistuu johtumalla. Pinnalla tapahtuu sulamista, kun lämpötila on sulamispisteessä ja jäähän siirtyy lämpöä. Olomuodon muutokset siis huolehtivat energian säilymisestä. Kohvajäätä muodostuu lumen painon riittäessä painamaan jää-lumirajan vedenpinnan alapuolelle.

Jään suolaisuus olisi periaatteessa ajan ja syvyyden funktio, mutta tässä käytetään vakiosuolaisuutta 0,001 g / kg, mikä on pienin LIM3:n mahdollistama suolaisuus (Pemberton ym. 2017). Tämä ei ole realistinen kuvaus jään suolaisuudesta, vaan valittu numeerisista syistä.

2.3 Tutkittavien suureitten määrittely

Pinta-alojen laskemisessa likiarvoistettiin maan olevan pallo, jonka säde on 6371229 m. Pinta-alan yhtälö johdetaan integroimalla $\int_{y_0}^{y_1} x dy$, missä $x = r \Delta \phi$ ja $dy = R d\lambda$, joissa r ja R ovat leveyspiirin ja maapallon säde ja ϕ ja λ ovat pituus- ja leveyspiiri. Pinta-alan yhtälöksi saadaan

$$A = \Delta \phi R^2 (\sin \lambda_1 - \sin \lambda_0) \quad (2.9)$$

Laskettaessa jään pinta-aloja koordinaattiruutu katsottiin jäätyneeksi peittävyysollessa vähintään 0,15 ja paksuuden ollessa vähintään 1 cm. Yleensä raja-arvona käytetään ainoastaan peittävyyttä, mutta käytetyllä LIM3:n konfiguraatiolla jään alkupaksuus on 1 cm (Pemberton ym. 2017), joten jäätymistilanteessa tämä paksuuden kynnsarvo ei muuta mitään. Sulamistilanteessa on muun muassa sivusuuntaisen sulamisen parametrisoinnista ja dynamiikasta kiinni alittuuko ensin peittävyysraja 0,15 vai paksuusraja 1 cm, jonka vuoksi päätettiin tarkastella molempia suureita.

Jään esiintymisen ajankohdat kesto määritellään samoilla kynnsarvoilla kuin pinta-ala eli peittävyys on oltava 0,15 ja paksuuden 1 cm. Useissa Itämeren tutkimuksissa on jätetty kertomatta, miten jäätalven ajankohta on määritelty, mutta on luontevaa käyttää samaa kynnsarvoa sekä pinta-alan että jäätalven ajankohdan tapauksessa ja muita meriä koskevassa tutkimuksessa jotkut myös mainitsevat tehneensä näin (esim. Parkinson 2002). Jäätalven kesto määritellään päivien määränä, jolloin raja-arvot ovat ylittyneet eli jäätalven ei tarvitse olla yhtenäinen. Käytetyt tulokset ovat vuorokauden keskiarvoja.

Paksuuden osalta käsitellään vain termodynaamisesti kasvanutta jäätä, joten ajojää täytyy kyetä tunnistamaan tuloksista, mikä on monelta osin vaikeaa. Simulaation tuloksia on käytettävissä vain yhden päivän välillä, vaikka simulaation aika-askel on todellisuudessa pienempi. Siksi tilavuuteen tai nopeuteen perustuva tunnistaminen ei ole riittävä, koska jää voidaan tunnistaa kiintojääksi päiväkohtaisista tuloksista, vaikka se simulaatiossa ei olisi koko päivää ollut kiintojää, vaan se on saattanut merkittävästi kasvaa dynaamisesti. Lisäksi jää voi saapua paikalle ajojääksi ja jäädä paikalleen, jolloin sitä aletaan käsitellä kiintojääksi, vaikka se ei ole termodynaamisesti kasvanutta. Paksuuden vuosimaksimien määrittäminen monella eri tavalla osoitti lopulta tulosten olevan parhaita, kun maksimeiksi hyväksytään arvot vain silloin, kun jään peittävyys on vähintään 0,9. Kaikissa muissakaan vastaavissa tutkimuksissa ei ole kyetty täysin erottamaan termodynaamisesti kasvanutta jäätä muusta jäästä (Höglund ym. 2017).

2.4 Tilastolliset menetelmät

2.4.1 Trendit

Useassa tapauksessa tutkittavan suureen hajonta pienenee ajan kuluessa. Esimerkiksi jään keskimääräisen paksuuden pienentyessä niin, että useana talvena se on nolla, hajonta on lopussa pienempää kuin alussa. Kun hajonta riippuu selittävästä suureesta, joka tässä tapauksessa on ajankohta, data on heteroskedastista. Tällöin pienin neliösumma ei ole tehokas menetelmä suoran sovituksen eli kulmakertoimen luottamusväli pysyy suurena ja varsinkin trendin tilastollisen merkitsevyyden arviointi vaikeutuu (Long ja Ervin 2000), jos sovitus tehdään pienimmän neliösumman menetelmällä.

Joissakin näissä tapauksissa trendit on haettu ei-parametrisella theil-sen menetelmällä pienimmän neliösumman sijaan. Tällöin datasta otetaan jokainen mahdollinen pistepari ja niihin piirrettyjen suorien kulmakertoimista otetaan mediaani (Sen 1968). Tilastollinen merkitsevyyden testisuure saadaan edellä muodostettujen suorien kulmakertoimista laskemalla positiivisten ja negatiivisten kulmakerrointen määrän erotus ja jakamalla se pisteparien määrällä (kendallin järjestyskorrelaatiokerroin).

2.4.2 Gaussin alipäästösuodatin

Joissakin tuloksissa on satunnaista kohinaa niin paljon, että suodattamattomia kuvaajia on vaikea lukea. Tällöin tulokset on suodatettu Gaussin alipäästösuodattimella eli tuloksista on poistettu korkeat taajuudet. Tämä on toteutettu diskreettinä konvoluutiona tuloksista Gaussin suodattimen painofunktion $g(\tau)$ kanssa (2.10).

$$(f * g)(t) = \sum_{\tau=-\infty}^{\infty} f(t - \tau)g(\tau) \quad (2.10)$$

Tässä $f(t)$ on tulosten aikasarja ja $g(\tau)$ on Gaussin painofunktio yhtälön (2.11) mukaisesti.

$$g(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} e^{-\frac{1}{2} \frac{t^2}{\sigma^2}} \quad (2.11)$$

Tässä σ on parametri, jolla säädetään suodattimen taajuusvastetta. Arvo $\sigma = \frac{n}{3}$ vastaa matalilla taajuuksilla n kappaleen liukuvaa keskiarvoa. Korkeilla taajuuksilla sen sijaan gaussin alipäästösuodatin toimii liukuvaa keskiarvoa tehokkaammin. Summausta ei voida tehdä äärettömästä äärettömään, vaan painofunktio (2.11) lähestyy nollaa eksponentiaalisesti ja summausvälinä käytetään $\tau \in [-2\sigma, 2\sigma]$.

2.4.3 Kertymäfunktio

Ääriarvojen suuruutta tutkitaan todennäköisyyden kertymäfunktion avulla, joka muodostetaan arvojen vuosimaksimeista. Vuosimaksimit järjestetään pienimmästä suurimpaan ja kertymäfunktion arvo saadaan jakamalla arvon järjestysluku termillä $n+1$ (2.12), missä n on pisteitten lukumäärä. Jos jakajana olisi n , funktio saisi suurimmalla muuttujan arvolla arvon $\frac{n}{n} = 1$, mutta pienimmällä muuttujan arvolla funktio olisi $\frac{1}{n} \neq 0$ eli kertymäfunktiossa olisi harha.

$$F_{\underline{x}}(x_i) = \frac{i}{n+1} \quad ; \quad i = 1, 2, \dots, n \quad (2.12)$$

Funktiossa on alaindeksi $\underline{x}$, mikä tarkoittaa funktion olevan satunnaismuuttujasta $\underline{x}$ riippuva todennäköisyysfunktio $F_{\underline{x}}(x) = P(\underline{x} < x)$, missä P on todennäköisyys.

Pelkästään ääritilanteita tarkastelemalla on käytettävissä hyvin vähän tuloksia ja epävarmuus on siksi suurta. Esimerkiksi 30 vuoden tuloksista ei voida määrittää pitempää kuin 30 vuoden toistumisaikaa vastaavia arvoja ja nekin pitää määrittää vain yhden arvon perusteella. Ääritilanteitten tarkasteluun otetaan siksi avuksi Gumbel-jakauma (Gumbel 1935). Vuosimaksimien pitäisi noudattaa sitä silloin, jos arvot ovat normaalisti jakautuneita käytettäessä aina samaa päivämäärää. Sovittamalla dataan Gumbel-jakauman mukainen kertymäfunktio (2.13) saadaan käytettyä koko aineistoa pelkkien ääritilanteitten sijaan ja varmuus kasvaa mikäli oletus jakauman muodosta on oikea.

$$F_{\underline{x}}(x) = \exp(-\exp(-\frac{x-\mu}{\beta})) \quad (2.13)$$

Tässä μ on tyyppi-arvo ja β kuvaa jakauman leveyttä.

On myös olemassa tilanteita, joissa data käyttäytyy normaalilla välillä teoreettisen jakauman mukaan, mutta ääritilanteissa poikkeaa siitä. Tämä mahdollisuus täytyy myös ottaa huomioon, koska silloin voidaan saada hyväkin funktion sovitus, joka on kuitenkin juuri tarkastelualueella väärä.

Jäätilanne ei sinänsä ole itsenäinen muuttuja, vaan seurausta sääolosuhteista, mikä on huomioitava jään suureitten jakautumaa arvioitaessa. Tässä satunnaismuuttujan jakautumalla tarkoitetaan sitä, että valitaan vuodesta tietty päivä, jonka tilannetta verrataan eri vuosilta. Jään pinta-ala on melko suoraviivainen seuraus talven säätilasta, joka riippuu monimutkaisesti monesta tekijästä ja siksi oletetaan tässä normaalisti jakautuneeksi ja siksi myös jään pinta-ala katsotaan normaalisti jakautuneeksi.

Jään paksuus sen sijaan ei riipu säätilasta aivan suoraviivaisesti, koska jää eristää lämpöä ja siksi jään paksuuden kasvaminen hidastuu jään paksuuntuessa. Lämmönjohtumisesta on johdettavissa Stefanin yhtälö (2.14) jään paksuudelle (Stefan 1891), jonka

mukaan paksuuden neliö tietyinä ajankohtana on suoraan verrannollinen pakkassummaan. Tästä johtuen paksuuden tapauksessa käytetään satunnaismuuttujana paksuuden neliötä, koska sen pitäisi olla paremmalla tarkkuudella normaalisti jakautunut kuin paksuuden. Stefanin yhtälö ei kuitenkaan huomioi esimerkiksi lumen vaikutusta.

$$h^2 = \frac{2Sat}{\lambda\gamma} \quad (2.14)$$

Tässä S on pakkassumma, a on lämmönjohtumiseen liittyvä vakio, t aika, λ latenttilämpö ja γ jään tilavuuspaino. Valittaessa tietty päivä vuodesta kaikki ovat vakioita paitsi pakkassumma eli $h^2 \sim S$.

Gumbel-jakauman kertymäfunktion sovitus tehdään sovittamalla kokeellisen kertymäfunktion (2.12) arvoihin suora Gumbel-koordinaatistossa. Siinä pystyakselia on muokattu niin, että Gumbel-jakauma on suora. Tällöin myös nähdään, näyttävätkö pisteet noudattavan kyseistä jakaumaa. Ratkaisemalla $-\frac{x-\mu}{\beta}$ yhtälöstä (2.13) saadaan pystykoordinaatiksi (2.15).

$$y' = -\ln(-\ln F_{\underline{x}}(x')) \quad (2.15)$$

Huomioimalla x -koordinaatti $x' = \frac{x-\mu}{\beta} = \beta^{-1}x - \frac{\mu}{\beta}$ saadaan suoran yhtälö (2.16), joka määrittää Gumbel-jakauman parametrit sovituspuoran parametreista, jolloin kertoimet ovat yhtälöitten (2.17) mukaiset, missä $y' = ax + b$.

$$y' = \beta^{-1}x - \frac{\mu}{\beta} \quad (2.16)$$

$$\beta = a^{-1}; \quad \mu = -\frac{b}{a} \quad (2.17)$$

Ilmiön toistumisajat voidaan laskea kertymäfunktion avulla, koska kertymäfunktio vastaa käänteislukua toistumisajasta T , jolla satunnaismuuttujan arvo on kysyttyä pienempi eli $F = \frac{1}{T(\underline{x} < x)}$. Kysyttyä suurempien satunnaismuuttujan arvojen toistumisajalle pätee vastaavasti $1 - F = \frac{1}{T(\underline{x} > x)}$. Ratkaisemalla x yhtälöstä (2.13) ja sijoittamalla $F = \frac{1}{T}$ saadaan toistumisaikoja vastaavat arvot Gumbel-kertymäfunktioista (2.18). Koska kertymäfunktio on sovitettu suoran avulla, sijoitetaan parametrien paikalle vielä suoran termit yhtälöstä (2.17). Näin saadaan yhtälö (2.19), jolla kuvataan arvoa toistumisajan funktiona.

$$x = \mu - \beta \ln(-\ln(\frac{1}{T(\underline{x} < x)})) \quad (2.18)$$

$$x = \frac{-\ln(-\ln(\frac{1}{T(\underline{x} < x)})) - b}{a} \quad (2.19)$$

Yhtälöä (2.19) käytetään tarkasteltaessa, millä toistumisajalla saadaan pieniä pinta-aloja. Pinta-alat ovat rajoitettuja suurista arvoista meren koon perusteella ja siksi tarkastellaan pieniä arvoja. Jään paksuudesta tarkastellaan sen sijaan suuria arvoja, koska pienet arvot ovat rajoitettuja sen mukaan, ettei jäätä synny ensinkään. Tällöin ratkaistaessa x yhtälöstä (2.13) sijoitetaankin $1 - F = \frac{1}{T(\underline{x} > x)} \Rightarrow F = 1 - \frac{1}{T(\underline{x} > x)}$ ja saadaan

vastaavasti yhtälö (2.20).

$$x = \frac{-\ln(-\ln(1 - \frac{1}{T(\frac{x}{x>x})})) - b}{a} \quad (2.20)$$

Koska pinta-aloissa havaitaan useassa tapauksessa laskeva trendi (Kuva 4), on syytä tarkastella ääriarvoja myös aikasarjana sen sijaan, että pelkästään muodostettaisiin yksi jakauma koko aikavälille. Tämä tehdään huomioimalla arvoista kerrallaan vain 30 vuoden jakso eli jätetään vuorollaan pois arvot, jotka ovat enemmän kuin 14 vuotta ennen ajankohtaa tai enemmän kuin 15 vuotta sen jälkeen. Tämän liukuvan aikasarjan ulkopuolelle jäävät vuodet, jotka ovat näitä arvoja lähempänä aikasarjan päätä.

