



Pro Gradu-tutkielma
Meteorologia

SADEMÄÄRÄSIMULAATIOT ENSEMBLES-HANKKEEN
ALUEELLISISSA ILMASTOMALLEISSA

Jussi Ylhäisi

4.5.2009

Ohjaajat: Ari Venäläinen, Jouni Räisänen

Tarkastajat: Jouni Räisänen, Hannu Savijärvi

HELSINGIN YLIOPISTO
FYSIKAN LAITOS

PL 64 (Gustaf Hällströmin katu 2)
00014 Helsingin yliopisto



Tiedekunta/Osasto – Fakultet/Sektion – Faculty Matemaattis-luonnontieteellinen		Laitos – Institution – Department Fysiikan laitos	
Tekijä – Författare – Author Jussi Ylhäisi			
Työn nimi – Arbetets titel – Title Sademääräsimulaatiot ENSEMBLES-hankkeen alueellisissa ilmastomalleissa			
Oppiaine – Läroämne – Subject Meteorologia			
Työn laji – Arbetets art – Level Pro Gradu		Aika – Datum – Month and year 4.5.2009	Sivumäärä – Sidoantal – Number of pages 81 + 27 liitt.
Tiivistelmä Referat – Abstract			
<p>Alueellisten ilmastomallien vaakasuuntainen erottelukyky on globaaleja malleja huomattavasti tarkempi, minkä vuoksi niillä on useita käyttökohteita ilmastomuutoksen vaikutusten arvioinnissa. Tässä Pro Gradu – työssä tutkittiin alueellisten ilmastomallien tuottamia sademääräsimulaatioita sekä sadehavaintoaineistoja Euroopassa. Aineistona käytettiin ENSEMBLES-hankkeen tarjoamia 10 alueellista ilmastosimulaatiota, kahta hilamutoista havaintoaineistoa sekä Ilmatieteen laitoksen sadeasemahavaintoja. Aineisto oli päiväkohtaista. Vuositasolla ilmastomallit ovat pääsääntöisesti sademäärää yliennustavia, mutta harha vaihtelee alueiden ja vuodenaikojen kesken. Osa tästä harhasta selittyy kuitenkin sillä, että havaintoaineistoihin sisältyy tyypillisesti sademäärän mittaustapahtumasta aiheutuva virhe. Alueellisten simulaatioiden harha pyritään minimoimaan kun halutaan kvantifioida tulevaisuuden sademääriä ilmastomallitulosten avulla.</p> <p>Tutkimuksessa sovellettiin tähän tarkoitettua empiiristä korjausmenetelmää tapauskohtaisella testialueella Suomessa. Korjausmenetelmä huomioi sadetapahtumien harhan niiden intensiteetin mukaan, jolloin se periaatteessa soveltuu paremmin myös rankkasateiden korjaamiseen. Korjausmenetelmässä harhan riippuvuus sadetapahtuman intensiteetistä oletetaan skenaariojaksolla samaksi kuin vertailujaksolla. Edellytyksenä korjausmenetelmän käytölle on se, että sadetapahtumien intensiteettijakauma simulaatioaineistoissa on kohtuullisen lähellä havaittua jakaamaa. Korjausmenetelmä parantaa sademäärän vuodenaikakeskiarvoja tarkastelualueella vertailujaksolla, vuoden kokonaissadekertymän harhan suuruus aineiston keskiarvossa on vain 7 mm. Koska sadetapahtumien intensiteettijakauma muuttuu simulaatioissa vertailu- ja skenaariojaksojen välillä, korjausmenetelmä vaikuttaa kuitenkin sademäärän muutoksen suuruuteen. Lisäksi menetelmän vaikutus sademäärän muutokseen jakautuu epätasaisesti sadetapahtuman intensiteetistä riippuen: menetelmä pienentää rankkasateiden kertymien muutosta, mutta kasvattaa sitä tavallisten sadetapahtumien osalta. Rankkasadetapahtumien erilliskäsittely korjausmenetelmässä aiheuttaa sen, että korjatusta sadetapahtumien intensiteettijakaumasta tulee epäjatkuva riippumatta siitä, mikä tarkastelujakso on kyseessä.</p> <p>Tässä työssä käytetty korjausmenetelmä ei ole ainoa laatuaan, perinteisesti mallitulosten korjaamiseen on käytetty vakiokertoimiin perustuvaa menetelmää kaikille sadetapahtumille. Korjausmenetelmien testaaminen on monien sovellusten kannalta tärkeää, mutta parhaan menetelmän löytäminen ei ole yksiselitteisen helppoa. Globaaleihin malleihin verrattuna alueellisten ilmastomallien ja korjausmenetelmien käyttö aiheuttavat molemmat ylimääräisen epävarmuuslähteen ilmastosimulaatioihin.</p>			
Avainsanat – Nyckelord – Keywords Sademäärä, ilmastomalli, ilmastomuutos, ENSEMBLES			
Säilytyspaikka – Förvaringställe – Where deposited Kumpulan tiedekirjasto			
Muita tietoja – Övriga uppgifter – Additional information			

Sisällysluettelo

1. JOHDANTO JA MOTIVAATIO TYÖLLE.....	1
2. ILMASTON SIMULOINNISTA JA VIRHELÄHTEITÄ.....	1
2.1 Globaalit ja alueelliset ilmastomallit	1
2.2 Virhelähteitä simulaatioissa.....	5
2.3 Virhelähteitä interpolointimenetelmissä	8
2.4 Virhelähteitä sadehavainnoissa.....	11
2.5 Virhelähteitä simulaatioiden ja havaintojen vertaamisessa.....	14
3. SADEILMASTON OMINAISUUKSIA.....	16
3.1 Aiempia tutkimuksia	17
4. AINEISTON KUVAILU	19
5. AINEISTON VIRHEIDEN KORJAAMINEN.....	24
5.1 Havaittujen sademäärien korjaaminen.....	24
5.2 Menetelmiä simuloitujen sademäärien korjaamiseksi.....	28
6. TULOKSET VERTAILUJAKSOLLA.....	36
6.1 Koko Eurooppa.....	37
6.2 Kyrönjoen valuma-alue.....	43
6.2.1 Korjaamattomat aineistot.....	43
6.2.2 Korjatut aineistot.....	45
7. TULOKSET SKENAARIOJAKSOILLA.....	51
7.1 Koko Eurooppa.....	52
7.2 Kyrönjoen valuma-alue.....	57
8. POHDINTAA	68
9. YHTEENVETO	69
KIITOKSET	71
KIRJALLISUUSVIITTEET.....	71
LIITE 1. AINEISTOT VERTAILUJAKSOLLA ERI VUODENAIKOINA	
LIITE 2. SADEMÄÄRÄN MUUTOKSET EUROOPASSA SKENAARIOJAKSOILLA	

1. JOHDANTO JA MOTIVAATIO TYÖLLE

Alueelliset pienen hilavälin ilmastosimulaatiot ovat parantuneet merkittävästi viime vuosina (Christensen et al., 2007), minkä vuoksi niitä käytetään lisääntyvässä määrin ilmastomuutoksen alueellisten vaikutusten arviointiin. Tarkat ja luotettavat simulaatiot ilmastomuuttujien kehittämisestä tulevaisuudessa ovat hyvin tärkeitä poliittisten päätösten tekijöille, sillä ilmastomuutoksella on suuri vaikutus yhteiskunnallisiin ja taloudellisiin olosuhteisiin (Stern, 2006).

Työssä käytettiin useita pienen hilavälin alueellisia ilmastosimulaatioita, joiden tarkastelualue käsitti koko Euroopan. Tarkoituksena oli yhden esimerkkialueen avulla tutkia, kuinka hyvin mallit simuloivat eri vuodenaikoina sademäärää Suomen oloissa ja kuinka uskottavia nämä simulaatiot ovat pienellä alueella. Työn lopullisena tavoitteena oli saada sademäärän tulevalle kehitykselle realistisia arvioita tällä alueella. Kaikissa simulaatioissa on kuitenkin harhaa, joka tulee minimoida. Tätä varten simulaatioita korjattiin Ruotsissa vastakehitetyn empiirisen menetelmän avulla. Työn tärkeä tavoite olikin myös testata, kuinka hyvin tämä empiirinen korjausmenetelmä toimii ilmastosimulaatioille sademäärän osalta. Myös havaintoaineiston normaaliarvoja ja niiden uskottavuutta nykyilmastossa vertailtiin eri sadeklimatologioiden välillä, koska kaikki korjausmenetelmät käyttävät havaintoaineistoja hyödykseen.

Tämän työn ilmastosimulaatiot olivat saatavilla Euroopan Unionin 6. puiteohjelman ENSEMBLES-hankkeen kautta, jonka tarkoituksena on parantaa ilmastosimulaatioiden tarkkuutta ja luotettavuutta (Hewitt ja Griggs, 2004).

2. ILMASTON SIMULOINNISTA JA VIRHELÄHTEITÄ

2.1 Globaalit ja alueelliset ilmastomallit

Ihmisperäiset kasvihuonekaasupäästöt ilmakehään aiheuttavat ilmaston lämpenemistä, jolla on monia vaikutuksia luontoon. Näitä ilmastossa tulevaisuudessa tapahtuvia muutoksia pyritään ennakoimaan mahdollisimman objektiivisella tavalla mallintamalla ilmastoa tietokonemallien avulla (IPCC, 2007). Suuri osa näistä malleista on yhdistettyjä valtameren ja ilmakehän yleisen kiertoliikkeen malleja, joiden toiminta-alue kattaa koko maapallon ilmastojärjestelmän.

Hilapisteiden välinen etäisyys näissä malleissa vaihtelee, mutta on tyypillisesti yli 100 km. Tällaisten valtameri-ilmakehämallien vaakasuuntainen erotuskyky on siis varsin karkea. Hilaruudun pienentäminen kasvattaa laskentaan vaadittavaa aikaa eksponentiaalisesti (IPCC-TGICA, 2003).

Koska hilaruudun koko on niin suuri, globaalit ilmastomallit pystyvät vain tyydyttävällä tavalla osoittamaan, millä tavalla ilmasto muuttuu paikallisesti. Tämän ongelman ratkaisemiseksi on kehitetty useita eri menetelmiä, joiden avulla voidaan parantaa ilmastoskenaarioiden vaakasuuntaista tarkkuutta (Giorgi ja Mearns, 1999). Empiirisissä menetelmissä alueellista tarkkuutta parannetaan suoraan havaittujen ilmastollisten arvojen perusteella. Semi-empiiriset menetelmät tarkoittavat tarkkuuden parantamista muiden tilastollisten menetelmien avulla, jotka käyttävät valtameri-ilmastomallien tuottamia muuttujia hyödykseen. Tällaisissa menetelmissä vallitseva sää voidaan esimerkiksi jakaa eri tyypeihin riippuen mallien tuottamista ilmakehän muuttujista ja viereisten hilapisteiden arvoista, tai sitten voidaan käyttää säägeneraattoreita, jotka tuottavat mielivaltaisesti erilaista säätä hilaruudun sisällä siten, että ilmastolliset tunnusarvot vastaavat havaittuja. Dynaaminen menetelmä yksinkertaisuudessaan tarkoittaa, että globaalien mallien hilaruutua pienemmät ilmiöt mallinnetaan samankaltaisella, hienohilaisemmalla geofysikaalisella mallilla.

Tällainen dynaaminen mallintaminen voidaan tehdä kahdella eri menetelmällä: Ensiksikin globaaleja valtameri-ilmasto-malleja voidaan ajaa siten, että kiinnostuksen kohteena olevalla alueella on tiheämmin hilapisteitä tai tietyllä ajanjaksolla aika-askel on lyhyempi (Esim. Déqué ja Piedelievre, 1995). Tällaisen menetelmän vahvuus on, että mallinnettujen alueellisten ilmiöiden vaikutus välittyy mallissa myös tämän alueen ulkopuolelle. Kun globaaleilla ilmastomalleilla tehdään tällaisia tavallista tarkempia simulaatioita, täytyy tehdä kaksi merkittävää oletusta (IPCC-TGICA,2003): Laaja-alaisen kierto liikkeen voimakkuus oletetaan riippumattomaksi tarkemmasta vaakasuuntaisesta resoluutiosta tai tiheämmästä aika-askeleesta. Muutoin simulaatiot karkealla ja tarkemmalla globaalilla mallilla eivät olisi vertailukelpoisia toistensa kanssa. Lisäksi ilmakehän oletetaan olevan myös tarkasteltavalla alueella kaiken aikaa dynaamisessa tasapainossa valtamerten ja mannerjäätikköjen kanssa, jotka lämpenevät hitaammin. Tämä mahdollistaa kaksisuuntaisen vuorovaikutuksen koko globaalin ilmastojärjestelmän kanssa, mikä puuttuu globaaleihin malleihin istutetuista alueellisista malleista: Alueellisilla malleilla kuvattavan alueen säänkehitys vaikuttaa todellisuudessa myös

mallin ulkopuoliseen alueeseen, eikä ainoastaan päinvastoin. Tällaisia vaihtelevan resoluution globaaleja simulaatioita joudutaan kuitenkin suunnittelemaan huolella, sillä globaalit valtameri-ilmastomallit on tyypillisesti parametrisoitu toimimaan karkeammalla erotuskyvyllä tai pidemmällä aika-askeleella (IPCC-TGICA, 2003).

Alueellisten ilmastomallien alue ja hilaväli on pienempi kuin globaalilla mallilla. Tällaiset mallit on kehitetty alueellisten sääennustusmallien pohjalta, joita on käytetty jo pitkään ennen alueellisia ilmastomalleja. Alueellisten ilmastomallien kehitys alkoi vasta 1990-luvun alkupuolella (Giorgi ja Mearns, 1999). Ne ottavat reuna-arvonsa muilta malleilta, joilla on tyypillisesti karkeampi resoluutio (IPCC-TGICA, 2003). Tällaisten mallien vaakasuuntainen resoluutio on tyypillisesti kymmenien kilometrien luokkaa, riippuen mallin alueen koosta. Mallien etuna on se, että niiden avulla pystytään mallintamaan huomattavasti pienialaisempia ilmiöitä kuin globaaleilla malleilla. Alueellisten tekijöiden, kuten topografian ja maa-alueiden tyyppien vaikutus välittyy paremmin alueellisen mallin simuloimiin muuttujiin (Giorgi ja Mearns, 1999). Vuoristoisilla alueilla alueelliset mallit simuloivat paremmin mesoskaalan ilmiöitä, minkä vuoksi myös niiden simuloimat sademäärän arvot ovat parempia kuin globaalien mallien (esim. Yasunaga, 2006). Kovin rosainen topografia aiheuttaa suuria paikallisia vaihteluita mm. rankkasateisiin, veden haihtumiseen ja maanpinnan ja veden valumauriin. Niiden tapauskohtaiseen tutkimiseen voidaan käyttää vieläkin hienohilaisempia malleja, joiden vaakasuuntainen erottelukyky on muutamia kilometrejä (esim. Yasunaga, 2006). Alueellisilla malleilla saadaan tarkempaa paikallista tietoa ilmastomuuttujista, mutta näiden mallien suuri heikkous on ainakin toistaiseksi niiden yksisuuntainen vuorovaikutus globaalien mallien kanssa. Globaalin mallin tuloksia ei pystytä parantamaan alueellisten mallien avulla, koska alueelliset mallit käyttävät näitä reunaehtoinaan (IPCC-TGICA, 2003). Alueellisten mallien tulokset ovatkin herkkiä niiden reuna-alueet määritteleville globaaleille malleille.

Jotta mallien avulla voitaisiin uskottavasti arvioida ilmastomuuttujien kehittymistä tulevaisuudessa, mallien täytyy simuloida nykyistä ilmastoa vähintäänkin tyydyttävästi (Wood et al., 2004). Tällaisia simulaatioita voidaan tehdä käyttämällä alueellisten mallien reuna-arvoina jo tehtyjä havaintoja, jotta mallien systemaattisia virheitä eri vuodenaikoina ja erilaisissa tilanteissa voitaisiin paremmin analysoida. Tällaisina reuna-arvoina voidaan käyttää esim. Euroopan keskipitkien sääennusteiden keskuksen (ECMWF) tuottamaa ERA-40 uusanalyysia (Uppala et al., 2005) tai Amerikan kansallisen ilmakehän tutkimuskeskuksen (NCEP/NCAR) tuottamaa

uusanalyysia (Kalnay et al., 1996). Tällöin puhutaan ns. täydellisistä reunaehdoista. Tällaisissa simulaatioissa lähtötieto on parasta mahdollista laatua ja sademäärän poikkeamat havainnoista lähinnä mallin sisäisen dynamiikan virheiden aiheuttamia. Kuitenkin myös globaalien mallien virheet aiheuttavat systemaattista virhettä alueellisten mallien simulaatioihin. Tätä virhettä voidaan tutkia käyttämällä alueellisen mallin reunaehtoina globaalilla mallilla tehtyä, 1900-luvun ilmaston kehitystä simuloivaa ajoa ja vertaamalla tuloksia uusanalyysin tarjoamiin reuna-arvoihin pohjautuviin simulaatioihin. Koska sekä globaaleja että alueellisia malleja on useita, kaikki simulaatiot jotka käyttävät eri yhdistelmiä näistä malleista tuottavat myös erilaisia tuloksia. Eri simulaatioiden vertaaminen ja virhelähteiden tunnistaminen on siis vieläkin tärkeämpää kuin ainoastaan globaalien mallien tapauksessa. Alueellisten mallien tuottamia tuloksia täytyy analysoida huolellisesti, sillä tuloksiin vaikuttavia häiriötekijöitä on lukuisia (Giorgi ja Mearns, 1999). Alueellisen mallin käyttämissä reuna-arvoissa voi olla systemaattisia virheitä karkeammasta resoluutiosta johtuen, mikä on toinen tämän menetelmän heikkous.

Vaikka alueelliset mallit onkin kehitetty säänennustusmallien pohjalta, niissä täytyy tehdä erilaisia parametrisointeja kuin säänennustusmalleissa. Säänennustusmalleissa esimerkiksi maanpinnan lämpötilaan vaikuttavat advektio ja synoptisen skaalan ilmiöt paljon enemmän kuin ilmakehän säteilypakote. Ilmastomalleissa tämä säteilypakotteen vaikutus on kuitenkin hyvin tärkeä, kun mallia ajetaan useita vuosikymmeniä muutamien päivien sijaan (Giorgi ja Mearns, 1999). Koska globaalien ja alueellisten mallien resoluutiot ovat erilaisia, joudutaan väistämättä miettimään myös kuinka hyvin globaalissa mallissa käytetyt parametrisoinnit toimivat alueellisissa malleissa. Globaalien ja alueellisten mallien parametrisointien tulisi olla sellaisia, että niiden simuloimia tuloksia voitaisiin mielekkäästi verrata keskenään. Mikäli alueellinen malli arvioi parametrisoinnista johtuen jotain muuttujaa systemaattisesti eri tavalla kuin reunaehdot antava malli, näiden muuttujien arvoja mallin reuna-alueilla ei voida kunnolla verrata mallinnettavan alueen keskellä saatavien arvojen kanssa (Giorgi ja Mearns, 1999).

Alueellisten ilmastomallien käyttökelpoisuus riippuu siitä, kuinka suuri harha niissä on havaintoihin verrattuna. Alueellisten mallien parempi resoluutio ei tarkoita välttämättä uskottavampia simulaatioita (Kjellström, 2008). Alueellisten ilmastomallien edut globaaleihin malleihin verrattuna voidaan jakaa kolmeen osaan (Christensen ja Christensen, 2007):

1. Ilmaston muuttuminen pyritään kvantifioimaan paremmin tarkasteltavalla alueella, perustuen nykyisen ilmaston tarkempaan mallintamiseen.
2. Tarkentunut tieto ilmastomuuttujien

ääriarvoista, joita globaalien mallien on vaikea simuloida hyvin. Tällaisia muuttujia voivat olla esim. rankkasateiden esiintymistiheys ja intensiteetti sekä trooppisten syklonien voimakkuus (IPCC, 2007). Alueellisen ilmastomallin valinnalla on esim. hyvin suuri merkitys simuloituihin lämpötilan ääriarvoihin (Kjellström, 2008), vaikkakin globaalit mallit simuloivat näitä jo nykyisellään varsin hyvin (IPCC, 2007). 3. Ilmastomuuttujien epävarmuus globaalia mallia tarkemmalla resoluutiolla voidaan kvantifioida paremmin. Koska globaaleissa malleissa on karkeampi erotuskyky, myös maa-meri-jakauma on niissä puutteellisesti esitetty Itämeren kaltaisilla alueilla. Alueellisten ilmastomallien topografia ja maa-merijakauma on myös siis tarkempi kuin globaaleissa malleissa. Erityisesti Skandien niemimaan tai Alppien kaltaisilla vuoristoisilla ja heterogeenisillä alueilla alueellisten ilmastomallien käytöllä pyritään saamaan parempia simulaatioita ilmastomuuttujien kehittämisestä tulevaisuudessa.

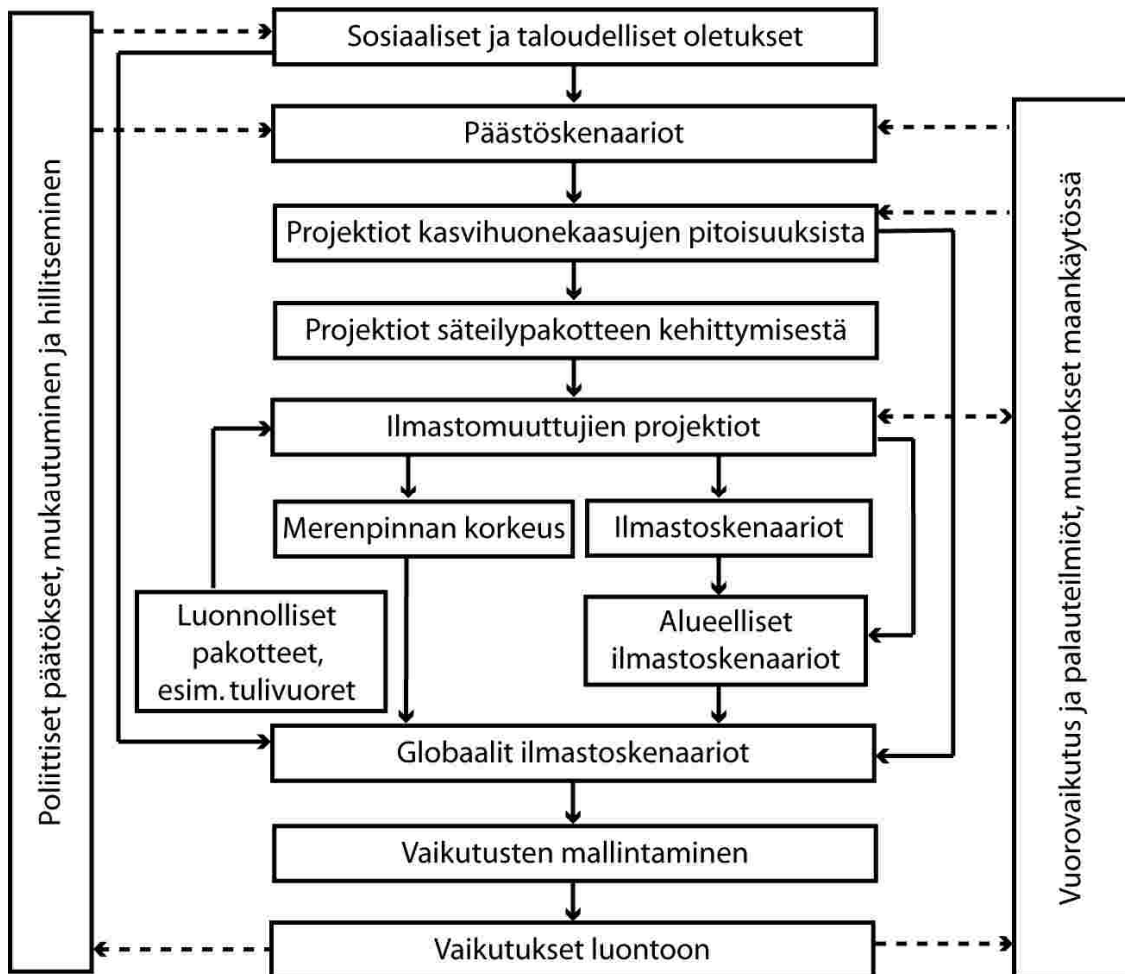
2.2 Virhelähteitä simulaatioissa

Ilmastoa mallinnettaessa virhelähteitä syntyy useista eri tekijöistä jo mallintamisprosessin alusta alkaen, kun ennakoitaan millaisia yhteiskunnallisia ja taloudellisia valintoja ihmiskunta tekee tulevaisuudessa (Ylhäisi, 2008). Ihmiskunnan tekemät valinnat vaikuttavat siihen, miten kasvihuonekaasupäästöt kehittyvät tulevaisuudessa, tällaiset päästöskenaariot ovat vaihtoehtoisia kuvauksia tulevaisuudesta eikä niille voida määrittää keskinäistä todennäköisyysjärjestystä (IPCC, 2000). Jokainen ilmastosimulaatio, joka pyrkii mallintamaan ilmastoa tulevaisuudessa, sisältää jonkinlaisen oletuksen siitä, millä tavalla kasvihuonekaasupäästöt kehittyvät tulevaisuudessa. Ilmastosimulaatiot ovatkin aina sidottuja tällaisten vaihtoehtoisten päästöskenaarioiden viitekehukseen. Nämä kasvihuonekaasujen lisääntyneet pitoisuudet ilmakehässä aiheuttavat kasvaneen säteilypakotteen, joka aiheuttaa muutoksia ilmastossa. Globaalien ilmastomallien avulla näitä muutoksia voidaan simuloida. Alueelliset ilmastomallit käyttävät taas globaalien mallien tuottamia arvoja reunaehtoinaan. Ilmastollisten muuttujien ajallinen kehitys tulevaisuudessa vaikuttaa monin tavoin elolliseen ja elottomaan luontoon.

Virhelähteet ilmastomuutosten ennustamisessa riippuvat sekä ilmaston luonnollisesta vaihtelusta, mallintamisesta sekä ihmiskunnan tekemistä tulevaisuuden valinnoista (Räisänen, 2008). Virheet syntyvät peräkkäin, prosessin eri vaiheissa (IPCC-TGICA, 2003). Näiden virheiden kumuloidumista prosessin aikana voidaan havainnollistaa epävarmuuksien portailta (kuva 2.1). Alueellisten mallien istuttaminen globaaleihin malleihin aiheuttaa yhden virhelähteen

lisää tähän mallintamisprosessiin. Ilmastosimulaatioiden lopputuotteiden perusteella voidaan arvioida ainoastaan virhelähteiden yhteisvaikutuksen suuruutta. Tämä virhe vaikuttaa suoraan myös kaikenlaisten ilmaston muuttumisen aiheuttamien vaikutusten arvioihin, joita tehdään näiden simulaatioiden perusteella. Kun muuttuvaa ilmastoä tutkitaan alueellisten mallien avulla, tulee kiinnittää erityistä huomiota mallien tuottamiin tuloksiin ja eri virhelähteiden osuuteen niissä.

Ilmaston luonnollisen vaihtelun vuoksi myös ilmaston mallituksessa alkutilan määrääminen muodostuu ongelmaksi, koska ilmastojärjestelmän nykytilaa ei tiedetä tarkasti ja pienetkin virheet alkutilassa kasvavat nopeasti järjestelmän epälineaarisuuden vuoksi (Sorteberg ja Kvamsto, 2006). Tämä ongelma voidaan minimoida tekemällä erillisiä ajoja, joiden avulla voidaan arvioida ilmaston luonnollisesta vaihtelusta aiheutuvaa epävarmuutta alkutilan määrittämisessä nykyhetkellä. Näiden simulaatioiden alkuhetki on ennen teollisen ajan alkua, mutta alkutila on erilainen. Erilaiset alkutilat saadaan ottamalla arvot muutaman vuosikymmenen välein simulaatiosta, jota ajetaan muuttumattomilla kasvihuonekaasupitoisuuksilla ennen teollisen aikakauden alkua (Bengtsson et al., 2006). Koska jokaisella ilmastomallilla on omat systemaattiset virheensä, mallintamisesta aiheutuvaa virhettä voidaan arvioida tekemällä tulevaisuuden simulaatioita useilla eri malleilla. Malliryväksen keskiarvo simuloikin tyypillisesti paremmin havaittua ilmastoä kuin jokin yksittäinen malli, koska erillisten mallisimulaatioiden satunnaisen virheen komponentit ovat ainakin osittain satunnaisesti jakautuneita (Lambert ja Boer, 2001; Gleckler et al., 2008). ENSEMBLES-hankkeen yksi pyrkimys onkin koota yhteen eri mallien tuottamia simulaatioita ja pyrkiä mahdollisimman objektiivisesti arvioimaan mallien luotettavuutta (Niehörster et al., 2008). Vaikka ilmastomalli simuloisi täydellisesti nykypäivän havaittua ilmastoä, se ei yksinään ole riittävä edellytys sille, että mallisimulaatiot muuttuneessa ilmastossa olisivat hyviä. Yleisesti kuitenkin oletetaan, että mallien systemaattiset virheet säilyvät suunnilleen yhtä suurina muuttuneessa ilmastossa (Christensen ja Christensen, 2007).



Kuva 2.1 Epävarmuuksien portaat (Mearns et al., 2001 ja IPCC-TGICA, 2003)

Päästöskenaarion valinnasta aiheutuva epävarmuus on lähivuosikymmeninä pienempi kuin ilmaston luonnollisesta vaihtelusta aiheutuva epävarmuus. 2000-luvun loppupuolelle ulottuvissa simulaatioissa se kuitenkin on monien suureiden osalta merkittävin virhelähde, koska sosiaalis-taloudellisten muuttujien kehittymistä tulevaisuudessa on huomattavan hankala arvioida. Tämän vuoksi pitkälle ulottuvia simulaatioita tulisikin aina tehdä vähintään kolmella eri päästöskenaariolla (IPCC, 2000). ENSEMBLES-hankkeen alueelliset simulaatiot on tehty A1B-skenaariolla, jossa päästökehitys ei ole kummastakaan äärilaidasta. Oleellista kuitenkin on, että analyysissa eri mallisimulaatiot käyttävät samaa skenaariota, jolloin ne ovat vertailukelpoisia keskenään.

Kasvaneen säteilypakotteen vaikutus ilmastoon voidaan kvantifioida eri tavoin ilmastomuuttujasta riippuen. Malliryväksen jäsenten poikkeavuutta toisistaan voidaan havainnollistaa malliryväksen keskihajonnan avulla, joka ts. kuvaa, miten samalla tai eri tavoin

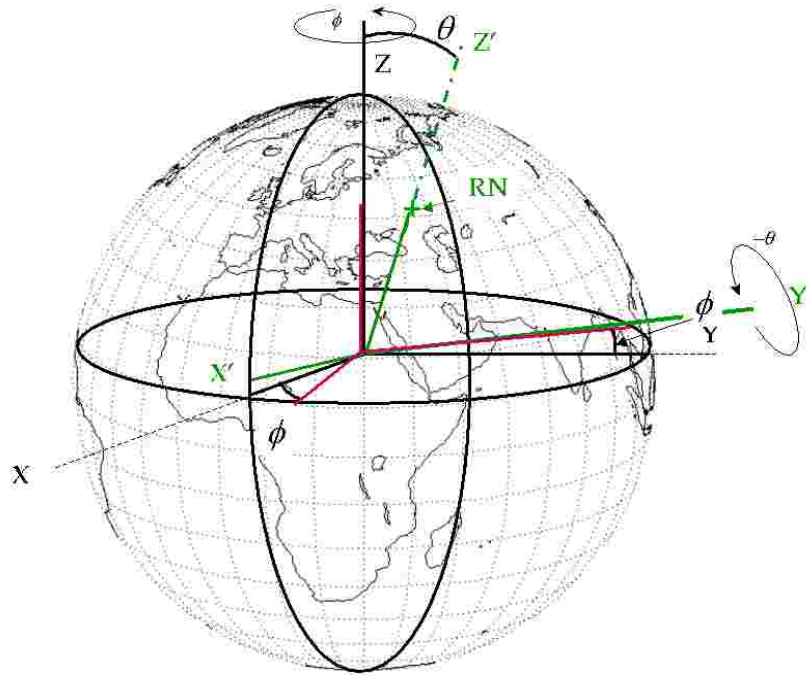
eri mallit muuttujaa simuloivat. Mitä suurempi keskihajonta, sitä vähemmän uskottava jokin yksittäinen ryväkseen malli on. Mikäli malliryväkseen jäsenten välisiä eroja kuvaava sademäärän muutoksen keskihajonta globaaleissa malleissa jollain tietyllä alueella on huomattavasti suurempi kuin malliryväkseen keskiarvon erotus skenaario- ja kontrolliajanjakson välillä, myöskään sademäärän alueellisia muutoksia ei näillä alueilla pystytä kovin tarkasti arvioimaan.

Alueellisen mallin tulokset riippuvat sekä mallin sisäisestä dynamiikasta että globaalimallin asettamista reunaehdoista. Globaalimallin systemaattiset virheet aiheuttavat virhettä myös alueellisten mallien tuloksiin. Mikäli esim. globaalimalli simuloi väärin matalapaineiden reittejä keskileveysasteilla, tämä aiheuttaa väistämättä systemaattista virhettä myöskin alueellisten mallien tuloksiin (Giorgi ja Mearns, 1999). Globaaleissa malleissa käytetään karkeampaa resoluutiota kuin alueellisissa malleissa, minkä vuoksi alueellisen ja globaalimallin tulokset joudutaan sulauttamaan toisiinsa nk. reuna-alueella (Giorgi et al., 1993). Pyrkimyksenä on säilyttää tulosten yhteensopivuus globaalimallin ja alueellisen mallin välillä ja säilyttää samalla alueellisen mallin tuottamat mahdolliset mesoskaalan kiertoliikkeet, joita globaalimalli ei simuloi karkeamman hilavälin vuoksi. Yleisesti alueellisten ilmastomallien yhteydessä on käytetty nk. lievennysmenetelmää yhteensopivuuden säilyttämiseksi kahden mallin ja niiden tulosten välillä (Davies ja Turner, 1977). Tämän vuoksi globaalimallin vaikutus on suurempi alueen reunoilla kuin keskellä.

2.3 Virhelähteitä interpolointimenetelmissä

Useat alueelliset ilmastomallit toimivat muissa kuin maantieteellisissä leveyspiiri-pituuspiiri (lat-lon)-koordinaateissa (DMA, 1984), koska lähellä napoja hilapisteet lähestyisivät tällöin toisiaan itä-länsisuunnassa. Tämä johtaisi Courant-Friedrichs-Lewyn tasapainoehdon rikkoontumiseen (Courant et al., 1967; Durran, 1998). Usein ongelman ratkaisemiseksi tehdään koordinaatistomuunnos muuttamalla pohjoisnavan paikkaa, jotta hilapisteiden välinen etäisyys mallinnettavalla alueella olisi riittävä ja mahdollisimman tasainen (kuva 2.2). Tällainen koordinaatistomuunnos voidaan kuvata koko koordinaatiston kahtena peräkkäisenä rotaationa, joista ensimmäinen tehdään Z-akselin ympäri ja toinen Y-akselin ympäri (Goldstein, 1980). Tällainen muunnos voidaan esittää yhtälön (2.1) avulla (Goldstein, 1980).

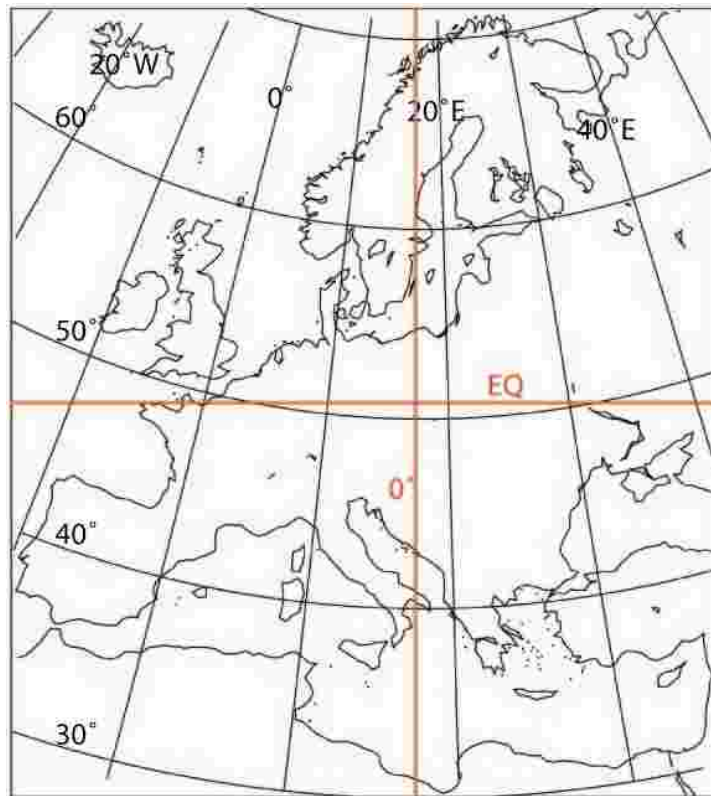
$$\begin{pmatrix} x' \\ y' \\ z' \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \theta & 0 & -\sin \theta \\ 0 & 1 & 0 \\ \sin \theta & 0 & \cos \theta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos \phi & -\sin \phi & 0 \\ \sin \phi & \cos \phi & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x \\ y \\ z \end{pmatrix} \quad (2.1)$$



Kuva 2.2. Osassa malleista käytetyn käännetyin koordinaatistojärjestelmän periaate (Corripio, 2004).

Koska alueellisissa ilmastomalleissa käytetty hilaruudukko on erilainen kuin maantieteellinen leveyspiiri-pituuspiiri-koordinaatisto, joudutaan sovelluksia varten usein suorittamaan koordinaatistomuunnos (kuva 2.3). Tähän käytettäviä interpolointimenetelmiä on erilaisia. Bilinearisessa interpolaatiomenetelmässä muuttujien arvot uuden koordinaatiston hilapisteissä lasketaan neljän lähimmän muuntamattoman hilapisteen avulla, joiden painokertoimet riippuvat pisteiden etäisyydestä uudesta hilapisteestä. Menetelmää käytetään operatiivisesti myös sääennustusmalleissa (ECMWF, 2001). Se soveltuu kuitenkin suhteellisen huonosti sademäärien interpoloimiseen, koska se tekee sadekentästä tasaisemman. Se alentaa maksimisademääriä ja kasvattaa sademäärän minimiarvoja (Accadia et al., 2003), minkä vuoksi menetelmä vaikuttaa mallin systemaattiseen harhaan sademäärien ennusteissa. Mikäli malli yliennustaa voimakkaita sateita, bilineaarinen interpolointi peittää tällaista virhettä siloittamalla sadekentän arvoja. Vaikutus on yliennustavan mallin kannalta suotuisa, mutta aliennustavan mallin tapauksessa vaikutus on juuri päinvastainen. Tällä voi olla klimatologisessa tarkastelussa suuri vaikutus. Toinen vaihtoehto on käyttää remapping-menetelmää, joka sopii ehkäpä paremmin sademäärälle (Accadia et al., 2003). Tässä menetelmässä muunnetun koordinaatiston

hilaruudukko jaetaan ensin pienempään ruudukkoon, joista jokaiselle annetaan arvo sen mukaan mihin muuntamattoman koordinaatiston hilaruutuun ko. ruutu osuu. Muunnetun koordinaatiston varsinaisten hilaruutujen arvot lasketaan näiden aliruutujen keskiarvona (Accadia et al., 2003). Tässä työssä käytettiin kuitenkin bilineaarista interpolointimenetelmää teknisistä syistä johtuen. Mallitulosten ja havaintojen vertaamiseen käytettiin aluekeskiarvoja, minkä vuoksi interpolointimenetelmän vaikutus tuloksiin jää pienemmäksi kuin jos käytettäisiin pelkkiä yksittäisten hilapisteiden arvoja.



Kuva 2.3. ENSEMBLES-hankkeen malleissa käytetty CRU (Climatic Research Unit)-tietokannan (New et al., 2002) mukainen standardialue, mallin käyttämä koordinaatisto (punainen) ja maantieteellinen leveyspiiri-pituuspiiri-koordinaatisto (musta).

Havaintoihin perustuvissa tarkan erotuskyvyn sadeklimatologioissa (esim. Venäläinen et al., 2005 ja Haylock et al., 2008) on käytetty myös kriging-interpolointimenetelmää (Henttonen, 1991; Ripley, 1981). Kriging-interpolointimentelmällä on samanlainen vaikutus sademääriin kuin bilineaarisella interpolointimenetelmällä. Tämä menetelmä alentaa maksimisateiden sademääriä, jos sitä verrataan yksittäisten asemien aikasarjoihin (Haylock et al., 2008). Tässä tutkimuksessa vaikutus ei kuitenkaan ole kovin suuri, koska tarkastelun kohteena olivat aluekeskiarvot. Tutkimuksia näiden melko uusien sadeklimatologioiden käytöstä ei vielä löydy

kirjallisuudesta, mutta niiden käyttäminen tässä tutkimuksessa on oleellista. ERA40- (Uppala et al., 2005) tai NCEP/NCAR-uusanalyysit eivät sovellu sademäärän havaintoaineistoksi tässä tutkimuksessa, koska alueellisten ilmastomallien resoluutio on oleellisesti tarkempi kuin näiden uusanalyysien. Tässä työssä tapaustutkimukseen käytetyn alueen koko maantieteellisissä koordinaateissa on alle 2 astetta (luku 4). Näistä em. globaaleista uusanalyyseista korkeintaan yksi hilapiste osuisi tarkasteltavalle alueelle, kun hienohilaisten havaintoaineistojen avulla aluekeskiarvo voidaan määrittää useamman hilapisteen avulla.

2.4 Virhelähteitä sadehavainnoissa

Koska havaittuihin sademääriin sisältyy monia eri virhelähteitä, havaittu sademäärä on vain approksimaatio todellisesta sademäärästä. Todellista sademäärää voidaan arvioida Mustosen (1986) mukaan seuraavalla tavalla:

$$P = P_m + \Delta P_e + \Delta P_w + \Delta P_s + \Delta P_a + \Delta P_p + \Delta P_d + \Delta P_r \quad (2.2),$$

missä

P =todellinen sadanta

P_m =mitattu sadanta

ΔP_e =haihtumisvirhe

ΔP_w =tartuntavirhe

ΔP_s =roiskuntavirhe

ΔP_a =tuulivirhe

ΔP_p =mittarin sopimattomasta sijainnista johtuva virhe

ΔP_d =mittarin omat virheet

ΔP_r =satunnaisvirheet

Suomen oloissa merkittävimpiä virhelähteitä ovat tuulivirhe ja tartuntavirhe. Yksityiskohtaisempi kuvailu muista virhetyypeistä löytyy Mustosen (1986) tai Solantien ja Junilan (1995) teoksista. Tarttumisvirhettä syntyy, kun sadevesi kaadetaan keräysastiasta mittalasiin ja osa vedestä jää kiinni keräysastian seinämiin. Solantie ja Junila (1995) ovat selvittäneet näiden virheiden osuutta mitatusta sademäärästä. Tartuntavirheen suuruus kasvaa hieman kiinteän sateen osuuden funktiona, mutta on kaikissa tilanteissa <10% mitatusta sademäärästä. Tuulivirheen osuus kasvaa sitä vastoin merkittävästi kiinteän sateen osuuden

funktiona. Tuulivirheeseen vaikuttaa hyvin paljon aseman avoimuus, joka määritellään sademittarin ja sateen aikaiseen tuulen suuntaan olevan maaston esteen kautta kulkevan suoran ja maanpinnan vaakatason välisenä funktiona. Suomessa sääasemien keskimääräinen avoimuutta kuvaava luku on $\bar{\alpha}=35$ (Solantie ja Junila, 1995). Tuulivirhettä aiheutuu erityisesti kovalla tuulella ja talvella, kun kevyet lumihuitaleet tipahtavat suuremmalla todennäköisyydellä sademittausastian ohi kuin sen sisään. Tuulivirhe vaihtelee enemmän, mutta keskimäärin se on suurempi kuin tartuntavirhe ja se voi olla moninkertainen tartuntavirheeseen verrattuna. Tuulivirhe P_a voidaan kirjoittaa eri tekijöiden funktiona (Solantie ja Junila, 1995):

$$P_a = P_a(c, \alpha, v, T_c) \quad (2.3),$$

missä

c = hydrometeorilaji

α = aseman avoimuus

v = tuulenopeus mittaria ympäröivien esteiden yläpuolella tietyllä korkeudella maasta sateen aikana

T_c = ilman keskilämpötila hydrometeorin putoamismatalla tiivistymistasolta C maahan

Tarttumisvirhe riippuu kiinteän sademäärän osuuden lisäksi myös mittausastian kostutuskertojen lukumäärästä mittausjakson aikana

$$P_w = P_w(n, r) \quad (2.4),$$

missä n on astian kostutuskertojen lukumäärä mittausjakson aikana ja r mitattu sademäärä.

Asemakohtainen vuorokausikohtainen kokonaistuulikorjaus voidaan määrittää asemakohtaisten muuttujien ja kiinteän sademäärän osuuden funktiona

$$k'_c = \frac{1}{v \cdot \alpha} v \cdot \alpha \cdot k'_c(\bar{p}) \quad (2.5),$$

missä

k'_c = asemakohtainen sademäärän kokonaistuulikorjaus suhteessa mitattuun sademäärään

$k'_c(\bar{p})$ = kokonaistuulikorjaus kiinteän sademäärän osuuden \bar{p} funktiona

$\bar{\alpha} = 35$ ja $\bar{v} = 3,57 \text{ ms}^{-1}$ ovat keskimääräisiä olosuhteita kuvaavia arvoja manner-Suomessa

Kokonaistuulikorjaus kiinteän sademäärän osuuden funktiona $k'_c(\bar{p})$ saadaan Solantien ja Junilan (1995) julkaisusta, jossa on piirrettynä sadeasemakohtaiset kuvaajat tälle funktiolle.

