



www.emu.ee

**Eesti Maaülikool**

Estonian University of Life Sciences

Põllumajandus- ja keskkonnainstituut

Institute of Agricultural and Environmental Sciences

## **Kliimamuutuse mõju veeökosüsteemidele ning põhjaveele Eestis ja sellest tulenevad veeseireprogrammi võimalikud arengusuunad**

**Kirjanduse ülevaade**

**Keskkonnaministeeriumiga sõlmitud lepingulise uurimuse aruanne**

**Vastutav täitja:**

**Juhtivteadur *Peeter Nõges***

**Põhitäitjad:**

**Prof. *Jaak Jaagus***

Tartu Ülikooli Geograafia osakond

**Dr. *Arvo Järvet***

Tartu Ülikooli Geograafia osakond

**Prof. *Tiina Nõges***

EMÜ, PKI

**M.Sc. *Alo Laas***

EMÜ, PKI

**Tartu 2012**



## Eessõna

Euroopa Liidu (EL) veepoliitika raamdirektiiv 2000/60/EU (<http://www.envir.ee/vmk/vpr>) kehtestab ühtse raamistiku vee kaitse ja kasutamise korraldamiseks EL-is. Direktiivi peamiseks väljundiks on veemajanduskava ning selle alusel elluviidav meetmeprogramm kõikide vete hea seisundi saavutamiseks. Hea seisund tuleb saavutada hiljemalt 2015. aastaks nii pinna- kui põhjavees ja ka rannikumeres. Direktiivi nõuded laienevad kõikidele vee ökosüsteemidele. EL veepoliitika raamdirektiiv 2000/60/EU ei puuduta kliimamuutuse teemat otseselt, mistõttu kliimamuutuse mõjuga ei ole senini arvestatud vesikondade veemajanduskavades ega meetmeprogrammides.

Kuna kliimamuutuse mõjud ilmnevad aina selgemalt ning võivad mõjutada seatud eesmärkide saavutamist, tuleb need mõjud igal liikmesriigil integreerida ajakohastatud veemajanduskavadesse detsembriks 2015. Minimaalne, mida igalt liikmesriigilt selleks ajaks oodatakse, on teave selle kohta, kuidas kliimamuutuse mõju on arvestatud survetegurite ja mõjude hindamisel, seireprogrammi koostamisel ja meetmete valikul. Selleni jõudmiseks on iga liikmesriigi esmane ülesanne kokku koondada parim kättesaadav informatsioon teadusuuringutest kliima teemal oma regioonis. Veepoliitika raamdirektiivi rakendamine ja veemajanduskavade koostamine põhineb direktiivi ühtse rakendamise strateegial (**Common Implementation Strategy**), mille raames on kõikide oluliste valdkondade lõikes koostatud juhised. Juhis, kuidas veemajanduskavade koostamisel tuleks kliimamuutustega arvestada, valmis 2009. a - „**River Basin management in a changing climate, Guidance document No. 24**“. Veepoliitika raamdirektiivi nõuete täitmiseks on kliimamuutustega seonduvate mõjude hindamine kohustuslik igale liikmesriigile.

Käesolev aruanne annab olemasoleva info põhjal ülevaate kliimamuutuse mõjust vee ökosüsteemidele ja põhjaveele Eestis ning hindab veeseireprogrammi võimalusi seda mõju muust inim mõjust eristada. Töös analüüsitakse juba täheldatud ja prognoositud kliimamuutuse ilminguid Euroopas ja Eestis. Ülevaade kliimamuutuste mõjust Eesti veeökosüsteemidele on koostatud tuginedes Eesti teadlaste poolt avaldatud kliimamuutusteemalistele teadusartiklile ning vaadeldes eraldi rannikumerd, jõgesid, järvi ja märgalasid. Eraldi alapeatükis vaadeldakse kliimamuutuse võimalikku mõju põhjaveele. Arvestades muutuste praegust ulatust ja võimalikke arenguid hinnatakse olemasoleva riikliku veeseireprogrammi (vee kvaliteedi, hüdroloogiline, hüdrometeoroloogiline jne.) tõhusust eristamaks kliimamuutuse mõju vahetu inimtegevusega seotud surveteguritest vee ökosüsteemidele ning antakse soovitusi ja seireprogrammide võimalikuks ümberkujundamiseks lähtudes **Guidance document No. 24** toodud põhimõtetest.

Peeter Nõges

29. jaanuar 2012

# Sisukord

## Kokkuvõte - 7

### 1. Täheldatud ja prognoositud muutused veega seotud kliima indikaatorites – 17

- 1.1. Õhurõhk, tuuled ja tormid – 19
- 1.2. Õhutemperatuur – 22
- 1.3. Kliimaatilised aastaajad – 29
- 1.4. Sademed – 36
- 1.5. Lumikate – 41
- 1.6. Veetemperatuur – 45
- 1.7. Merejää – 50
- 1.8. Mere veetase – 53
- 1.9. Hüdrokliimaatilised aastaajad – 55
  - 1.9.1. Veekogude kliimaatiliste aastaegade määratlemine – 55
  - 1.9.2. Jõgede kliimaatiliste aastaegade pikaajalised muutused – 57
  - 1.9.3. Järvede kliimaatiliste aastaegade pikaajalised muutused – 60

### 2. Globaalsed ja regionaalsed kliimamudelid ning kliima muutuse stsenaariumid Eesti jaoks – 67

- 2.1. Stsenaariumid, nende eesmärk ja koostamine – 67
- 2.2. Emissiooni stsenaariumid – 68
- 2.3. Üldise tsirkulatsiooni mudelid – 68
- 2.4. Regionaalse kliima mudelid – 70
- 2.5. Globaalse kliima muutuse stsenaariumid – 71
- 2.6. Regionaalse kliima muutuse stsenaariumid – 72
- 2.7. Kliima muutuse stsenaariumid Eesti jaoks (kasutades globaalseid kliimamudeleid) – 73
- 2.8. Kliima muutuse stsenaariumid Eesti jaoks (kasutades regionaalseid kliimamudeleid) – 78
- 2.9. Kliimamuutuse prognoositud mõju evapotranspiratsioonile – 85

### 3. Kliimamuutuse mõju Eesti veeökosüsteemidele ja põhjaveele – 89

- 3.1. Kliimamuutuste mõju Eesti rannikumere ökosüsteemidele – 89
  - 3.1.1. Rannikumere ülevaade – 91
  - 3.1.2. Survetegurid rannikumeres – 92
  - 3.1.3. Mõjud rannikule – 94
  - 3.1.4. Soolsuse muutused – 97
  - 3.1.5. Toiteained – 100
  - 3.1.6. Elustik – 103
    - 3.1.6.1. Bakterid – 104
    - 3.1.6.2. Fütoplankton – 104
    - 3.1.6.3. Zooplankton – 108
    - 3.1.6.4. Põhjaelustik – 109
      - Põhjaloostik – 109
      - Põhjataimestik – 110
    - 3.1.6.5. Kalad ja kalandus – 111
    - 3.1.6.6. Linnud – 113
    - 3.1.6.7. Imetajad – 113
- 3.2. Kliimamuutuste mõju Eesti suurjärvedele – 120
  - 3.2.1. Suurjärvede uuritus – 120
  - 3.2.2. Temperatuurimuutuste mõju suurjärvede ökosüsteemile – 121
    - 3.2.2.1. Mõju planktonile – 121



- 3.2.2.2. *Mõju kaladele* – 122
- 3.2.3. Atmosfääri suuremõõtmeliste tsirkulatsioonimustrite mõju järvede füüsikalistele ja keemilistele omadustele – 124
- 3.2.4. Veetaseme muutuste mõju suurjärvede ökosüsteemile – 129
  - 3.2.4.1. *Mõju fütoplanktonile* – 129
  - 3.2.4.2. *Mõju suurtaimedele* – 131
  - 3.2.4.3. *Mõju kaladele* – 132
- 3.3. Kliimamuutuste mõju Eesti väikejärvedele – 136
  - 3.3.1. Väikejärvede ülevaade – 137
    - 3.3.1.1. *Tüpoloogia* – 137
    - 3.3.1.2. *Survetegurid* – 140
    - 3.3.1.3. *Paleouuringud* – 141
    - 3.3.1.4. *Gloobalse süsinikuringega seotud uuringud* – 142
  - 3.3.2. Kliimamuutuse mõju – 142
    - 3.3.2.1. *Muutused veetemperatuuris ja termilises kihistumises* – 143
    - 3.3.2.2. *Põhja-Atlandi ostsillatsiooni (NAO) mõju* – 146
    - 3.3.2.3. *Kliimamuutuse mõju vee keemilistele näitajatele* – 147
    - 3.3.2.4. *Kliimamuutuse mõju vee-elustikule* – 148
      - Veeõitsengud* – 148
      - Fenoloogilised muutused* – 151
- 3.4. Kliimamuutuste mõju Eesti jõgedele – 156
  - 3.4.1. Eesti jõgede tüpoloogia – 156
  - 3.4.2. Jõgede seisund ja survetegurid – 157
  - 3.4.3. Kliima täheldatud mõju jõgede äravoolule – 157
    - 3.4.3.1. *Miinumäravool* – 163
  - 3.4.4. Kliima prognoositud mõju jõgede äravoolule – 170
  - 3.4.5. Kliimamuutuse mõju jõgede veetasemele – 177
  - 3.4.6. Kliimamuutuse mõju ainete liikuvusele ja ärakandele – 177
  - 3.4.7. Kliimamuutuse mõju jõgede elustikule – 183
- 3.5. Kliimamuutuste mõju Eesti märgaladele – 185
  - 3.5.1. Märgalade ülevaade – 186
  - 3.5.2. Eesti märgaladele mõjuvad survetegurid – 189
  - 3.5.3. Märgalade mikrokliima – 192
  - 3.5.4. Turbaalade mõju kasvuhoonegaaside bilansile – 192
  - 3.5.5. Kliimamuutuse mõju märgaladele – 198
    - 3.5.5.1. *Kliima mõju märgalade hüdroloogiale* – 198
    - 3.5.5.2. *Kliima mõju toiteainete liikumisele* – 200
    - 3.5.5.3. *Kliima mõju kasvuhoonegaaside emissioonile* – 202
    - 3.5.5.4. *Kliima mõju DOC lekkele* – 203
    - 3.5.5.5. *Muutused rabade taimkattes* – 204
      - Soode metsastumine* – 205
    - 3.5.5.6. *Kliimamuutuse mõju rabade linnustikule* – 206
    - 3.5.5.7. *Tormisuse muutuste ja veetõusu mõju ranniku märgaladele* – 206
    - 3.5.5.8. *Kliima mõju ökosüsteemi teenustele* – 209
  - 3.5.6. Meetmed – 209
- 3.6. Kliimamuutuse mõju põhjaveele – 215
  - 3.6.1. Ülevaade Eesti põhjaveest – 215
  - 3.6.2. Kliimamuutuse mõju infiltratsioonile ja põhjavee tasemerežiimile – 216
  - 3.6.3. Meretaseme tõusu mõju põhjaveele – 219
- 4. **Riikliku seireprogrammi tõhusus eristamiseks kliimamuutuse mõju muu inimtegevusega seotud mõjudest vee ökosüsteemidele – 221**

- 4.1. Kliimamuutuse mõju peamised väljendused ja nende eristamise raskused muust inimõjust – 223
  - 4.1.1. Kliimategurite suur muutlikkus ja nõrgad trendid – 223
  - 4.1.2. Kliimategurid mõjutavad ökosüsteeme muu inimõjuga samu ahelaid pidi – 224
  - 4.1.3. Erinevatel ökosüsteemi parameetritel on erinev inerts – 225
  - 4.1.4. Veekogude tüübitunnused ja ökoloogilise seisundi indikaatorid on kliimatundlikud – 226
- 4.2. Võimalused kliimamuutuse mõju eritamiseks muust inimõjust ja nende rakendatus Eesti riiklikus seireprogrammis – 231
  - 4.2.1. Euroopa Komisjoni soovitused – 231
    - 4.2.1.1. *Otseste ja kaudsete kliimamuutusest põhjustatud survetegurite hindamine – 231*
    - 4.2.1.2. *Printsiip 2: Kliimamuutuse esmane tuvastamine I. Oluliste pikaajaliste andmeridadega seirejaamade säilitamine kontrollseire võrgustikus – 232*
    - 4.2.1.3. *Printsiip 2: Kliimamuutuse esmane tuvastamine II. Kliimamuutuste suhtes tundlikuimate veekogude (nn. kliimamuutuse „tulipunktide“) uurimuslik seire – 236*
    - 4.2.1.4. *Printsiip 3: Muutuste seire looduslikel võrdlusaladel – 238*
  - 4.2.2. Lisavõimalused – 240
    - 4.2.2.1. *Hüdro meteoroloogiliste üksiksündmuste ning kontrastse ilmastikuga aastate uurimine – 240*
    - 4.2.2.2. *Muutuste koherentsi uuringud omavahel mitteühendatud veekogudes – 241*
    - 4.2.2.3. *Andmete detrendimine teadaoleva inimõju või teadaoleva loodusliku varieeruvuse suhtes – 242*
    - 4.2.2.4. *Mitmemõõtmeliste statistiliste meetodite rakendamine – 244*
- 4.3. Soovitused seireprogrammi tõhustamiseks – 245

## **Kokkuvõte**

### **Täheldatud muutused kliimaatilistes ja hüdroloogilistes tegurites**

20. sajandi teises pooles on Põhja-Atlandil külmal poolaastal intensiivistunud läänevool, mis kannab soojemat ja niisket õhku Põhja-Euroopasse. Eestis on suurenenud lääne- ja edelatuulte osakaal talvel, sagedamini on hakanud esinema tormituult. Perioodil 1966-2010 on aasta keskmine temperatuur Eestis tõusnud 1,6-2,0 °C, kõige tugevamini talvel (XII-II) ja eriti kevadel (III-V), mille korral on kõikides ilmajaamades statistiliselt oluline trend. Ka suve (VI-VIII) keskmine temperatuur tõusnud usaldusväärset ja vaid sügise (IX-XI) soojenemist pole märgata.

Kliima üldine soojenemine on kajastunud muutustes looduse sesoonsuses. Näiteks on kevadtalve, varakevade ja kevade saabumine perioodil 1966-2010 nihkunud umbes kahe nädala võrra varasemaks ning eeltalve algus samavõrra hilisemaks.

Sademetete muutused ei ole olnud nii selged ja ühesuunalised. Üksikute jaamade sademetete aegread on mõjutatud üksikutest juhuslikest väga tugevatest sadudest, mis teevad üldiste tendentside väljatoomise raskeks. Tähtsate aasta sademetete summa kasvutrend alates 19. sajandi teisest poolest on suures osas kunstlik, kajastades sademetete mõõteriista ja meetodika täiustumist. Eestis sademetete aegreale iseloomulik sademeterohkete ja sademetevaeste perioodide vaheldumine 25-30-aastase sammuga. Kõige enam on sademetete hulk kasvanud talvel, mis on põhjustatud samuti läänevoolu ja Atlandi ookeani mõju tugevnemisest.

Viimastel aastakümnetel on seoses kliima soojenemisega lumikatte kestus vähenenud enam kui kolm nädalat, keskmine lume paksus veebruaris ja märtsis 10-20 cm ning lume veevaru samadel kuudel keskmiselt 20-40 mm. Merejää ulatus on vähenenud, jää tekib hiljem ja sulab varem. Jääolude muutused Soome lahe rannikul on väiksemad Lääne-Eestis ja valdavalt statistiliselt mitteolulised.

Eestis on meretase viimastel aastakümnetel tõusnud, seda nii maailmamere taseme üldise tõusu kui ka tugevama tuulesurve tõttu. Nende tegurite mõju veetaseme tõusule on osaliselt kompenseeritud maakerkega, seda eelkõige Loode-Eestis.

Eesti rannikumere ja suurjärvede pinnavee temperatuuris on viimastel aastakümnetel märgata olulist tõusu. Seda on põhjustanud üldine õhutemperatuuri tõus ja jääkatte vähenemine. Veetemperatuur on rohkem tõusnud talvel ja kevadel, vähem aga suvel ja sügisel. Aasta keskmise veetemperatuuri tõus rannikumeres on olnud umbes 1 kraad kümnendi kohta, suurjärvedes väiksem.

Jõgede äravoolule on iseloomulik sademetega sarnane perioodilisus. Selgemini avaldub lühiajaline muutlikkus tsükli kestusega 3-4 aastat ning pikaajaline muutlikkus tsükli kestusega 26-27 aastat, milles kajastuvad selgesti ja korrapäraselt 20. sajandi veevaesed ning veerikkad perioodid. Kliimaatilise-hüdroloogiliste standardperioodide viisi äravoolu erinevused on väikesed ja ühesuunalist kliimamuutuse mõju äravoolule ei ilmne.

### **Prognoositud muutused kliimaatilistes ja hüdroloogilistes tegurites**

Kliima muutuse stsenaariumid põhinevad emissiooni stsenaariumitel, üldise tsirkulatsiooni ehk globaalse kliima mudelitel ja regionaalse kliima mudelitel.

Kliima muutuse stsenaariumid Eesti jaoks eeldavad õhutemperatuuri tõusu aastaks 2100 mitme kraadi võrra. Madala emissioonistsenaariumi korral on oodatav tõus sajandi lõpuks 1-2 °C, keskmise stsenaariumi korral 2-4 °C ja kõrge stsenaariumi korral 3-6 °C. Suuremat soojenemist nähakse ette külmal poolaastal ja väiksemat sooja poolaastal.

