

Keskkonnaagentuur

Eesti tuleviku kliimastsenaariumid aastani 2100

Andres Luhamaa, Ain Kallis, Kaupo Mändla, Aarne Männik,
Tiia Pedusaar, Kai Rosin

Tallinn 2015

Sisukord

1 Kokkuvõte	4
2 Sissejuhatus	6
3 Hiljutised kliimamuutused Eestis.....	7
3.1 Temperatuur.....	8
3.2 Kiirus	8
3.3 Tuul	9
3.4 Hüdroloogiline tsükkel.....	10
3.4.1 Sademed	10
3.4.2 Siseveed	11
3.4.3 Lumikate	12
3.5 Ekstreemsed nähtused	12
3.5.1 Temperatuuri äärmusväärtused.....	12
3.5.2 Sademete äärmusväärtused.....	12
3.6 Läänemeri.....	12
3.6.1 Merevee pinnatemperatuur.....	12
3.6.2 Merejää	13
3.6.3 Merevee tase.....	13
4 Kliimaprojektsioonid Eesti jaoks ajavahemikel 2041-2070 ja 2071-2100	14
4.2 Kliimamudelid ja baaskliima	14
4.3 Stsenaariumite valik	15
4.4 EURO-CORDEX mudelprojektsioonid	16
5 Projitseeritud muudatused kliimaparameetrites	17
5.1 Temperatuur.....	17
5.1.1 Globaalne perspektiiv.....	17
5.1.2 Eesti perspektiiv	17
5.2 Maapinnale langev lühilaineline kiirus	18
5.3 Tuul	19
5.3.1 Globaalne perspektiiv.....	19
5.3.2 Eesti perspektiiv	19
5.4 Veeringe	21
5.4.1 Sademed - globaalne perspektiiv	21
5.4.2 Sademed - Eesti perspektiiv	21
5.4.3 Lumikate	22
5.4.4 Siseveed	23
5.5 Ekstreemsed nähtused	24

5.5.1 Temperatuuri äärmusväärtused.....	24
5.5.2 Sademete äärmusväärtused.....	24
5.6 Läänemeri.....	25
5.6.1 Merevee temperatuur.....	25
5.6.2 Merevee tase.....	25
Viited	26
A Temperatuuri muutused mudelite ja kuude lõikes.....	32
A.1 RCP4.5	32
A.2 RCP8.5	33
B Sademed.....	34
B.1 RCP4.5	34
B.2 RCP8.5	35

1 Kokkuvõte

Käesoleva peatüki eesmärgiks on anda ülevaade nii Eestis möödunud sajandi jooksul toimunud kliimamuutustest kui ka projektsioonidest ja hinnangutest tuleviku kliimale Eestis kuni aastani 2100. Pidades silmas globaalset konteksti ning sellest tulenevaid lokaalseid seoseid, on ülevaatesse koondatud olemasolevad teadmised atmosfääri ja aluspinna kliima ning selle muutumise kohta Eestis ja Läänemere regioonis.

Eesti riikliku kliimamuutuste mõjudega kohanemise strateegia ja rakenduskava ettepaneku väljatöötamisel on teadusliku alusena kasutatud Keskkonnaagentuuri poolt koostatud aruannet „Eesti tuleviku kliimastsenaariumid aastani 2100“. Nimetatud aruanne on alusmaterjaliks atmosfääri seisundist mõjutatud valdkondade hindamisel. Aruande koostamisel kasutati võimalusel tulemusi ÜRO valitsustevahelise kliimapaneeeli (IPCC) viimase raporti AR5 tarbeks tehtud globaalsete kliimaprojektsioonide CMIP5 regionaalsetest peenskaleeringutest. Kliimaprojektsioonid on koostatud globaalsete kliimastsenaariumite RCP4.5 ja RCP8.5 põhjal. Vastavad tulemused on koondatud ja avaldatud projekti EURO-CORDEX raames. Kus EURO-CORDEX tulemuste otsene kasutamine ei olnud võimalik või otstarbekas, on kasutatud kokkuvõtteid avaldatud teaduskirjandusest, sealhulgas IPCC aruanded AR5 ja AR4, IPCC eriväljaanne ekstreemsete kliimanähtuste kohta SREX, Läänemere piirkonna kliimamuutuste teaduskirjanduse kokkuvõtet BACC ja kliimamõjude hindamise projekti Baltadapt.

Kliimastsenaariumi eesmärk on defineerida inimtegevusest tulenevate kliimat mõjutatavate tegurite ajaline ja ruumiline muutlikkus. Stsenaariume peab olema mitu, kuna ühiskonna areng tervikuna ja veel enam sellega kaasnevad keskkonnamõjud ei ole üheselt prognoositavad. Stsenaariumid on aluseks erinevate kliimaprojektsioonide omavahelisele võrreldavusele.

Põhiliste meteoroloogiliste parameetrite projitseeritud muutused 21. sajandi lõpuks on järgmised:

Õhutemperatuur 2 m kõrgusel

Temperatuuri muutus on projektsioonide põhjal suurem sajandi lõpuks ja suurema kasvuhoonegaaside kontsentratsiooni (RCP8.5) korral. Kõigi stsenaariumite ja perioodide kombinatsioonide korral on temperatuuri tõus suurim kevad- ja talvekuudel.

Tabel 1: 2 m õhutemperatuuri projektsioonid 21. sajandi lõpuks EURO-CORDEX mudelansambli alusel. Temperatuuri absoluutne muutus võrreldes kontrollperioodiga 1971-2000.

Periood	2041-2070		2071-2100	
	RCP4.5	RCP8.5	RCP4.5	RCP8.5
Talv (DJF)	2,3 °C	2,9 °C	3,1 °C	4,9 °C
Kevad (MAM)	2,4 °C	3,1 °C	3,4 °C	4,9 °C
Suvi (JJA)	1,6 °C	2,2 °C	2,2 °C	3,8 °C
Sügis (SON)	1,7 °C	2,2 °C	2,2 °C	3,6 °C
Aasta keskmine	2,0 °C	2,6 °C	2,7 °C	4,3 °C

Keskmised sademed

Sademe hulga kasvu projitseerib miniansambel kõigi aastaaegade ning kõigi stsenaariumi ja perioodi kombinatsioonide kohta. Suurim sademete kasv RCP8.5 puhul on täheldatav kevadperioodil, RCP4.5 puhul suvel.

Tabel 2: Muutus keskmises sademete hulgas aastaegade ja terve aasta lõikes, mis on saadud erinevate kliimamudelite põhjal aastateks 2041-2070 ja 2071-2100 võrreldes kontrollperioodiga 1971-2000 Eesti ala jaoks.

Periood	2041-2070		2071-2100	
	RCP4.5	RCP8.5	RCP4.5	RCP8.5
Stsenaarium				
Talv (DJV)	9%	15%	16%	22%
Kevad (MAM)	10%	16%	21%	24%
Suvi (JJA)	11%	18%	15%	19%
Sügis (SON)	10%	8%	11%	12%
Aasta keskmine	10%	14%	16%	19%

Sademed üle 30 mm päevas

Mudelid projitseerivad ekstreemsete sademete juhtumite hulga suurenemist, kuid arvestades selle väga väikest esinemise tõenäosust enamuse osa aastast, on see oluline vaid suvel.

Tabel 3: Ööpäevas 30 mm ületavate sademete esinemise sageduse projitseeritud suhtelised muudatused (võrreldes kontrollperioodiga) aastaegade, stsenaariumite ja prognoositud perioodide kaupa. Kontroll näitab sündmuse esinemise tõenäosust kindlas punktis ühel päeval kontrollperioodil 1971-2000.

Periood	2041-2070	2071-2100	2041-2070	2071-2100	Kontroll
	RCP4.5	RCP8.5	RCP4.5	RCP8.5	
Stsenaarium					
Sügis (SON)	188%	184%	174%	245%	0,16%
Talv (DJV)	201%	141%	231%	435%	0,01%
Kevad (MAM)	158%	207%	209%	244%	0,08%
Suvi (JJA)	124%	137%	139%	165%	0,54%

Aluspinnale jõudev lühilaineline kiirgus

Mudelid prognoosivad maapinnale jõudva lühilainelise kiirguse jaoks selget vähenemist talvekuudel, vähemal määral sügisel ja kevadel, suvel on muutus ebaoluline.

Tabel 4: Maapinnale jõudva lühilainelise kiirguse suhteline muutus aastaegade kaupa, võrreldes kontrollperioodiga 1971-2000, kogu Eesti lõikes keskmistatuna.

Periood	2071-2100	
	RCP4.5	RCP8.5
Stsenaarium		
Talv (DJV)	-6%	-11%
Kevad (MAM)	-3%	-6%
Suvi (JJA)	0%	-1%
Sügis (SON)	-4%	-3%
Aasta keskmine	-3%	-5%

Lumikatte muutus

Projektsioonid 21. sajandi lõpuks näitavad olulist lumikatte kahanemist. Kontrollperioodil 1971-2000 on aprillis keskmiselt 1-6 päeva lund. Nii stsenaariumi RCP4.5 kui RCP8.5 kohaselt on aprillis lume võimalus väga väike. Märtsis on RCP4.5 lume hulk võrreldes

kontrollperioodiga vähenenud rohkem kui 10 päeva, RCP8.5 korral kuni 15 päeva, ulatudes harva üle viie päeva. Jaanuaris-veebruaris on RCP4.5 puhul lumikatte samuti vähenenud vähemalt 10 päeva, ulatudes keskeltläbi 15 päevani, mis sisuliselt tähendab püsiva lumikatte puudumist. Rohkem kui pooltel päevadel võib lund kohata ainult üksikutes piirkondades Kirde-Eestis. RCP8.5 järgi on jaanuaris-veebruaris lumikatte kestus reeglina alla 10 päeva.

Merejää

Hiljutine, AR5 stsenaariumitele vastav modelleerimine (Luomaranta et al., 2014) näitab, et vastavalt stsenaariumile RCP4.5 oleks 2040 aastate tüüpilisel talvel Läänemere jääga kaetus vähenenud. Soome lahe rannikualad, Väinameri ja Liivi laht on endiselt jääs, kuid jää paksus on kahanenud kaks kuni kolm korda. 2080 aastateks on Läänemere jääga kaetus veelgi vähenenud - Väinameri ja Liivi laht on peaaegu jäävabad, kuid Soome lahe rannikualad endiselt jääga kaetud. Vastavalt stsenaariumile RCP8.5 on 2040 aastate jääga kaetus pisut väiksem kui RCP4.5 puhul, kuid siiski üsna sarnane optimistlikuma stsenaariumiga. 2080 aastate tüüpilisel talvel on aga enamuse Läänemerest jäävaba. Jää tekiks ainult Botnia lahel paksusega 30-40 cm ja Soome lahe kirdeosas paksusega 0-10 cm. Prognoositud jää ulatus Läänemerele aastaks 2085 on RCP4.5 korral 75 000 km² (30 000 km² - 140 000 km²) ja RCP8.5 korral 45 000 km² (23 000 km² - 70 000 km²), võrreldes praeguse keskmisega 115 000 km².

Tuul

Tuule puhul viitab suurem osa allikaid keskmise tuule kiiruse kasvule talvel ja osaliselt ka kevadel. Kasvu tõenäoline vahemik on 3-18% ning see on seotud Atlandilt meie aladele liikuvate tsüklonite arvu kasvuga. Suvised keskmised tuule kiirused suurenevad vähem või ei suurene üldse. Ekstreemsete tuule kiiruste kohta tehtavaid prognoose ei peeta piisavalt usaldusväärseteks, et neid kasutada.

Merevee temperatuur

Meier et al. (2011) on regionaalse kliimamudeliga, mis sisaldab ka meremudelit, saanud stsenaariumiga SRES-A1B (sarnane RCP6-ga, mis oma kiirgusliku mõjuga jääb RCP4.5 ja RCP 8.5 vahele) järgmised tulemused: võrreldes perioodiga 1970-1999 on perioodil 2061-2090 merepinna temperatuurid Eesti rannikuvetes talvel ja kevadel 2,1-2,8 °C kõrgemad ning suvel ja sügisel 1,0-2,0 °C kõrgemad. Seejuures on soojenemine suurem Soome lahes.

Siseveekogude temperatuur

IPCC emissioonimudeli SRES-A2 stsenaariumi (sarnane, kuid natuke nõrgema kiirgusliku mõjuga kui RCP8.5) kohaselt prognoositakse 2100 aastaks Euroopa järvede sh Eesti järvede veetemperatuuri tõusu 2-7 °C võrra.

Merevee tase

Keskmine maailmamere taseme tõus aastateks 2081-2100 stsenaariumi RCP4.5 korral on 32-63 cm ja RCP8.5 korral 45-82 cm. Eesti läänerrannikul on kohalik suhteline muutus ja maapinna taseme tõus teineteist tasakaalustava mõjuga ning arvestada tuleb siin peamiselt globaalse keskmise tõusuga.

Siseveekogude tase

Siseveekogude tase on seotud jõgede äravooluga. Prognoositud lumikatte vähenemise tõttu on tuleviku jaoks modelleeritud maksimaalsed äravoolud ja seega ka maksimaalsed veetasemed väiksemad praegusest ning aasta jooksul ühtlasemalt jaotunud. Kevade kõrval muutub oluliseks suurvee ajaks sügis. Suvised miinimumäravoolu perioodi pikemaks muutumise tõttu suureneb võimalus väikeste ojade ja jõgede ülemjooksude kuivamiseks.

2 Sissejuhatus

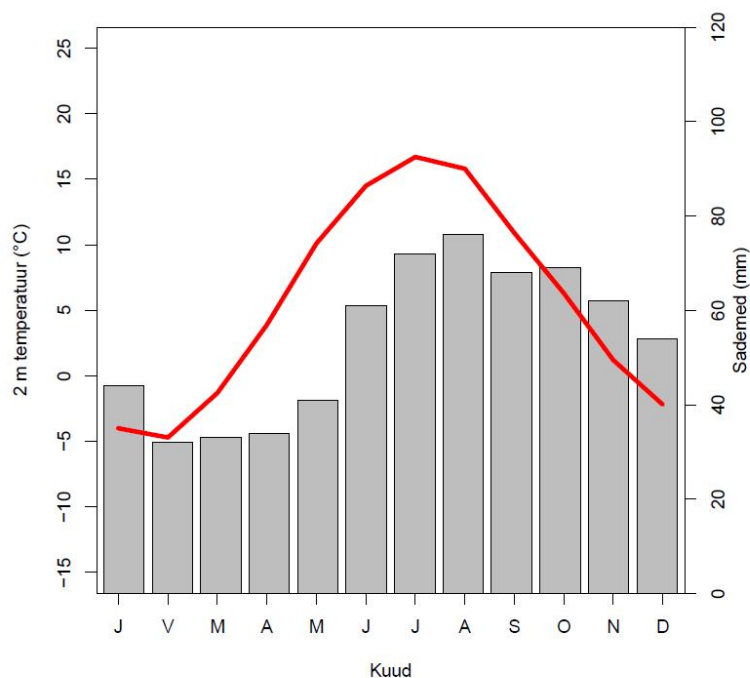
Käesolev peatükk koondab endas ülevaate Eestis möödunud sajandi ning praeguse sajandi algusaastate jooksul toimunud kliimamuutustest ning käsitleb projektsioone ja hinnanguid tuleviku kliimale kuni aastani 2100. Tuginetud on olemasolevatele teadmistele atmosfääri ja aluspinna kliima

ning selle muutumise kohta Eestis ja Läänemere regioonis, pidades silmas globaalset konteksti ning sellest tulenevaid lokaalseid seoseid. Ülevaade on koostatud ühe osana projektist "Eesti kliimamuutustega kohanemise strateegia ja rakenduskava ettepaneku väljatöötamine". Projekti käigus valminud aruanne „Eesti tuleviku kliimastsenaariumid aastani 2100“ on alusmaterjaliks atmosfääri seisundist mõjutatud valdkondade analoogiliste hinnangute koostamisel.