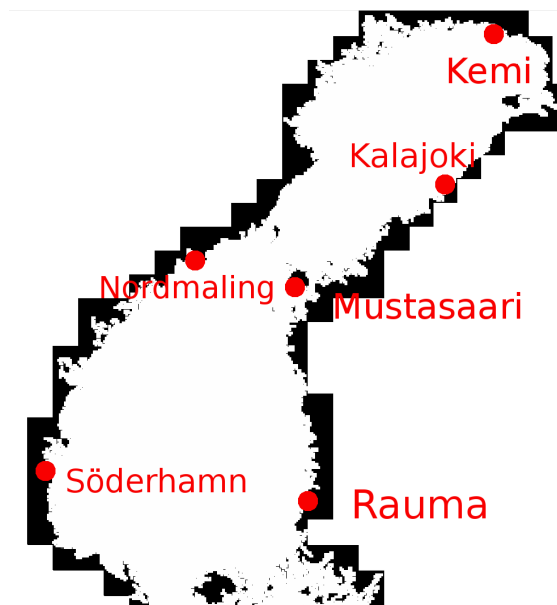
2.5 Käytetty data

Muuttujat, joita mallien tuloksista käytetään ovat jään paksuus ja peittävyys. Näistä käytetään aikasarjaa historia-ajosta vuosilta 1975 – 2005 ja skenaarioista vuosilta 2006 – 2059. Paksuuksista käytetään myös havaintoja neljästä Perämeren rannikon sijainnista mallin historia-ajoa vastaavalta aikaväliltä.

Muita suureita kuin pinta-alaa tarkastellaan kuudessa yksittäisessä sijainnissa. Paikat koordinaatteineen ovat taulukossa 2.5. Kolme ensimmäistä ovat Perämerellä Suomen rannikolla pohjoisesta etelään. Neljäs on Ruotsin rannikolla. Kaksi viimeistä ovat Selkämerellä, Rauma Suomen ja Söderhamn Ruotsin rannikolla. Näistä kahdesta ei ole käytettävissä havaintoja, mutta Perämeren sijainneista on havaintojakin paksuuden osalta. Paikat ovat myös kartalla kuvassa 2.

Taulukko 1: Paikallisten arvojen tarkastelupisteet ja paksuushavaintojen aikasarja

paikka	koordinaatit	havaintojen aikasarja
Kemi	65,6248 24,4858	1975 – 2005
Kalajoki	64,2248 23,6803	1975 – 2005
Mustasaari	63,1582 21,2637	1975 – 2005
Nordmaling	63,4415 19,6248	1976 – 2006
Rauma	61,1082 21,4303	ei havaintoja
Söderhamn	61,3915 17,1526	ei havaintoja



Kuva 2: Paikallisten arvojen tarkastelupaikat

3 Tulokset

Tässä osiossa käytetään lyhenteitä MP, EC ja HC, jotka tässä järjestyksessä tarkoittavat Max Planck, EC-Earth ja Hadley Centre -ilmakehäjärjestelmämalleista saatuja ilmakehäpakotteita. Lyhenteen perään laitetaan tarvittaessa päästöskenaariota kuvaava luku. Esimerkiksi MP 4.5 tarkoittaa tilannetta, jossa meri- ja jäämallia on pakotettu Max Planck -mallin ja RCP 4.5 päästöskenaarion ilmakehällä.

3.1 Pinta-alan vuosimaksimit

Pienin malleista saatava jään pinta-alan vuosimaksimi Pohjanlahdella on HC 8.5:n pakotteella vuodelta 2047, jolloin pinta-alaksi saatiin 13 200 km². Suurin pinta-ala on koko Pohjanlahden jäätyminen (n. 104 000 km²), mikä tapahtuu monessa mallissa usein. Kuvassa 3 on esitetty neljää eri pinta-alaa vastaava jäätilanne, jotta nähdään, mitä eri suuruiset pinta-alat tarkoittavat käytännössä.

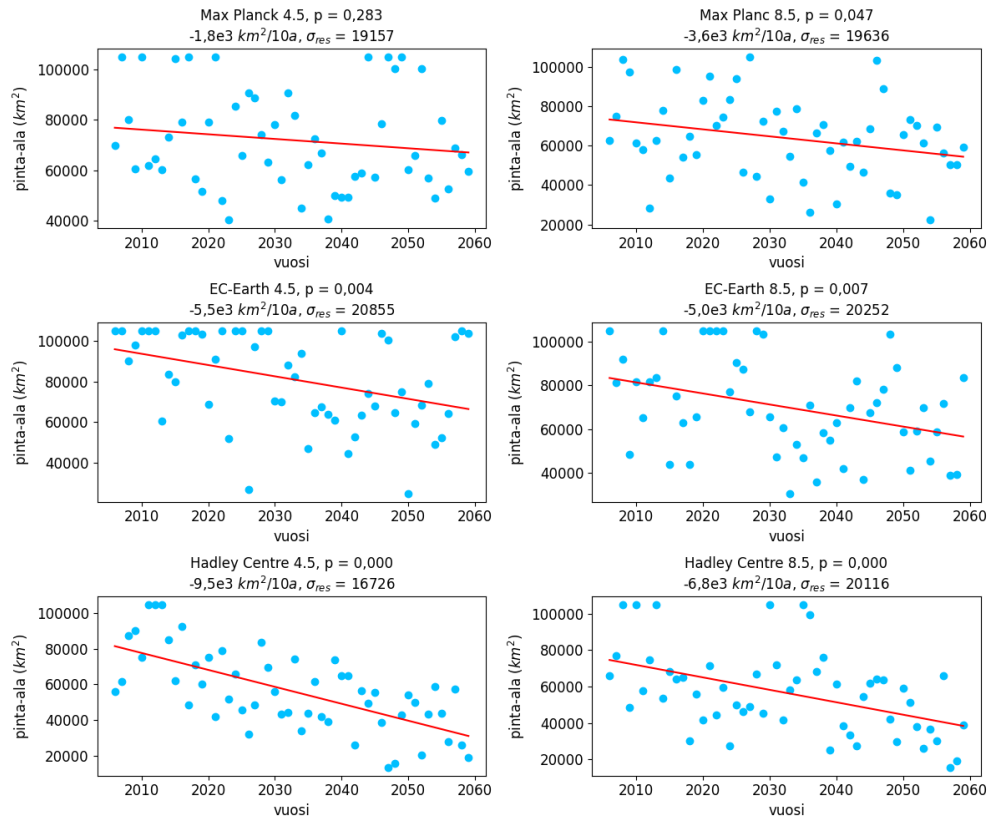


Kuva 3: Jäätilanne Pohjanlahdella MP 4.5:n pakotteella vuodelta 2052. Vuoden päivät ovat kuvissa 10., 22., 36. ja 56. ja pinta-alat ovat 20, 40, 60 ja 80 tuhatta neliökilometriä.

Talvien luokittelussa Seinän mukaan (Seinä ja Palosuo 1996, johon Vihma ja Haapala 2009 on viitannut) toinen kuvista eli 40 000 km² voisi olla luokittelun ulkopuolella tai erittäin leuto talvi, jos kyseessä olisi talven maksimipinta-ala. Seuraava voisi olla erittäin leuto tai leuto ja viimeinen eli 80 000 km² leuto tai keskiverto talvi. Koko Perämeri ja suurin osa Selkämerestä jäätyvät keskivertoina talvina.

3.1.1 Vuosimaksimien yleispiirteet

Jäämallin tulosten välillä on joitain selviä eroja sen mukaan mitä ilmakehämallia on käytetty (Kuva 4). Max Planckin mallin pakotteella koko Pohjanlahti jäätyy melko harvoin ja trendi on vähäinen tai sitä ei ole. EC-Earthia käytettäessä hajonta on suurta ja trendi on laskeva, mikä näkyy siinä, että koko Pohjanlahti jäätyy aluksi usein ja lopussa harvemmin. Hadley Centren pakotteella hajonta on pienempää kuin kahdessa muussa, pinta-alat pienempiä ja laskeva trendi on selvin. Eri päästöskenaariot eivät muuta ratkaisevasti näitä kutakin mallia kuvaavia yleispiirteitä.



Kuva 4: Pinta-alat, joissa peittävyys on vähintään 0,15 ja paksuus vähintään 1 cm sekä pisteisiin sovitettu regressiosuora. Otsikossa on trendin tilastollista merkittävyyttä kuvaava p-arvo, suoran kulmakerroin ja sovituksen residuaalien keskihajonta σ_{res}

Erityisesti EC-Earth-pakotteella vuosimaksimien tilastollista käsittelyä vaikeuttaa arvojen leikkautuminen Pohjanlahden pinta-alan mukaan. Ei tiedetä, kuinka laajaksi jää-alue kasvaisi, jos merialueen koko ei rajoittaisi kasvua. Leikkautuneitten arvojen tapauksessa pinta-ala ei kuvaa jäätalven ankaruutta oikein.

Ainoa simulaatio, joka ei tuota millään tavalla merkitsevää trendiä pinta-aloihin saadaan MP 4.5:n pakotteella. Vaihtelevuus on 40 000 km²:sta ylöspäin koko Pohjanlahden jäätymiseen (n. 104 000 km²). Skenaariolla RCP 8.5 saman mallin pakotteella saadaan 5 %:n riskitasolla merkitsevä trendi, mutta ei 1 %:n tasolla ja trendin suuruus on itseisarvoltaan selvästi pienempi kuin muissa malleissa. Skenaarioon RCP 4.5 verrattuna pienimmät arvot ovat pienempiä, alle 30 000 km² ja koko Pohjanlahti jäätyy vähän harvemmin.

Jäätä on selvästi eniten käytettäessä EC-Earth-mallin pakotetta. Noin vuoteen 2030 asti koko alueen jäätyminen on hyvin yleistä pienemmässä päästöskenaariossa ja suurem-

massakin hyvin mahdollista. Regressiosuorien kulmakertoimet eivät ole tässä tapauksessa suoraan vertailukelpoisia, koska suurimmat arvot ovat leikkautuneet. Näistä simulaatioista EC-Earth:in pakote aiheuttaa suurimman residuaalien keskihajonnan ja vaihtelevuus olisi vielä suurempaa ilman arvojen leikkautumista. Suurin osa arvoista on yli $40\,000\text{ km}^2$, mutta pienimmät ovat alle $30\,000\text{ km}^2$ RCP 4.5:llä, jossa vaihtelevuus näyttää olevan suurempaa.

Hadley Centren pakotteella residuaalien keskihajonta on RCP 4.5:llä selvästi pienempää kuin muissa malleissa siinä on myös selvästi merkittävin ja jyrkin trendi RCP 4.5:ssä pienimmät arvot ovat alussa noin $60\,000\text{ km}^2$ ja RCP 8.5:llä $50\,000\text{ km}^2$ ja laskevat sitten $20\,000\text{ km}^2$ alapuolelle vuoteen 2060 mennessä.

Kaikille malleille yhteistä on pinta-alan vaihteluväli ennen vuotta 2020. Enimmillään koko Pohjanlahti jäätyy ja pienimmät arvot voivat olla vähän alle puolet siitä, n. $50\,000\text{ km}^2$. Lähempänä vuotta 2060 on RCP 8.5:n tapauksessa harvinaista, että koko Pohjanlahti jäätyy.

3.1.2 Kertymäfunktion sovitukset

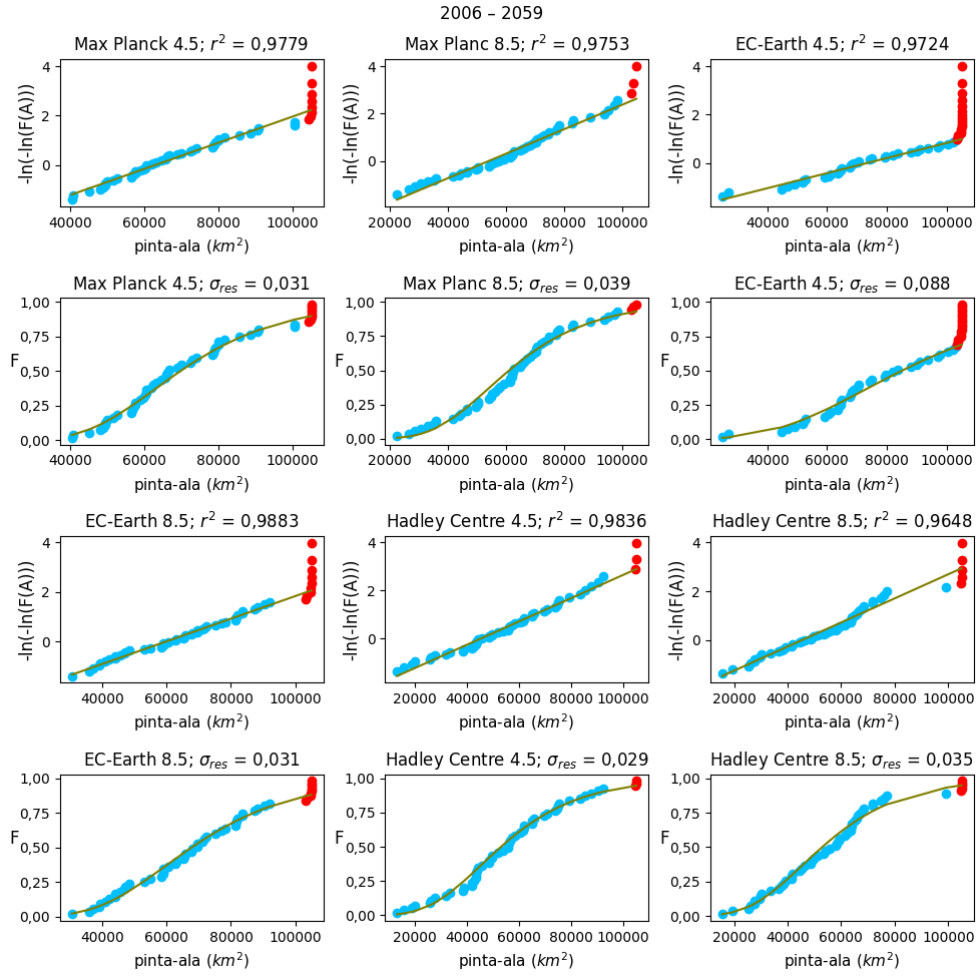
Pinta-alan vuosimaksimeista laskettiin kokeellisen kertymäfunktion yhtälön (2.12) mukaan ja piirrettiin niistä kuvaaja Gumbel-koordinaatistossa (2.15). Näin saatuihin pistejoukkoihin sovitettiin suora pienimmän neliösumman menetelmällä (Kuva 5). Kokonaisjäätymistä vastaavat pinta-alan arvot eivät asetu suoralle, koska meren koko rajoittaa pinta-alaa olemasta raja-arvoa suurempi. Kokonaisjäätymisiä ei ole siksi huomioitu suorien sovituksessa. Raja-arvoksi, jota suurempia arvoja ei huomioida asetettiin $103\,000\text{ km}^2$.

Sovitussuorasta saadaan määritettyä Gumbelin jakauman parametrit yhtälön (2.17) mukaan, jotta sovitetun kertymäfunktion (2.13) ja kokeellisen funktion pisteistä voidaan piirtää kuvaaja lineaarisessa koordinaatistossa, mikä on myös tehty kuvassa 5. Kuvan perusteella sovitukset näyttävät mielekkäiltä. Pienten pinta-alojen alueella sovitetut käyrät näyttävät osuvan pisteisiin riittävällä tarkkuudella.

Joissakin ääriarvoissa nähdään poikkeamia, jotka eivät osu sovitukseseen, mutta pääosin sovitukset toimii hyvin. Varsinkaan systemaattista virhettä ei näyttäisi esiintyvän, joten sovitusta voidaan käyttää kuvaamaan toistumisaikoja kunhan ekstrapolointi pidetään kohtuullisena. Suurilla pinta-aloilla näyttäisi olevan yleisimmin pieniä eroja funktion ja datan välillä.