Kliimamudelid eeldavad sademete üldist suurenemist Eestis. Aasta sademete hulk peaks enamike stsenaariumite kohaselt aastaks 2100 kasvama 10-20%, kõige enam külmal poolaastal. Mõned mudelid ennustavad isegi mõningast suvise sademete hulga vähenemist.

Globaalsete kliimamudelite järgi arvatud maailmamere taseme tõus sajandi lõpuks peaks olema vahemikus 20-80 cm, mis Eestis on osaliselt kompenseeritud maakoore kerkega, kõige enam Loode-Eestis – ca 25 cm ulatuses.

Regionaalsed kliimamudelid võimaldavad hinnata muutusi ka ekstreemsete ilmastikunähtuste tugevuses ja esinemissageduses. Eeldatakse väga madalate temperatuuride harvenemist ning kuumalainete sagenemist ja intensiivistumist. Väga tõenäolised kasvavad sademete hulga maksimumid ja suure sademete hulga päevade sagedus.

Kliima soojenemine toob endaga kaasa 21. sajandi lõpuks Eesti siseveekogude hüdroloogilise režiimi olulise muutumise. Jõgede jääperiood muutub lühemaks ning suuremas osas jõgedel jääkatet ei teki. Märnatavalt suureneb jõgede talveäravool, kevadine suurvesi jääb väiksemaks ja nihkub varasemale ajale, millega kaasneb kevadiste üleujutuste vähenemine. Märnatav äravoolu vähenemine peaks leidma aset aprillis ja mais. Selle tagajärjel suvise miinimumäravoolu periood pikeneb kevade poole, millega kaasneb vegetatsiooniperioodi esimese poole veevaru vähenemine. Sademete hulga suurenemine sügisel suurendab sügisäravoolu ning sügis võib saada aasta veerikkaimaks perioodiks.

Märnatavalt suureneb sademevee infiltratsioon põhjavette, mis oluliselt parandab maapinnalähedase põhjaveekihi toitumist seoses talve lühenemisega ning sügis-talvise perioodi sademetehulga suurenemisega. Sügavamate põhjaveekihtide toitumistingimused muutuvad vähe.

Kliima soojenemise korral ei ole auramise muutusel olulist mõju veeringele ning evapotranspiratsioon on kliimamuutusest kõige väiksemal määral mõjutatud veebilansi element.

## **Surved veeökosüsteemidele**

Eestis on peamisteks inimõjust tingitud veemajandusprobleemiks eutrofeerumine põllumajandusliku haju- ja punktkoormuse, setetest lähtuva sisekoormuse ning asulate veeheite toime ja veereostus. Reained võivad veekeskonda sattuda prügilatest ja muudelt ohtlike ainetega reostunud aladelt. Lisasurveid põhjustavad veekogude füüsiline muutmine (maaparandus, kuivendus, paisud, veekogudest pinnase kaevandamine, laevateede süvendamine), olme ja tööstusveevõtt, maavarade kaevandamisega kaasnev veeheide, veetransport ja võõrliikide mõju. Nendele otsese inimõju teguritele lisanduvad kliimamuutusest ja kliimaatiliste tegurite suurenenud muutlikkusest tingitud täiendavad surved, mille peamised toime mehhanismid veekategoriate kaupa erinevad (tabel 1).

**Läänemere seisundit** mõjutavad kliimaatilistest teguritest kõige enam tuuled ja temperatuurimuutused. Tuultest sõltub veevahetus Taani väinades, veetase ja hoovused Eesti rannikumeres ning süvaveekerge. Külma poolaasta õhutemperatuurist sõltub jääkatte kestus ja ulatus ning vee segunemise sügavus. Jääkatte puudumisel suureneb oluliselt tuulest tingitud aju-pagu nähtuste amplituud, mille tagajärjel tugevneb talviste läänekaaretormide mõju

Lääne-Eesti ja saarte randadele ning üleujutuse oht lääneranniku lahtedes. Temperatuuri tõus soojal poolaastal suurendab veesamba termilise kihistuse stabiilsust, mis soodustab tsüanobakterite ulatuslike õitsengute teket. Läänemere üldine soojenemine soodustab tulnukliikide levikut, millel võivad olla ettenägematud tagajärjed kogu ökosüsteemi struktuurile.

**Tabel 1.** Kliimatilistest teguritest tingitud surved Eesti veekogumitele ja veeökosüsteemidele

<b>Kliimategur</b>	<b>Rannikumeri</b>	<b>Järved</b>	<b>Jõesed</b>	<b>Märgalad</b>	<b>Põhjavesi</b>
<b>Temperatuuri tõus</b>	<p>Veetemperatuuri tõus</p> <p>Jää kestuse ja ulatuse vähenemine</p> <p>Tugevam termiline kihistumine</p> <p>Kui talvine veetemperatuur jääb +4°C kõrgemale, ei toimu sügavat konvektiivset vee segunemist ja vähem toiteaineid kantakse eufotilisse kihti.</p> <p>Meretaseme tõus</p> <p>Külmalembeste liikide levila vähenemine</p> <p>Fütoplanktoni vegetatsiooniperioodi pikenemine eelkõige varasema kevade tõttu.</p> <p>Sinivetikaõitsengute laienemine</p>	<p>Veetemperatuuri tõus</p> <p>Jää kestuse ja ulatuse vähenemine</p> <p>Tugevam termiline kihistumine</p> <p>Kiire soojenemise korral võib vee kevadine segunemine jääda mittetäielikuks</p> <p>Hapnikutaseme langus põhjakihis</p> <p>Suurenev fosforileke setetest</p> <p>Suurenev kontrast pinna- ja põhjakihis vahel. Suvel võib pinnakihi tekkida toiteainepuudus</p> <p>Külmalembeste liikide levila vähenemine</p> <p>Sinivetikaõitsengute laienemine, kihistunud järvedes õitsengute nihkumine sügisele, mil algav vee segunemine toob toiteained pinnakihti.</p> <p>Vesikirpude ja aerjalgsede eelisareng pehme talvega aastatel.</p> <p>Kalade kudeaja nihkumine varasemaks.</p> <p>Suvised kalade suremised. Tindi suremisel on kriitilisteks teguriteks maksimaalne suvine veetemperatuur ja kõrge veetemperatuuriga (&gt;20°C) perioodi pikkus.</p>	<p>Veetemperatuuri tõus</p> <p>Jää kestuse ja ulatuse vähenemine</p> <p>Talvise äravoolu suurenemine</p> <p>Kevadine suurvesi jääb väiksemaks ja nihkub varasemale ajale. Sellega kaasneb kevadiste üleujutuste vähenemine, mis on praegusega võrreldes suurim positiivne muutus.</p> <p>Lahustunud hapniku kontsentratsiooni langus vähenenud lahustuvuse ja suureneva tarbe tõttu.</p> <p>Külmalembeste liikide levila vähenemine</p>	<p>Temperatuuri tõus kiirendab pinnase orgaanilise aine lagunemist.</p> <p>Külmumis-sulamistsükli vaheldumine soodustab lahustunud orgaanilise süsiniku (DOC) mobiliseerumist ja ärakannet</p>	<p>Seoses talve lühenemisega suureneb sademevee infiltratsioon põhjavette, mis oluliselt parandab maapinnalähedase põhjaveekihi tootumist</p> <p>Sügavamate põhjaveekihtide toitumistingimused muutuvad vähe.</p> <p>Keskmise meretaseme tõusu korral suureneb merevee sissetungi oht mageveelistesse põhjaveekihtidesse. Selle ohu täpsemaks hindamiseks on vaja piirkondlike hüdroteoloogiliste tingimuste ja veevõtu mahtude detailset analüüsi.</p>
<b>Muutused sademete hulgas</b>	<p>Merevee soolsuse vähenemine suureneva magevee sissevoolu tõttu</p> <p>Toiteainete, eriti lämmastiku, hajukoormuse suurenemine</p> <p>Mereliste liikide väljatõrjumine mageveeliikide poolt</p>	<p>Sademetega hulga suurenemisega kaasneb toiteainete, eriti lämmastiku, hajukoormuse suurenemine, kuid domineerima jääb suurenenud veehulgast tingitud lahjendusefekt.</p> <p>Suureneb erosioon ja setete akumulatsioon järveses</p>	<p>Põhjastavad äravoolu suurt ajalist muutlikkust</p> <p>Väikese valguga jõed või jõelõigud (valgla alla 100 km<sup>2</sup>) võivad suvisel veevaesel ajal jääda kohati täiesti kuivaks. Vähenenud</p>	<p>Sagenevad suvised põuad muudavad turbaalade põhjaveetaseme ebastabiilseks, ning aeroobsete ja anaeroobsete protsesside vaheldumine põhjavee piirhorisondis soodustab orgaanilise aine</p>	<p>Seoses sügis-talvise perioodi sademete hulga suurenemisega suureneb sademevee infiltratsioon põhjavette.</p>

Kliimategur	Rannikumeri	Järved	Jõed	Märgalad	Põhjavesi
		<p>Suure tõenäosusega kasvab huumusainete koormus ja järved tumenevad</p> <p>Mikstrofeerumine vähendab erinevusi järvetüüpide vahel</p> <p>Sadementerohkus mõjutab järvede veetaset, mis madalates järvedes (nt. Võrtsjärves) võib olla peamiseks looduslikku muutlikkust põhjustavaks teguriks.</p>	<p>lahjenemise efekti tõttu suureneb heitveereostuse mõju.</p> <p>Vihmahoogude intensiivistumisega kaasneb erosiooni ja settevoolu tugevnemine.</p> <p>Äravoolu suurenemisega kaasneb toiteainete ja süsiniku ärakanne valglast.</p>	<p>lagunemist. Veetaseme suurema amplituudiga kaasneb huumusainete lekke suurenemine turbaaladelt.</p> <p>Kliima soojenemine ja muutused sademete režiimis põhjustavad nihkeid rabade taimkattes, muutes erinevate turbasambliikide vahekorda ja suurendades puhmastaimede tähtsust. Üldiseks trendiks on Eesti soode metsastumine.</p>	
<b>Muutused tuulte režiimis</b>	<p>Et tuulte toimet mõjutab jää olemasolu või puudumine, tuleb talviseid tuuli vaadelda koos temperatuuri ja jääolude muutustega</p> <p>Keskmise tuulekiiruse muutusel on väike mõju veetasemele.</p> <p>Väga oluline on tormiajude tugevnemise mõju kuhje- ja kulutusprotsessidele Lääne-Eesti ja saarte randades.</p> <p>Tuule tugevnemisest ja jääkatte vähenemisest tingitud turbulentsse segunemise tugevnemine võib kompenseerida soojenemisest ja magestumisest tingitud veesamba suuremat stabiilsust.</p> <p>Tuulerežiimi muutus võib parandada veevahetust Põhjameriga ja osaliselt kompenseerida sademete suurenemisest tingitud magestumist</p> <p>Veevahetus Põhjameriga kujundab põhjakihide soolsuse ja hapnikuaru ning mõjutab oluliselt Läänemere toiduahela talitlust</p> <p>Tuul võib lõpetada <i>Nodularia spumigena</i> õitsengu, kuid mõjutab vähem teise Läänemeres veeõitsenguid põhjustava liigi, <i>Aphanizomenon</i>, kasvu</p> <p>Kinnitumata töõndusliku punavetikaga <i>Furcellaria lumbricalis</i> kaod võivad tormisuse kasvades suurenedes randaheitmise tõttu</p>	<p>Tuulisuse kasv parandab järvede aereeritust ja võib osaliselt kompenseerida temperatuuri tõusust tingitud stratifikatsiooni kasvu</p> <p>Tuulte ja temperatuuri koosmõju avaldub suurjärvedel kevadesis jääärundes.</p> <p>Tuulte ja kõrge veeseisu koosmõjul intensiivistuvad suurjärvede randades kulutus-kuhje protsessid.</p> <p>Tuul võib pidurdada sinivetikaõitsengute arengut</p>	<p>Nimetamisväärtuse mõju puudub.</p>	<p>Nimetamisväärtuse mõju puudub.</p>	<p>Tormiajude tugevnemisel võib üleujutusosaladel soolane vesi tungida salvkaevusedde ja kahjustada põhjavee kvaliteeti.</p>

Soolsus on peamine elustikukoosluste suuremõõtmelist ruumilist muutlikkust määrav tegur Läänemeres. Soolsus kujuneb Põhjamerest soolase vee sissetungide ja jõgedest mageda vee äravoolu tulemusena, millest esimene on määratud tuulterezhiimi, teine sademeterezhiimi poolt. Kahekümnenda sajandi jooksul Läänemere soolsus kõikus märkimisväärselt kuid soolsuses statistiliselt olulist trendi ei ilmnenu. Siiski ennustavad enimkasutatud kliimamudelid et 21. sajandi jooksul veetemperatuur Läänemere tõuseb, soolsus ja kihistumise stabiilsus aga vähenevad. Muutused tuule kiiruses on väikesed, kuid talviti ja kevaditi tuule puhangulisus kasvab Soome lahes. Neil muutustel võivad olla olulised tagajärjed Läänemere biogeokeemilistele protsessidele ja elustikule.

Läänemere elustik on äärmiselt tundlik survetegurite suhtes, kuna suur osa liikidest ei ole algselt riimvee liigid, vaid pärinevad kas ookeanist või mageveest. Seetõttu elavad nad Läänemeres oma füsioloogilise taluvuse piiril soolsuse suhtes. Palju on ka külmalembeseid liike, kelle termilise taluvuse tõttu paneb temperatuuri tõus proovile. Olukorras, kus üheaegselt soolsus langeb ja temperatuuri tõuseb, väheneb merelise päritoluga liikide keskkonnasobivus ja eelisolukorda satuvad mageveeliigid. See olukord võib soodustada ka tulnukliikide levikut.

Kui eutrofeerumine kiireneb suurenevast sademete hulgast tingitud väliskoormuse või anaeroobsete merepõhja alade laienemisest tingitud sisekoormuse tõttu, võib tulevikus oodata veeõitsengute intensiivistumist. Vee magestumise tagajärjena võib aheneda aerjalaliste levila, mis mõjutab räime ja kilu toidubaasi. Liivi lahe avaveeosas on suurenenud tulnukliigi *Cercopagis pengoi* arvukus, kes on tõusnud suviti olulisele kohale planktonoiduliste kalade toidus. Talvine ja varakevadine ilmastik mõjutab oluliselt varasuvise zooplanktonikoosluse arengut rannikumeres ja pehmete talvede järel on zooplanktonit rohkem. Läänemere põhjaelustik muutlikkust määravad eutrofeerumine ja kliima tegurid peaaegu võrdsetes osades. Kliimamuutus suurendab tõenäoliselt keskkonnasurve taimedele ja seda nii temperatuuristressi, fütoplanktoni ja niitvetikate vohamisest tingitud valgusolude halvenemise, kui ka tormisuse kasvust tingitud rannale heitmise või setete alla mattumise tõttu. Kliimast tingitud süvikute vee stagneerumine ja hapnikuta tsooni laienemine koos ülepuügiga on viinud olukorrani, kus Läänemere tursapopulatsioon võib hävida. Tursa toitumissurve vähenemine viis kilupopulatsiooni märgatava suurenemiseni. Räimepopulatsiooni arengut on mõjutanud pigem toidubaasi halvenemine, kuna mitmete suuremõõtmeliste aerjalaliste arvukus langes koos soolsuse langusega olukorda raskendas veelgi toidukonkurents kiluga. Jääkatte vähenemine Läänemerel ohustab viiherhüljest, kes on põhjapoolsetest loivalistest kõige enam kliima poolt mõjutatud liik, kuna tema levik ja paljunemine on seotud jääoludega.

Värske ansambelsimulatsiooni kohaselt halveneb Läänemere vee kvaliteet tulevikus, kui toiteainekoormused jäävad praegusele tasemele. Hapnikurikka soolase vee sissetungide vähenemise tõttu laieneb hapnikupuudus põhjakihtides, mis suurendab toiteainete kontsentratsioone ja fütoplanktoni hulka mere pinnakihis. Vee läbipaistvus Läänemere keskosas väheneb kuni 1,5 m võrra. Simulatsioon näitas, et toiteainekoormuste vähendamisest seadusandluses etteantud tasemeni ei piisa vee kvaliteedi parandamiseks selle sajandi lõpuks. Kliimamuutuse mõju on suurem, kui toiteainekoormuste vähenemisest saadav efekt, mistõttu vee läbipaistvus väheneb jätkuvalt. Kui õnnestub ellu viia suuremad, Läänemere Tegevuskavas ette nähtud koormuse vähendamise meetmed, paraneb Läänemere vee kvaliteet selle sajandi lõpuks ja vee läbipaistvus Läänemere keskosas kasvab kuni 1 m võrra. Halvima stsenaariumi järgi väheneb oluliselt hapniku tase Läänemere põhjas, suureneb toiteainete



kontsentratsioon ja intensiivistuvad veeõitsengud. Soojal poolaastal väheneb Secchi ketta nähtavus Läänemere kaguosas enam kui 2,5 meetri võrra.