Pitkäaikaisille keskiarvoille tehty kalenterikuukauden asemakohtainen kokonaistuulikorjaus avoimuudeltaan keskimääräisillä sadeasemilla saadaan yhtälöstä

$$k'_c = 0,0286 \sum_{j=1}^4 \gamma_j(\bar{p}) \alpha_j k'_c(\bar{p}) \quad (2.6),$$

missä

$$\text{kerroin } 0,0286 = \frac{1}{\alpha} = \frac{1}{35} \quad (2.7)$$

\bar{p} = p :n klimatologinen arvo tarkasteltavana kalenterikuukautena

$\gamma_j(\bar{p})$ = \bar{p} :n funktiona määritellyt α :n arvojen painotuskertoimet pääilmansuunnille j

$$(\gamma_{\text{pohjoinen}}(\bar{p}) + \gamma_{\text{itä}}(\bar{p}) + \gamma_{\text{etelä}}(\bar{p}) + \gamma_{\text{länsi}}(\bar{p}) = 1)$$

α_j = aseman avoimuus pääilmansuuntaan j

Kun sovelletaan yhtälöä (2.6), täytyy muistaa että se ei ota huomioon tuulisuuden vaihteluita yksittäisillä asemilla. Solantie ja Junila (1995) ovat erotelleet kertoimet alueille Pohjois-Suomi, Etelä-Suomen sisämaa ja Saaristo. Näillä alueilla menetelmää voidaan käyttää, jos aikasarja on riittävän pitkä, jolloin pääilmansuuntien mukaan määritellyt painotuskertoimet $\gamma_j(\bar{p})$ ovat lähellä Solantien ja Junilan (1995) määrittämiä keskiarvoja.

Mittausvirheiden lisäksi havaintoaineistoon sisältyy mittarityypin valinnasta aiheutuvaa virhettä. Vuosien 1981-1982 aikana siihen asti yleisesti käytössä ollut Wildin mittarityyppi vaihdettiin Tretjakovin mittariin, mikä aiheuttaa merkittävää eroa tätä ennen ja tämän jälkeen tehtyjen havaintojen välillä (Solantie ja Junila, 1995). Yksityiskohtainen mittarityyppien esittely löytyy esim. julkaisusta Heino (1994). Tretjakovilla tuulivirhe on pienempi etenkin talvisaikaan kevyille lumihiuksille, minkä vuoksi pitkän ajan keskiarvot ovat mittarin vaihdoksen jälkeen huomattavasti suurempia kuin tätä ennen. Tretjakoville tarttumisvirhe sen sijaan on hieman suurempi kuin Wildille (Solantie ja Junila, 1995).

Yksityiskohtaisempi esitys sademäärän aikasarjan tarkastelusta löytyy julkaisusta Tuomenvirta (2004). Tuomenvirran mukaan sademittarin tyyppin vaihto Wildistä Tretjakoviin on keskimäärin aiheuttanut Suomessa parhaan arvion mukaan noin 33 mm ja enimmilläänkin 44 mm nousun sademäärän vuosittaisissa arvoissa. Tuomenvirran määrittämä arvio perustuu kahdeksan eri puolilla Suomea olevan sadeaseman havaintoihin. Todellisen sademäärän pitkäaikaista kehittymistä voidaan tutkia Tuomenvirran mukaan kuitenkin tilastollisilla testeillä. Pitkäaikaisessa sademäärän aikasarjassa ei ole havaittavissa selvää trendiä siltä ajalta, kun sademittauksia on tehty. Matalataajuuksisen suodattimen avulla suodatettu sademäärän korjattu aikasarja väliltä 1894-2002 osoittaa kuitenkin, että keskimääräiset vuosittaiset sademäärät vaihtelevat vuosikymmenten välillä karkeasti $\pm 30\text{mm}$ verran.

2.5 Virhelähteitä simulaatioiden ja havaintojen vertaamisessa

Alueellisten ilmastomallien tuottamien sademäärien vertaaminen sadeasemien tuottamiin havaintuihin pistemäisiin sademääriin ei ole suoraviivaista. Jokaisella sadeasemalla on luonteenomaiset piirteensä ja sademäärään vaikuttaa mm. alustan tyyppi ja topografia. Mallin tuottamat sademäärät ovat kuitenkin hilaruuduista otettuja aluekeskiarvoja, joten ne eivät ole täysin vertailukelpoisia asemahavaintojen kanssa (Frei et al., 2003). Tyypillisesti yksittäisellä sadeasemalla havaitaan vähemmän sadepäiviä, mutta sadepäivien keskimääräinen sademäärä ja sademäärän ääriarvot ovat suurempia kuin mallin tuottamat (esim. Osborn ja Hulme, 1996; Mearns et al., 1995). Tämä sama ilmiö havaittiin myös tässä tutkimuksessa. Kaikki mallit simuloivat enemmän heikkosateisia päiviä kuin niitä oli havaittu (esim. Jones et al., 2004a). Osa tästä harhasta selittyy kuitenkin interpolointimenetelmän aiheuttamalla sadekentän tasoittumisella.

Em. harha mallin tuottamien päivittäisten sademäärän sekä havaittujen arvojen välillä ja kunkin sadeaseman ominaisten piirteiden vaikutus havaintuihin sademääriin vaikeuttaa havaintojen ja mallitulosten vertailua keskenään. Tämän vuoksi ilmastomallien tuottamia sademäärän päivittäisiä arvoja voidaan tarkastella perusteellisesti ainoastaan tiheän sadehavaintoverkon alueella (Osborn ja Hulme, 2007; Frei et al., 2003). Tämä johtaa Suomessakin siihen, että edellisessä kappaleessa kuvatut hilaan interpoloidut sademäärien arvot kuvaavat harvemman havaintoverkon alueella huonommin koko hilaruudun keskiarvoa kuin tiheän havaintoverkon alueella (Tuomenvirta, 2004). Esim. Alpeilla ja Norjassa merkittävä ongelma

hilaruutukeskiarvojen muodostamisessa on myös se, että asemat sijaitsevat eri korkeudella maanpinnasta (Frei et al., 2003). Suomessa kuitenkin sadeasemien väliset korkeuserot ja eri asemien ominaispiirteiden aiheuttamat erot keskimääräisiin hilaruutukeskiarvoihin ovat pienempiä.

Ilmastollisten aikasarjojen tarkastelussa joudutaan sadetapahtumia usein erottelemaan sateen kynnyksarvon avulla. Tällä tarkoitetaan sellaista sateen intensiteettiä, jota pienemmät sadetapahtumat asetetaan olemaan täysin sateettomia (esim. Frei et al., 2005). Sateen kynnyksarvon valitseminen riippuu mallien kyvystä simuloida sadetta. Sovelletusta interpolointimenetelmästä ja em. mallien systemaattisesta tavasta yliennustaa heikkoja sateita johtuen 0 mm -kynnyksarvo ei tavallisesti tule kysymykseen, koska tällöin sadepäivien keskimääräinen lukumäärä kuukaudessa olisi liian suuri. Kun malli yliennustaa heikkoja sateita, sateen kynnyksarvo täytyy valita hieman korkeammaksi kuin sellaisessa tapauksessa, jossa malli simuloi hyvin heikkosateisten päivien lukumäärää.

Simuloituja sademääriä voidaan verrata lukuisilla tavoilla havaittuihin sademääriin. Perinteisesti kirjallisuudessa on verrattu vertailujaksolta laskettuja mallinnettuja sademäärän vuodenaikaisarvoja (joulu-tammi-helmi DJF, maaliskuusi-touko MAM, kesä-heinä-elo JJA, syys-loka-marras SON) havaittuihin mallin testaamiseksi (esim. Déqué et al., 2007; Jacob et al., 2007; Giorgi et al., 2004a). Tällä tavalla saadaan tietoa mallin systemaattisista virheistä eri vuodenaikoina. Mallin harha on yksinkertaisesti ero simuloitujen ja havaittujen sademäärien keskimääräisissä arvoissa 30-vuotijaksolla tms. pitkällä aikajaksolla (Giorgi et al., 2004a). Simuloitujen ja havaittujen sademäärien jakaumien saamiseksi voidaan myös laskea todennäköisyysfunktioita eri ajanjaksoille (Tapiador et al., 2007). Sademäärän aikasarjaa voidaan tutkia myös varsin hienostuneella menetelmällä tekemällä aikasarjasta spektrianalyysi. Menetelmässä määritellään kullekin hilapisteelle sademäärän aikasarjan perusteella spektri, jonka avulla voidaan kullekin hilapisteelle tarkastella pitkä- ja lyhytaikaisten tekijöiden vaikutusta sademääriin (Tapiador et al., 2008). Tällaisen menetelmän avulla voidaan tutkia helposti esimerkiksi sademäärän vuodenaikaisvaihtelun kehittymistä tulevaisuudessa.

Yksittäisen mallin kykyä simuloida ilmastoa voidaan tarkastella myös keskihajonnan avulla (Giorgi et al., 2004b; Jacob et al., 2007), mikä havainnollistaa vuosien välistä poikkeavuutta. Pitkäaikaisten keskimääräisten arvojen lisäksi on siis tärkeää, että malli simuloi vuosien välistä

vaihtelua realistisella tavalla. Monissa alueellisissa malleissa esimerkiksi kesälämpötilan vuosien välinen vaihtelu Keski-Euroopassa on liian suurta (Jacob et al., 2007; Lenderink et al., 2007b; Vidale et al., 2007). Tämä tekee ilmasto-oloista epärealistiset, vaikka simuloitujen pitkäaikaiset keskiarvot olisivatkin lähellä havaittuja.

3. SADEILMASTON OMINAISUUKSIA

Sadantaa voidaan mitata monella tavalla. Sadetapahtuma yksittäisessä pisteessä on stokastinen prosessi, joten sademäärän päivittäinen aikasarja on tyypillisesti hyvin hälyisä (Mustonen, 1986). Pitkän ajan keskiarvot kuvaavat alueen sateen ilmastollisia piirteitä. Tämän vuoksi havaintoaineistojen tulee olla riittävän suuria ennen kuin niiden perusteella voidaan tehdä johtopäätöksiä esim. ilmastosta muuttumisesta. Tyypillisesti ilmastollisen tarkastelun normaaliajanjaksona käytetään 30-vuotista havaintojaksoa. Myös tässä työssä havaintoaikasarja on 30 vuoden mittainen, kattaen vuodet 1971-2000. Vertailujakson pituuden määrittämisessä täytyy tehdä kompromissi kahden asian välillä (Räisänen ja Ruokolainen, 2008): Mikäli vertailujakso on liian lyhyt, kasvanut otantavirhe kasvattaa myös arvioitujen ilmastollisten muuttujien virhettä. Hyvin pitkän vertailujakson avulla taas voidaan määrittää nämä muuttujat tarkemmin, mutta tällöin vertailujakson alku- ja loppupää eivät ole täysin vertailukelpoisia toistensa kanssa. Tämä johtuu siitä, että ilmasto on jo ehtinyt muuttua vertailujakson aikana. Mitä pidempi vertailujakso on, sitä huonommin keskiarvoina määritetyt ilmastoparametrit tällä jaksolla kuvaavat nykypäivän ilmastoa.

Ilmastollisesta sadannasta voidaan tarkastella pitkän ajan keskiarvojen lisäksi esimerkiksi sademäärän hajontaa, sateen intensiteetin jakaumaa, poutapäivien lukumäärää jne. Yksityiskohtaisempi kuvaus sademäärän aikasarjan tilastollisesta analysoinnista löytyy Kilpeläisen (2006) Pro Gradu -työstä. Tässä työssä sadannan ilmastollisten tunnuslukujen määrittämiseen käytettiin aineistona aluekeskiarvotettuja päivittäisiä sademääriä, joihin ei vaikuta sadekertymän jakauma vuorokauden sisällä. Alueellisten ilmastomallien aika-askel kuitenkin on muutamien tai enintään kymmenien minuuttien luokkaa, mikä mahdollistaa konvektiivisten ja laaja-alaisten sateiden erottelun toisistaan. Myös vuoristoalueiden orografiset sateet erottuvat selvästi ympäröivien alueiden sademäärästä pitkän ajan keskiarvoissa.

3.1 Aiempia tutkimuksia

Hallitustenvälisen ilmastomuutospaneelin, IPCC:n (2007), mukaan globaalit mallit simuloivat keskimääräisen globaalien sademäärän kasvua 2000-luvulla varsin yksimielisesti. Euroopan osalta mallit ennustavat sademäärän kasvavan nykyiseen verrattuna Pohjois-Euroopassa ja vähenevän Etelä-Euroopassa vuosina 2080-2099 (IPCC, 2007). Erityisesti Välimeren alueella vuosittainen sademäärä vähenee. Myös PRUDENCE-hankkeessa mukana olleet alueelliset ilmastomallit ennustavat samankaltaista sademäärän kehitystä tulevaisuudessa Euroopassa (Christensen ja Christensen, 2007). Tutkimuksen mukaan vuosisadan loppuun mennessä, vuosina 2071-2100, sademäärä lisääntyy talvella Välimeren seutua lukuunottamatta kautta Euroopan, eniten Pohjois-Euroopassa. Kesällä taas sateet vähenevät koko Euroopassa, mutta Skandinavian alueella on epäselvää, vähenevätkö sateet vai lisääntyvätkö ne, sillä mallien välillä on hajontaa. Kesäaikaan Etelä-Euroopassa sateet vähenevät nykyilmastoon verrattuna kuitenkin enemmän kuin talvella. Tämänkaltaisen pohjois-eteläsuuntainen jakauma esiintyy kaikissa ryväksen malleissa ja mallien välinen keskihajonta on suurinta alueilla, joilla muutokset ovat pieniä. Skandinavian kaltaisilla alueilla, joilla sademäärän lisääntyminen on merkittävämpää erityisesti talvella, mallien välinen keskihajonta on pienempää.

Globaalit mallit antavat siis samansuuntaisia tuloksia sademäärän muutoksista kuin alueelliset mallit. Kuitenkin alueelliset erot sekä harhan osalta nykyilmastossa, että muutoksen osalta skenaarioajanjaksolla, voivat olla globaalien mallien kesken suuria, etenkin lämpötilaan verrattuna (IPCC, 2007). Esim. Skandinavian alueella sademäärän lisääntyminen vuosisadan loppuun mennessä (2071-2100) erityisesti talvisaikaan on nähtävissä CMIP3-hankkeessa (Meehl et al., 2007) mukana olleista globaaleista malleista. Kesäaikaan kuitenkin mallien välinen keskihajonta on suurempi kuin malliryväksen keskimääräinen sademäärän muutos (Karppanen, 2006), minkä vuoksi tuloksen perusteella ei voida tehdä niin selviä johtopäätöksiä. Mallit simuloivat sademäärän vuodenaikaisvaihtelua (esim. havaittujen ja simuloitujen kuukausikeskiarvojen korrelaatiolla mitattuna) heikommin kuin lämpötilan vuodenaikaisvaihtelua (Kjellström, 2008).

Myös alueellisissa malleissa sademääräsimulaatioiden harha riippuu paljolti tarkasteltavasta alueesta. PRUDENCE-hankkeen tarkasteluissa sademääräsimulaatiot vastasivat parhaiten nykypäivän ilmastoa Alpeilla ja huonoiten Välimeren alueella sekä Keski-Euroopassa (Jacob, 2007). Alueelliset ilmastomallit simuloivat nykyilmastossa suhteellisen hyvin myös sademäärän

vuodenaikaisjakaumaa (Tapiador et al., 2008; Graham et al., 2007b). Euroopan osalta globaalien ja alueellisten mallien harhat nykyilmastossa ovat eri vuodenaikoina samansuuntaisia: Talvella mallit simuloivat enemmän sadetta kuin CRU-sadeklimatologia (New et al., 2002) ja kesäaikaan mallien ja havaintojen väliset erot ovat pienempiä (Karppanen, 2006; Jacob, 2007; Rowell ja Jones, 2006). Osa malleista simuloi tällöin sadetta jopa vähemmän kuin on havaittu. Tämä kertoo myös siitä, kuinka reuna-arvojen harha välittyy osaltaan myös alueellisten mallien simuloimaan ilmastoon (Buonomo et al., 2006). Globaalilla mallilla voikin olla Skandinaviassa suurempi vaikutus simuloituihin sademäärän arvoihin ja edelleen hydrologisiin prosesseihin kuin alueellisella ilmastomallilla (Graham et al., 2007b). PRUDENCE-hankkeessa tehty julkaisu (Déqué et al., 2007) selvitti eri virhelähteiden vaikutusta lämpötilan ja sademäärän muutosten varianssiin ilmastomuutossimulaatioissa. Tulokset Pohjois-Euroopan osalta olivat vuodenaikasta riippuvia: Globaalimallin aiheuttama epävarmuus on suurimmassa osassa Eurooppaa suurempi kuin alueellisen mallin aiheuttama, mutta kesäaikaan alueellisen mallin osuus sademäärään muutoksen eroihin on pääsääntöisesti suurempi. Tämä voi johtua konvektiivisten kesäsateiden huomattavan paikallisesta luonteesta. Skandinaviassa alueellisen mallin aiheuttama virhe kesäsateisiin on moninkertainen verrattuna globaalimallin virheeseen. Tämän tuloksen käyttöarvoa laskee se, että alueellisten mallien pakotteena oleva Itämeren pintalämpötila vaihtelee alueellisten simulaatioiden välillä. Esim. tutkimuksessa käytetyn HadCM3-mallin merenpintalämpötilan on havaittu lämpenevän liikaa (Kjellström et al., 2005). Tulokseen vaikuttaa myös, että tutkimuksessa käytettyjä riippumattomia globaaleja malleja on vain kolme, mikä on vähän kymmeneen käytettyyn alueelliseen malliin verrattuna. Lisäksi suurin osa alueellisista simulaatioista perustuu yhden globaalimallin HadAM3H antamiin reuna-arvoihin. Tämä luultavimmin aiheuttaa sen, että globaalien mallien aiheuttama virhe on aliarvio todellisesta.

Ero alueellisilla malleilla tehtyjen simulaatioiden ja havaintojen välillä onkin tyypillisesti suurempi, kun reunaehtoina käytetään globaalimallin arvoja uusanalyysin sijasta (Rummukainen et al., 2004). Alueelliset simulaatiot kuitenkin eroavat globaaleista simulaatioista etenkin paikallisella tasolla: vaikka alueelliset mallit tuottavat reunaehtojen perusteella laaja-alaisen kiertoliikkeen hyvin samalla tavalla kuin globaali malli, sademäärä voi tästä huolimatta erota paikoin paljonkin globaalimallin simuloimasta (Jacob et al., 2007). Näillä pienen mittakaavan harhoilla on suuri merkitys, jos alueellisia ilmastosimulaatioita käytetään sovelluksissa, jotka ovat hyvin paikallisia.

4. AINEISTON KUVAILU

Tässä tutkimuksessa käytettiin aineistona alueellisilla ilmastomalleilla tehtyjä ilmastosimulaatioita. Tämä aineisto oli vapaasti saatavilla EU:n rahoittaman ENSEMBLES-hankkeen verkkosivulta jokaiselle instituutiolle, joka osallistui ko. projektiin. Hankkeen ensisijainen tarkoitus on parantaa ilmastosimulaatioiden paikallista tarkkuutta ja kehittää näille eripituisille tulevaisuuden simulaatioille todennäköisyysjakauma havaintojen avulla. Hankkeen tavoitteina on myös pienentää simulaatioihin liittyviä epävarmuuksia ja lisätä ilmastosimulaatioiden hyödyntämistä monilla yhteiskunnallisilla aloilla (Hewitt ja Griggs, 2004).

Jokainen hankkeeseen osallistunut tutkimuskeskus oli toimittanut omalla alueellisella mallillaan tehdyn monikymmenvuotisen simulaation, joiden reunaehdot olivat määräytyneet ERA40-uusanalyysin mukaisesti (IPCC-TGICA, 2007). Useat osallistujat olivat myös toimittaneet hankkeen verkkosivulle simulaation, jonka reuna-arvot olivat määräytyneet jollain globaalilla mallilla ajetun A1B-päästökehityksen mukaisen simulaation mukaan (IPCC, 2000). ENSEMBLES-hanke kestää vuodet 2004-2009, joten läheskään kaikki osallistujat eivät vielä olleet ehtineet toimittaa globaalien ilmastomallien mukaisilla reunoilla tuotettuja simulaatioita. Tähän tutkimukseen mukaan valittiin 10 tällaista simulaatiota. Päästöskenaariota A1B käyttäminen simulaatioissa poikkeaa aiemmasta PRUDENCE-hankeesta, jossa alueellisia ilmastosimulaatioita oli toteutettu ainoastaan päästöskenaarioille A2 ja B2. A1B edustaa päästöskenaariota, joka ei ole kummastakaan ääripäästä. Toimitettujen simulaatioiden pituudet vaihtelivat, kaikista simulaatioista on tietoa taulukossa 4.1. Kaikista mukaan valituista malleista tarkasteltiin ajanjaksoa 1971-2000 mallien vertailua varten, sillä koko tältä ajanjaksolta oli saatavilla vertailukelpoisia sademittauksia tarkastelualueelta. Eri simulaatiot käyttävät erilaista kalenteria, osassa simulaatioista on käytössä tavallinen gregoriaaninen kalenteri, osassa simulaatioista 360 päivän kalenteri ja OURANOS-simulaatiossa 365-päiväinen kalenteri. Tämän vuoksi eri simulaatioissa on eri määrä päiviä, vaikka simulaatiot kattaisivatkin samat vuodet.

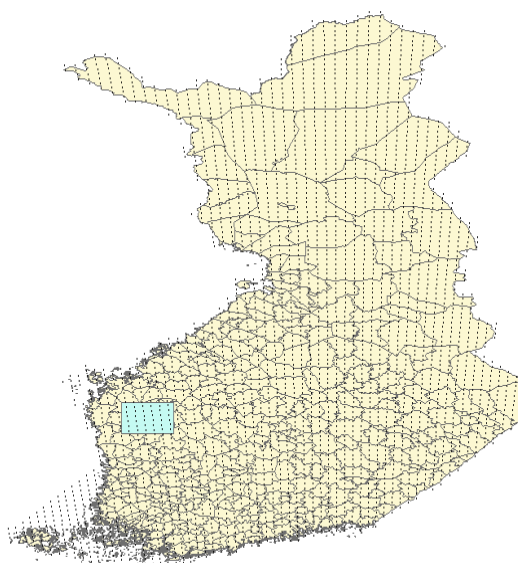
Taulukko 4.1. Tutkimuksessa mukana olleet simulaatiot.

<i>Instituutio ja lyhenne</i>	<i>Globaali malli</i>	<i>Alueellinen malli</i>	<i>Erottelukyky</i>	<i>Simulaation pituus</i>	<i>Kalenteri</i>
C4I Irlanti	Met Éireann, the Irish National Meteorological Service				
	HadCM3-e1 (Jones et al., 2004b)	RCA3 (Kjellström et al., 2005)	25km	1951-2099	360 päivää
CNRM Ranska	Météo-France / Centre National de Recherches Météorologiques				
	ARPEGE (Barckicke et al., 2005)	Aladin (Barckicke et al., 2005)	25km	1950-2050	gregoriaaninen
DMI Tanska	Danish Meteorological Institute				
	ARPEGE (Déqué et al., 1994)	HIRHAM (Haugen et al., 2006)	25km	1951-2100	gregoriaaninen
ETHZ Sveitsi	Swiss Federal Institute of Technology Zürich				
	HadCM3-Q0 (Collins et al., 2006)	CLM (Böhm et al., 2006)	25km	1951-2100	360 päivää
HC Iso-Britannia	Met Office / Hadley Centre for Climate Prediction and Research				
	HadCM3-Q0 (Collins et al., 2006)	HadRM3-Q0 (Hudson ja Jones, 2002)	25km	1951-2100	360 päivää
KNMI Alankomaat	The Royal Netherlands Meteorological Institute				
	ECHAM5 (Roeckner et al., 2003)	RACMO (Meijgaard et al., 2008)	25km	1950-2100	gregoriaaninen
MPI Saksa	Max Planck Institute				
	ECHAM5 (Roeckner et al., 2003)	REMO (Jacob, et al., 2001)	25km	1951-2100	gregoriaaninen
METNO Norja	The Norwegian Meteorological Institute (met.no)				
	BCM (Furevik et al., 2003)	(Haugen ja Haakenstad, 2006)	25km	1951-2050	gregoriaaninen
OURANOS Kanada	Consortium on Regional Climatology and Adaption to Climate Change				
	CGMC3 (Flato, 2005)	CRCM (Plummer et al., 2006)	25km	1951-2050	365 päivää
SMHI Ruotsi	Swedish Meteorological and Hydrological Institute				
	ECHAM5 (Roeckner et al., 2003)	RCA (Jones et al., 2004)	50km	1961-2100	gregoriaaninen

Eri ajojen tuottamia korjaamattomia sademäärän arvoja verrattiin kahteen eri sadeklimatologiaan (New et al., 2002; Haylock et al., 2008) koko Euroopan osalta sekä Suomen sadehavaintoverkon avulla laskettuun sademäärän aluekeskiarvoon yhdellä alueella Suomessa (kuva 4.1 ja taulukko 4.2). Valittu tarkastelualue approksimoi Kyrönjoen valuma-aluetta. Tällainen tapaustutkimus

tehtiin, koska alueellisten ilmastomallien tuottamia simulaatioita käytetään hydrologisten mallien syöttötietoina (Vehviläinen ja Huttunen, 2001). Tutkimuksessa haluttiin siis myös osaltaan selvittää, kuinka uskottavia simulaatiot ovat, jos niitä käytetään tämankaltaisissa sovelluksissa. Alueen sisällä olevien sadehavaintoasemien mittausarvoja käytettiin päivittäisten aluekeskiarvojen laskemiseen, mistä on kerrottu enemmän seuraavassa luvussa. Kaikki tähän käytetyt sadehavaintoasemat, joilta on saatavilla riittävän yhtenäinen sademäärän mittausaikaasarja vertailuajanjaksolta 1971-2000, on lueteltu taulukossa 4.3. Alueella oli tehty havaintoja myös muutamalla asemalla taulukossa lueteltujen lisäksi, mutta näiden aikasarja oli niin kovin lyhyt, ettei niitä otettu huomioon. Alueen sadeasemien mittausaikaasarjat ovat eri mittaisia, minkä vuoksi vertailuajanjakson eri ajankohdat eivät ole yhtä edustavia. 1980-luvulla kaikki asemat ovat olleet varsin hyvin toiminnassa, mutta 1970- ja 1990-luvulla aineistossa on vaihteleva määrä asemia.

Catchment area Kyrönjoki
and FMI 10km*10km interpolation grid



Kuva 4.1. Tutkimuksessa käytetty Kyrönjoen valuma-alue ja päivittäisen ilmastotietokannan (Venäläinen et al., 2005) hilapisteet.

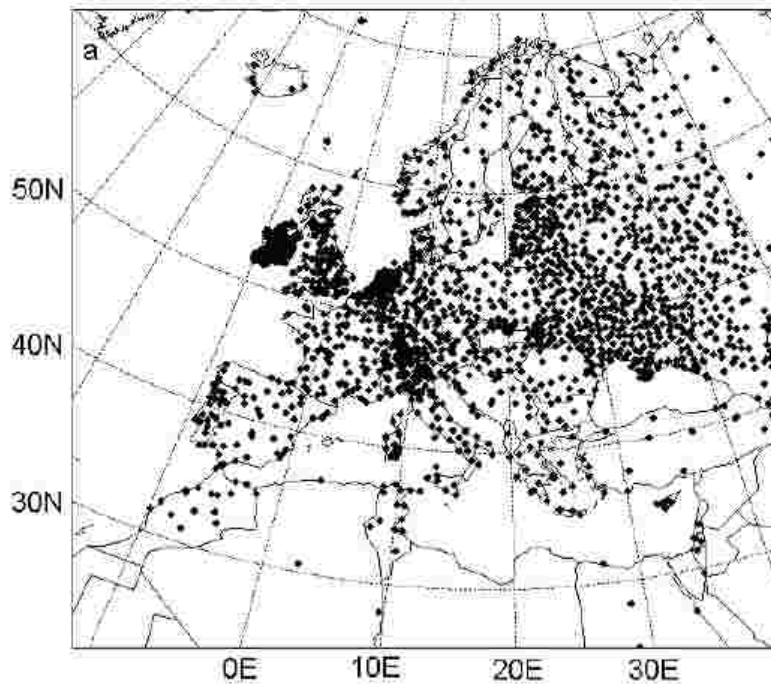
Taulukko 4.2. Kyrönjoen valuma-alueen tietoja

Valuma-alue	Koko (km ²)	Pituusaste	Leveysaste
Kyrönjoki	2610	21,9 – 23,1 °E	62,2 – 62,8 °N

Taulukko 4.3. Aluekeskiarvojen laskemiseen käytettyjen sadehavaintoasemien kuvaus

LPNN	Aseman nimi	lat (°N)	lon (°E)	Korkeus (m)	aikasarja
2114	Kauhajoki Nummijärvi	62,28333	22,4	166	01/1965-12/2000
2115	Jalasjärvi Koskue	62,31667	22,86667	140	04/1966-12/2000
2116	Kauhajoki Kaupunki	62,41533	22,19344	97	01/1965-12/2000
2117	Jalasjärvi Hirvijärvi	62,47278	22,91361	100	01/1981-06/1990, 01/1997-12/2000
3017	Kurikka Pyörni	62,73361	21,96306	73	01/1981-06/1990, 01/1997-12/2000
3103	Kurikka Keskusta	62,61669	22,39622	62	01/1965-12/1966, 01/1968-12/1998
3104	Ilmajoki Peurala	62,71667	22,6	60	01/1965-12/1966, 01/1968-01/1989, 11/1996
3105	Seinäjoki Keskusta	62,78333	22,81667	87	01/1965-12/1966, 01/1968-05/1997
3118	Peräseinäjoki Haukineva	62,55	22,95	102	08/1975-09/1993

Alueellisten mallien simuloimia sademäärän arvoja on verrattu varsin yleisesti Englannin Climatic Research Unit (CRU)-yksikön tuottamaan hilamuotoiseen esitykseen (New et al., 1999; Mitchell et al., 2004). Tietokannassa on saatavilla havaintojen perusteella 0,5 asteen hilaan interpoloituja sademäärän kuukausiarvoja vuosilta 1901-2002. ENSEMBLES-hankkeen myötä luotiin kuitenkin uusi koko Euroopan kattava (kuva 4.2) hilamuotoinen esitys sademäärän ja lämpötilan havaintosarjoille vuosille 1950-2006 (Haylock et al., 2008). Tämä tietokanta on pyritty tekemään sellaiseksi, että sen suora vertaaminen ENSEMBLES-hankkeen alueellisiin ilmastosimulaatioihin olisi mahdollisimman helppoa. Sadeklimatologia on interpoloitu krigingmenetelmän avulla (esim. Ripley, 1981) aluksi 0,1 asteen hilaruudukkoon, jonka jälkeen sille on tehty aluekeskiarvojen avulla koordinaattimuunnos karkeampiin 25 km ja 50 km hilaruudukkoihin. Tämä karkeampi hilaruudukko on sama kuin useimmissa ENSEMBLES-hankkeen alueellisissa ilmastosimulaatioissa (taulukko 4.1). Alueellisten mallien tarkkuus käännyissä koordinaateissa on 0,22 astetta, pohjoisnavan leveysaste on 39,25° N ja pituusaste 162° W. Kuvasta 2.3 huomataan, että tällaisissa käännyissä koordinaateissa päiväntasaaja kulkee mallinnettavan alueen keskeltä, leveyspiirien 50° N ja 40° N välillä. Tämän vuoksi horisontaalinen tarkkuus mallinnettavalla alueella on mahdollisimman samansuuruinen, likipitään 25 km. Hilaruutujen välinen pituusaste-etäisyys on todellisiin koordinaatteihin muunnettuna pienimmillään alueen eteläosassa ja suurimmillaan pohjoisosassa.



Kuva 4.2. Sadehavaintoasemat, joiden havaintoihin sadeklimatologia (Haylock et al., 2008) pohjautuu.

Kappaleessa 2.3 kuvailtu kriging-menetelmä tasoittaa sadekenttää ja alentaa etenkin maksimisateiden arvoa. Tietokanta sisältää myös kvantitatiivisen arvion jokaiselle hilapisteelle interpolointimenetelmän aiheuttamasta epävarmuudesta. Tämä epävarmuusarvio ei kuitenkaan sisällä mittauksesta tai aineiston heterogeenisyydestä aiheutuvaa virhettä.

Myös Suomen havaintoverkon sadehavaintoja on interpoloitu kriging-menetelmän avulla (10 × 10) km hilaan (Venäläinen et al., 2005). Tässä päiväkohtaisessa aineistossa on kuitenkin interpolointimenetelmästä johtuvia virheitä, jotka tulisi ottaa tarkoin huomioon, kun verrataan alueellisten mallien tuottamia tuloksia näihin korjaamattomiin sademäärähavaintoihin. Tästä johtuen tässä tutkimuksessa käytettiin Haylockin et al. toimittamaa uusanalyysia, koska hilaruudukko on sama kuin useimmissa ENSEMBLES-hankkeen ilmastomalleissa ja ko. sadeklimatologia on erityisesti kehitetty verrattavaksi alueellisten mallitulosten kanssa. Venäläisen et al. (2005) toimittama aineisto sisältäisi enemmän havaintoasemia Suomen osalta, mutta sademittarista aiheutuvaa mittausvirhettä on enää mahdoton erotella lopputuloksesta. Toisaalta kaikki em. aineistot perustuvat korjaamattomiin sademäärän arvoihin, minkä vuoksi kappaleessa 2.3 luetellut mittausvirheet sisältyvät kaikkiin muihinkin niistä. Myös interpolointimenetelmän aiheuttama virhe on väistämättä mukana kaikissa hilamuotoisissa sadeklimatologioissa, joskin sitä on hankala kvantifioida.

5. AINEISTON VIRHEIDEN KORJAAMINEN

Sekä havaittuihin että simuloituihin sademäärän arvoihin sisältyy suuria luvussa 3 lueteltuja virhelähteitä, minkä vuoksi niitä ei kannata käyttää sellaisenaan. Perustavanlaatuinen sademäärän analyysi ja aineistojen vertaaminen keskenään vaatii aineiston huolellisen käsittelyn ennen kuin sitä voi käyttää. Havaintoaineiston virheistä huolimatta nykypäivän ilmasto-oloja voidaan parhaiten kuvata havaintojen avulla. Tämän vuoksi aineistojen korjaamisessa pyrittiin ensin järkevällä tavalla kvantifioimaan havaintoaineistoissa esiintyvä virhe ja vasta tämän jälkeen vertaamaan simulaatioita niihin. Muussa tapauksessa ei olisi mitään keinoa erotella, millä tavalla havainto- ja simulaatioaineiston välinen erotus jakautuu näiden virheille. Havaintoaineiston virhe minimoitiin taulukossa 4.2 määritellyn tapauskohtaisen alueen osalta, jonka jälkeen sitä voitiin verrata simulaatioihin. Tämä tehtiin ottamalla aluekeskiarvot alueen sisällä olevista korjatuista sadeasemahavainnoista.

5.1 Havaittujen sademäärien korjaaminen

Jokaiseen edellisessä luvussa mainittuun havaintosarjaan sisältyy havaintovirheestä aiheutuva systemaattinen virhelähde, jota simulaatioaineistossa ei esiinny. Maailmalla on kehitetty muutamia klimatologioita, joiden avulla mittausvirheitä voidaan kvantifioida ajallisesti sekä paikallisesti (Legates ja Willmott, 1990) ja joita voidaan soveltaa sademääräsimulaatioiden analyysissä (Giorgi et al., 2004a). ENSEMBLES-hankkeeseen kehitetyn havaintoaineiston (Haylock et al., 2008) mukana tulee myös toinen hilamuotoinen aineisto, jossa on kvantifioitu interpoloinnista aiheutuvat virherajat (mutta ei mittausvirhettä). Itse tietokannassa on ilmoitettu vain paras arvio sademäärän arvolle päivittäin, interpoloinnista aiheutuva virhe riippuu monista kappaleessa 2 luetelluista tekijöistä. Näitä aineistoja ei tässä tutkimuksessa kuitenkaan korjattu, koska tarkastelualueen sademäärää voitiin korjata suoraan sadeasemahavaintojen perusteella. Laajamittaisemmassa tarkastelussa molemmat virhelähteet olisi hyvä olla hilamuotoisena, jotta niitä voitaisiin käyttää missä hyvänsä.

Yksittäisten sadeasemien päivittäisiä sadehavaintoja voidaan siis korjata luvussa 2.3 lueteltujen systemaattisten virheiden osalta. Kun havaintoja oli korjattu, niiden avulla laskettiin päivittäiset aluekeskiarvot taulukossa 4.2 määritellylle tarkastelualueelle. Mittausvirheen kokonaiskorjaus koostuu siis tässä tarttumisvirheestä, kolmesta tekijästä riippuvasta tuulivirheestä, sekä haihtumisvirheestä. Muut yhtälön (2.2) virhelähteet voidaan Suomen oloissa jättää huomiotta

merkityksettömän pieninä. Pistemäisen sademäärän aikasarjan korjaaminen edellyttää sadasemakohtaisia tietoja useista eri muuttujista. Niitä ovat aseman avoimuusluku eri tuulen suunnille, tuulen nopeus ja suunta havaintohetkellä, sekä kiinteän sademäärän osuus kokonaissademäärästä (Solantie ja Junila, 1995). Tässä tutkimuksessa pistemäisten sadehavaintojen korjaamisessa joudutaan kuitenkin approksimoimaan, sillä sademäärän aikasarjaa korjattiin ainoastaan sateen olomuodon perusteella. Yhtälön (2.3) mukaisesti tuulivirhe riippuu aseman avoimuudesta sekä hydrometeorilajista. Tässä aineistossa avoimuus oletetaan keskimääräiseksi ($\alpha=35\%$) kaikille sadeasemille, kaikissa eri tuulensunnissa. Yhtälöstä (2.6) poiketen sadetapahtumia ei myöskään siis eroteltu päiväkohtaisten tuulennopeuksien tai -suuntien mukaan. Tämä oletus on sitä parempi, mitä useamman sadeaseman avulla aluekeskiarvot lasketaan. Solantien ja Junilan (1995) mukaan lumisadetapahtumat ovat Etelä-Suomen sisämaassa jakautuneet tuulen suunnan mukaan tasaisemmin kuin vesisadetapahtumat, jotka puolestaan painottuvat tilanteisiin jolloin tuulee etelästä tai lännestä. Lumisadetapahtumille tuulivirheen osuus on vesisadetapahtumia suurempi, mutta oletus keskimääräisestä sadeaseman avoimuudesta toimii niille paremmin. Havaintosarjaa korjattiin sateen olomuodon havaintojen perusteella Solantien ja Junilan (1995) esittämien korjauskerrointen mukaan. Korjauskertoimet sisältävät tuuli-, tarttumis- ja haihtumisvirheen.

Päivittäisten korjausten tekeminen sademäärän aluekeskiarvoihin ei ole täysin suoraviivaista. Tässä tutkimuksessa havaintosarjan korjaaminen tehtiin yksinkertaisesti muuttamalla alueen kaikkien sadehavaintojen synop-koodi havaitusta sateen olomuodosta taulukossa 5.1 olevia arvoja vastaavaksi korjauskertoimeksi ja keskiarvoistamalla tämä arvo päiväkohtaisesti. Osassa havaintoasemia havaintoja tehtiin korkeintaan kolme kertaa päivässä, osassa vain kerran. Kaikki synoptiset sadehavainnot havaintoasemilla on tallennettu Ilmatieteen laitoksen tietokantaan ja ne on jaettu kuuteen eri osaan olomuodon perusteella. Havaitun sateen olomuodon mukaan määritettiin kullekin sadehavainnolle kiinteän sateen osuus sademäärästä (Solantie ja Junila, 1995) ja niiden mukaan tehtiin empiirisiä korjauksia havaintoihin. Nämä kokonaiskorjauskertoimet on esitetty taulukossa 5.1. Tarkastelualueen sisällä tehdyt päivittäiset sadehavainnot ja niiden kertoimet on keskiarvoistettu. Kaikkia sadeasemia on käsitelty keskiarvojen laskemisessa samanarvoisina, eikä niille ole määritetty mitään painokertoimia esim. niiden avoimuuden tai mitatun sademäärän perusteella. Kaikilta sadeasemilta ei kuitenkaan ole saatavilla koko vertailujakson pituista aikasarjaa (taulukko 4.3). Korjatut sademäärän aluekeskiarvot perustuvat niiden sadeasemien mittauksiin, jotka kulloisenakin päivänä olivat toiminnassa ja joiden mittaukset on tallennettu tietokantaan. Tämän vuoksi korjatustakaan

aineistosta määrättyt aluekeskiarvot eivät ole päivittäisellä tasolla täysin vertailukelpoisia keskenään, koska aluekeskiarvon laskemisessa on käytetty eri päivinä eri määrä sadehavaintoja.

Tässä tutkimuksessa sadehavainnot on korjattu sademittarin mukaan siten, että 1971-1980 tehtyjä sadehavaintoja on korjattu Wildin sademittarille määritettyjen kertoimien ja 1981-2000 tehtyjä sadehavaintoja Tretjakoville määritettyjen kertoimien mukaan. Sademittareiden vaihdoksen aikana niiden keskinäiset suhteet havaintoverkossa muuttuivat siten, että talvella 1981 vasta 51% mittareista oli vaihdettu (Solantie ja Junila, 1995). Tästä aiheutuukin pieni virhe erityisesti tämän talven 1981 aineistoon, mutta tämän ajanjakson vaikutus tutkimuksessa käytettyihin 30 vuoden vertailujakson keskiarvoihin jää kuitenkin pieneksi. Tarkastelualueelta on päivittäisiä havaintoja korkeintaan 27 kappaletta (alueen sisällä on 9 asemaa, kolme havaintoa päivässä joka asemalla). Päivittäiset korjauskertoimet eroteltiin synop-koodin avulla neljään osaan: vesisade, raesade, räntäsade, lumisade. Solantie ja Junila (1995) ovat laskeneet korjauskertoimet erikseen kuivalle ja märälle lumisateelle, mutta tämän tutkimuksen havaintoaineistoon näitä tapahtumia ei ole kuitenkaan eroteltu toisistaan. Märkä lumisade ja räntä on tässä tapauksessa sama asia ja korjauskerroin on molemmille sama vakio. Kuitenkaan kaikki lumisade ei ole täysin kuivaa, joten lumisadehavainnoille kiinteän sateen osuudeksi on approksimoitu 0,90. Tästä approksimoinnista aiheutuu epävarmuutta erityisesti Wildin mittarilla tehdyille sadehavainnoille, jolle korjauskerroin riippuu enemmän kiinteän sateen osuudesta. Myöskään tihkusadehavaintoja ei voi aineiston perusteella erotella vesisadehavainnoista, vaikka niiden korjauskerroin on huomattavasti suurempi kuin vesisateen. Tihkusateen sademäärä on kuitenkin tyypillisesti kovin pieni ja tihkusadetta esiintyy harvoin tavanomaiseen vesisateeseen verrattuna, joten sen vaikutusta korjauskertoimeen ei ole huomioitu. Lisäksi, mikäli korjauskerrointa kasvatettaisiin tihkusateiden esiintymisen perusteella, korjattaisiin myös voimakkaita vesisadetapahtumia, joita vakion kasvattaminen korjaa kvantitatiivisesti eniten.

Taulukko 5.1 Sadehavainnoille määritetyt korjauskertoimet sateen olomuodon ja mittarityypin mukaan

	vesi	rakeet	räntä	lumi
kiinteä osuus (%)	0	100	70	90
Wild	1,05	1,23	1,20	1,43
Tretjakov	1,05	1,07	1,12	1,26

Edellä mainittu tapa sadehavaintojen korjaamiselle on pragmaattinen ja se pyrkii minimoimaan sadeklimatologioissa esiintyvät interpolointi- ja erityisesti mittausvirheet, joiden suuruudesta aineistojen loppukäyttäjällä ei ole varmuutta. Taulukon 5.1 vakiona säilyvät korjauskertoimet toimivat Tretjakoville paremmin kuin Wildille. Tretjakoville korjauskertoimet riippuvat huomattavasti vähemmän kiinteän sateen osuudesta kuin Wildille. Tällä on merkitystä etenkin räntäsateen osalta, jolle kiinteän sateen osuus riippuu tiivistymiskorkeuden ja maanpinnan välisestä keskimääräisestä lämpötilasta (Solantie ja Junila, 1995). Kaikelle märeille lumisateelle ja räntäsateelle on kuitenkin käytetty arviona kiinteän sateen osuutta 0,7. Klimatologisia pitkän ajan keskiarvoja tarkasteltaessa tämä on perusteltua, mutta lyhyissä aikasarjoissa korjauksen suuruus voi kuitenkin olla eri päivien kohdalla eri suuruinen. Wildille tästä aiheutuva virhe on suurempi. Lumisateen korjauskerrointa on myös vaikea määrittää ilman asemakohtaista informaatiota, erityisesti Wildille. Em. korjauskerrointen suuruuteen vaikuttaa myös se, tyhjennetäänkö sademittari kerran vai kaksi kertaa päivässä. Kaksi kertaa päivässä tyhjennettävillä mittareilla tartuntavirhe on suurempi yhtälön (2.4) mukaisesti. Tästä aiheutuu kuitenkin korkeintaan 1% virhe tulokseen, mikä on pieni verrattuna tuulivirheen aiheuttamaan epävarmuuteen. Rakeiden osalta on käytetty sellaiselle vesisateelle määritettyä korjauskerrointa, jolle kiinteän sateen osuus on 1,0. Muille sadetyypeille tämä kerroin on huomattavasti suurempi (Solantie ja Junila, 1995).