Käesoleva ülevaate koostamisel on analüüsitud IPCC AR5 poolt kasutatud kliimastsenaariume, globaalmodelite baaseksperimente ning AR5 baaseksperimentidest (lähemalt kirjeldatud punktis 4.2) lähtuvaid globaalmodelid dūnaamiliselt peenskaleerivate regionaalsete modelite tulemusi. Tulemuste hulgast on valitud piisav alamhulk, mis kirjeldab Eestit tõenäoliselt ees ootavate kliimamuutuste piire. Kus võimalik, on tulemused esitatud numbriliselt tabelitena ja ülevaatlike, muutusi kajastavate kaartidena. Kui modelite andmete töötlemine ei olnud võimalik või piisavalt informatiivne, on ülevaade antud olemasoleva teaduskirjanduse baasil.

3 Hiljutised kliimamuutused Eestis

Peamine Eesti kliimat mõjutav tegur on riigi geograafiline asend. Eesti kuulub parasvöötme Atlantilise kontinentaalse regiooni segametsade allregiooni ning asub merelise ja mandrilise kliima vahelises üleminekutsoonis. Köppeni kliimaklassifikatsiooni kohaselt kuulub Eesti saarte lääneosa tsooni Cfb (mereline kliima maheda talvega), valdav osa territooriumist aga tsooni Dfb (niiske mandriline kliima külma talvega). Kohalikke erinevusi kliimas põhjustab eelkõige maismaaga piirnev Läänemeri, mis talvel rannikupiirkonda ja saari soojendab, kevadel aga jahutab. Lumikatte jaotuses ja kestuses, eeskätt Eesti kaguosa kõrgendikel, on oluline roll topograafial.



Joonis 1: Eesti kliimanormid, temperatuur ja sademed aasta lõikes perioodi 1971-2000 keskmisena.

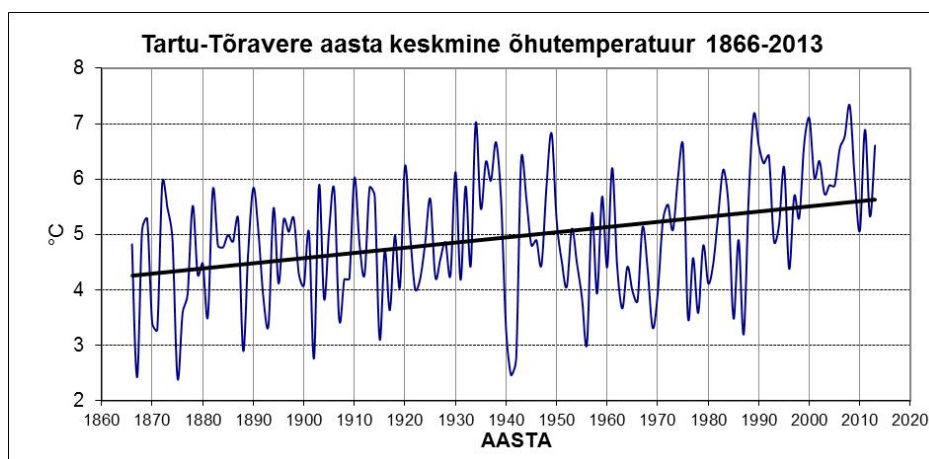
3.1 Temperatuur

Õhutemperatuur on kahtlemata kõige olulisem kliimanäitaja. See väljendab mingi piirkonna soojusressursse. Õhutemperatuuri poolt on suures osas määratud kogu looduse iseloom ning kasvatatavate kultuurtaimede ja sortide valik. Temperatuurirežiimi muutused toovad enesega vältimatult kaasa muudatusi kogu eluslooduses (Tarand et al., 2013).

Õhutemperatuuri tõus on olnud märkimisväärne alates 1970-ndatest aastatest. Globaalse maapinnalähedase keskmise temperatuuri trendi hinnangud erinevad eri uurimisrühmade puhul mõneti, kuid võib öelda, et perioodil 1951-2012 oli see 0,12 °C dekaadi kohta.

Temperatuuri sesoonne käik Eestis on näidatud joonisel 1, kus on kujutatud Keskkonnaagentuuri poolt koostatud perioodi 1971-2000 kuu keskmiste temperatuuride ja sademete käik. Eesti kliimat iseloomustab hästi ka Tartu-Tõravere jaama temperatuuride aegrida joonisel 2.

Eestis on aasta keskmise temperatuuri tõus, alates möödunud sajandi keskpaigast, olnud natuke kiirem kui maakeral tervikuna. Jaagus (2006) raporteerib aasta keskmise temperatuuri trende 0,2-0,3 °C dec⁻¹. Kuude lõikes erinevad trendide hinnangud erinevatel autoritel märkimisväärselt. Kõige selgemini on väljendunud talve, eriti jaanuari, soojenemistrend.



Joonis 2: Tartu-Tõravere temperatuuri aasta keskmised väärtused.

3.2 Kiirgus

Õhutemperatuuri ja sademete kõrval on oluliseks kliimat kirjeldavaks suuruseks maapinnale langev lühilaineline kiirgus ehk globaalne kiirgus. Globaalne kiirgus sisaldab endas nii selge kui pilves ilma kiirgust. See sõltub laiuskraadist, aastaajast, kellaajast ja topograafiast. Pilvede teke ja hajumine on keerukad protsessid ja ka tänastes kliimamudelites suured määramatuse allikad (Randall et al., 2007; Dufresne ja Bony, 2008; Lohmann et al., 2010). Selge taeva situatsioone mõjutavad peamiselt atmosfääri aerosoolid ja kiirguslikult aktiivsed gaasid, eelkõige veeaur (Haywood et al., 2011). Teised tegurid, nagu Päikese kiirguse muutlikkuse 11-aastane tsükel, on liialt väikesed mõjutamaks selge taeva kiirgust aastakümnete ajamastaabis (Willson ja Mordvinov, 2003).

3.3 Tuul

Tuule kohta on pikki homogeenseid aegridasid suhteliselt vähe (Usbeck et al., 2010; Wan et al., 2010), lisaks on tuule kiiruse trendid tundlikud anemomeetri kõrguse suhtes maapinnast (Troccoli et al., 2011).

Ekstreemsete tuulte esinemine on peamiselt seotud troopiliste ja keskklaiustel liikuvate madalrõhkkondadega ning konvektiivsete äikesetormidega (Emanuel, 2003; Zipser et al., 2006; Leckebusch et al., 2008). Muutused tuule keskmises kiiruses võivad avaldada mõju potentsiaalsele aurumisele ja seeläbi vee kättesaadavusele ning põudade esinemisele (McVicar et al., 2008). Püsivad keskklaiustel esinevad tuuled võivad tõsta veetaset rannikul (McInnes et al., 2009), samal ajal võivad pikemaajalised püsivad tuuled samast ilmakaarest avaldada mõju rannajoone stabiilsusele ja muutustele lainekliimas (Pirazzoli ja Tomasin, 2003). Rannikut mõjutavad nii tormidega kaasnev erosioon kui tormiajudest tulenevad üleujutused, mis mõlemad sõltuvad otseselt talvetormide tugevusest ja võimenduvad koos globaalse merepinna tõusuga (Smith et al., 2000; Woodworth et al., 2005).

IPCC AR4 (Trenberth et al., 2007) kohaselt on maakera mõlema poolkera keskklaiustel läänetuuled tugevnenud. Kogu Euroopas on Smits et al. (2005) leidnud 10 meetri kõrgusel, tuginedes anemomeetri andmetele, ajaperioodil 1962-2002 ekstreemsete tuulte kahanemistrendi. Ekstreemsed on tuuled, mis esinevad keskmiselt 10 korda aastas. Pirazzoli ja Tomasin (2003) leidsid üldise kahanemistrendi aasta keskmiste ja aasta maksimaalsete tuulte osas perioodil 1951-1970. Vautard et al. (2010) leidsid, samuti vaatlusandmetele tuginedes, tuule kiiruse kahanemistrendi Euroopas keskklaiuste põhjaosas. Võrreldes keskmise tuule kiirusega on kahanemistrend ekstreemsete tuule kiiruste puhul tugevam. Perioodil 1948-2004 näitab enamik mudeleid maapinnalähedaste tuulte (10 m) usaldusväärsust ($p < 0.05$) kiiruse kasvu Läänemere regioonis, mis on peamiselt põhjustatud läänetuulte kiiruse kasvust (Chen et al., 2006). Keskmised muutused talvel, kevadel, suvel, sügisel ja kogu aasta jooksul on vastavalt 3,5%, 2,6%, 4,9%, 5% ja 3,8%.

Tomingas (2002) kasutas õhurõhu andmetel põhinevaid tsirkulatsiooniindekseid ja leidis perioodil 1946-1997 läänetuulte intensiivistumise talvel ning nõrgenemise aprillis, septembris ja suvel juunist augustini. Olulise tsonaalse tuulekomponendi kiiruse kasvu 850 hPa tasemel 1,04 m/s võrra leidis ka Keevalik (2003) veebruaris Tallinnas perioodil 1955-1995. Ajavahemikul 1948-2003 esines kaks perioodi, kus Läänemere keskosa rannikul ja Liivi lahel on täheldatud tugevate tuulte esinemise sagenemist (Orviku et al., 2003). Viimane järeldus tuule kiiruste kasvu osas Eesti rannikul toetab üldiseid trende õhurõhu andmetel põhinevate tormisuse indeksite ja tuule andmeridade usaldusväärsuse osas (Alexandersson ja Vedin, 2002). Tuule kiiruse kasv on ilmselt seotud läänetuulte esinemissageduse ja tsükloonaalse aktiivsuse kasvuga talvel Atlandi ookeani põhjaosas. See omakorda põhjustab soojemaid talvesid Põhja-Euroopas ja jäävaba Läänemerd Eesti ranniku lähedal. Rockel ja Woth (2007) uurisid kontrollkliima perioodil 1961-1990 päeva keskmise tuule kiiruse 99% kvantiile (1% kõige tugevamad tuuled) SRES-A2 stsenaariumi simulatsioonide kaheksa erineva regionaalse kliimamudeli põhjal. Kirde-Euroopas jäid kuu keskmised 99% kvantiilid jaanuaris kõikidel kontrollsimulatsioonidel vahemikku 13-17 m/s ja juulis vahemikku 10-12 m/s. Maismaa kohal saab neid arve kasutada siiski vaid tuule kiiruse kvalitatiivsete muutuste hindamiseks, kuna regionaalsed mudelid vaevu näitavad tuule kiirust üle 17 m/s.

Regionaalne talvetormide riski suurenemine Euroopas tsüklonite trajektooride muutuste tõttu on leidnud kinnitust paljudes töodes (Pinto et al., 2007; Debernard ja Roed, 2008; Leckebusch et al., 2008; Sterl et al., 2009; Donat et al., 2010a,b). Mõned autorid on leidnud tsüklonite trajektooride nihkumise põhja suunas ja tsüklonite intensiivsuse kasvu. Seevastu tsüklonite koguarvu kahanemist on täheldatud põhjapoolkeral ja Atlandi ookeani põhjaosas (Gulev et al., 2001; McCabe et al., 2001).

Kasutades poolautomaatset tsüklonite jälgimise metoodikat, leidsid Gulev et al. (2001), et Atlandi ookeani põhjaosas on perioodil 1958-1999 tsüklonid tugevamaks muutunud. Wang et al. (2006) raporteerisid, et 20. sajandi teisel poolel on tsüklonite trajektoolid Põhja-Atlandil nihkunud umbes 180 km võrra põhjapoolse. Seetõttu on suuremal hulgal suhteliselt sooja merelist õhku hakanud liikuma Põhja-Euroopasse. Sarnase järelduseni on jõudnud ka Sepp et al. (2005), kes mainisid, et kõrgemad temperatuurid talvel Põhja-Euroopas on seotud muutustega tsüklonite trajektoories.

Mitmed uurimused on täheldanud kesklaialustel ekstreemsete tuule kiiruste kahanemist (Pirazzoli ja Tomasin, 2003; Smits et al., 2005; Pryor et al., 2007; Zhang et al., 2007) ja kasvutrendi suurtel laialustel (Lynch et al., 2004; Turner et al., 2005; Hunderich et al., 2008; Stegall ja Zhang, 2012).

Kuna anemomeetri andmetel ja õhurõhu järelanalüüsil põhinevates trendides on piirkonniti esinenud ebakõlad, annavad need tulemused aluse vähestele kindlusele tuule kiiruse trendides ja nende põhjustes. Kokkuvõtlikult on suurem üksmeel talvetormide sagenemises Läänemere piirkonnas. Samas ekstreemsete tuulte väärtuste muutumise kohta on raske midagi kindlalt väita.

3.4 Hüdroloogiline tsükkel

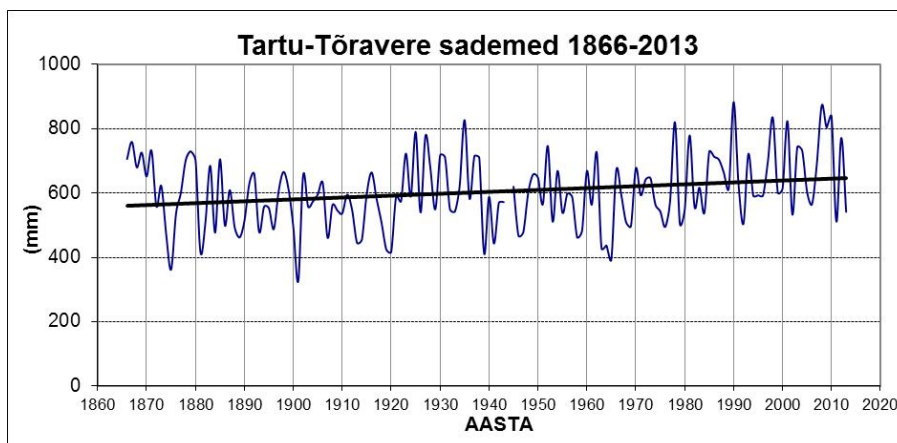
3.4.1 Sademed

Folland et al. (2001) leidsid, et 20. sajandi jooksul on põhjapoolkera laiuskraadide vahemikus 55°N kuni 85°N toimunud üldine sademete suurenemine 12% võrra. See muutus ei ole homogeenne, vaid on piirkonniti erinev. AR5 (Hartmann et al., 2013) nendib siiski, et enne 1950 on globaalse sademete kasvutrendi usaldusväärsus madal ning sellele järgneval perioodil on trendi usaldusväärsus keskmine.

Läänemere piirkonnas on dokumenteeritud sademete suurenemine ajavahemikus 1976-2000, võrreldes perioodiga 1951-1975. Ka Läänemere piirkonnas ei ole muutused ühtlased, kõige rohkem on suurenemist täheldatud Rootsis ja Läänemere idarannikul, samas kui Lõuna-Poolas on täheldatud sademete hulga vähenemist.

Eestis on 20. sajandi teisel poolel toimunud statistiliselt oluline aasta keskmine sademete hulga kasv, 10-25% (Jaagus, 2006). Samas on siin segadused mõõtmismetoodikas ja märgumisparandi arvesse võtmisel jääb tegelik kasv pigem vahemikku 5-15% (Jaagus, 2006). Suurem trend on täheldatav perioodil oktoobrist märtsini. Aastatel 1866-1995 on Eesti jaoks täheldatud ainult nõrka ja statistiliselt ebaolulist kasvutrendi, mis on tugevam sügisel-talvel ja nõrgem kevadel-suvel. Lisaks on sademete summas täheldatud regulaarseid, 50-60, 25-33 ja 5-7 aasta pikkusi, tsüklilisusi (Jaagus, 1992; Jaagus, 1998; Jaagus ja Tarand, 1998).

Eesti sademete muutlikkust iseloomustab pikk Tartu-Tõravere aegrida joonisel 3. Aasta keskmine sademete hulk konkreetses piirkonnas võib erineda rohkem kui kaks korda, näiteks 1965. a 400 mm ja 1990. a 850 mm.



Joonis 3: Tartu-Tõravere sademete aastased summad.

3.4.2 Siseveed

Eesti jõgede äravool on suure ajalise muutlikkusega ning veerikkad ja veevaesed perioodid vahelduvad. Veerohkust mõjutab oluliselt inimtegevus (mitte ainult veemajandus vaid ka ruumilise tegevusega seotud aktiivsus nagu põllumajandus, metsandus, tööstus jne) ning viimase mõju eristamine kliima-muutuse mõjust on keeruline. Sageli toimivad nad sünkroonselt.