**Järvedel** on kliimamuutuse seisukohast kahetine roll. Emiteerides kasvuhoonegaase mõjutavad järved aktiivselt kliimat, teisalt on järved, nii nagu muudki ökosüsteemid, tundlikud kliimaatiliste tegurite, eelkõige temperatuuri ja sademete muutuste suhtes. Järvedes lühendab kliima soojenemine jääkatte kestust, tõstab veetemperatuuri ja tugevdab termilist kihistumist. Sademetehulga suurenemine tõstab järvede veetaset ning valglast lähtuvat toiteainetekoormust. Eri tüüpi järved reageerivad kliimaatilistele teguritele erinevalt. Fenoloogiliste vaatluste järgi on jääminek ja suurvee kõrgseis nihkunud varasemaks, veekogude jäätumine aga hilisemaks. Muutused järvede hüdrooloogiliste faaside saabumisaegades on väiksemad kui jõgedes, mis näitab seisuveekogude suuremat inertsust kliimamuutuse suhtes. Regionaalsed kliimamudelid prognoosivad sajandi lõpuks nii õhu- kui veetemperatuuri tõusu ja Põhja-Euroopa järvede jääkatte kestuse vähenemist 1–2 kuu võrra. Jääkatte lühenemise ja veetemperatuuri tõusuga tugevneb veesamba termiline kihistus ja pikeneb kihistunud perioodi pikkus. Dimiktilised järved võivad jääkatte kadumisel muutuda monomiktilisteks.

Varasema jäämineku tõttu nihkub varasemaks ka füto- ja zooplanktoni areng. Sagenevate sulailmade tõttu jäävad järved talviti vähem ummuksisse ja kalade talvise suremise oht madalates järvedes tõenäoliselt väheneb. Pikenev stagnatsiooniperiood halvendab põhjakihtide hapnikuga varustatust ja hapnikuta tsoon võib laieneda suuremale põhjaalale soodustades fosfori leket setetest. Kõrgem temperatuur, stabiilsem termiline kihistumine ja parem fosfori kättesaadavus võivad soodustada sinivetikaõitsenguid. Kestva kihistumise olukorras võib vee pindmine kiht toiteainetest ka vaesuda, mis lükkab veeõitsengu tekke sügise vee segunemise perioodile. Koos veeõitsengute sagenemisega soojemas kliimas võivad sageda kalade suvised massilised hukkumised hapnikukontsentratsioonide suurte ööpäevaste kõikumiste ja aluselises keskkonnas moodustuva ammoniaagi tagajärjel. Sademetehulga suurenemisega kasvab valglast lähtuv toiteainete koormus järvedele, mis suurendab bioproduksiooni ja settimiskiirust, kuid ainete kontsentratsioonid võivad veerohkuse tingimustes lahjeneda. Seega võib kliimamuutus nii tugevdada kui nõrgendada eutrofeerumise ilminguid ja töötada vastu järvede seisundi parandamise meetmetele või neid toetada.

Eesti suurjärvede ökosüsteemid on tundlikud temperatuuritõusu ja veetasememuutuste suhtes. **Peipsis**, mille elustikku kuulub mitmeid põhjapoolsema levikuga liike, on muutused veetemperatuuris esmaseks ja juhtivaks kliimateguriks ökosüsteemis. Suurenenud troofsuse tingimustes kaasnevad kõrge suvise veetemperatuuriga Peipsis ulatuslikud veeõitsengud ja kalade suremine. Peipsi kalakoosluses on toimunud oluline nihe puhta- ja külmaveelistelt kaladelt (rääbis, siig, luts) koha ja latika domineerimise suunas, kes eelistavad kõrge toitelisusega, sooja ja sogast vett. Tindi ja rääbisevarude muutusi on mõjutanud kliima soojenemisest tingitud muutused nende liikide kudemistingimustes. Sademete hulga muutused mõjutavad valgalt lähtuvaid ainekoormusi ning meie suurjärvede veetaset suures ulatuses. Veetase mõjutab otseselt veesamba valgustatus ja ainevahetust põhjasetetega ning nende kaudu fütoplanktoni kasvu. Madalas **Võrtsjärves**, kus veetaseme muutumise amplituud ületab järve keskmist sügavust põhjustades kuni kolmekordset veemahu ja kuni 2,4-kordset keskmise sügavuse muutumist, on selle mõju järve ökosüsteemile valdav. Võrtsjärve võib tema kõrge kliimatundlikkuse ja pikkade vaatlusriidade tõttu pidada üheks kliima mõju uuringute näidisobjektiks, mille loodusliku veerežiimi säilitamine on üheks kliima mõju seire eelduseks.

**Eesti märgaladel**, nii nagu järvedelgi, on kliimamuutuse aspektist kahetine roll. Turbaalad, kus on salvestunud suur süsiniku varu, on seoses kuivendamisega kujunenud üheks olulisemaks kasvuhoonegaaside (KHG) allikaks. Eesti soode roll CO<sub>2</sub> ladestajana, mis neil oli looduslikus seisundis, on teostatud kuivendustööde tõttu vahetunud CO<sub>2</sub> emiteerija rolliga. Jääksood emiteerivad suurtes kogustes CO<sub>2</sub>, vähendavad tunduvalt piirkonna looduslikku mitmekesisust ja on väga tuleohtlikud. Nii keskkonna kui ka otstarbekuse ja maksumuse seisukohalt näib kõige õigem luua jääksood tingimused soostumis-, seega ka turbatekkeprotsesside taastumiseks. Turbakihi niiskusražiimi taastamine pidurdab oluliselt CO<sub>2</sub> emissiooni, ehkki metaani emissioon võib ajutiselt suurenedagi.

Teisalt on märgalad, nii nagu muudki ökosüsteemid, tundlikud kliimamuutusega seotud tegurite, eelkõige temperatuuri ja sademete muutuste suhtes. **Sisemaa märgalad** mõjutavad kõige enam talvise temperatuuri tõus ja sademete hulga suurenemine, mis muudavad hüdroloogilisi tingimusi ja sesoonsust, ning mõjutavad ainete liikumist. Ilmastiku üksikühtlusest on sisemaa märgalad tundlikud sagedaste külmumis-sulamis-tsükli suhtes külmal poolaastal, suvise põua suhtes, eriti kui sellele järgnevad vihmavaheldused, ja kestvate sügisvihmade suhtes. Männikjärve rabas mõõdetud talvine ja kevadine soojenemise trend on kooskõlas mujal Eesti mõõdetuga. Mõõtmised näitavad lumikatte kestuse lühendamist, kelta paksuse vähenemist ja põhjaveetaseme muutusi rabas. Suhteliselt väikesed hüdroloogia muutused rabades näitavad ühelt poolt raba ökosüsteemi stabiilsust ja kohastumist lühiajalise kliimamuutusega. Teisalt võivad rabades ilmnevat vähemärgatavat põhjaveetaseme muutuse trendid pikemas ajaskaalas pöördumatult muuta rabamaastike talitlust ja ilmet.

Arvestades kliimatilisi trende, kiirendab temperatuuri tõus pinnase orgaanilise aine lagunemist. Sagenevad suvised põuad muudavad turbaalade põhjaveetaseme ebastabiilseks, ning aeroobsete ja anaeroobsete protsesside vaheldumine põhjavee piirhorisondis soodustab orgaanilise aine lagunemist. Suurenev talvine sademete hulk ja äravool ning külmumis-sulamis-tsükli vaheldumine soodustavad lahustunud orgaanilise süsiniku (DOC) mobiliseerumist ja ärakannet. Kuna turbast pärinev DOC koosneb valdavalt kollast või pruuni värvi huumusainetest, halvendab see järvedesse ja/või rannikumerre jõudnuna veesiseseid valgusolusid. Täiendava toiduna bakteritele, muudab DOC veekogude toitumishela tasakaalu. Lõppväljundina DOC laguneb, täiendades KHGde emissiooni.

Kliima soojenemine ja muutused sademete režiimis põhjustavad nihkeid rabade taimkatte liigilises koosseisus, muutes erinevate turbasambliikide vahetust ja suurendades puhmastaimede konkurentsieelist turbasammalde ees. Üheks üldiseks trendiks on Eesti soode metsastumine, mis ilmneb nii rohu-siirdesooda transformeerumises siirdesoometsadeks või kõdusoometsadeks kui ka mändide levimises lagerabadele. Selle põhjused on kompleksed haarates kliimamuutuse, kuivenduse, põlengute ning suurenenud lämmastiku sissekande mõju. Taimestiku struktuuri muutus mõjutab kogu ökosüsteemi.

Kliimatundlikkuse võrdlus näitab, et Eesti **ranniku märgalad** on tunduvalt ebastabiilsemad võrreldes sisemaa soodega, eriti maastike morfoloogiliste muutuste seisukohalt. Rannikualade peamiseks kliimatiliseks mõjutajateks on tormisuse kasv ja tuulte läänesuunalise komponendi sagedamine, mille mõjul on jäävabadel talvedel kasvanud veepaisutus Eesti saarte randades ja lääneranniku lahtedes.

## Mõju ökoloogilise seisundi hindamisele

Vaidlustamata kliimatiliste tegurite tugevat mõju veeökosüsteemide muutlikkusele, hindab *Euroopa Komisjoni juhend kliimamuutuse arvestamiseks veemajanduskavades (CIS, 2009)* kliimamuutusest tingitud mõju VRD rakendamise perioodil (so. aastani 2027) nii väikeseks, et see ei osutu üldjuhul muust inimõjast usaldusväärselt eristatavaks. Kliimamuutuse mõju eristamist muust inimõjast raskendavad kliimategurite suur muutlikkus ja trendide nõrkus, mõjude kanaliseeritus samadesse toimeahelatesse, ökosüsteemi parameetrite reaktsiooni erinev viiteaeg ja muutuste mittelineaarne iseloom. Keskkonnas, mis on tugeva loodusliku muutlikkuse surve all, põhjustavad nii looduslik muutlikkus kui inimõju stressi taluvate liikide osakaalu tõusu. Käesolev raport toob näiteid, kuidas muutlik soolsus Läänemeres ja muutlik veetase Võrtsjärves raskendavad elustikul põhinevate vee kvaliteedi hindamissüsteemide rakendamist.

Muust inimõjast eristamise raskustele vaatamata mõjutab kliimamuutus potentsiaalselt veekogude ökoloogilise seisundi hindamist, kuna hindamissüsteemi kaks põhialust – *veekogude tüübitunnused* ja *ökoloogilise seisundi indikaatorid* on kliimatundlikud. Eestis on veekogude tüübitunnuste valikul välditud paljusid kliimatundlikke parameetreid ja sellest seisukohast võib meil kasutatavaid tüpoloogiaid pidada headeks. Jõgede praegu kehtiv lihtsustatud tüpoloogia ei vasta kuigi hästi biotoopide jaotusele Eesti jõgedes ja tüübitunnuste ebakohasuse tõttu ei ole ka nende muutumisel vooluvete ökoloogilise seisundi määramise seisukohalt olulist tähendust. Kahe tüübi piirialal paiknevate veekogumite nihkumine kliimamuutuse tulemusena ühest tüübist teise suuremaid probleeme ei tekita, nõuab aga vastavalt muutunud tüübile teistsuguste kvaliteediklassi piiride rakendamist.

VRD näeb ette bioloogilistel andmetel põhinevate näitajate kasutamist veekogude ökoloogilise seisundi hindamisel ja see on stimuleerinud massiliselt uute indeksite loomist, mille tundlikkus kliimategurite suhtes on teadmata. Kuna kliima mõju selgitamine vee kvaliteedi indeksitele vajab pikaajaliste andmete olemasolu ja spetsiaalset uuringut, võib see jääda pikka aega varjatuks. Antropogeense kliimamuutuse ja muu inimõju raske eristatavuse tõttu on üheks praktiliseks lahenduseks loobuda sellesuunalistest jõupingutustest ja eristada veekogude haldamise seisukohalt kaht tüüpi häiringufaktoreid: (i) neid, mis on mõjutatavad kohalike haldusmeetmetega ja (ii) neid mis ei ole. Viimaste hulka kuuluks looduslik varieeruvus olgu see tingitud kliimamuutustest või mitte.

Peamise ja praktiliselt ainsa võimalusena antropogeense kliimamuutusest ja muust inimtegevusest tingitud mõjude eristamiseks veekogudel näeb Euroopa Komisjoni juhend *looduslike võrdlusalade seiret*, kus definitsiooni kohaselt on inimõju minimaalne. Suure loodusliku varieeruvuse tõttu saab ka nendel aladel kliimamuutuse mõju veenvalt tõestada vaid *pikaajaliste (vähemalt 20 a. pikkuste) homogeensete ja piisava sagedusega mõõdetud andmeridade* kõrvutamisel meteoroloogiliste andmetega.

Eestis on kõigi jõe ja järvetüüpide võrdlusalad seirevõrgustikus esindatud. Suurjärvedel, mis on oma tüüpide ainsad esindajad, võrdlusveekogud puuduvad ja võrdlustingimused on määratud teiste meetoditega. Rannikumere kaks võrdlusala on osa kogu Läänemerd hõlmavast võrdlusalade võrgustikust. Kliimamuutuse mõju selgitamiseks piisava pikkusega andmeridu on olemas kõigi veekategooriate hüdrooloogiliste ning hüdrokeemiliste näitajate kohta. Veekogude seisundi hindamise seisukohalt oluliste bioloogiliste andmete pikad aegread on olemas rannikumere ja suurjärvede kohta. Väikejärvede seires on igal aastal seiratavaid püsivaatlusjärvi 8 ja neist kuue aegread algavad 1992. aastast. Kõik püsivaatlusjärved

kuuluvad võrdlusjärvede hulka. Kõik nimetatud aegread pikenevad seiretööde käigus. Jõgede bioloogilises seires püsivaatlusalad puuduvad ja roteeruva proovivõtu tõttu neist kliima mõju selgitamiseks vajaliku vähemalt 1-aastase sammuga aegridu ei moodustu.

Kliimamuutuse esmaseks tuvastamiseks soovitab Euroopa Komisjoni juhend uurimuslikult *seirata kliimamuutuste suhtes tundlikemaid veekogusid, nn. kliimamuutuse „tulipunkte“*. Loodusdirektiivi kõige ohustatumate elupaigatüüpide nimekirja kuuluvad kaks Läänemere mereelupaigatüüpi – karid ja liivamadald ning rannikelupaikadest rannikulõukad ehk laguunid, jõgede lehtersuudmed, laiad madalad lahed ning liivased ja mudased pagurannad. Loodusdirektiivi olulistest elupaikadest on rannikeveekogumite keemilise seisundi operatiivseiresse haaratud neli ala Lääne-Eesti vesikonnas. Järvedest tuleks Eestis kliimamuutuse „tulipunktideks“ pidada madalaid ja madala troofsusega pehmeveelisi järvi, mida praeguses operatiivseires on samuti neli. Väikese <10 km<sup>2</sup> valgлага lähtejõed, mida kliimatundlikkuse suhtes võiks pidada tundlikemateks, seireprogrammi ei kuulu ja seirejõgede osas vajaks kliimatundlikkuse aspekt veel uurimist.

Lisavõimalusteks kliimamuutuse ja muu inimõju toimete eristamisel oleks (i) hüdro meteoroloogiliste üksiksündmuste ning kontrastse ilmastikuga aastate uurimine, (ii) muutuste koherentsi uuringud omavahel mitteühendatud veekogudes, (iii) andmete detrendimine teadaoleva inimõju või teadaoleva loodusliku varieeruvuse suhtes ning (iv) mitmemõõtmeliste statistiliste meetodite rakendamine. Häid võimalusi suuremal alal sünkroonselt toimuvate muutuste jälgimiseks võiks anda kaugseire meetodite rakendamine siseveekogude uuringuis.

Veeseire efektiivsuse tõstmiseks kliimamuutuse mõju selgitamisel tuleks (i) taastada hüdroloogilised vaatlused väikejärvedel, (ii) siduda hüdrobioloogilise ja hüdrokeemilise seire tulemusi senisest enam hüdroloogiliste ja meteoroloogiliste näitajatega, (iii) kaardistada potentsiaalsed kliimamuutuse „tulipunktid“ Eestis ja kaasata need seirevõrgustikku, (iv), lülitada jõgede ökoloogilise seisundi seiresse igal aastal seirataavad jõelõigud võrdlusveekogumite hulgast.