Kuvassa 5 nähdään korrelaatiokerrointen neliöistä mallin selittävän vaihtelua hyvin, sillä pieninkin arvo on yli 0,96. Koska mallia tarvittiin pienten arvojen tarkasteluun, on oleellista, että malli on toimiva sillä alueella. Näyttäisi, että MP 4.5:n tapauksessa pienet arvot asettuvat suoralle huonommin. MP 8.5:n ja HC 4.5:n tapauksessa pienet arvot muodostavat suoran, joka on vähän sovitussuoran yläpuolella ja EC 4.5:ssä kaksi pistettä on selvästi muita pienempiä, mikä heikentää tuloksen luotettavuutta.

Tulosten luotettavuutta pienellä alueella voidaan tutkia tarkemmin korrelaatiokerrointen neliöistä, kun suorat sovitetaan vain pienimpään 25 %:in pisteistä. Nämä tulokset ovat taulukossa 2. Mallit MP 4.5:n ja EC 4.5:n pakotteella seuraavat tämän perusteella huonoiten Gumbel-jakaumaa pienillä tuloksilla. Tässä arvot ovat vähän huonompia kuin



Kuva 5: Pinta-alan todennäköisyyshajonta F ja funktion sovitus. Ylempi kuvaaja on Gumbel-koordinaatistossa ja alempi lineaarisessa. Punaiset pisteet on jätetty huomiotta funktion sovituksessa. r^2 on korrelaatiokertoimen neliö ja σ_{res} on sovituksen residuaalien keskihajonta.

kaikkien pisteitten sovituksessa, mutta silti yli 0,93 joka tilanteessa, mitä voidaan pitää käyttökelpoisena.

3.1.3 Pinta-alojen toistumisajat

Kuvassa 6 on yhtälön (2.19) perusteella saadut pinta-alat toistumisajan funktiona sekä pisteet, jotka mallissa ovat todella esiintyneet. Pinta-ala tarkoittaa vuosimaksimia ja toistumisaika aikaväliä vuosina, jolla vuosimaksimi on kyseistä arvoa pienempi. Eri mallien tuloksista saatujen funktioitten kuvaajat on lisäksi piirretty samaan kuvaajaan

Taulukko 2: Korrelaatiokerrointen neliöt sovitetulle Gumbelin jakaumalle pienimmässä neljänneksessä

	RCP 4.5	RCP 8.5
Max Planck	0,943	0,972
EC-Earth	0,934	0,987
Hadley Centre	0,963	0,956

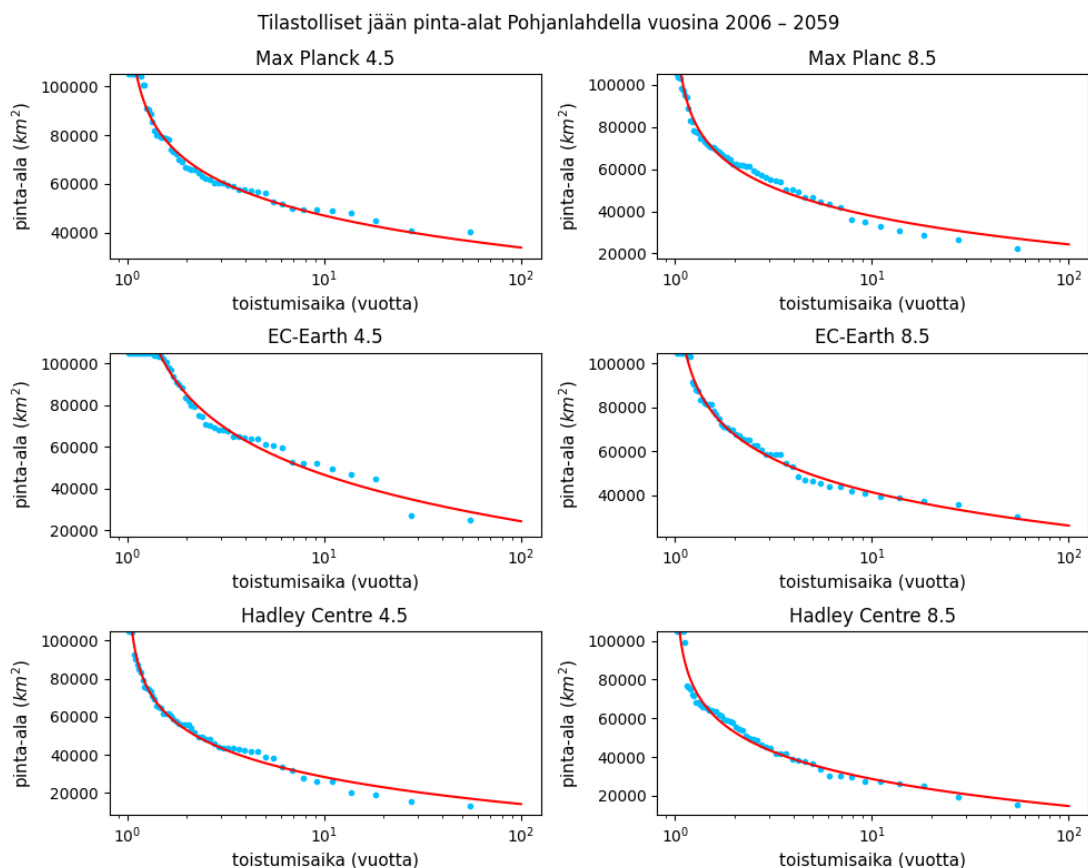
kuvassa 7. Toistumisajan lähestyessä yhtä vuotta funktion arvo lähestyy aina ääretöntä, joten suurin saatu funktion arvo ei voi teoriassakaan olla fysikaalisesti pätevä. Kuvassa havaittava simulaation ja funktion arvojen poikkeaminen toisistaan lähellä yhden vuoden toistumisaikaa EC 4.5 -pakotteella johtuu toistuvasta Pohjanlahden kokonaisjäätymisestä kyseisessä simulaatiossa. Funktion arvo kuvaa todellisen tilanteen sijaan sitä, kuinka suureksi jään pinta-ala voisi kasvaa elleivät rannan muodot rajoittaisi sitä. Tämä ero kuitenkin nähdään vain x-akselin ollessa logaritminen.

Pinta-alan ollessa $40\,000\text{ km}^2$ Perämerestä osa on todennäköisesti sula (Kuva 3), mitä on pidetty harvinaisena tapahtumana ja erittäin leutona talvena. Tässä sille saadaan vain MP 4.5:n noin 30 vuoden toistumisaika ja kaikilla muilla paketteilla alle 20 vuoden ja usein alle 10 vuoden toistumisaika. Hadley Centren pakotteilla ja EC 8.5:n pakotteella saadaan noin 50 vuoden toistumisajalla pinta-alaksi $20\,000\text{ km}^2$, mikä on selvästi vähemmän kuin mitä on havaittu milloinkaan (Vainio 2020). Muissa malleissa tätä arvoa ei esiinny mielekkäällä toistumisajalla.

Muuttuvassa tilanteessa pinta-aloja kannattaa tarkastella myös ajan suhteen. Kuvassa 8 pinta-alat on laskettu sekä toistumisajan, että ajankohdan funktiona. Käytetty aikaikkuna on 30 vuotta ja kuvaajan vuosiluku on aikaikkunan keskellä. Pinta-aloja kuvataan sellaisella sinifunktioon perustuvalla värityksellä, että kuvaan muodostuu samanarvonkäyriä tarkastelun helpottamiseksi.

Pitkiä toistumisaikoja vastaavissa pinta-aloissa nähdään laskeva trendi muissa malleissa kuin EC-Earth:ssa. EC-Earth-mallissa pinta-alat näyttäisivät pysyvän samana tai kasvavan vähän. Tämä on erilaista verrattuna kaikilla arvoilla kuvan 5 mukaan saatuihin tilanteeseen, jossa on merkitsevästi vähenevä trendi muualla kuin Max Planckin mallissa RCP 4.5 -skenaariolla. Kyseisessä skenaariossa nähdään esimerkiksi $45\,000\text{ km}^2$ pinta-alan toistumisajan lyhenevän tällä aikavälillä 35 vuodesta noin 17:än. Max Planck 4.5 -mallissa ei siis yleisesti havaita tällä aikavälillä merkitsevää laskevaa trendiä, mutta pienet pinta-alat yleistyvät silti jonkin verran.

Toistumisaikojen satunnainen vaihtelu ajan kuluessa on selvästi suurempaa sen mukaan, mitä harvinaisempi tapaus on kyseessä. Esimerkiksi Max Planckin mallissa RCP 8.5 -skenaariolla alle $20\,000\text{ km}^2$:n pinta-alat yleistyvät vuoden 2040 aikoihin. Myös paljaassa pinta-alan aikasarjassa (kuva 4) näkyy tuolloin suurten arvojen häipyminen hetkeksi ja pienten yleistymisen, mutta siinä näyttää selvältä, että ilmiö on puhtaasti satunnaista vaihtelua. Kuvaajista kuvassa 8 voidaan siis lukea pitkäaikaiset muutokset ja vaihte-

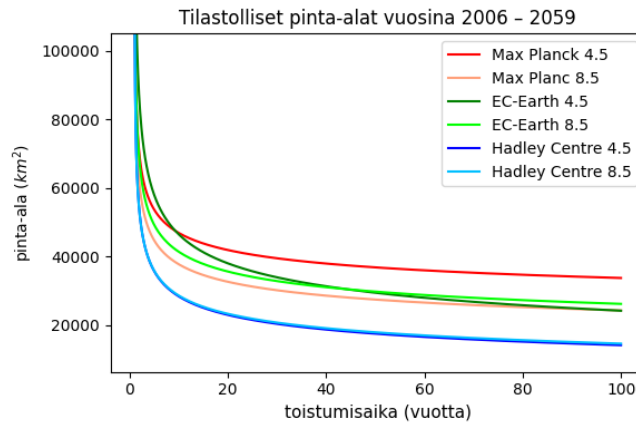


Kuva 6: Pinta-alojen toistumisajat. Käyrä on saatu Gumbel-jakaumasta ja pisteet ovat mallissa esiintyneitä arvoja

luvälit, mutta toistumisajat tarkasti jonain ajankohtana ovat lähinnä suuntaa antavaa tietoa.

Myös sovituksen hyvyys vaihtelee paljon, mikä nähdään korrelaatiokertoimen neliöstä kuvassa 8. Gumbel-jakauman sovitus on paras EC 8.5:n pakotteella sekä aikasarjassa, että koko aikavälillä. Vaihtelu on suurta HC 4.5:n pakotteella, mutta aikasarjaan näyttää sovitus osuvan huonommin kuin koko alueeseen, koska korrelaatiokertoimen neliö on suuren osan ajasta alle 0,95. Suurimmalla osalla malleista sovituksen hyvyys näyttäisi keskimäärin olevan samaa suuruusluokkaa aikasarjalla ja koko alueella. Koska sovitettun Gumbel-jakauman selittävyys on useassa mallissa kuitenkin välillä epätäydellinen korrelaatiokertoimen neliön-termin ollessa alle 0,94, nämä toistumisajat eivät täysin edusta simulaation tuloksia ja siksi tuloksia ei ole hyödyllistä lukea liian tarkasti. Yleisesti sovituksen hyvyys näyttää huononevan aikasarjan loppua kohti useimmissa simulaatioissa.

Pienet eli harvinaiset pinta-alat ovat jatkuvasti vähän suurempia MP 4.5:n pakotteella kuin muilla pakotteilla. Pinta-ala ei 80 vuoden toistumisajalla laske 30 000 km²:n alle, kun samalla toistumisajalla saavutetaan muissa malleissa alle 25 000 km²:n pinta-aloja.



Kuva 7: Pinta-alojen toistumisajat Gumbel-kertymäfunktion mukaan

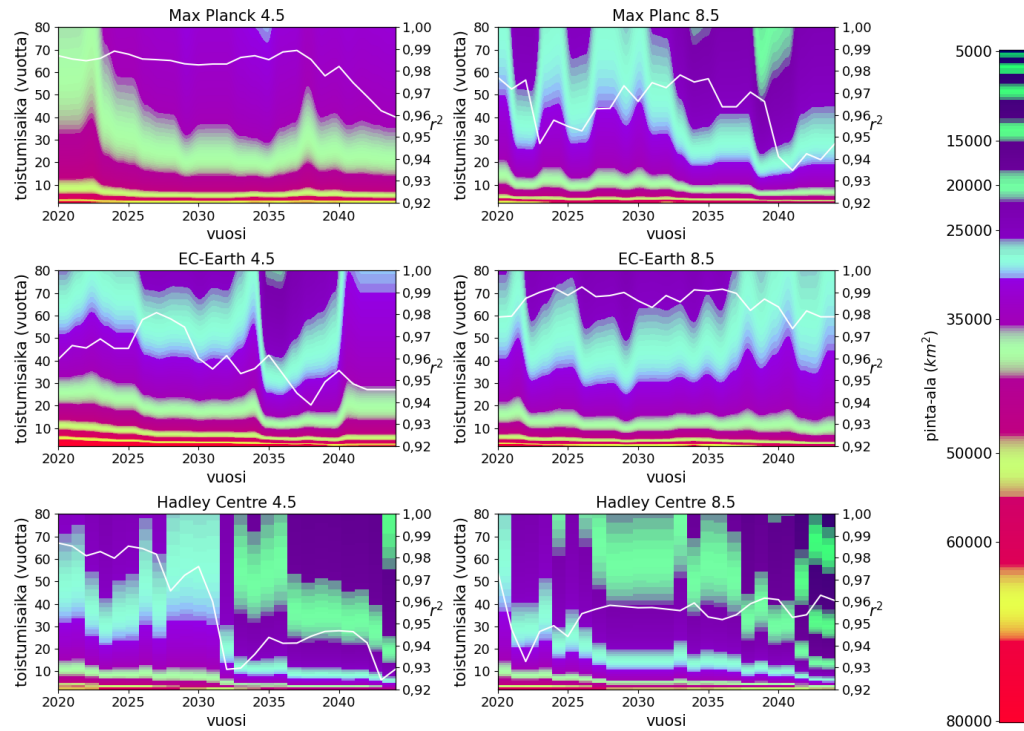
EC 8.5 -pakotteella pienimmät pinta-alat ovat aikasarjan keskivaiheilla, kun taas muissa simulaatioissa ne ovat aikasarjan lopussa. Hadley Centren pakotteilla mallissa saadaan molempien skenaarioitten loppuvaiheella pienempiä pinta-aloja, kuin muitten mallien pakotteilla. Esimerkiksi $15\,000\text{ km}^2$:n pinta-aloja ei löydetä muista kuvaajista lainkaan, mutta Hadley Centren pakotteella niitä esiintyy aikasarjan loppuvaiheella noin 60:n ja 30 vuoden toistumisaajoilla skenaarioissa RCP 4.5 ja RCP 8.5.

Harvinaiset pinta-alat RCP 8.5 -skenaariossa ovat aikasarjan loppuvaiheilla suurimpia EC-Earth-pakotteella, kun taas skenaarion alkuvaiheella ei ole merkittäviä eroja mallien välillä. Skenaariossa RCP 4.5 sen sijaan pienet pinta-alat ovat suurimpia Max Planckin pakotteella sekä lopussa, että koko aikavälillä.