Veevaru jõgedes ja järvedes sõltub paljuski sademetest, kaudselt mõjutab seda ka õhutemperatuur. Viimane mõjutab aurumist ning hüdroklimaatiliste aastaegade pikkust ja vaheldumise aegu. Lumerohkus aga määrab kevadise suurvee ning aitab kujundada suvise madalveeperioodiaegse veevaru veekogus. Seega, Eesti jõgede äravoolule on üldiselt iseloomulik sademetega sarnane perioodilisus (Nõges et al., 2012). Selgemini avaldub lühiajaline muutlikkus perioodi kestusega 3-4 aastat ning pikaajaline muutlikkus perioodi kestusega 26-27 aastat, milles kajastuvad selgesti ja korrapäraselt 20. sajandi veevaesed ning veerikkad perioodid. Ühesuunalist kliimamuutuse mõju äravoolule ei ilmne nii nagu selget kindlasuunalist pikaajalist trendi sademetes ei ole täheldatud Eestis. Viimase 150 aasta jooksul ei ole meil esinenud ühesuunalist äravoolu vähenemist ega ka suurenemist.

Miinumäravoolu dünaamikas (oluline tegur veeökosüsteemi seisukohast) kajastuvad samuti selgesti ja korrapäraselt 20. sajandi veevaesed ning veerikkad perioodid. Jõgede miinumäravool on olnud perioodil 1961-1990 suurem võrreldes aastatega 1931-1960.

Atmosfääri tsirkulatsiooni protsessidega seostatakse veetaseme pikaajalist muutlikkust kahes loodusliku veevahetusega järves – Peipsis ja Võrtsjärves, järgides veerohkemaid ja veevaesemaid perioode (Nõges et al., 2012). Ühe tsükli pikkus on ca 30 aastat.

Kevadised kliimaatilised aastaajad on hakanud saabuma varem ja sügisesed hiljem, mille tagajärjel on soe poolaasta pikenenud ja talv lühemaks jäänud. Ajavahemikus 1946-1998 on trendi järgi Eesti siseveekogudel talve lõpp nihkunud varasemaks keskmiselt ühe kuu võrra. Lühenenud on jääkatteperiood nii Eesti jõgedes kui järvedes (Jaagus, 1997). Suurvesi jõgedel on nihkunud varasemale ajale ning suurveetipud on laugemad (Reihan et al., 2012). Kõrge kevadise suurvee ($\leq 10\%$, so suurvesi mis esineb kord 10 aasta jooksul) esinemise tõenäosus on perioodil 1922-2010 vähenenud (Sarauskiene et al., ilmus).

Peipsi ja Võrtsjärve veetemperatuuri andmed näitavad tõusutrendi (Nõges, 2009; Nõges ja Järvet,

2005) nii nagu teisteski järvedes Läänemere valgalas (BACC, 2008).

3.4.3 Lumikate

Lumikattega päevi on Eestis aastas keskmiselt 109, varieerudes vahemikus 61-155 päeva. Aastate 1961-2002 jaoks on leitud lumikatte kestvuses negatiivne trend, 40 aasta jooksul on keskmine lumikate vähenenud 25,9 päeva võrra (Tooming ja Kadaja, 2006).

3.5 Ekstreemsed nähtused

3.5.1 Temperatuuri äärmusväärtused

Tammets (2012) on leidnud, et aasta maksimaalse temperatuuri keskmine tõus perioodil 1961-2010 on ümmarguselt poolteist kraadi ehk 0,3 °C dekaadi kohta, mis langeb kokku ka keskmise temperatuuri tõusu trendiga. Samuti näitab Tammets (2012) Eesti meteoroloogiajaamade aasta minimaalse õhutemperatuuri aegrea tõusutendentsi. Keskmine tõus aastast 1961 on umbes 4 °C.

Eestis peetakse inimese tervisele eriti ohtlikuks ööpäevade maksimaalse õhutemperatuuri püsimist +30 °C ja kõrgemal viie või enama ööpäeva vältel. Sellist olukorda on Eestis esinenud ajavahemikul 1961-2010 vaid kolmel korral: 2003 aasta juuli lõpul Edela-Eestis ning 2006 ja 2010 aasta juulis Kagu-Eestis (Tammets, 2012).

3.5.2 Sademete äärmusväärtused

Sademete äärmusväärtuste hindamisel on levinud indeksina kasutusel ööpäevaste sademete 95 või 99% protsentiili läheväärtused R95p ja R99p ning seda ületavate päevade arvud R95 ja R99. R95 ja R99 indekseid ajalist muutlikust Eestis jaoks on uurinud Päädam ja Post (2011), kes leidsid perioodil 1961-2008 R95 kasvuks 16 päeva dekaadi kohta. Tammets ja Jaagus (2013) on arvutanud välja mitmeid indekseid, kuid peatähelepanu on pööratud indeksile ekstreemselt märg päev (EWD), mis on 10-päevase perioodi viimane päev, mille jooksul sadas keskmiselt üle 100 mm sademeid päeva kohta. Eestis on aasta keskmine EWD 0,83 ja perioodil 1957-2009 oli selle väärtuse kasvutrend 0,11 päeva dekaadi kohta. Seejuures tulenes kasvutrend peamiselt suvekuude EWD kasvust. EWD ja ka teised sademete äärmusväärtuste indeksid on Eesti territooriumil jaotunud üsna juhuslikult (Tammets ja Jaagus, 2013).

Tammets ja Mätlik (2012) on leidnud, et 100 mm või suurem ööpäeva sademete hulk on aastatel 1961-2010 esinenud Eestis vaid 13 korral. Seejuures on esimene selline sadu registreeritud alles aastal 1972. Käesolevas ülevaates lähtutakse võimaluse korral referentsperioodist 1971-2000 ning sel ajaperioodil esines 100 mm ja suuremat ööpäeva sademete hulka 11 korral.

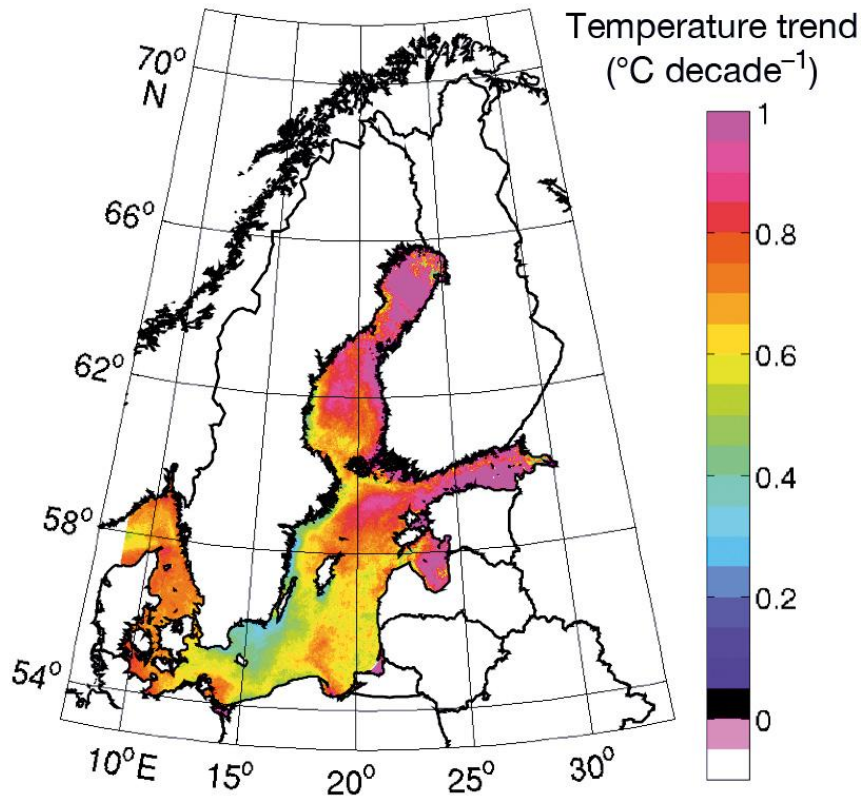
Samas on analüüsitud ka mõnevõrra suurema tõenäosusega sündmust, ööpäevaseid sademeid rohkem kui 30 mm. Pikaajalise keskmisena esineb selliseid sademeid 20 mõõtejaama peale ca 17 korda aastas ehk suhtelise tõenäosusega 85%.

3.6 Läänemeri

3.6.1 Merevee pinnatemperatuur

Merevee pinnatemperatuur on üks peamine Läänemere pinnakihi kliimat ja selle muutlikust

iseloomustav parameeter. See näitaja määrab olulisel määral atmosfäär-ookean soojusvahetuse iseloomu. Hiljuti avaldatud uurimuses (Lehmann et al., 2011), mis põhines satelliitide infrapunakanali andmete analüüsil, leiti Läänemere aasta keskmise pinnatemperatuuri soojenemine. Eesti ranniku ümbruses on ajavahemikul 1990-2008 temperatuuri muutus 0,6-1,0 °C dekaadi kohta, joonis 4.



Joonis 4: Läänemere pinnatemperatuuri muutus ajavahemikus 1990-2008 (Lehmann et al., 2011).

3.6.2 Merejää

Merejää kliimarežiimi saab iseloomustada mitmesuguste parameetritega, olulisemad neist on merejää ulatus, paksus ja jäähooaja pikkus.

Läänemere jääkatte aegrida näitab, et viimase 50 aasta jooksul on Läänemere maksimaalne jääkatte ulatus kõikunud vahemikus 50 000 km² kuni 400 000 km². Varasematel aastatel on see ulatunud kuni 420 000 km². Maksimaalses jää ulatuses on toimunud järsk hüpe umbes aastal 1990, sellele on eelnenud valdavalt jäärikkad ja järgnenud jäävaesemad aastad. Merejää pindala kahanemisega on kaasnenud ka jää lühem kestus Eesti rannikualadel: jäänähte teke on muutunud hilisemaks ja kadumine varasemaks (Jaagus, 2003).

3.6.3 Merevee tase

Läänemere veetase sõltub kahes olulisest tegurist, mis on jääaja jääkilbi kadumisest tingitud maapinna kerkimine ning maailmamere või kitsamalt Põhja-Atlandi ookeani veetase. Lühiajalisi meretaseme tõuse võivad põhjustada tsüklonitega kaasnev veekergete ning tugevast tuulest põhjustatud merevee kuhjumine rannikutsoonis koos lainetusega.

Vastavalt AR5-le on globaalne merepinna tõus ajavahemikus 1901-2010 olnud vahemikus 1,5 kuni 1,9 mm/aastas. Viimasel ajal on see olnud kiirem, keskmiselt 2 mm/aastas perioodil 1971-2010 ja 3,2 mm/aastas perioodil 1993-2010. Sarnane kiirem merepinna taseme tõus on esinenud ka ajavahemikus 1920–1950¹.

Eestis on pikkade, 1924-2004 aastate, meretaseme aegridade uurimisel leitud (Suursaar ja Sooäär, 2007), et Pärnus on maakerge kompenseerinud suvise merevee taseme tõusu. Seevastu talvisel perioodil on täheldatud keskmise merepinna taseme tõusu 15 cm. Ristnas, kus maakerge on suurem, on tuvastatud merepinna keskmise taseme alanemine suvel ja muutumatus talvel.

4 Kliimaprojektsioonid Eesti jaoks ajavahemikel 2041-2070 ja 2071-2100

4.2 Kliimamudelid ja baaskliima

Peamiseks vahendiks, mis aitavad teadlastel mõista keeruka kliimasüsteemi erinevate komponentide vastasmõjusid ning võimalikke reaktsioone ühe või teise komponendi muutlikkusele on kliimamudelid. Kõige rohkem pakub ühiskonnale huvi kliimasüsteemi pikaajaline, aastakümnete või aastasade jooksul toimuv, reaktsioon inimtekkeliste kasvuhoonegaaside (KHG) hulga muutustele atmosfääris. Inimeste poolt kliimasüsteemile avaldatav mõju ei piirdu vaid kasvuhoonegaasidega. Olulised on ka inimtekkelised aerosoolid ja inimeste poolt põhjustatud muutused maakera pinnal, mis on peamiselt seotud metsade langetamise ja linnade ehitamisega.

IPCC hinnanguraportid tuginevad oma tulemustes ja hinnangutes rahvusvahelistele modelleerimis- ja võrdluseksperimentidele. AR5 puhul on selleks viimane kliimamudelite baaseksperiment CMIP5 (*Coupled Model Intercomparison Project Phase 5*) ning sellele eelnenud CMIP3 eksperiment. CMIP5 projektis osalevaid modelid jagunevad ühendatud Maa-Ookeani mudeliteks (*Atmosphere-Ocean Coupled General Circulation Model - AOGCM*) ja Maa Süsteemi Mudeliteks (*Earth System Model - ESM*). Viimased võtavad lisaks globaalsele atmosfääri ja ookeani liikumisele arvesse ka biogeokeemilisi protsesse, millised osalevad kliimat mõjutavate protsesside kujundamises. Samuti võetakse arvesse inimtekkeliste kasvuhoonegaaside mõju (Flato, 2011). Regionaalsed kliimamudelid (*Regional Climate Model - RCM*) arvutavad atmosfääri protsesse piiratud ruumi alal ning neid kasutatakse globaalmodelite peenskaleerimiseks, st arvutused teostatakse peenemal võrgustikul (50 km või 12 km globaalmodeli 125 km asemel), mis võimaldab täpsemalt jälgida regionaalseid protsesse (Laprise, 2008; Rummukainen, 2010). Samas vajavad regionaalsed kliimamudelid oma tööks äärevälju globaalsest kliimamudelist. Käesoleva töö koostamisel on kasutatud kombinatsiooni, milles kaks regionaalset kliimamudelit (RCM) kasutavad Maa Süsteemi Mudeli (ESM) äärevälju EC-EARTH (Hazeleger et al., 2010) ja üks Maa-Ookeani mudeli (AOGCM) äärevälju CNRM-CM5.1 (Voldoire et al., 2013).

CORDEX projekti raames viiakse erinevates maailma piirkondades läbi koordineeritud kliima regionaalse peenskaleerimise eksperimente, mis kasutavad ääreväljadena CMIP5 projekti mudeleid. Sarnaselt CMIP5 eksperimendiga, on prioriteetseteks kasutatavateks stsenaariumiteks RCP4.5 ja RCP8.5. Euroopa kohta käivat CORDEX eksperimenti nimetatakse EURO-CORDEX ning see leiab lähemat käsitlemist punktis 4.4.

¹AR5 WG1, ptk 3, lk 289

Käesolevas töös on võimalusel kasutatud baaskliima perioodina ajavahemikku 1971-2000 ning võrdlusperioodidena tulevikust ajavahemikke 2041-2070 ja 2071-2100.

4.3 Stsenaariumite valik

Pikaajaliste kliimasimulatsioonide jaoks on vaja hinnanguid, kuidas antud ajaperioodil inimtegevus või ka looduslikud mõjurid kliimasüsteemi mõjutavad. Simulatsioonide omavaheliseks võrreldavuseks on omakorda vaja, et neid hinnanguid oleks piiratud kogus ja nad oleksid piisavalt konkreetselt määratletud.

Aastal 1992 avaldas IPCC esimese variandi kasvuhoonegaaside stsenaariumitest, mida nimetati IS92. Aastal 2000 töötati välja uus stsenaariumite kogum, SRES, mida on kasutanud ÜRO kliimapaneeli varasemad aruanded IPCC TAR ja IPCC AR4.

AR5 kasutab mõistet RCP (*Representative Concentration Pathway*), kirjeldamaks erinevaid võimalikke inimtegevusest põhjustatud kasvuhoonegaaside emissioone, nendest tulenevaid kasvuhoonegaaside kontsentratsioone. Lisaks võetakse arvesse lühiajaliste kasvuhoonegaaside võimalikke kontsentratsioone ja maakasutuse muutusi.

Kui SRES stsenaariumid võtsid aluseks sotsiaal-majandusliku stsenaariumi ja arvutasid selle baasil võimalikud kasvuhoonegaaside emissioonid, siis RCP-de puhul on püütud arvesse võtta ka kliimamuutuse tagasisidet ühiskonna arengule.