Tuomenvirta (2004) laski pelkästä sademittarin vaihdoksesta aiheutuneen eron (28-44 mm) Suomen keskimääräisessä vuotuisessa sadesummassa. Venäläisen et al. (2005) mukaan krigingmenetelmän avulla lasketuista päiväkohtaisesta hilamuotoisesta aineistosta lasketut aikajaksojen 1960-1980 ja 1981-2000 väliset erot keskimääräisessä vuotuisessa sadesummassa ovat koko Suomea osalta n. 60 mm. Tämä on selvästi enemmän kuin Tuomenvirran määrittämä arvo, sillä vain osa tästä erosta aiheutuu sademittarin vaihdoksesta. Samaa suuruusluokkaa oleva ero havaittiin myös kuvassa 4.1 olevan alueen osalta. Tältä alueelta aluekeskiarvoistettu vuosien 1981-2000 keskimääräinen korjaamaton vuotuinen sademäärä on noin 70 mm suurempi kuin vuosien 1961-1980 (taulukko 6.1). Samasta taulukosta havaitaan myös, että korjausten jälkeenkin eri vuosikymmenten välillä on eroja havaintoaineistoissa. Tämä kertoo siitä, että

1970-luku on ollut tarkastelualueella vähäsateisempi kuin 1980- ja 1990-luvut.

5.2 Menetelmiä simuloitujen sademäärien korjaamiseksi

Myös simuloituun aineistoon sisältyy kappaleessa 2.2 lueteltuja systemaattisia virhelähteitä, minkä vuoksi simuloidut vertailujakson sademäärät poikkeavat korjatuistakin havainnoista. Näiden mallien systemaattisten virheiden minimoimiseksi on olemassa erilaisia menetelmiä. Niiden avulla voidaan korjata simulaatioita, jotta ne olisivat uskottavampia myös skenaarioajanjaksoilla. Perinteisesti sademäärän ja lämpötilan korjaamiseksi on käytetty kuukausittaisiin vakioarvoihin perustuvaa menetelmää (delta change, jatkossa vaihtokertoimien menetelmä), jossa mallin prosentuaalinen virhe nykyistä ja tulevaa keskisademäärää simuloitaessa oletetaan yhtä suureksi (esim. Lenderink et al., 2007a). Menetelmästä on kehitetty myös monia muunnelmia (esim. Graham et al., 2007a).

Viime aikoina on kuitenkin kehitetty uusia kokeellisia korjausmenetelmiä, joilla mallituloksia saadaan paremmin vastaamaan havaittuja arvoja. Norjan ilmatieteen laitos on kehittänyt omansa (Engen-Skaugen, 2007), kuten myös Ruotsin meteorologinen ja hydrologinen laitos (Yang et al., 2008). Molempia näistä menetelmistä käytetään operatiivisesti ilmastomallitulosten korjaamiseen (Yang ja Beldring, henkilökohtainen tiedonanto, 2008). Myös tilastollista regressiomenetelmää (SAR) (O'Brien, 2001) on käytetty mallitulosten korjaamiseen (Dettinger, 2004). Koska sademäärä on stokastinen prosessi, voidaan myös säägeneraattorien avulla tuottaa hyvin pitkiä keinotekoisia aikasarjoja. Alueellisten mallien tuloksia voidaan sitten korjata tämän aikasarjan tunnuslukujen avulla (Leander ja Buishand, 2007).

Menetelmästä riippuu, kuinka hyvin simuloidun aineiston tulee täsmätä havaintoaineiston kanssa jo ennen korjauksien tekemistä. Simulaatioiden tuloksia korjattaessa tai parannettaessa tarvitaan siis aina jo havaittua aikasarjaa riippumatta käytetystä menetelmästä (Wood et al., 2004). Kaikkien menetelmien yhteinen rajoitus on se, että ilmaston muuttuessa aineistojen eron, eli mallisimulaatioiden systemaattisen virheen, oletetaan säilyvän vakiona. Ilmaston muuttumisen aiheuttamien palauteilmiöiden vaikutus tarkasteltaviin suureisiin voi kuitenkin vaikuttaa virheen suuruuteen. Kaikki menetelmät soveltuvat ennen kaikkea sopivan mittaisen (Räisänen ja Ruokolainen, 2008) skenaarioajanjakson korjaamiseen. Jos haluttaisiin korjata mallituloksia koko simulaatioajalta, pitäisi menetelmiä soveltaa peräkkäisinä päällekkäisinä ajanjaksoina liukuvan keskiarvon tapaan. Näin ehdotti myös Engen-Skaugen (2007). Kun mallituloksia

korjataan tällaisilla menetelmillä keinotekoisesti, tehdyt korjaukset eivät myöskään välity fyysikaaliseen malliin (Graham et al., 2007b). Tällaiset mallituloksiin tehdyt korjaukset ovat siis yksisuuntaisia aivan kuten globaaleihin malleihin istutetut alueelliset mallitkin. Globaalien simulaatioiden ja korjattujen alueellisten simulaatioiden välillä on siis kaksi yksisuuntaista prosessia, joiden tieto ei välity korjatun alueen ulkopuolelle. Tämän vuoksi ensisijainen tavoite ilmastosimulaatioiden parantamisessa onkin aina parantaa itse geofysikaalisia malleja.

Vaihtokertoimien menetelmää on käytetty mallitulosten korjaamiseen yleisesti jo pidemmän aikaa (esim. Reynard et al., 2001; Wood et al., 2004; Lenderink et al., 2007a). Menetelmästä on olemassa erilaisia muunnoksia, mutta perusajatuksena on määrittää kuukausittaiset keskimääräiset vakiokorjaukset vertailuajan ja havaitun aikasarjan välillä. Näillä vakioarvoilla sitten korjataan simuloituja aikasarjoja. Sademäärälle määritetään menetelmässä kerroin, poutapäivien lukumäärä säilyy samana korjauksen jälkeenkin (Andersen et al., 2006). Poutapäivien lukumäärään voi vaikuttaa kynnysarvon valinnalla, kuten myös Ruotsin meteorologisen ja hydrologisen laitoksen kehittämässä menetelmässä (esim. Yang et al., 2008). Kynnysarvo täytyy kuitenkin määrittää vertailu- ja skenaarioajanjaksolla samaksi, muutoin kuukausittaisia kertoimia pitäisi muuttaa. Esitellään seuraavaksi vaihtokertoimien menetelmä sademäärien korjaamiseksi sellaisena kuin sen ovat hydrologisia sovelluksia varten toteuttaneet Andersen et al. (2006):

Ensin määritetään simulaation keskimääräinen sademäärä vertailuajanjaksolla jokaiselle kuukaudelle erikseen, jolloin saadaan 12 arvoa sademäärälle

$$\bar{P}_{RCMctrl,j} = \frac{\sum_{k=1}^{30} \left(\frac{\sum_{i=1}^{d_j} P_{RCMctrl,ijk}}{d_j} \right)}{30} \quad (5.1),$$

missä j on kuukausi $j=1,2,3,\dots,12$

d_j on päivien lukumäärä kuukaudessa j ja 30 on vertailuajanjakson pituus vuosina. Sama tehdään havaitulle sademäärälle vertailuajanjaksona

$$\bar{P}_{obs,j} = \frac{\sum_{k=1}^{30} \left(\frac{\sum_{i=1}^{d_j} P_{obs,ijk}}{d_j} \right)}{30} \quad (5.2)$$

Näiden keskiarvojen perusteella simulaatiolle määritetään keskimääräinen korjauskerroin kuukausittain

$$\Delta P_j = \frac{\overline{P}_{obs,j}}{\overline{P}_{RCMctrl,j}} \quad (5.3)$$

minkä jälkeen mallin skenaariojaksolla simuloimaa sademäärää korjataan tällä kertoimella jokaiselle kalenterikuukaudelle erikseen

$$P_{RCMJ1sc,ijk} = \Delta P_j P_{RCMsc,ijk} \quad (5.4),$$

missä

$P_{RCMJ1sc,ijk}$ on kertoimella korjattu sademäärä ja $P_{RCMsc,ijk}$ mallin simuloima korjaamaton sademäärä skenaarioajanjaksolla. Vaihtokertoimiin perustuvan korjaustavan ongelma on, että korjauskerroin säilyy myös muuttuneessa ilmastossa vakiona riippumatta siitä, millä tavalla sadetapahtumien intensiteettijakauma muuttuu. Vaihtokertoimien menetelmään perustuva korjaustapa ei ota kantaa muuhun kuin sadekertymien kuukausittaiseen keskiarvoon. Sateen intensiteettijakauma kuitenkin voi muuttua hyvin monella tavalla. Koska korjauskerroin määritellään havaitun ja simuloitun aineiston keskimääräisten sademäärien suhteena, poutapäivien lukumäärä säilyy menetelmässä skenaarioajanjaksolla sellaisena kuin malli sen simuloi. Menetelmä soveltuukin erityisen huonosti rankkasateiden korjaamiseen, joita esiintyy muutenkin kovin harvoin (kuva 5.1) ja joiden frekvenssiä ja voimakkuutta on vaikea mallintaa. Sovelluksissa ollaan monesti kiinnostuneita rankkasateiden intensiteetistä, joten onkin varsin kyseenalaista, että rankkasadetapahtumien korjauksen suuruus menetelmässä riippuu koko kuukauden ilmastollisesta sademäärästä. Tiettyä kuukautta korjataan jokaisena vertailujakson vuotena samalla tavalla, jolloin keskihajonta vuosien väliselle sademäärän vaihtelulle mallissa voi olla mielivaltaisen. Jos vuosien välinen keskihajonta on vertailujaksolla mallissa liian suurta, skenaarioajanjaksolla se on vielä suurempaa jos vaihtokertoimien menetelmää sovelletaan. Menetelmässä poutapäivien lukumäärä säilyy sellaisena, kuin se simuloitussa aineistossa sellaisenaan esiintyy. Mikäli mallin tiedetään simuloivan liikaa heikkosateisia päiviä, voidaan menetelmää soveltaa myös valitsemalla kynnsarvo sellaiseksi, että poutapäivien lukumäärä saadaan vastaamaan havaittuja arvoja. Menetelmän suosio perustuu siihen, että sitä on hyvin helppo soveltaa käytäntöön määrittämällä vain muutamat yksinkertaiset ilmastolliset tunnusluvut aineistoille.

Sadetapahtumien tilastollisessa tarkastelussa voidaan käyttää erilaisia jakaumia, joista Kilpeläinen (2006) on kertonut lisää. Tässä työssä päivittäistä sademäärän kertymää pidetään yksittäisenä sadetapahtumana. Näin ovat tehneet myös Yang et al. (2008), joiden kehittämä empiirinen menetelmä sademäärien korjaamiseksi seuraavassa esitellään. Menetelmää voi soveltaa vain silloin, kun on saatavilla päivittäisiä simulaatioita. Menetelmä on kaksivaiheinen: Ensin sateelle määritetään kokeellisesti kynnsarvo, jotta mahdollisesti yliennustettu heikkosateisten päivien määrä saadaan paremmin vastaamaan havaittuja arvoja. Tämä on usein tarpeellista, menetelmä onkin kehitetty erityisesti ruotsalaista RCA-ilmastomallia varten, joka yliennustaa heikkosateisten päivien lukumäärää (Jones et al., 2004a; Yang et al., 2008). Kynnsarvon määrittämisen jälkeen mallin simuloimia sademäärän arvoja korjataan havaintojen avulla. Yksittäinen sadetapahtuma on muuttuja, joka on rajattu saamaan pelkkiä positiivisia arvoja ja jonka jakaumafunktio on voimakkaasti positiivisesti kalteva. Tällaisten tapahtumien jakaumaa voidaan kuvata tyydyttävästi gammajakaumalla (Mustonen, 1986). Havaittuun ja simuloituun aikasarjaan vertailuajanjaksolla sovitetaan gammajakaumat. Gammajakauman kertymäfunktio voidaan esittää muodossa (Wilks, 1995)

$$p = F(x|\alpha, \beta) = \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} \int_0^x t^{\alpha-1} e^{-\frac{t}{\beta}} dt \quad x, \alpha, \beta > 0 \quad (5.5),$$

missä

x = sadetapahtuman sadekertymä

α = parametri, joka kuvaa kuinka voimakkaasti tiheysfunktio on oikealle tai vasemmalle vino

β = parametri, joka kuvaa tiheysfunktion terävyyttä

Kertymäfunktion sovitukset ovat aidosti monotonisia siten, että $f(x) \rightarrow 1$, kun $x \rightarrow \infty$.

Simuloituja sademääriä skenaarioajanjaksolla korjataan kullekin sadetapahtuman intensiteetille sen verran, minkä suuruinen simuloituun ja havaittuun aineistoihin sovitettujen gammajakaumien kertymäfunktioiden erotus on vertailuajanjaksolla (Yang et al., 2008).

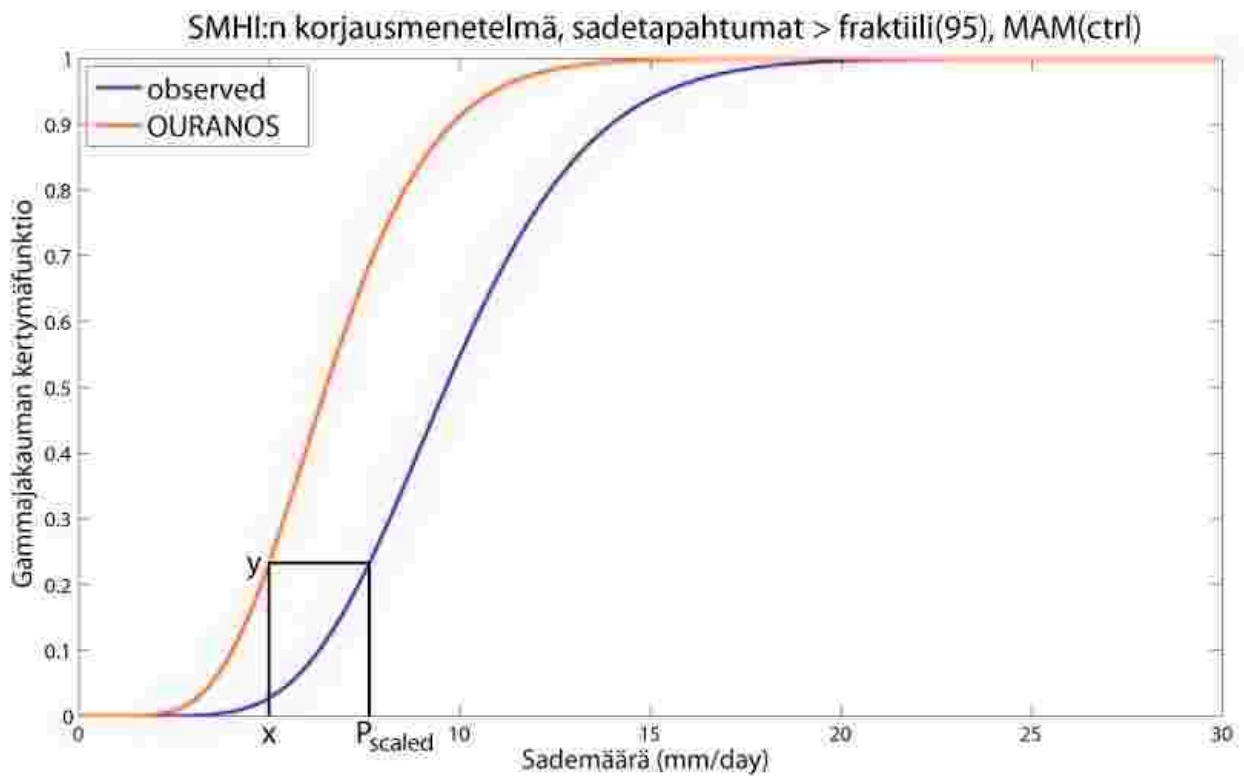
$$\begin{cases} P_{scaled} = F^{-1}(\alpha_{Obs}, \beta_{Obs}, F^{-1}(x, \alpha_{CTL}, \beta_{CTL})) & jos \ x < \text{fraktiili}(95) \\ P_{scaled} = F^{-1}(\alpha_{Obs,95}, \beta_{Obs,95}, F^{-1}(x, \alpha_{CTL,95}, \beta_{CTL,95})) & jos \ x \geq \text{fraktiili}(95) \end{cases} \quad [\text{sic!}] \quad (5.6)$$

Yhtälössä (5.6) on ilmeinen virhe: sisempi F^{-1} tulisi olla F molempien funktiosovitusten osalta. Yhtälöä havainnollistaa kuva 5.1 ja sen tulkinta on seuraavanlainen: Yksittäisen sadetapahtuman intensiteetti on merkitty olemaan x ja sitä vastaava simulaatioaineiston funktiosovituksen arvo y (ei yhtälössä). Korjattu sadetapahtuman arvo P_{scaled} on sellainen, että sitä vastaava havaintoaineiston funktiosovituksen arvo on y . Vertailuajanjaksolla havainto- ja simulaatioaineiston funktiosovitusten väliin jäävä ala havainnollistaa korjauksen suuruutta kullakin x :n arvolla. Skenaarioajanjaksolla sadetapahtumaa x vastaava arvo y määräytyy simulaatioaineiston vertailuajanjakson funktiosovituksen mukaan, eli samansuuruisia simuloituja vertailu- ja skenaariojakson sadetapahtumia vastaa yhtä suuri korjattu sademäärä.

Gammajakauman tiheysfunktio on hyvin voimakkaasti oikealle vino, eli heikkosateiset sadetapahtumat ovat huomattavasti yleisempiä kuin runsassateiset. Tämän vuoksi yksittäisten sadetapahtumien jakauma jaetaan menetelmässä kahteen osaan fraktiilin 95 kohdalla, joka vaihtelee riippuen simulaatioaineistosta. Jakauman sadetapahtumille tämän fraktiilin oikealla puolella kehitetään toinen tiheysfunktio, jolla on omat sitä kuvaavat parametrit α_{95} ja β_{95} . Parametrien määrittämiseksi käytettiin tässä työssä teknisistä syistä method of moments-menetelmää (Hahn ja Shapiro, 1994). Sellaisille funktiosovituksille, joille gammajakauman muotoparametri α yhtälössä (5.5) on suuri ($\alpha > 10$), algoritmi toimii tyydyttävästi (Yang, henkilökohtainen tiedonanto, 2009). Sellaisille funktiosovituksille, joille kaltevuutta kuvaava muotoparametri α on pieni, algoritmi toimii kuitenkin huonommin kuin maximum likelihood -menetelmä (Aldrich, 1997). Tästä aiheutuu epävarmuuslähde etenkin tavallisille sadetapahtumille, joiden funktiosovituksille $\alpha < 1$. Rankkasadetapahtumien funktiosovituksille kaikissa tapauksissa $\alpha > 1$ ja tyyppillisestikin $\alpha > 10$. Korjaukset määritettiin tässä tutkimuksessa erikseen kolmen kuukauden mittaisille ajanjaksoille vuodenajan mukaan, kuten tekivät myös Yang et al. (2008). Korjausten vuodenaikaisjakauman voisi määrittää myös tiheämmällä aika-askeleella, mutta 30 vuoden ajanjaksolta ei ole tällöin välttämättä riittävästi havaintoja sovitettun gammajakauman tiheysfunktion parametrien määrittämiseksi. Näin on erityisesti siksi, että heikkosateiset päivät määräävät voimakkaasti sovitettun gammajakauman tiheysfunktion parametrit. Mikäli kertoimet määrättäisiin kuukausitasolla, sadetapahtumia olisi vähemmän. Tällöin sadetapahtumien intensiteettijakauma kärsisi entistäkin enemmän otantavirheestä, erityisesti lukumäärältään vähäisempien rankkasateiden kohdalla.

Menetelmän toimivuus riippuu hyvin voimakkaasti siitä, kuinka hyvin havaittuihin ja simuloituihin aineistoihin tehdyt gammajakauman kumulatiivisen todennäköisyysfunktion

sovitukset sopivat yhteen. Menetelmää voidaan soveltaa vain silloin, jos nämä kaksi sovitusta ovat suhteellisen lähellä toisiaan. Huonolaatuiselle aikasarjalle tämä menetelmä sopii huonosti. Tämä huomattiin erityisesti, kun gammajakauman todennäköisyysfunktiota yritettiin soveltaa Venäläisen et al. (2005) tuottamaan korjaamattomaan havaintodataan. Koska hilaan interpoloidussa aineistossa keskimääräinen sademäärä on liian pieni ja korjaamaton data sisältää liikaa poutapäiviä, funktiosovituksen antama tiheysfunktio oli tällöin oleellisesti suurempi hyvin vähäsateisilla päivillä. Menetelmää ei voitu järkevällä tavalla soveltaa, ennen kuin aikasarjat oli saatettu vertailukelpoiksi toistensa kanssa. Menetelmän erona kuukausittaisten vakioarvojen menetelmään on se, että sadetapahtuman kvantitatiivinen korjaus riippuu sen intensiteetistä, eikä kuukausittaisen keskiarvon perusteella määritetystä vakiokertoimesta. Tyypillisesti ilmastomalleissa rankkasateiden intensiteetti on alempi kuin havaitut arvot (Kharin et al., 2007), jolloin korjaus on suurimmille sademäärille positiivinen.



Kuva 5.1 Rankkasateiden funktiosovituksen korjaaminen

Seuraavassa esitellään norjalaisten kehittämä vaihtoehtoinen tapa korjata sademäärän simulaatioita skenaariojaksolla, kuten sen on esittänyt Engen-Skaugen (2007): (Tässä työssä tätä menetelmää ei kuitenkaan käytetä)

Korjausmenetelmä on kaksivaiheinen. Symboli $J1$ kuvaa suuretta, jota on korjattu ensimmäisellä askeleella, eli ERA40-reuna-arvoilla ajetun mallin arvoilla. Toisen vaiheen jälkeen korjattua aineistoa merkitään symbolilla $J2$. Alueellista ilmastomallia ajetaan ensin jonkin uusanalyysin, kuten ERA40:n, tarjoamalla reuna-arvoilla. Mallin sisäisen dynamiikan aiheuttamia virheitä voidaan näin arvioida vertaamalla simulaatioita havaintoihin. Koko vertailujaksolta lasketaan kuukausittaiset keskiarvot tarkasteltavalle alueelle sekä havaintojen että simulaatioiden perusteella, jolloin näitä arvoja saadaan 12 kappaletta molemmille aineistoille. Mallin sisäisen dynamiikan aiheuttaman virheen kertoimet määritetään näiden keskinäisenä suhteena a_j

$$a_j = \frac{P_{j,OBS}}{P_{j,ERA}} \quad (5.7),$$

missä j ilmaisee kalenterikuukauden

Näiden kertoimien avulla korjataan ensin päivittäistä sademäärän aikasarjaa skenaariojaksolla

$$P_{RCMJ1sc,ijk} = a_j P_{RCMsc,ijk} \quad (5.8),$$

missä

$P_{RCMJ1sc,ijk}$ on sademäärän korjattu arvo päivänä i , kuukautena j , vuotena k .

Tämän jälkeen edellisessä yhtälössä korjatut sademäärän arvot normitetaan, jotta päästään käsiksi sademäärän päivittäiseen vaihteluun

$$\frac{P_{RCMJ1sc,ijk} - m_{P,RCMJ1sc,j}}{\sigma_{P,RCMJ1sc,j}} = \varepsilon_{P,sc,ijk} \quad (5.9),$$

missä

$m_{P,RCMJ1sc,j}$ on kuukauden j keskimääräinen päivittäinen sademäärä skenaarioajanjaksolla.

$\sigma_{P,RCMJ1sc,j}$ on päivittäisistä sademääristä laskettu keskihajonta sken.ajanjaksolla kuukautena j .

$\varepsilon_{P,sc,ijk}$ on normitettu poikkeama päivänä i , kuukautena j , vuotena k skenaarioajanjaksolla.

Yhtälö (5.9) voitaisiin suorittaa myös aineistolle, jota ei ole korjattu yhtälön (5.8) avulla. Normitettu poikkeama olisi silti jokaiselle päivälle sama. Seuraavassa vaiheessa simulaatio- ja

havaintoaineistosta määritetään sademäärän päivittäisten arvojen avulla keskihajonta vertailuajanjaksolla. Simulaatioaineistoa korjataan kertoimen γ_{Pj} mukaan ja menetelmässä oletetaan, että tämä mallin virhe säilyy samana myös skenaarioajanjaksolla

$$\gamma_{Pj} = \frac{\sigma_{P,OBS,j}}{\sigma_{P,RCMJ1ctrl,j}} \quad (5.10)$$

$$\hat{\sigma}_{P,sc,j} = \gamma_{Pj} \sigma_{P,sc,j} \quad (5.11),$$

missä

$\sigma_{P,OBS,j}$ on havaitusta sademäärän päivittäisestä aikasarjasta määritetty keskihajonta.

$\sigma_{P,RCMJ1ctrl,j}$ on simuloidusta sademäärän päivittäisestä aikasarjasta, josta kuukausikeskiarvot on korjattu yhtälön (5.8) mukaan, määritetty keskihajonta.

$\sigma_{P,RCMJ1sc,j}$ on korjaamaton ja $\hat{\sigma}_{P,RCMJ1sc,j}$ korjattu sademäärän keskihajonta skenaarioajanjaksolla.

Simuloidun sademäärän keskimääräinen muutos vertailu- ja skenaarioajanjakson välillä määritetään näiden kuukausisateiden välisenä osamääränä β_{Pj}

$$\beta_{Pj} = \frac{m_{P,RCMJ1sc,j}}{m_{P,RCMJ1ctrl,j}} \quad (5.12),$$

missä

$m_{P,RCMJ1ctrl,j}$ on kuukauden keskimääräinen päivittäinen sademäärä vertailuajanjaksolla ja

$m_{P,RCMJ1sc,j}$ on kuukauden keskimääräinen päivittäinen sademäärä skenaarioajanjaksolla.

Myös kerroin β_{Pj} saataisiin myös korjaamattomista päivittäisistä arvoista, koska yhtälön (5.8) vakiokorjaus vaikuttaa vertailu- ja skenaarioajanjakson aineistoon samalla tavalla. Korjatut sademäärän päivittäiset arvot skenaarioajanjaksolla $P_{RCMJ2sc,ijk}$ saadaan yhdistelemällä korjatut sademäärän keskihajonnan ja keskimääräisen sateen arvot.

$$P_{RCMJ2sc,ijk} = \varepsilon_{P,sc,ijk} \hat{\sigma}_{P,sc,j} + m_{P,OBS,j} \beta_{Pj} \quad (5.13)$$

eli

$$P_{RCMJ2sc,ijk} = (P_{RCMJ1sc,ijk} - m_{P,RCMJ1sc,j}) \gamma_{Pj} + m_{P,OBS,j} \beta_{Pj} \quad (5.14),$$

missä $m_{P,OBS,j}$ on havaittu keskimääräinen päivittäinen sademäärä kuukautena j.

Mikäli menetelmä tuottaa korjattuja sademäärän arvoja, jotka ovat negatiivisia, ne asetetaan olemaan arvoltaan 0. Tämä puolestaan johtaa keskimääräisten arvojen yliarviointiin skenaarioajanjaksolla. Tämän vuoksi yhtälöitä (5.9)-(5-13) tai (5.14) sovelletaan jo korjattuihin tuloksiin iteratiivisesti niin kauan, kunnes keskiarvo ja -hajonta saadaan suppenemaan tyydyttävällä tarkkuudella. Menetelmä säilyttää simulaatioiden keskimääräisten kuukausisateiden erotuksen vertailu- ja skenaarioajanjaksolla, mutta käyttää lähtökohtanaan havaintoja. Keskimääräisten kuukausisateiden korjaaminen tässä menetelmässä tapahtuu siis samalla tavalla kuin vaihtokertoimien menetelmässä (vertaa yhtälöitä 5.4 ja 5.13). Mikäli ensimmäisen termin aiheuttama sademäärän päivittäistä vaihtelua ei otettaisi huomioon, kaikkien päivien sademäärä olisi sama kuin tarkasteltavan kuukauden keskimääräinen sadekertymä jaettuna kuukauden päivien lukumäärällä. Vaihtokertoimien menetelmässä myös simuloidun aineiston oma keskihajonta hieman muuttuu, riippuen vakio kertoimen suuruudesta. Menetelmä on kehitetty em. yhtälöiden esitystavan mukaisesti siten, että se korjaa simulaatioita skenaarioajanjaksolla. Menetelmän käyttö vertailuajanjaksolla palautuu pitkälle havaintoaineistoon, se säilyttää simulaatioaineistosta yhtälössä (5.13) ainoastaan normitettujen poikkeamien aikasarjan vertailuajanjaksolla ja lisää ne havaintoaineiston keskihajonnalla kerrottuna havaintoaineiston keskimääräiseen sademäärään. Tätä havainnollistaa yhtälö (5.15).

$$P_{RCMJ2ctrl,ijk} = \varepsilon_{P,ctrl,ijk} \sigma_{P,OBS,j} + m_{P,OBS,j} \quad (5.15)$$

6. TULOKSET VERTAILUJAKSOLLA

Tutkimusta varten haluttiin ensimmäisenä selvittää, kuinka hyvin mallit simuloivat nykyistä ilmastoa koko Euroopan osalta ja millä alueilla mallien harha on suurimmillaan. Koko Euroopan laajuiselle alueelle käytettiin havaintoaineistona uutta hienohilaista sadeklimatologiaa (Haylock et al., 2008), joka sopii hyvin käytettäväksi tämän tutkimuksen simulaatioiden kanssa. Simulaatioita verrattiin myös CRU-sadeklimatologiaan (New et al., 2002). Mallisimulaatioissa havaittiin harhaa verrattaessa niitä kumpaankin havaintoaineistoon. Tapaustutkimuksessa Kyrönjoen valuma-alueella käytettiin useampaa havaintoaineistoa. Tämän tarkoituksena oli erityisesti havainnollistaa sitä eroa, joka eri sadeaineistoilla voi olla. Tällaiset erot eri simulaatioiden välillä voivat olla merkittäviä, kun niitä käytetään tarkkaa alueellista erottelukykyä vaativissa sovelluksissa. Hydrologiset vesistösimulaatiot (Vehviläinen ja Huttunen,

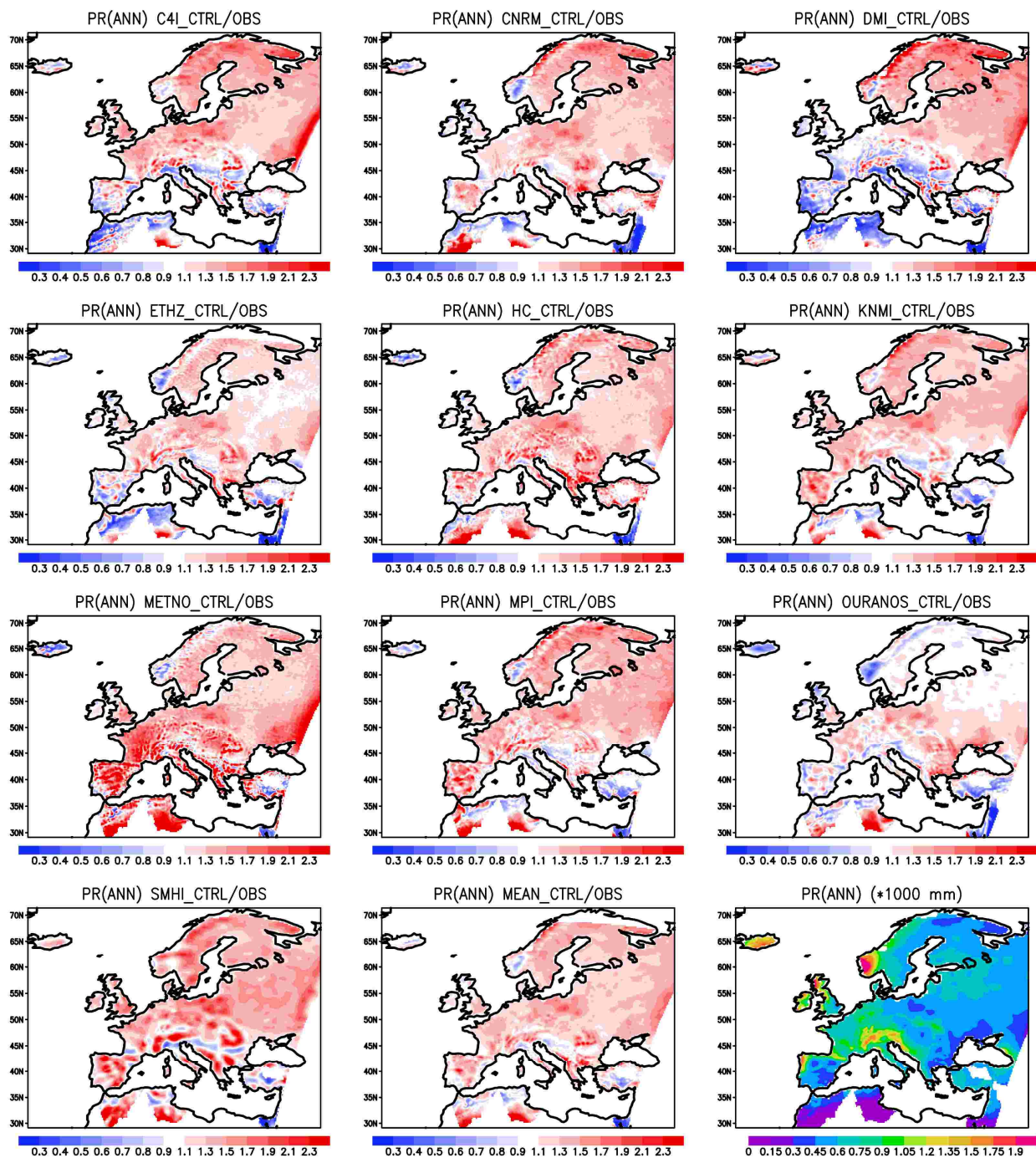
2001) ovat yksi esimerkki tällaisista sovelluksista.

Tarkastelut vertailujaksolla koko Euroopan osalta tehtiin vuosi- ja vuodenaikaiskeskiarvoja käyttäen. Kaikki kuvat ovat nähtävillä liitteessä 1.

6.1 Koko Eurooppa

Kun verrataan korjaamattomia havaintoaineistoja korjaamattomiin simulaatioihin, huomataan että alueelliset ilmastomallit simuloivat Euroopassa pääsääntöisesti enemmän sadetta vuositasona kuin mitä CRU-sadeklimatologian tai Haylockin et al. (2008) aineiston mukaan sataa. Yleiskatsauksena kuvaan 6.1 voidaan nähdä, että yliennustavuutta edustava punainen väri on kartassa hallitsevampi kuin aliennustavuutta kuvaava sininen väri. Kaikki mallit yliennustavat sateita Pohjois-Euroopassa, mutta Etelä-Euroopassa osa malleista simuloi vähemmän sadetta kuin havainnot osoittavat.

Vuotuisissa keskiarvoissa näkyvät punaisella myös vuoristot. Karpaatit, Balkanin vuoristo ja Alpit erottuvat useimmissa simulaatioissa paikkoina, joissa malli yliennustaa sadetta kaikkina vuodenaikoina. Vuoristojen itäpuolella havaitaan muutamassa kohdassa negatiivinen harha. Tällaisia kohtia näkyy etenkin alavilla mailla Pohjois-Italiassa, Balkanin niemimaalla välillä Kroatia-Bosnia ja Herzegovina-Serbia sekä Skandien osalta Norjan eteläosassa olevalla niemellä. Tällaiset paikat ovat läntisillä ilmavirtauksilla vuoristojen takana, mikä kielii siitä, että sateita muodostuu liikaa ilman kohotessa vuorten ylitse (Tsonis, 2002). Tämä voi osaltaan johtua myös havaintoverkoston edustavuusvirheestä vuoristoisilla alueilla. Alpeilla on huomattavasti enemmän havaintoasemia kuin Karpaateilla, mikä voidaan nähdä kuvasta 4.2. Silminnähten yliennustavia mallit ovat myöskin Puolassa, missä voidaan havaita paikallinen havaitun sateen minimikohta. Monet mallit yliennustavat sademäärää selvästi myös Kuolan niemimaalla. Useissa malleissa voidaan huomata epäsuotuisia reunaefektejä alueen reunoilla, jotka aiheuttavat positiivisia harhoja. Alueet kuvissa eivät tosin kata varsinaisia luvussa 2.1 kuvailtuja reuna-alueita, joilla alueellisen ja globaalin mallin arvot sulautetaan yhteen.

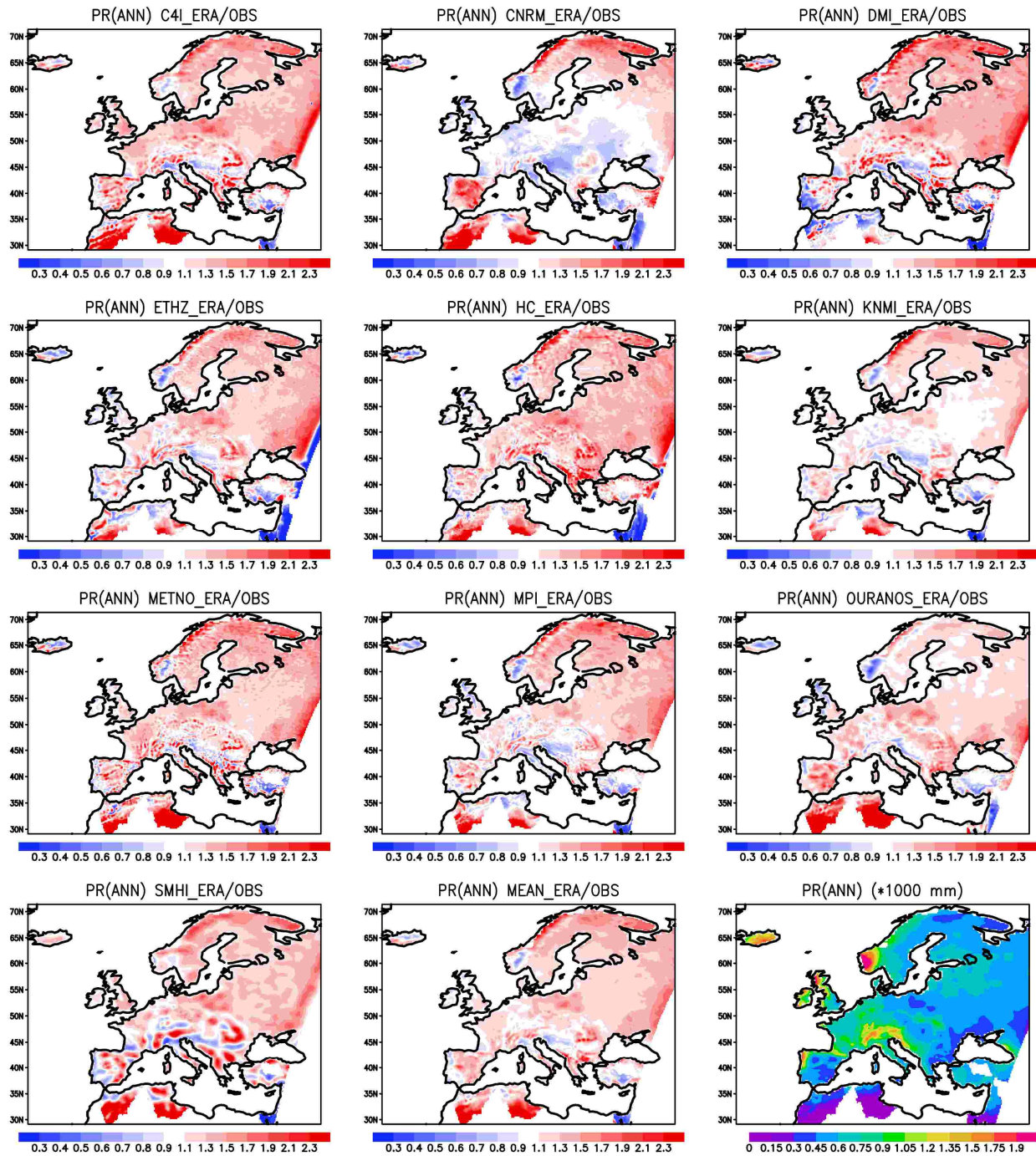


Kuva 6.1. Simuloitujen sademäärien suhde havaittuihin, vuotuinen keskiarvo vertailuajanjaksolla 1971-2000.

Mallien välillä on selviä eroja. Kuvasta 6.1 huomataan, että mallien välinen vuosisademäärän keskihajonta on suurempaa Etelä-Euroopassa kuin Pohjois-Euroopassa. Erityisesti Pyreneiden niemimaalla mallien välinen hajonta on suurta. Täällä simulaatiot näyttävät kovin vaihtelevilta paitsi keskenään, niin myös alueellisesti. Yksittäisen simulaation harha voi vaihtaa lyhyelläkin matkalla merkkiään.

Vuodenaikaisjakaumasta harhan osalta havaitaan (Liite 1, kuvat 2-5), kuinka syyskuukausina (SON) harha on kautta Euroopan merkittävän yhdennäköinen vuotuisen keskiarvon kanssa. Harhan suuruus ja etumerkki myös vaihtelee vuodenajan mukaan. Suurin harhan amplitudi on Etelä- ja Keski-Euroopassa, jossa talvikuukausina mallit yliennustavat, kesäkuukausina aliennustavat sadetta. Tämä näkyy paitsi malliryvähäksen keskiarvossa, niin korostuneesti ainakin simulaatioissa ETHZ, HC ja C4I. Skandinavian länsiosissa, Ranskassa ja Brittein saarilla harhan vaihtelu on huomattavasti pienempää. Koko alueen keskisademäärän virhe näyttää olevan kesällä pienimmillään ja talvella suurimmillaan. Tämä on loogista, koska käytetyssä havaintoaineistossa ei ole huomioitu sademittausten mittausvirheitä (Haylock et al., 2008).

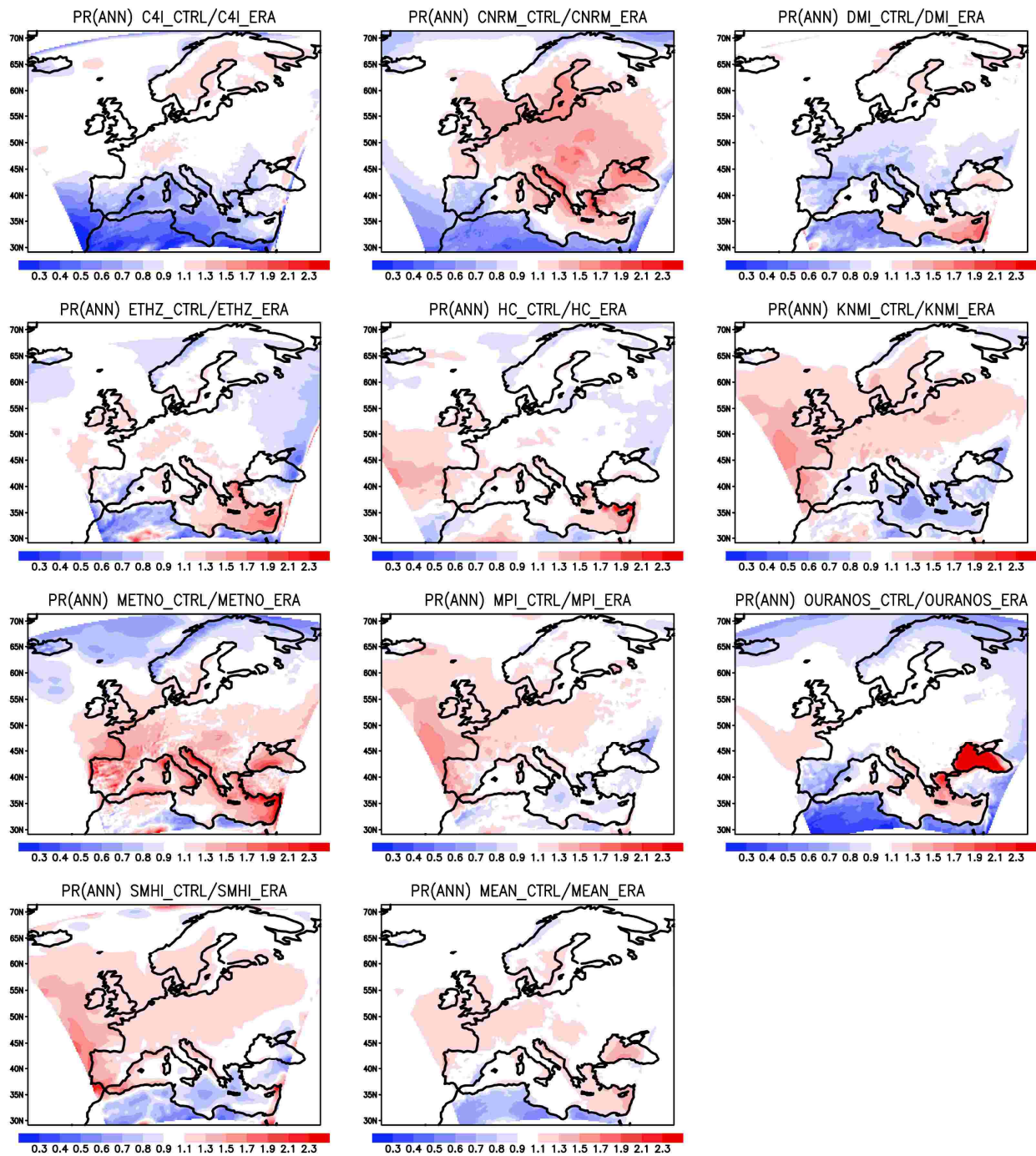
Kappaleessa 2 kerrottiin, kuinka globaalien mallien reuna-arvot välittyvät myös alueellisilla malleilla tehtyihin simulaatioihin. Globaalien mallien aiheuttamaa virhettä reuna-arvoissa ja sen suuruutta alueellisen mallin sisäisen dynamiikan aiheuttamiin virheisiin verrattuna tutkittiin myös tällä aineistolla. ENSEMBLES-hankkeen kautta oli saatavilla ERA40-uusanalyysin (Uppala et al., 2005) reuna-arvoilla ajettuja alueellisia ilmastosimulaatioita. Nämä tarjoavat otollisen aineiston, jonka avulla voitiin tutkia lyhyesti globaalien mallien harhan kertautumista alueellisiin ilmastosimulaatioihin. Tästä aineistosta ei käytetty päivittäisiä arvoja, vaan harhan jakautumista tutkittiin kuukausittaisten keskiarvojen avulla samaan tapaan kuin kuvalla 6.1. Kuva 6.2 havainnollistaa alueellisen mallin ja kuva 6.3 globaalien mallien asettamien reuna-arvojen vaikutusta simulaatioiden kokonaisharhaan vertailuajanjaksolla.