## 1. Täheldatud ja prognoositud muutused veega seotud kliima indikaatorites

### Põhiseisukohad

- 20. sajandi teises pooles on Põhja-Atlandil külmal poolaastal intensiivistunud läänevool, mis kannab soojemat ja niisket õhku Põhja-Euroopasse. Eestis on suurenenud lääne- ja edelatuulte osakaal talvel, sagedamini on hakanud esinema tormituult.
- Kogu instrumentaalsete meteoroloogiliste vaatluste ajaloo jooksul viimase 150-200 aasta jooksul on Eestis aset leidnud järkjärguline õhutemperatuuri tõus. 20. sajandit võib jaotada selles osas kolmeks: soojenemine kuni 1930ndateni, nõrk jahenemine 1940ndatest 1960ndatebi ja kiire soojenemine alates 1970ndatest. Perioodil 1966-2010 on aasta keskmine temperatuur tõusnud 1,6-2,0 °C.
- Kliima soojenemine ei ole toimunud aastaringselt ühtlaselt. Kõige tugevamini on temperatuur tõusnud talvel (XII-II) ja eriti kevadel (III-V), mille korral on kõikides ilmajaamades statistiliselt oluline trend. 20. sajandi teisel poolel (1951-2000) oli trend  $p < 0,05$  tasemel usaldusväärne märtsis ja aprillis, mõnes jaamas ka veebruaris ja mais. Kõige viimasel perioodil (1966-2010) on ka suve (VI-VIII) keskmine temperatuur tõusnud, vaid sügise (IX-XI) soojenemist pole olnud märgata. Üksikutest kuudest esines viimasel perioodil olulist soojenemist jaanuaris, aprillis, juulis ja augustis, mõnes jaamas lisaks veel mais ja septembris.
- Kliima soojenemine Eestis külmal poolaastal on kõige otsesemalt seotud muutustega atmosfääri tsirkulatsioonis. Läänevoolu tugevnemine talvel, eriti jaanuaris ja veebruaris on kandnud Eestisse üha rohkem suhteliselt sooja ja niisket õhku Atlandi ookeanilt. Sooja talvega on seotud ka varasemad ja soojemad kevaded. On ka kindlaks tehtud muutused meridionaalses tsirkulatsioonis märtsikuus. Vähemaks on jäänud põhjakaarte tuuli ja rohkem on hakanud esinema lõunakaarte tuuli.
- Kliima üldine soojenemine on kajastunud muutustes looduse sesoonsuses. Seda kajastavad hästi trendid kliimaatiliste aastaegade saabumiskuupäevades ja kestuses. Üldise tendentsina on kevadised kliimaatilised aastaajad hakanud saabuma varem ja sügisesed hiljem, mille tagajärjel on soe poolaasta pikenenud ja talv lühemaks jäänud. Näiteks kevadtalve, varakevade ja kevade ehk taimekasvuperioodi alguse saabumine on perioodil 1966-2010 nihkunud umbes kahe nädala võrra varasemaks ning eeltalve algus samavõrra hilisemaks.
- Sademete muutused ei ole olnud nii selged ja ühesuunalised nagu õhutemperatuuri tõus. Üksikute jaamade sademete aegread on mõjutatud üksikutest juhuslikest väga tugevatest sadudest, mis teevad üldiste tendentside väljatoomise raskeks. Siiski on täheldatav aasta sademete summa pidev suurenemine alates vaatlusperioodi algusest 19. sajandi teisest poolest. Suures osas on aga see trend kunstlik, kajastades sademete mõõteriista ja meetodika täiustumist.
- Eestis on sademete aastasumma aegreale iseloomulik üsna seaduspärane 25-30-aastane perioodilisus, sademeterohkete ja sademetevaeste perioodide vaheldumine. Kõige enam on sademete hulk kasvanud talvel, mis on põhjustatud samuti läänevoolu ja Atlandi ookeani mõju tugevnemisest. Perioodil 1966-2010 esines statistiliselt oluline positiivne trend jaanuari, juuni ja paljudes jaamades ka veebruari sademete aegridades. Sademete vähenemist oli sellel perioodil märgata aprillis ja septembris.

- Lumikatte kestus, lume paksus ja veevaru on seoses kliima soojenemisega vähenenud. Viimastel aastakümnetel on talve lumikatte kestus vähenenud enam kui kolm nädalat, keskmine lume paksus veebruaris ja märtsis 10–20 cm ning lume veevaru samadel kuudel keskmiselt 20–40 mm.
- Merejää ulatus on seoses talvede soojenemisega vähenenud. Jää tekib hiljem, sulab varem ja jääpäevade arv on oluliselt vähenenud. Siinkohal esinevad suured erinevused Lääne-Eesti ja Soome lahe ranniku vahel. Jääolude muutused viimasel juhul (Kunda, Narva-Jõesuu) on väiksemad ja valdavalt statistiliselt mitteolulised.
- Eestis on meretase viimastel aastakümnetel tõusnud, seda nii maailmamere taseme üldise tõusu kui ka tugevama tuulesurve tõttu. Nende tegurite mõju veetaseme tõusule on osaliselt kompenseeritud maakerkega, seda eelkõige Loode-Eestis.
- Merevee temperatuur on Eesti rannikumeres viimastel aastakümnetel tõusnud väga olulisel määral. Seda on põhjustanud üldine õhutemperatuuri tõus ja jääkatte vähenemine. Veetemperatuur on rohkem tõusnud talvel ja kevadel, vähem aga suvel ja sügisel. Aasta keskmise veetemperatuuri tõus on olnud umbes 1 kraad kümnendi kohta.
- Jõgede äravoolule on iseloomulik suhteliselt suur ajaline muutlikkus. Veerikkad ja veevaesed perioodid on kordunud teatud seaduspärasuse järgi. Selgemini avaldub lühiajaline muutlikkus tsükli kestusega 3–4 aastat ning pikaajaline muutlikkus tsükli kestusega 26–27 aastat. Kliimaatilise-hüdroloogiliste standardperioodide viisi äravoolu erinevused on väikesed ja ühesuunalist kliimamuutuse mõju äravoolule ei ilmne. Viimase 150 aasta jooksul ei ole esinenud ühesuunalist äravoolu vähenemist ega ka suurenemist.
- Ökoloogiliselt olulise miinimumäravoolu dünaamikas kajastuvad samuti selgesti ja korrapäraselt 20. sajandi veevaesed ning veerikkad perioodid. Jõgede miinimumäravool on olnud standardperioodil 1961–1990 suurem võrreldes aastatega 1931–1960. Seda nii aasta, talve kui suve madalveelistel perioodidel.
- Veekogude temperatuuri- ja jäärežiimi on üldistavalt otstarbekas vaadelda hüdroklimaatiliste aastaegade kaudu, mille abil on võimalik iseloomustada veekogu soojusseisundi muutusi pikemal perioodil. Kevadistele aastaegadele on iseloomulik selgelt ühetaoline tendents nihkuda varasemale ajale. Ajavahemikus 1946–1998 on trendi järgi Eesti siseveekogudel talve lõpp nihkunud varasemaks keskmiselt ühe kuu võrra, mida tuleb pidada talvekliima üldise soojenemise selgeks indikaatoriks. Suve lühenemine jõgedel ja Peipsi järvel keskmiselt 2 nädala võrra on toimunud selle hilisema alguse ja varasema lõpu arvel. Ühesuunaline ja kõiki vaadeldud jõgesid hõlmav on eeltalve trend hilisema alguse suunas. Hüdroklimaatiliste aastaegade muutumine ei ole kaasa toonud olulist mõju siseveekogude ökosüsteemidele.

Eesti paikneb kliimaatilises üleminekuvööndis, kus meie ilmastikku mõjutavad nii Atlandi ookeani kohal kujunenud niiske, talvel soe ja suvel jahe mereline õhumass ning Euraasia maismaa-alade kohal kujunenud kuiv, suvel palav ja talvel pakaseline mandriline õhumass. Lisaks mõjutavad Eesti ilmastikku aegajalt ka Põhja-Jäämere kohal kujunenud külm ja kuiv arktiline õhk, eelkõige talvel ja kevadel, ning Vahemere piirkonnast pärinev palav ja suure niiskusesisaldusega troopiline õhk, seda ainult harva ja suvisel ajal.

Intensiivne õhumasside vaheldumine põhjustab muutlikku ilmastikku väga erinevas ajaskaalas. Üksteisele järgnevate päevade ilmad võivad olla oluliselt erinevad, samuti nagu ka näiteks järgnevate aastate üksikute aastaegade ilmastik. Vaatamata suurele ajalisele muutlikkusele ilmneb Eestis üsnagi kiire kliimatingimuste muutumine lääneosas merelisest ida suunas järjest kontinentaalsemaks.

Kuna Eesti ja kogu Läänemere piirkond paikneb kliimaatilises üleminekuvööndis, siis siin avalduvad pikaajalised kliima kõikumised väga selgel kujul. Kõige muutlikumaks on just talvised ilmastikutingimused, kui atmosfääri tsirkulatsioonil on kõige otsesem toime ilmastiku iseloomule. Globaalse kliima soojenemise käigus on intensiivistunud läänevool, mille käigus üha rohkem sooja merelist õhku on kujundamas meie ilmastikku külmal poolaastal. Külma kontinentaalne õhk ei ulatu siis Eestit mõjutama. Vastandina aga pakaseliste talvede puhul on läänevool nõrk ja mereline õhk ookeanilt ei jõua Läänemere piirkonda. Siis valitseb siin ilmastikutingimuste kujundajana külm kontinentaalne õhumass.

### **1.1. Õhurõhk, tuuled ja tormid**

Õhurõhk on väga oluline kliimaelement, mis määrab ära kogu ilmastiku iseloomu. Õhurõhu erinevusest tekivad tuuled, mis võivad vaadeldavale alale kanda hoopis erinevate omadustega õhumasse. Õhurõhust on suuresti sõltuvad vertikaalsed õhuvoolud, mis määravad ära pilvisuse, sademed ja ka õhutemperatuuri erinevatel aastaegadel. Õhurõhu muutused numbriliselt on suhteliselt väikesed, mida inimesed tavaliselt ei taju, kuid väikesed õhurõhu muutused võivad viia suurtele ilamuutustele.

Õhurõhu mõõtmisandmed arvutatakse alati ümber meretasemele, sest siis on erinevatel kõrgustel teostatud mõõtmiste tulemused omavahel võrreldavad. Seejärel on võimalik andmeid kanda kaardile, joonistada isobaare ning märkida kaardil ära kõrg- ja madalrõhkkondade asukohad. Õhurõhu territoriaalne muutlikkus on väga väike. Seetõttu ongi võimalik pikaajalisi õhurõhu muutusi Eestis hinnata vaid ühe jaama andmete alusel. Aasta keskmise õhurõhu aegrida Tartus perioodil 1961-2010 ei näita olulisi muutusi. Üksikutest kuudest oli sellel perioodil rõhu tõusu märgata aprillis, juulis, septembris ja novembris. Õhurõhu langus aga iseloomustab eelkõige talve (jaanuar, veebruar, märts) aga ka maid ja juunit. Õhurõhu langusega talvel on võimalik seostada õhutemperatuuri, pilvisuse ja sademete tõusutendentsi sellel perioodil.

Tuul on väga oluline ilmaelement, mis võib suurel määral mõjutada ka teisi peamisi ilmanäitajaid. Erilisteks ilmanähtusteks on just tugevad tuuled, mis suurendavad inimeste külmatunnet. Tuul on ainus vektoriaalne meteoroloogiline karakteristik. Seda kirjeldatakse nii tuule kiiruse kui ka suuna kaudu. Tuule kiirust mõõdetakse tavaliselt meetrites sekundis, kusjuures eristatakse keskmist tuule kiirust, mis on kümne minuti keskmine, ja puhangulist tuule kiirust, mis on vaid hetkeline. Tuule suunda määratakse tavaliselt ilmakaarte järgi, kust tuul puhub. Ajalooliselt on kasutatud 16-rumbilist skaalat tuule suuna määramisel. Sellest ajast aga, kui võeti kasutusele automaatsed tuulemõõtjad, on tuule suunda määratud kraadides. Selle kohaselt vastab näiteks idatuulele tuule suund 90 kraadi, lõunatuulele 180 kraadi, läänetuulele 270 kraadi ja põhjatuulele 360 kraadi.

Tuult tekitab maapinnalähedane õhurõhu horisontaalne gradient, mis tähendab õhurõhu muutust ühe pikkusühiku kohta. Mida suurem on õhurõhu gradient, seda tugevam tuul esineb. Teiseks tuule kiirust ja suunda mõjutavaks teguriks on aluspinna hõõrdumine. Mida väiksem see on seda tugevam tuul puhub. Väga tugevate tuuletakistuste korral aga võib tuule kiirus

väheneda nullini. Tuuletakistused mõjutavad ka tuule suunda, tekitades erineva suurusega õhukeeriseid. Olukorras, kus tuule takistus on väike, näiteks mere kohal, puhub tuul enamvähem risti isobaaridega, nii et madalama rõhuga ala jääb õhu liikumise suunast vasakule. Mida suuremaks läheb aga aluspinna takistus, seda enam pöördub õhuvool oma esialgsest suunast vasemale, madalama õhurõhuga ala suunas. See tuulenihe võib olla maksimaalselt kuni 30 kraadi. Eesti ilmajaamade keskmised tuule kiirused perioodil 1966-2010 on esitatud tabelis 1.1.

**Tabel 1.1.** Kuude ja aasta keskmine tuule kiirus 1966-2010

Jaam	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Aasta
Jõgeva	3,3	3,1	3,1	3,1	3,0	2,7	2,4	2,4	2,7	3,1	3,2	3,3	3,0
Jõhvi	4,7	4,5	4,4	4,0	3,8	3,5	3,2	3,4	3,7	4,4	4,7	4,9	4,1
Kihnu	6,9	6,0	5,4	4,7	4,8	4,7	4,9	5,3	6,1	7,1	7,5	7,3	5,9
Kunda	4,9	4,5	4,3	4,1	3,9	3,6	3,5	3,7	4,4	4,9	5,2	5,2	4,4
Kuusiku	3,2	3,1	3,1	3,1	2,9	2,7	2,3	2,3	2,6	3,0	3,1	3,2	2,9
Nigula	4,3	4,1	4,1	3,8	3,7	3,5	3,1	3,1	3,5	4,0	4,2	4,3	3,8
Ristna	4,8	4,2	3,8	3,4	3,3	3,3	3,5	3,7	4,3	4,7	4,9	4,9	4,1
Sõrve	7,2	6,4	6,0	5,6	5,5	5,3	5,2	5,3	6,3	7,0	7,4	7,4	6,2
Tiirikoja	3,4	3,2	3,1	2,8	2,9	2,8	2,6	2,7	2,9	3,3	3,5	3,5	3,1
Türi	2,8	2,7	2,6	2,6	2,5	2,4	2,2	2,1	2,3	2,6	2,8	2,8	2,5
Väike- Maarja	4,4	4,3	4,1	3,9	3,8	3,5	3,1	3,2	3,6	4,0	4,3	4,4	3,9
Valga	2,7	2,6	2,6	2,5	2,3	2,0	1,8	1,8	2,0	2,4	2,6	2,6	2,3
Viljandi	2,9	2,7	2,7	2,7	2,5	2,2	2,0	2,0	2,2	2,6	2,8	2,9	2,5
Vilsandi	7,2	6,4	6,2	5,8	5,3	5,2	5,1	5,3	6,3	7,0	7,4	7,4	6,2
Võru	3,1	3,0	2,9	2,8	2,7	2,5	2,3	2,4	2,6	3,0	3,1	3,1	2,8

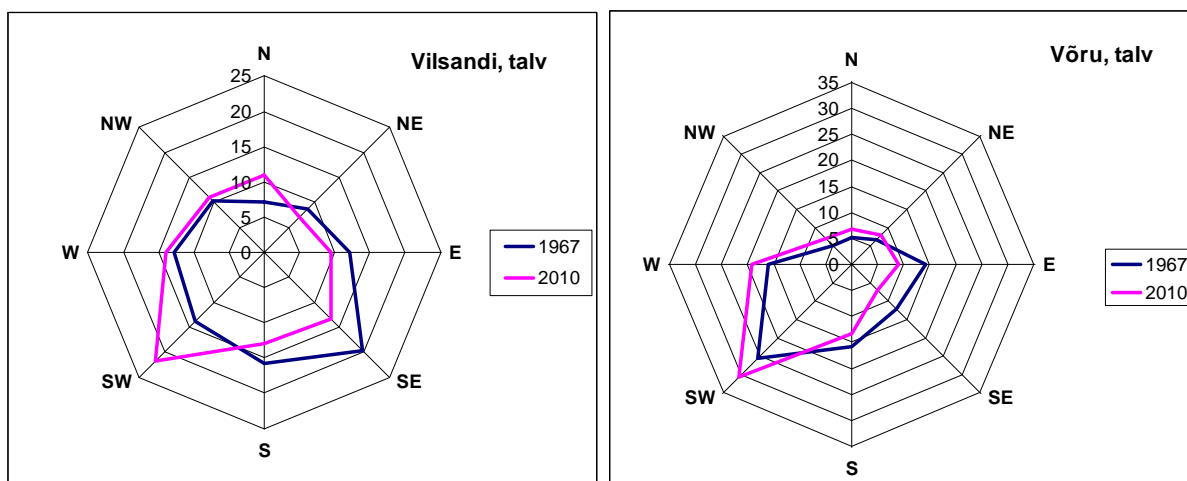
Analüüsida pikaajalisi muutusi tuule tugevuses on suhteliselt raske. Erinevatel aegadel on kasutatud tuule mõõtmiseks erinevaid mõõteriistu, mille tulemused ei ole omavahel hästi võrreldavad. Perioodi 1966-2010 kohta arvatud trendid näitavad, et tuule kiiruse vähenemine on leidnud aset peaaegu kõikides jaamades ja peaaegu kõikidel kuudel. Tõenäoliselt on need trendid aga kunstlikud, mõjutatud mõõteriista muutustest.

Küll on aga võimalik üsna hästi hinnata muutusi tuule suundade korduvuses. Siin ei mängi rolli mõõteriista vahetus. Põhjatuu on iga tuulelipuga mõõtes ikkagi põhjatuu. Viimastel aastakümnetel aset leidnud muutused tuule suuna korduvuses on põhjalikult läbi analüüsitud äsja ilmunud artiklis (Jaagus, Kull, 2011). Selgub, et suurimad muutused perioodil 1966-2010 on aset leidnud talvel. See pole üllatav, sest ka teiste peamiste kliimanäitajate muutused on suurimad talvel.