CMIP5 jaoks valiti välja neli RCP stsenaariumi (van Vuuren et al., 2011; Thomson et al., 2011; Riahi et al., 2011; Masui et al., 2011), mis moodustavad aluse AR5 kliimaprojektsioonidele (IPCC, 2013). Siinkohal on oluline märkida, et kõik neli RCP stsenaariumit on valminud üksteisest sõltumatult, erinevate uurimisrühmade poolt ja erinevate majandusmodelite alusel. Stsenaariumid on täpsemalt kirjeldatud tabelis 5 ja joonisel 5.

Tabel 5: RCP stsenaariumite peamised omadused, kasvuhoonegaaside emissioonide tippaeg ja kiirguslik mõju aastal 2100. Kiirguslik mõju antakse suurenemisena võrreldes kontrollperioodiga 1986-2005.

Stsenaarium	KHG emissiooni tipp	Kiirguslik mõju 2100
RCP2.6	2010-2020	+2,6 W/m ²
RCP4.5	2040	+4,5 W/m ²
RCP6	2080	+6 W/m ²
RCP8.5	2100+	+8,5 W/m ²

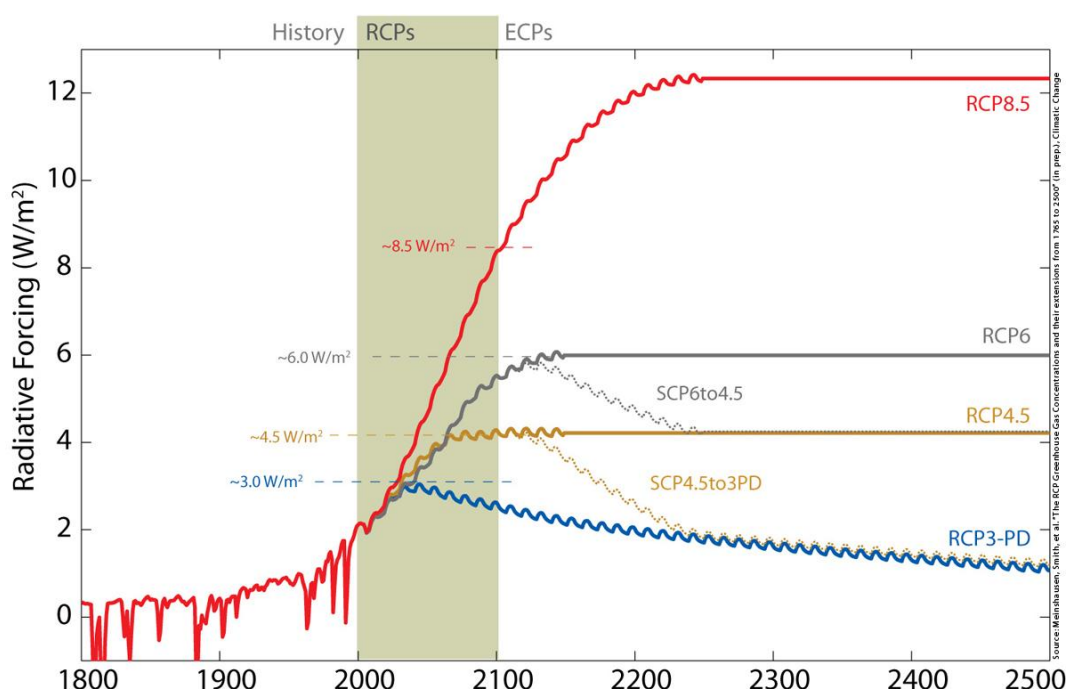
Orienteeruvad temperatuuri tõusud ja nendele vastavad globaalse keskmise temperatuuri tõusud, vastavalt CMIP5 mudelite keskmisele, on esitatud tabelis 6.

Käesolevas töös käsitletakse põhiliselt kahte stsenaariumit: RCP4.5, kui kliimamõjude leevendamise meetodeid rakendades saavutatav tase ja kõrge emissiooniga tase RCP8.5, mis realiseerub, kui riigid ei ole võimelised kliimamuutuste leevendamise osas koostööd tegema. Mõlemad on ühtlasi CMIP5 eksperimendi baasiks (Taylor et al., 2012). Eesti riikliku kliimamuutuste mõjuga kohanemise strateegia ja rakenduskava ettepaneku väljatöötamisel on soovitatav lähtuda stsenaariumist RCP4.5,

kui igal juhul kätte jõudvast minimaalsest kliimamuutuse tasemest ning lisastsenaariumina kasutada RCP8.5 ekstreemsete kliimamuutuse kirjeldamiseks.

Tabel 6: Globaalse keskmise temperatuuri tõus °C ja globaalse merepinna taseme tõus meetrites aastateks 2081-2100, võrreldes kontrollperioodiga 1986-2005. Mõlemad on antud nii stsenaariumi keskmisena kui tõenäolises vahemikus.

Stsenaarium	Temperatuuri tõus 2100	Merepinna taseme tõus 2100
RCP2.6	1,0 (0,3-1,7)	0,40 (0,26-0,55)
RCP4.5	1,8 (1,1-2,6)	0,47 (0,32-0,63)
RCP6	2,2 (1,4-3,1)	0,48 (0,33-0,63)
RCP8.5	3,7 (2,6-4,8)	0,63 (0,45-0,82)



Joonis 5: Erinevate stsenaariumite kiirguslik mõju (Meinshausen et al., 2011).

4.4 EURO-CORDEX mudelprojektsioonid

Käesoleva peatüki koostamisel on kasutatud kokku kuut erinevat kliimaprojektsiooni Eesti jaoks 21. sajandil, kolme erinevat RCM-i dünaamilise peenskaleerimise režiimis kahe erineva RCP stsenaariumiga. Kasutatavate mudelite valik sõltub nende kättesaadavusest. Mudelite kättesaadavus on hetkel küll piiratud, ent autorid on siiski seisukohal, et kolme erineva mudeli kasutamine on piisav Eesti kohta mõistliku kliimaprojektsiooni koostamiseks.

Kasutatud on EURO-CORDEX projekti regionaalseid projektsioone horisontaalse võrgulahutusega 12,5 km. Mudelprojektsioonid pärinevad kolmest keskusest, milleks on Rootsi Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituut (SMHI) (mudel RCA4, ääreväljad CNRM), Taani Meteoroloogia Instituut (DMI) (mudel DMI-HIRHAM5, ääreväljad EC-EARTH) ja Hollandi Kuningliku Meteoroloogia Instituut (KNMI) (mudel KNMI-RACMO22, ääreväljad EC-EARTH). Nende kolme mudeli põhjal koostatud miniansamblit on kasutatud tulevikuprojektsioonide koostamisel.

Kõik andmed, välja arvatud lume kohta, on esitatud muudatusena võrreldes ajaloolise perioodiga, 1971-2000, modelleerituna sama mudeli poolt. See on vajalik, kuna isegi kõrglahutuslikud kliimamudelid ei esita kohalikku kliimat sarnaselt.

Kliimaparametrite jaoks, mis ei ole otseselt tuletatavad regionaalse kliimamudeli simulatsioonidest, on ülevaade esitatud olemasoleva teaduskirjanduse alusel.

5 Projitseeritud muudatused kliimaparametrites

5.1 Temperatuur

5.1.1 Globaalne perspektiiv

IPCC AR5 kokkuvõtete põhjal võib väita, et globaalne keskmine temperatuuri muutus perioodil 2016-2035 (võrreldes perioodiga 1986-2005) jääb tõenäoliselt vahemikku 0,3-0,7 °C.

Soojenemine Arktika regioonis ületab globaalse keskmise ning soojenemine maapinna kohal ületab soojenemise ookeanide kohal. On väga tõenäoline, et sageneb äärmuslikult kõrgete temperatuuride esinemine, samal ajal kui äärmuslikult madalate temperatuuride esinemine väheneb. Kuumalained ja põuad sagenevad ning vältavad pikemat aega. Kuumalainete all peetakse siin silmas perioode, mil enam kui 5 päeva järjest ületab ööpäevane maksimaalne temperatuur kontrollperioodi (maist septembrini 1971-2000) keskmist maksimaalset temperatuuri vähemalt 5 °C võrra.

CMIP5 projektsioonid näitavad soojenemist ka kõikidel aastaaegadel Euroopas, seejuures on enim mõjutatud Lõuna-Euroopa suved ning Põhja-Euroopa talved (Kjellström et al., 2011; Goodess et al., 2009). Suviseid kuumalaineid võimendavaks faktoriks on õhutemperatuuri tõusust põhjustatud kuivemad pinnasetingimused (Seneviratne et al., 2010; Hirschi et al., 2011). Euroopa talvede muutlikkus võib aga olla seotud jääkatte vähenemisega Barentsi ja Kara meredel (Petoukhov ja Semenov, 2010). Soojenemisele vaatamata jätkub külmade talvede esinemine Euroopas ka järgnevatel dekaadidel.

5.1.2 Eesti perspektiiv

Tabel 7 koos joonisega 6 illustreerib projitseeritud muutusi keskmistes sesoonsetes temperatuurides, võrreldes kontrollperioodiga 1971-2000. Andmed on esitatud ansambli keskmisena kahe stsenaariumi jaoks. Tabelis 7 toodud aasta keskmised temperatuuri tõusud on suuremad, kui AR5-s prognoositud globaalsed keskmised tabelis 6. See langeb hästi kokku CMIP5 prognooside keskmise temperatuuri tõusu jaotusega, mis näitab, et temperatuuri tõus on suurem põhjapoolkeral ja iseäranis kõrgematel laiustel.

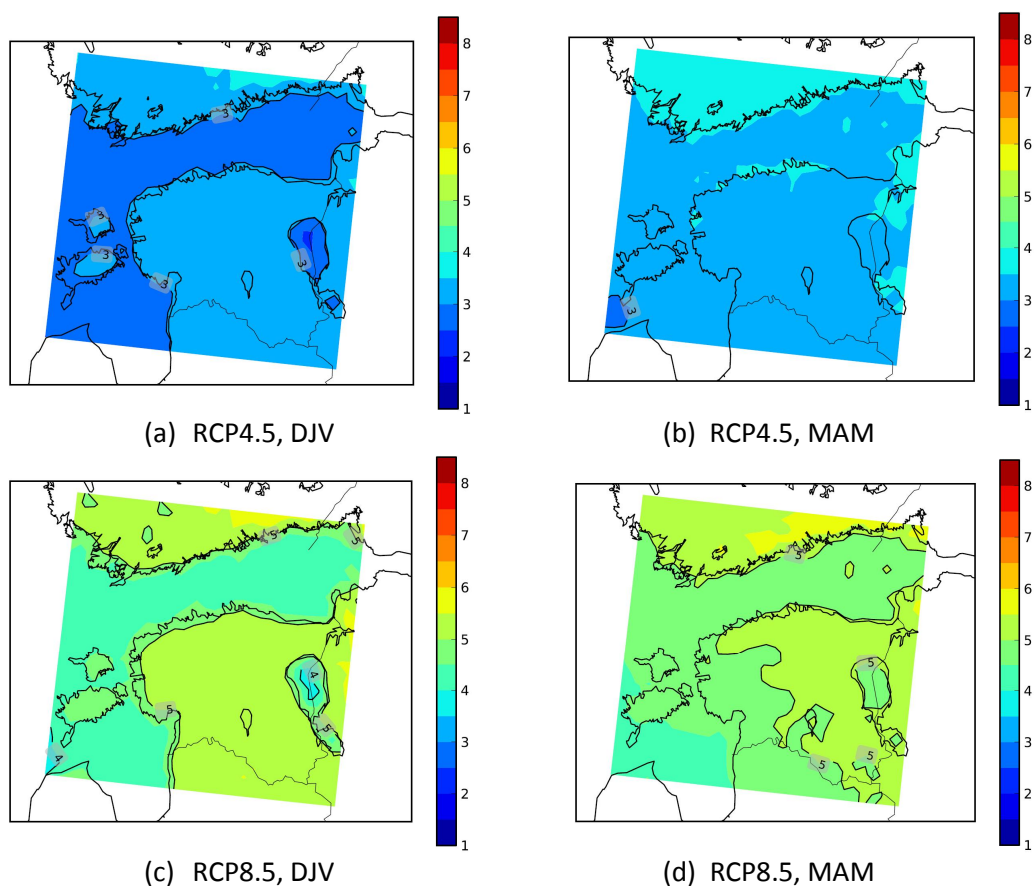
Kuude lõikes täheldatakse kõige suuremat temperatuuri kasvu märtsis ning seda mõlema stsenaariumi ja mõlema ajaperioodi jaoks. See on lihtsasti selgitatav lumevaesemate kevadete ja sellest tuleneva kiirema aluspinna soojenemisega. Suuremat temperatuuri kasvu täheldatakse ka teistel talve- ja kevadkuudel. Väikseim temperatuuri kasv on perioodi 2041-2070 jaoks projitseeritud suvekuudele (JJA), perioodi 2071-2100 jaoks aga sügiskuudele (SON).

Kõrge lahutusega mudelite väljund võimaldab jälgida ka soojenemise jaotust Eesti erinevates piirkondades ning mandri ja mere vahel. Stsenaariumi RCP4.5 ja ajavahemiku 2041-2070 puhul on

vahed märgatavad ainult suvekuudel, kus maapind soojeneb vähem kui meri. Sarnane tendents on järgitav ka teise ajaperioodi jaoks ning on olemas ka stsenaariumis RCP8.5. Maismaa tunduvalt suurem soojenemine võrreldes merega on kõige tuntavam talvekuudel.

Tabel 7: Temperatuuri absoluutne muutus (°C), võrreldes kontrollperioodiga 1971-2000, kogu ansambli hõlmatava ala keskmise jaoks.

Periood	2041-2070	2071-2100	2041-2070	2071-2100
Stsenaarium	RCP4.5		RCP8.5	
Talv (DJV)	2,3	3,1	2,9	4,9
Kevad (MAM)	2,4	3,4	3,1	4,9
Suvi (JJA)	1,6	2,2	2,2	3,8
Sügis (SON)	1,7	2,2	2,2	3,6
Aasta keskmine	2,0	2,7	2,6	4,3



Joonis 6: Keskmise temperatuuri absoluutne muutus (°C) sesoonide kaupa, periood 2071-2100 võrreldes kontrollperioodiga 1971-2000. Ülemisel real stsenaarium RCP4.5 ja alumisel RCP8.5, aastaajad talvest kevadeni vasakult paremale.

5.2 Maapinnale langev lühilaineline kiirgus

EURO-CORDEX projekti kõrglahutusega mudelansambli poolt arvatud maapinnale jõudva lühilainelise kiirguse suhtelise muutuse kokkuvõte on esitatud tabelis 8. Mudelansambli peamine ühine tulemus on, et ees ootab maapinnale jõudva lühilainelise kiirguse vähenemine. Tuntavam on vähenemine külmemal osal aastast - oktoobrist märtsini, suvekuudel ja septembris jääb kiirguse muutus vähetuntavaks. See tulemus on kooskõlas oodatava läänevoolu tugevnemisega, mis toob kaasa pilvisema ilma külmemal poolaastal.

Tabel 8: Maapinnale jõudva lühilainelise kiirguse suhteline muutus aastaaegade kaupa võrreldes kontrollperioodiga 1971-2000.

<i>Periood</i> <i>Stsenaarium</i>	<i>2071-2100</i>	
	<i>RCP4.5</i>	<i>RCP8.5</i>
<i>Talv (DJV)</i>	-6%	-11%
<i>Kevad (MAM)</i>	-3%	-6%
<i>Suvi (JJA)</i>	0%	-1%
<i>Sügis (SON)</i>	-4%	-3%
<i>Aasta keskmine</i>	-3%	-5%

5.3 Tuul

5.3.1 Globaalne perspektiiv

Ekstreemsete tuule kiiruste projitseerimisel esineb suur määramatus nii nagu ka seniste tuulte kiiruste analüüsis.

IPCC raportis AR4 (Hegerl et al., 2007) on leitud, et keskklaiustel esinevad aastased trendid, mis vastavad õhurõhu vähenemisele pooluste piirkonnas, on tõenäoliselt osaliselt seotud inimtegevusega, mis mõjutab tormide trajektoore ja tuule mustreid maakera mõlemal poolkeral.