Kuva 6.2. ERA40-reuna-arvoilla ajettujen simulaatioiden keskimääräisen vuosisademäärän ja havaintojen välinen suhde vertailuajanjaksolla 1971-2000.

ERA-ajojen vuotuisissa keskiarvoissa harha on positiivinen jotakuinkin kautta Euroopan. Mallien välillä näkyy eroja, mutta edellisessä kappaleessa mainitut harhaiset alueet globaalimallin reuna-arvoilla ajetuille simulaatioille erottuvat myös ERA-ajoissa. Vuotuisia keskiarvoja mielenkiintoisempaa on erityisesti ERA40-reunaehdoilla ajettun malliryväsennuodenaikaiskäyttäytyminen, joka on kaikissa simulaatioissa samankaltainen (Liite 1, kuvat 7-10). Kesäkuukausina (JJA) harha on voimakkaasti positiivinen Etelä-Euroopassa ja erityisesti Pyreneiden niemimaalla, muun Euroopan osalta harhan etumerkki vaihtelee mutta sen suuruus

on enimmäkseen kohtuullinen. Talvikuukausina (DJF) harha on selvästi kesäkuukausia positiivisempi Itä- ja Pohjois-Euroopassa, kun taas Välimeren alueella harha on huomattavasti pienempi ja paikoin jopa negatiivinen.



Kuva 6.3. Globaalien simulaatioiden reuna-arvoilla ja ERA40-reuna-arvoilla ajettujen simulaatioiden keskimääräisten vuosisademäärien suhde vertailuajanjaksolla 1971-2000.

Globaalien mallien antamien reuna-arvojen vaikutus näkyy alueellisten simulaatioiden harhassa huomattavasti erilaisena kuin alueellisen mallin dynamiikan vaikutus. Sekä keskimääräinen

vuotuinen (kuva 6.3), että eri vuodenaikojen harha on jakautunut huomattavasti tasaisemmin laajalle alueelle, eikä pienen mittakaavan yksityiskohtia voida erottaa niin paljon. Topografiariippuvuus on vähäisempää, monissa simulaatioissa voidaan tosin erottaa vähäinen negatiivinen harha Skandien länsipuolella, joka on voimakkaimmillaan talvella ja keväällä (Liite 1, kuvat 12-15). Myös globaalien mallien aiheuttama harha on voimakkaasti vuodenaika- ja paikkariippuva funktio. Kesäkuukausina negatiivinen harha on erityisen suuri Etelä-Euroopassa, mutta talvella harha on tarkastelualueella enimmäkseen positiivinen. Tämä on ollut tavallinen ongelma globaaleissa malleissa (Lambert ja Boer, 2001; Sun et al., 2005). Monissa simulaatioissa negatiivinen harha ulottuu kesällä pohjoisemmaksi, kuitenkin yksittäisten simulaatioiden voimakkaat positiiviset harhat (METNO, CNRM) aiheuttavat sen, että malliryvähksen keskiarvossa negatiivinen harha ei ulotu Keski-Eurooppaan asti. Negatiivinen harha voi tarkoittaa sitä, että globaalit mallit ovat kesällä kuivempia alueellisten mallien eteläisellä reuna-alueella kuin havaintoaineisto. Vuotuisissa keskiarvoissa (kuva 6.3) globaalien mallien aiheuttamat virheet ovat huomattavasti pienempiä kuin talvella tai kesällä.

Osa simulaatioista käyttää samaa alueellista mallia, osa samaa globaalia mallia. Edellisten ja Liitteessä 1 olevien kuvien perusteella huomataan, että samaa globaalia mallia käyttävissä simulaatioissa ko. globaalien mallien aiheuttama harha simulaatioihin on hyvin samankaltainen (KNMI, MPI ja SMHI). Samoin huomataan, että samaa alueellista mallia käyttävillä simulaatioilla (DMI ja METNO, C4I ja SMHI) alueellisen mallin aiheuttamalla harhalla on pienessäkin mittakaavassa yhtenäisiä piirteitä. Globaalien ja alueellisten mallien aiheuttamat harhat voivat olla myös vastakkaismerkkisiä. Näin on erityisesti kesäaikaan Etelä-Euroopassa, jolloin globaalit mallit aiheuttavat malliryvähkseen voimakkaan negatiivisen ja alueelliset mallit voimakkaan positiivisen harhan (Liite 1). Koska globaalien mallien aiheuttama harha on tasaisempi ja alueellisten mallien aiheuttama harha pienimittakaavaisempi, muodostuu useisiin globaalien mallien antamia reunaehtoja käyttäviin simulaatioihin (C4I, MPI, SMHI) harha, joka vaihtaa merkkiään hyvin voimakkaasti lyhyelläkin matkalla (Liite 1).

Käytetyn malliryvähksen jokaisella simulaatiolla on omat piirteensä. Malliryvähksestä ei voida erotella yliennustavinta simulaatiota, mutta aliennustavana erottuu selkeästi keskiarvojen puolesta OURANOS. Tässä simulaatiossa voidaan huomata kaikkina vuodenaikoina (Liite 1) globaalien mallien harhan kertautuminen alueellisten mallien tuloksiin. Kuvassa 6.3 näkyy globaalien mallien vuosikeskiarvossa aiheuttama negatiivinen poikkeama sekä pohjois- että eteläreunalla. Kaikkein eriskummallisimpana voidaan pitää CNRM-simulaatiota. Simulaatiossa globaalien

mallin (ARPEGE) aiheuttama virhe on aivan eri suuruusluokkaa kuin muissa simulaatioissa. Alueellisen mallin virhe niin ikään on suurempi kuin muissa simulaatioissa, mutta harhan merkki on hämmästyttävän systemaattisesti vastakkaismerkkinen maa-alueilla. Samaa alueellista mallia käyttävä DMI-simulaatio ei osoita samankaltaisia piirteitä alueellisen mallin aiheuttaman virheen osalta. Vaikka sekä alueellisen että globaalin mallin aiheuttamien virheiden itseisarvot ovat suuret, niiden yhteisvaikutus jää pieneksi. Tämä huomataan jo kuvasta 6.1, missä simulaatio ei erotu erityisemmin joukosta. Tällainen tulos ei kuitenkaan ole suinkaan toivottava. Siihen kysymykseen, onko alueellisella vai globaalilla mallilla suurempi vaikutus simulaatioihin, ei pysty yksiselitteisesti vastaamaan ilman tarkempaa tutkimusta. Selvästikin virheiden suhde on paitsi vuodenaika- ja alueriippuva (Déqué et al., 2007), niin myös riippuvainen siitä mitä muuttujaa tarkastellaan (Kjellström, 2008). Kesällä globaalien mallien aiheuttaman virheen itseisarvo on suurimmillaan ja virhe on negatiivinen, erityisesti Etelä-Euroopassa. Tätä ei ollut mahdollista tutkia tarkemmin tämän opinnäytteen laajuudessa.

6.2 Kyrönjoen valuma-alue

Euroopan osalta edellä havaittu harha toimii hyvänä motivaationa sille, miksi ylipäätään on kehitetty erilaisia kappaleessa 5.2 kuvailtuja menetelmiä näiden harhojen minimoimiseksi. Sovelluksissa ei olla välttämättä kiinnostuneita virheiden jakautumisesta alueellisen ja globaalin mallin kesken, kun käytetään simulaatioiden lopputuotteita. Suomen osalta nähdään (liite 1, kuvat 1-5), että harha on läpi vuoden positiivinen. Ainoastaan OURANOS on tästä poikkeus, myös kesäkuukausina muutamassa muussa simulaatioissa on negatiivinen harha. Harha on ryvähäisen keskiarvossa pienimmillään kesällä, suurimmillaan talvella ja keväällä. Suomen sisällä harha jakautuu siten, että Pohjois-Suomessa se on suurimmillaan ja Länsi-Suomessa pienimmillään.

6.2.1 Korjaamattomat aineistot

Koska simuloituja sademääriä korjataan tässä tutkimuksessa havaintoaineiston perusteella, halutaan havainnoissa esiintyvät virheet minimoida. Useamman havaintoaineiston aluekeskiarvot laskettiin tarkasteltavalla alueella vertailuajanjaksolta, sadeasemamittauksia korjattiin kappaleessa 5.1 esitetyllä tavalla. Havaittiin, että havaintoaineistojen välillä on eroja jokaisena vuodenaikana. Nämä virheet vaikuttavat aineistojen käyttökelpoisuuteen. Taulukosta 6.1 nähdään, että havaintoaineistojen välinen suhteellinen vaihtelu on suurimmillaan talvella ja pienimmillään kesällä. Havaintoaineistot voidaan valtaosilla riveistä järjestellä keskinäiseen

järjestykseensä FMIgrid < FMIstat < ENSgrid < FMIstat_corr. Muiden havaintoaineistojen keskiarvot ovat liki kaikissa tapauksissa korjattujen sademittausten avulla laskettuja keskiarvoja FMIstat_corr pienempiä, pienimmillään kaikkien aineistojen välinen ero on kuitenkin kesällä. Nämä eivät ole yllättäviä seikkoja, sillä muissa havaintoaineistoissa ovat jäljellä sademittauksen mittausvirheet ja kesällä kiinteän sademäärän (yhtälö 2.6) osuus on pienimmillään.

Taulukko 6.1 Korjaamattomat ja korjatut havaitut ja korjaamattomat simuloitut keskisademäärät vertailujaksolla (mm). Viimeisessä sarakkeessa korjatun FMIstat_corr-havaintoaineiston suhde korjaamattomaan FMIstat -aineistoon.

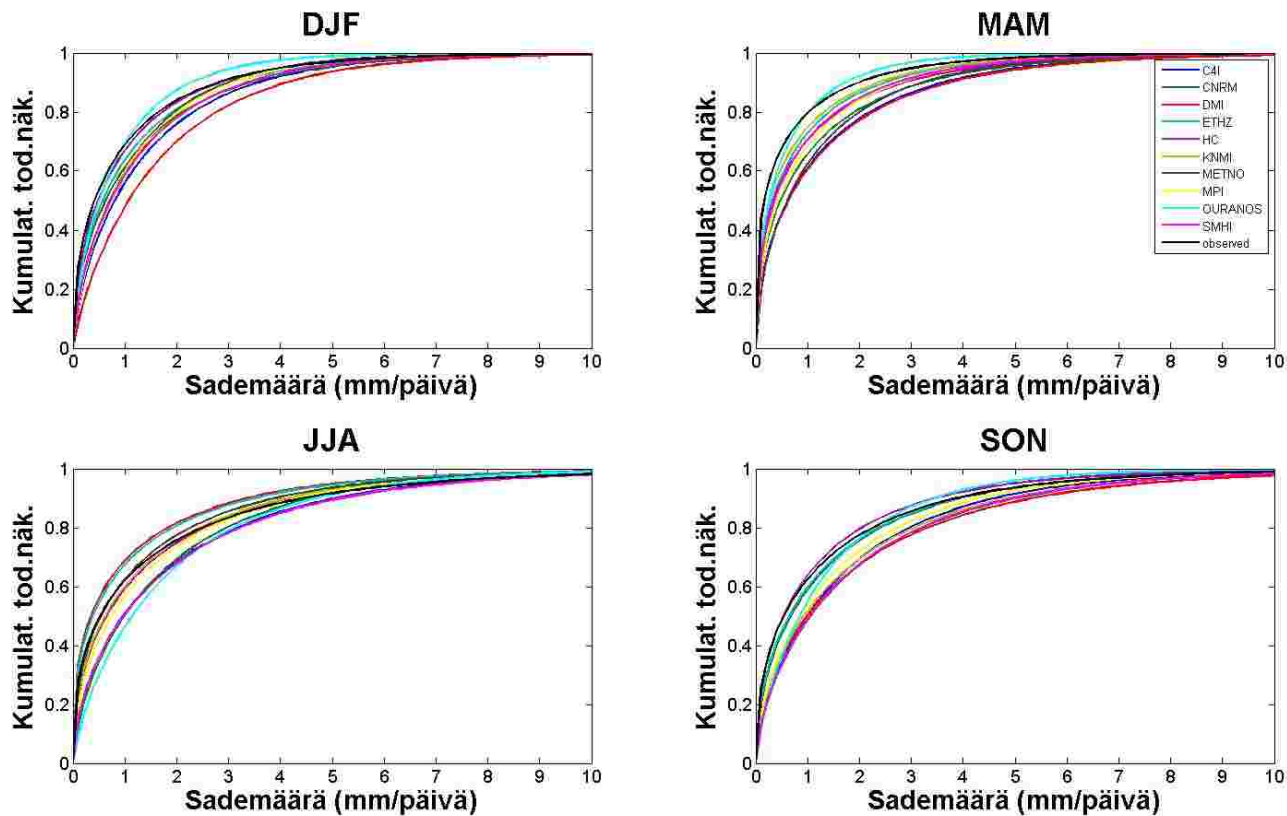
1971-1980	C4I	CNRM	DMI	ETHZ	HC	KNMI	METNO	MPI
DJF	152	150	191	139	119	136	134	142
MAM	173	151	184	109	138	114	157	132
JJA	244	220	182	172	214	197	179	214
SON	194	172	251	176	168	230	230	201
annual	762	693	807	596	639	677	701	688
1981-2000								
DJF	173	160	204	148	140	169	145	156
MAM	171	169	196	130	143	123	176	148
JJA	250	259	174	174	201	199	206	207
SON	232	199	258	191	162	232	239	211
annual	826	786	831	642	646	723	765	722
1971-2000								
DJF	166	156	200	145	133	158	141	151
MAM	172	163	192	123	142	120	170	142
JJA	248	246	176	173	206	198	197	209
SON	219	190	255	186	164	232	236	208
annual	805	755	823	627	644	708	744	711
1971-1980								
	OURANOS	SMHI	ens.mean	ENSgrid	FMIgrid	FMIstat	FMIstat_corr	corr/uncorr
DJF	106	141	141	91	69	84	113	134%
MAM	79	128	137	97	74	86	102	119%
JJA	241	244	211	179	165	182	191	105%
SON	155	214	199	178	153	170	191	112%
annual	581	726	687	545	460	522	597	114%
1981-2000								
DJF	112	162	157	124	99	117	141	121%
MAM	92	132	148	106	80	93	105	113%
JJA	233	247	215	207	196	216	226	105%
SON	179	239	214	174	150	167	182	109%
annual	617	780	734	610	525	592	654	110%
1971-2000								
DJF	110	155	151	113	89	106	132	124%
MAM	88	131	144	103	78	91	104	115%
JJA	236	246	213	198	185	204	215	105%
SON	171	231	209	175	151	168	185	110%
annual	605	762	718	588	503	569	635	112%

Havainto- ja simulaatioaineistojen välinen ero on niin ikään pienimmillään kesällä, mutta suurimmillaan keväällä. Huolimatta käsin tehdyistä korjauksista sademittauksiin, FMIstat_corr-havaintoaineiston sademäärät ovat kesää lukuunottamatta silti alhaisemmat kuin simulaatioaineiston keskiarvo. Mallit simuloivat sademäärän vuosittaista sykliä varsin hyvin,

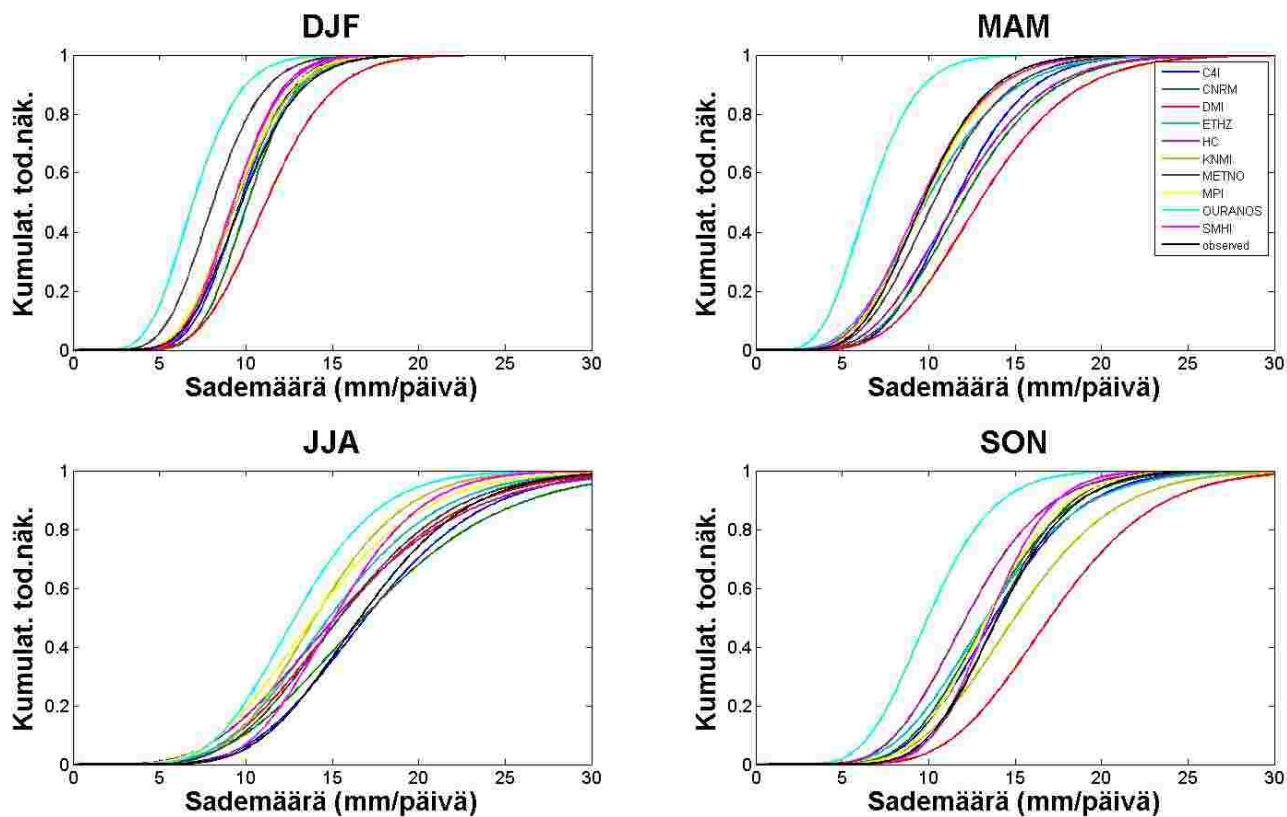
erityisesti kannattaa mainita kuitenkin DMI, jossa vuotuinen sykli on päinvastainen kuin havaittu. Myös OURANOS erottuu joukosta, koska sen sademäärät ovat selvästi FMIstat_corr-havaintoja matalammat kesäkuukausia lukuunottamatta. Taulukossa 6.1 sadetapahtuman kynnsarvoksi on asetettu 0 mm. Tämä vaikuttaa myös tuloksiin, koska monet mallit simuloivat liikaa heikkosateisia päiviä (Frei et al., 2003; Jones et al., 2004). Lisäksi interpolointimenetelmä aiheuttaa sen, että sadepäivien lukumäärä kuukautta kohti on kaikissa simulaatioaineistoissa liki 30. Missään havaintoaineistossa ei havaittu näin korkeita sadepäivien lukumääriä. Kynnsarvon valinta vaikuttaa paitsi sadepäivien lukumäärään, myös sademäärien keskiarvoihin toivotun suuntaisesti eli alentaa niitä.

6.2.2 Korjatut aineistot

Kappaleessa 5.2 kuvattua SMHI:n kehittämää menetelmää sovellettiin käytäntöön vertailuajanjaksolla (1971-2000). Seuraavassa on esitetty kvantitatiivisen korjauksen suuruus jokaiselle simulaatiolle eri vuodenaikoina. SMHI:n menetelmässä oleellista on selvittää, kuinka hyviä simulaatioaineistojen funktiosovitukset ovat. Mikäli funktiosovitukset ovat huonoja, se vaikuttaa myös korjauksiin epäsuotuisasti. Kuvissa 6.4 ja 6.5 on esitetty simulaatio- ja havaintoaineistojen kertymäfunktion sovitukset vertailujaksolla. Sovituksissa on simulaatioaineistoille määritetty menetelmän mukainen kynnsarvo sateelle niin, että simulaatio- ja havaintoaineistojen poutapäivien lukumäärä on suhteessa sama. Näiden sovitusten avulla simulaatioita korjataan yhtälön (5.6) mukaisesti.



Kuva 6.4 Aineistojen funktiosovitukset vertailuajanjaksolla, sadetapahtumat < fraktiili(95)



Kuva 6.5 Aineistojen funktiosovitukset vertailuajanjaksolla, sadetapahtumat > fraktiili(95)

Funktiosovituksista nähdään monta mielenkiintoista seikkaa. Tavallisista sadetapahtumista nähdään, että aineistojen välinen hajonta vaihtelee vuodenajan ja sateen intensiteetin mukaan. Syksyllä simulaatioaineiston sovituksen hajonta ovat pienin, kesällä suurin. Poutapäiviä on kynnsarvon asettamisen jälkeen jokaisessa aineistossa suhteessa yhtä paljon, mutta silti heikkosateisimpien sadetapahtumien osalta sovituksilla on melko paljon eroja. Tämä huomataan erityisesti keväällä < 3 mm sadetapahtumille, joita on lukumäärällisesti aineistoissa valtaosa päivistä. Havaitaan, että havaintoaineistoon sovitettu kertymäfunktio saa enimmäkseen suurempia arvoja kuin simulaatioaineiston sovituksia. Tämä on sopusoinnussa sen kanssa, että simulaatioaineiston keskiarvot ovat korkeampia kuin havaitut. Yksittäisistä simulaatioista erottuvat DMI ja OURANOS. OURANOS simuloi heikkosateisia sadetapahtumia eniten, erityisesti talvella ja keväällä. Kuitenkin sovituksia ovat siinä määrin samannäköisiä, että korjausmenetelmän voisi olettaa toimivan kaikille aineistoille.

Rankkasateiden osalta aineistojen välillä on enemmän hajontaa ja sovituksen vuodenaikariippuvuus selkeämmin nähtävissä. Talvella rankkasadetapahtumat, jotka ylittävät fraktiilin 95, ovat keskittyneet pienemmälle sademäärävälille kuin kesällä. Tämä johtuu siitä, että talviaikaisten rankkasateiden intensiteetti on tavallisesti pienempi kylmemmän ilman ja pienemmän ilmankosteuden ansiosta (Heino, 1997). Näin ollen myös sovitus on terävämpi. Kesäaikaan jakauman yläpää jatkuu selvästi enemmän voimakkaampien rankkasadetapahtumien suuntaan ja jakaumien välillä on enemmän hajontaa. Kesäaikaan huomataan myös, että havaintoaineiston sovitus painottuu suuremmille sadetapahtumien intensiteetin arvoille kuin useimmat havaintoaineistojen sovituksista. Tämä voidaan tulkita niin, että mallit eivät simuloi riittävän voimakkaita intensiteettejä kesäaikaisille rankkasateille. Keväällä tilanne on päinvastoin. Mallit näyttävät jopa simuloivan liian voimakkaita rankkasateita. Muina vuodenaikoina havaintoaineiston funktiosovitus näyttää painottuvan varsin tarkasti samoille sadetapahtumien intensiteetin arvoille kuin simulaatioaineiston keskiarvo, vaikka hajontaa simulaatioiden välillä onkin, erityisesti syksyllä. Yksittäisistä simulaatioista erottuvat jälleen erityisesti OURANOS ja DMI, OURANOS aliennustavaan ja DMI yliennustavaan suuntaan. Koska rankkasadetapahtumien sovituksilla on paljon enemmän hajontaa kuin tavallisilla sadetapahtumilla, korjausmenetelmien ei intuitiivisesti myöskään voisi odottaa toimivan aivan yhtä hyvin. Rankkasadetapahtumien sovituksille otantavirhe on paljon suurempi sadetapahtumien vähäisen lukumäärän vuoksi.

Taulukossa 6.2 on eroteltu aineistojen korjausten vaikutus keskiarvoihin eri vuodenaikoina. Korjausmenetelmä poistaa harhan lähes yhtä täsmällisesti kuin vaihtokertoimien menetelmä, jonka lisäksi menetelmän etuna on korjausten jakautuminen sadetapahtumien intensiteetin mukaan. Koko vertailujaksolla kaikkien mallisimulaatioiden keskiarvona laskettuihin vuodenaikaiskeskiarvoihin jää vuodenaikasta ja alkuperäisestä harhasta riippumatta alle 3 mm suuruinen harha. Vuosikeskiarvossa harhan suuruus on n. 7 mm. Yksittäisiin simulaatioaineistoihin jää kuitenkin hieman enemmän harhaa korjausten jälkeenkin, joiden suuruus vaihtelee simulaatioaineistojen funktiosovitusten ja vuodenajan mukaan. Koko vertailujakson 1971-2000 osalta huomataan, että korjausmenetelmä korjaa kaikkia simulaatioita oikeaan suuntaan. Muutamilla simulaatioilla korjausmenetelmä kuitenkin ”ampuu yli”, erityisesti kesäaikaan. Koko vertailujaksolla aineistojen välille jää eniten hajontaa kesäaikaan, vähiten talviaikaan. Taulukon 6.2, sekä kuvien 6.4 ja 6.5 tulkinnassa täytyy muistaa, että kynnyсарvo aineistoille on määritetty menetelmän mukaisesti. Jokaiselle simulaatiolle on määritetty oma kynnyсарvonsa sen mukaan, että simulaatio- ja havaintoaineistojen poutapäivien lukumäärät olisivat samoja kaikille aineistoille samalta ajanjaksolta. Tällä on vaikutusta funktiosovituksiin, etenkin kun heikkosateisia päiviä on lukumäärällisesti eniten ja ne määräävät suurelta osin funktiosovituksen parametrit.

Taulukko 6.2 Korjattujen havainto- ja malliaineistojen keskisademäärät vertailujaksolla SMHI:n menetelmän mukaan. Kolmanneksi viimeisessä sarakkeessa on korjatun (mean_corr) ja korjaamattoman (mean_uncorr) simulaatioaineiston keskiarvon suhde.

1971-1980	C4I	CNRM	DMI	ETHZ	HC	KNMI	METNO	MPI
DJF	120	128	128	127	118	112	126	124
MAM	107	100	102	91	100	101	96	98
JJA	211	195	218	209	222	217	197	224
SON	161	168	183	174	188	185	183	180
annual	599	590	631	600	628	614	602	626
1981-2000								
DJF	141	135	137	136	140	144	138	138
MAM	105	110	111	111	105	108	115	112
JJA	216	233	211	209	205	217	223	215
SON	196	195	188	189	181	188	190	190
annual	658	673	648	645	631	657	665	655
1971-2000								
DJF	134	133	134	133	132	134	134	133
MAM	106	107	108	104	104	106	108	107
JJA	215	220	213	209	211	217	214	218
SON	184	186	187	184	183	187	188	187
annual	639	646	642	630	630	643	644	645

1971-1980	OURANOS	SMHI	mean_corr	mean_uncorr		FMIstat	FMIstat_corr
DJF	129	119	123	141	87%	84	113
MAM	96	105	99	137	73%	86	102
JJA	229	222	214	211	102%	182	191
SON	166	171	176	199	88%	170	191
annual	619	616	613	687	89%	522	597
1981-2000							
DJF	136	141	139	157	88%	117	141
MAM	113	107	110	148	74%	93	105
JJA	219	219	217	215	101%	216	226
SON	199	196	191	214	89%	167	182
annual	667	664	656	734	89%	592	654
1971-2000							
DJF	133	134	133	151	88%	106	132
MAM	107	107	106	144	74%	91	104
JJA	223	220	216	213	101%	204	215
SON	188	188	186	209	89%	168	185
annual	651	648	642	718	89%	569	635

Taulukossa 6.3 on eroteltuna, kuinka paljon fraktiili 95 muuttuu simulaatioille, kun korjausmenetelmää sovelletaan. Taulukoissa 6.4-6.5 puolestaan on havainnollistettu, kuinka paljon fraktiilia 95 pienempien ja suurempien sadetapahtumien kertymät muuttuvat aineistolle, kun korjausmenetelmää sovelletaan käytäntöön. Näiden taulukkojen yhteenlasketut sademäärät ovat luonnollisesti yhtä suuria kuin taulukkojen 6.1 ja 6.2.

Taulukko 6.3 Fraktiilit 95 korjatuissa ja korjaamattomissa aineistoissa (mm).

1971-2000	C4I	CNRM	DMI	ETHZ	HC	KNMI
DJF	7,1	7,5	7,9	7,0	6,5	6,8
DJF_corr	6,5	6,6	6,6	6,9	6,6	6,7
MAM	8,1	7,9	8,9	6,3	7,8	6,3
MAM_corr	6,0	6,0	6,2	6,2	6,4	6,1
JJA	11,6	10,6	10,2	9,6	9,6	9,6
JJA_corr	11,8	11,9	12,3	11,9	10,6	11,1
SON	9,8	9,4	12,0	9,2	8,5	10,5
SON_corr	9,3	10,4	10,3	10,0	10,1	10,6
	METNO	MPI	OURANOS	SMHI	mean	observed
DJF	5,9	6,6	4,9	6,8	6,7	
DJF_corr	6,7	6,9	6,9	6,6	6,7	6,8
MAM	7,0	6,4	4,3	6,4	6,9	
MAM_corr	6,1	5,9	6,2	6,0	6,1	6,3
JJA	10,5	9,6	9,1	10,8	10,1	
JJA_corr	12,2	11,6	11,2	10,9	11,6	11,6
SON	10,6	9,7	7,0	10,2	9,7	
SON_corr	10,4	10,3	10,5	10,1	10,2	9,9

Taulukko 6.4 Fraktiilia 95 pienempien sadetapahtumien kertymät (mm/vuodenaika).

1971-2000	C4I	CNRM	DMI	ETHZ	HC	KNMI
DJF	121,7	110,2	148,2	99,9	90,1	114,8
DJF_corr	88,9	87,8	89,4	87,7	87,3	88,5
MAM	118,7	105,7	130,6	76,5	87,6	73,9
MAM_corr	60,8	61,1	61,9	59,3	58,8	59,9
JJA	169,2	164,8	102,3	103,7	133,6	131,7
JJA_corr	137,7	141,5	134,7	132,2	135,2	138,3
SON	155,4	127,8	176,0	124,1	107,6	161,5
SON_corr	121,2	121,1	121,8	119,6	119,1	122,1
	METNO	MPI	OURANOS	SMHI	mean	observed
DJF	103,7	108,3	77,7	112,1	108,7	
DJF_corr	88,9	88,2	88,3	88,7	88,4	86,6
MAM	121,0	96,2	57,1	85,7	95,3	
MAM_corr	62,5	61,4	61,2	60,8	60,8	58,6
JJA	123,2	142,6	175,0	174,4	142,1	
JJA_corr	136,8	139,6	143,9	141,2	138,1	135,8
SON	171,5	145,8	124,5	168,4	146,3	
SON_corr	122,9	122,0	123,5	123,1	121,6	119,8

Taulukko 6.5 Fraktiilia 95 suurempien sadetapahtumien kertymät (mm/vuodenaika).

1971-2000	C4I	CNRM	DMI	ETHZ	HC	KNMI
DJF	44,3	46,3	51,4	44,8	42,7	43,6
DJF_corr	45,0	45,0	45,0	45,0	45,0	45,0
MAM	53,0	56,9	61,6	46,3	53,9	45,9
MAM_corr	44,8	45,7	45,7	44,7	44,7	45,7
JJA	78,8	81,1	74,0	69,3	72,0	66,3
JJA_corr	76,9	78,7	78,8	77,0	75,4	78,7
SON	63,7	62,2	79,3	62,1	56,4	70,1
SON_corr	63,2	64,8	64,8	64,3	64,3	64,8
	METNO	MPI	OURANOS	SMHI	mean	observed
DJF	37,4	42,9	32,2	42,6	42,8	
DJF_corr	45,0	45,0	45,0	45,0	45,0	45,0
MAM	48,9	46,2	31,0	45,3	48,9	
MAM_corr	45,7	45,7	45,7	45,7	45,4	45,7
JJA	73,6	66,8	60,8	71,2	71,4	
JJA_corr	77,3	78,6	78,7	78,7	77,9	78,7
SON	64,3	62,0	46,5	62,3	62,9	
SON_corr	64,8	64,8	64,8	64,8	64,5	64,8

Aineiston perusteella korjausmenetelmä näyttää toimivan kohtuullisen hyvin fraktiilin 95 korjaamisen osalta. Ryväksen keskiarvon harha on korjauksen jälkeen vuodenajasta riippumatta korkeintaan 0,3 mm. Yksittäisten simulaatioiden osalta fraktiilit korjautuvat useimmiten oikeaan suuntaan, mutta monissa tapauksissa enemmän kuin mitä alkuperäinen erotus simuloitujen ja havaittujen arvojen välillä korjaamattomassa aineistossa on. Sadekertymien osalta menetelmä toimii kuitenkin pääosaltaan toivotun kaltaisesti kaikkina vuodenaikoina.

Sekä tavallisille että rankkasadetapahtumille (taulukot 6.4 ja 6.5) voidaan tehdä samankaltainen tulkinta kuin taulukon 6.2 tuloksille: Korjaukset ovat kaikissa tapauksissa oikean suuntaisia ja korjausmenetelmä poistaa harhan varsin tehokkaasti simulaatioiden sadekertymistä. Rankkasateiden funktiosovituksille otantavirhe on paljon suurempi, mutta tästä huolimatta menetelmä toimii toivotulla tavalla. Tavallisille sadetapahtumille korjaamattomat sadekertymät ovat suurempia kuin havaitut, rankkasateiden sadekertymille kevätkuukausia lukuunottamatta pienempiä. Myös korjattuun aineistoon jää pääsääntöisesti samansuuntaista, mutta huomattavasti pienempää, harhaa. Tavallisten sadetapahtumien kertymille harhaa jää kaikkina vuodenaikoina n. 2 mm, rankkasadetapahtumien kertymille vähemmän. Erityisesti talvella huomataan, kuinka korjatussa aineistossa kaikkien yksittäisten simulaatioiden harha on rankkasadetapahtumien kertymille alle 0,5 mm. Menetelmä pienentää huomattavasti mallien välistä tavallisten ja rankkasadetapahtumien sadekertymien (taulukot 6.4 ja 6.5), mutta myös kokonaissademäärän, keskihajontaa. Korjatussa aineistossa tämä keskihajonta on pienimmillään talvella, suurimmillaan kesällä (ei taulukoissa). Mallien välistä sadekertymien keskihajontaa on tarkasteltu myös luvussa 7.2. Prosenttipisteen 95 mukaan erotelluista kahdesta erillisestä sadekertymästä taulukoissa 6.4-6.5 ei kuitenkaan käy ilmi, millä tavalla korjausmenetelmä muuttaa sadetapahtumien intensiteettijakaumaa. Myös tästä on kerrottu enemmän luvussa 7.2.

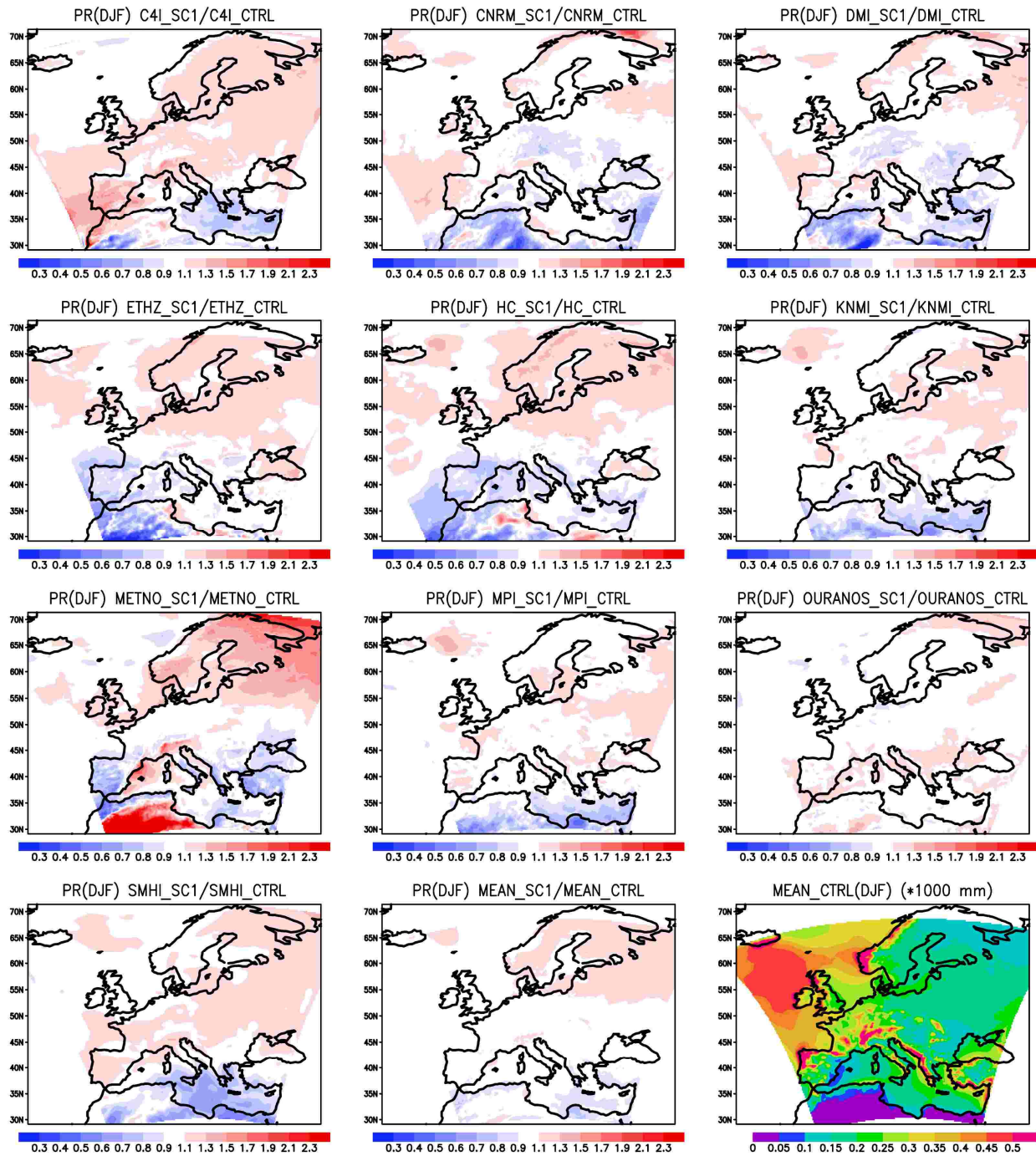
7. TULOKSET SKENAARIOJAKSOILLA

Kappaleessa 5.2 kuvatut menetelmät pyrkivät pääsemään harhasta eroon. Vaihtokertoimien menetelmää sovelletaan implisiittisesti joka kerta, kun tutkitaan muutosta ilmastonmuutossimulaatioissa ja vähennetään skenaarioajanjakson arvoista vertailuajanjakson arvot. Tällöin oletetaan, että mallin systemaattiset virheet keskimääräisen sademäärän osalta säilyvät samana tulevaisuudessa ja nykyhetkellä. Sademääräsimulaatioita ja yhtä korjausmenetelmää tutkittiin kahdella eri skenaarioajanjaksolla, 2021-2050 ja 2071-2100. Ensimmäisellä skenaariojaksolla ilmaston luonnollisesta vaihtelusta aiheutuva epävarmuus on

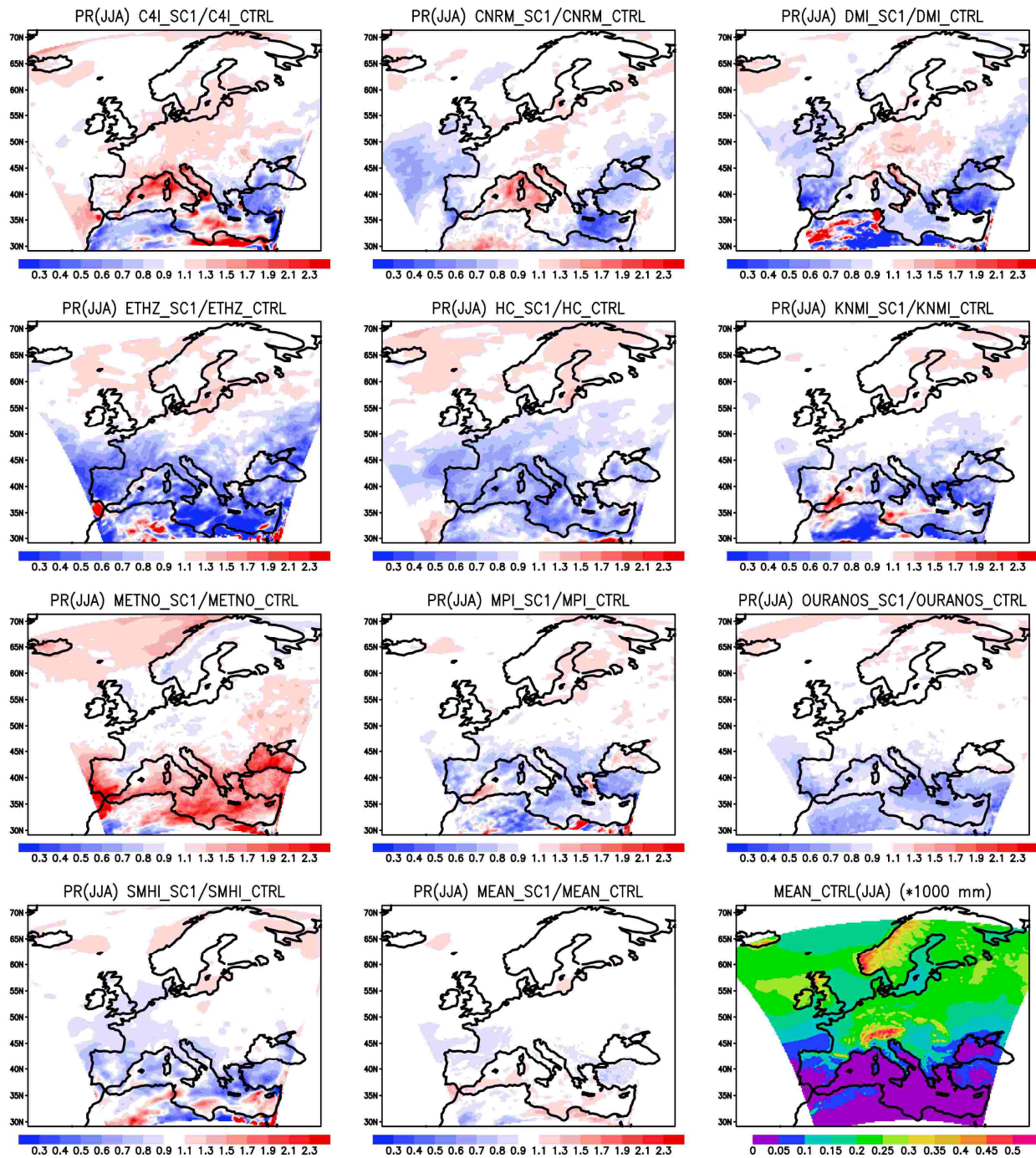
suhteessa muihin epävarmuuslähteisiin suurempi kuin toisella skenaarioajanjaksolla (Räisänen, 2007). Muutokset ovat myös tällöin pienempiä, ja niiden etumerkissä on tällöin oletettavasti simuloidusta luonnollisesta vaihtelusta johtuvia alueellisia eroja. Vertailu- ja skenaariojaksojen pituus on valittu olemaan sama, jotta korjausmenetelmien edustavuusvirhe olisi sama jokaiselle aineistolle.

7.1 Koko Eurooppa

Kuvissa 7.1 ja 7.2 on sademäärän suhteellinen kertymä ensimmäisellä skenaarioajanjaksolla 2021-2050 vertailuajanjaksoon 1971-2000 verrattuna kesä- ja talvikuukausilta, eli sovelletaan vaihtokertoimien menetelmää käytännössä. Loput kuvat ovat nähtävillä liitteessä 2. Kuvissa on myös malliryväksen keskiarvon sademäärä vertailujaksolla. Havaintoaineiston sademäärä eri vuodenaikoina on nähtävillä liitteessä 1.