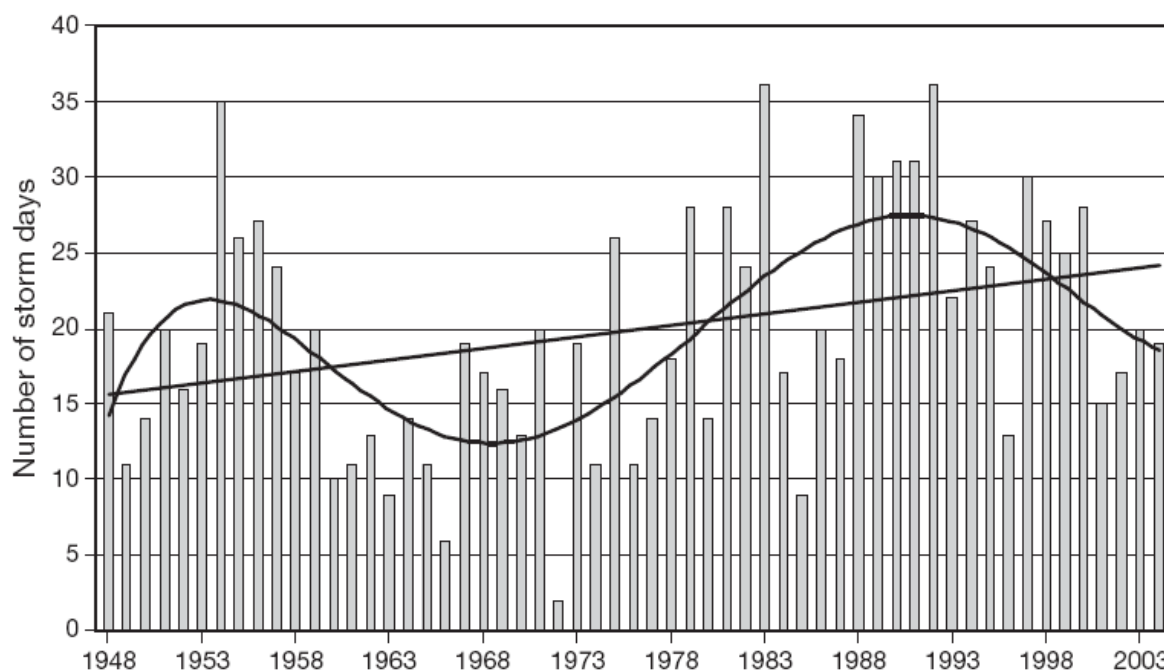
Edela- ja läänetuulte osakaal talvel (XII-II) on statistiliselt oluliselt suurenenud ning kagu- ja idatuule osatähtsus vähenenud. Joonisel 1.1 toodud tuuleroosidel kujutab sinine joon tuule suundade keskmist protsentuaalset jaotust trendi järgi perioodi esimesel (talv 1966/67) ja viimasel (talv 2009/2010) aastal. Joonisest tuleb aru saada niimoodi, et perioodi jooksul muutus sinine joon järkjärgult punaseks jooneks. Tuleb arvestada, et erinevate jaamade tuuleroosid on erineva kujuga, sest tuuletakistuste mõju jaama ümbruses kujundab selle jaama tuuleroosi isesuguseks. See tulemus tuule suundade korduvuse muutuses langeb hästi kokku talvise õhutemperatuuri tõusutendentsiga. On hästi teada, et talvisel ajal tuleb Eestisse soojem õhk ookeanilt edela- ja läänetuultega ning külmem õhk Euraasia siseosadest kagu- ja idatuulega. Teistel aastaegadel toimunud muutused tuule suuna korduvustes on nõrgemad ja jaamade vahel erinevamad.



Inimtegevusele mõjuvad eriti tugevasti mitte keskmised tuulenäitajad vaid eelkõige just äärmiselt tugevad tuuled. Meteoroloogias nimetatakse kokkuleppeliselt tormituuleks sellist, mille puhul on keskmine tuule kiirus suurem või võrdne 15 m/s. Uuringud on näidanud, et tormipäevade arv Eesti äärmisel läänerannikul on 20. sajandi teisel poolel kasvanud (joonis 1.2) (Orviku et al., 2003; Kont et al., 2007; Jaagus et al., 2008). See pole toimunud mitte sügiskuude vaid talvekuude arvelt. See on üsna loogiline ja heas vastavuses üldiste kliimamuutustega. Üldine ilmastiku muutumise tendents talvisel ajal on olnud selline, et suurema osatähtsusega on tsükloonaalne ilma ja väiksema osakaaluga antitsükloonaalne ilm. Madalrõhkkondade mõju all on talveilmad pehmemad, tuulisemad ja sajusemad.



**Joon. 1.1.** Tuule suundade keskmine protsentuaalne jaotus talvel lineaarse trendi järgi perioodil 1966/67–2009/10 selle algusaastal ja lõppaastal Vilsandis ja Võrus.



**Joon. 1.2.** Aastase tormipäevade arvu aegrida Vilsandis 1948–2004, selle lineaarne trend ja 5. järku polünoom (Jaagus et al., 2008).

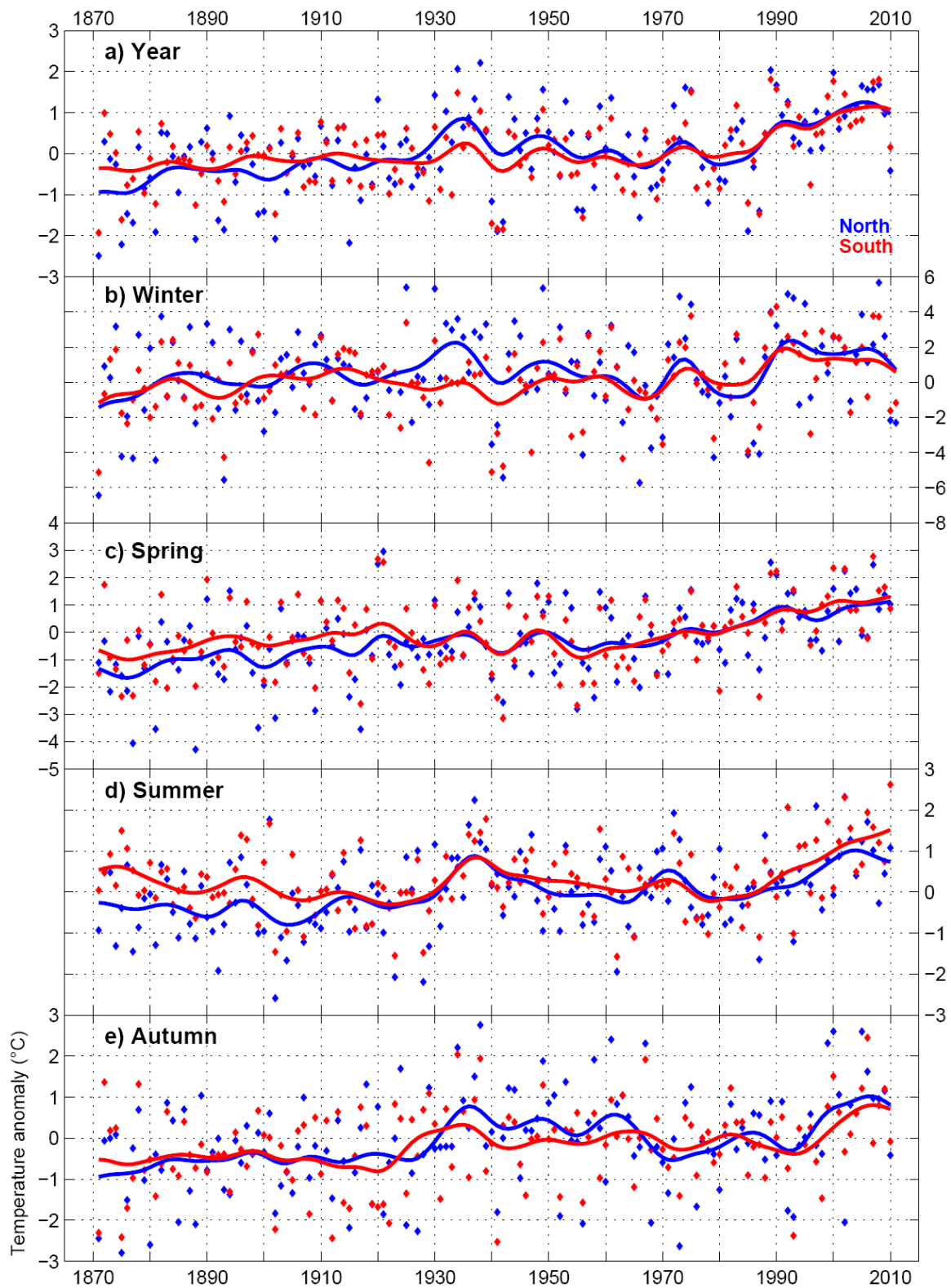
## 1.2. Õhutemperatuur

Õhutemperatuur on kahtlemata kõige olulisemaks kliimanäitajaks. See väljendab mingi piirkonna soojusressursse. Õhutemperatuuri poolt on suures osas ära määratud kogu looduse iseloom ning kasvatatavate kultuurtaimede ja sortide valik. Muutused temperatuurirežiimis toovad enesega vältimatult kaasa muutusi kogu eluslooduses.

Eesti õhutemperatuuri režiimi kõige üldisemal tasemel iseloomustab esmajoones väga suur sesoonne varieeruvus ehk külma ja sooja poolaasta vaheldumine. Selle foonil esinevad aga ka väga olulised temperatuuri erinevused üksikute aastate vahel. Näiteks pehmete ja pakaseliste talvede vaheldumine loob vägagi erinevad tingimused nii looduse kui ka inimtegevuse jaoks. Kolmandaks temperatuurirežiimi iseärasuseks on suhteliselt suurte territoriaalsete kontrastide esinemine rannikualade ja sisemaa vahel. See on väikese Eesti piires märkimisväärne.

Maakera keskmine õhutemperatuur on viimase 150 aasta jooksul tõusnud. IPCC aruande kohaselt perioodil 1906-2005  $0,74 \pm 0,18$  °C, kusjuures viimasel viiekümnel aastal on soojenemine olnud umbes kaks korda kiirem kui kogu perioodi jooksul (IPCC, 2007). Keskmisest kiiremat soojenemist on täheldatud Põhja-Euroopas ja Läänemere regioonis. Perioodil 1871-2004 on leitud keskmiseks soojenemiseks Läänemere valgjal põhja pool 60 pl  $0,10$  °C kümne aasta kohta ja lõuna pool seda laiuskraadi (kuhu jääb ka Eesti)  $0,07$  °C kümnendis (BACC, 2008). Suurim õhutemperatuuri tõus fikseeriti kevadel ja talvel.

Sedasama andmestikku on täiendatud kuni 2010. aastani Anders Mobergi poolt ja selle põhjal on ette valmistatud joonised BACC (Baltic Assessment of Climate Change) raamatu jätkuraamatule (BACC II, 2012) (joon. 1.3). Joonistelt nähtub, et õhutemperatuuri tõus Läänemere valgjal on jätkunud ka viimastel aastatel, välja arvatud talvel. Kaks viimast külma talve (2009/10, 2010/11) on põhjustanud temperatuuri graafiku pöördumise allapoole.

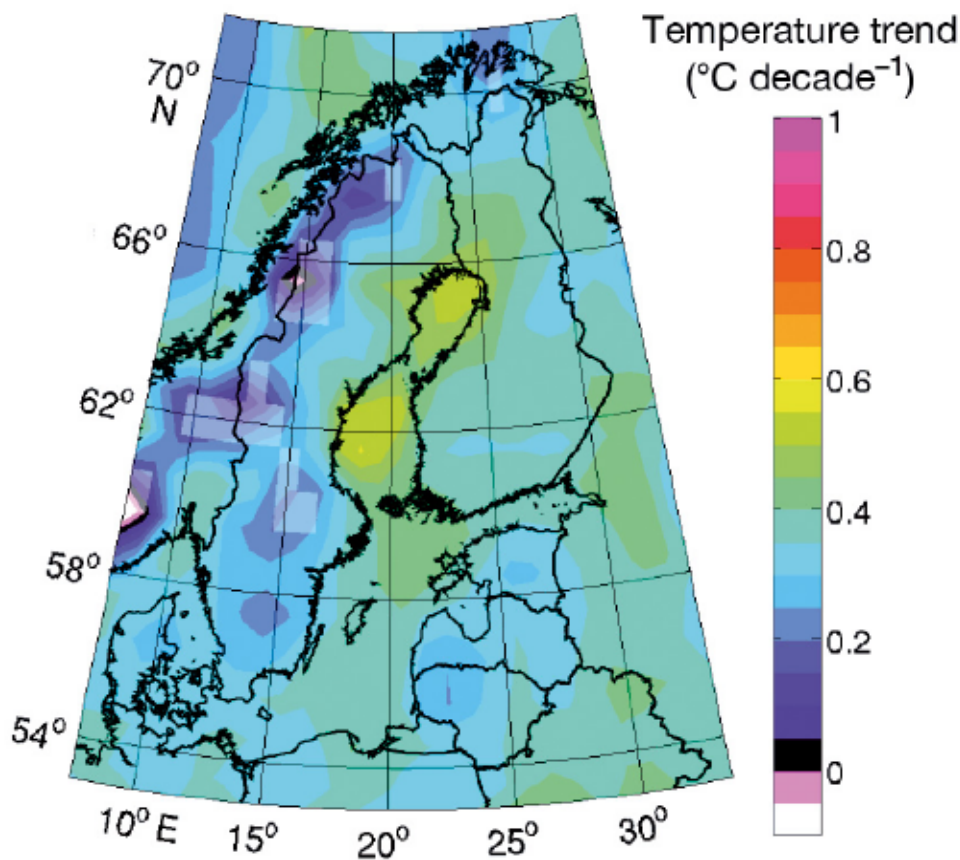


**Joon. 1.3.** Aasta ja aastaegade keskmiste õhutemperatuuride anomaaliad Läänemere valglal perioodil 1871–2010, mis on arvatud 5×5 kraadi võrgustiku silmadesse interpoleeritud väärtuste alusel, kusjuures sinisega on tähistatud 60 pl. põhja poole jäävate võrgupunktide keskmist ja punane sellest piirist lõuna poole jäävate võrgupunktide keskmist. Punktid on üksikaastate väärtused ja kõverjoon on Gaussi filtriga ( $\sigma = 3$ ) silutud aegrida (BACC II, 2012).

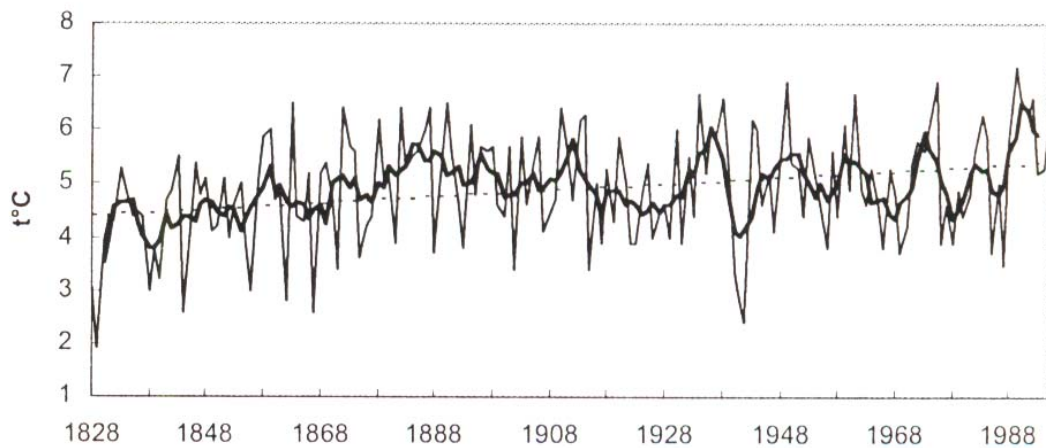
Lehmann et al. (2011) uurisid kliima varieeruvust ja muutusi Läänemere piirkonnas kõige viimastel aastakümnetel (1970–2007) kasutades tiheda võrgustikuga ( $1 \times 1^\circ$ , 3 h) järelanalüüsi andmeid. Tulemused näitasid aasta temperatuuri keskmist tõusutendentsi  $0,4 \text{ }^\circ\text{C}$  kümnendi kohta, kusjuures piirkonna põhjaosas Botnia lahe piirkonnas on see kõige suurem (joon. 1.4). Seal on sügise ja talve temperatuur tõusnud  $0,5\text{--}0,6 \text{ }^\circ\text{C}$  kümnendi kohta, samas kui Läänemere lõunaosas on enim soojenenud kevad ja suvi ( $0,2\text{--}0,3 \text{ }^\circ\text{C}$  kümnendis) (Lehmann et al., 2011).