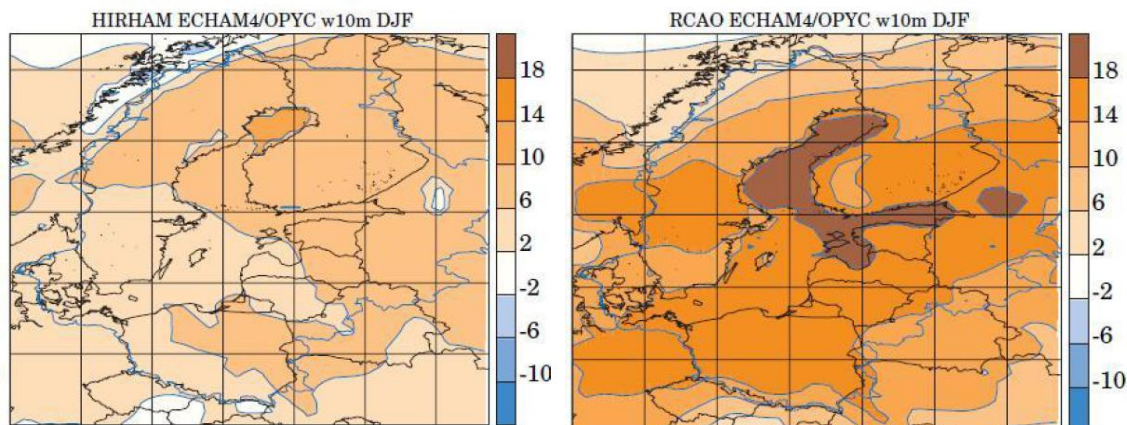
Võrreldes perioode 1981-2000 ja 2081-2100 on Gastineau ja Soden (2009) globaalselt 17 mudelit kasutava ansambli põhjal leidnud 99% kvantiili (1% kõige tugevamad tuuled) tuulte kiirustel 850 hPa kõrgusel kahanemise troopikas ja suurenenemise keskklaiustel. Nimetatud perioodide võrdlus näitab, et keskmine tuule kiirus on kasvanud Euroopas, mõningates piirkondades Kesk- ja Põhja-Ameerikas, Vaikse ookeani troopilistel laiustel ja Lõuna-Jäämere kohal. Keskmine tuule kiiruse kahanemine on aga jälgitav piki ekvaatorit (Collins et al., 2010). Liikudes mõlemal poolkeral lähistroopilise vööndi lähedusest polaaralade suunas on jälgitav tuule kiiruse suurenemine, mis peegeldab keskklaiuste tormide tee kitsenemist polaaralade suunas. 99% kvantiili tuule kiirus on suurenenud Arktikas, suurel osal põhjapoolkera maismaa alast talvel (DJV), samuti Aafrikas ja Põhja-Austraalias ning Kesk- ja Lõuna-Ameerikas suvel (JJA).

5.3.2 Eesti perspektiiv

Põhja-Euroopa kohta tehtud modelarvutustes leidsid Räisänen et al. (2003) suurima tuule kiiruse suurenemise nn kontrollkliima 1961-1990 ja tuleviku perioodi 2071-2100 vahel EC-HAM4/OPYC3 mudeli SRES-A2 stsenaariumi põhjal talvel ja varakevadel, joonis 7. Vastavad simulatsioonid HadAM3H mudeli põhjal ei näita talvel peaaegu mingit muutust maismaa kohal.

Globaalse tsirkulatsioonimudeli ECHAM4/OPYC3 põhjal tõuseb talvel (DJV) keskmine tuule kiirus kuni

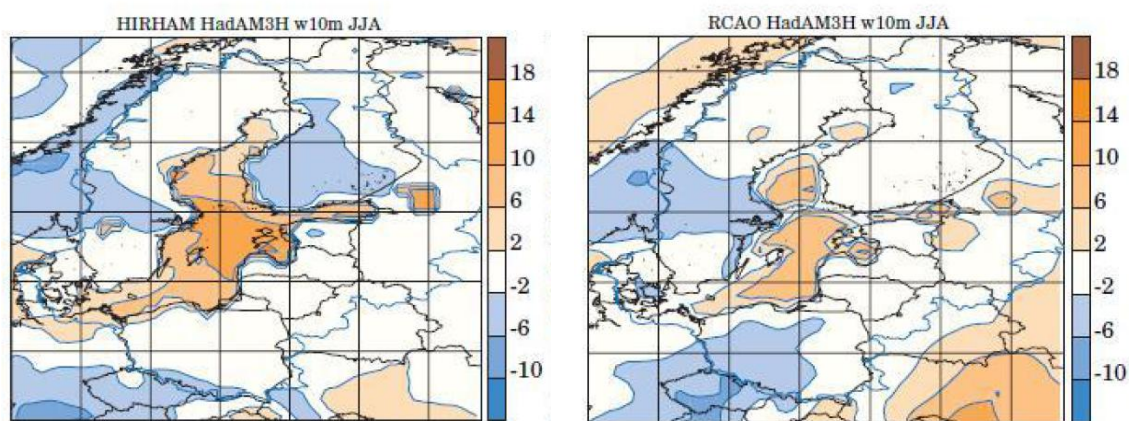
18% SRES-A2 stsenaariumi korral ja 13% SRES-B2 stsenaariumi (sarnane RCP4.5-ga) korral keskmiselt kogu Läänemere regioonis. Vastavad HadAM3H mudeli simulatsioonid näitavad keskmise tuule kiiruse kasvu vähem kui 5% kogu Läänemere kohta keskmiselt. Suurim tuule kiiruse kasv esineb Läänemere kesk- ja põhjaosa kohal, kus projitseeritakse ka mere jääkatte vähenemist (Räisänen et al., 2003).



Joonis 7: Regionaalse kliimamudeli simuleeritud tuule kiiruse muutus protsentides talvel (DJF) perioodide 1961-1990 ja 2071-2100 vahel, kasutades SRES-A2 emissiooni stsenaariumit (sarnane kuid natuke nõrgema kiirgusliku mõjuga kui RCP8.5). Vasakpoolne joonis kujutab DMI-HIRHAM5 ja parempoolne RCAO mudelit, mis kasutavad ECHAM4/OPYC3 globaalse tsirkulatsioonimudeli ääretingimusi (BACC, 2008).

Joonis 8 näitab suveperioodi jaoks enamjaolt vastupidist trendi. Suvised (JJA) tuule kiiruse muutused näitavad ECHAM4/OPYC3 mudeli simulatsioonide korral Läänemere keskmise tuule kiiruse vähenemist kuni 7% ja HadAM3H simulatsioonide puhul keskmise tuule kiiruse kasvu umbes 5% keskmiselt kogu Läänemere kohta.

Vastavalt Meier et al. (2006) neljale regionaalsele simulatsioonile on sarnane keskmise tuule kiiruse kasv talvel 3-19% ja üldine vähenemine suvel Läänemere ja Kattegati kohal. Statistiline analüüs näitab siiski, et neist kahest mudelist vaid ECHAM4/OPYC3 tulemused on talve jaoks 95% tasemel statistiliselt usaldusväärsed. Kõik see peegeldab Läänemere pinnavee temperatuuri tõusu, mis vähendab veepinna ja atmosfääri alumise kihi stabiilsust ning viib suuremate tuule kiiruste esinemiseni (Räisänen et al., 2003).



Joonis 8: Regionaalse kliimamudeli simuleeritud tuule kiiruse muutus protsentides suvel (JJA) perioodide 1961-1990 ja 2071-2100 vahel SRES-A2 emissiooni stsenaariumi korral. Vasakpoolne joonis kujutab DMI-HIRHAM5 ja parempoolne RCAO mudelit, mis kasutavad HadAM3H globaalse tsirkulatsioonimudeli ääritingimusi (BACC, 2008).

Suurim keskmise tuule kiiruse kasv on projitseeritud talvekuudel RCAO-E mudeli SRES-A2 ja SRES-B2 stsenaariumite korral Läänemere Botnia lahe, Soome lahe, Liivi lahe ja Eesti rannikumere kohal. Kohati on see rohkem kui 20%. Ka 95 ja 99 kvantiili (vastavalt 5% ja 1% kõige tugevamad tuuled) korral on talvel täheldatav tuule kiiruse kasv samades piirkondades ja samal määral. Seega võib väita, et ekstreemsed tuule kiirused kasvavad sarnaselt keskmise tuule kiirusega. Keskmise tuule kiiruse suurenemine esineb ka kevadel, aga veidi väiksemal määral kui talvel. Seevastu suvekuudel on üldiselt Läänemere piirkonnas jälgitav keskmise tuule kiiruse vähenemine, eriti mere lõunaosade ja maismaa kohal.

Ekstreemsete tuulte muutlikkust on analüüsinud Rockel ja Woth (2007). Analüüsid kaheksa regionaalse kliimamudeli projektsioone SRES-A2 stsenaariumi kohta, leiti ekstreemsete tuulte (päeva keskmise tuule kiiruse 99% kvantiil ehk 1% kõige tugevamad tuuled) kerget kasvu maist augustini ja novembrist jaanuarini ning suuremat, kuni 1 m/s tuule kiiruse kasvu veebruaris ja oktoobris.

5.4 Veeringe

5.4.1 Sademed - globaalne perspektiiv

Kontrast kuivade ja niiskete regioonide ning kuivade ja niiskete aastaaegade sademete hulkade vahel suureneb. Stsenaariumi RCP8.5 projektsioonide kohaselt on tõenäoline, et 21. sajandi lõpuks suurenevad aastased sademete hulgad kõrgetel laiuskraadidel ja Vaikse ookeani ekvatoriaalses osas. Parasvöötme niiske kliimaga piirkondades sademete hulgad kasvavad. Ekstreemsed sajud parasvöötme maa-alade kohal ja niisketes troopilistes piirkondades sagenevad ja intensiivistuvad. Mandri-Euroopa sademete trendid ei ole nii selgelt väljendunud, sademete hulga suurenemist on oodata Põhja-Euroopas ja vähenemist Lõuna-Euroopas (Kjellström et al., 2011). Liikudes Lõuna-Rootsi suunas vähenevad sademete hulgad suvekuudel ja kasvavad talveperioodil (Schmidli et al., 2007). Põhja-Euroopas väheneb pikaajaline keskmine lumikatte kestus (Räisänen ja Eklund, 2012).

5.4.2 Sademed - Eesti perspektiiv

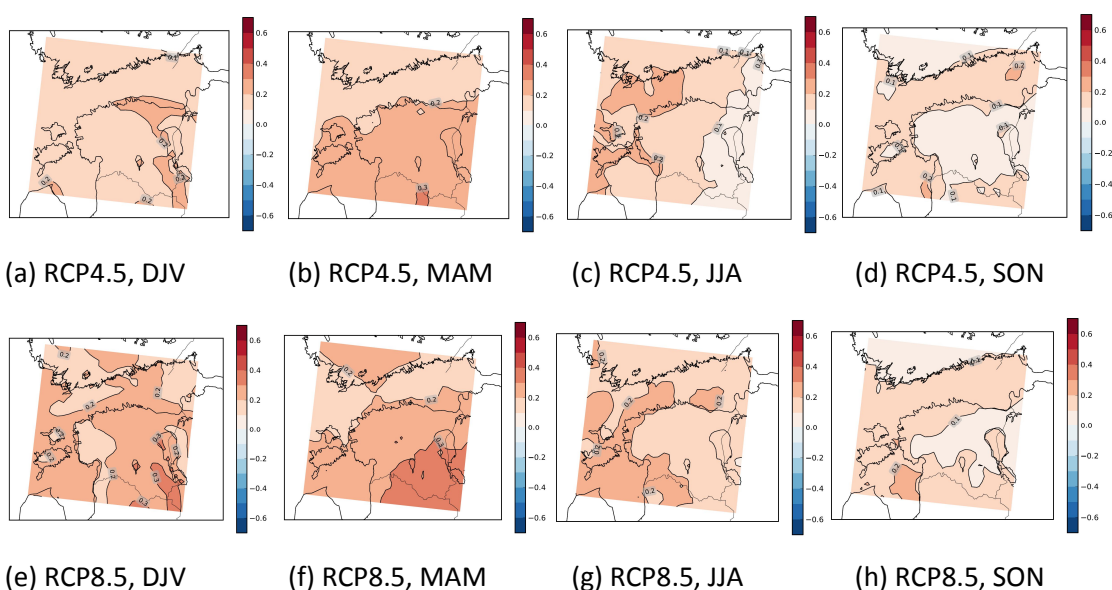
Tabel 9 võtab kokku mudelite poolt projitseeritud sademete suhtelise muutuse, mida täiendab joonis 9. Sajandi lõpuks esinevad suuremad sademete hulgad kevadkuudel, perioodil 2041-2070 pigem suvekuudel. Väikseim sademete muutlikkus leiab aset sügiskuudel.

Joonistel 9 esitatud geograafiline jaotus näitab selgelt, et talve- ja kevadkuudel on sademete suurenemist oodata pigem maismaal ning suve- ja sügiskuudel pigem mere kohal.

Aasta keskmine sademete hulga kasv 19% RCP8.5 jaoks on väga heas kooskõlas AR5 sademete prognoosiga, milles muutused Eesti alal jäävad vahemikku 10-20%.

Tabel 9: Suhteline sademete muutus stsenaariumite RCP4.5 ja RCP8.5 ning ajavahemike 2041-2070 ja 2071-2100 jaoks võrreldes kontrollperioodiga 1971-2000.

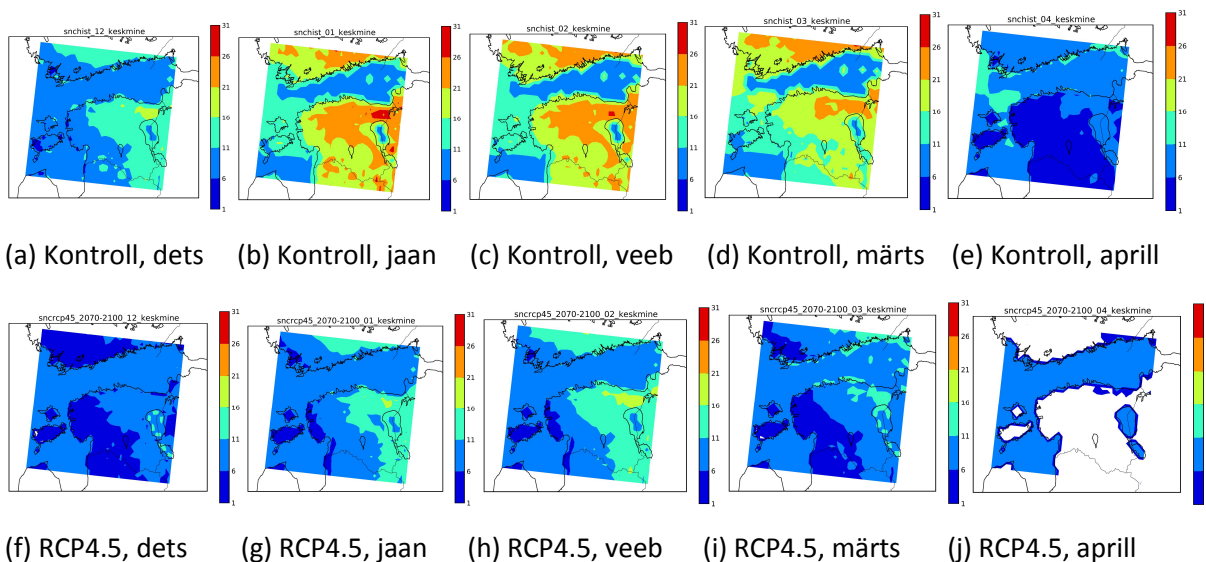
Periood	2041-2070	2071-2100	2041-2070	2071-2100
Stsenaarium	RCP4.5		RCP8.5	
Talv (DJV)	9%	16%	15%	22%
Kevad (MAM)	10%	21%	16%	24%
Suvi (JJA)	11%	15%	18%	19%
Sügis (SON)	10%	11%	8%	12%
Aasta keskmine	10%	16%	14%	19%



Joonis 9: Keskmine sademete muutus (skaalajaotise väärtus 0,1 on võrdne 10%) 2071-2100 aastaegade kaupa, võrreldes kontrollperioodiga 1971-2000. Üleval stsenaarium RCP4.5 ja all RCP8.5, vasakult paremale aastaajad talvest sügiseni.