Kuva 7.1. Sademäärän suhde simulaatioissa talvikuukausina vuosien 2021-2050 ja 1971-2000 välillä ja mallien keskiarvon sademäärä vertailujaksolla.

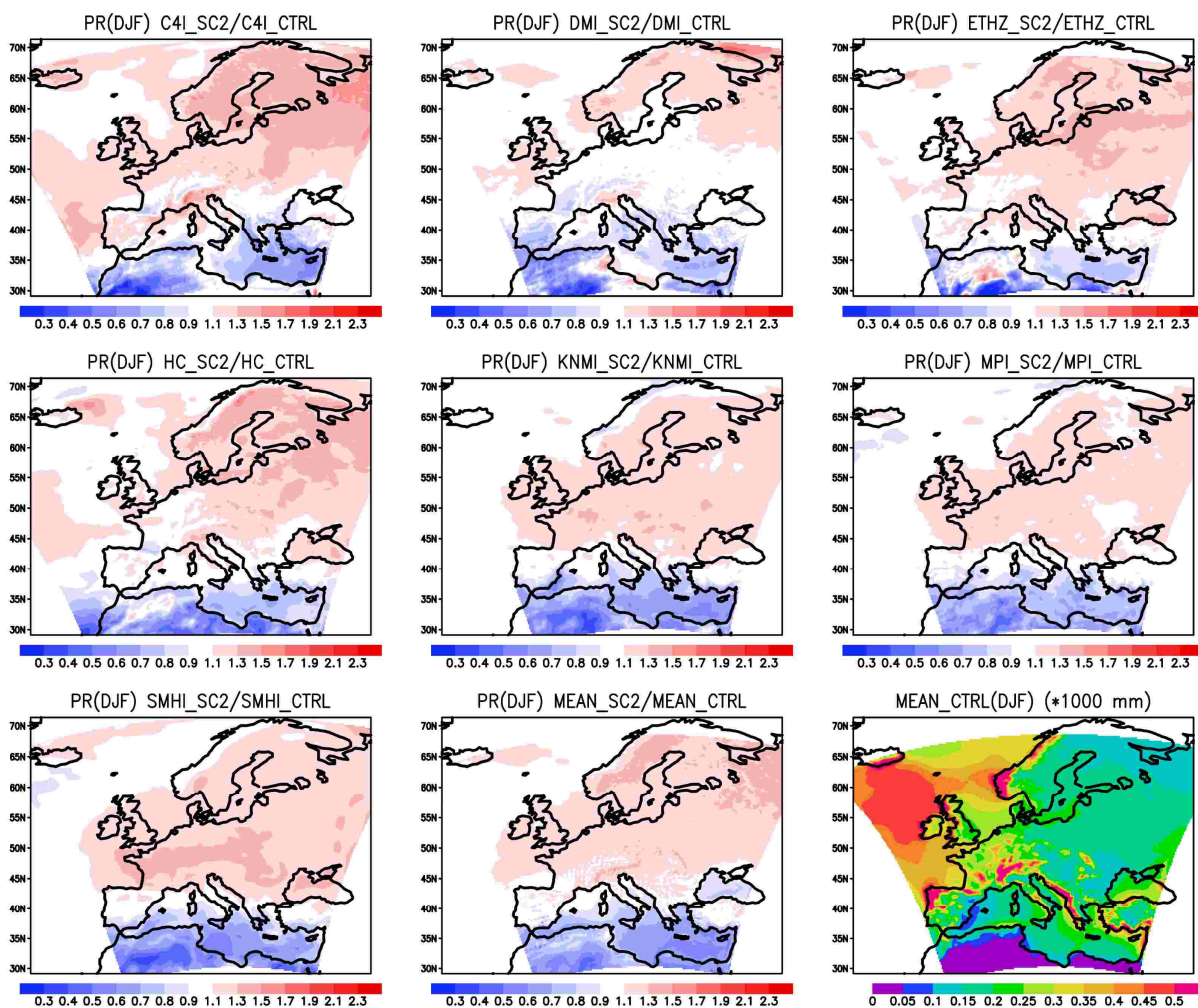


Kuva 7.2. Sademäärän suhde simulaatioissa kesäkuukausina vuosien 2021-2050 ja 1971-2000 välillä ja mallien keskiarvon sademäärä vertailujaksolla.

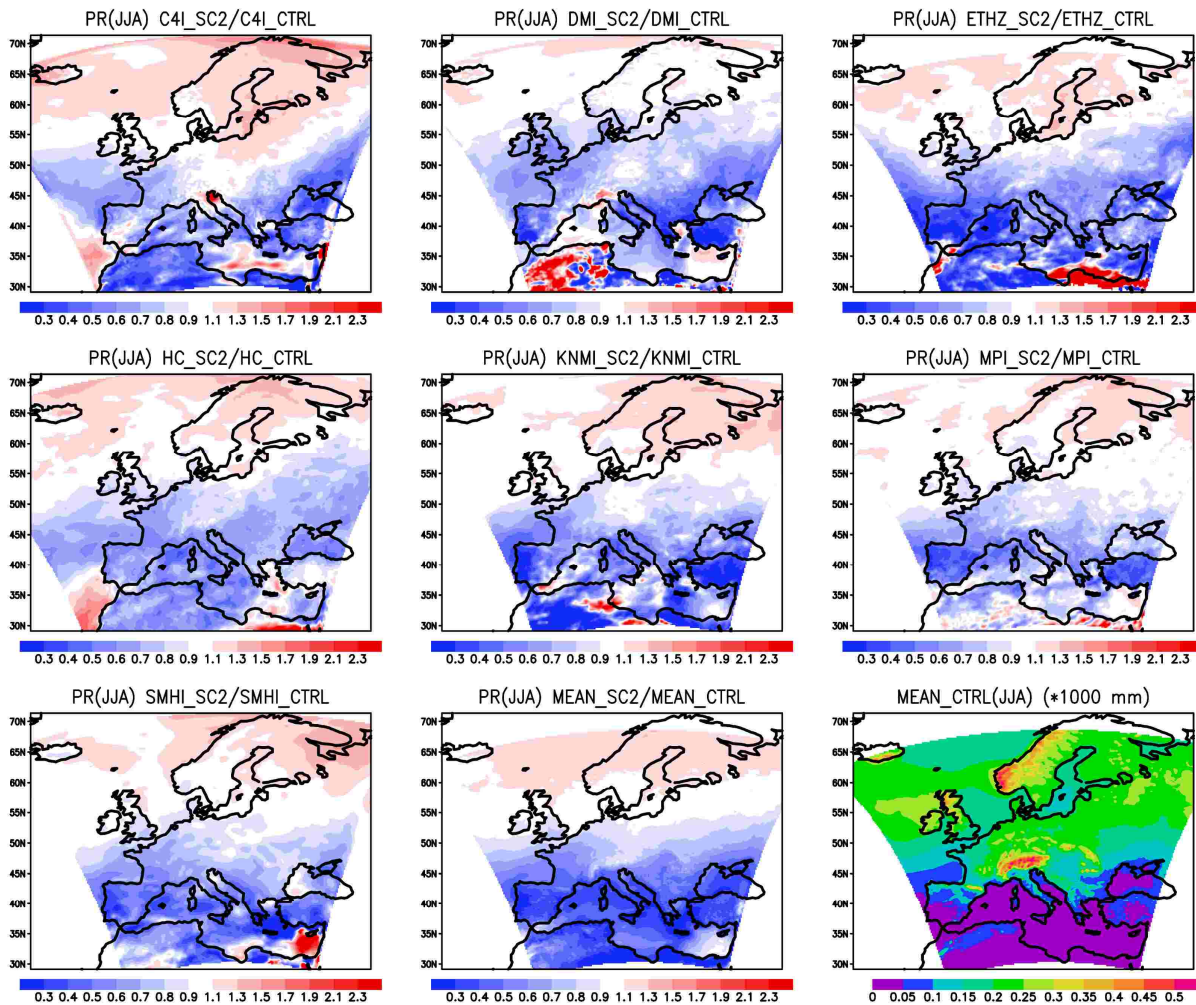
Yleisenä piirteenä kuvista 7.1 ja 7.2 huomataan, että kaikkien mallien keskiarvona laskettu ero skenaario- ja vertailujakson sademäärien välillä on etenkin kesäaikaan varsin pieni. Kesäaikaan yksittäisten mallien poikkeamat ovat suurempia kuin talvella, mutta monilta osin erisuuntaisia. Malleilla on silti yhteisiä piirteitä eri vuodenaikoina. Kesällä voidaan erottaa maltillinen negatiivinen poikkeama Länsi-Euroopassa ja talvella selvempi ja laaja-alaisempi positiivinen poikkeama Pohjois-Euroopassa. Poikkeamien itseisarvot ovat useimmissa malleista suurempia

kesällä kuin talvella. Erityisesti METNO-simulaatiossa näkyy kesällä voimakas positiivinen poikkeama Etelä-Euroopassa, mikä on vastakkaismerkkinen useimpien muiden simulaatioiden kanssa. Tämä vaikuttaa myös mallien keskiarvoon alentavasti. Samankaltainen positiivinen poikkeama voidaan nähdä myös liitteestä 1, jossa globaalimallin (BCM) aiheuttama harha vertailujaksolla on kesäkuukausina Etelä-Euroopassa positiivinen kaikista muista simulaatiosta poiketen.

Sademäärän muutoksen vuodenaikaisjakaumat ovat eri malleissa varsin erilaisia, simulaatioiden välillä on vaikeaa löytää kovin merkittäviä yhdistäviä tekijöitä liitteessä 2 olevien kuvien perusteellakaan. Tämä voi johtua siitä, että skenaarioajanjakso 2021-2050 on suhteellisen lähellä tulevaisuudessa. Tällöin ilmaston luonnollinen vaihtelu on simulaatioissa vielä merkittävä virhelähde verrattuna ihmisperäiseen ilmaston muuttumiseen (Räisänen, 2007). Seuraavissa kuvissa 7.3 ja 7.4 asiaa on tarkasteltu toisella skenaarioajanjaksolla 2071-2100.



Kuva 7.3. Sademäärän suhde simulaatioissa toisen skenaariojakson 2071-2100 ja vertailujakson 1971-2000 välillä sekä mallien keskiarvon sademäärä vertailujaksolla, talvikuukaudet.



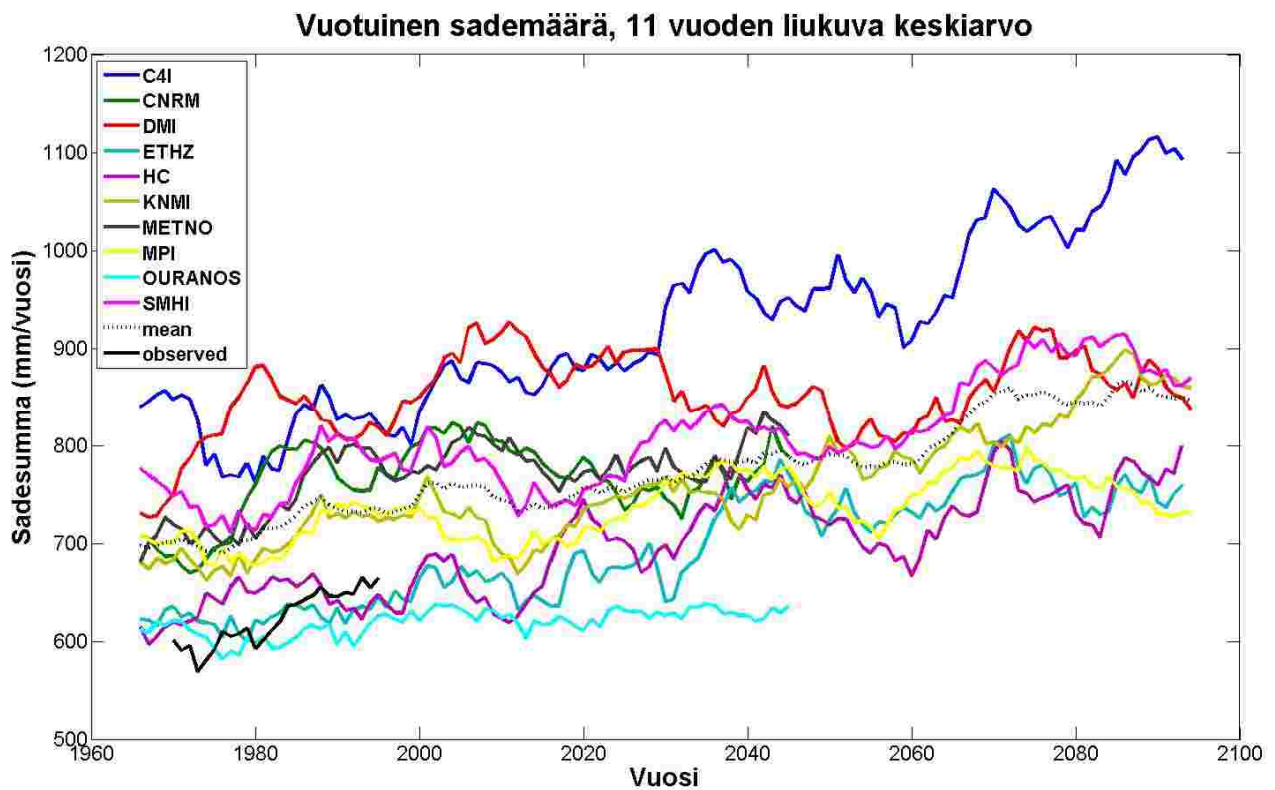
Kuva 7.4. Sademäärän suhde simulaatioissa toisen skenaariojaksossa 2071-2100 ja vertailujaksossa 1971-2000 välillä sekä mallien keskiarvon sademäärä vertailujaksolla, kesäkuukaudet.

Toisella skenaariojaksolla tarkasteltavia simulaatioita on vähemmän kuin ensimmäisellä, yhteensä 7 kpl (taulukko 4.1). Tällä jaksolla sademäärän vuosikeskiarvojen muutos nykyilmastoon verrattuna on suurempaa kuin ensimmäisellä skenaarioajanjaksolla. Mallien välillä on jo silmämääräisestäkin huomattavasti enemmän yhteisiä piirteitä koko tarkasteltavalla alueella. Etelä-Euroopassa sademäärän poikkeama on vuosikeskiarvossa negatiivinen, Pohjois-Euroopassa positiivinen. Sama piirre esiintyy myös jokaisena vuodenaikana, mutta positiivisen ja negatiivisen poikkeaman erottelua siirtyy vuodenaikan mukaan pohjois-eteläsuunnassa. Talvella se on eteläisimmässä kohdassaan aivan Välimeren pohjoisreunalla, kesällä pohjoisimmassa kohdassaan aivan Skandinavian eteläpuolella. Talvella siis suurimmassa osassa Eurooppaa mallit simuloivat sademäärän kasvua. Samankaltaisen tuloksen saivat aiemmassa PRUDENCE-hankkeessa Christensen ja Christensen (2007). Christensenin et al. (2007) mukaan tämä ilmiö liittyy kahteen seikkaan: Keskileveysasteiden myrskyradat siirtyvät pohjoista kohti ja ilmakehän vesihöyrypitoisuus kasvaa. Tällöin myös vesihöyryn kuljetus subtropiikista pohjoista

kohti kasvaa, vaikkei ilmakehän keskimääräisessä kiertoliikkeessä tapahtuisikaan muutoksia. Talvella globaalilla mallilla on suhteessa suurempi vaikutus sademäärään yksittäisissä malliryväksen simulaatioissa kuin kesällä (Déqué et al., 2007). Molemmilla skenaariojaksolla näkyy sama piirre kuin liitteessä 1 syksyn osalta vertailujaksolla: vuodenaikaiskeskiarvon kuva on hyvin samankaltainen syksykuukausien kuvien kanssa.

7.2 Kyrönjoen valuma-alue

Kuvassa 7.5 nähdään mallisimulaatioiden vuosisademäärän 11-vuotiset liukuvat keskiarvot sekä vastaava keskiarvo korjatulle havaintoaineistolle Kyrönjoen valuma-alueella. Kuvassa ovat mukana vain sellaiset vuodet, joilla aineiston koko vuosikeskiarvo on määritelty hyvin sekä 5 vuotta ennen ja jälkeen kyseisen vuoden. Tämän vuoksi havaintoaineisto alkaa vasta simulaatioaineistojen jälkeen (Taulukko 4.3).



Kuva 7.5 Sademäärän liukuvat 11-vuotiset keskiarvot Kyrönjoen valuma-alueella koko tarkasteluajalta 1961-2100.

Kuvasta 7.5 huomataan, kuinka useimmissa simulaatioissa sademäärällä on nouseva trendi vuosisadan loppua kohden, tämä näkyy myös keskiarvokäyrässä. Jo ensimmäisellä skenaariojaksolla keskiarvokäyrä on hivenen korkeammalla kuin vertailuajanjaksolla.

Poikkeuksen muodostaa DMI-simulaatio, jossa sademäärä vertailujakson aikana nousee korkealle, vaihtelee vuosikymmenten välillä, muttei enää juuri kasva vuosisadan loppuun mennessä. Myös MPI-simulaatiossa sademäärä nousee varsin maltillisesti.

Kuvasta huomataan samoja asioita kuin taulukosta 6.1: Simulaatiot antavat huomattavasti suurempia sademäärän vuotuisia arvoja vertailuajanjaksolla kuin havaintoaineisto. Simulaatioiden harhan suuruus vertailujaksolla ei kerro, kuinka voimakkaasti sademäärä simulaatioissa muuttuu tulevaisuudessa. Simulaatioiden keskinäinen sijoittuminen pystyakselilla ei kuitenkaan muutu mielivaltaisella tavalla ajan funktiona, mikä johtuu myös siitä että osa simulaatioista käyttää samoja globaaleja malleja. Erityisesti huomataan selvä yhteys sademäärän kehittymisessä simulaatioissa ETHZ ja HC, sekä KNMI, SMHI ja MPI. Myös CNRM ja DMI käyttävät samaa globaalia mallia, mutta näiden välinen yhteys on kuvan perusteella heikompi kuin em. malliyhdistelmien. Kun verrataan tällaisia samaa globaalia mallia käyttäviä simulaatioita, huomataan että alueellisten mallien herkkyys globaalien mallien asettamille reuna-arvoille vaihtelee. ETHZ-simulaation käyrä on kuvassa tasaisempi kuin HC-simulaation. Samoin MPI-simulaatiossa yksittäisten vuosien aiheuttamat piikit ovat lievästi pienempiä kuin simulaatioissa KNMI tai SMHI. Kuvan perusteella on hankala erotella varmuudella alueellisen ja globaalien mallin yleispäteviä vaikutuksia simulaatioihin, kun samoja malleja käyttäviä simulaatioita on vain muutama.

Taulukoissa 7.1-7.4 on esitetty vuodenajoittain sademäärien suhde molempien skenaariojaksojen ja vertailujakson välillä. Sademäärät on eroteltu taulukoissa prosenttipisteen 95 kohdalta tätä suurempiin ja pienempiin sadetapahtumiin siten, että raja riippuu aineistosta ja tarkastelujaksosta. Korjaamattomia ja korjattuja aineistoja on verrattu keskenään. Korjaamattomille aineistoille sademäärän kynnyisarvo on 0 mm, interpolointivirheestä aiheutuvat negatiiviset arvot on kuitenkin asetettu olemaan 0. Negatiiviset arvot ovat pieniä ja tästä aiheutuva virhe aineiston keskiarvon vuodenaikaissademääriin yhdellä tarkasteluajanjaksolla on korkeintaan 0,006 mm. Viimeisessä sarakkeessa on mallien välinen suhdelukujen keskihajonta.

Taulukko 7.1. Alle prosenttipisteen 95 olevien sadetapahtumien kertymien suhde vuodenajoittain ensimmäisen skenaariojakson 2021-2050 ja vertailujakson välillä

2021-2050	C4I	CNRM	DMI	ETHZ	HC	KNMI
DJF	108%	104%	106%	109%	111%	101%
DJF_corr	110%	106%	110%	110%	111%	103%
MAM	126%	93%	96%	128%	112%	113%
MAM_corr	140%	93%	95%	136%	115%	116%
JJA	111%	95%	107%	110%	115%	111%
JJA_corr	112%	95%	106%	110%	118%	112%
SON	125%	112%	103%	115%	106%	103%
SON_corr	130%	114%	103%	116%	107%	104%
	METNO	MPI	OURANOS	SMHI	mean	std
DJF	105%	106%	97%	100%	105%	4%
DJF_corr	108%	107%	97%	101%	106%	5%
MAM	101%	99%	105%	108%	107%	12%
MAM_corr	105%	100%	104%	111%	111%	16%
JJA	108%	107%	100%	106%	107%	6%
JJA_corr	108%	108%	104%	107%	108%	6%
SON	103%	107%	113%	108%	109%	7%
SON_corr	104%	107%	118%	109%	111%	8%

Taulukko 7.2. Yli prosenttipisteen 95 olevien sadetapahtumien kertymien suhde vuodenajoittain ensimmäisen skenaariojakson 2021-2050 ja vertailujakson välillä

2021-2050	C4I	CNRM	DMI	ETHZ	HC	KNMI
DJF	110%	113%	115%	108%	114%	111%
DJF_corr	112%	115%	113%	108%	113%	111%
MAM	119%	105%	99%	126%	121%	109%
MAM_corr	116%	105%	98%	118%	119%	108%
JJA	116%	96%	109%	107%	113%	110%
JJA_corr	114%	97%	107%	105%	112%	110%
SON	117%	112%	109%	117%	115%	101%
SON_corr	114%	111%	107%	111%	111%	101%
	METNO	MPI	OURANOS	SMHI	mean	std
DJF	116%	104%	102%	103%	110%	5%
DJF_corr	114%	104%	102%	103%	110%	5%
MAM	112%	105%	100%	104%	110%	9%
MAM_corr	111%	105%	98%	104%	108%	8%
JJA	106%	116%	107%	107%	108%	6%
JJA_corr	107%	109%	107%	108%	108%	5%
SON	105%	116%	114%	109%	111%	6%
SON_corr	105%	107%	110%	109%	108%	4%

Taulukko 7.3. Alle prosenttipisteen 95 olevien sadetapahtumien kertymien suhde vuodenajoittain toisen skenaariojakson 2071-2100 ja vertailujakson välillä

2071-2100	C4I	CNRM	DMI	ETHZ	HC	KNMI
DJF	128%	NaN	115%	120%	118%	118%
DJF_corr	137%	NaN	123%	123%	119%	125%
MAM	132%	NaN	102%	124%	96%	139%
MAM_corr	149%	NaN	104%	132%	98%	146%
JJA	119%	NaN	102%	113%	110%	124%
JJA_corr	121%	NaN	101%	111%	114%	126%
SON	139%	NaN	96%	113%	109%	101%
SON_corr	150%	NaN	96%	115%	110%	103%
	METNO	MPI	OURANOS	SMHI	mean	std
DJF	NaN	117%	NaN	120%	125%	4%
DJF_corr	NaN	121%	NaN	125%	125%	6%
MAM	NaN	102%	NaN	129%	117%	17%
MAM_corr	NaN	104%	NaN	135%	123%	22%
JJA	NaN	102%	NaN	117%	109%	8%
JJA_corr	NaN	103%	NaN	119%	113%	9%
SON	NaN	96%	NaN	111%	111%	15%
SON_corr	NaN	97%	NaN	113%	112%	18%

Taulukko 7.4. Yli prosenttipisteen 95 olevien sadetapahtumien kertymien suhde vuodenajoittain toisen skenaariojakson 2071-2100 ja vertailujakson välillä

2071-2100	C4I	CNRM	DMI	ETHZ	HC	KNMI
DJF	126%	NaN	120%	121%	131%	128%
DJF_corr	130%	NaN	117%	121%	136%	126%
MAM	129%	NaN	100%	124%	109%	128%
MAM_corr	129%	NaN	100%	116%	107%	126%
JJA	116%	NaN	122%	116%	130%	134%
JJA_corr	110%	NaN	115%	112%	121%	127%
SON	128%	NaN	104%	120%	118%	110%
SON_corr	123%	NaN	103%	113%	114%	108%
	METNO	MPI	OURANOS	SMHI	mean	std
DJF	NaN	117%	NaN	119%	128%	5%
DJF_corr	NaN	117%	NaN	121%	124%	7%
MAM	NaN	112%	NaN	114%	119%	11%
MAM_corr	NaN	112%	NaN	113%	114%	10%
JJA	NaN	112%	NaN	106%	119%	10%
JJA_corr	NaN	110%	NaN	107%	114%	7%
SON	NaN	109%	NaN	116%	119%	8%
SON_corr	NaN	105%	NaN	116%	111%	7%

Taulukoista nähdään korjaamattomien sateiden osalta, eli vaihtokertoimien menetelmää sovellettaessa, sama asia kuin kuvista 7.1-7.5: Sekä tavallisten että rankkasadetapahtumien sademäärä kasvaa mallien keskiarvon osalta tarkastelualueella pääsääntöisesti jo ensimmäisellä skenaarioajanjaksolla, mutta toisella skenaarioajanjaksolla vieläkin enemmän. Ensimmäisellä skenaariojaksolla tavalliset sadetapahtumat lisääntyvät eniten syksyllä, mutta vuodenaikojen välinen sademäärän muutosten ero on vain muutaman prosentin. Toisella skenaariojaksolla erot ovat suurempia, sademäärä kasvaa eniten talvella ja keväällä. Sama pätee myös rankkasateille, jotka lisääntyvät ensimmäisellä skenaariojaksolla varsin tasaisesti jokaisena vuodenaikana, toisella skenaariojaksolla selvästi eniten talvella ja muina vuodenaikoina hyvin tasaisesti.

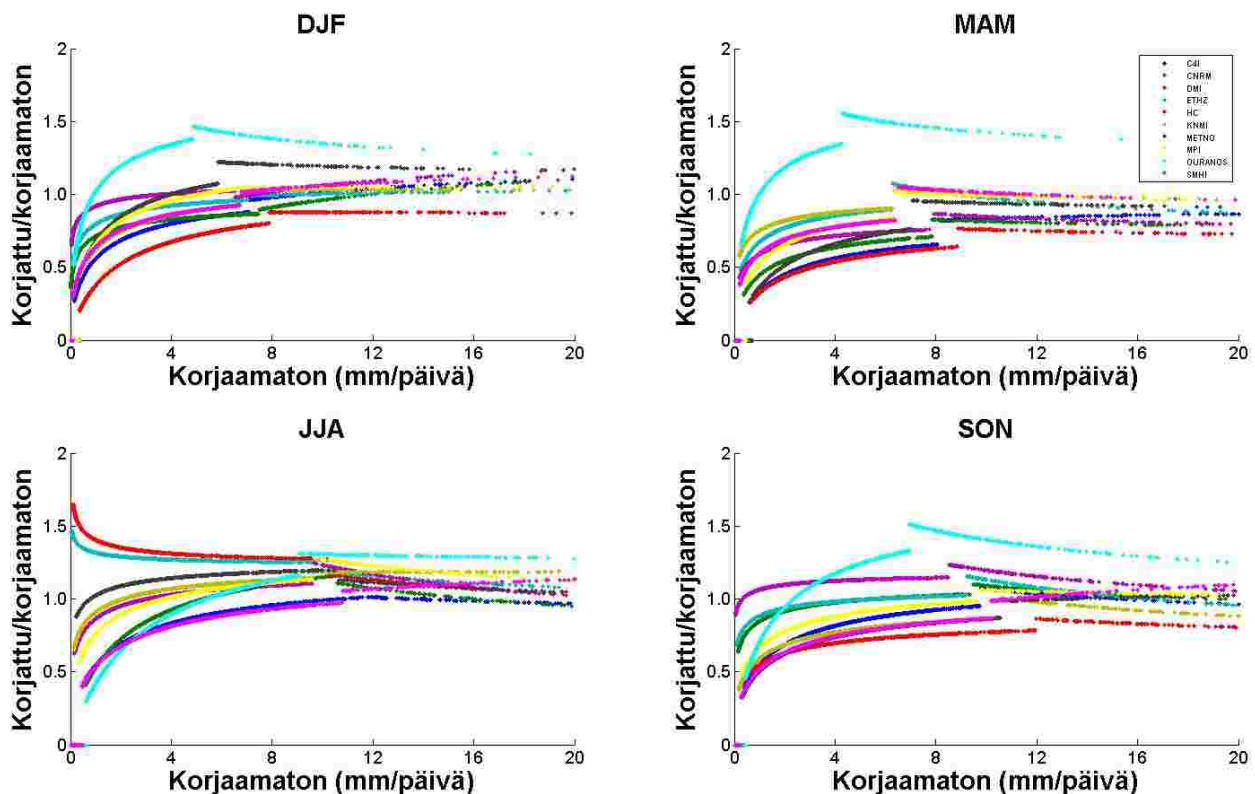
Tavallisten sadetapahtumien osalta simulaatioiden välinen sademäärän muutoksen hajonta on suurin keväällä ja syksyllä, rankkasadetapahtumien osalta keväällä.

Tarkastellaan seuraavaksi, kuinka empiirinen korjausmenetelmä vaikuttaa sadekertymien muutoksiin vertailu- ja skenaariojaksojen välillä. Pääsääntöisesti korjausmenetelmä vaikuttaa fraktiilia 95 pienempien sadetapahtumien kertymien muutokseen siten, että se hieman kasvattaa niitä. Menetelmä kasvattaa näitä eniten keväällä. Vaikutus on kuitenkin melko pieni, suurin ero muutoksessa on toisella skenaariojaksolla keväällä, 6 %. Vastoin tätä, rankkasadetapahtumien osalta menetelmä pienentää sadekertymän muutosta skenaario- ja vertailujaksojen välillä jokaisena vuodenaikana. Korjausmenetelmä vaikuttaa muutoksen suuruuteen enemmän toisella kuin ensimmäisellä skenaariojaksolla. Tämä ero skenaariojaksojen välillä on selvempi rankkasateille kuin tavallisille sadetapahtumille. Korjausten vaikutus sademäärän muutokseen on rankkasateille toisella skenaariojaksolla kaikkina vuodenaikoina vähintään 4 %. Toisella skenaariojaksolla alle fraktiilin 95 olevien tavallisten sadetapahtumien kertymien muutos on korjaamattomassa aineistossa kaikkina vuodenaikoina pienempi kuin yli fraktiilin 95 olevien rankkasateiden kertymien muutos, korjatussa aineistossa kesäkuukausia lukuunottamatta päinvastoin. Vaihtokertoimien menetelmään verrattuna empiirinen menetelmä kasvattaa kokonaissademäärän muutosta (ei taulukoissa) ensimmäisellä skenaariojaksolla kaikkina vuodenaikoina, kuitenkin alle 1,5%. Toisella skenaariojaksolla muutoksen suunta riippuu vuodenaikasta, mutta ero on tällöinkin alle 2 %.

Menetelmä pyrkii minimoimaan systemaattisen virheen, mutta skenaariojaksolla voidaan olettaakin mallien välille jäävän eroja, kun eri mallien herkkyys on erilainen kasvaneelle säteilypakotteelle. Jonkin yksittäisen mallin ja malliryvängin keskiarvon muutosten suhde korjaamattomassa aineistossa kertookin pääpiirteissään, kuinka suuri tämä ero on korjatussa aineistossa. Menetelmä vaikuttaa kuitenkin myös mallien välisen muutoksen keskihajontaan, jolloin mallien väliset erot joko kasvavat tai pienenevät. Menetelmä pääosin hieman kasvattaa hajontaa fraktiileja 95 pienempien sadetapahtumien osalta (taulukot 7.1 ja 7.3), sekä vähentää rankkasadetapahtumien osalta (taulukot 7.2 ja 7.4). Korjauksen jälkeen simulaatioiden väliset sademäärien muutoksen keskihajonnat ovat suurimmillaan keväällä, pienimmillään talvella tai kesällä. Rankkasateiden osalta keskihajontojen vuodenaikaiset erot ovat paljon pienempiä kuin tavallisten sadetapahtumien, vain muutaman prosentin. Sekä tavallisten että rankkasadetapahtumien kertymien osalta huomataan erityisesti, kuinka toisella skenaariojaksolla talviaikaiset sadekertymät lisääntyvät eniten ja simulaatioiden välinen muutoksen keskihajonta

on pienimmillään. Toisella skenaariojaksolla syksyllä tai ensimmäisellä skenaariojaksolla keväällä sitä vastoin ei voida yhtä luotettavasti sanoa, että sademäärä todennäköisesti lisääntyy tulevaisuudessa. Samankaltaiset piirteet esiintyvät korjaamattomassa ja korjatussa aineistossa.

Sadetapahtumien intensiteettijakauman jakaminen yhtälössä (5.6) kahteen eri osaan prosenttipisteen 95 kohdalta aiheuttaa sen, että jakauman eri puolia korjataan eri sovitusten mukaan. Tämän vuoksi menetelmä on herkkä intensiteettijakauman funktiosovituksille erityisesti prosenttipisteen 95 ympäristössä. Kuvassa 7.6 on esitetty korjausmenetelmän mukainen korjauskäyrä vuodenajoittain kaikille malliryvähksen simulaatioille ensimmäisellä skenaariojaksolla. Kuvassa x-akselilla on korjaamaton sademäärä ja y-akselilla sademäärän korjauskerroin. Korjauskerroin korjaamattoman sadetapahtuman intensiteetin funktiona on jokaisella ajanjaksolla sama (yhtälö 5.6). Tämän vuoksi sadetapahtumien intensiteettijakauman muuttuminen eri jaksojen välillä näkyy korjauskäyrässä vain siten, että yksittäisiä sadetapahtumia kuvaavat pisteet jonkin simulaation korjauskäyrässä jakautuvat samalle pisteiden muodostamalle käyrälle eri tavalla.



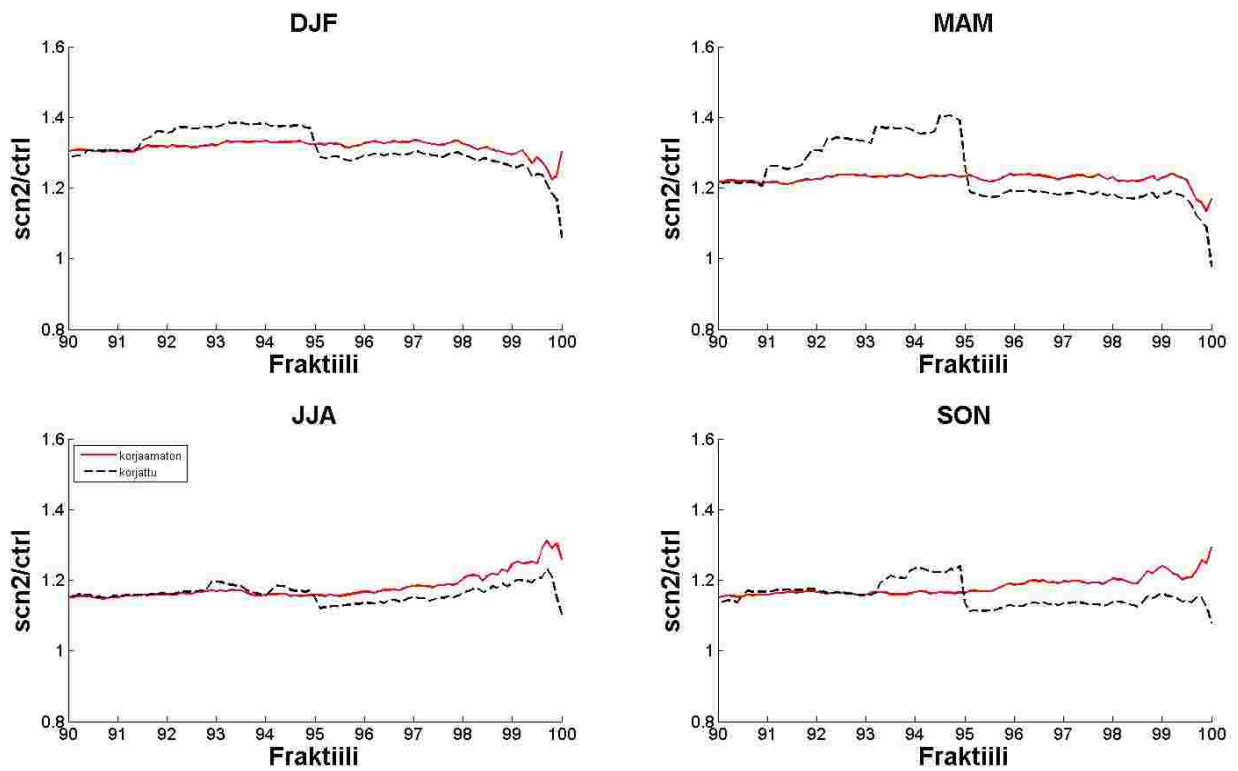
Kuva 7.6 Korjauskäyrä, jossa korjaamattomien sadetapahtumien korjauskerroin sadetapahtumien intensiteetin funktiona ensimmäisellä skenaariojaksolla.

Kuvasta 7.6 huomataan päällimmäisenä piirteenä, kuinka korjausmenetelmä aiheuttaa epäjatkuvuuden korjauskertoimen jakaumaan ja näin ollen myös korjattujen sadetapahtumien intensiteettijakaumaan. Epäjatkuvuuden sijainti ja leveys korjatussa aineistossa määräytyy sen mukaan, millä kohdalla alkuperäisen simulaatioaineiston prosenttipiste 95 on vertailujaksolla (taulukko 6.3) ja kuinka hyviä funktiosovitukset ovat tavallisille sekä rankkasadetapahtumille (kuvat 6.4 ja 6.5). Intensiteettijakauman epäjatkuvuus on selvimmin nähtävissä keväällä ja syksyllä, korjattuun intensiteettijakaumaan jää tyhjä kohta. Kesällä huomataan kuitenkin, että korjausmenetelmä aiheuttaa joissain simulaatioissa päinvastaisen epäjatkuvuuden intensiteettijakaumaan: Koska korjauskerroin pienenee epäjatkuvuuden kohdalla äkillisesti, juuri alkuperäistä prosenttipistettä 95 intensiivisemmät sadetapahtumat saavat korjatussa aineistossa pienempiä arvoja kuin juuri prosenttipistettä 95 heikkosateisemmat sadetapahtumat. Korjattu sademäärä ei siis enää kasva monotonisesti korjaamattoman sademäärän kasvaessa.

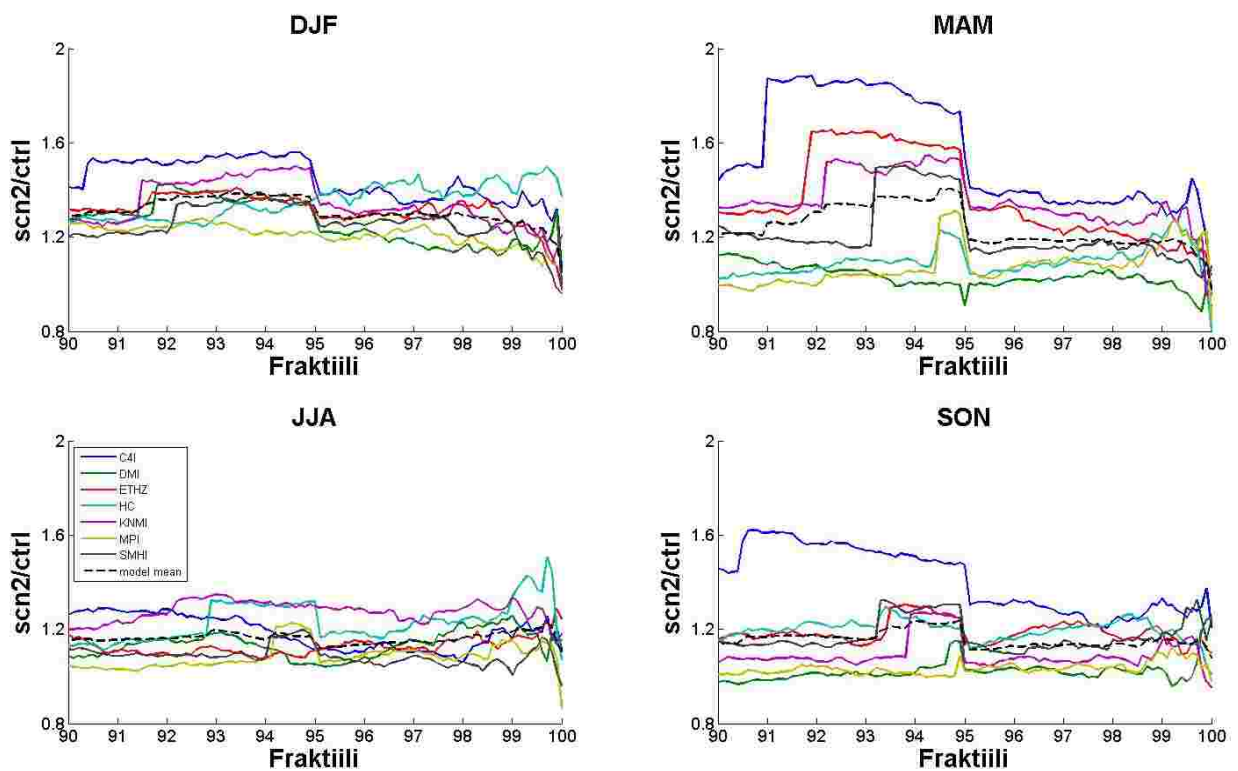
Kuvista nähdään, kuinka mallien harha muuttuu vuodenajoittain. Keväällä korjauskerroin on valtaosalle aineiston sadetapahtumista alle 1, mutta kesällä puolestaan huomataan, kuinka suurelle osalle simulaatioista korjauskerroin on ainakin jossain kohtaa intensiteettijakaumaa > 1 . Korjauskertoimien vaihtelu simulaatioiden välillä riippuu myös hieman vuodenaikasta. Syksyllä yksittäisten mallien korjauskertoimet poikkeavat tavallisten sadetapahtumien osalta, kun taas kesällä niiden välinen hajonta on pienempää. Korjauskerroin on lähes aina pienimmillään intensiteettijakauman heikkosateisimmassa päässä ja suurimmillaan tyypillisesti juuri prosenttipistettä 95 intensiivisimmille sadetapahtumille. Kuvasta 7.6 nähdään myös muuta. Jokaisena vuodenaikana huomataan tavallisten sadetapahtumien korjauskertoimen osalta, kuinka käyrän kulmakerroin pienenee intensiteetin kasvaessa. Kuvasta näkyy myös, että kynnsarvon asettaminen simulaatioille aiheuttaa epäjatkuvuuden aivan intensiteettijakauman alkupäässä. Mallien yksilölliset tavat simuloida myös rankkasadetapahtumien intensiteettiä näkyvät kuvassa 7.6, sillä etenkin kesällä yksittäisten simulaatioiden korjauskäyrät rankkasadetapahtumien osalta eroavat kulmakertoimeltaan tavallisten sadetapahtumien korjauskäyrästä tai menevät keskenään ristiin. Menetelmän kaksi erillistä funktiosovitusta yhtälössä (5.6) aiheuttaakin sen, että vaikka tavallisten ja rankkasateiden korjauskäyrien välillä kuvassa 7.6 ei olisikaan havaittavissa epäjatkuvuutta, niiden derivaatan välillä kuitenkin sellainen tyypillisesti on. Käytetty sovitusalgoritmi aiheuttaa tavallisten sadetapahtumien funktiosovituksille merkittävän epävarmuuslähteen, kuten luvussa 5.2 mainittiin. Kuvasta 6.4 tämän näkee kvalitatiivisesti: Gammajakauman tiheysfunktion sovitukset juuri prosenttipistettä 95 pienemmällä arvoilla saavat hyvin lähellä ykköstä olevia arvoja ja sovitukset ovat hyvin laakeita. Tämä näkyy muillekin

vuodenajoille, mutta ehkäpä korostuneesti keväälle. Mikäli simulaatio- ja havaintoaineiston funktiosovitusten arvossa jollain tietyllä sadetapahtuman x arvolla on on pienikin ero, funktion voimakkaasti vaakasuuntainen muoto tarkoittaa sitä, että korjaus on suuri.

Jos prosenttipiste 95 ja intensiteettijakauman muoto muuttuvat kovin paljon, menetelmän käyttö ei ole enää niin hyvin perusteltavissa. Kun prosenttipiste muuttuu skenaariojaksolla, rankkasadetapahtumat erotteleva intensiteetti määrättyy kuitenkin vertailujakson mukaan. Esimerkiksi toisella skenaariojaksolla prosenttipiste kasvaa talvella kolmanneksella (kuva 7.7), jolloin vertailu- ja skenaariojakson prosenttipisteiden väliin jää paljon sadetapahtumia skenaariojaksolla. Tällöin suurempaa osaa skenaariojakson sadetapahtumista korjataan rankkasadetapahtumien funktiosovitusten (kuva 6.5) perusteella tavallisten sadetapahtumien sovituksen (kuva 6.4) sijasta. Taulukoista 7.1-7.4 havaittiin, kuinka korjausmenetelmä vaikuttaa tavallisten ja rankkasadetapahtumien ilmastonmuutossignaaliin eri tavalla: tavallisten sadetapahtumien sadesummien muutos kasvaa ja rankkasateiden muutos pienenee korjausmenetelmän vuoksi. Kuvat 7.6-7.8 havainnollistavat, miksi korjausmenetelmä vaikuttaa tällä tavalla sadekestymiin. Kuvassa 7.7 on fraktiilien suhdeluku malliryväksen keskiarvossa toisen skenaariojakson ja vertailujakson välillä, kuvassa 7.8 on fraktiilien suhdeluku yksittäisissä korjatuissa simulaatioissa. Prosenttipisteet kuvissa on määritetty 0,1 % tarkkuudella.