On täiesti ootuspärane, et õhutemperatuuri kõikumised ja trendid Eestis on sarnased nendele, mis on täheldatud naaberaladel. Kasutades kõige pikemaid õhutemperatuuri vaatlusridu sai hinnatud, et aasta keskmine on tõusnud 19. sajandi keskpaigast 20. sajandi lõpuni  $0,7\text{--}1,0 \text{ }^\circ\text{C}$  võrra (Jaagus, 1996; 1998a). Kevadel ja talvel on soojenemine olnud keskmisest kiirem, suvel ja sügisel aga statistiliselt ebaoluline. Üks selge soojenemisperiood kestis perioodi algusest kuni 1930ndateni, sellele järgnes mõningane temperatuuri langus kuni 1960ndateni ja teine tõusuperiood alates 1970ndatest kuni kaasajani välja (joon. 1.5). Mõistagi tuleb siinkohal arvestada sellega, et kõige pikemad temperatuuri aegread on selgelt mittehomoogeensed, s.t. nii mõõtmiskoht, mõõteriistad kui ka meetodika on aja jooksul muutunud, mis ei võimalda pidada vaatlusi täiesti ühesugusteks kogu vaatlusaja kestel.

Kui võrreldi keskmisi õhutemperatuure, mis on leitud pika perioodi 1881–1980 ja viimase lühikese ajavahemiku 1966–1998 jaoks, siis selgus, et viimase puhul on aasta keskmine  $0,3\text{--}0,5 \text{ }^\circ\text{C}$  võrra kõrgem (Jaagus, 1999). Kuu keskmised oli hilisemal ajal selgelt kõrgemad perioodil jaanuarist juunini, saavutades maksimumi märtsis, kui vahe oli  $1,4 \text{ }^\circ\text{C}$ .

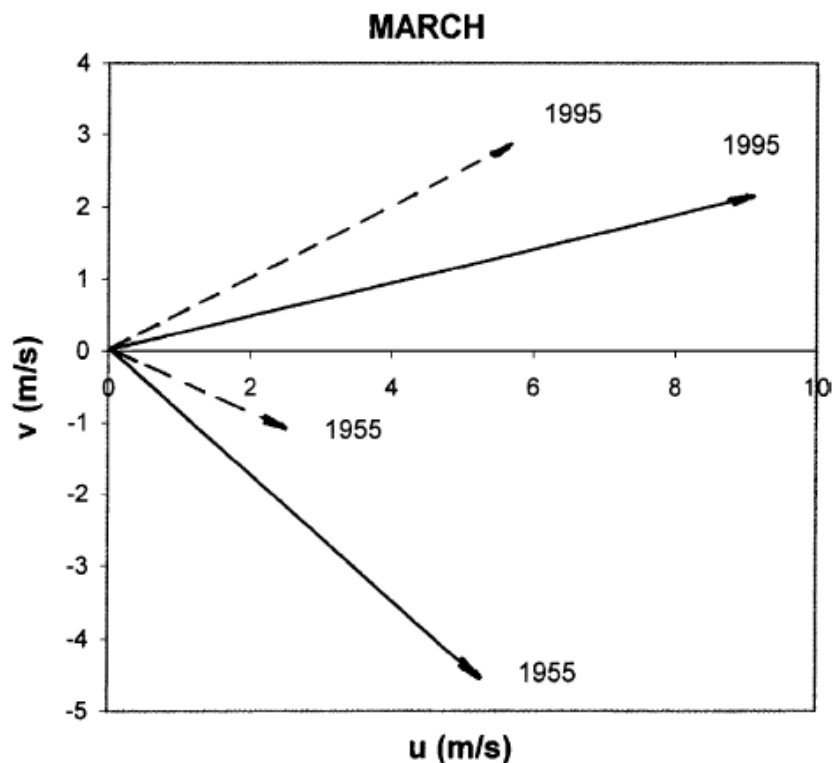


**Joon. 1.4.** Aasta keskmise õhutemperatuuri tõus kümnendi kohta perioodil 1970–2007. Kergelt varjutatud aladel pole trend statistiliselt usaldusväärne 0,05 tasemel (Lehmann et al., 2011).



**Joon. 1.5.** Aasta keskise õhutemperatuuri aegrida Tallinnas perioodil 1828–1995, selle 7-aastane libisev keskmine ja lineaarne trend (Jaagus, 1998a).

Märtsikuu suurt soojenemist on põhjalikumalt käsitletud Sirje Keevallik (2003) näidates, et see on olnud põhjustatud valdavate tuulte suundade muutusest troposfääri kõrgemates kihtides. Kui perioodi 1955–1995 alguses oli keskmine tuule vektor suunatud loodest kagusse, siis perioodi lõpul edelast kirdesse (joon. 1.6). Mõistagi tuleb märtsikuus meil loodest jahedamat ja edelast soojemat õhku.



**Joon. 1.6.** Tuulevektori keskmised muutused 500 hPa (pidevjoon) ja 850 hPa (katkendjoon) isobaarpinna kõrgusel mõõdetuna raadiosondidega Tallinna Aeroloogiajaamas perioodil 1955–1995 (Keevallik, 2003).

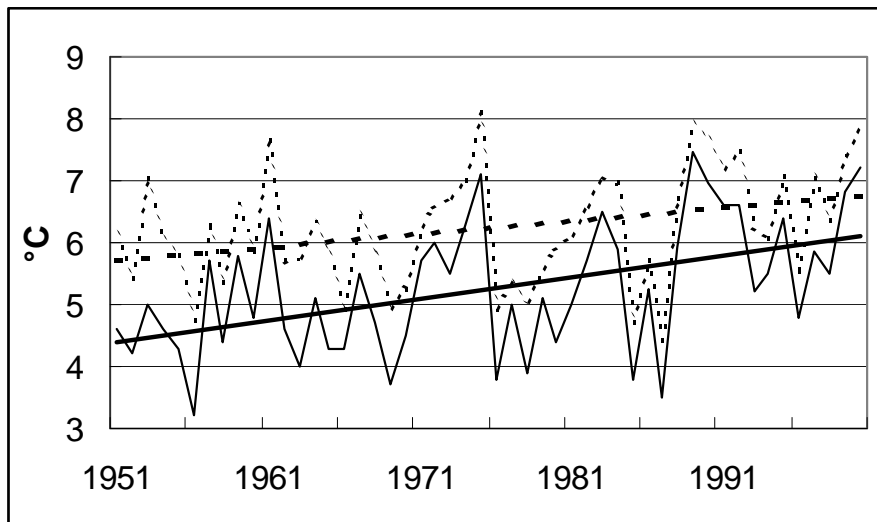
Kui kõneldakse antropogeensest kliima soojenemisest, siis selle all mõistetakse ajavahemikku pärast Teist Maailmasõda. 20. sajandi teise poole temperatuuri tõus Eestis on olnud kõige kiirem (Jaagus, 2003a; 2006a). Tabelis 1.2 on esitatud kuude, aasta, aastaegade ning külma ja sooja poolaasta jaoks keskmise õhutemperatuuri muutused Eesti ilmajaamades lineaarse trendi järgi 50 aasta jooksul (1951–2000).

Seal tulevad selgesti esile peamised temperatuuri trendid. Nii aasta kui ka kevade keskmine õhutemperatuur on kõikides jaamades tõusnud statistiliselt olulisel määral. Aasta keskmine on 50 aasta jooksul suurenenud 1,0–1,7 °C võrra, kõige vähem Ristna ja kõige enam Võru jaamas (joonis 1.7). Kevade keskmine temperatuur on aga tõusnud veel palju enam, 2,0–3,3 °C võrra. Ka talve keskmine on tõusnud enam kui kahe kraadi võrra, kuid suure ajalise muutlikkuse tõttu pole see statistiliselt usaldusväärne. Kuu temperatuuridest esines selget soojenemist jaanuarist maini, kusjuures olulist trendi esines kõikides jaamades märtsi ja aprilli puhul, rannikujaamades veel ka veebruaris ja mais (joonis 1.8).

Kõige viimasema perioodi 1966–2010 kohta keskmised õhutemperatuurid kõigis Eestis pidevalt tegutsenud ilmajaamades on toodud tabelis 1.3. Need on selgelt kõrgemad kui vanemates kliimateatmikes. Keskmine temperatuur on varasemaga võrreldes kõrgem peaaegu kõikidel kuudel. Analoogiliselt tabelile 1.2 on temperatuuri muutused sellel viimasel perioodil esitatud tabelis 1.4.

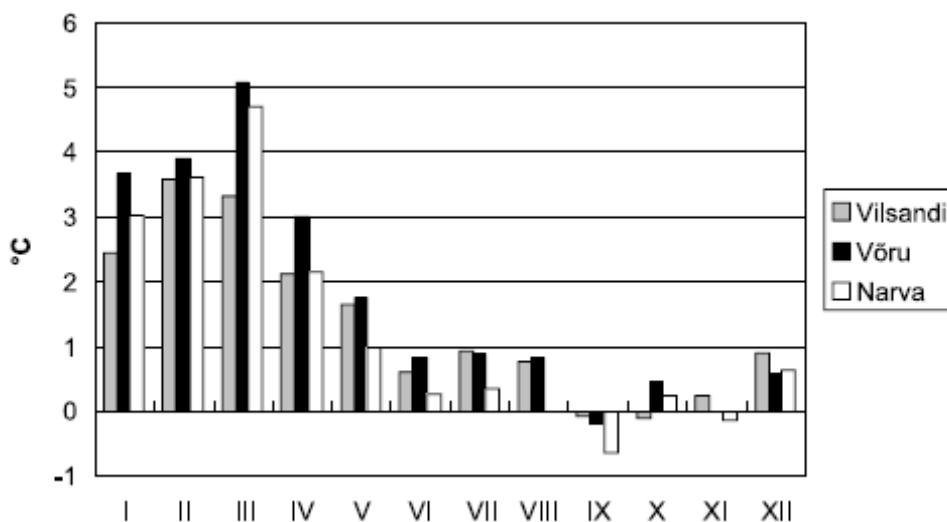
**Tabel 1.2.** Keskmise õhutemperatuuri muutused (kraadides) lineaarse trendi järgi perioodil 1951–2000. Statistiliselt olulise ( $P < 0,05$  tasemel) regressioonikordaja puhul on muutus toodud rasvases kirjas, Mann-Kendalli testi järgi usaldusväärne trend aga kursiivis (Jaagus, 2003a).

	Türi	Võru	Narva	Valga	Tiirikoja	Kunda	Kihnu	Ristna	Vilsandi	Sõrve
I	3.3	3.7	3.0	3.6	3.4	2.6	2.6	2.2	2.5	2.3
II	3.7	3.9	3.6	3.6	3.7	3.4	3.6	3.2	<b>3.6</b>	<b>3.6</b>
III	<b>4.7</b>	<b>5.1</b>	<b>4.7</b>	<b>4.5</b>	<b>4.7</b>	<b>4.5</b>	<b>4.3</b>	<b>3.0</b>	<b>3.3</b>	<b>3.4</b>
IV	<b>2.6</b>	<b>3.0</b>	<b>2.1</b>	<b>2.5</b>	<b>2.4</b>	<b>2.0</b>	<b>2.6</b>	<b>1.8</b>	<b>2.1</b>	<b>1.7</b>
V	1.6	1.8	1.0	1.4	<b>1.6</b>	1.4	<b>1.7</b>	1.2	<b>1.6</b>	<b>1.9</b>
VI	0.8	0.8	0.3	0.4	0.6	0.4	0.6	0.2	0.6	0.5
VII	1.0	0.9	0.3	0.5	0.5	0.4	0.6	0.4	0.9	0.8
VIII	0.6	0.8	0.0	0.2	0.3	0.2	0.5	0.5	0.8	0.7
IX	-0.3	-0.2	-0.6	-0.6	-0.1	-0.7	-0.3	-0.6	-0.1	0.0
X	-0.1	0.5	0.3	-0.1	0.0	0.0	0.0	-0.2	-0.1	-0.4
XI	0.1	0.0	-0.5	-0.2	-0.1	-0.1	0.0	0.0	0.3	0.1
XII	0.4	0.6	0.2	0.3	0.7	0.3	0.8	0.8	0.9	0.5
Aasta	<b>1.5</b>	<b>1.7</b>	<b>1.1</b>	<b>1.3</b>	<b>1.4</b>	<b>1.2</b>	<b>1.4</b>	<b>1.0</b>	<b>1.4</b>	<b>1.3</b>
Kevad	<b>3.0</b>	<b>3.3</b>	<b>2.6</b>	<b>2.8</b>	<b>2.9</b>	<b>2.6</b>	<b>2.8</b>	<b>2.0</b>	<b>2.4</b>	<b>2.3</b>
Suvi	0.8	0.8	0.2	0.4	0.5	0.3	0.6	0.4	0.8	0.7
Sügis	-0.1	0.1	-0.4	-0.3	-0.1	-0.3	-0.1	-0.3	0.0	-0.1
Talv	2.3	2.5	2.2	2.3	2.4	1.9	2.1	1.9	2.2	2.0
Soe	0.9	1.1	0.5	0.6	<b>0.8</b>	0.5	<b>0.8</b>	0.5	<b>0.8</b>	<b>0.7</b>
Külm	<b>2.3</b>	<b>2.4</b>	2.2	<b>2.1</b>	<b>2.3</b>	<b>2.0</b>	<b>2.1</b>	<b>1.7</b>	<b>1.9</b>	<b>1.8</b>



**Joon. 1.7.** Aasta keskmise õhutemperatuuri aegrida Võrus (pidevjoon) ja Ristnas (katkendjoon) ning nende linearsed trendid (Jaagus, 2003a).

Need muutused on aga juba erinevad. Veebruari ja märtsi soojenemine pole enam statistiliselt oluline. Viimasel kümnendil on tulnud jälle külmema talvesid, kus just nende kahe kuu keskmised temperatuurid on jäänud madalamaks. Samas on eriti tugev soojenemistrend perioodil 1966–2010 esinenud jaanuaris, mõnes jaamas isegi enam kui kuus kraadi. Statistiliselt usaldusväärne soojenemine on fikseeritud veel aprillis, juulis ja augustis, osades jaamades ka septembris ja rannikujaamades veel ka maikuu. Aastaaegadest esineb trend talvel, kevadel ja enamikul jaamadest ka suvel, mitte aga sügisel. Tabeli 1.4 andmete juures tuleb arvestada, et viimane kümnend on Narva asemel ilmajaam töötanud Narva-Jõesuus, kus kindlasti on suurel osal aastast temperatuur kõrgem kui Narvas. Ka Pärnu jaama asukoht muutus sellel perioodil, kui vaatlusväljak viidi rannalt linna sisse ja lõpuks lennuväljale. Sellised muutused teevad vaatlusread mittehomogeenseks ja trendid moonutatuks.



**Joon. 1.8.** Kuu keskmise õhutemperatuuri muutus trendi järgi kolmes jaamas perioodil 1951–2000 (Jaagus, 2006a).

**Tabel 1.3.** Kuude ja aasta keskmised õhutemperatuurid Eesti ilmajaamades perioodil 1966–2010.

Vaatlusjaam	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Aasta
Pakri	-3.5	-4.2	-1.0	3.6	9.0	13.8	17.0	16.3	11.9	7.1	2.2	-1.3	5.9
Kuusiku	-5.3	-5.6	-1.7	4.2	10.3	14.5	16.6	15.4	10.4	5.5	0.7	-3.2	5.1
Tallinn	-4.5	-4.9	-1.3	4.0	9.8	14.4	17.0	15.9	11.1	6.2	1.3	-2.3	5.5
Kunda	-4.9	-5.4	-1.5	3.6	9.3	14.0	16.7	15.7	11.1	6.2	1.2	-2.5	5.3
Jõhvi	-6.3	-6.5	-2.2	3.8	10.0	14.4	16.7	15.4	10.4	5.2	0.0	-3.9	4.7
Narva	-6.4	-6.4	-1.9	4.1	10.2	14.8	17.4	15.9	10.8	5.6	0.3	-3.8	5.0
Pärnu	-4.5	-4.8	-1.2	4.4	11.1	15.4	17.8	16.8	11.8	6.7	1.6	-2.3	6.1
Kihnu	-3.1	-4.1	-1.3	3.4	9.8	14.6	17.6	17.3	12.9	8.0	3.3	-0.4	6.5
Sõrve	-1.8	-2.7	-0.5	3.4	8.8	13.6	16.7	16.7	12.8	8.3	3.9	0.6	6.6
Vilsandi	-1.6	-2.5	-0.2	3.8	9.0	13.5	17.0	17.0	12.9	8.3	4.0	0.7	6.8
Ristna	-1.6	-2.7	-0.5	3.3	8.4	13.2	16.7	16.6	12.5	8.0	3.6	0.5	6.5
Nigula	-4.4	-4.8	-1.3	4.3	10.3	14.5	16.9	15.8	11.0	6.1	1.5	-2.2	5.6
Tiirikoja	-6.0	-6.4	-2.3	3.2	9.9	14.6	17.0	15.6	10.6	5.6	0.4	-3.6	4.8
Väike- Maarja	-6.4	-6.5	-2.4	3.7	10.1	14.3	16.5	15.2	10.1	4.9	-0.2	-4.1	4.6
Türi	-5.5	-5.6	-1.5	4.5	10.7	14.9	17.0	15.6	10.5	5.5	0.5	-3.4	5.3
Jõgeva	-6.1	-6.3	-2.0	4.4	10.8	14.9	16.9	15.5	10.3	5.3	0.2	-3.9	5.0
Tartu	-5.9	-5.8	-1.4	4.9	11.1	15.1	17.2	15.9	10.8	5.7	0.5	-3.6	5.4
Viljandi	-5.5	-5.5	-1.2	4.8	11.1	15.1	17.2	16.0	10.8	5.7	0.6	-3.4	5.5
Valga	-5.7	-5.4	-1.0	5.2	11.4	15.3	17.3	16.0	10.8	5.7	0.6	-3.6	5.5
Võru	-5.8	-5.5	-1.0	5.3	11.6	15.6	17.7	16.3	11.1	5.9	0.6	-3.7	5.7

**Tabel 1.4.** Keskmise õhutemperatuuri muutused (kraadides) lineaarse trendi järgi perioodil 1966–2010. Statistiliselt olulise ( $P < 0,05$  tasemel) regressioonikordaja puhul on muutus toodud rasvases kirjas.