Aikasarjasta viidellä eri toistumisaajalla saavutettavista pinta-aloista on piirretty kuvassa 9. Käyriä vastaava toistumisaajat ovat ylhäältä lukien 2, 5, 10, 30 ja 50 vuotta. Tästä nähdään joitakin samoja asioita kuin kuvasta 8, mutta lisäksi tästä nähdään hajonnan näyttävän riippuvan ajasta joissakin tapauksissa eli aikasarja on mahdollisesti heteroskedastinen.

Alkuvaiheessa pinta-alat ovat 30 vuoden toistumisaajalla yleensä alle tai enintään vähän yli $40\,000\text{ km}^2$. Myös 10 vuoden toistumisaajalla pinta-alat ovat enintään $50\,000\text{ km}^2$ eli noin puolet Pohjanlahden pinta-alasta, mikä mahdollistaa Perämeren osittaisen avoimuuden. Hadley-Centren pakotteilla 10 vuoden toistumisaikojen pinta-alat laskevat lähelle $25\,000\text{ km}^2$:a lähellä vuotta 2050 ja muissa malleissa ne pysyvät RCP 4.5:ssä pinta-alan $40\,000\text{ km}^2$ yläpuolella ja RCP 8.5:ssä laskevat noin $35\,000\text{ km}^2$:in.

Varsinkin EC-Earth:n pakotteella pientä ja suurta toistumisaikaa vastaavien pinta-alojen erotus vähenee selvästi loppua kohden. Lisäksi kuvan 9 perusteella 30 ja 50 vuoden toistumisaikaa vastaavat pinta-alat eivät muutu pitkällä aikavälillä lainkaan kummasakaan EC-Earth:n pakotteilla kummassakaan päästöskenaariossa, vaikka keskiarvossa on trendi. Vaihtelu vähenee jonkin verran myös HC 4.5 -pakotteella. Lisäksi huomataan, että vaikka HC 4.5 -pakotteella laskeva trendi on yleisesti suurempi kuin HC 8.5



Kuva 8: Pinta-alat toistumisaajan ja ajankohdan funktiona. Vuosiluku on 30 vuoden aikavälin puoliväli. Valkoinen viiva on korrelaatiokertoimen neliö r^2

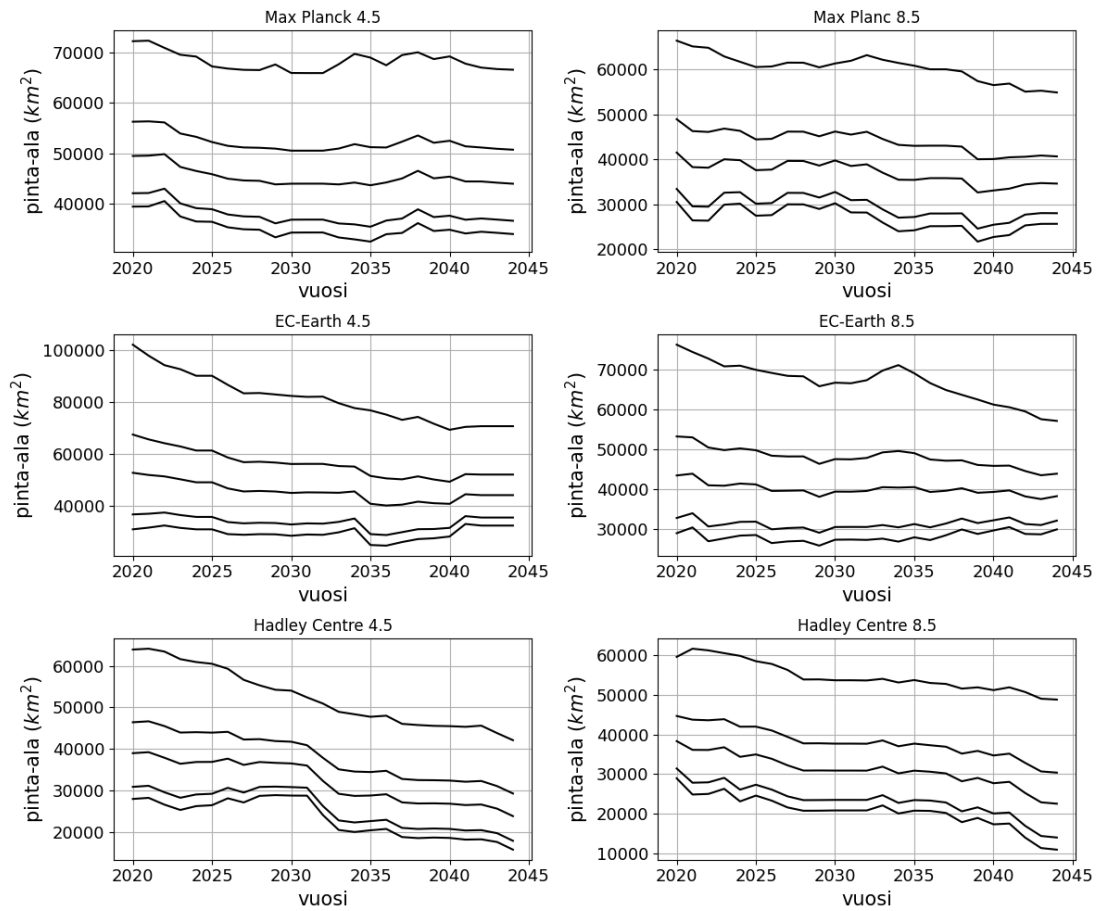
-pakotteella, niin pienet pinta-alat muuttuvat kuitenkin 8.5:ssä enemmän kuin 4.5:ssä laskien lähelle $10\,000\text{ km}^2$:a 50 vuoden toistumisajalla.

Heteroskedastisuus eli varianssin muuttuminen aikasarjan suhteen testattiin Breusch-Pagan-testillä, joka havaitsee lineaarisen muutoksen residuaalissa. Taulukossa 3 on p-arvot kustakin simulaatiosta. Tämän perusteella minkään aikasarjan ei voida sanoa olevan heteroskedastinen, vaikka EC 4.5 -pakotteen tapauksessa testi antaa siitä kuitenkin jotain viitteitä p-arvon ollessa 0,11. Jakauma ei silti välttämättä pysy samanlaisena, koska esimerkiksi sen vinous voi muuttua. Jos aikasarja olisi heteroskedastinen, pienimmän neliösumman sovitukselta saadut trendien merkitsevyysarvot eivät olisi luotettavia.

3.2 Kiintojään paksuuden vuosimaksimit

3.2.1 Historia-ajot ja havainnot

Paksuuksien todennäköisyyskertymä havainnoissa ja historia-ajossa on piirretty kuvaan 10. Paikkojen välisen vertailun helpottamiseksi jokaisen kuvaajan akselit ovat samanlaiset, vaikka kuvaajissa oikeasti tarvittava paksuusväli vaihtelee paikan mukaan. Näitten perusteella malli näyttää osuvan hyvin yhteen havaintojen kanssa. Poikkeuksia on siellä, missä havainnoissa tapahtuu jotain odottamatonta. Tällainen tilanne on Mustasaarella, missä havainnot paksuudesta ovat selvästi pienempiä kuin muualla. Toinen vähän merki-



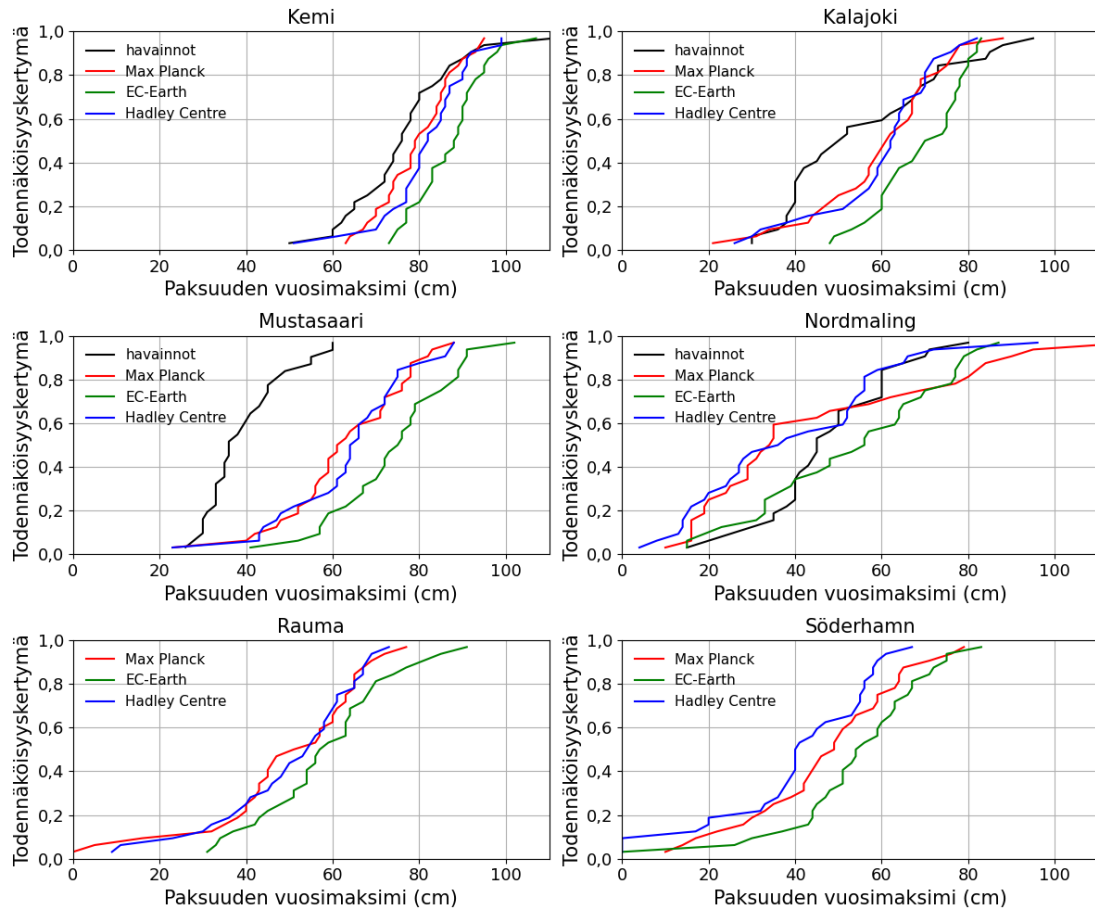
Kuva 9: Aikasarja toistumisaikojä vastaavista pinta-aloista. Ylhäältä alas luettuna toistumisaikat ovat 2, 5, 10, 30, ja 50 vuotta.

Taulukko 3: Breusch-Pagan-testi heteroskedastisuudesta aikasarjoissa eri ilmakehäpakkotteilla. P-arvo ilmaisee todennäköisyyden, jolla aikasarjassa ei esiinny lineaarista residuaalin muutosta.

	RCP 4.5	RCP 8.5
Max Planck	0,9945	0,4477
EC-Earth	0,1115	0,5390
Hadley Centre	0,1892	0,4360

tyksettömmämpi poikkeama on Kalajoella alle 60 %:n todennäköisyyksillä, missä havaintojen todennäköisyyskertymäkäyrä ei seuraa tyypillistä s-muotoa, vaan käyrä näyttää olevan kupera koko matkalta eikä vasta mediaanin jälkeen. Merkittävästi mediaania pie-

nemmät jään paksuudet siis puuttuvat Kalajoelta. Tällaisia anomaliaita ei kuitenkaan havaittu simulaatioissa.



Kuva 10: Jään paksuuksien todennäköisyyskertymä historia-ajossa vuosilta 1975 – 2005 sekä havainnoissa taulukon 2.5 mukaiselta aikaväliltä

Historia-ajoissa ei Max Planckin ja Hadley Centren mallien välillä ole havaittavissa selvää eroa, kun taas tulevaisuuden skenaarioissa Hadley Centren mallin pakotteella tulokset olivat pinta-alan suhteen jäättömyyksiä kuin Max Planckin. EC-Earth:in pakotteella tuloksissa jää on paksumpaa kuin muualla, mikä on yhteneväistä sen kanssa, että tulevaisuuden skenaarioissa sillä saatiin suurempia harvinaisten tapausten pinta-aloja kuin muilla malleilla.

Paksuuden vaihtelu on Kemissä vähäistä simulaatioissa ja havainnoissa ja monessa tapauksessa Kemistä puuttuu jakauman vasen häntä eli harvinaisimmat pienet arvot eivät ole paljon pienempiä kuin yleisemmätkään. Selkämerellä Raumalla ja Söderhamnissa taas harvinaisimmat 10 % arvoista ovat merkittävästi mediaania pienempiä osalla malleista. Nordmalingissa hajonta on suurta mutta jakauma on melko tasainen.

3.2.2 Arviot tulevaisuudesta

Trendit jään paksuudesta tulevaisuuden skenaarioissa laskettiin theil-sen-menetelmällä (Taulukko 4), koska jään ohentuessa mahdollinen vaihteluväli pienenee ja todennäköisesti siksi data on joissakin tapauksissa heteroskedastista. Jokaisessa paikassa ja tilanteessa trendi on laskeva tai nolla, vaikka joissakin tapauksissa trendi on vähäinen eikä tilastollisesti merkitsevä. Trendien tilastollinen merkitsevyys testattiin kaksipuolisella testillä, koska jään paksuuden tiedetään tähän asti kasvaneen toisaalla ja vähentyneen toisaalla (Jevrejeva ym. 2004).

Hadley Centren pakotteella laskeva trendi paksuudessa on kaikissa paikoissa suurempi RCP 4.5 -skenaariossa kuin RCP 8.5:ssä. Max Planckin mallin pakotteella sen sijaan trendi on aina pienempi RCP 4.5 -skenaariossa kuin RCP 8.5:ssä paitsi Söderhamnissa, jonka tulokset näyttävät poikkeavan muista paikoista. EC-Earth-mallin pakotteella ei ole selvää yhtenevyyttä, väheneekö jään paksuus enemmän toisessa kuin toisessa skenaariossa, vaan tilanne vaihtelee paikkakohtaisesti.

MP 4.5:n pakotteella -skenaario tuottaa vain yhdessä paikassa 5 %:n riskitasolla merkittävän laskevan trendin jään paksuuteen, kun taas se on muissa malleissa kaikkialla merkittävä 1 %:n riskitasolla tässä skenaariossa. Trendien suuruudet ovat myös aina molemmissa skenaarioissa pienempiä Max Planckin mallissa kuin muissa malleissa.

Trendien suuruus on yleensä välillä 2 – 9 cm / 10 vuotta. Skenaariossa RCP 4.5 trendit ovat 2 cm:n luokkaa Max Planckin ilmakehällä, 5 cm:n luokkaa EC-Earth:in ilmakehällä ja 7 cm:n luokkaa Hadley Centren ilmakehällä vaihdellen kaikissa paikkakohtaisesti noin 2 cm molempiin suuntiin. Skenaariossa RCP 8.5 trendit ovat Max Planck ja EC-Earth -pakotteilla 4 cm:n ja Hadley Centren pakotteella 6 cm:n luokkaa. Tulosten perusteella ei voida todeta paikkakohtaisia eroja trendien suuruudessa, koska mallien tulokset vaihtelevat paljon.

Söderhamnissa trendi on 1 %:n tasolla merkitsevä vain RCP 4.5 -skenaariossa EC-Earth ja Hadley Centre -mallien pakotteilla. Tämä on myös ainoa paikka josta löytyy tilanne, jossa trendiä ei ole.