Kuva 7.7. Päivittäissademäärän prosenttipisteiden suhdeluku vuodenajoittain korjatussa ja korjaamattomassa malliryväsken keskiarvossa toisen skenaarijakson ja vertailujakson välillä.



Kuva 7.8. Prosenttipisteiden suhdeluku vuodenajoittain yksittäisissä korjatuissa simulaatioissa toisen skenaarijakson ja vertailujakson välillä.

Kuvat 7.7 ja 7.8 ovat toiselle skenaariojaksolle, mutta niiden tulkinta on sama kuin ensimmäiselle skenaariojaksolle tehtyjen vastaavien kuvien. Myös taulukoista 7.1-7.4 huomataan sama asia kuin näiden kuvien osalta: Toisella skenaariojaksolla menetelmän vaikutukset ovat samansuuntaisia, mutta korjausmenetelmän vaikutukset sadetapahtumien intensiteettijakaumaan muuttuvassa ilmastossa ovat selvemmin nähtävissä kun itse intensiteettijakaumakin muuttuu enemmän kuin ensimmäisellä skenaariojaksolla.

Tarkastellaan ensin korjaamatonta aineistoa. Kuvasta 7.7 huomataan, kuinka yli prosenttipisteen 90 olevat sadetapahtumat kasvavat kaikkina vuodenaikoina. Simulaatioiden keskiarvon mukaan kaikkein intensiivisimmät, yli prosenttipisteen 99 olevat, sadetapahtumat kasvavat kesällä ja syksyllä enemmän, talvella ja keväällä vähemmän. Itse asiassa fraktiilien suhdeluku on kesäkuukausia lukuunottamatta > 1 kaikille sadepäiville, jotka ovat menetelmän mukaista sadetapahtuman sadetapahtuman kynnyksiarvoa suurempia (kappale 5.2). Lisäksi intensiteettijakauman yläpäässä fraktiilien suhdeluku on talvikuukausia lukuunottamatta suurempi kuin suhdeluku heikoille sadetapahtumille (ei kuvassa). Korjatun aineiston osalta kuvasta 7.7 huomataan, kuinka prosenttipistettä 95 pienemmällä sadetapahtumilla jaksojen välinen suhdeluku on suurempi kuin korjaamattomassa aineistossa. Prosenttipisteen 95 kohdalla on äkillinen suhdeluvun lasku, jota intensiivisemmille sadetapahtumille suhdeluku on pienempi kuin korjaamattomassa aineistossa. Tämä on seurausta epäjatkuvuudesta korjauskäyrässä 7.6: Useiden yksittäisten simulaatioiden osalta kuvassa 7.8 huomataan, kuinka prosenttipisteiden 90 ja 95 välillä suhdeluku kasvaa yhtä äkillisesti kuin se laskee prosenttipisteen 95 kohdalla. Prosenttipisteiden suhdeluku korjatussa aineistossa muistuttaa porraskäyrää ja ”portaan pituus” riippuu simulaatiosta. Tarkastellaan seuraavaksi mistä tämä aiheutuu.

Kuvasta 7.6 huomataan, kuinka korjauskäyrän kulmakerroin on pääsääntöisesti kaikkina vuodenaikoina positiivinen tavallisille sadetapahtumille, mutta laskeva rankkasadetapahtumille. Vertailujaksolla korjaukset sadetapahtumien intensiteettijakaumaan määräytyvät suoraan kuvan mukaisesti, mutta muuttuneessa ilmastossa sadekertymien korjaukseen vaikuttaa intensiteetin mukaan määräytyvän systemaattisen virheen lisäksi se, että itse intensiteettijakauma muuttuu. Tämä aiheuttaa sen, että vertailu- ja skenaariojaksolla korjausmenetelmä vaikuttaa eri tavoin sadekertymiin. Sellaisilla fraktiiliarvoilla, jotka vertailujaksolla ovat tavallisia sadetapahtumia, mutta muuttuneessa ilmastossa skenaariojaksolla ovat yli vertailujakson prosenttipisteen 95, korjauksen suhdeluku hyppää skenaariojaksolla epäjatkuvasti ylöspäin. Tämä johtuu siitä, että vertailujaksolla korjaus tehdään tavallisten sadetapahtumien funktiosovituksen mukaan, mutta

skenaariojaksolla rankkasadetapahtumien funktiosovituksen mukaan. Kuvassa 7.8 näkyvä ”portaan pituus” kuvaa sitä, kuinka paljon yksittäisissä simulaatioissa yli prosenttipisteen 90 olevat sademäärät kasvavat. Mitä pidempi tämä porras on, sitä useampia sadetapahtumia korjataan skenaariojaksolla rankkasateen funktiosovitusten mukaan. Äkillinen lasku prosenttipisteen 95 kohdalla johtuu siitä, että tätä suurempia sadetapahtumia korjataan myös vertailujaksolla rankkasateiden funktiosovitusten mukaan. Prosenttipistettä 95 suuremmille sadetapahtumille suhdeluku on korjatussa aineistossa pienempi kuin korjaamattomassa aineistossa, mikä johtuu siitä, että kuvassa 7.6 rankkasateiden korjauskäyrän kulmakerroin on negatiivinen. Kun keskimääräinen rankkasateiden intensiteetti kasvaa, niin samalla korjauskerroin pienenee. Korjausmenetelmä siis vaikuttaa erityisesti rankkasateiden sademäärän muutokseen simulaatioissa kompensoivalla tavalla ja näin aiheuttaa yhden epävarmuuslähteen simulaatioihin lisää kuvassa 2.1 lueteltujen lisäksi. Erityisesti kaikkein intensiivisimpien, yli prosenttipisteen 99 olevien, sadetapahtumien suhdeluku pienenee korjatussa aineistossa, mikä näkyy myös kuvasta 7.8. Tämä johtunee kuitenkin funktiosovitusten epätarkkuudesta kuvassa 6.5, kun kertymäfunktio saavat hyvin lähellä ykköstä olevia arvoja. Korjaamattomassa aineistossa skenaario- ja vertailujakson fraktiiliarvojen suhdeluku ei vähene sadetapahtumien kaikkein intensiivisimmässä päässä kuten korjatussa aineistossa talvella ja keväällä.

Malliryväksestä tarkasteltiin myös simulaatioiden välisiä keskihajontoja kokonaissadekertymille. Taulukossa 7.5 olevat keskihajonnat on siis määritetty jokaiselle ajanjaksolle eri simulaatioiden välisten keskimääräisten vuodenaikaiskertymien avulla. Keskihajonnan osalta tehdyt havainnot tukevat aiemmin tehtyjä havaintoja rankkasateelle ja tavallisille sadetapahtumille.

Taulukko 7.5 Mallien väliset keskihajonnat kokonaissadekertymille kaikilla eri jaksoilla.

Fraktiili < 95	CTRL	SCN1	SCN2	Fraktiili > 95	CTRL	SCN1	SCN2
DJF	18,84	20,77	21,77		5,09	6,75	3,82
DJF_corr	0,65	4,2	5,84		0,01	2,19	3,11
MAM	23,54	24,82	25,14		8,32	10,2	5,84
MAM_corr	1,14	8,95	13		0,47	3,1	4,51
JJA	27,84	27,09	38,23		6,01	6,63	7,95
JJA_corr	3,54	6,97	14,09		1,15	3,33	5,51
SON	23,88	24,59	33,09		8,41	8,43	6,28
SON_corr	1,45	10,07	22,11		0,5	2,11	3,96

Taulukosta huomataan, kuinka korjausmenetelmä pienentää kaikissa tapauksissa malliryväksen keskihajontaa, etenkin vertailujaksolla. Lisäksi huomataan, kuinka korjattu keskihajonta kasvaa lähes poikkeuksetta ja korjaamattoman ja korjatun aineistojen pohjalta laskettujen

keskihajontojen suhde pienenee vertailujaksolta toiselle skenaariojaksolle mentäessä. Rankkasateiden osalta huomataan, että simulaatioiden välinen keskihajonta pienenee korjaamattomissa simulaatioissa muina vuodenaikoina paitsi kesällä. Vertailujaksolla korjausmenetelmä tuottaa hyvin pieniä keskihajontoja rankkasateiden vuodenaikaiskertymille, mutta skenaariojaksolla aineistojen välinen keskihajonta on kasvanut moninkertaiseksi. Tämä kertoo siitä, että rankkasateiden intensiteettijakauma muuttuu eri tavalla eri simulaatioissa, kuten kuvasta 7.8 nähdään.

8. POHDINTAA

Työssä käytettiin mallitulosten korjaamiseen menetelmää, joka oli vasta kehitetty. Menetelmää oli esitelty eri kokouksissa ja sitä sovelletaan Ruotsin ilmatieteellisellä ja hydrologisella laitoksella operatiivisesti mallitulosten korjaamiseen (Yang, 2008, henkilökohtainen tiedonanto). Myös muualla kuin Ruotsissa korjataan sademääräsimulaatioita edellä kuvattujen korjausmenetelmien avulla (Vehviläinen, 2008, henkilökohtainen tiedonanto), koska harhan minimoiminen on tärkeää hydrologisia sovelluksia varten. Näistä menetelmistä ja niiden käytöstä ei kuitenkaan ole julkaistu juurikaan tutkimuksia. Erityisesti tässä tutkimuksessa käytettyä menetelmää sovellettiin käytäntöön sellaisen artikkelin pohjalta, jota ei oltu ainakaan vielä julkaistu missään kansainvälisessä julkaisussa. Jos menetelmää haluttaisiin soveltaa laajempaan käyttöön ja mahdollisesti hilamuotoisen aineiston korjaamiseen, sen käytöstä pitäisi saada enemmän kokemuksia kuin mitä ainoastaan tässä opinnäytteessä tulee esiin. Epätoivottuja vaikutuksia, kuten sademäärän intensiteettijakauman epäjatkuvuus korjatussa aineistossa, tulisi saada vähennettyä. Sellaista korjausmenetelmää ei ole järkevää soveltaa suuremmassa mittakaavassa, jossa itsessäänkin on korjattavaa. Menetelmän täytyy tuoda simulaatioihin lisäarvoa, eivätkä menetelmän heikkoudet saa aiheuttaa aineistoon suuria virheitä. Harhan poistaminen itsessään on hyvin tarpeellista, mutta siihen ei ole olemassa yksikäsitteistä ratkaisua. On periaatteessa mahdollista myös yhdistellä eri korjausmenetelmiä, jolloin yhdistyisivät eri menetelmien parhaat puolet. Tässä työssä käytetyn korjausmenetelmän suurimmat virhelähteet sisältyvät kahden erillisen funktiosovitukseen aiheuttamaan epäjatkuvuuteen sekä erityisesti muuttuvassakin ilmastossa sadetapahtuman intensiteetin mukaan vakiona säilyvään korjauskertoimeen. Menetelmää olisi suotavaa kokeilla niin, että funktiosovitusten tekemiseen käytettäisiin maximum likelihood -algoritmia, mikä ei tässä työssä ollut teknisistä syistä johtuen mahdollista. Menetelmän epävarmuuslähteistä huolimatta sen käyttö tuottaa mielenkiintoisia ja vaihtokertoimien menetelmään verrattuna erilaisia tuloksia.

Tämän opinnäytteen aihepiiristä löytyy monia asioita, joista voisi tehdä lisätutkimusta. Ensinnäkin, korjausmenetelmiä ja niiden toimivuutta voisi vertailla keskenään myös laajamittaisemmassa skaalassa. Oikean korjausmenetelmän valitseminen riippuu paitsi korjattavasta simulaatiosta ja sen toimivuudesta, niin jossain määrin myös kyseessä olevasta sovelluksesta, johon ilmastosimulaatioita käytetään. Koska simulaatioita käytetään myös muissa malleissa, niin ilmastosimulaatioiden virhe kertautuu edelleen kun niitä käytetään. Korjausmenetelmän toimivuuden testaaminen edellyttää siis myös sitä, että simulaatioiden käyttökohteita kuten em. hydrologisten mallien tuloksia ja eroja niissä analysoidaan tarkasti. Toiseksi, päivittäinen aineisto mahdollistaa sademäärän kohdalla sen, että sovelluksissa voidaan hyödyntää sadetapahtumien koko intensiteettijakaumaa. Tällöin myös rankkasateita ja niiden esiintymistiheyttä voitaisiin lisätä tutkia tiheällä ajallisella erotuskyvyllä, mikä on monien sovellusten kannalta kiinnostavaa. Kolmanneksi, koska alueellisissa malleissa on tiheä paikallinen erotuskyky, niillä tehtyjen simulaatioiden antamaa lisäarvoa globaaleihin malleihin verrattuna voitaisiin tutkia etenkin sellaisilla alueilla, joista ollaan kiinnostuneita sovelluksissa. Tiheämpi erotuskyky mahdollistaa sen, että simulaatioissa voidaan huomioida enemmän pienen mittakaavan fysikaalisia prosesseja. Eri simulaatioiden poikkeavuutta toisistaan voisi tämän tutkimuksen aineistolla tutkia muillekin muuttujille kuin ainoastaan sademäärälle.

9. YHTEENVETO

Tässä työssä tutkittiin simuloitua sademäärää alueellisissa ilmastomalleissa. Aineistona käytettiin ENSEMBLES-hankkeen tarjoamia 10 alueellista ilmastosimulaatioita, kahta hilamuotoista havaintoaineistoa sekä Ilmatieteen laitoksen sadeasemahavaintoja. Aineisto oli päiväkohtaista. Tapauskohtaisesti tutkittiin myös eri havaintoaineistoja Suomessa yhdellä alueella, joka approksimoi Kyrönjoen valuma-aluetta. Havaintoaineiston virheet pyrittiin minimoimaan huomioimalla myös sademäärän mittaustapahtumasta aiheutuva virhe. Simulaatioissa havaittiin harhaa, jonka merkki vaihtuu vuodenajan mukaan. Kesällä harha on pienimmillään ja paikoin jopa negatiivinen, talvella puolestaan suurimmillaan. Vuositasolla mallit ovat pääsääntöisesti kuitenkin sademäärää yliennustavia. Tämä harha täytyy minimoida, kun halutaan kvantifioida sademäärää tulevaisuudessa. Tässä työssä tutkittiin valitulla tarkastelualueella vuodenajoittain myös yhden tällaisen menetelmän toimivuutta, joka pyrkii minimoimaan harhan ilmastosimulaatioissa. Tämä Ruotsissa kehitetty menetelmä huomioi sadetapahtumien harhan niiden intensiteetin mukaan, jolloin se periaatteessa soveltuu myös paremmin rankkasadetapahtumien korjaukseen. Vertailujaksolla menetelmä korjaa sekä tavallisia että

rankkasadetapahtumia hyvin lähelle havaittuja sademäärän arvoja. Vuoden kokonaissadekertymän harhan suuruus aineiston keskiarvossa on vain 7 mm. Menetelmä vaikuttaa myös hieman skenaario- ja vertailujaksojen väliseen sademäärän erotukseen, tosin vuodenaajasta riippuen. Menetelmä vähentää tutkittavalla alueella sademäärän muutosta rankkasadekertymien osalta ja kasvattaa sitä tavallisten sadetapahtumien osalta. Tämä johtuu siitä, että korjausmenetelmässä harha sadetapahtumien kullekin intensiteetille säilyy vakiona myös skenaariojaksolla. Kuitenkin muuttuvassa ilmastossa sadetapahtumien intensiteettijakauma muuttuu, kun pääsääntöisesti kaikki kynnyksarvoa suuremmat sadetapahtumat kasvavat. Korjausmenetelmä kasvattaa tässä työssä tutkitulla alueella (Kyrönjoki) hieman simulaatioiden välistä tavallisten sadetapahtumien muutoksen hajontaa, mutta pienentää muutoksen hajontaa rankkasateiden osalta.

Sadetapahtumien intensiteettijakaumaan sovitetaan korjausmenetelmässä kaksi erillistä funktiosovitusta ja sadetapahtumat erotellaan toisistaan prosenttipisteen 95 kohdalla. Rankkasadetapahtumien erillinen huomioiminen korjausmenetelmässä aiheuttaa sen, että korjatusta sadetapahtumien intensiteettijakaumasta tulee epäjatkua rankkasadetapahtumat erottelevan prosenttipisteen kohdalla riippumatta siitä, mikä tarkastelujakso on kyseessä. Menetelmän soveltaminen edellyttää sitä, että simulaatioaineisto on päiväkohtaista ja että sadetapahtumien intensiteettijakauma on suhteellisen realistinen. Menetelmän soveltaminen on voimakkaasti riippuvainen myös sadetapahtumien intensiteettijakauman funktiosovituksista, jotka muodostavat merkittävän epävarmuuslähteen korjausmenetelmälle.

Alueellisesti tarkoilla ilmastosimulaatioilla on paljon sovelluksia, minkä vuoksi korjausmenetelmien kehittäminen ja testaaminen on tarpeellista. Alueelliset ilmastomallit sekä korjausmenetelmät aiheuttavat molemmat kuitenkin ilmaston mallintamiseen yhden epävarmuuslähteen lisää. Korjausmenetelmien yhteisenä rajoitteena on, että simulaatioita korjataan vertailu- ja skenaariojaksolla samoin perustein. Tämä ei kuitenkaan ole välttämättä hyvä oletus, mikäli mallin herkkyys tarkasteltavan muuttujan osalta on erilainen kuin todellisen ilmaston.

KIITOKSET

Haluan kiittää kaikkia Ilmastotutkimusryhmän ihmisiä heidän ystävällisyydestään. Erityisesti Pentti Pirstä haluan kiittää hänen teknisestä avustaan havaintoaineiston kanssa ja Kirsti Jylhää muihin asioihin liittyvästä teknisestä avustaan. Kiitän myös ohjaajiani heidän kannustuksestaan ja lukuisista arvokkaista neuvoistaan. Kiitän EU:n rahoittaman 6. puiteohjelman ENSEMBLES-hanketta, joka tarjosi käyttööni tutkimuksessa käytetyt ilmastosimulaatiot. Ilman niitä tämän tutkimuksen tekeminen ei olisi ollut mahdollista. Kiitän myös SMHI:n Wei Yangia, sekä METNO:n Stein Beldringia heidän teknisestä avustaan korjausmenetelmien soveltamisessa. Tämä työ on rahoitettu osittain Suomen Akatemian varoista (päättös nro. 127239). Kiitän myös Ilmastonmuutos-yksikköä, joka rahoitti osittain tämän työn. Suurin kiitos perheelleni, Liina-Marille ja Viljalle, jotka antavat joka päivä kaikelle tekemiselle tarkoituksen sekä iloa ja voimia.

KIRJALLISUUSVIITTEET

Accadia, C., Mariani, S., Casaioli, M., Lavagnini, A., Speranza, A., 2003: Sensitivity of precipitation forecast skill scores to bilinear interpolation and a simple nearest-neighbour average method on high-resolution verification grids. *Weather and Forecasting* 18: 918–932.

Aldrich, J., 1997: R. A. Fisher and the Making of Maximum Likelihood 1912 – 1922. *Statistical Science*, No. 3: 162-176.

Andersen, H.E. et al., 2006: Climate-change impacts on hydrology and nutrients in a Danish lowland river basin. *The Science of the Total Environment* 365: 223-237.

Bengtsson, L., Hodges, K.I., Roeckner, E., Brokopf, R., 2006: On the natural variability of the preindustrial European climate. *Clim. Dyn.* 27: 743-760.

Buonomo, E., Jones, R., Huntingford, C., Hannaford, J., 2006: The robustness of high resolution predictions of changes in extreme rainfall for Europe. *Quart. J. of Roy. Met. Soc.* 133: 65-81.

Böhm, U., M. Kücken, W. Ahrens, A. Block, D. Hauffe, K. Keuler, B. Rockel, ja A. Will, 2006: Clm - the climate version of Im: Brief description and long-term applications. *COSMO Newsletter* 6.

Christensen, J.H., Christensen, O.B., 2007: A summary of the PRUDENCE model projections of changes in European climate by the end of this century. *Clim. Change* 81: 7-30.

Christensen, J.H., B. Hewitson, A. Busuioc, A. Chen, X. Gao, I. Held, R. Jones, R.K. Kolli, W.-T. Kwon, R. Laprise, V. Magaña Rueda, L. Mearns, C.G. Menéndez, J. Räisänen, A. Rinke, A. Sarr ja P. Whetton, 2007: Regional Climate Projections. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor ja H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Collins, M., Booth, B.B.B., Harris, G.R., Murphy, J.M., Sexton, D.M.H., Webb, M.J., 2006: Towards quantifying uncertainty in transient climate change. *Clim. Dyn.* 27: 127-147.

Corripio, J.G., 2004: RotateGrid, an open source IDL script to transform Geographical longitude and latitude to coordinates of rotated grids for visualization and data extraction of Climatic Model outputs using GRADS or FERRET. Online version at <http://www.arolla.ethz.ch/softwmodels.html>

Davies, H.C., Turner, R.E., 1977: Updating prediction models by dynamical relaxation: An examination of the technique. *Quart. J. of Roy. Met. Soc.* 103:225-245.

Defense Mapping Agency (DMA), 1984: DMA technical report, Geodesy for the layman

Déqué, M., Piedelievre, J.Ph, 1995: High resolution climate simulation over Europe. *Climate Dynamics* 11: 321–339.

Déqué, M., Dreveton, C., Braun, A., Cariolle, D., 1994: The ARPEGE/IFS atmosphere model - a contribution to the French community climate modelling. *Climate Dynamics*, 10: 249-266.

Déqué, M., Rowell, D.P., Lüthi, D., Giorgi, F., Christensen, J.H., Rockel, B., Jacob, D., Kjellström, E., de Castro, M., van den Hurk, B., 2007: An intercomparison of regional climate simulations for Europe: assessing uncertainties in model projections. *Clim. Change* 81: 53-70.

Dettinger, M.D., Cayan, D.R., Meyer, K.M., Jeton, A.E., 2004: Simulated hydrologic responses to climate variations and change in the Merced, Carson and American river basins, Sierra Nevada, California, 1900–2099. *Clim. Change* 62: 283–317.

Durran, D.R., 1998: Numerical methods for wave equations in geophysical fluid dynamics. Springer

ECMWF, cited 2001: Grid point to grid point interpolation. [Available online at <http://www.ecmwf.int/publications/manuals/libraries/interpolation/gridToGridFIS.html>.]

Engen-Skaugen, T., 2007: Refinement of dynamically downscaled precipitation and temperature scenarios. *Climatic change* 84: 365-382.

Flato, G.M., 2005: The Third Generation Coupled Global Climate Model (CGCM3). [Available online from <http://www.cccma.bc.ec.gc.ca/models/cgcm2.shtml>]

Frei, C., Christensen, J. H., Déqué, M., Jacob, D., Jones, R. G., Vidale, P. L., 2003. Daily precipitation statistics in regional climate models: Evaluation and intercomparison for the European Alps. *Journ. of Geophys. Res.* 108, 4124, doi:10.1029/2002JD002287.

Frei, C., Schöll, R., Fukutome, S., Schmidli, J., Vidale, P.L., 2005: Future change of precipitation extremes in Europe: An intercomparison of scenarios from regional climate models. *Journ. of Geophys. Res.* 111, D06105, doi:10.1029/2005JD005965.

Furevik, T., Bentsen, M., Drange, H., Kindem, I.K.T., Kvamstø, N.G., Sorteberg, A., 2003: Description and evaluation of the bergen climate model: ARPEGE coupled with MICOM. *Clim. Dyn.* 21: 27-51.

Giorgi, F., Marinucci, M.R., Bates, G.T., 1993: Development of a second-generation regional climate model (RegCM2). Part II: Convective processes and assimilation of lateral boundary conditions. *American meteorological society, Monthly weather review* 121: 2814-2832.

Giorgi, F., Mearns, L.O., 1999: Introduction to special section: Regional climate modeling revisited. *Journ. of Geophys. Res.* 104:6335-6352.

Giorgi, F., X. Bi, ja J.S. Pal, 2004a: Mean, interannual variability and trends in a regional climate change experiment over Europe. I: Present-day climate (1961-1990). *Clim. Dyn.* 22: 733–756.

Giorgi, F., X. Bi, ja J.S. Pal, 2004b: Mean, interannual variability and trends in a regional climate change experiment over Europe. II: climate change scenarios (2071-2100). *Clim. Dyn.* 23: 839–858.

Gleckler, P.J., Taylor, K.E., Doutriaux, C., 2008: Performance metrics for climate models, *Journ. of Geophys. Res.* 113, D06104, doi:10.1029/2007JD008972.

Goldstein, H., 1980: *Classical mechanics*, 2nd edition, Addison-Wesley, Reading, Mass. 672 p.

Graham, P.L., Andréasson, J., Carlsson, B., 2007a: Assessing climate change impacts on hydrology from an ensemble of regional climate models, models scales and linking methods – a case study on the Lule River basin. *Clim. Change* 81: 293-307.

Graham, P.L., Hagemann, S., Jaun, S., Beniston, M. 2007b: On interpreting hydrological change from regional climate models. *Clim. Change* 81: 97-122.

Hahn, G.J., Shapiro, S.S., 1994: *Statistical Models in Engineering*. Hoboken, NJ: John Wiley & Sons, Inc., p. 88.

Haugen J.E., Haakenstad, H., 2006: Validation of HIRHAM version 2 with 50 km and 25 km resolution. RegClim General Technical Report No. 9. pp 159-173.

Haylock, M.R., Hofstra, N., Klein Tank, A.M.G., Klok, E.J., Jones, P.D., New, M., 2008: A European daily high-resolution gridded dataset of surface temperature and precipitation (accepted by JGR).

Heino, R., 1994: Climate in Finland during the period of meteorological observations. Finnish Meteorological Institute contributions, No. 12. 209 s.

Heino, R., 1997: Klimatologian perusteet, kurssimoniste. Helsingin yliopisto, meteorologian laitos.

Henttonen, H., 1991: Kriging in interpolating July mean temperatures and precipitation sums. University of Jyväskylä, Department of Statistical Science. Publication No. 12. Jyväskylä, 41 p.

Hewitt, C.D., Griggs, D.J., 2004: Ensembles-Based Predictions of Climate Changes and Their Impacts (ENSEMBLES). AGU, Eos, Vol. 85:566, No. 52.

Hudson, D.A., Jones, R.G., 2002: Regional climate model simulations of present-day and future climates of southern Africa, Hadley Centre Tech. Note 39.

IPCC, 2000: Special Report on Emissions Scenarios (SRES). [Nakicenovic, N., Alcamo, J., Davis, G., de Vries, B., Fenhann, J., Gaffin, S., Gregory, K., Grübler, A. et al.]. Cambridge University Press, Cambridge.

IPCC-TGICA, 2007: General Guidelines on the Use of Scenario Data for Climate Impact and Adaptation Assessment. Version 2. Prepared by T.R. Carter on behalf of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Task Group on Data and Scenario Support for Impact and Climate Assessment, 66pp.

Jacob, D., 2001: A note to the simulation of the annual and interannual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin. Meteorology and Atmospheric Physics, Vol.77, Issue 1-4, 61-73.

Jacob, D., Bärring, L., Christensen, O.B., Christensen, J.H., de Castro, M., Déqué, M., Giorgi, F., Hagemann, S., Hirschi, M., Jones, R., Kjellström, E., Lenderink, G., Rockel, B., Sánchez, E., Schär, C., Seneviratne, S.I., Somot, S., van Ulden, A., van den Hurk, B., 2007: An inter-comparison of regional climate models for Europe: design of the experiments and model performance. Clim. Change 81: 31-52.

Jones, C.G., Willén, U., Ullerstig, A., Hansson, U., 2004a: The Rossby Centre Regional Atmospheric Climate Model Part I: Model Climatology and Performance for the Present Climate over Europe. *Ambio* Vol. 33 No 4-5:199-210.

Jones, C., Gregory, J., Thorpe, R., Cox, P., Murphy, J., Sexton, D., Valdes, P., 2004b: Systematic optimisation and climate simulation of FAMOUS, a fast version of HadCM3. Hadley centre technical note 60.

Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deavan, D., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woolen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, R., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, H., Mo, K.C., Ropelewski, C., Wang, J., Jenne, R., Joseph, D., 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77:437-471.

Karppanen, J., 2006: Climate change in Northern Europe based on AR4 climate models: comparison and analysis. Pro Gradu -tutkielma, Helsingin yliopisto.

Kharin, V.V., Zwiers, F.W., Zhang, X., Hegerl, G.C., 2007: Changes in temperature and precipitation extremes in the IPCC ensemble of global coupled model simulations. *Journal of Climate* 20: 1419-1444.

Kjellström, E., Döscher, R., Meier, H.E.M., 2005: Atmospheric response to different sea surface temperatures in the Baltic Sea: coupled versus uncoupled regional climate model experiments. *Nordic Hydrology* 36: 397–409

Kjellström, E., 2008: An ensemble of Rossby Centre regional climate scenarios for the Nordic region. The Rossby Centre Workshop on Nordic-Arctic Climate Change: Towards an Earth System Approach. October 13-14, 2008.

Lambert, S.J., Boer, G.J., 2001: CMIP1 evaluation and intercomparison of coupled climate models. *Clim. Dyn.* 17: 83–106.

Leander, R., Buishand, T.A., 2007: Resampling of regional climate model output for the simulation of extreme river flows. *Journal of Hydrology* 332: 487-496.

Legates, D.R., Willmott, C.J., 1990: Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected global precipitation. *Int. J. Climatol.* 10: 111–127.

Lenderink, G., Buishand, A., van Deursen, W., 2007a: Estimates of future discharges of the river Rhine using two scenario methodologies: direct versus delta approach. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 11(3):1145-1159.

Lenderink, G., A. van Ulden, B. van den Hurk, ja E. van Meijgaard, 2007b: Summertime inter-annual temperature variability in an ensemble of regional model simulations: analysis of the surface energy budget. *Clim. Change* 81: 233-247.

Mearns, L.O., Giorgi, F., McDaniel, L., Shields, C., 1995: Analysis of daily variability of precipitation in a nested regional climate model: comparison with observations and doubled CO₂ results. *Global and Planetary Change* 10:55-78, Elsevier.

Mearns, L.O., Hulme, M., Carter, T.R., Leemans, R., Lal, M., Whetton, P., 2001: Climate Scenario Development (Chapter 13). In *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the IPCC [Houghton, J. T., Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, ja C. A. Johnson (eds.)]. Cambridge U. Press: Cambridge, pp. 583-638.

Meehl, G.A., Covey, C., Delworth, T., Latif, M., McAvaney, B., Mitchell, J.F.B., Stouffer, R.J., Taylor, K.E., 2007: The WCRP CMIP3 multimodel dataset: a new era in climate change research. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 88:1383–1394.

Meijgaard, E. van, van Ulf, L.H., van de Berg, W.J., Bosveld, F.C., van den Hurk, B.J.J.M., Lenderink G., Siebesma, A.P., 2008: The KNMI regional atmospheric climate model RACMO, version 2.1 KNMI publication: TR-302, 24/12/2008, pp43.

Mitchell, T.D., Carter, T.R., Jones, P.D., Hulme, M., New, M., 2004: A comprehensive set of high-resolution grids of monthly climate for Europe and the globe: the observed record (1901–2000) and 16 scenarios (2001–2100). *Tyndall Centre Working Papers* 55, July 2004.

Mustonen, S. (toim.), 1986: Sovellettu hydrologia. Vesiyhdistys r.y.

New, M., Hulme, M., Jones, P.D., 1999: Representing twentieth century space-time climate variability. Part 1: development of a 1961-90 mean monthly terrestrial climatology. *Journal of Climate* 12: 829-856.

New, M., Lister, D., Hulme, M., Makin, I., 2002: A high-resolution data set of surface climate over global land areas. *Climate research* 21: 1-25.

Niehörster, F., Fast, I., Huebener, H., Cubasch, U., 2008: The stream one ENSEMBLES projections of future climate change, ENSEMBLES Technical Report No. 3.

O'Brien, T.P., Sornette, D., McPherron, R.L., 2001: Statistical asynchronous regression: Determining the relationship between two quantities that are not measured simultaneously. *Journal of Geophysical Research* 106:13247–13259.

Plummer, D., Caya, D., Côté, H., Frigon, A., Biner, S., Giguère, M., Paquin, D., Harvey R., de Elia, R., 2006: Climate and Climate Change over North America as Simulated by the Canadian Regional Climate Model. *Journal of Climate* 19: 31123132

Reynard, N.S., Prudhomme, C., Crooks, S.M., 2001: The flood characteristics of large U.K. Rivers: potential effects of changing climate and land use. *Clim. Change* 48: 343–359.

Ripley, B.D., 1981: *Spatial Statistics*. New York; Wiley.

Roeckner E., Bäuml, G., Bonaventura, L., Brokopf, R., Esch, M., Giorgetta, M., Hagemann, S., Kirchner, I., Kornbluh, L., Manzini, E., Rhodin, A., Schlese, U., Schulzweida, U., Tompkins, A., 2003: The atmospheric general circulation model ECHAM5. PART I: Model description, MPI-Report 349, 127 pp.

Rowell, D.P., Jones, R.G., 2006: Causes and uncertainty of future summer drying over Europe. *Clim. Dyn.*, 27: 281–299.

Rummukainen, M., Bergström, S., Persson, G., Rodhe, J., Tjernström, M., 2004: The Swedish Regional Climate Modelling Programme, SWECLIM: A Review. *Ambio*. 33: 176–182.

Räisänen, J., 2007: How reliable are climate models? *Tellus* 59A: 2-29.

Räisänen, J., 2008: Kasvihuoneilmiö, ilmastonmuutos ja vaikutukset. Helsingin yliopisto, luentokalvot.

Räisänen, J., Ruokolainen, L., 2008: Estimating present climate in a warming world: A model-based approach. *Clim. Dyn.* 31:573–585.

Solantie, R., Junila, P., 1995: Sademäärien korjaaminen Tretjakovin ja Wildin sademittarien vertailumittausten avulla. *Meteorologisia julkaisuja*, No. 33, Ilmatieteen laitos.

Sorteberg, A., Kvamsto, N.G., 2006: The effect of internal variability on anthropogenic climate projections, *Tellus* 58A: 565–574.

Stern, N., 2006: *The Economics of Climate Change: The Stern Review*. Cambridge Univ. Press.

Sun, Y., Solomon, S., Dai, A., Portmann, R., 2005: How often does it rain? *J. Clim.* 19: 916–934.

Tapiador, F.J., Sánchez, E., Gaertner, M.A., 2007: Regional changes in precipitation in Europe under an increased greenhouse emissions scenario. *Geophys. Res. Lett.* 34, L06701, doi:10.1029/2006GL029035.

Tapiador, F.J., Sanchez, E., 2008: Changes in the European precipitation climatologies as derived by an ensemble of regional models. *Journal of climate* 21: 2540-2557.

Tuomenvirta, H., 2004: Reliable estimation of climatic variations in Finland. *Finnish Meteorological Institute Contributions*, No. 43, Finnish Meteorological Institute, Helsinki, 80 p. + 78p. append.

Uppala, S. M., P. W. Kållberg, A. J. Simmons, U. Andrae, V. da Costa Bechtold, M. Fiorino, J. K. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G. A. Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Saarinen, N. Sokka, R. P. Allan, E. Anderson, K. Arpe, M. A. Balmaseda, A. C. M. Beljaars, L. van den Berg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, E. Hólm, B. J. Hoskins, L. Isaksen, P. A. E. M. Janssen, R. Jenne, A. P. McNally, J.-F. Mahfouf, J.-J. Morcrette, N. A. Rayner, R. W. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K. E. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo ja J. Woollen, 2005: The ERA-40 re-analysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 131, s. 2961-3012.

Vehviläinen, B., Huttunen, M., 2001: Hydrological forecasting and real time monitoring in Finland: The watershed simulation and forecasting system (WSFS)

Venäläinen, A., Tuomenvirta, H., Pirinen, P., Drebs, A., 2005: A basic finnish climate data set 1961-2000 – description and illustrations. Reports No. 2005:5. Finnish Meteorological Institute

Vidale, P.L., Lüthi, D., Wegmann, R., Schär, C., 2007: European climate variability in a heterogeneous multi-model ensemble. *Clim. Change* 81: 209-232.

Wilks, D.S., 1995: Statistical methods in the atmospheric sciences: an introduction. Academic Press, INC, 86 pp.

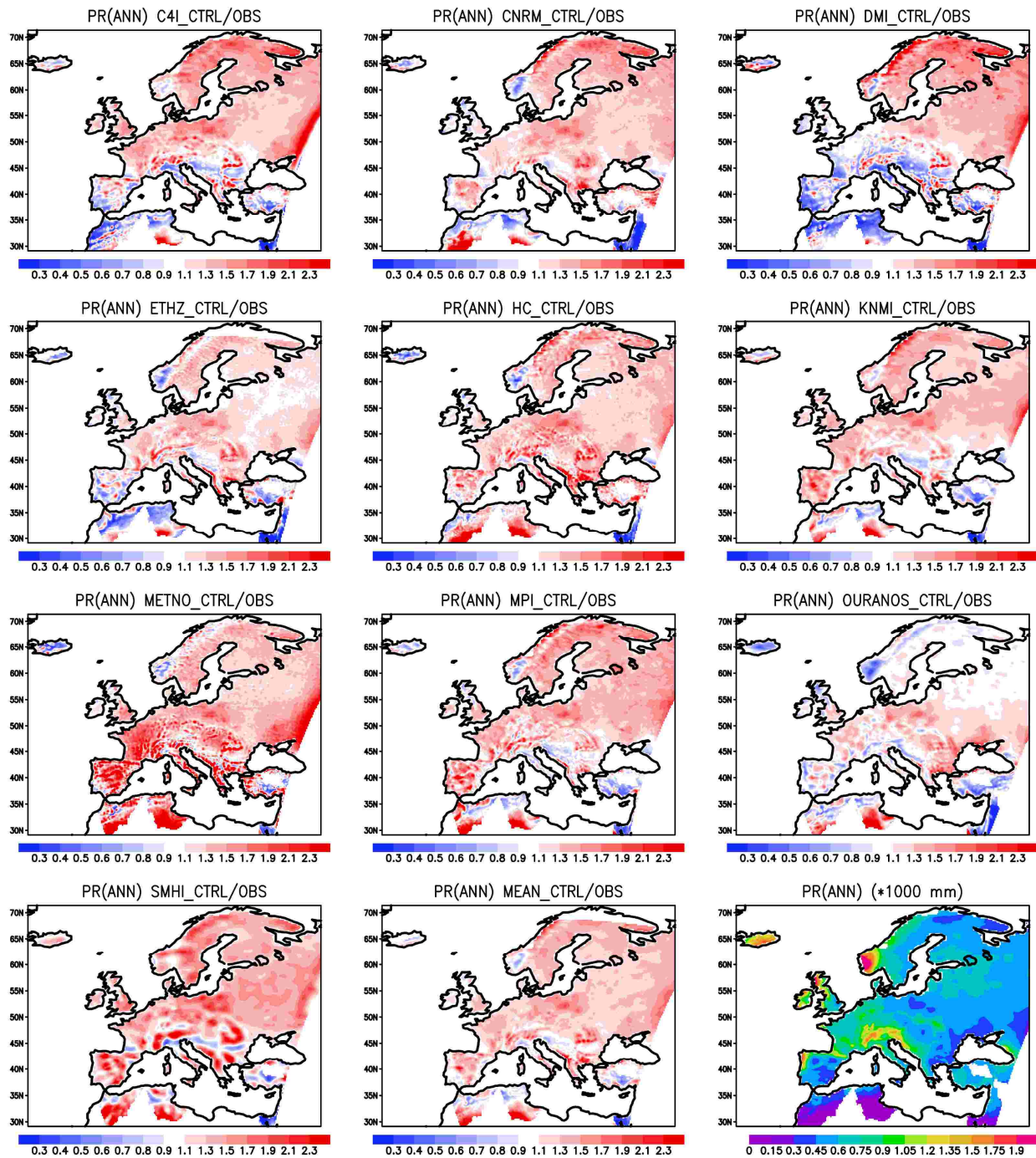
Wood, A.W., Leung, L.R., Sridhar, V., Lettenmaier, D.P., 2004: Hydrologic implications of dynamical and statistical approaches to downscaling climate model outputs. *Clim. Change* 62: 189–216.

Yang, W., Andréasson, J., Graham, L.P., Olsson, J., Rosberg, J., Wetterhall, F., 2008: A scaling method for applying RCM simulations to climate change impact studies in hydrology. Unpublished.

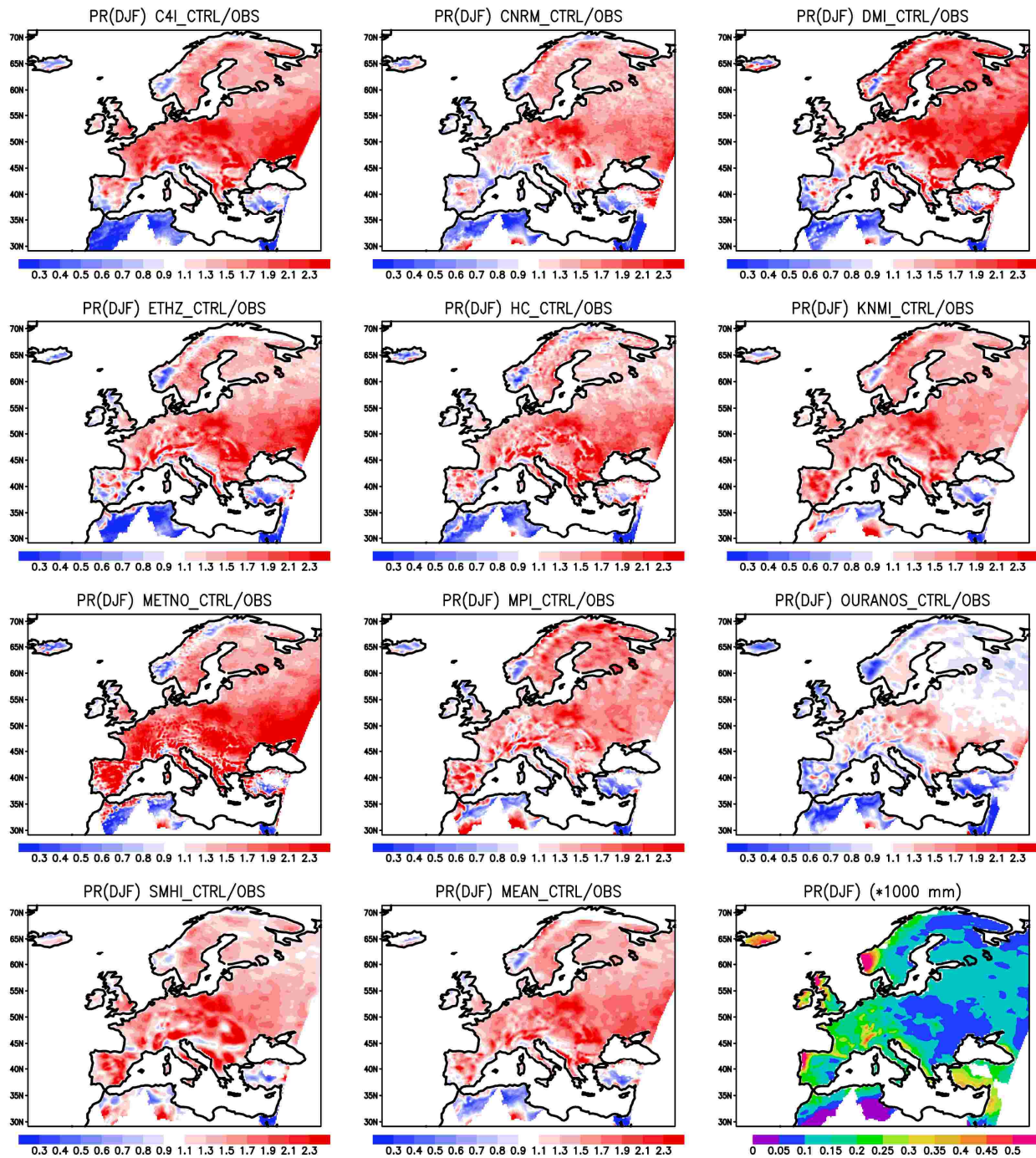
Yasunaga, K., Yoshizaki, M., Wakazuki, Y., Muroi, C., Kuruhara, K., Hashimoto, A., Kanada, S., Kato, T., Kusunoki, S., Oouchi, K., Yoshimura, H., Mizuta, R., Noda, A., 2006: Changes in the Baiu frontal activity in the future climate simulated by super-high-resolution global and cloud-resolving regional climate models. *J. Meteor. Soc. Japan* 84: 199-220.

Ylhäisi, J., 2008: Päästöskenaariot osana ilmaston mallintamista. Kandidaatin tutkielma, Helsingin yliopisto.