Vaatlusjaam	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Aasta
Pakri	<b>4.9</b>	2.9	1.5	<b>2.7</b>	1.4	-0.2	<b>2.2</b>	<b>1.5</b>	<b>1.7</b>	1.2	0.5	2.1	<b>1.9</b>
Kuusiku	<b>5.6</b>	2.2	1.1	<b>3.0</b>	0.7	-0.2	<b>2.2</b>	<b>1.6</b>	1.2	0.7	0.1	2.1	<b>1.7</b>
Tallinn	<b>5.6</b>	3.1	1.5	<b>3.2</b>	1.1	-0.6	<b>1.9</b>	<b>1.4</b>	<b>1.7</b>	1.2	0.6	2.2	<b>1.9</b>
Kunda	<b>5.8</b>	2.9	1.0	<b>2.7</b>	<b>1.4</b>	0.2	<b>2.3</b>	<b>1.5</b>	<b>1.7</b>	1.2	0.4	1.9	<b>1.9</b>
Jõhvi	<b>6.2</b>	2.5	0.8	<b>2.9</b>	0.7	-0.4	<b>2.2</b>	<b>1.6</b>	1.5	1.0	0.2	2.0	<b>1.8</b>
Narva	<b>7.2</b>	3.1	1.3	<b>2.5</b>	0.7	0.0	<b>2.9</b>	<b>2.2</b>	<b>2.2</b>	1.7	0.6	2.6	<b>2.2</b>
Pärnu	<b>5.6</b>	2.3	1.5	<b>3.4</b>	1.0	-0.8	<b>1.7</b>	1.0	0.9	0.7	0.1	2.0	<b>1.7</b>
Kihnu	<b>4.9</b>	2.7	1.6	<b>3.2</b>	<b>1.5</b>	-0.2	<b>2.3</b>	<b>1.8</b>	1.4	1.1	0.1	1.5	<b>1.8</b>
Sõrve	<b>4.3</b>	2.6	1.4	<b>2.6</b>	<b>2.1</b>	0.0	<b>2.2</b>	<b>1.8</b>	1.6	0.8	0.3	1.5	<b>1.8</b>
Vilsandi	<b>4.4</b>	2.9	1.8	<b>2.7</b>	<b>1.6</b>	0.4	<b>2.5</b>	<b>2.2</b>	<b>1.6</b>	1.1	0.2	1.7	<b>2.0</b>
Ristna	<b>3.9</b>	2.7	1.5	<b>2.4</b>	<b>1.5</b>	-0.1	<b>2.3</b>	<b>1.9</b>	1.5	1.2	0.1	1.7	<b>1.7</b>
Nigula	<b>5.1</b>	2.4	1.3	<b>3.0</b>	0.9	-0.4	<b>2.0</b>	<b>1.6</b>	1.4	0.9	0.3	2.1	<b>1.7</b>
Tiirikoja	<b>6.6</b>	2.9	1.3	<b>2.6</b>	0.9	-0.1	<b>2.1</b>	<b>1.5</b>	<b>1.8</b>	1.1	0.4	2.3	<b>2.0</b>
Väike- Maarja	<b>5.5</b>	2.3	0.8	<b>3.1</b>	0.7	-0.2	<b>2.2</b>	<b>1.5</b>	1.3	1.0	0.0	2.1	<b>1.8</b>
Türi	<b>5.9</b>	2.2	1.1	<b>3.2</b>	0.9	-0.3	<b>2.3</b>	<b>1.6</b>	1.5	0.8	0.2	2.0	<b>1.8</b>
Jõgeva	<b>6.2</b>	2.4	1.3	<b>3.1</b>	0.5	-0.5	<b>1.9</b>	<b>1.4</b>	<b>1.7</b>	1.0	0.2	2.3	<b>1.8</b>
Tartu	<b>6.5</b>	2.6	1.5	<b>3.3</b>	0.8	0.0	<b>2.4</b>	<b>1.8</b>	<b>1.7</b>	1.0	0.3	2.2	<b>2.0</b>
Viljandi	<b>5.7</b>	1.8	0.8	<b>3.0</b>	0.6	-0.5	<b>2.0</b>	<b>1.4</b>	1.4	0.7	0.1	1.7	<b>1.6</b>
Valga	<b>6.2</b>	2.1	1.1	<b>3.1</b>	0.5	-0.2	<b>2.2</b>	<b>1.5</b>	1.2	0.6	0.3	2.2	<b>1.8</b>
Võru	<b>6.1</b>	2.0	1.1	<b>3.2</b>	0.6	-0.1	<b>2.4</b>	<b>1.5</b>	1.4	0.8	0.2	2.0	<b>1.8</b>

Keskmise õhutemperatuuri üldine tõus on paratamatult endaga kaasa toonud ka selle, et tõusevad ka nii ööpäevane maksimumtemperatuur kui ka miinimumtemperatuur. Uurimistulemused Läänemere piirkonnas ja ka palju laiemalt on aga väga selgelt näidanud, et miinimumtemperatuuride tõus on olnud oluliselt suurem kui maksimumtemperatuuride tõus



(BACC, 2008), mistõttu on vähenenud õhutemperatuuri ööpäevane amplituud. Koos selle muutusega on vähenenud ka öökülma oht. Eestis pole küll sellealaseid täpsemaid andmeanalüüse tehtud, kuid on kõigiti alust arvestada, et sellised on olnud muutused ka Eestis.

### 1.3. Kliimaatilised aastaajad

Ilmastiku sesoonsete muutuste iseloomustamiseks jääb ainuüksi kuu keskmiste õhutemperatuuridega opereerimisest väheseks. Nad ei anna edasi kuusisest temperatuuri jaotust, mis võib aastati olla väga erinev. Seetõttu on käesolevas töös kasutatud kliima sesoonsuse kirjeldamiseks ka teistsugust lähenemist. Peamiseks uurimisobjektiks pole mitte üksikud ilmaelemendid vaid kliimaatilised aastaajad. Nende all mõistetakse looduskeskkonna kliimaatilise komponendi aastase tsükli suhteliselt iseseisvaid etappe, millele on omane kliimatekkeprotsesside ja kliimaatiliste nähtuste ühetüübilisus ja ühtne üldsuund. Kliimaatilist aastaaega iseloomustavad kindlad sesoonsed muutused nii ilmastikus kui ka looduskeskkonnas tervikuna. Seega võib kliimaatilist aastaaega vaadelda kui üht fenoloogilist nähtust, mille saabumine ja kestus on määratletud kindlate kriteeriumide alusel. Eestis on aastaegade režiimi kirjeldamisel välja kujunenud klimatoloogia traditsiooniline suund (Eesti NSV agrokliimaatiline teatmik, 1962; Raik, 1963; 1964; Klimat Tallina, 1982; Jõgi, 1988; Eesti loodus, 1995; Jaagus, 1997a; 1998b; 2001; Jaagus, Ahas, 2000; Jaagus et al., 2003).

Kliimaatiliste aastaegade määratlemisel kasutatakse kaht muutujat – aastaaja saabumiskuupäeva ja kestust. Erinevalt astronoomilistest aastaegadest, mille algusaeg on kuupäevaliselt ja kellaajaliselt täpselt kindlaks määratud, saabub kliimaatiline aastaag igal aastal erineval ajal, sõltuvalt ilmastiku iseärasustest. Kliimaatiliste aastaegade saabumise ja kestuse paljuaastased keskmised väärtused, standardhälbed, äärmusväärtused ja muud statistilised näitajad moodustavad klimatoloogilise kalendri ehk kliimakalendri. See kirjeldab kliimaatiliste aastaegade pikaajalist režiimi, mida saab kujutada nii tabeli kui ka graafiku kujul.

Kliimaatiliste aastaegade määratlemisel lähtutakse mitmest olulisest põhimõttest. Aastaag peaks teistest selgelt eristuma ning olema sisemiselt enam-vähem ühtne. Ilmastiku mõju eluslooduse sesoonsele arengule peaks ühe kliimaatilise aastaaja jooksul olema ühesugune. Kliimaatilise aastaaja alguse määratlemine peaks olema kerge ja toimuma üheselt määratud kriteeriumide alusel.

Käesolevas töös on aluseks võetud, kohandatud ja edasi arendatud seda käsitlust, mille töötas välja A. Raik (1963), arendades omakorda edasi E. Maanvere (Eesti NSV agrokliimaatiline teatmik, 1962) esitatud jaotust. A. Raik on eristanud Eestis neli peamist kliimaatilist aastaaega – kevad, suvi, sügis ja talv – ning lisaks veel kaks üleminekulist aastaaega sügise ja talve vahel (hilissügis, eeltalv) ning kaks talve ja kevade vahel (kevadtalv, varakevad).

**Kevadtalveks** nimetatakse lume sulamise perioodi. Selle alguseks on päev, millest edasi hakkavad domineerima sulailmad ja lumikatte paksus hakkab vähenema. Sulailmad domineerivad siis, kui neile järgnevate külmilmade arv ei ületa eelnevate sulailmade arvu. Kevadtalve hulka arvatakse ka hilisemad kevadised ajutise lumikattega ja külmilmadega perioodid pärast talvise lume sulamist.

**Varakevad** algab pärast lumikatte lõplikku kadumist. Selle jooksul maapind sulab ja soojeneb. Ilmastikus sageneb külmavabade päevade osatähtsus. Mõnel aastal, kui lumi on maas peaaegu aprilli lõpuni, sulab see palju soojema ilma tingimustes, taimekasv algab kohe pärast lumikatte kadumist ning varakevadine aastaag jääb vahele.

**Kevad** kitsamas mõttes algab koos taimede vegetatsiooniperioodi algusega. Selle näitajaks on ööpäeva keskmise õhutemperatuuri püsiv tõus üle  $+5^{\circ}$ . Püsivaks üleminekuks loetakse sellist, mille puhul järgnevatel soojemate päevade keskmise temperatuuri piirväärtusest (antud juhul  $+5^{\circ}$ ) hälvete summa ületab külmemate päevade (alla  $+5^{\circ}$ ) hälvete summa. Kui aga järgnev negatiivsete hälvete summa on suurem, siis peetakse püsiva ülemineku alguseks külmaperioodi lõpu kuupäeva.

**Suve** alguse kriteeriumina kasutas A. Raik peamiselt taimefenoloogilisi parameetreid (pihlaka õitsemise algus, viljapuude õitsemise lõpp, soojalembeste köögiviljade kasvuks soodsa ilmastikuga perioodi algus). Käesoleval juhul kasutatakse nende head meteoroloogiliste vastet, ööpäeva keskmise õhutemperatuuri püsivat tõusu üle  $+13^{\circ}$ .

**Sügise** alguseks on peetud ööpäeva keskmise õhutemperatuuri püsivat langemist alla  $+13^{\circ}\text{C}$ . Sellega kaasneb pilves ja sademetega ilmade sagenemine, öökülmade saabumine, õunte ja suviviljade valmimine.

**Hilissügis** algab siis, kui taimede kasvuperiood lakkab ja ööpäeva keskmine temperatuur langeb püsivalt alla  $+5^{\circ}$ . Sel juhul sageneb märgatavalt öökülmadega, lauspilviste ja vihmaste päevade arv.

**Eeltalv** algab koos esimese ajutise lumikatte moodustumisega ja esimeste külmailmadega. Ööpäeva keskmine õhutemperatuur langeb eeltalve saabudes tavaliselt alla nulli. Algab ebamäärane periood, mille jooksul vahelduvad sula- ja külmailmad. Lumikate võib tekkida ja sulada mitu korda.

**Talve** kitsamas mõttes ehk päristalve algus on määratletud püsiva lumikattega perioodi algusega. Sellega kaasneb külmailmade sagenemine ja enamikul aastatel ka domineerimine. Kui lumikatte moodustumisele eelneb lumeta külmailmade periood, siis peetakse talve alguseks selle perioodi algust. Kui esimene lumi jääb püsima kogu talveks, siis jääb eeltalvine aastaag hoopis vahele.

Talve ja kevadtalve algusaja määramine on olnud kõige problemaatilisem ja subjektiivsem, eelkõige seetõttu, et pehmete talvede korral ja eriti merelisema kliimaga Lääne-Eestis ei pruugi püsivat lumikatet üldse tekkida. See tähendab, et lumi pole pidevalt maas vähemalt ühe kuu jooksul. Käesolevas töös on andmetöötluse huvides siiski igal aastal eristatud talvist aastaaga. Selleks on talve keskosas pikim lumikattega ja külmailmadega periood kestusega kas või ainult mõni päev.

Kliimaatiliste aastaegade statistilised näitajad on arvatud perioodi 1966-2010 kohta Eesti 19 ilmajaama andmete põhjal. Iga jaama kohta on leitud kliimaatiliste aastaegade alguskuupäevade ja kestuste aegriidade keskmised, standardhälbed, äärmusväärtused (varaseim ja hiliseim algusaeg ning pikim ja lühim kestus) ja muutus trendi järgi uuritava perioodi jooksul. Nende jaamade väärtuste keskmistamisel saadud Eesti keskmised kliimaatiliste aastaegade alguskuupäevad ja kestused on toodud tabelis 1.5.

Kliimat ei kirjeldata mitte üksnes keskmiste väärtuste abil. Sama oluline on kindlaks teha ka kliimanäitajate varieeruvus, mida antakse edasi tabelis 1.5 toodud keskmiste standardhälvete kaudu, ning äärmusväärtused, mis üldse on uuritaval ajavahemikul esinenud. Tabelis 1.5 esitatud varaseimad ja hiliseimad kliimaatiliste aastaegade saabumisajad ning maksimaalsed

ja minimaalsed kestused kirjeldavad ilmekalt seda, kuivõrd muutlik on olnud ilmastiku sesoonne kulg Eestis erinevatel aastatel. Lõpuks on tabelis 1.5 toodud ära uuritavate näitajate väärtuste keskmised muutused lineaarse trendi järgi (päevades) ning jaamade arvud, mille korral oli see trend statistiliselt oluline  $p < 0,05$  tasemel.

Kevadtalve keskmine algus jääb veebruari viimasesse kolmandikku, olles keskmiselt 23. veebruaril. See näitaja on olnud ajas väga muutlik. Üldse kõige varasemaks kevadtalve alguseks sai määratud 6 detsember 1988. aastal Vilsandis ja Sõrves. 1988/89. aasta talve ilmastik oli üldse ebaharilik. Ilm läks külmaks ja lumi tuli maha juba novembrikuus. Detsembri jooksul läks aga sulaks ja uuel aastal külma ilma peaaegu enam ei tulnudki. Kõige hilisemad kevadtalve algused jäävad aga märtsi lõppu (1969, 1976, 1980, 1984). Seega talvekülm püsis nii kaua ja isegi päevast sula reeglina veel ei esinenud.

**Tabel 1.5.** Eesti keskmised kliimatiliste aastaegade saabumiskuupäevad ja kestused 19 ilmajaama andmetel, nende keskmised standardhälbed, varaseimad ja hiliseimad alguskuupäevad, maksimaalsed ja minimaalsed kestused, keskmised muutused trendi järgi ja statistiliselt oluliste trendidega jaamade arvud perioodil 1966-2010.

Algus	Kevadtalv	Varakevad	Kevad	Suvi	Sügis	Hilissügis	Eeltalv	Talv
Keskmine	23 II	1 IV	22 IV	3 VI	6 IX	27 X	16 XI	20 XII
Standardhälve	25.3	13.6	8.7	13.2	9.8	12.7	16.8	26.1
Varaseim	6 XII	9 I	21 III	25 IV	27 VII	25 IX	6 X	24 X
Hiliseim	29 III	30 IV	17 V	9 VII	13 X	25 XII	22 I	23 II
Muutus trendi järgi	-14.5	-11.7	-14.8	-1.1	6.6	3.1	14.6	6.7
Oluliste trendide arv	0	3	19	0	4	0	5	0
<b>Kestus</b>								
Keskmine	38.3	20.7	42.4	94.9	50.2	20.6	33.9	64.4
Standardhälve	22.4	13.4	15.1	15.0	15.6	14.8	28.1	31.9
Pikim	104	94	84	144	104	76	127	143
Lühim	0	0	3	36	15	0	0	2
Muutus trendi järgi	2.8	-3.3	13.8	7.7	-3.5	11.5	-7.9	-26.3
Oluliste trendide arv	0	0	6	1	0	2	0	4

Vaatlusperioodi 1966-2010 jooksul on kevadtalve alguskuupäev nihkunud märksa varasemaks. Kui varasematel kümnenditel saabus kevadtalv keskmiselt märtsi esimestel päevadel (Jaagus, 2001), siis viimastel kümnenditel on see nihkunud keskmiselt 1-2 nädalat varasemaks. Kuna aga seda näitajat iseloomustab väga suur aastatevaheline muutlikkus, siis pole seda muutust kirjeldavad trendid statistiliselt usaldusväärsed.