Taulukkoa 4 vastaavan lineaarisen sovituksen residuaalien keskihajonnat ovat taulukossa 5. Tämä tarkoittaa keskihajontaa, josta on poistettu lineaarisesta trendistä johtuva hajonta. Näistä huomataan, ettei skenaarioitten välillä ole pääsääntöisesti merkittävää eroa paksuuden hajonnassa, vaan hajonta on samaa suuruusluokkaa samassa paikassa samassa mallissa eri päästöskenaarioilla.

Hajonta on pienintä pohjoisessa Kemissä ja kasvaa etelään mentäessä. Mallien ja skenaarioitten välillä hajonta näyttää vaihtelevan melko satunnaisesti. Kemissä hajonta on 10 cm:n luokkaa, muualla Perämerellä 15 cm:n ja Selkämerellä 18 cm:n luokkaa.

Gumbel-jakauma sovitettiin jättämällä suoran sovituksessa huomiotta alle 10 cm paksuudet, koska pienillä arvoilla paksuus ei näytä noudattavan teoreettista jakaumaa ja paksuuden osalta käsitellään enemmän suuria arvoja. Tuloksia käsiteltiin huomioiden kerralla vain 30 vuoden aikaikkuna. Kuvassa 11 on piirretty RCP 4.5 -skenaariion tulokset viimeiseltä 30 vuoden ajanjaksolta.

Useimmissa malleissa ja paikoissa sovitus osuu erittäin hyvin mallin tuloksiin, mutta on myös paikkoja, joissa sovitus on selvästi väärä eli tulokset eivät noudata Gumbel-

Taulukko 4: Trendit paksuudessa vuosina 2006 – 2059 yksikössä cm / 10 vuotta. Sulkeissa olevat luvut eivät ole tilastollisesti merkitseviä kaksipuolisessa testissä 5 %:n riskitasolla ja lihavoidut luvut ovat merkitseviä 1 %:n riskitasolla. MP, EC ja HC ovat lyhenteitä ilmakehäpakotteina käytetyistä malleista: Max Planck, EC-Earth ja Hadley Centre

RCP	4.5			8.5		
	MP	EC	HC	MP	EC	HC
Kemi	(-1,0)	-3,1	-7,0	-3,2	-3,4	-5,8
Kalajoki	(-3,1)	-4,5	-9,1	-5,3	-5,8	-6,0
Mustasaari	-3,0	-5,2	-8,8	-4,1	-6,4	-7,0
Nordmaling	(-0,9)	-5,9	-4,5	(-1,8)	-3,9	-2,6
Rauma	(-2,0)	-5,7	-7,3	-4,3	-4,7	-6,7
Söderhamn	(-1,5)	-6,0	-6,0	(0,0)	(-4,0)	-0,7

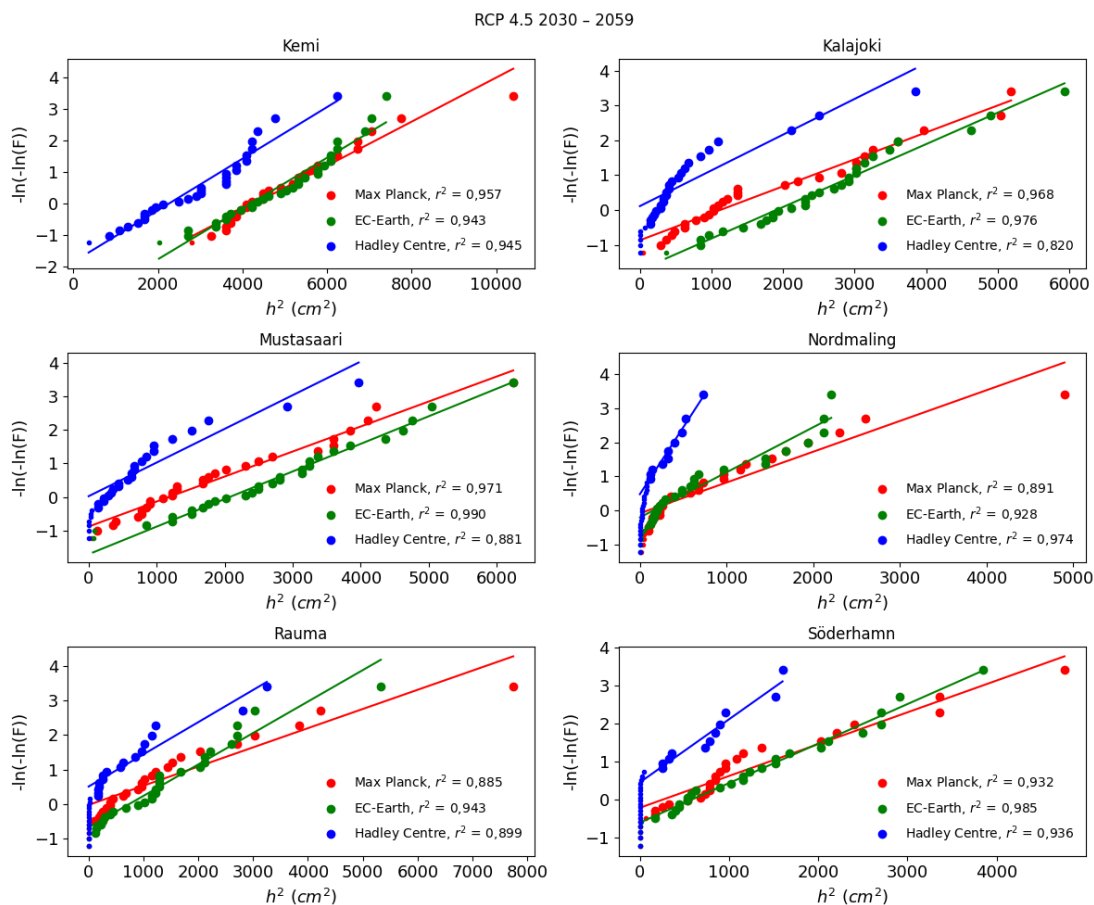
Taulukko 5: Lineaarisen sovituksen residuaalien keskihajonnat (cm)

RCP	4.5			8.5		
	MP	EC	HC	MP	EC	HC
Kemi	10,69	9,87	11,78	11,98	9,82	10,69
Kalajoki	17,08	13,68	15,13	16,69	13,80	17,10
Mustasaari	17,65	16,64	16,10	17,52	16,66	15,40
Nordmaling	17,01	16,88	11,72	13,01	16,27	13,82
Rauma	21,50	18,60	16,67	17,36	18,40	16,85
Söderhamn	19,54	19,14	15,41	19,17	18,82	18,40

jakaumaa riittävän hyvin, että sen käyttäminen olisi järkevää. Tästä kuitenkin nähdään tämän olevan periaatteessa hyvä tapa käsitellä tuloksia, koska mallin selittävyys on välillä jopa 0,99. Jos kyseisiä tilanteita tarkasteltaisiin erikseen, Gumbel-jakauma olisi hyvin käyttökelpoinen, mutta kaikkiin tilanteisiin se ei sovi. Jotta kaikkia malleja käsiteltäisiin samalla tavalla, hylätään siksi Gumbel-jakauma niistäkin tilanteista, joissa se olisi toimiva ja käsitellään kaikkia tilanteita vain mallista saatujen tulosten perusteella.

Paksuusjakaumaa tarkasteltiin kahdessa kolmenkymmenen vuoden ajanjaksossa, jotka osin leikkaavat toisiaan. Yhdet paksuusjakaumat muodostettiin vuosien 2006 – 2035 tuloksista ja toiset jakaumat vuosien 2030 – 2059 tuloksista (kuva 12).

EC 4.5:n pakotteella jää on pääsääntöisesti paksumpaa kuin muilla pakotteilla. Tätä lukuun ottamatta simulaatiot vastaavat erittäin hyvin toisiaan aiemmalla aikavälillä. Myöhemmällä välillä mallien väliset erot ovat merkittäviä. Tällöin osassa paikoista HC 4.5:ttä käyttävä simulaatio erottuu siten, että jää on ohuempaa kuin muissa simulaatioissa. Lisäksi tällä aikavälillä MP 4.5 -pakotteella harvinaisimmat paksut jäät ovat yleensä paksumpia kuin muissa malleissa.



Kuva 11: Mallin tulokset ja sovitettu suora Gumbel-koordinaatistossa. Pienet pisteet on jätetty huomiotta suoran sovituksessa. r^2 on korrelaatiokertoimen neliö.

Vuosina 2006 – 2035 jään mahdollinen paksuuden vaihtelu on mallien perusteella Kemissä 40 – 100 cm ja mediaani on jakauman keskellä 70 cm. Kalajoella ja Mustasaarella paksuusjakaumat ovat keskenään hyvin samankaltaiset. Pienimmät arvot ovat 10 cm ja suurimmat ovat mallista riippuen 70 cm tai lähes 90 cm. Mediaani on mallista riippuen 40 – 60 cm. Jakaumat ovat keskenään kohtuullisen samankaltaisia myös Raumalla ja Söderhamnissa, mutta Söderhamnissa paksuudet ovat vähän pienempiä kuin Raumalla. Raumalla jäätä ei aina synny ja suurin paksuus on mallista riippuen 70 – 80 cm. Mediaani on 30 cm muuten paitsi 50 cm EC 4.5 -pakotteella. Nordmalingissa vaihteluväli on 10 – 70 cm ja jakauma on epäsymmetrinen mediaanin ollessa 20 cm muuten paitsi 40 cm EC 4.5 -pakotteella.

Vuosina 2030 – 2059 jään paksuus on Kemissä enintään 85 cm muuten paitsi 105 cm Max Planck RCP 4.5 -mallin pakotteella. Ohuimmat arvot vaihtelevat malleissa välillä 20 – 50 cm ja mediaani on 50 – 70 cm. Kalajoella ja Mustasaarella paksuimmat arvot ovat 60 – 80 cm ja mediaani on muuten noin 30 cm paitsi HC 4.5:n ilmakehällä 20 cm ja

EC 4.5:n ilmakehällä 50 cm. Nordmalingissa paksuin jää vaihtelee malleissa eniten ollen välillä 25 – 75 cm. Mediaani on 10 – 20 cm ja ohuimmat arvot lähellä nollaa. Raumalla ja Söderhamnissa mediaani on 15 – 30 cm ja jää on enintään noin 60 cm.

Myöhemmällä aikavälillä jäätä syntyy joka vuosi kaikilla ilmakehäpakotteilla vain Kemissä. Raumalla ja Söderhamnissa jäätä ei millään ilmakehäpakotteella synny jokaisena vuonna myöhemmällä aikavälillä.

Yleisesti paksuudet näyttävät jakautuvan samankaltaisesti eri aikavälillä, mutta suuruudet vain muuttuvat. Kemissä on omanlaisensa jakauma, muualla Perämerellä Suomen rannikolla jakauma on samalainen eri paikoissa ja Selkämerellä jakauma on samanlainen Suomen ja Ruotsin rannikolla tämän aineiston perusteella. Nordmaling Perämerellä Ruotsin rannikolla poikkeaa muista paikoista ja myös oletetusta jakauman muodosta. Eri paikkojen välillä suurimmissa paksuuden arvoissa on vaihtelua vähemmän kuin pienimmissä arvoissa.

3.3 Jäätalven ajankohdat

3.3.1 Jäätalven pituus

Simuloidut historian ja ennusteen trendit jäätalven pituudessa merkitsevyyksineen ovat taulukossa 6. Trendit on laskettu theil-sen-menetelmällä ja merkitsevyydet kendallin järjestyskorrelaatiokertoimen avulla.

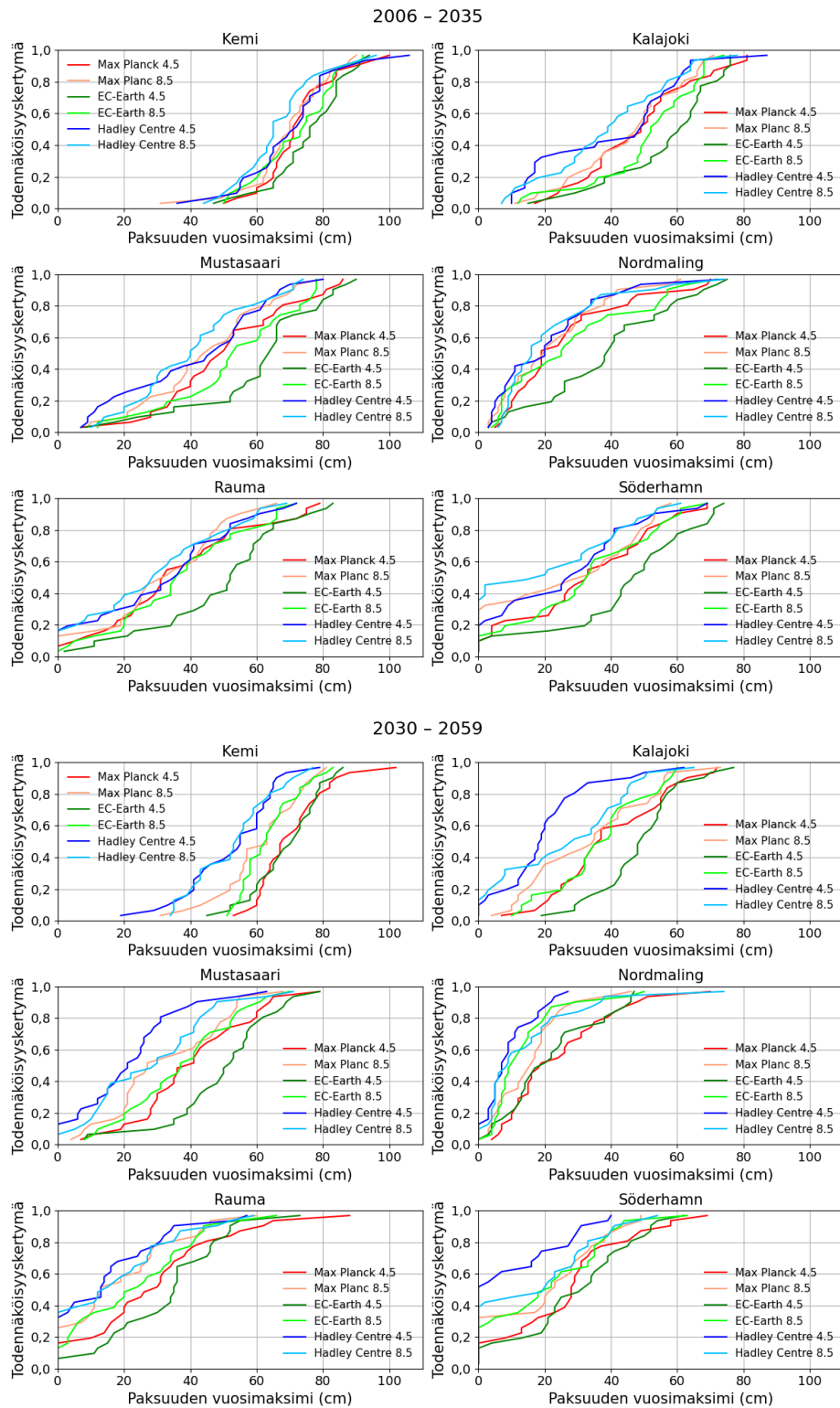
Selvimmän huomataan ero historia-ajon ja tulevaisuuden välillä. Trendit ovat historia-ajossa vähemmän negatiivisia ja yhtä lukuun ottamatta eivät merkitseviä. Laskevimmat trendit ovat HC 4.5 -pakotteen tapauksessa, jossa trendien vaihteluväli on 11 – 20 d / 10 vuotta ja vähiten laskevat saadaan Max Planck RCP 4.5:llä, jolla useimmat trendit eivät ole merkitseviä ja vaihtelu on 2 – 4 d / 10 vuotta. Mallien tulokset trendin suhteen poikkeavat toisistaan paljon RCP 4.5:ssä, mutta RCP 8.5:ssä tulokset ovat hyvin yhteneviä.