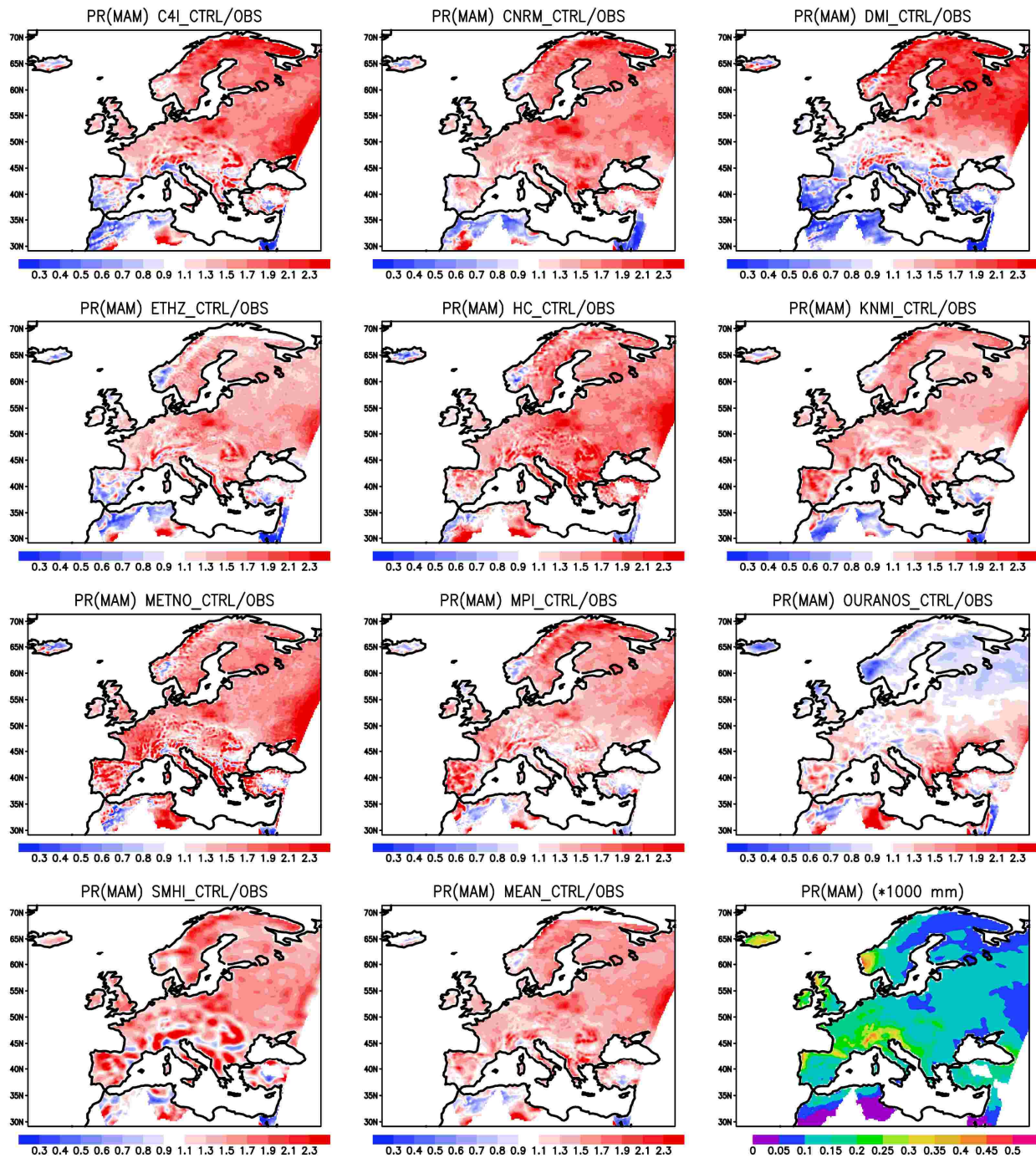
**LIITE 1. AINEISTOT VERTAILUJAKSOLLA ERI
VUODENAIKONA**



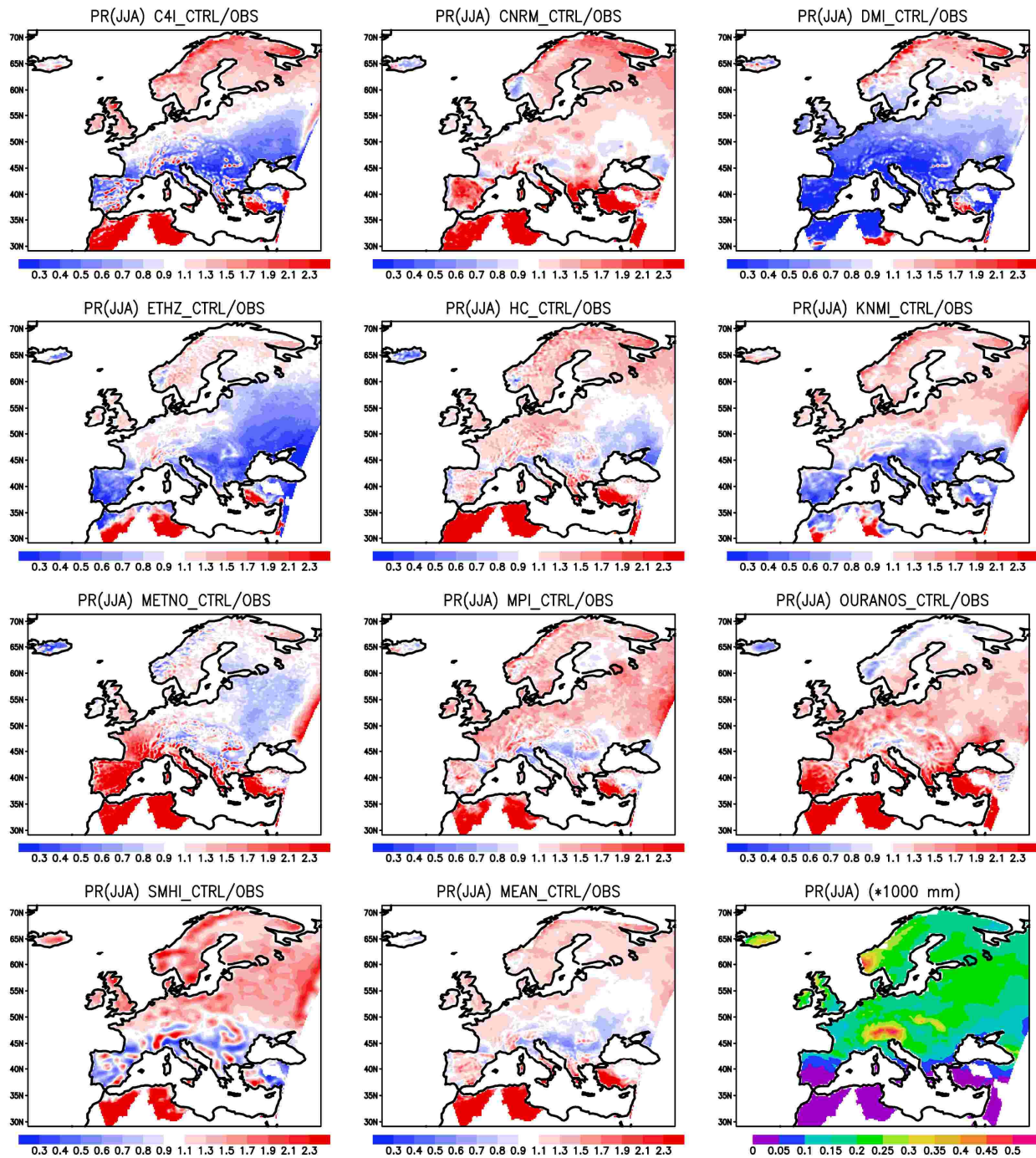
Kuva 1. Simuloitujen sademäärien suhde havaittuihin sekä havainnot, vuotuinen keskiarvo vertailuajanjaksolla 1971-2000.



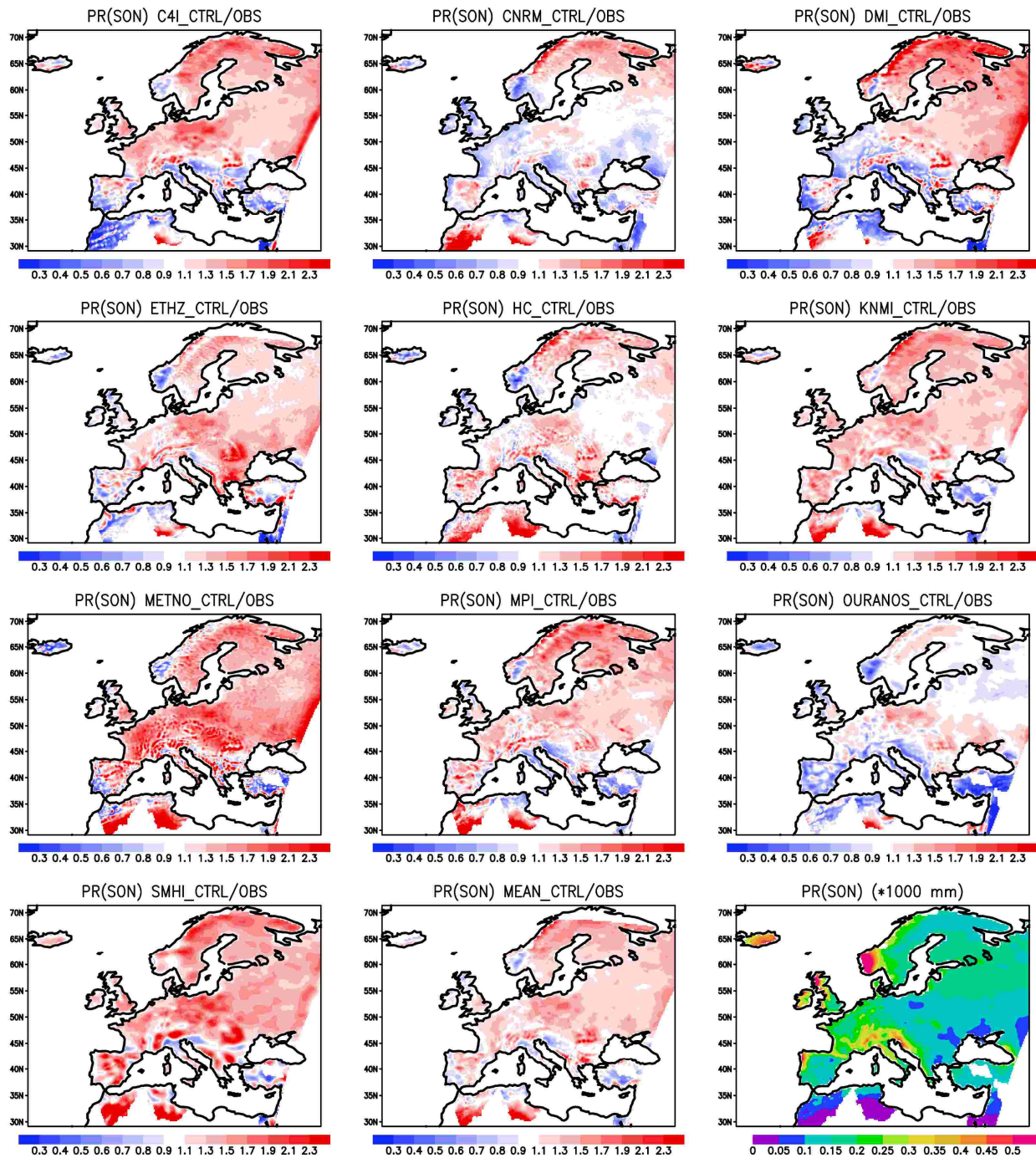
Kuva 2. Simuloitujen sademäärien suhde havaintuihin sekä havainnot, talvikuukausien keskiarvo vertailuajanjaksolla 1971-2000.



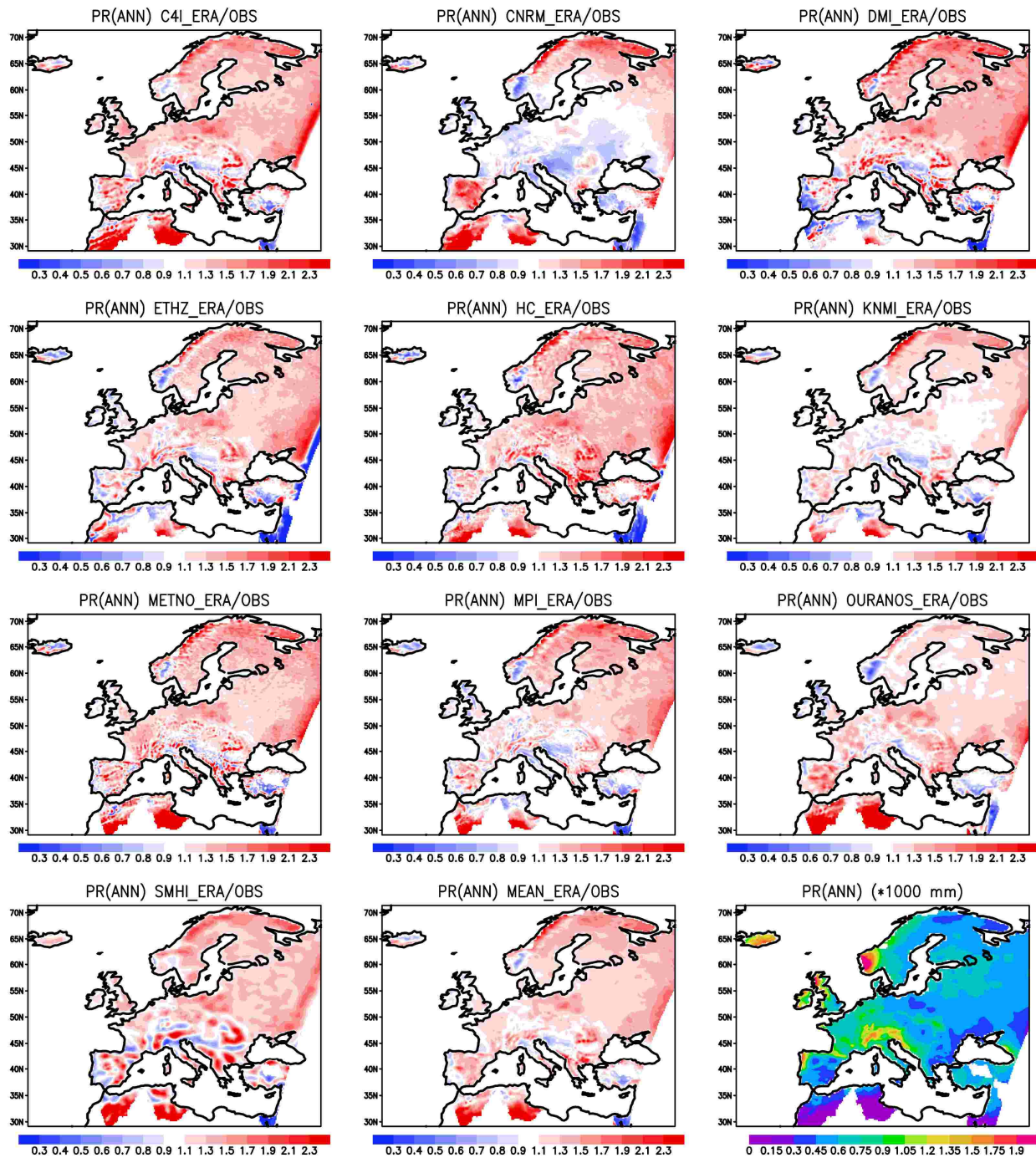
Kuva 3. Simuloitujen sademäärien suhde havaittuihin sekä havainnot, kevätkausien keskiarvo vertailuajanjaksolla 1971-2000.



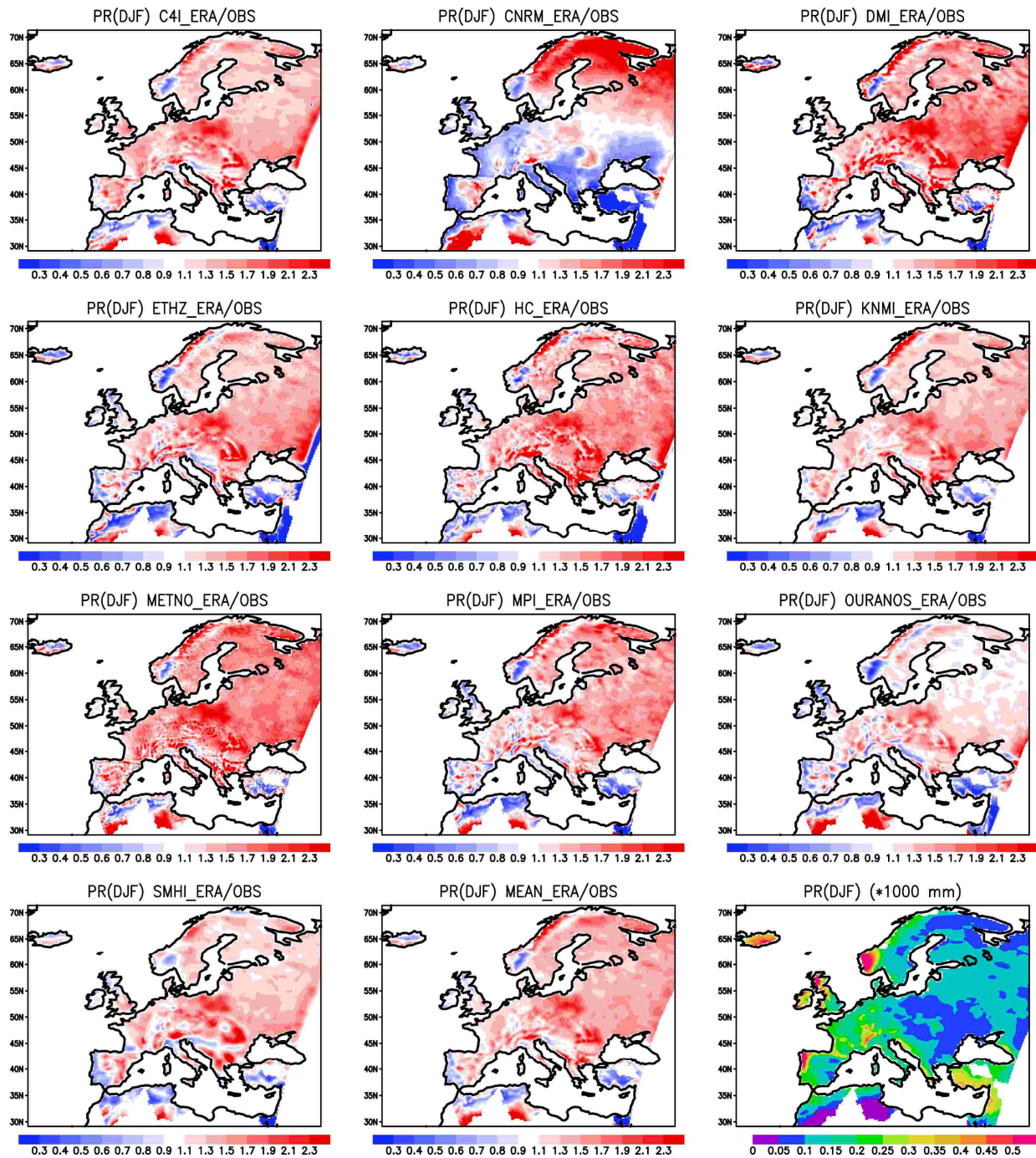
Kuva 4. Simuloitujen sademäärien suhde havaintuihin sekä havainnot, kesäkuukausien keskiarvo vertailuajanjaksolla 1971-2000.



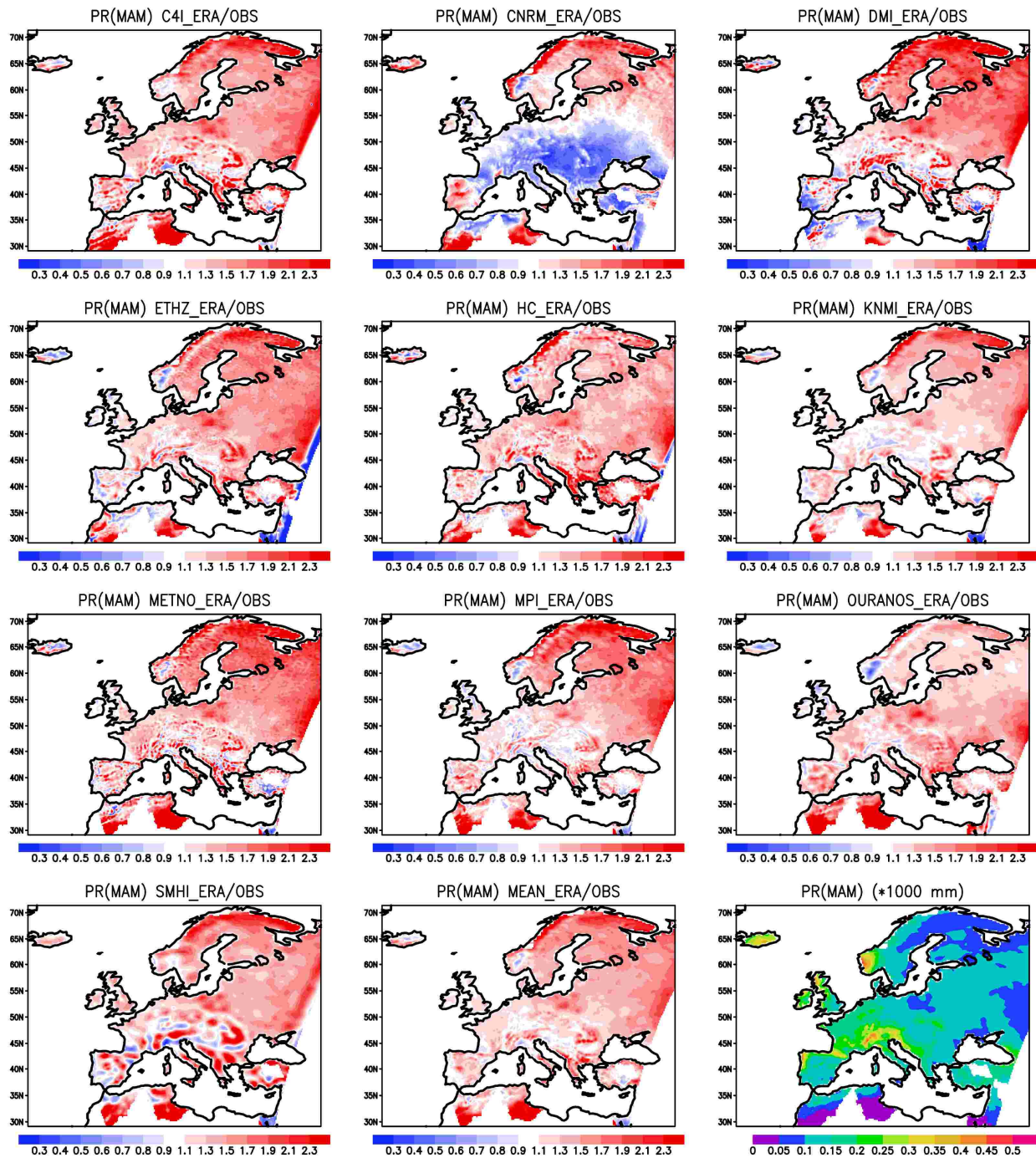
Kuva 5. Simuloitujen sademäärien suhde havaintuihin sekä havainnot, syyskuukausien keskiarvo vertailuajanjaksolla 1971-2000.



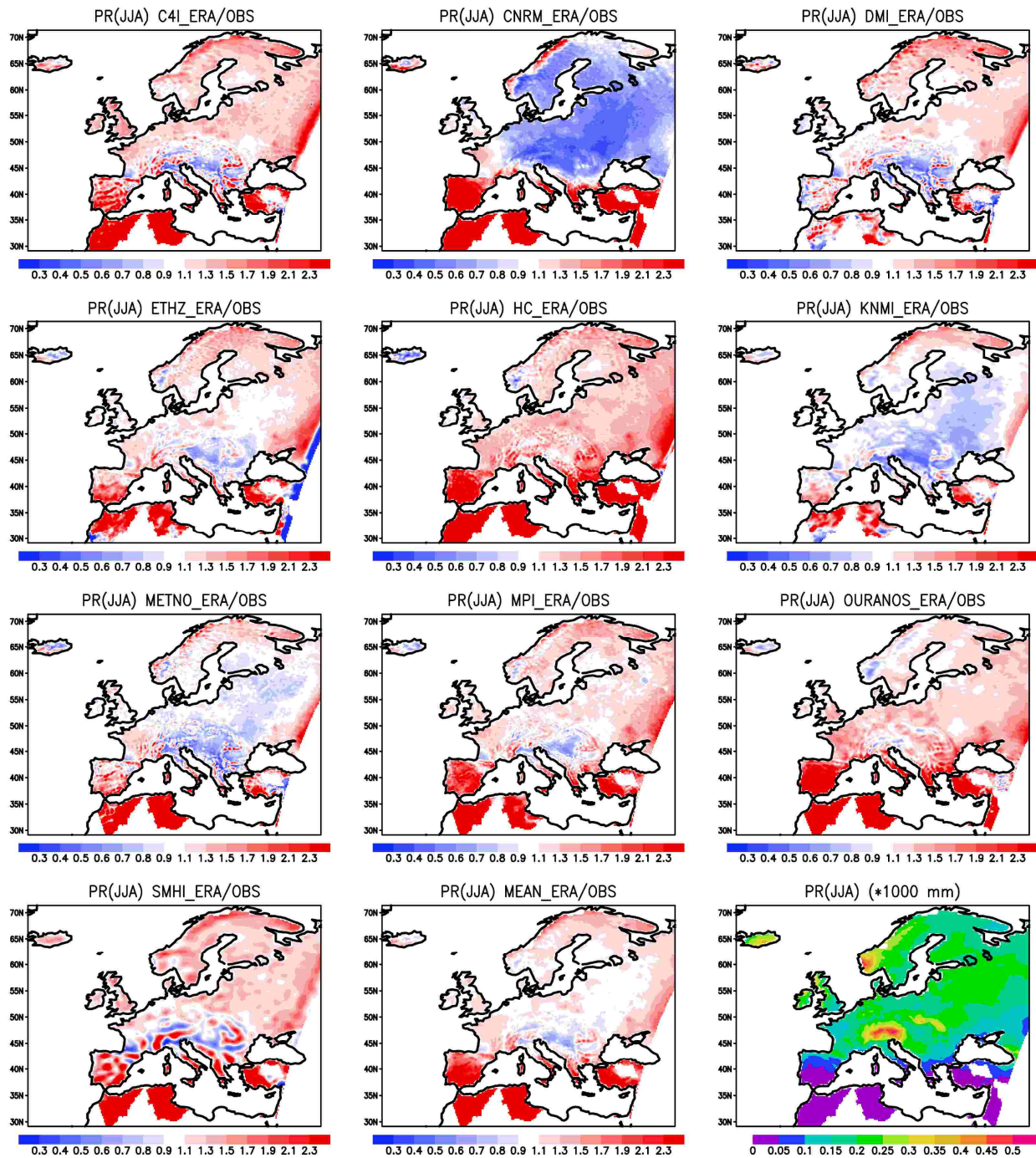
Kuva 6. ERA40-reuna-arvoilla ajettujen simulaatioiden sademäärien suhde havaintuihin sekä havainnot, vuotuinen keskiarvo vertailuajanjaksolla 1971-2000.



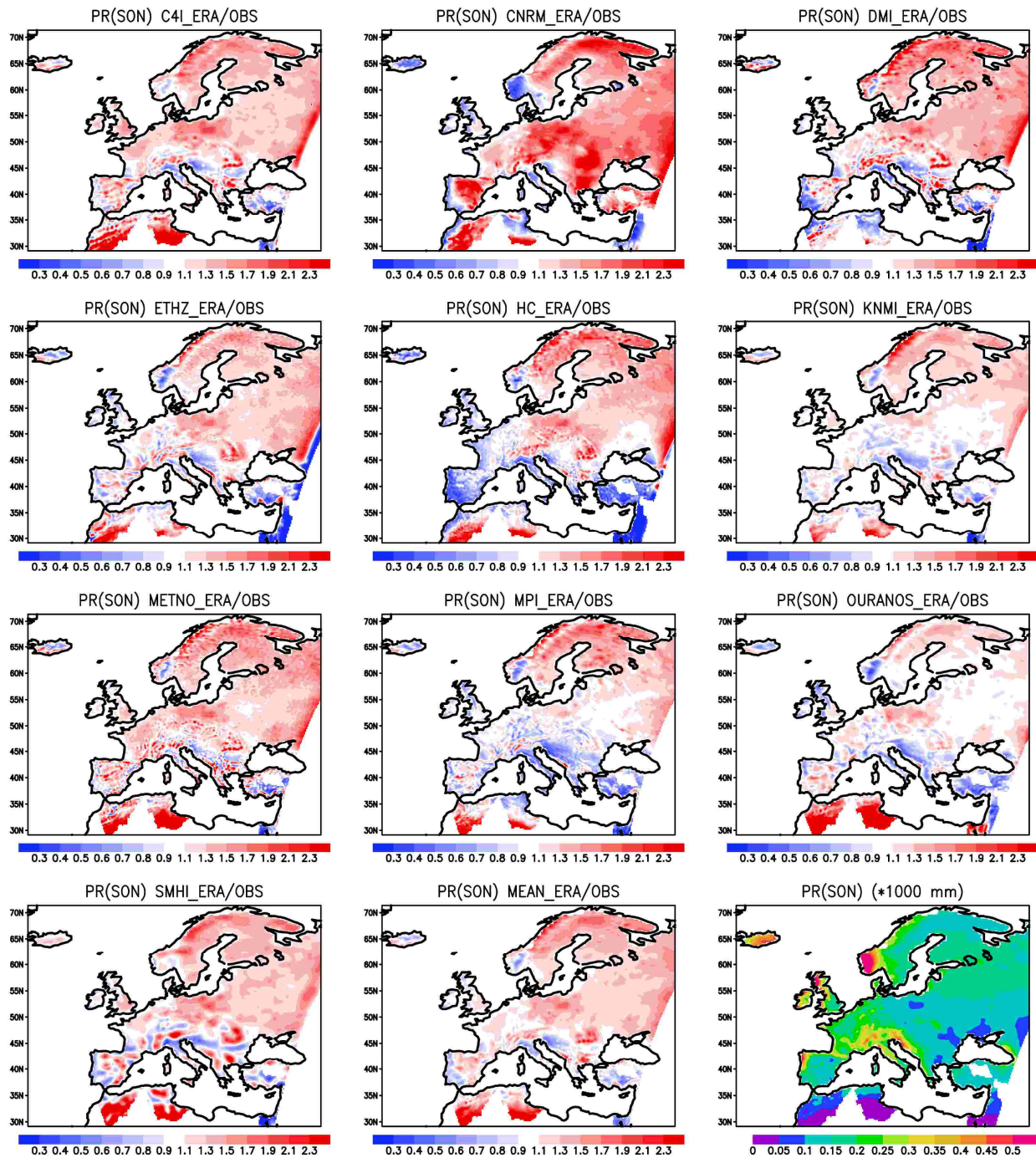
Kuva 7. ERA40-reuna-arvoilla ajettujen simulaatioiden sademäärien suhde havaintuihin sekä havainnot, talvikuukausien keskiarvo vertailuajanjaksolla 1971-2000.



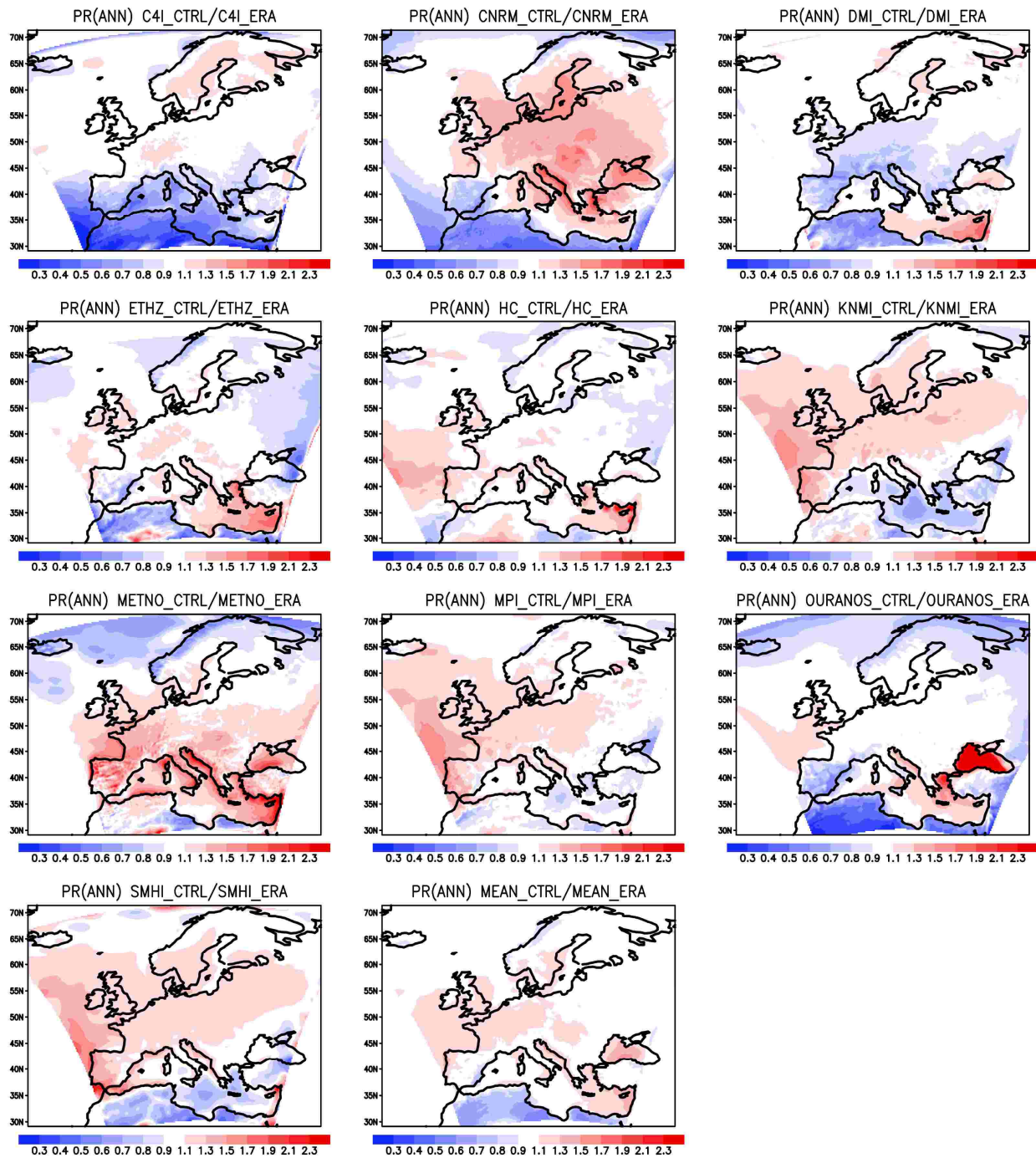
Kuva 8. ERA40-reuna-arvoilla ajettujen simulaatioiden sademäärien suhde havaittuihin sekä havainnot, kevätkuukausien keskiarvo vertailuajanjaksolla 1971-2000.



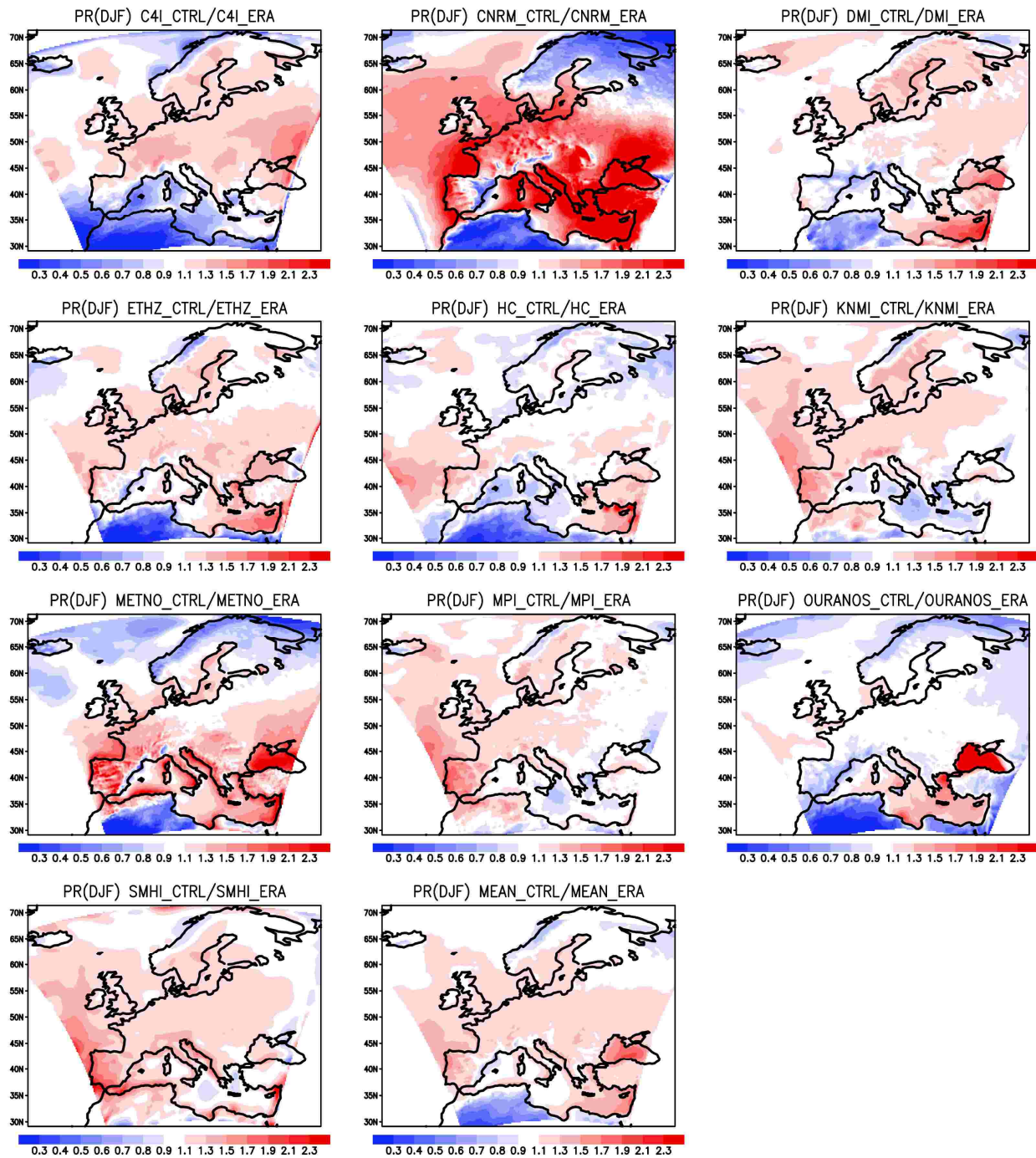
Kuva 9. ERA40-reuna-arvoilla ajettujen simulaatioiden sademäärien suhde havaintuihin sekä havainnot, kesäkuukausien keskiarvo vertailuajanjaksolla 1971-2000.



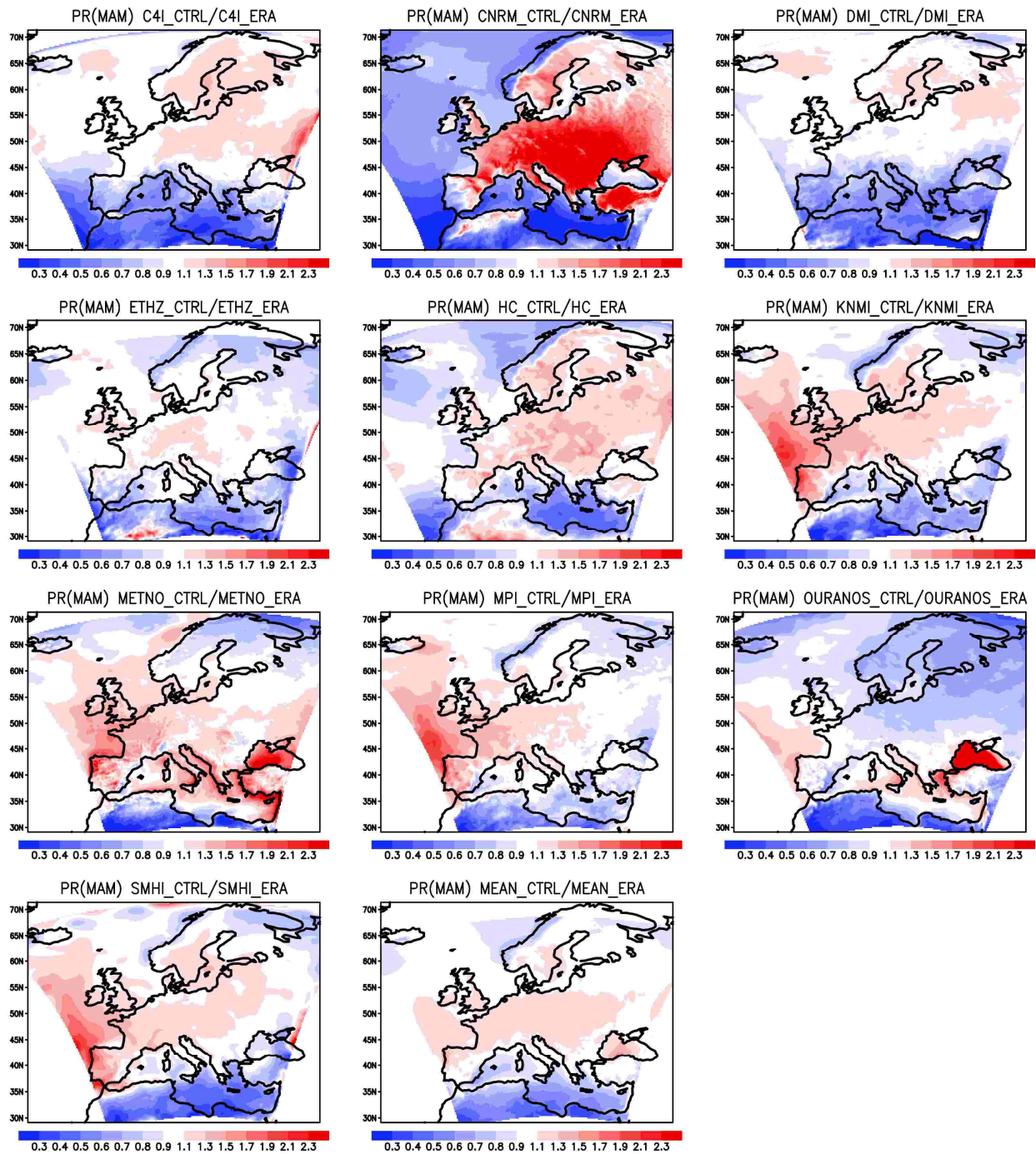
Kuva 10. ERA40-reuna-arvoilla ajettujen simulaatioiden sademäärien suhde havaintuihin sekä havainnot, syyskuukausien keskiarvo vertailuajanjaksolla 1971-2000.



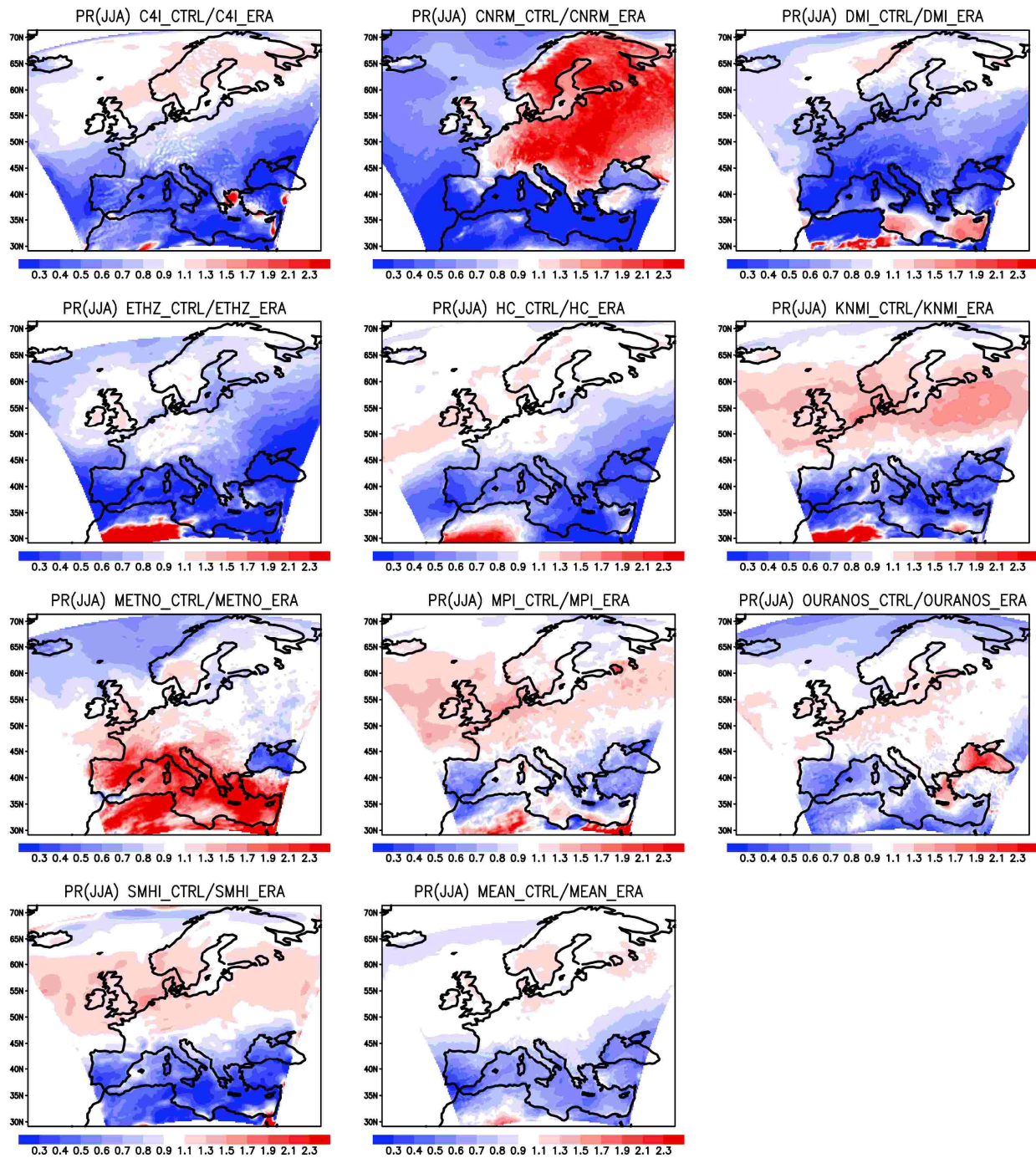
Kuva 11. Globaalien simulaatioiden reuna-arvoilla ja ERA40-reuna-arvoilla ajettujen simulaatioiden sademäärien suhde, vuotuinen keskiarvo vertailuajanjaksolla 1971-2000.