5.4.3 Lumikate

Lumikattel on oluline roll veeringe ja aluspinnakiirgusbilansi kujunemisel. Lume kiirem sulamine toob kaasa varasema suurvee ja õhem lumekiht põhjustab kevadise suurvee vähenemise. Joonisel 10 on kujutatud mudelite kontrollperioodi keskmine lumikattega päevade arv. Jaanuaris ja veebruaris on valdavas osas mandri-Eestist keskmine lumikate 26-31 päeva. Projektsioonid 21. sajandi lõpuks näitavad olulist lumikatte kahanemist. Joonisel 10 kujutatud RCP4.5 stsenaariumi kohaselt on aprillis lume võimalus väga väike, märtsis on keskmine lumikatte kestus vähenenud rohkem kui 10 päeva ja jaanuaris-vebruaris võib lund rohkem kui poolel päevadel kohata ainult üksikutes piirkondades Kirde-Eestis. RCP8.5 stsenaariumi järgi on lumikatte kestus veelgi vähenenud, ulatudes maksimaalselt 10 päevani kuus Kirde- ja Kagu-Eestis.



Joonis 10: Keskmise lumikattega päevade arv. Ülemine rida on kontrollperiood 1971-2000 ja alumine RCP4.5, periood 2071-2100. Vasakult paremale kuud detsembrist aprillini.

5.4.4 Siseveed

Kliimamuutuse mõju jõgede äravoolule ja veeringe komponentidele uuriti Eestis 1990-ndate aastate teisel poolel projekti: “Country Case Study on Climate Change Impacts and Adaptation Assessments in the Republic of Estonia” raames (Jaagus et al., 1998; Järvet et al., 2000). Nimetatud töö tulemuste põhjal on koostatud 2013. a “Eesti kuues kliimaaruanne” ning tulemustest on ülevaade töös: “Kliimamuutuse mõju veeökosüsteemidele ning põhjaveele Eestis ja sellest tulenevad veeseireprogrammi võimalikud arengusuunad” (Nõges et al., 2012). Ehkki töö on koostatud enam kui 15 aastat tagasi, on see jäänud ainukeseks äravoolu modelleerimise katseks Eestis kliimamuutuse vaatevinklist vaadatuna. Kokkuvõtvalt olid üldised järeldused järgmised:

- Kevadine suurvesi Eesti jõgedel on 2100 aastal väiksem võrreldes baasperioodiga (1961-1990) ning saabub umbes kuu varem. Suurveest põhjustatud üleujutuste esinemise tõenäosus on väiksem. Märgatava äravoolu vähenemise tõttu suurveeperioodil (tüüpiliselt aprillis ja mais), pikeneb suvine miinimumäravoolu periood kevade poole, millega kaasneb vegetatsiooniperioodi esimese poole veevaru vähenemine.
- Lõuna- ja Ida-Eesti jõgedes jääb äravoolu sesoonne jaotus suhteliselt sarnaseks võrreldes baasperioodiga. Põhja-Eestis, kus jõed on mõjutatud karstist, suureneb sügisene äravool.
- Kliimamuutuse mõju äravoolu sesoonsusele on suurim Lääne-Eestis ja saartel, kus sügisene äravool suureneb ületades isegi kevadist äravoolu. Nelja hüdroloogilise põhiperioodi asemel jääb kaks. Seega, sademete hulga suurenemine sügisel suurendab sügisest äravoolu ning sügis võib saada aasta veerikkaimaks perioodiks Põhja- ja Lääne-Eestis ning saartel. See oleks suur muutus Eesti siseveekogude hüdroloogilises režiimis.
- Eesti jõgedes maksimaalse ja minimaalse kuu äravoolu vaheline erinevus kahaneb aastaks 2100. Äravoolu aastasisene ühtlustumine on seotud rohkem maksimaalse äravoolu vähenemise kui minimaalse äravoolu suurenemisega (Nõges et al., 2012).

Talviste õhutemperatuuride suurenemise tõttu muutub Eesti jõgede jääkatteperiood lühemaks või ei teki enamikele jõgedest üldse jääkatet (BACC, 2008; Nõges et al., 2012). Selle tulemusena suureneks jõgede talvine äravool, sest sademed ei akumuleeru enam lumena. Hiljutised globaalsete kliimamudelite tulemused vihjavad, küll robustsemal moel, eespool leitud sesoonsete muutuste võimalikkusele ka pinnavees (Bates et al., 2008).

Uurides kliimamuutuse mõju pinnaveearule on aastasisese äravoolu jaotuse kõrval oluline prognoosida ka summaarset aastast äravoolu Eesti jõgedes või veevaru/veetaset järvedes. See tähendab hinnata, kas Eesti territooriumil kättesaadav mageveehulk väheneb või suureneb. Kaheteistkümne kliimamudeli stsenaariumi SRES-A1B kohaselt peaks Eesti territooriumil aasta äravool suurenema maksimaalselt 20% perioodiks 2090-2099, võrreldes perioodiga 1980-1999 (Bates et al., 2008).

IPCC emissioonimudeli SRES-A2 stsenaariumi (sarnase kuid natuke nõrgema kiirgusliku mõjuga kui RCP 8.5) kohaselt prognoositakse 2100 aastaks Euroopa järvede sh Eesti järvede veetemperatuuri tõusu 2-7 °C võrra, täpsemad prognoosid Eesti kohta puuduvad.

5.5 Ekstreemsed nähtused

5.5.1 Temperatuuri äärmusväärtused

Ekstreemsete temperatuuride prognoosimisel on lähtutud lihtsast kuu maksimaalsete ja minimaalsete temperatuuride erinevusest. Tulemused on erinevate stsenaariumite ja perioodide puhul erinevad. Siinkohal on välja toodud üldisemad suundumused sajandi lõpu projektsioonides RCP8.5 stsenaariumi puhul.

Maksimaalsed temperatuurid kasvavad kohati rohkem kui keskmised temperatuurid, mida käsitleti tabelis 7. Näiteks veebruaris on sajandi lõpuks keskmise temperatuuri muutus 5,17 °C, maksimaalse temperatuuri muutus 6,6 °C, juunis on vastavad muutused 3,9 ja 5,3 °C. Samas ei saa seda tendentsi välja tuua kõikide kuude jaoks.

Talvekuudel ületab maksimaalse temperatuuri kasv minimaalse temperatuuri kasvu, teistel aastaaegadel on tulemus vaheldusrikkam. Kuude lõikes esineb kõige väiksem maksimumi kasv märtsis ja septembris, vastavalt 1,1 ja 2,0 °C, mis on mõlemad väiksemad mistahes kuu minimaalsest maksimumi tõusust. Keskmised maksimaalsed väärtused tõusevad vahemikus 2,6 kuni 4,9 °C.

5.5.2 Sademete äärmusväärtused

EURO-CORDEX ansambli alusel analüüsiti ööpäevas 30 mm ületavate sademete tõenäosust, tabel 10. Tabeli viimases veerus on näidatud 30 mm ületavate sademete esinemise tõenäosus kindlas punktis kindlal päeval kogu ansambli hõlmatava ala keskmisena. Kõigi aastaaegade summaarne tõenäosus jääb natuke alla Tammetsa ja Mätliku (2012) toodud väärtusele 85%.

Mudelid prognoosivad nii perioodi 2041-2070 kui 2071-2100 ja kõigi aastaaegade kohta suurte sadude esinemise suhtelist kasvu. Külma aastaaja korral on siiski tegemist niivõrd harva sündmusega, et selle esinemise sageduse muutuse olulisus on küsitav.

Tabel 10: Ööpäevas 30 mm ületavate sademete esinemise sageduse projitseeritud suhtelised muudatused aastaaegade, stsenaariumite ja prognoositud perioodide kaupa. Kontroll näitab sündmuse esinemise tõenäosust kindlas punktis ühel päeval kontrollperioodil 1971-2000.

<i>Periood</i>	<i>2041-2070</i>	<i>2071-2100</i>	<i>2041-2070</i>	<i>2071-2100</i>	
<i>Stsenaarium</i>	<i>RCP4.5</i>		<i>RCP8.5</i>		<i>kontroll</i>
SON	188%	184%	174%	245%	0.16%
DJV	201%	141%	231%	435%	0.01%
MAM	158%	207%	209%	244%	0.08%
JJA	124%	137%	139%	165%	0.54%

5.6 Läänemeri

5.6.1 Merevee temperatuuri

Vastavalt BACC (2008) hinnangutele suureneb merepinna temperatuur aastateks 2071-2100 2,9 °C ansambli keskmisena võrreldes perioodiga 1961-1990. Merepinna temperatuuri kasv on suurim mais ja juunis ning väljendub kõige rohkem Läänemere lõuna- ja keskosas. Meier et al. (2011) on saanud stsenaariumiga SRES-A1B (sarnane RCP6-ga, mis jääb RCP4.5 ja RCP8.5 vahele) merepinna temperatuuri suurimad tõusud kevadisel ajal Botnia lahel ja Soome lahel. Meier et al. (2011) modelleerimistulemuste alusel on perioodi 2061-2090 merepinna temperatuurid võrreldes perioodiga 1970-1999 Eesti rannikuvetes talvel ja kevadel 2,1-2,8 °C kõrgemad ning suvel ja sügisel 1,0-2,0 °C kõrgemad. Soojenemine on märgatavam Soome lahes.

5.6.2 Merevee tase

IPCC aruandes AR5 on globaalse merepinna tõusu prognoosid võrreldes eelmise, AR4 aruandega, tõusnud peamiselt tänu paranenud mandrijää sulamise arvestamisele.

Keskmiseks maailmamere taseme tõusuks aastateks 2081-2100 prognoosib AR5 stsenaariumi RCP4.5 korral 32-63 cm ja RCP8.5 korral 45-82 cm, kusjuures aastaks 2100 tõus jätkub ja RCP8.5 järgi on see 52-98 cm.

Läänemere veetasel mõjutavad lisaks maailmamere tasemele jääaja järgne maapinna taseme tõus, muutused tuule kiiruses ja suunas, merevee soolsuses ja temperatuuris. Meier et al. (2011) järgi on veetaseme kõrguse kohalik muutus Läänemeres kõige suurem just Soome lahes ja Riia lahes, lisades 6-8 cm suhtelist tõusu. See uuring ei võta arvesse maapinna taseme tõusu, mis on ca 1 mm Pärnus, üle 2 mm Hiiumaal ja muutub veelgi suuremaks loode suunas liikudes, saavutades maksimumi ca 9 mm Botnia lahe põhjaosas Rootsi ranniku lähedal (Ekman, 1996). Kuna kohalik suhteline muutus Meier et al. (2011) järgi ja maapinna taseme tõus on Eesti läänerrannikul teineteist tasakaalustava mõjuga, tuleb siin arvestada peamiselt globaalse meretaseme keskmise tõusuga.

Viited

- Alexandersson, H., Vedin, H. (2002). Stormar det mera nu? (Do we have more storms today?). *Väder ock Vatten* 10:18.
- Bates, B., Kundzewicz, Z.W., Wu, S., Palutikof, J.P, eds. (2008). *Climate Change and Water*. IPCC Secretariat, Geneva.
- Chen, D., Achberger, C., Räisänen, J., Hellström, C. (2006). Using statistical downscaling to quantify the GCM-related uncertainty in regional climate change scenarios: A case study of Swedish precipitation. *Adv. Atmos. Sci* 23(1):54-60.
- Collins, M., Soon-Il, A., Cai, W., Ganachaud, A., Guilyardi, E., Jin, F-F., Jochum, M., Lengaigne, M., Power, S., Timmermann, A., Vecchi, G., Wittenberg, A. (2010). The impact of global warming on the tropical Pacific Ocean and El Niño. *Nature Geoscience* 3:391-397.
- Debernard, J., Roed, L. P. (2008). Future wind, wave and storm surge climate in the Northern Seas: a revisit. *Tellus A* 60:427–438.
- Donat, M.G., Leckebusch, G.C., Pinto, J.G., Ulbrich, U. (2010a). European storminess and associated circulation weather types: future changes deduced from a multimodel ensemble of GCM simulations. *Climate Research* 42(1):27-43.
- (2010b). Examination of wind storms over Central Europe with respect to circulation weather types and NAO phases. *International Journal of Climatology* 30(9):1289-1300.
- Dufresne, J.-L., Bony, S. (2008). An assessment of the primary sources of spread of global warming estimates from coupled oceanatmosphere models. *J. Climate* 21:5135-5144.
- Ekman, M. (1996). A consistent map of the postglacial uplift of Fennoscandia. *Terra Nova* 8(2):158-165.
- Emanuel, K. (2003). Tropical Cyclones. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 31(1):75-104.
- Flato, G. M. (2011). Earth system models: an overview. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change* 2:783-800.,
- Folland, C.K., Karl, T.R., Christy, J.R., Clarke, R.A., Gruza, G.V., Jouzel, J., Mann, M.E., Oerlemans, J., Salinger, M.J., Wang, S.-W. (2001). Observed Climate Variability and Change. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Ed. By Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., van der Linden, P.J., Dai, X., Maskell, K., Johnson, C.A. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom ja New York, NY, USA, pp. 881.
- Gastineau, G., Soden, B. J. (2009). Model projected changes of extreme wind events in response to global warming. *Geophysical Research Letters* 36(10)
- Gulev, S.K., Zolina, O., Grigoriev, S. (2001). Extratropical cyclone variability in the Northern Hemisphere winter from the NCEP/NCAR reanalysis data. *Climate Dynamics* 17(10):795–809.
- Goodess, C., Jacob, D., Déqué, M., Gutiérrez, J., Huth, R., Kendon, E., Leckebusch, G., Lorenz, P., Pavan, V. (2009). Downscaling methods, data and tools for input to impacts assessments. In: *ENSEMBLES: Climate Change and its Impacts: Summary of Research and Results from the ENSEMBLES Project*. Ed. by van der Linden, P., Mitchell, J.F.B. Met Office Hadley Centre, Exeter, UK, pp. 59-78.
- Hartmann, D.L., Klein Tank, A.M.G., Rusticucci, M., Alexander, L.V., Brönnimann, S., Charabi, Y., Dentener, F., Dlugokencky, E.J., Easterling, D.R., Kaplan, A., Soden, B.J., Thorne, P.W., Wild, M., and Zhai, P.M. (2013). Observations: Atmosphere and Surface. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Ed. by Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley, P.M. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. Cambridge University Press.
- Hazeleger, W., Severijns, C., Semmler, T., Ștefănescu, S., Yang, S., Wang, X., Wyser, K., Dutra, E., Baldasano, J. M., Bintanja, R., Bougeault, P., Caballero, R., Ekman, A.M.L., Christensen, J.H., van den Hurk, B., Jimenez, P., Jones, C., Kållberg, P., Koenigk, T., McGrath, R., Miranda, P., van Noije, T., Palmer, T., Parodi, J. A., Schmith, T., Selten, F., Storelvmo, T., Sterl, A., Tapamo,