Kemissä trendi on vähiten laskeva ja suuruudeltaan 5 – 6 d / 10 vuotta RCP 8.5:ssä. Muuten tässä skenaariossa trendit vaihtelevat välillä 6 – 13 d / 10 vuotta. Kemiä lukuun ottamatta leveyspiiri ei näytä vaikuttavan trendin suuruuteen.

Residuaalien keskihajonnat edellisen taulukon (6) trendeihin liittyen ovat taulukossa 7. Pääosin hajonta kasvaa etelään mentäessä ja on Kemissä selvästi pienin. Historia-ajossa hajonta on joissakin tapauksissa pienempää kuin skenaarioissa. Jäätalven pituuden keskihajonta on Kemissä noin 15 päivää, muualla Perämerellä 20 – 30 päivää ja Selkämerellä 30 – 45 päivää.

Jäätalven pituuden todennäköisyyskertymä piirrettiin kahdelta toisistaan leikkaavalta 30 vuoden ajanjaksolta. Toisin kuin paksuuden ja pinta-alan tapauksessa, joissa voidaan olettaa maksimin olevan aina vuodenvaihteen jälkeen, tässä tarvitaan tietoa koko talvesta, joten aloitusvuosi ei ole 2006 vaan 2007, joka tarkoittaa talvea 2006 – 2007 (kuva 13).

Taulukosta 8 nähdään lisäksi, kuinka usein jäätalven raja-arvoista jää ylittymättä vain 1 cm:n paksuus tai vain 0,15:n peittävyys. Jäätalven pituuden laskemisessa vaadittiin molempien raja-arvojen ylittymistä, mutta useimmiten tutkimuksissa käytetään raja-



Kuva 12: Simuloitu jään paksuuden jakauma vuosina 2006 – 2035 ja 2030 – 2059

Taulukko 6: Jäätalven pituuden trendit (päivää / 10 vuotta) aikaväleillä 2006 – 2059 (RCP:t) ja 1975 – 2005 (historia). Lyhenteet ja tilastollinen merkitsevyys on merkitty kuten taulukossa 4

RCP	4.5			8.5		
	MP	EC	HC	MP	EC	HC
Kemi	(-2,0)	-5,5	-11,2	-6,7	-5,1	-6,2
Kalajoki	(-4,1)	-8,8	-20,0	-12,0	-12,7	-12,8
Mustasaari	-4,4	-5,6	-17,2	-10,6	-11,1	-10,0
Nordmaling	(-4,2)	-8,6	-16,7	-7,1	-12,7	-10,0
Rauma	(-2,4)	-8,7	-13,9	-10,0	-9,1	-12,8
Söderhamn	(-4,1)	-12,0	-18,3	(-6,5)	-10,4	-6,9

	Historia		
	Max Planck	EC-Earth	Hadley Centre
Kemi	(0,0)	-6,0	(-4,5)
Kalajoki	(1,2)	(-4,3)	(-8,6)
Mustasaari	(3,6)	(-4,0)	(-6,5)
Nordmaling	(10,5)	(-1,7)	(-6,7)
Rauma	(2,9)	(-6,2)	(-1,9)
Söderhamn	(4,0)	(-4,2)	(-5,9)

arvona vain peittävyyttä. Päiviä, jolloin vain paksuuden raja-arvo jää ylittymättä on vuodessa pääsääntöisesti alle 3, joten kyseisen raja-arvon käyttäminen ei yleensä muuta tuloksia paljon. Suurimmat keskiarvot ovat Kalajoella, missä ne ovat välillä 3 – 5 päivää. Suurin maksimiarvo 24 päivää saatiin Kalajoella Hadley Centre RCP 4.5 -pakotteella. Tämä tapahtui vuonna 2036, jolloin jäätalven pituus Kalajoella oli kyseisessä simulaatiossa 78 päivää.

Jäätalven pituudet ovat aina pisimpiä EC-Earth mallin ilmakehäpakotteilla (13). Historia-ajossa simulaatiot ovat Hadley Centre ja Max Planck -mallien pakotteilla keskenään samankaltaisia, mutta RCP 4.5 -skenaariossa simulaatiot eroavat myöhemmin toisistaan. Skenaariolla RCP 8.5 saadaan kaikilla ilmakehäpakotteilla melko samanlaisia tuloksia myöhemmällä ajanjaksolla, kun lähtötilanteen erot eivät enää vaikuta paljon. Sitä vastoin RCP 4.5 -skenaariolla simulaatioitten erot tulevat suuremmiksi ajan kuluessa.

Myöhemmällä aikavälillä (2030 – 2059) jäätalven keston mediaani on Kemissä ilmakehäpakotteesta riippuen 120 – 155 päivää, muuten Perämerellä 50 – 125 päivää ja Selkämerellä 35 – 100 päivää RCP 4.5:ssä eli vaihtelu on suurta. Skenaariossa RCP 8.5 mediaani on Kemissä 135 päivää, Perämerellä mediaani vaihtelee paikasta riippuen välillä 65 – 80 päivää ja Selkämerellä mediaani on 65 päivää. Mallista riippuva vaihteluväli on RCP 8.5:ssä aina noin 20 päivää.

Samalla aikavälillä suurimmat arvot ovat Kemissä 160 – 180 päivää, Perämerellä muu-

Taulukko 7: Keskihajonta jäätalven pituudesta ilman trendin vaikutusta hajontaan

RCP	4.5			8.5		
	MP	EC	HC	MP	EC	HC
Kemi	14,26	17,29	17,21	17,64	15,35	15,14
Kalajoki	26,02	25,65	28,40	32,75	24,36	28,69
Mustasaari	22,39	31,03	29,54	28,77	27,35	26,26
Nordmaling	23,05	29,83	24,07	26,06	25,58	23,45
Rauma	32,06	31,81	36,71	34,36	31,18	35,09
Söderhamn	37,95	43,22	35,38	45,31	41,41	41,13

	Historia		
	Max Planck	EC-Earth	Hadley Centre
Kemi	14,27	11,97	13,80
Kalajoki	24,80	16,56	17,76
Mustasaari	20,14	18,53	16,93
Nordmaling	24,20	18,70	24,41
Rauma	29,88	24,45	22,44
Söderhamn	33,08	35,76	40,98

ten Suomen puolella 125 – 160 päivää ja Selkämerellä 115 – 150 päivää. Ruotsin puolella kestot ovat noin 20 päivää vähemmän. Lyhimmät jäätalvet ovat Kemissä 65 – 125 päivää, mutta jakauma on voimakkaasti hännäkäs vasemmalle ja alle 85 päivän arvot ovat hyvin harvinaisia. Aiemmalla 30-vuotisella aikavälillä tämä vasen häntä puuttuu jakaumasta. Muuten lyhimmät jäätalvet ovat Perämerellä pääasiassa 0 – 50 päivän pituisia ja Selkämerellä 0 – 10 päivän pituisia. Poikkeuksena Perämerellä on Mustasaari, jossa MP 4.5 -pakotteella lyhin arvo on 70 päivää.

Jäättömiä talvia ei Kemissä esiinny ollenkaan missään mallissa. Muissa paikoissa vähintään HC 4.5 -ilmakehäpakote tuottaa jäättömiäkin talvia myöhemmällä aikavälillä. Aikaisemmalla aikavälillä jäättömiä talvia esiintyy vain Selkämerellä. Myöhemmällä aikavälillä Selkämerellä lähes kaikki mallit tuottavat jäättömiä talvia ja muissakin pienin kesto on vain joitakin päiviä. Jokaisessa käsitellyssä paikassa kuitenkin esiintyy vähintään yhden mallin tuloksissa jäätä kaikkina talvina.

3.3.2 Jäätalven alkamis- ja päättymisajat

Kuvassa 14 on todennäköisyys jään esiintymiselle päivämäärän funktiona kahdelta eri aikaväliltä. Vastaavat tulokset historia-ajosta ovat kuvassa 15. Päiväkohtaiset tulokset on suodatettu gaussin alipäästösuodattimella, jonka taajuusvaste on kuvassa 16. Suodattimen keskihajontana oli 10/3, joka vastaa 10 päivän liukuvaa keskiarvoa.

Tämän kuvan (14) perusteella ei voi päätellä jäätalven keston todennäköisyysjakautumaa, joka on erikseen kuvassa 13. Jäätalven alkamisen ja päättymisen ajankohdat korreloivat keskenään jossain määrin, mutta eivät niin täysin, että todennäköisyyttä p vas-

Taulukko 8: Minimi, keskiarvo ja maksimi siitä, monenako päivänä vuodessa vain pak-suusraja 1 cm (ylempänä) tai vain peittävyysraja 0,15 (alempana) jää ylittymättä

RCP	4.5			8.5		
	MP	EC	HC	MP	EC	HC
Kemi	0 0,4 3	0 0,3 3	0 0,6 4	0 0,4 3	0 0,5 3	0 0,6 3
	1 4,8 12	1 4,5 11	0 4,2 9	0 4,1 10	0 3,9 11	0 4,1 11
Kalajoki	0 5,1 17	0 3,0 13	0 4,0 24	0 4,2 17	0 4,5 22	0 5,2 19
	0 1,8 13	0 1,5 14	0 1,6 11	0 1,8 16	0 1,0 9	0 1,5 11
Mustasaari	0 1,9 13	0 1,8 7	0 1,0 5	0 1,5 9	0 2,0 12	0 2,2 12
	0 3,5 9	0 2,7 9	0 2,6 9	0 2,1 6	0 2,2 7	0 1,9 9
Nordmaling	0 3,1 12	0 2,8 11	0 1,9 7	0 2,7 9	0 3,2 9	0 3,5 15
	1 4,8 19	0 4,5 15	1 5,5 14	0 4,9 14	0 3,3 12	0 3,7 18
Rauma	0 2,5 15	0 2,3 11	0 1,5 10	0 2,2 10	0 1,8 8	0 2,2 13
	0 1,6 7	0 1,5 9	0 1,2 6	0 1,1 6	0 1,2 8	0 1,1 8
Söderhamn	0 2,9 14	0 2,7 13	0 2,3 12	0 2,8 12	0 1,9 11	0 2,2 12
	0 0,4 4	0 0,3 2	0 0,5 3	0 0,4 3	0 0,2 2	0 0,1 1

taavien jäätalven päättymis- ja alkamispäivien erotus olisi sama kuin jäätalven kesto todennäköisyydellä p . Lisäksi alkamis- ja päättymispäivien erotuksen käyttäminen vaatisi jäätalven olevan yhtenäinen, mitä se ei välttämättä ole.

Kemissä jäätyminen tapahtuu aina noin 50 päivän aikavälillä. Historia-ajossa tämä aikaväli päättyi noin 10 päivää ennen vuodenvaihdetta, talvena 2007 alkavalla aikavälillä se päättyi vuoden vaihteessa ja talvena 2030 alkavalla aikavälillä se päättyi noin 10 päivää vuodenvaihteen jälkeen, mutta tuolloin malleissa on jonkin verran eroja. Aikaisimman jäätymisen ajankohta näyttää näissä aikasarjoissa muuttuvan Kemissä vähemmän kuin myöhäisimmän.

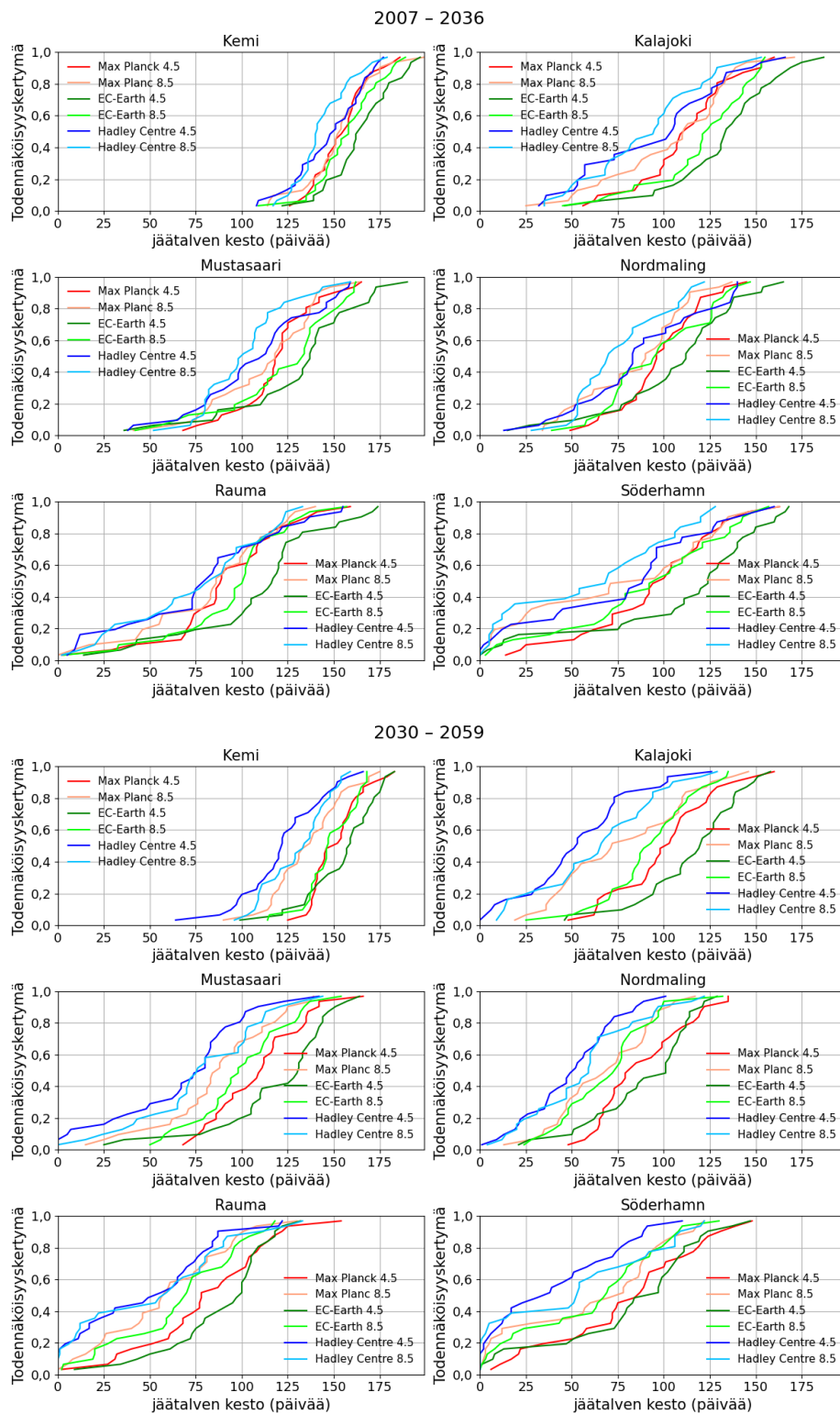
Kemissä jäätalven päättymisen ajankohdassa nähdään muutos selvemmin kuin talven alkamisen ajankohdassa. Jäätalven päättymisen aikaväli on noin 40 päivää ja EC-Earth-simulaatiossa vähemmän. Jäätä esiintyy historia-ajossa aina huhtikuun loppupuolelle asti ja mahdollisesti kesäkuun alkupuolelle saakka. Myöhemmällä aikavälillä (2030 – 2059) jäätä on Kemissä aina huhtikuun puoleenväliin asti MP 4.5- sekä EC-Earth-pakotteita käyttävissä simulaatioissa ja muissa simulaatioissa (HC:t ja MP 8.5) noin maaliskuun loppuun saakka.