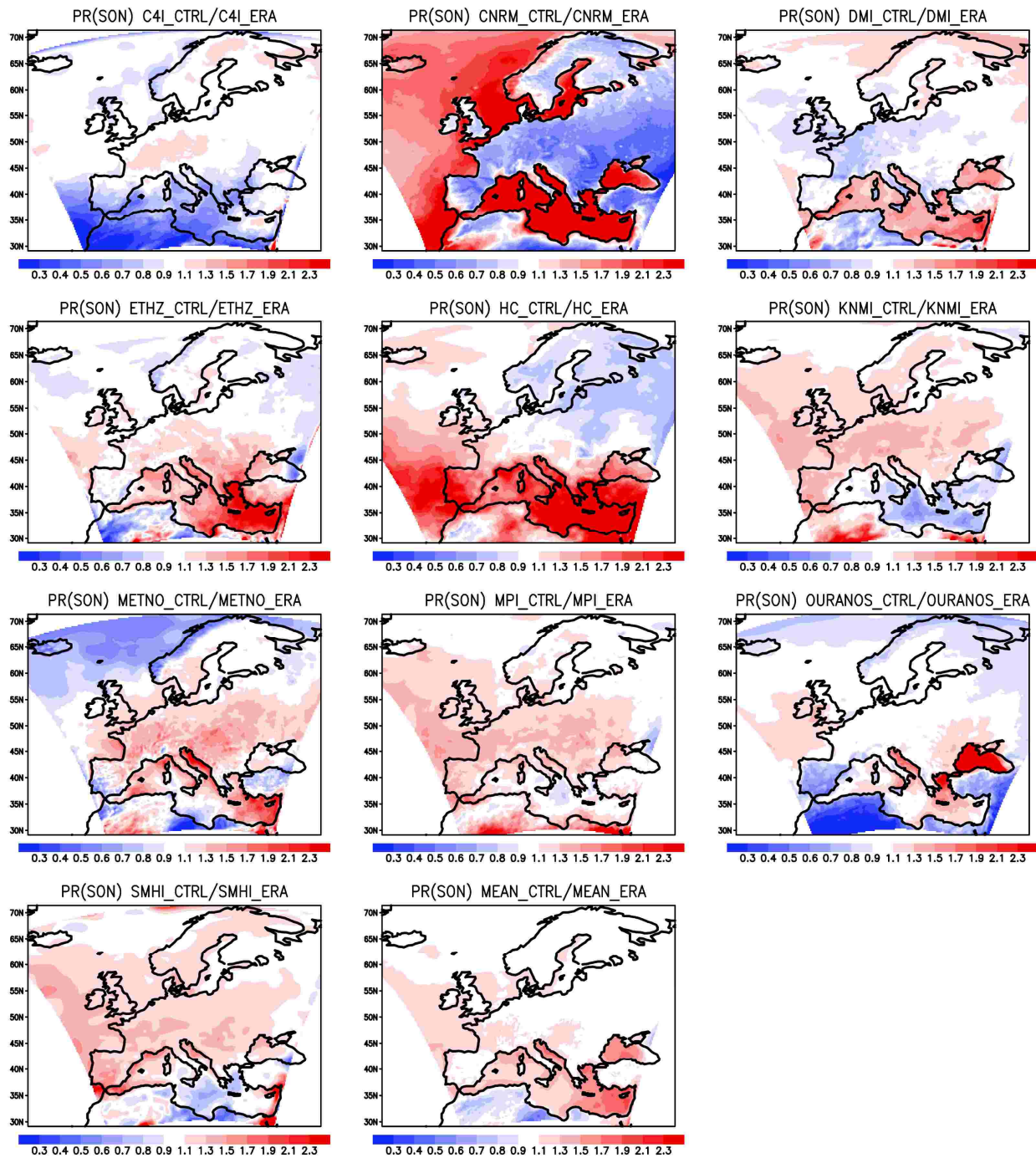
Kuva 12. Globaalien simulaatioiden reuna-arvoilla ja ERA40-reuna-arvoilla ajettujen simulaatioiden sademäärien suhde, talvikuukausien keskiarvo vertailuajanjaksolla 1971-2000.



Kuva 13. Globaalien simulaatioiden reuna-arvoilla ja ERA40-reuna-arvoilla ajettujen simulaatioiden sademäärien suhde, kevätkuukausien keskiarvo vertailuajanjaksolla 1971-2000.

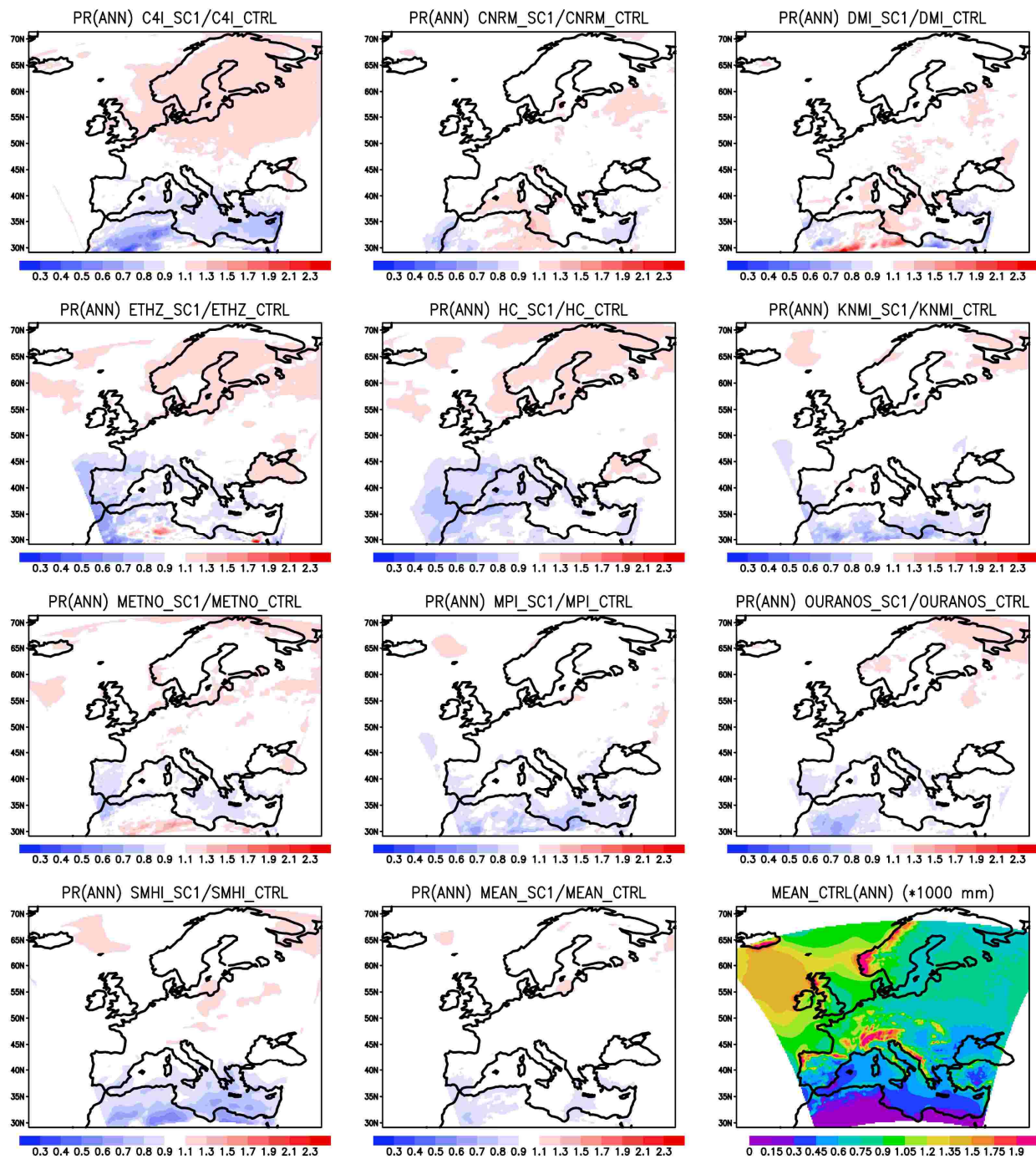


Kuva 14. Globaalien simulaatioiden reuna-arvoilla ja ERA40-reuna-arvoilla ajettujen simulaatioiden sademäärien suhde, kesäkuukausien keskiarvo vertailuajanjaksolla 1971-2000.

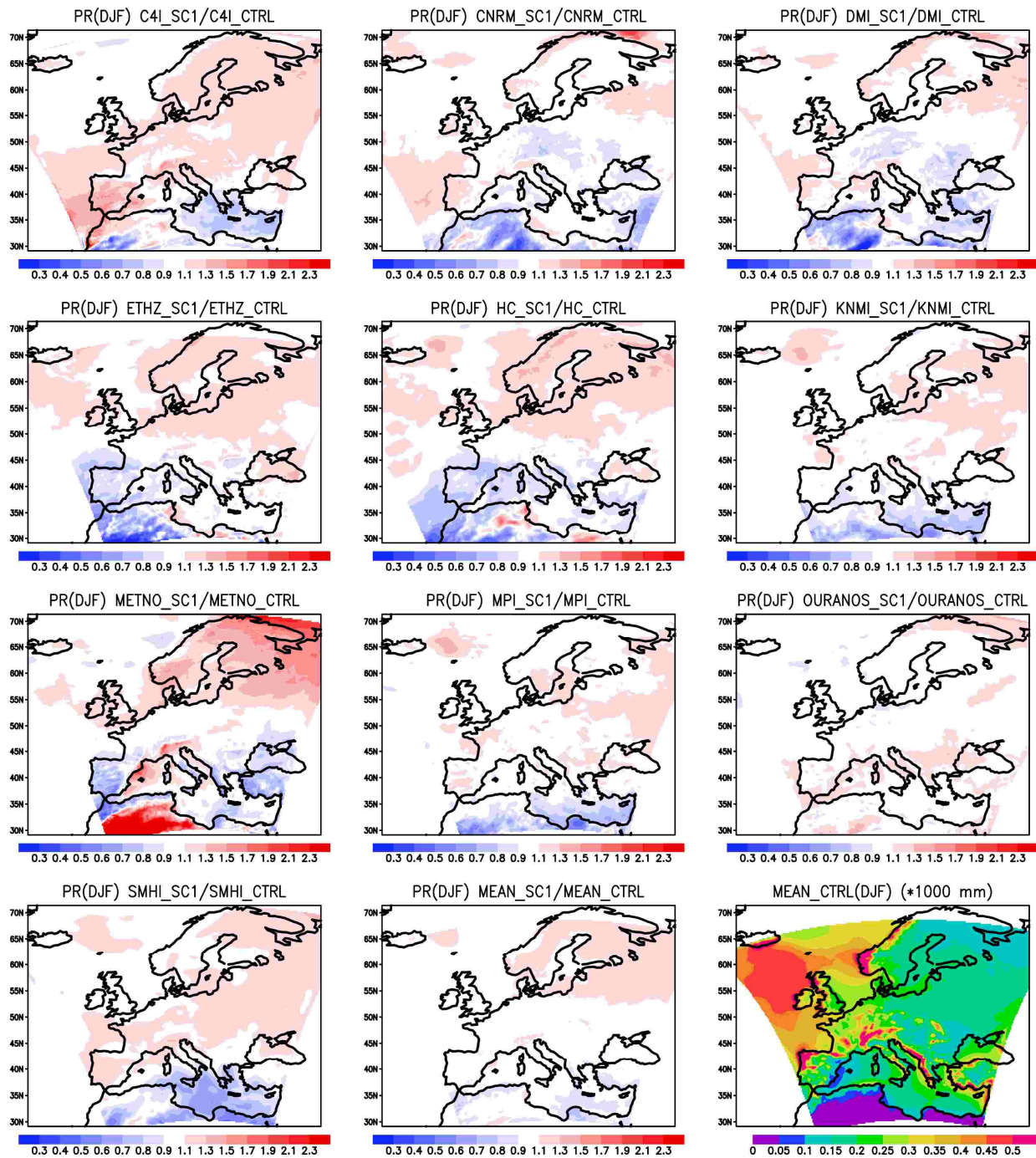


Kuva 15. Globaalien simulaatioiden reuna-arvoilla ja ERA40-reuna-arvoilla ajettujen simulaatioiden sademäärien suhde, syyskuukausien keskiarvo vertailuajanjaksolla 1971-2000.

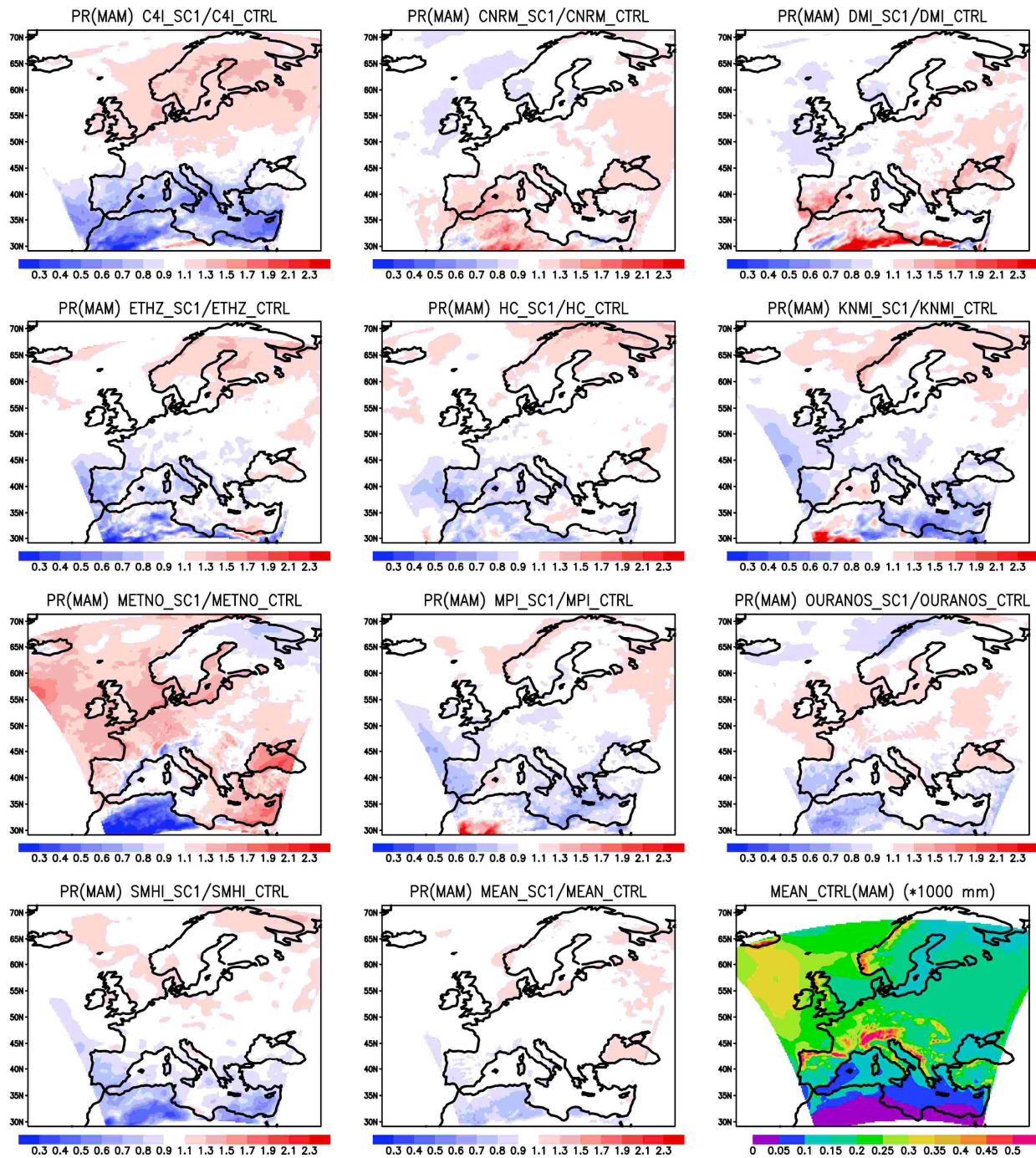
LIITE 2. SADEMÄÄRÄN MUUTOKSET EUROOPASSA SKENAARIOJAKSOILLA



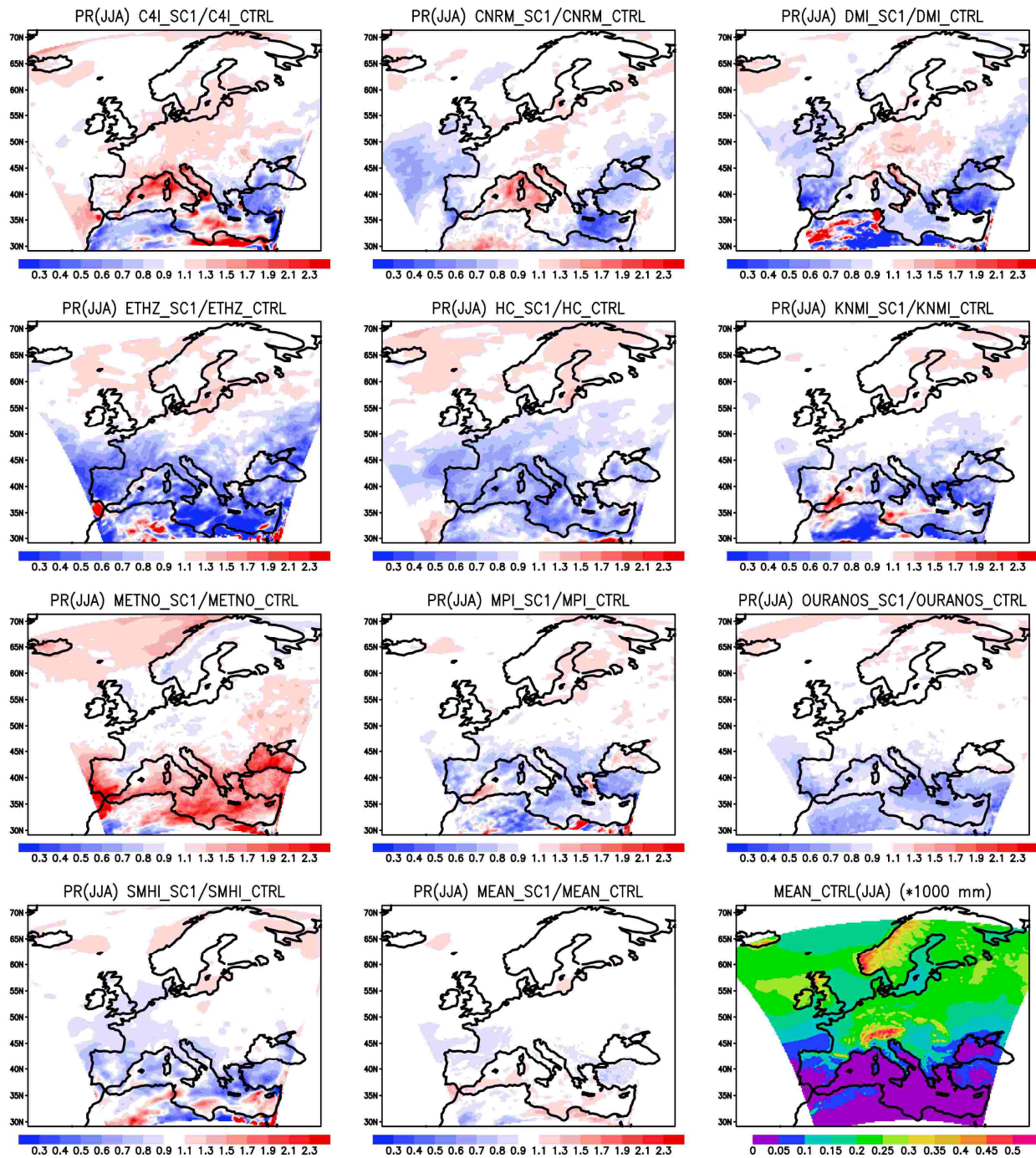
Kuva 1. Simuloitujen sademäärien suhde ensimmäisellä skenaariojaksolla 2021-2050 ja vertailujaksolla 1971-2000 sekä malliryväsken keskiarvon sademäärä vertailujaksolla, vuotuinen keskiarvo.



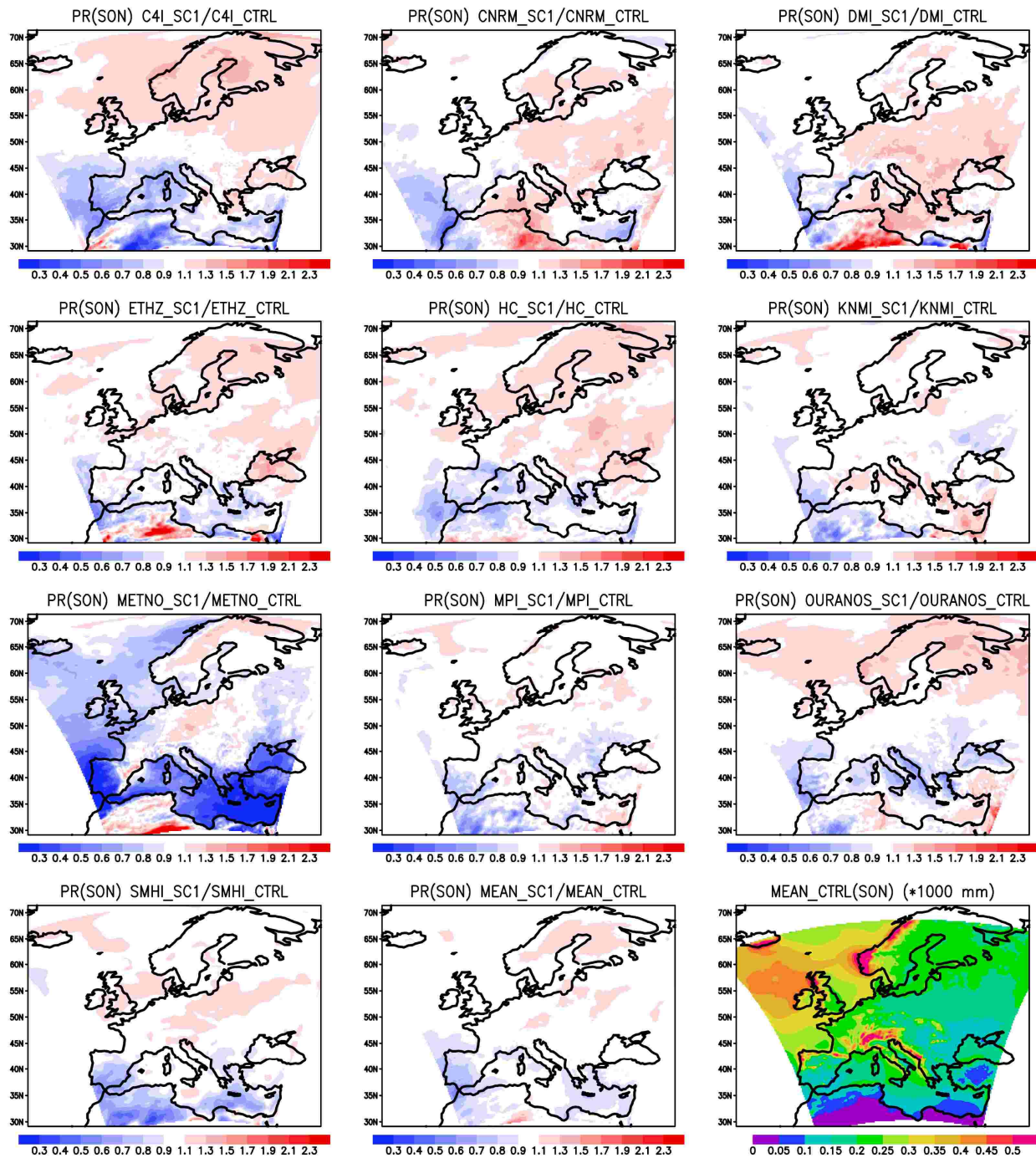
Kuva 2. Simuloitujen sademäärien suhde ensimmäisellä skenaariojaksolla 2021-2050 ja vertailujaksolla 1971-2000 sekä malliryväksen keskiarvon sademäärä vertailujaksolla, talvikuukausien keskiarvo.



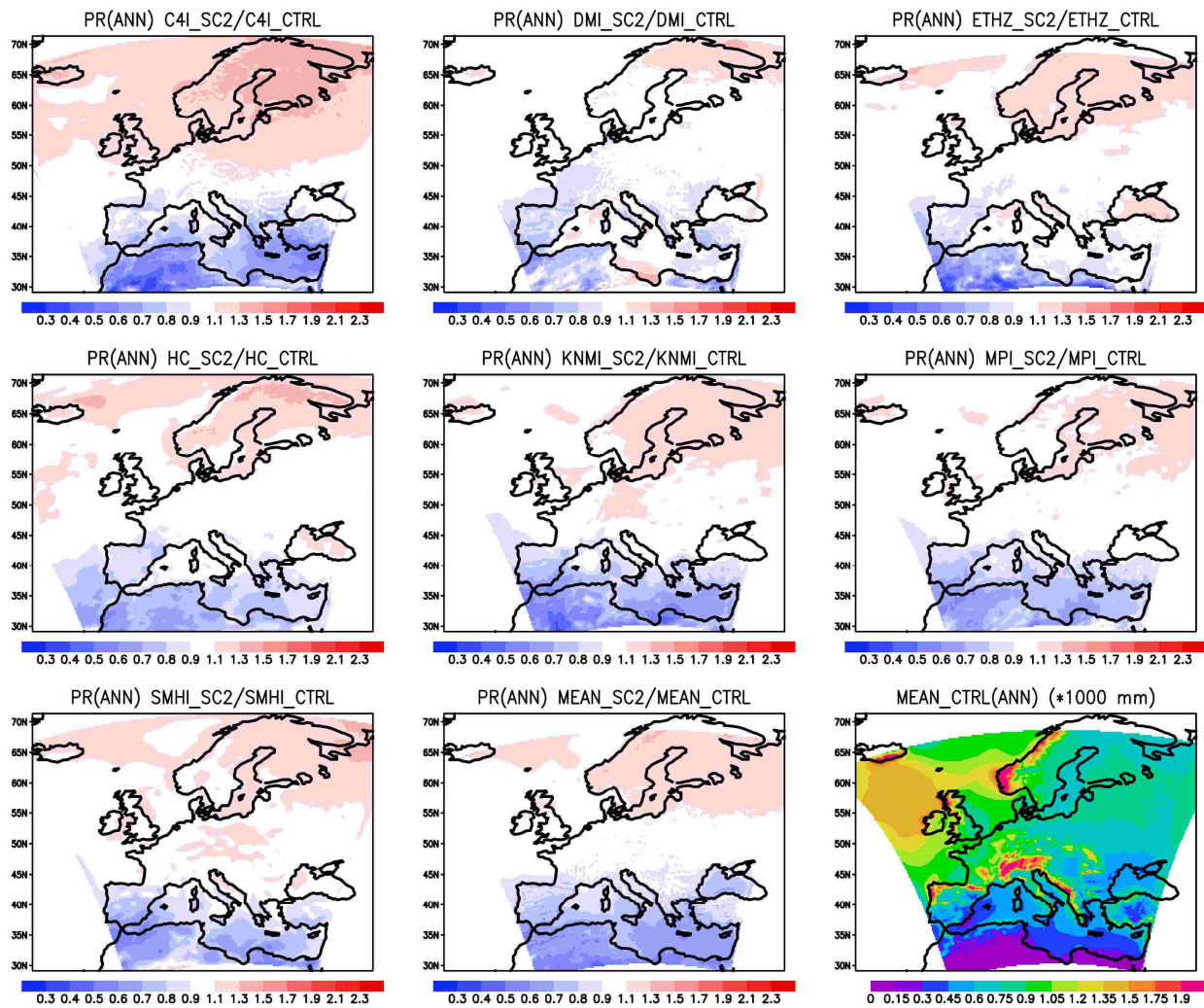
Kuva 3. Simuloitujen sademäärien suhde ensimmäisellä skenaariojaksolla 2021-2050 ja vertailujaksolla 1971-2000 sekä malliryväksen keskiarvon sademäärä vertailujaksolla, kevätkuukausien keskiarvo.



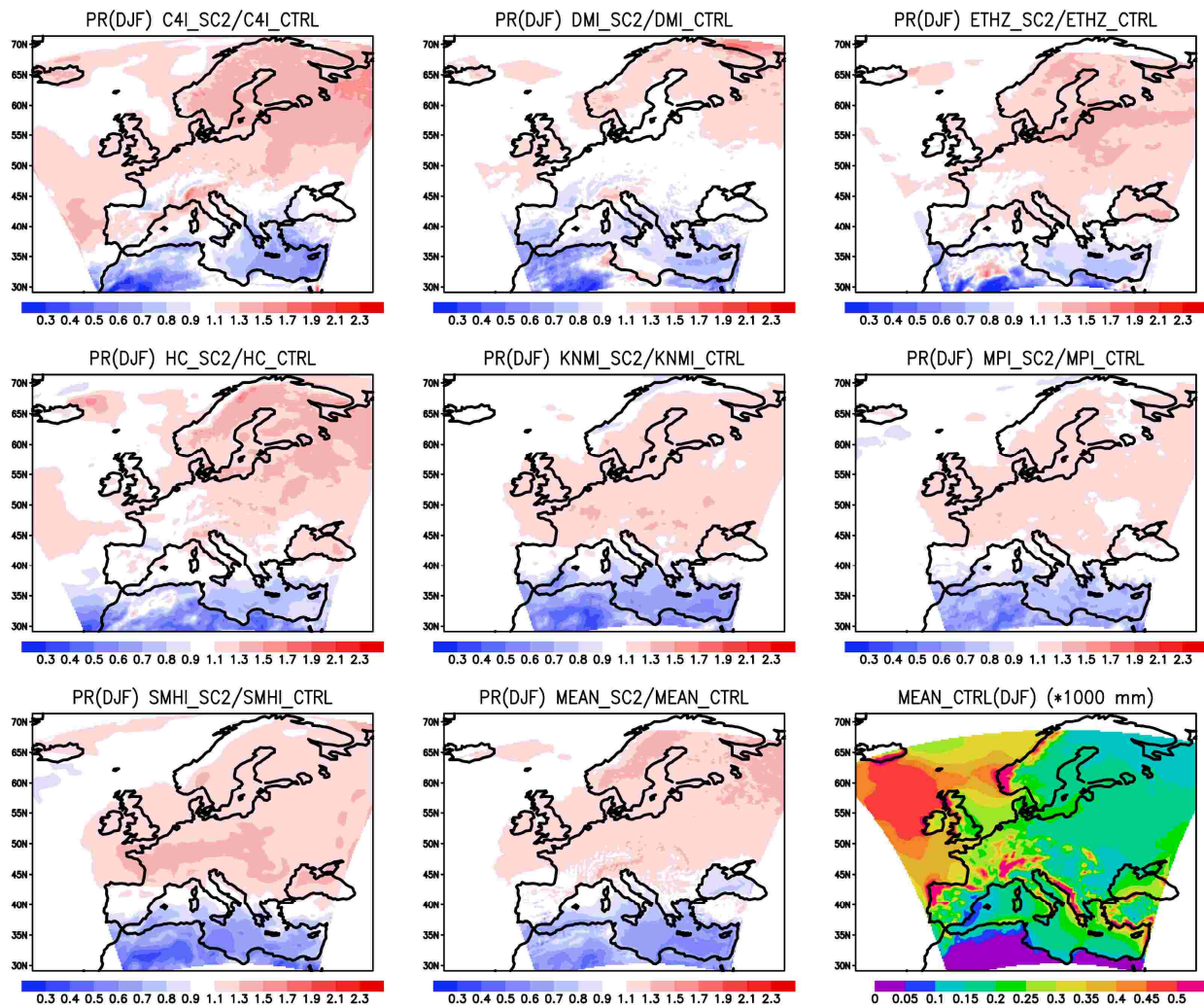
Kuva 4. Simuloitujen sademäärien suhde ensimmäisellä skenaariojaksolla 2021-2050 ja vertailujaksolla 1971-2000 sekä malliryväsken keskiarvon sademäärä vertailujaksolla, kesäkuukausien keskiarvo.



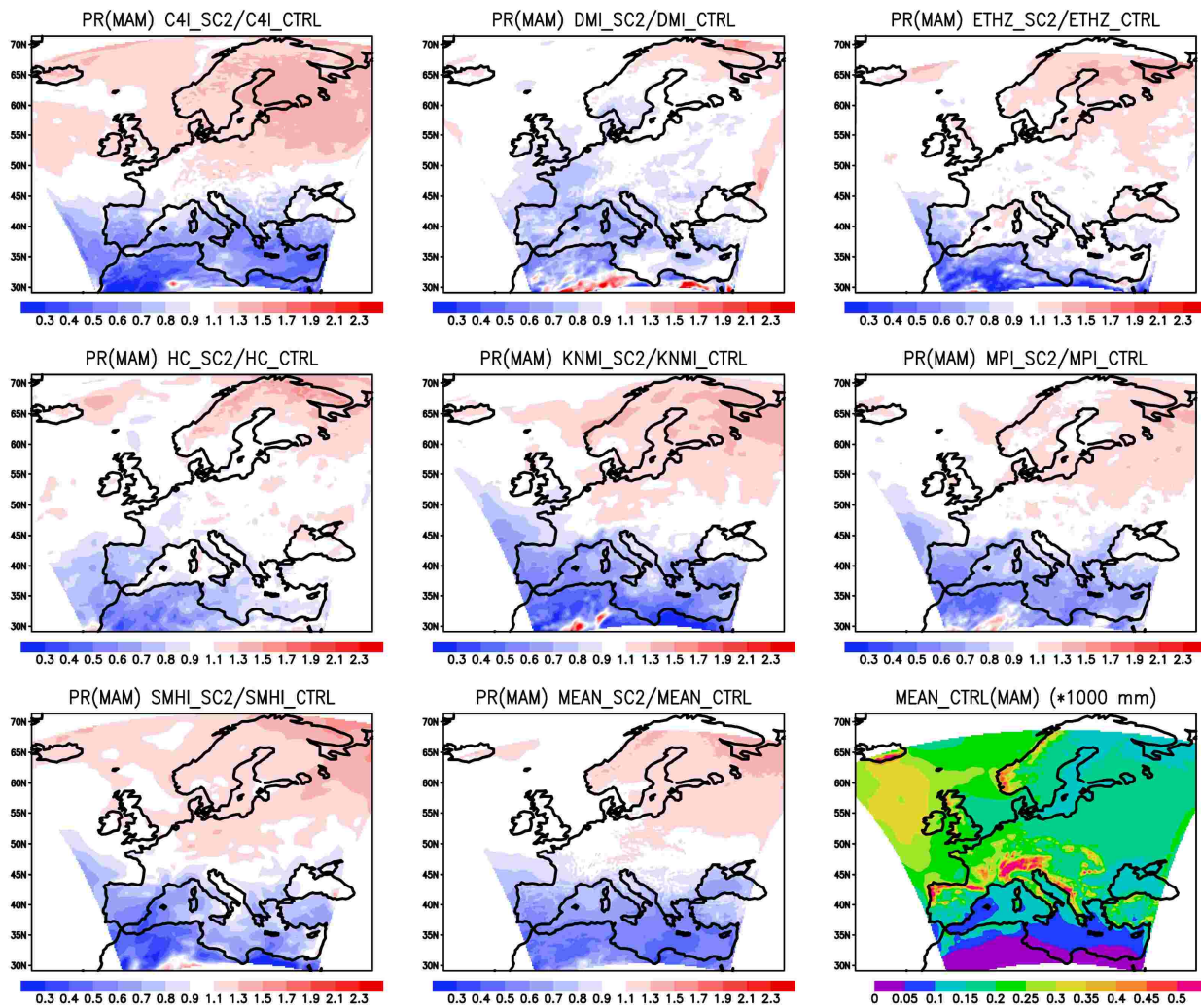
Kuva 5. Simuloitujen sademäärien suhde ensimmäisellä skenaariojaksolla 2021-2050 ja vertailujaksolla 1971-2000 sekä malliryväksen keskiarvon sademäärä vertailujaksolla, syyskuukausien keskiarvo.



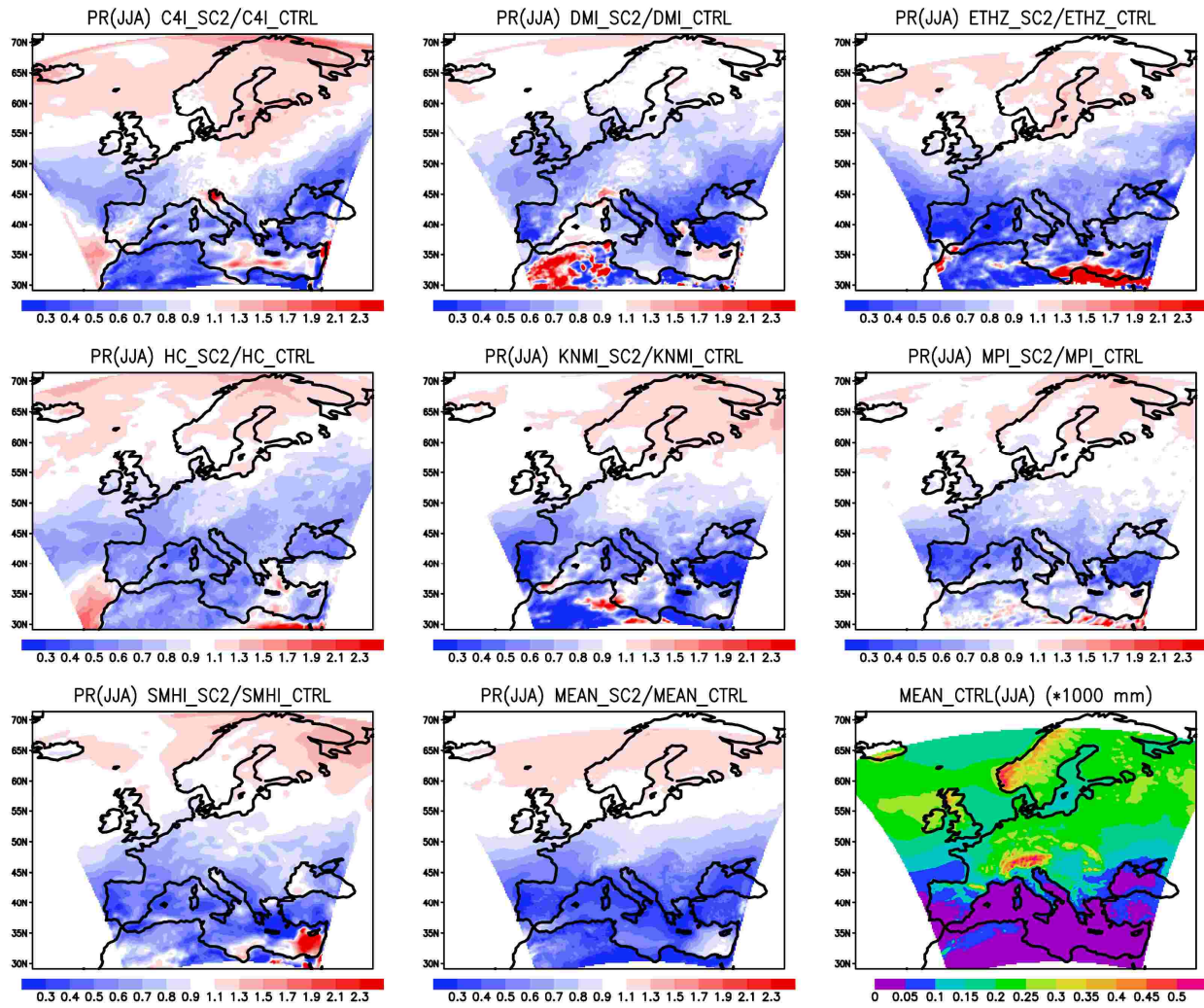
Kuva 6. Simuloitujen sademäärien suhde toisella skenaariojaksolla 2071-2100 ja vertailujaksolla 1971-2000 sekä malliryvksen keskiarvon sademäärä vertailujaksolla, vuotuinen keskiarvo.



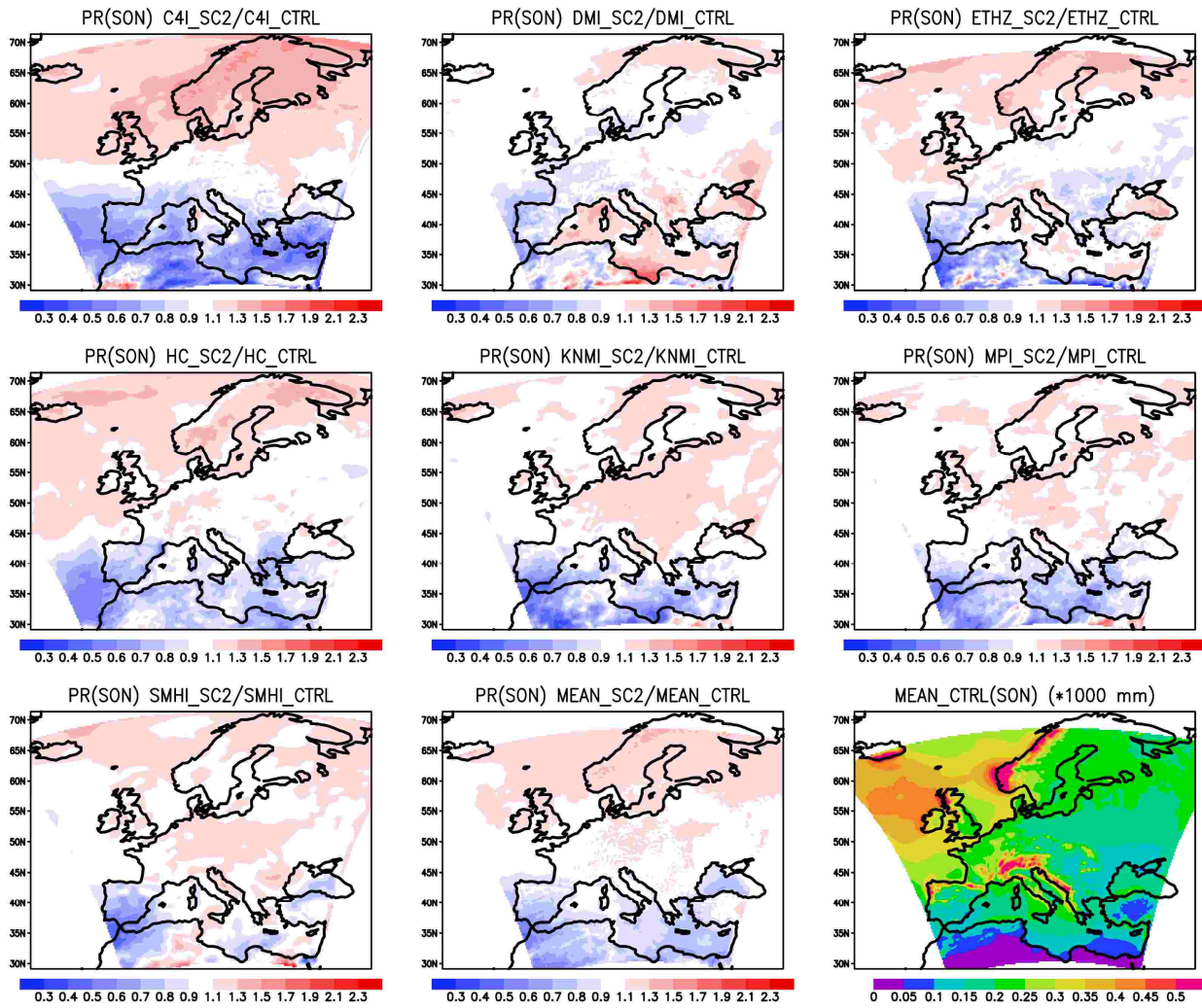
Kuva 7. Simuloitujen sademäärien suhde toisella skenaariojaksolla 2071-2100 ja vertailujaksolla 1971-2000 sekä malliryväksen keskiarvon sademäärä vertailujaksolla, talvikuukausien keskiarvo.



Kuva 8. Simuloitujen sademäärien suhde toisella skenaariojaksolla 2071-2100 ja vertailujaksolla 1971-2000 sekä malliryäksen keskiarvon sademäärä vertailujaksolla, kevätkuukausien keskiarvo.



Kuva 9. Simuloitujen sademäärien suhde toisella skenaariojaksolla 2071-2100 ja vertailujaksolla 1971-2000 sekä malliryväksen keskiarvon sademäärä vertailujaksolla, kesäkuukausien keskiarvo.



Kuva 10. Simuloitujen sademäärien suhde toisella skenaariojaksolla 2071-2100 ja vertailujaksolla 1971-2000 sekä malliryväksen keskiarvon sademäärä vertailujaksolla, syyskuukausien keskiarvo.