- H., Viterbo, M.V.P., Willén, U. (2010). EC-Earth: A seamless Earth-system prediction approach in action. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 91:1357-1363.
- Haywood, J.M., Bellouin, A.J., Boucher, O., Wild, M., Shine, K.P. (2011). The roles of aerosol, water vapor and cloud in future global dimming/brightening. *J. Geophys. Res.*, 116(D20203).
- Hegerl, G.C., Zwiers, F. W., Braconnot, P., Gillett, N.P., Luo, Y., Marengo Orsini, J.A., Nicholls, N., Penner, J.E., Stott, P.A. (2007). Understanding and attributing climate change. 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*. Ed. by Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M., and Miller, H.L., Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. Cambridge University Press pp. 663-745.
- Hirschi, M., Seneviratne, S.I., Alexandrov, V., Boberg, F., Boroneant, C., Christensen, O.B., Formayer, H., Orłowsky, B., Stepanek, P. (2011). Observational evidence for soil-moisture impact on hot extremes in southeastern Europe. *Nature Geoscience* 4(1):17-21.
- Hundecha, Y., St-Hilaire, A., Ouarda, T.B.M.J., El Adlouni, S., Gachon, P. (2008). A nonstationary extreme value analysis for the assessment of changes in extreme annual wind speed over the Gulf of St. Lawrence, Canada. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 47(11):2745–2759.
- IPCC (2007). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Ed. by Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M., Miller, H. L. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. Cambridge University Press, pp. 996.
- (2012). *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Ed. By Field, C.B., Barros, V., Stocker, T.F., Qin, D., Dokken, D.J., Ebi, K.L., Mastrandrea, M.D., Mach, K.J., Plattner, G.-K., Allen, S.K., Tignor, M., Midgley, P.M. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. Cambridge University Press.
- (2013). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Ed. by Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley, P.M. Cambridge, United Kingdom ja New York, NY, USA, Cambridge University Press, pp. 1535.
- Jaagus, J. (1992). Periodicity of precipitation in Estonia. *Man and Nature*. Ed. by Kaare, T. Estonian Geographical Society, pp. 43–53.
- (1997). The impact of climate change on the snow cover pattern in Estonia. *Climatic Change* 36(1-2):65-77.
- (1998). Climatic fluctuations and trends in Estonia in the 20th century and possible climate change scenarios. *Climate Change Studies in Estonia*. Ed. by Kallaste, T., Kuldna, P. Tallinn, Stockholm Environment Institute Tallinn Centre.
- (2003). Muutused Eesti rannikumere jääoludes 20. sajandi teisel poolel. *Publicationes instituti Geographici Universitatis Tartuensis* 93:143–152.
- (2006). Climatic changes in Estonia during the second half of the 20th century in relationship with changes in large-scale atmospheric circulation. *Theor. Appl. Climatol.* 83:77-88.
- Jaagus, J., Järvet, A., Roosaare, J. (1998). Modelling the influence of climate change on river runoff. Country case study on climate change impacts and adaptation assessments in the Republic of Estonia. *Report to the UNEP/GEF project No. GF/2200-96-45*. Ed. by Tarand, A., Kallaste, T. Tallinn, Stockholm Environment Institute.
- Jaagus, J., Tarand, A. (1998). Precipitation. Periodical fluctuations and a seasonal shift. Country case study on climate change impacts and adaptation assessments in the Republic of Estonia. *Report to the UNEP/GEF project No GF/2200-96-45*. Ed. by Tarand, A., Kallaste, T. Tallinn, Stockholm Environment Institute, pp. 43–53.

- Järvet, A., Jaagus, J., Roosaare, J., Tamm, T., Vallner, L. (2000). Impact of climate change on water balance elements in Estonia. *Estonia, Geographical Studies* 8:35-55.
- Keevallik, S. (2003). Changes in spring weather conditions and atmospheric circulation in Estonia (1955–95). *International journal of climatology* 23(3):263–270.
- Kjellström, E., Nikulin, G., Hansson, U., Strandberg, G., Ullerstig, A. (2011). 21st century changes in the European climate: uncertainties derived from an ensemble of regional climate model simulations. *Tellus A* 63A(1):24-40
- Laprise, R. (2008). Regional climate modelling. *Journal of Computational Physics* 227:3641-3666.
- Leckebusch, G.C., Renggli, D., Ulbrich, U. (2008). Development and application of an objective storm severity measure for the Northeast Atlantic region. *Meteorologische Zeitschrift* 17(5):575–587.
- Lehmann, A., Getzlaff, K., Harlaß, J. (2011). Detailed assessment of climate variability in the Baltic Sea area for the period 1958 to 2009. *Climate Research* 46:185-196.
- Lohmann, U., Rotstayn, L., Storelvmo, T., Jones, A., Menon, S., Quaas, J., Ekman, A.M.L., Koch, D., Ruedy, R. (2010). Total aerosol effect: radiative forcing or radiative flux perturbation? *Atmos. Chem. Phys.* 10:3235-3246.
- Luomaranta, A., Ruosteenoja, K., Jylhä, K., Gregow, H., Haapala, J., Laaksonen, A. (2014). Multimodel estimates of the changes in the Baltic sea ice cover during the present century. *Tellus A* 66:22617.
- Lynch, A.H., Curry, J.A., Brunner, R.D., Maslanik, J.A. (2004). Toward an integrated assessment of the impacts of extreme wind events on Barrow, Alaska. *Bulletin of the American Meteorological Society* 85(2):209–221.
- Masui, T., Matsumoto, K., Hijioka, Y., Kinoshita, T., Nozawa, T., Ishiwatari, S., Kato, E., Shukla, P.R., Yamagata, Y., Kainuma, M. (2011). An emission pathway for stabilization at 6 Wm² radiative forcing. *Climatic Change* 109:59-76.
- McCabe, G. J., Clark, M.P., Serreze, M.C. (2001). Trends in Northern Hemisphere surface cyclone frequency and intensity. *Journal of Climate* 14(12):2763–2768.
- McInnes, K.L., Macadam, I., Hubbert, G.D., O'Grady, J.G. (2009). A modelling approach for estimating the frequency of sea level extremes and the impact of climate change in southeast Australia. *Natural Hazards* 51(1):115–137.
- McVicar, T.R., Van Niel, T.G., Li, L.T., Roderick, M.L., Rayner, D.P., Ricciardulli, L., Donohue, R.J. (2008). Wind speed climatology and trends for Australia, 1975–2006: Capturing the stilling phenomenon and comparison with near-surface reanalysis output. *Geophysical Research Letters* 35(20).
- Meier, H.E.M., Broman, B., Kallio, H., Kjellström, E. (2006). Projections of future surface winds sea levels and wind waves in the late 21st century and their application for impact studies of flood prone areas in the Baltic Sea region. Ed. by Schmidt-Tome, P. *Special Paper 41, Geological Survey of Finland, Helsinki, Finland.*
- Meier, H.E.M., Höglund, A., Ralf, D., Andersson, H., Löptien, U., Kjellström, E. (2011). Quality assessment of atmospheric surface fields over the Baltic sea from an ensemble of regional climate model simulations with respect to ocean dynamics. *Oceanologia* 53:193-227.
- Meinshausen, M., Smith, S.J., Calvin, K.V., Daniel, J.S., Kainuma, M.L.T., Lamarque, J-F., Matsumoto, K., Montzka, S.A., Raper, S.C.B., Riahi, K., Thomson, A.M., Velders, G.J.M., van Vuuren, D. (2011). "The RCP Greenhouse Gas Concentrations and their Extension from 1765 to 2300." *Climatic Change (Special Issue)* 109:213-241.
- Nõges, P., Jaagus, J., Järvet, J., Laas, A., Nõges, T. (2012). Kliimamuutuse mõju veeökosüsteemidele ning põhjaveele Eestis ja sellest tulenevad veeseireprogrammi võimalikud arengusuunad. *Technical report, Eesti Maaülikool.*
- Nõges, P., Järvet, A. (2005). Climate driven changes in the spawning of roach (*rutilus rutilus* (L.)) and bream (*abramis brama* (L.)) in the Estonian part of the Narva river basin. *Boreal Environment Research* 10(1):45-55.
- Nõges, T. (2009). Trends in air temperature in Estonia and in water temperature of Estonian large

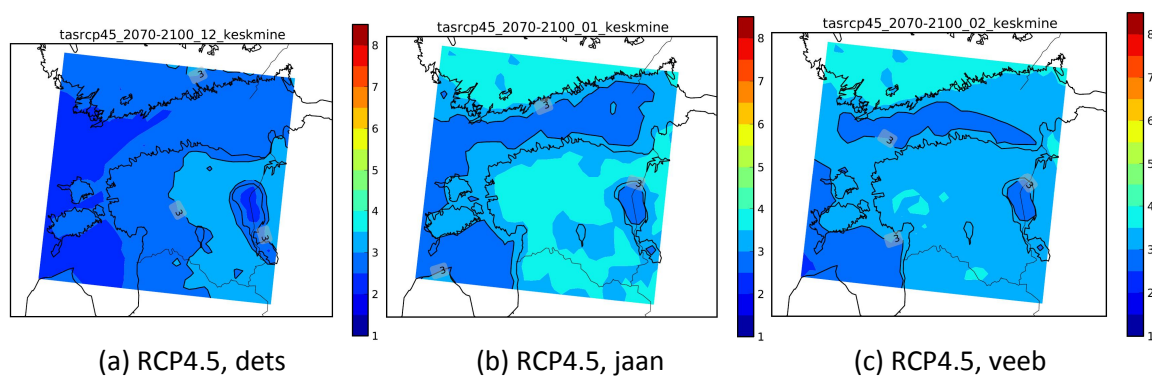
- lakes in 1961–2004, possible consequences on water quality. *Verh. Internat. Verein. Limnol.*
- Orviku, K., Jaagus, J., Kont, A., Ratas, U., Rivas, R. (2003). Increasing activity of coastal processes associated with climate change in Estonia. *Journal of Coastal Research*, pp. 364–375.
- Petoukhov, V., Semenov, V.A. (2010). A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents. *J. Geophys. Res.* 115.
- Pinto, J.G., Fröhlich, E.L., Leckebusch, G.C., Ulbrich, U. (2007). Changing European storm loss potentials under modified climate conditions according to ensemble simulations of the ECHAM5/MPI-OM1 GCM. *Natural Hazards and Earth System Science* 7(1):165–175.
- Pirazzoli, P.A., Tomasin, A. (2003). Recent near-surface wind changes in the central Mediterranean and Adriatic areas. *International Journal of Climatology* 23(8):963–973.
- Pryor, S.C., Barthelmie, R.J., Riley, E.S. (2007). Historical evolution of wind climates in the USA. *Journal of Physics: Conference Series* 75(012065).
- Päädam, K., Post, P. (2011). Temporal variability of precipitation extremes in Estonia 1961–2008. *Oceanologia* 53:245–257.
- Randall, D.A., Wood, R., Bony, S., Colman, R., Fiechter, T., Fyfe, J., Kattsov, V., Pitman, A., Shukla, J., Srinivasan, J., Stouffer, R., Sumi, A., Taylor, K. (2007). Climate models and their evaluation. 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*. Ed. by Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K., Tignor, M., and Miller, H. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. Cambridge University Press, pp. 589–662.
- Reihan, A., Kriauciuniene, J., Meilutyte-Barauskiene, D., Kolcova, T. (2012). Temporal variation of spring flood in rivers of the Baltic states. *Hydrology Research* 43(4):301–314.
- Riahi, K., Rao, S., Krey, V., Cho, C., Chirkov, V., Fischer, G., Kindermann, G., Nakicenovic, N., Rafaj, P. (2011). Rcp 8.5-a scenario of comparatively high greenhouse gas emissions. *Climatic Change* 109:33–57.
- Rockel, B., Woth, K. (2007). Extremes of near-surface wind speed over Europe and their future changes as estimated from an ensemble of RCM simulations. *Climatic Change* 81(1):267–280.
- Rummukainen, M. (2010). State-of-the-art with regional climate models. *WIREs Climate Change* 1:82–96.
- Räisänen, J., Hansson, U., Ullerstig, A., Döscher, R., Graham, L.P., Jones, C., Meier, M., Samuelsson, P., Willén, U. (2003). GCM Driven Simulations of Recent and Future Climate with the Rossby Centre Coupled Atmosphere – Baltic Sea Regional Climate Model RCAO. Reports Meteorology and Climatology 101, Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Norrköping, Sweden.
- Räisänen, J., Eklund, J., (2012). 21st century changes in snow climate in Northern Europe: a high-resolution view from ENSEMBLES regional climate models. *Climate Dynamics* 38(11–12):2575–2591.
- Sarauskiene, D., Kriauciuniene, J., Reihan, A., Klavins, M. (2014). Flood pattern changes in the rivers of the Baltic countries. *Journal of Environmental Engineering and Landscape Management*, xx:1 – 11.
- Schmidli, J., Goodess, C.M., Frei, C., Haylock, M.R., Hündecha, Y., Ribalaygua, J., Schmith, T. (2007). Statistical and dynamical downscaling of precipitation: An evaluation and comparison of scenarios for the European Alps. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 112.
- Seneviratne, S.I., Corti, T., Davin, E.L., Hirschi, M., Jaeger, E.B., Lehner, I., Orlowsky, B., Teuling, A.J. (2010). Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate: A review. *Earth Sci. Rev.* 99:125–161.
- Sepp, M., Post, P., Jaagus, J. (2005). Long-term changes in the frequency of cyclones and their trajectories in Central and Northern Europe. *Nordic Hydrology* 36:297–309.
- Smith, D.E., Raper, S.B., Zerbini, S., Sánchez-Arcilla, A., Eds. (2000). Sea Level Change and Coastal Processes: Implications for Europe. Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg, pp. 247.

- Smits, A., Klein Tank, A.M.G., Können, G.P. (2005). Trends in storminess over the Netherlands, 1962-2002. *International Journal of Climatology* 25(10):1331-1344.
- Stegall, S.T., Zhang, J. (2012). Wind field climatology, changes, and extremes in the Chukchi–Beaufort Seas and Alaska North Slope during 1979-2009. *Journal of Climate* 25(23):8075-8089.
- Sterl, A., van den Brink, H., de Vries, H., Haarsma, R., van Meijgaard, E. (2009). An ensemble study of extreme storm surge related water levels in the North Sea in a changing climate. *Ocean Science* 5(3):369–378.
- Suursaar, Ü., Sooäär, J. (2007). Decadal variations in mean and extreme sea level values along the estonian coast of the baltic sea. *Tellus A* 59(2):249-260.
- Zhang, Y., Liu, C., Tang, Y., Yang, Y. (2007). Trends in pan evaporation and reference and actual evapotranspiration across the Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984-2012) 112(D12).
- Zipser, E.J., Liu, C., Cecil, D.J., Nesbitt, S.W., Yorty, D.P. (2006). Where are the most intense thunderstorms on Earth? *Bulletin of the American Meteorological Society* 87(8):1057-1071.
- Tammets, T. (2012). *Eesti ilma riskid*. Toim. Tammets, T., Kallis, A. Eesti Entsüklopeediakirjastus koos Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituudiga. Pt. Kõrge õhutemperatuur, lk 95-102.
- Tammets, T., Jaagus, J. (2013). Climatology of precipitation extremes in Estonia using the method of moving precipitation totals. *Theor. Appl. Climatol.* 111:623-639.
- Tammets, T., Mätlik, O. (2012). *Eesti ilma riskid*. Toim. Tammets, T., Kallis, A. Eesti Entsüklopeediakirjastus koos Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituudiga. Pt. Suured sajud, lk 46-56.
- Tarand, A., Jaagus, J., Kallis, A. (2013). *Eesti kliima minevikus ja tänapäeval*. Tartu Ülikooli Kirjastus.
- Taylor, K.E., Stouffer, R.J., Meehl, G.A. (2012). An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 93:485-498.
- The BACC Author Team, ed. (2008). *Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin*. Springer Verlag, pp. 474.
- Thomson, A.M., Calvin, K.V., Smith, S.J., Kyle, G.P., Volke, A., Patel, P., Delgado-Arias, S., Bond-Lamberty, B., Wise, M.A., Clarke, L.E., Edmonds, J.A. (2011). RCP4.5: a pathway for stabilization of radiative forcing by 2100. *Climatic Change* 109:77-94.
- Tomingas, O. (2002). Relationship between atmospheric circulation indices and climate variability in Estonia. *Boreal environment research* 7(4):463–470.
- Tooming, H., Kadaja, J. (2006). *Eesti lumikatte teatmik*. Tallinn: Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituut.
- Trenberth, K.E., Jones, P.D., Ambenje, P., Bojariu, R., Easterling, D., Klein Tank, A., Parker, D., Rahimzadeh, F., Renwick, J.A., Rusticucci, M., Soden, B., Zhai, P. (2007). Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. 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*. Ed. by Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M., Miller, H.L. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, pp. 235-335.
- Troccoli, A., Mulle, K., Coppin, P., Davy, R., Russell, C., Hirsch, A.L. (2011). Long-Term Wind Speed Trends over Australia. *Journal of Climate* 25(1):170-183.
- Turner, J., Colwell, S.R., Marshall, G.J., Lachlan-Cope, T.A., Carleton, A.M., Jones, P.D., Lagun, V., Reid, P.A., Iagovkina, S. (2005). Antarctic climate change during the last 50 years. *International journal of Climatology* 25(3):279-294.
- Usbeck, T., Wohlgemuth, T., Pfister, C., Volz, R., Beniston, M., Dobbertin, M. (2010). Wind speed measurements and forest damage in Canton Zurich (Central Europe) from 1891 to winter 2007. *International Journal of Climatology* 30(3):347-358.
- van Vuuren, D.P., Stehfest, E., den Elzen, M.G.J., Kram, T., van Vliet, J., Deetman, S., Isaac, M., Goldewijk, K.K., Hof, A., Beltran, A.M., Oostenrijk, R., van Ruijven, B. (2011). Rcp2.6: exploring the possibility to keep global mean temperature increase below 2 °C. *Climatic Change* 109:95-116.