Muualla Perämerellä jään esiintyminen on jälkimmäisellä aikavälillä mahdollista joulukuun alusta toukokuun puoliväliin Suomen rannikolla (Kalajoki ja Mustasaari). Ruotsin rannikolla (Nordmaling) tämän aikavälin jäätalvi päättyy aina jo huhtikuun loppupuolella. Historia-ajossa jään esiintyminen on Perämerellä mahdollista marraskuun puolivälistä toukokuun loppuun.

Jään esiintymisen suurin todennäköisyys Perämerellä on aiemmalla aikavälillä mallista

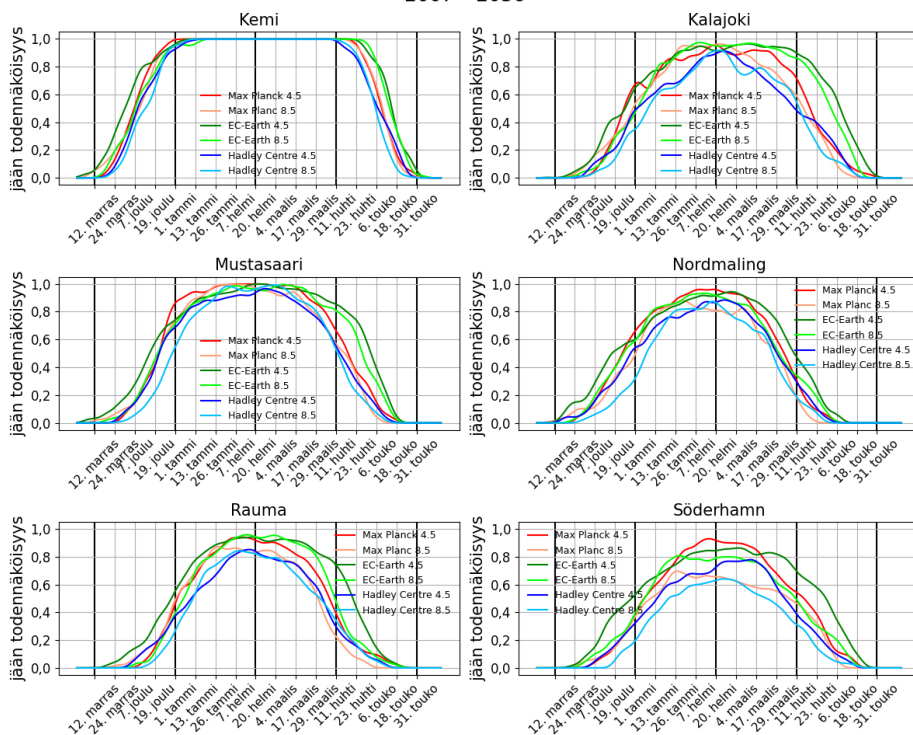
riippuen $0,9 - 1$ helmikuun lopulla olevana ajankohtana. Myöhemmin todennäköisyys vaihtelee mallista riippuen välillä $0,7 - 1$. Tällöin Suomen rannikolla todennäköisyys on yli $0,8$ tammikuun puolivälistä maaliskuun loppuun. Nordmalingin tilanne Ruotsin rannikolla vastaa Suomen rannikolla enemmän Selkämerta kuin Perämerta.

Selkämerellä Raumalla jään esiintyminen on mahdollista joulukuun puolivälistä toukokuun puoleen väliin. Ruotsin rannikolla Söderhamnissa tilanne on aiemmalla aikavälillä sama, mutta myöhemmin osassa malleista esiintyminen lakkaa jo huhtikuun lopulla. Enimmillään jään todennäköisyys on helmikuun lopulla. Vain historia-ajossa on malleja, joissa jään todennäköisyys tällöin on 1 Selkämerellä. Ennusteen loppupuolella todennäköisyys vaihtelee mallista riippuen välillä $0,6 - 0,9$ Raumalla ja $0,5 - 0,8$ Söderhamnissa.

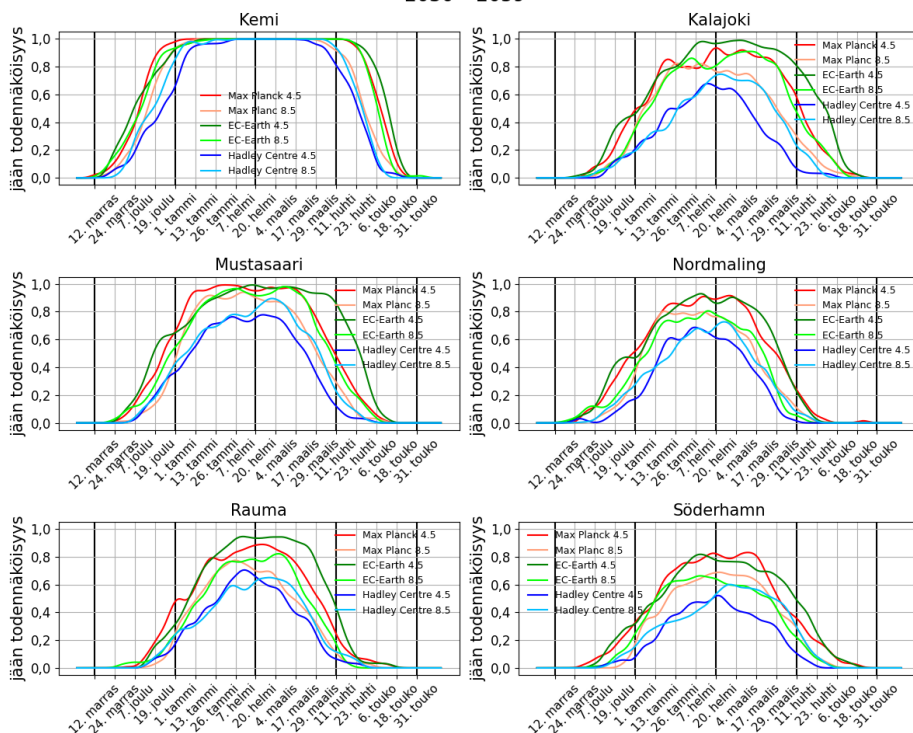


Kuva 13: Jäätälven pituuden (päivää) todennäköisyyskertymä kahdelta aikaväliltä

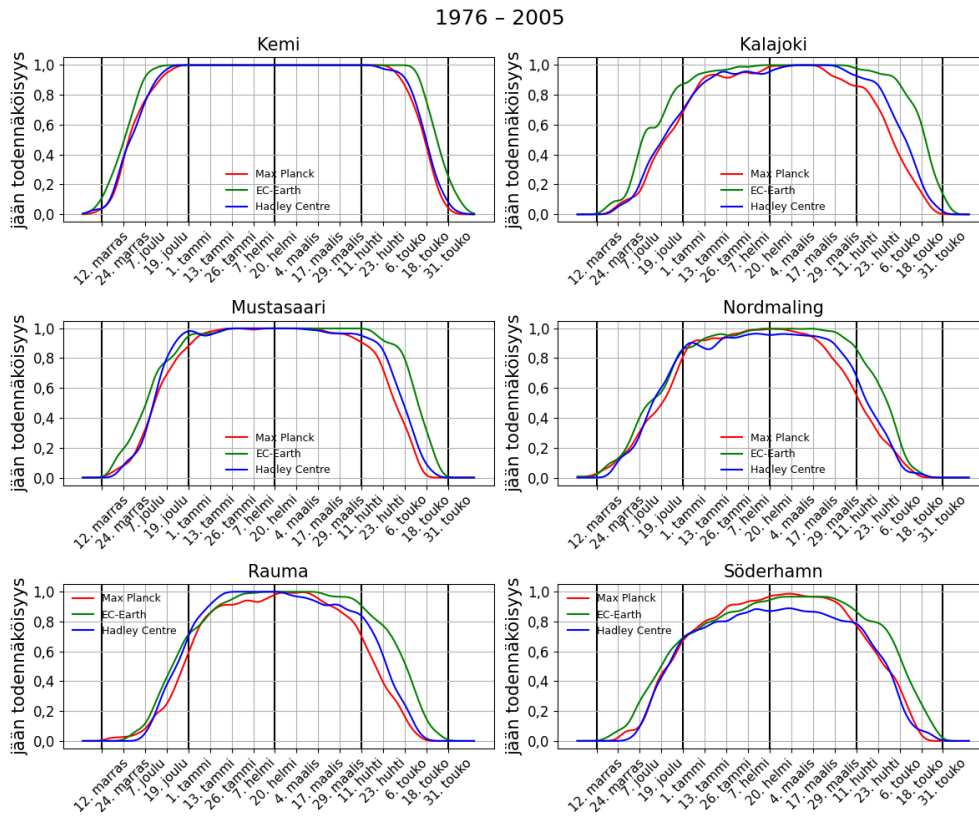
2007 – 2036



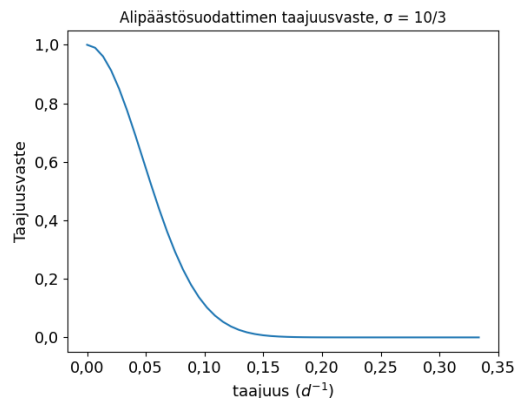
2030 – 2059



Kuva 14: Jään esiintymisen todennäköisyys ajankohdan funktiona, 50 päivän aikaväliä korostettu



Kuva 15: Jään esiintyminen historia-ajossa, 50 päivän aikavälit korostettu



Kuva 16: Kuvissa 14 ja 15 (jään esiintymisen ajankohdat) käytetyn alipäästösuodattimen taajuusvaste

4 Keskustelu

Aiemmin Itämeren jäätilanteen ennusteita on tutkittu lähinnä keskilukujen ja joskus myös jonkin luottamusvälin osalta kuten Luomaranta ym. 2014 on tehnyt. Ennen 2000-lukua tehtyihin havaintoihin perustuen Jevrejeva ym. 2004 on muodostanut todennäköisyysjakaumia jäätyamisen ja jään sulamisen ajankohdasta muutamassa Itämeren sijainnissa. Muilta osin tätä vastaavaa tutkimusta, jossa jäätilanteen parametreja käsitellään todennäköisyysjakaumina, ei ole Itämerellä tehty aikaisemmin tai se ei ole helposti löydettävissä. Gumbel-todennäköisyysjakauman käyttö on myös harvinaista merijään tutkimuksessa eikä sitä ilmeisesti ainakaan Itämerellä ole ennen käytetty. Sen sijaan hydrologian alalla Gumbel-jakauman käyttö on yleisempää esimerkiksi arvioitaessa tulvariskejä (Onen ja Bagatur 2017) tai sademäärän ääriarvoja (Koutsoyiannis 2003).

Yleensä jään pinta-alaa tarkastellaan koko Itämeren osalta, mutta tässä oli mukana ainoastaan Pohjanlahti, mikä vaikeuttaa pinta-alan arvojen vertaamista aiemmin tunnettuun tietoon. Arvoja voidaan kuitenkin käsitellä osuuksina koko Pohjanlahdesta. Pinta-alan arvoja voidaan myös rajoitetusti verrata sellaisenaan muuhun tietoon Itämerestä, koska sen jäätä valtaosa on Pohjanlahdella, kun jään kokonaispinta-ala on pieni ja vain pieni osa jäätä on Suomenlahden perukassa sekä mahdollisesti Riianlahdella.

Kolmesta käytetystä mallista vain yhdellä saatiin tuloksia, jonka mukaan suuret pinta-alat pienenevät nopeammin kuin pienet, mikä olisi aiemman ennusteen mukaista (Luomaranta ym. 2014). Edellä mainitussa tutkimuksessa ei kuitenkaan kuvattu yksittäisten ilmakehämallien tarkkuudella, että kaikilla saataisiin sellaisia tuloksia ja voi olla sattumaa, että tässä kahdella mallilla kolmesta tulokset poikkesivat kyseisestä tutkimuksesta (Luomaranta ym. 2014), jossa käytettiin 28 ilmakehämallia. Tässä saadut tulokset eivät siis ole suurten pinta-alojen muutoksen osalta aiempaa tietoa vastaan, mutta eivät myöskään selvästi tue sitä.

Tulokset Hadley Centren ilmakehäjärjestelmämallin ilmakehäpakotteella poikkeavat kahdesta muusta mallista ja yleisestä käsityksestä vähäisemmän päästöskenaarion tuottaessa jokaiseen tutkittuun suureeseen merkittävämmän trendin kuin suuremman päästöskenaarion. Vaikuttaa siis luultavalta, että tässä mallissa RCP 8.5 -skenaario tuottaa paikallisesti viileämmän ilmaston kuin RCP 4.5 -skenaario. Jään paksuus ei riipu ainoastaan lämpötilasta, vaan myös esimerkiksi lumisateesta joka voi aiheuttaa kohvajään muodostumista, minkä vuoksi jäätä ei voi pitää suorana lämpötilan indikaattorina. Varsinkin itämerellä kohvajään osuus on merkittävä sen ollessa paikoin yli kolmasosa jään paksuudesta keskimääräisenä talvena (M. Granskog, Kaartokallio ja Shirasawa 2003). Lisäksi jään pinta-ala ja jäätalven pituus voivat riippua muun muassa merivirroista ja suolan dynamiikasta. Tässä käytettiin jäämallissa vakiosuolaisuutta 0,001 g / kg, mutta enemmän jään syntyyn vaikuttaa meren suolaisuus kerrostuneisuuden ja jäätymispisteen kautta. Todennäköisimmin erot ilmakehämallien välillä kuitenkin johtuvat pääasiassa suoraan lämpötiloista.

Jään paksuus näyttää joissakin paikoissa olevan mallissa suurempi kuin havainnoissa (kuva 10), mutta kaikkialla niin ei ole ja tarvittaisiin enemmän tuloksia kertomaan, tuottaako malli systemaattisesti liian paksua jäätä. Kuvassa havaittavat tilanteet, joissa malli poikkeaa selvästi havainnoista, saattavat myös kertoa siitä, että mittaukset voivat

joskus poiketa paikallisesti alueen tyypillisistä arvoista ja käytettäessä mallin tuloksia on pienempi riski saada alueen yleistilanteesta poikkeavia tuloksia.