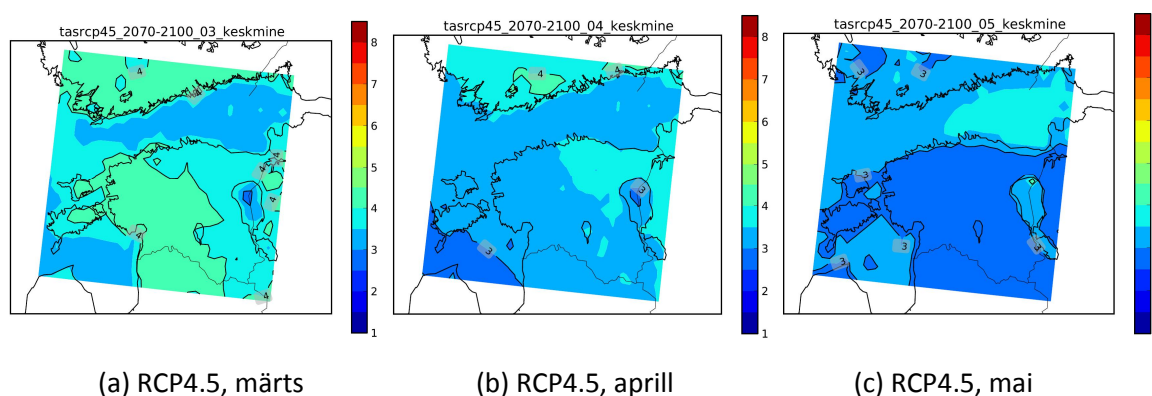
- Vautard, R., Cattiaux, J., Yiou, P., Thépaut, J.-N., Ciais, P. (2010). Northern Hemisphere atmospheric stilling partly attributed to an increase in surface roughness. *Nature Geoscience* 3(11):756-761.
- Voltaire, A., Sanchez-Gomez, E., y Méliá, D.Š., Decharme, B., Cassou, C., Senesi, S., Valcke, S., Beau, I., Alias, A., Chevallier, M., Déqué, M., Deshayes, J., Douville, H., Fernandez, E., Madec, G., Maisonnave, E., Moine, M.-P., Planton, S., Saint-Martin, D., Szopa, S., Tyteca, S., Alkama, R., Belamari, S., Braun, A., Coquart, L., Chauvin, F. (2013). The CNRM-CM5.1 global climate model: description and basic evaluation. *Climate Dynamics* 40:2091-2121.
- Wan, H., Wang, X.L., Swail, V.R. (2010). Homogenization and Trend Analysis of Canadian Near-Surface Wind Speeds. *Journal of Climate* 23(5):1209-1225.
- Wang, X.L., Swail, V.R., Zwiers, F.W. (2006). Climatology and changes of extratropical cyclone activity: Comparison of ERA-40 with NCEP-NCAR reanalysis for 1958-2001. *Journal of Climate* 19(13):3145-3166.
- Willson, R.C., Mordvinov, A.V. (2003). Secular total solar irradiance trend during solar cycles 21-23. *Geophysical Research Letters* 30:1199.
- Woodworth, P.L., Gregory, J.M., Nicholls, R.J. (2005). Long term sea level changes and their impacts. The global coastal ocean: multiscale interdisciplinary processes. Ed. by Robinson, A.R., Brink, K.H. Cambridge, Massachusetts, pp. 715-753.

A Temperatuuri muutused mudelite ja kuude lõikes

A.1 RCP4.5

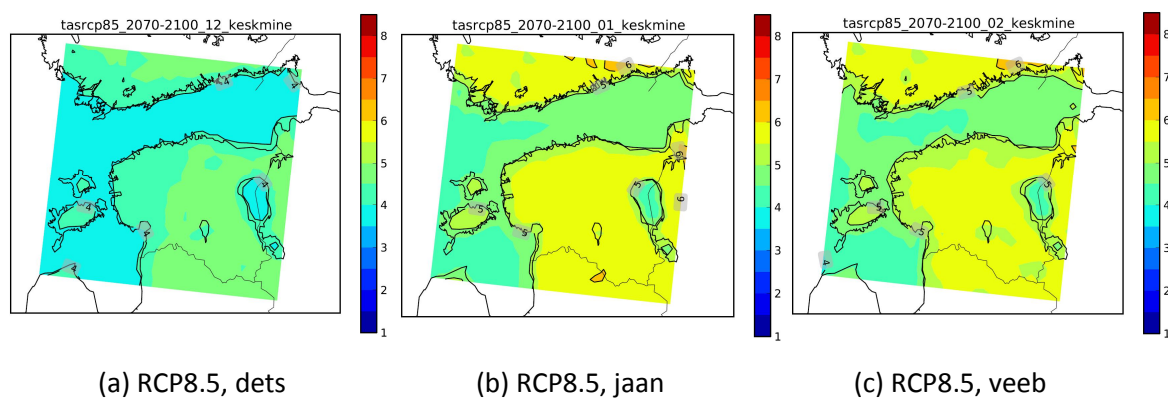


Joonis 11: Temperatuuri absoluutne muutus ($^{\circ}\text{C}$) 2071-2100 võrreldes kontrollperioodiga 1971-2000. RCP4.5 talvekuud, tulemused miniansambli keskmisena.

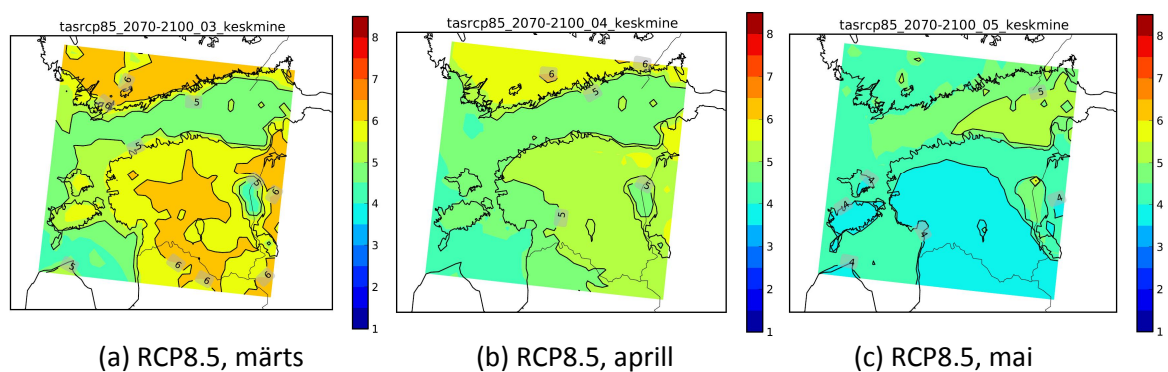


Joonis 12: Temperatuuri absoluutne muutus ($^{\circ}\text{C}$) 2071-2100 võrreldes kontrollperioodiga 1971-2000. RCP4.5 kevadkuud, tulemused miniansambli keskmisena.

A.2 RCP8.5



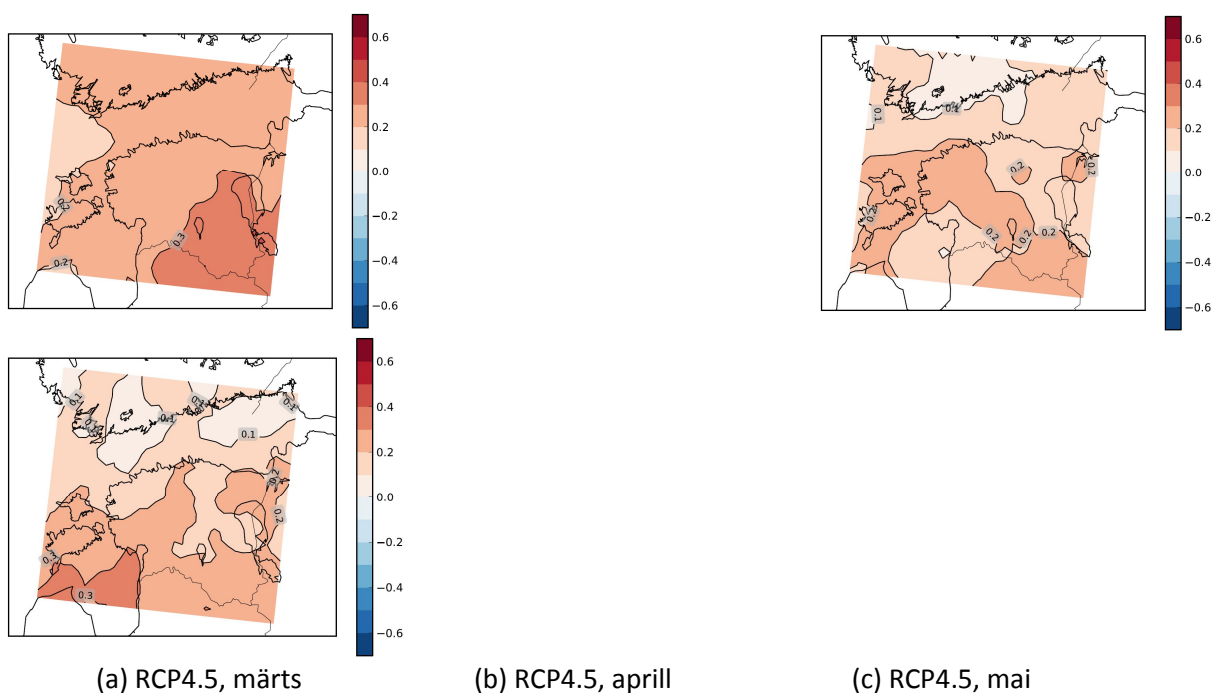
Joonis 13: Temperatuuri absoluutne muutus (°C) 2071-2100 võrreldes kontrollperioodiga 1971-2000. RCP8.5 talvekuud, tulemused miniansambli keskmisena.



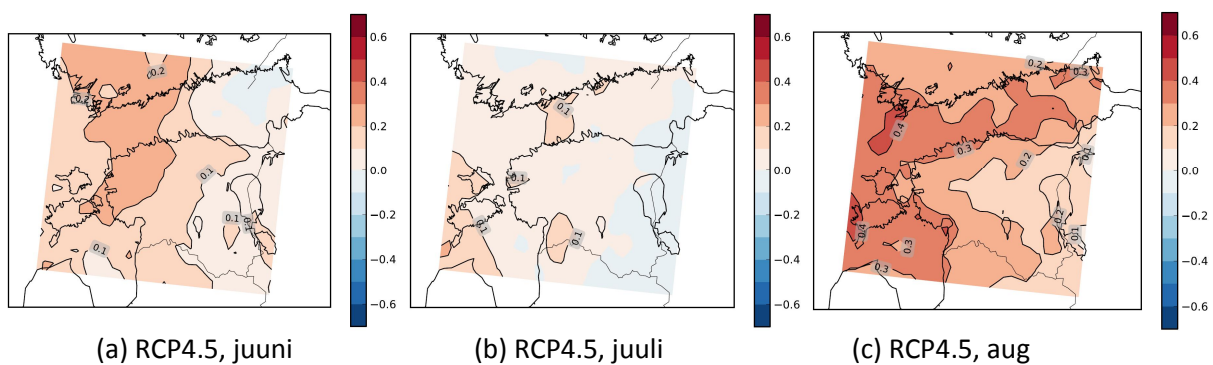
Joonis 14: Temperatuuri absoluutne muutus (°C) 2071-2100 võrreldes kontrollperioodiga 1971-2000. RCP8.5 kevadkuud, tulemused miniansambli keskmisena.

B Sademed

B.1 RCP4.5

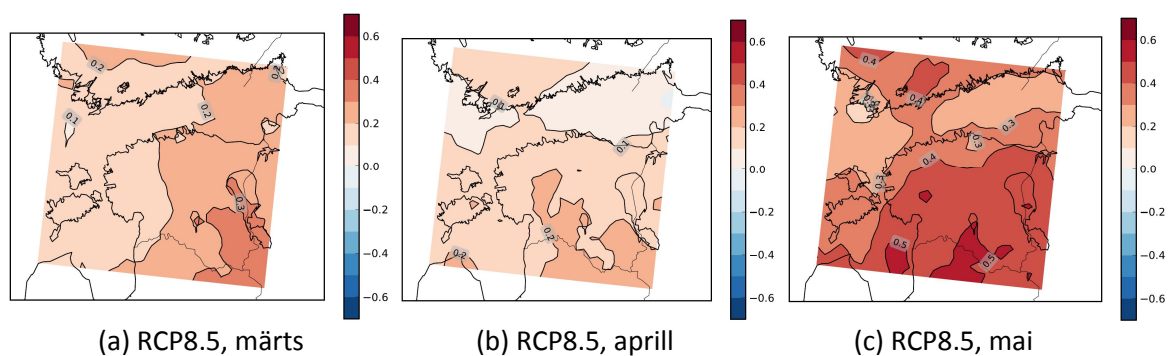


Joonis 15: Sademete suhteline muutus (skaalajaotise väärtus 0,1 on võrdne 10%) 2071-2100 võrreldes kontrollperioodiga 1971-2000. RCP4.5 kevadkuud, tulemused miniansambli keskmisena.

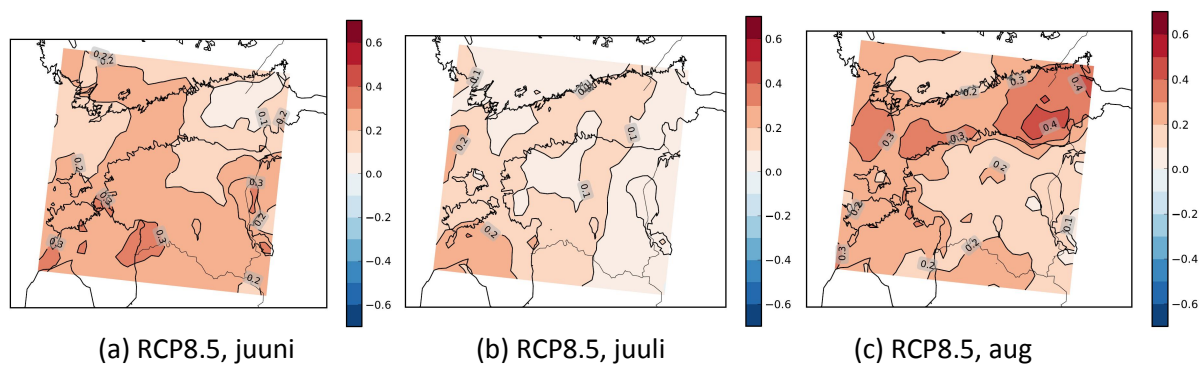


Joonis 16: Sademete suhteline muutus (skaalajaotise väärtus 0,1 on võrdne 10%) 2071-2100 võrreldes kontrollperioodiga 1971-2000, RCP4.5 suvekuud, tulemused miniansambli keskmisena.

B.2 RCP8.5



Joonis 17: Sademete suhteline muutus (skaalajaotise väärtus 0,1 on võrdne 10%) 2071-2100 võrreldes kontrollperioodiga 1971-2000. RCP8.5 kevadkuud, tulemused miniansambli keskmisena.



Joonis 18: Sademete suhteline muutus (skaalajaotise väärtus 0,1 on võrdne 10%) 2071-2100 võrreldes kontrollperioodiga 1971-2000. RCP8.5 suvekuud, tulemused miniansambli keskmisena.