Myös aiempiin ennusteisiin vertaamalla saadaan epävarmoja tuloksia siitä, tuottaako käytetty jäämalli liian paksua jäätä. Jään paksuuden mediaani vuodesta 2030 alkaen on Kemissä aiempien ennusteitten vaihteluvälillä (Luomaranta ym. 2014), joissa keskiarvo on tämän aikavälin alkuvaiheella noin 70 cm. Tässä mediaani oli mallista riippuen 50 – 70 cm ja käyrän perusteella keskiarvot vaihtelevat enemmän kuin mediaani. Luulajassa, joka on melko lähellä Kemiä jään maksimipaksuuden on arvioitu 2050-luvulla olevan useinkin alle 30 cm, mitä tässä ei Kemissä tapahdu muuten kuin joillakin ilmakehämalleilla harvoin. Tämä voisi antaa viitteitä siitä, että mahdollisesti jään paksuus olisi käytetyssä mallissa liian suuri, vaikka Ruotsin puolella jäätilanne on usein leudompi kuin Suomen.

Varsinkin ohuen jään tapauksessa lumen vaikutus jään kasvuun voi olla merkittävä, koska tällöin lumen osuus koko kerroksesta voi olla suuri ja vaikuttaa paljon eristävyyteen. Tyypillisesti lumi hidastaa jään kasvua kertoimella, joka on välillä 0,5 – 1 (Leppäranta 1993). Siksi Stefanin yhtälö (2.14) ei kuvaa tilannetta aina hyvin ja Gumbel-jakauman sovitus epäonnistui joissakin tilanteissa, kun jään paksuudet painottuivat ohuisiin arvoihin. Jakauman sovitus voisi onnistua paremmin, jos Stefanin yhtälöön lisättäisiin lumen vaikutusta kuvaava termi ja siten saataisiin uusi satunaismuuttuja $\underline{x} = f(h_j, h_l)$, missä h_j ja h_l ovat jään ja lumen paksuudet vastaavasti kuin nyt käytettiin Stefanin yhtälön perusteella saatua muotoa $\underline{x} = h_j^2$. Tällöin pitäisi tehdä oletus lumen osuuden kehityksestä talven kuluessa.

Edellä mainittu ei silti olisi tarkka kuvaus, koska lumen lämmönjohtavuus riippuu lumen ominaisuuksista ja muuttuu ajassa. Tarkemmin jään kasvu voidaan laskea Zubovinin yhtälöstä, johon on Leppärannan ja Myrbergin (Leppäranta ja Myrberg 2009) kuvaamalla tavalla lisätty lumen vaikutus (4.1).

$$h = \sqrt{(h_0^2 + 2h_0d) + a(S + S_0) + d^2} - d - \frac{\kappa_j}{\kappa_l(t)}h_l(t) \quad (4.1)$$

Tässä h_0 on jään paksuus alussa, h_l on lumen paksuus, $d = \kappa_j/k_1$, mikä kuvaa rajakerroksen eristävyyttä, S on pakkassumma κ_j ja κ_l ovat jään ja lumen lämmönjohtavuuskertoimet ja $S_0 = \int_0^t k_0/k_1 dt'$. Termit k_0 ja k_1 ovat nettolämpövuon lineaarisen likiarvoistuksen vakiotermi ja kulmakerroin ($Q_n = k_0 + k_1\Delta T$), missä ΔT on ilman ja jään välinen lämpötilaero. Tämän yhtälön ratkaisu tapahtuu numeerisesti, jonka vuoksi tämän perusteella ei saada suoraan määriteltä toivottua satunaismuuttujaa.

5 Päätelmät

Saatujen tulosten kuvaamisessa oli usein hyödyllistä jakaa Pohjanlahti Perämeren pohjoisosaan, muuhun Perämereen ja Selkämereen. Ruotsin rannikolla olosuhteet olivat leudommat kuin Suomen, mutta tilanne oli kuitenkin riittävän samankaltainen, jotta kyseinen jako oli hyödyllinen tilanteen kokonaiskuvan muodostamiseksi.

Simuloitaessa Pohjanlahden jäätilannetta käytetyllä ilmakehämallilla on melko paljon merkitystä tuloksiin, joten monessa tilanteessa tuloksia kannattaa esittää ilmakehämallista riippuvana vaihteluvälinä yhden tuloksen sijaan.

Käytetystä kolmesta ilmakehäpakotteesta Hadley Centre tuotti selvimmin laskevan trendin jääolosuhteisiin. Kaikilla tutkituilla suureilla laskeva trendi oli tämän mallin pakotteella suurempi pienemmällä RCP 4.5 päästöskenaariolla kuin suuremmalla RCP 8.5:llä. Joittenkin harvinaisten toistumisaikojen muutoksissa tähän löytyi kuitenkin poikkeuksia.

Merkitsevää muutosta ei tapahdu kaikkien suureitten kohdalla lainkaan Max Planckin mallin RCP 4.5 skenaarin ilmakehäpakotteella, kun taas kaikilla muilla pakotteilla saadaan trendi leudompina talvien suuntaan. EC-Earth-mallin pakote tuottaa simulaation alkuvaiheella ja historia-ajoissa näistä malleista ankarimpia jäätalvia, mutta trendi on siinä määrin laskeva, että myöhemmin suureesta ja paikasta riippuen joko Max Planck RCP 4.5 tai EC-Earth RCP 4.5 -pakotteilla tulokset saattavat poiketa muista tuottaen selvästi ankarampia jäätalvia. Suuremmalla päästöskenaariolla RCP 8.5:llä simulaatiot yhtenevät selvästi paremmin kuin pienemmällä RCP 4.5:llä.

Kaikkien simulaatioitten perusteella jäätalven laajuus on vuonna 2020 sellainen, että 30 vuoden toistumisajalla osa Perämerestä on jäätön. Suurimmassa osassa simulaatioista nämä pinta-alat ovat vähän yli $30\,000\text{ km}^2$ ja joissakin enemmän. Myös 10 vuoden toistumisajat ovat enintään $50\,000\text{ km}^2$, mikä on noin puolet Pohjanlahden pinta-alasta eli Perämeren osittainen avoimuus on mahdollista. Osassa malleista pinta-alat eivät näillä toistumisajoilla muutu vuoteen 2050 mennessä paljon tai ollenkaan, koska leudoissa talvissa muutosta havaitaan vähemmän kuin ankarissa. Hadley Centren mallissa pinta-ala kuitenkin laskee 30 vuoden toistumisajalla pinta-alan $20\,000\text{ km}^2$ alapuolelle.

Paksuuden osalta tuloksissa on laskua pääosin $2 - 9\text{ cm} / 10\text{ vuotta}$. Yksittäisissä paikoissa voidaan saada poikkeavia tuloksia ja kaikissa tapauksissa nämä trendit eivät ole tilastollisesti merkitseviä. Jään paksuuden vuosimaksimien keskihajonta on pienintä pohjoisessa ollen noin 10 cm ja muualla keskihajonta on noin 18 cm .

Jään paksuudessa on viimeisellä 30 vuoden ajanjaksolla enemmän hajontaa ilmakehämallien välillä kuin muissa suureissa. Paksuuden mediaani on tuolloin yli 50 cm Perämeren pohjoisosassa ja laskee etelään mentäessä, mutta ei alita kymmentä senttimetriä. Suurimmat arvot ovat pohjoisessa yli 80 cm ja laskevat etelään päin mentäessä noin 60 senttimetriä eli suurimmat paksuudet vaihtelevat maantieteellisesti vähemmän kuin mediaani.

Kaikki mallit eivät tuota tilastollisesti merkitseviä trendejä jäätalven pituuteen RCP 4.5 -skenaariossa ja negatiivisin trendi on -20 päivää kymmenessä vuodessa. RCP 8.5:ssä vaihteluvälin itseisarvo on pääosin $6 - 13\text{ d} / 10\text{ vuotta}$. Perämeren pohjoisosassa trendi on pienempi kuin muualla.

Jäätalven pituuden mediaani vuosina 2030 – 2059 on näissä simulaatioissa pohjoisella Perämerellä yli 120 päivää. Suurimmat arvot ovat siellä 180 päivää ja muualla Pohjanlahdella 125 – 150 päivää. Vähimmillään mediaani on Selkämerellä 35 päivää, mutta mallista riippuen se voi olla myös 100 päivää eli mallien välinen vaihtelu on suurta. Vain Kemissä mikään malli ei tuota yhtään jäätöntä talvea. Jäätalven pituuden keskihajonta on 15 päivää pohjoisessa ja etelään mentäessä kasvaa enimmillään 45 päivään.

Suurin todennäköisyys jään esiintymiselle on helmikuun lopulla. Tällöin se on Perämerellä historiassa ja ennusteen alkuvaiheella lähes 1 ja myöhemmin vähintään 0,7 ja pohjoisosassa tällöinkin 1. Selkämerellä suurin todennäköisyys on myöhemmin välillä 0,5 – 0,8.

Viitteet

- Bitz, Cecilia M ja William H Lipscomb (1999). "An energy-conserving thermodynamic model of sea ice". *Journal of Geophysical Research: Oceans* 104.C7, s. 15669–15677.
- Carpinteri, Andrea ym. (1999). "Expected principal stress directions under multiaxial random loading. Part I: theoretical aspects of the weight function method". *International Journal of Fatigue* 21.1, s. 83–88.
- Granskog, MA, H Kaartokallio ja K Shirasawa (2003). "Nutrient status of Baltic Sea ice: Evidence for control by snow-ice formation, ice permeability, and ice algae". *Journal of Geophysical Research: Oceans* 108.C8.
- Granskog, Mats A, Tõnu A Martma ja Rein A Vaikmäe (2003). "Development, structure and composition of land-fast sea ice in the northern Baltic Sea". *Journal of Glaciology* 49.164, s. 139–148.
- Gumbel, Emil Julius (1935). "Les valeurs extrêmes des distributions statistiques". Teoksessa: *Annales de l'institut Henri Poincaré*. Vol. 5. 2, s. 115–158.
- Hazeleger, W ym. (2012). "EC-Earth V2. 2: description and validation of a new seamless earth system prediction model". *Climate dynamics* 39.11, s. 2611–2629.
- Hibler III, WD (1979). "A dynamic thermodynamic sea ice model". *Journal of physical oceanography* 9.4, s. 815–846.
- Hundecha, Yeshewatesfa ym. (2016). "A regional parameter estimation scheme for a pan-European multi-basin model". *Journal of Hydrology: Regional Studies* 6, s. 90–111.
- Hunke, EC ja JK Dukowicz (1997). "An elastic–viscous–plastic model for sea ice dynamics". *Journal of Physical Oceanography* 27.9, s. 1849–1867.
- Höglund, Anders ym. (2017). "Ice conditions for maritime traffic in the Baltic Sea in future climate". *Boreal Environ. Res* 22, s. 245–265.
- Jakobsson, Martin ym. (2019). "Bathymetric properties of the Baltic Sea". *Ocean Science* 15.4, s. 905–924.
- Jevrejeva, S ym. (2004). "Baltic Sea ice seasons in the twentieth century". *Climate research* 25.3, s. 217–227.
- Jones, CDea ym. (2011). "The HadGEM2-ES implementation of CMIP5 centennial simulations". *Geoscientific Model Development* 4.3, s. 543–570.
- Koutsoyiannis, Demetris (2003). "On the appropriateness of the Gumbel distribution for modelling extreme rainfall". Teoksessa: *Proceedings of the ESF LESC Exploratory Workshop held at Bologna*. Citeseer, s. 24–25.
- Launiainen, Jouko ym. (2002). "Atmospheric reflections to the Baltic Sea ice climate". Teoksessa: *Fourth workshop on the Baltic Sea Ice Climate, Norrköping, Sweden, SMHI, Oceanografi*. Vol. 72, s. 19–30.
- Leppäranta, Matti (1993). "A review of analytical models of sea-ice growth". *Atmosphere-Ocean* 31.1, s. 123–138.
- (2011). *The drift of sea ice*. Springer Science & Business Media.
- Leppäranta, Matti ja Kai Myrberg (2009). *Physical oceanography of the Baltic Sea*. Springer Science & Business Media.

- Leppäranta, Matti ja Ari Seinä (1985). "Freezing, maximum annual ice thickness and breakup of ice on the Finnish coast during 1830–1984". *Geophysica* 21.2, s. 87–104.
- Long, J Scott ja Laurie H Ervin (2000). "Using heteroscedasticity consistent standard errors in the linear regression model". *The American Statistician* 54.3, s. 217–224.
- Luomaranta, Anna ym. (2014). "Multimodel estimates of the changes in the Baltic Sea ice cover during the present century". *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography* 66.1, s. 22617.
- Madec, Gurvan ym. (2017). "NEMO ocean engine".
- Meier, HE Markus (2006). "Baltic Sea climate in the late twenty-first century: a dynamical downscaling approach using two global models and two emission scenarios". *Climate dynamics* 27.1, s. 39–68.
- Myrberg, Kai, Harri Kuosa ja Matti Leppäranta (2006). *Itämeren fysiikka, tila ja tulevaisuus*. Yliopistopaino.
- Onen, Fevzi ja Tamer Bagatur (2017). "Prediction of flood frequency factor for Gumbel distribution using regression and GEP model". *Arabian Journal for Science and Engineering* 42.9, s. 3895–3906.
- Parkinson, Claire L (2002). "Trends in the length of the Southern Ocean sea-ice season, 1979–99". *Annals of Glaciology* 34, s. 435–440.
- Pemberton, Per ym. (2017). "Sea-ice evaluation of NEMO-Nordic 1.0: a NEMO–LIM3.6-based ocean–sea-ice model setup for the North Sea and Baltic Sea". *Geoscientific Model Development* 10.8, s. 3105–3123.
- Ronkainen, Iina ym. (2013). "Long-term changes in Baltic Sea ice conditions".
- Ronkainen, Iina ym. (2018). "Interannual sea ice thickness variability in the Bay of Bothnia". *The Cryosphere* 12.11, s. 3459–3476.
- Saraiva, Sofia ym. (2019). "Uncertainties in projections of the Baltic Sea ecosystem driven by an ensemble of global climate models". *Frontiers in Earth Science* 6, s. 244.
- Schwerdtfeger, Peter (1963). "The thermal properties of sea ice". *Journal of Glaciology* 4.36, s. 789–807.
- Seinä, A ja E Palosuo (1996). "The classification of the maximum annual extent of ice cover in the Baltic Sea 1720–1995". *Meri* 27, s. 79–91.
- Sen, Pranab Kumar (1968). "Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau". *Journal of the American statistical association* 63.324, s. 1379–1389.
- Stefan, Johan (1891). "Über die Theorie der Eisbildung, insbesondere über die Eisbildung im Polarmeere". *Annalen der Physik und Chemie* 42, s. 269–286.
- Stevens, Bjorn ym. (2013). "Atmospheric component of the MPI-M Earth system model: ECHAM6". *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* 5.2, s. 146–172.
- Thomas, David N (2017). *Sea ice*. John Wiley & Sons.
- Uotila, Petteri, Timo Vihma ja Jari Haapala (2015). "Atmospheric and oceanic conditions and the extremely low Bothnian Bay sea ice extent in 2014/2015". *Geophysical Research Letters* 42.18, s. 7740–7749.
- Vainio, J (2020). *Kaikkien aikojen leudoin jäätalvi 2019–2020*. URL: <https://www.ilmatieteenlaitos.fi/jaatalvi-2019-2020> (viitattu 03.02.2021).
- Van Vuuren, Detlef P ym. (2011). "The representative concentration pathways: an overview". *Climatic change* 109.1-2, s. 5.

- Vancoppenolle, Martin ym. (2012). "The Louvain-la-Neuve sea ice model". *Notes du pole de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), Paris, France* 31.
- Vihma, Timo ja Jari Haapala (2009). "Geophysics of sea ice in the Baltic Sea: A review". *Progress in Oceanography* 80.3-4, s. 129–148.