Varakevade saabumine ehk lume lõplik kadumine toimub Eestis keskmiselt 1. aprillil, kusjuures see jääb riigi lõunaosas märtsi lõppu ja põhjaosas aprilli algusesse. Kõige varasemad kuupäevad on registreeritud jällegi Vilsandi ja Sõrve andmetel ning kõige hilisemad Väike-Maarjas ja Jõhvis. See kuupäev langeb kokku lumikatte lõpliku kadumisega, mis on ajas märksa püsivam kui kevadtalve algus. Kõige varem on lumi läinud 9. jaanuaril 1989. aastal Saaremaa läänerrannikult, kõige kauem on aga lumi püsinud maas aprilli lõpuni 1972. ja 1988. aastal. Varakevade saabumiskuupäev on aja jooksul samuti mõnevõrra varasemaks nihkunud, keskmiselt 11,7 päeva uuritava 45 aasta jooksul (tabel 1.5).

Varakevade kestus on Lääne-Eesti saarestikus märksa pikem kui Mandri-Eesti siseosades. See kinnitab tuntud asjaolu, et kuigi rannikul sulab lumi varem, toimub külma mere tõttu õhutemperatuuri tõusmine palju aeglasemalt kui sisemaal. Seega venib varakevad läänerannikul isegi kuni nädala võrra pikemaks. Kõige pikem varakevad on täheldatud sellel samal lumevabal 1989. aastal Sõrves ja Vilsandis. Kui aga lumi püsib maas kaua kuni soojade ilmade saabumiseni, nagu näiteks viimati esines mõnes jaamas 2009. ja 2010. aastal, siis kevadtalv läheb kohe üle kevadeks ja varakevad kui kliimaatilise aastaag jääb nende vahelt lihtsalt ära.

Olulisi muutusi nii kevadtalve kui ka varakevade kestuses pole vaatlusperioodi jooksul toimunud. Nende keskmine kestus, vastavalt 38 ja 21 päeva, on jäänud püsivaks, kusjuures kevadtalve kestuse aastatevaheline varieeruvus on olnud tunduvalt suurem kui varakevade kestuse muutlikkus.

Kevad kitsamas mõttes ehk taimekasvuperioodi algus saabub Eestisse keskmiselt aprilli teises pooles. Selle näitaja geograafiline jaotumine on juba hoopis teistsugune võrreldes varasemate kliimaatiliste aastaegade (kevadtalv, varakevad) saabumisega. Kõige varem toimub see Kagu-Eestis keskmiselt 17. aprillil, kõige hiljem aga Lääne-Eestis Ristnas – 27. aprillil. Suhteliselt hilja saabub kevad ka Põhja-Eestis ja Peipsi järve kaldal, kus jahe ja osaliselt veel jäätunud mere- või järvepind takistab temperatuuri tõusu. Kevade alguse kaart väljendab selgesti soojema õhu liikumise suunda kagust loodesse.

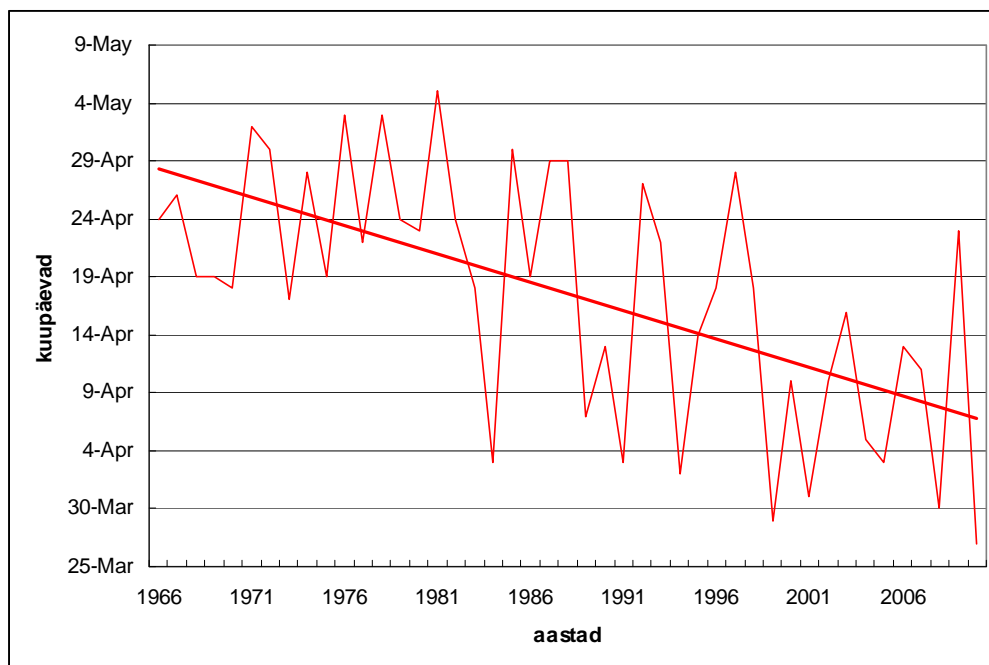
Kevad on selline kliimaatiline aastaag, mille saabumiskuupäev on kõige kindlamalt ajaliselt määratud ehk mille standardhälve on kõige väiksem. See on tingitud asjaolust, et kevadisel ajal toimub päikese tõusmine taevavõlvil ja päeva pikenemine päev-päevalt väga kiiresti ja see omakorda määrab ära ööpäeva keskmise õhutemperatuuri tõusu üle +5 kraadi. Kõige varem on kevad saabunud just vaatlusperioodi viimastel aastatel. Rekordiks on 21. märts 2007. aastal Viljandis. Kõige hilisem kevade saabumiskuupäev on mõõdetud Vilsandis 17. mail 1978.

Kevade saabumiskuupäev on perioodi 1966-2010 jooksul nihkunud varasemale ajale statistiliselt olulisel määral ( $p < 0,05$  tasemel) kõigis uuritavates ilmajaamades. See on suurim muutus Eesti klimatoloogilises kalendris selle ajavahemiku jooksul. Kuigi see muutus on enamvähem samasugune nagu kevadtalve ja varakevade puhul – umbes kaks nädalat varasemaks, on selle statistiline usaldusväärus märksa suurem tänu selle kuupäeva palju väiksemale ajalisele varieeruvusele (vt. standardhälbed tabelis 1.5). Trendi järgi on muutus varieerunud 9 ja 22 päeva vahel, kusjuures on iseloomulik, et suurim kevade varasemaks nihkumine on toimunud Kagu-Eestis (Võru, Valga, Tartu, Viljandi) ja kõige väiksem Kirde-Eestis (Jõhvi, Tiirikoja, Väike-Maarja). Kui uuritava perioodi algusosas algas kevad keskmiselt aprilli teisel poolel, siis viimastel aastakümnetel on Võrus kevad saabunud juba aprilli esimeses pooles või erandina isegi märtsi lõpus (joonis 1.9).

Kevade kui kliimaatilise aastaaja kestus Eestis on keskmiselt 39-47 päeva. Kõige lühemad kevaded esinevad Kagu- ja Lõuna-Eestis ning kõige pikemad Lääne-Eesti saarestikus ja Loode-Eestis. Merelisele kliimale on üldse iseloomulik, et kevadel jääb merepind suhteliselt jahedaks aluspinnaks, mis soojeneb väga aeglaselt võrreldes maapinnaga, mistõttu ka õhutemperatuuri tõusmine toimub märksa aeglasemalt. Kõige pikem kevad (84 päeva) fikseeriti Valgas 1994. aastal.

Kevade kestus on uuritava perioodi jooksul suurenenud koos kevade alguse nihkumisega varasemaks. Statistiliselt oluline on see trend olnud mõnes Lääne-Eesti rannikujaamas. Kokkuvõtvalt võib öelda, et uuritava ajavahemiku jooksul on kõik kevadised kliimaatilised aastaajad (kevadtalv, varakevad, kevad) nihkunud varasemaks, kusjuures kahe esimese kestus pole oluliselt muutunud, kuid kevade kestus on märgatavalt pikenenud, sest kevade lõpp ja suve algus on olnud enamvähem püsiv ja pole varasemaks muutunud.

Rannikualade aeglane soojenemine kevadel avaldub ka selles, et suve algus seal viibib. Keskmine suve kui kliimaatilise aastaaja algus Eestis on olnud juuni esimestel päevadel. Selle näitaja puhul on aga esinenud väga suured territoriaalsed erinevused. Lõuna-Eestisse jõuab suvi keskmiselt juba mai lõpus, kõige varem Võrus 26. mail. Põhja poole minnes lükkub see omamoodi fenoloogiline faas ajas edasi kuni peaaegu kaks nädalat. Kõige hilisem suve saabumine leiab aga aset Saaremaa ja Hiiumaa läänerrannikul avamere ääres, kus mere soojenemine on kõige aeglasem. Tähelepanuväärne on, et tänu madala Pärnu lahe kiiremale soojenemisele algab kliimaatiline suvi Pärnus suhteliselt vara võrreldes ülejäänud rannikualadega.



**Joon. 1.9.** Kevade saabumiskuupäeva aegrida ja trend Võrus perioodil 1966-2010.

Erakordselt varane suve saabumine juba 25. aprillil toimus Kagu-Eestis 1993. aastal. Siis saabusid tõeliselt suvised ilmad juba aprillis ja kestsid maikuu keskpaigani. Sellele järgnes jahedam aeg kuni juuni teise pooleni. Kuna Lõuna-Eestis ületas varasem soojem periood hilisema jahedama, siis tuligi suve alguseks märkida varasem kuupäev. Põhja- ja Lääne-Eestis osutus aga hilisem jahedam periood võimsamaks ning seal saabus kliimaatiline suvi hoopis jaanipäeva paiku. See näide toob välja kliimaatiliste aastaegade määramise negatiivse omaduse, kus teatud ilmastikuolude dünaamika korral suhteliselt väikese kvantitatiivse erinevuse tõttu tekib suur kvalitatiivne erinevus.

Suve saabumise kõige hilisemad kuupäevad jäävad Eesti läänerrannikul juulikuusse. Kõige hilisem kuupäev – 9. juuli – on saadud 1982. aastal Ristnas, Sõrves ja Vilsandis.

Ka suve kestuse kaardil on näha olulisi erinevusi Põhja- ja Lõuna-Eesti vahel, mis ulatuvad kahe nädalani. Kõige lühem – alla kolme kuu – on suvi Väike-Maarja ja Jõhvi andmetel. Kõige pikem suvi esineb aga Kihnus ja Pärnus – keskmiselt 103 päeva. Enam kui sada päeva kestab suvi veel Võrus ja Virtsus. Pikem suvi Liivi lahe rannikul on eelkõige põhjustatud suve kauemast kestusest tänu soojenenud mereveele madalas lahes.

Uuritava 45 aasta jooksul on täheldatud kõige pikemat suve Võrus 1975. aastal. Üle 130 päeva pikk suvi esines mõnes jaamas veel 2002. ja 2010. aastal. Kõige lühem suvi oli 1987. aastal Väike-Maarjas, mis kestis vaid 36 päeva.

Suve saabumiskuupäev ja kestus ei ole viimastel aastakümnetel oluliselt muutunud. Trendid on nõrgad ja mitteolulised. Suvi on Eesti jaamade keskmisena küll pikenenud ühe nädala võrra, kuid see muutus pole statistiliselt usaldusväärne.

Sügise algus, nii nagu ka kevade algus, on suhteliselt väiksema aastatevahelise varieeruvusega. Äärmused on aga siin siiski tähelepanuväärsed. Kõige varem toimus see Väike-Maarjas sellel samal lühikeseks jäänud suvel 27. juulil 1987. Kõige hilisem suve lõpp ja sügise algus on fikseeritud Ristnas 13. oktoobril 2005.

Sügise algus on vaatlusperioodi jooksul nihkunud vähesel määral hilisemale ajale. Oluliseks erinevuseks on siin neli jaama Lääne-Eesti saarestikus (Ristna, Vilsandi, Sõrve, Kihnu), kus sügise saabumiskuupäev on hilisemaks jäänud kahe nädala jagu, mis on statistiliselt usaldusväärne muutus. See on seotud asjaoluga, et viimastel aastatel on nendes jaamades mitmel korral suvine ilm kestnud erakordselt kaua, septembri lõpuni või isegi oktoobri alguseni välja. Viimased sääraseid juhtumid leidsid aset aastatel 1999 ning 2005-2007.

Hilissügis algab ehk taimekasvuperiood lõpeb Eestis keskmiselt 27. oktoobril, kusjuures Mandri-Eestis toimub see kuni nädala jagu varem ja rannikul hiljem. Eesti-sisesed temperatuurikontrastid siis suurenevad. Kõige varasem hilissügise keskmine saabumine iseloomustab Väike-Maarja, Jõhvi ja Jõgeva ilmajaama, kõige hilisem aga Vilsandit ja Sõrvet. Üldse kõige varasem hilissügise algus pärineb 25. septembrist 1975, mis registreeriti paljudes Ida-Eesti jaamades. Kõige kauem kestis sügis 2006. aastal, kui see lõppes Sõrves ja Vilsandis alles 25. detsembril, misjärel alles saabus hilissügis. Hilissügise saabumiskuupäev pole vaatlusperioodil oluliselt muutunud.

Hilissügis on üks lühemaid kliimaatilisi aastaaegu, mille keskmine kestus on umbes kolm nädalat. Selle näitaja suuri territoriaalseid erinevusi Eestis ei esine. Küll on aga hilissügis pikemaks veninud. Kui kevadised kliimaatilised aastaajad on kliima üldise soojenemise käigus alanud järjest varem, siis sügiseste aastaegade algusajad omavad tendentsi hilisema alguse suunas. Kõige enam paistab see silma eeltalve ja talve puhul. Need kaks kliimaatilist aastaaega on ka suurimate standardhälvetega nii alguskuupäeva kui ka kestuse osas.

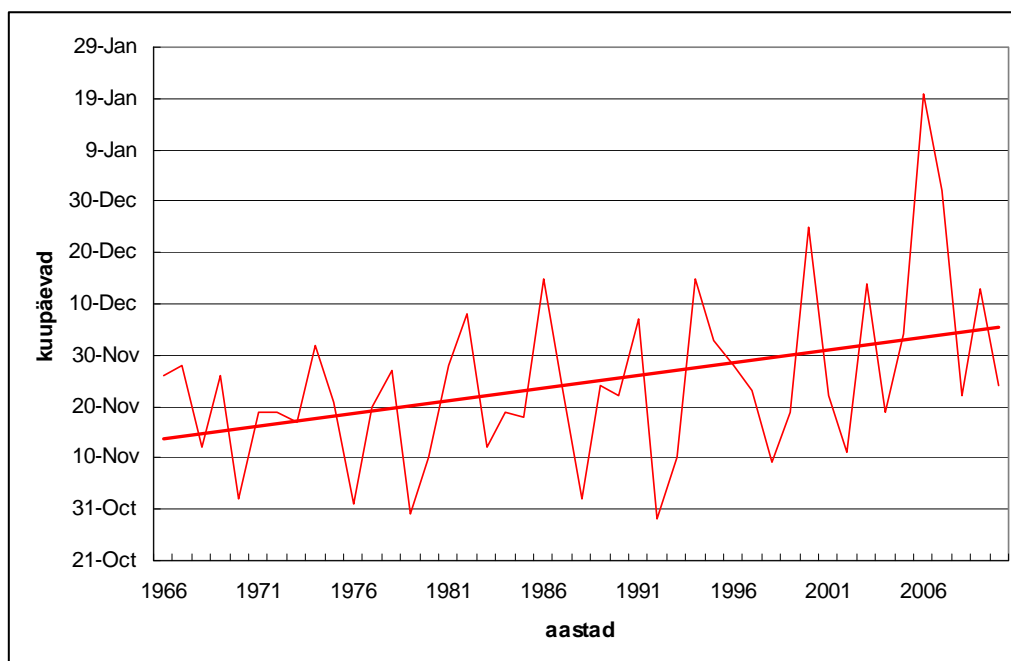
Eeltalve algus seostub esimese lumikatte tekkega ja esimeste külmailmade saabumisega. Keskmiselt on eeltalv alanud 16. novembril, kuid see varieerub Eesti territooriumil suurtes piirides. Jõhvis ja Väike-Maarjas algab eeltalv 9. novembril, samas kui Vilsandis ja Sõrves alles detsembri alguses. See kontrast võib üksikutel aastatel olla veel palju suurem.

Kõige varasem eeltalve algus 6. oktoobril pärineb Jõhvist ja Kundast 2002. aastal. Kõige hilisem eeltalve algus on määratud Vilsandis 22. jaanuaril 2005. Siinkohal tuleb muidugi tunnistada, et antud töös kasutatud kliimaatiliste aastaegade määramise kriteeriumid pole

kõige sobivamad Eesti rannikupiirkondade jaoks pehmete talvede korral. Siis ei teki püsivat lumikatet ja talve kitsamas mõttes polegi võimalik eristada. Pehmete talvede korral läheb seal eeltalv justkui märkamatuks üle kevadtalveks.

Eeltalve alguskuupäeval esineb selge trend keskmiselt kahe nädala võrra hilisema saabumise suunas, mis mõne ilmajaama puhul on statistiliselt oluline (joonis 1.10). See muutus tähendab sisuliselt, et esimese lume ja sellega seotud külmailmade keskmine saabumisaeg on nihkunud selgelt hilisemale ajale.

Eeltalve kestus varieerub Eestis samuti märgatavalt. Kirde-Eestis jääb eeltalv kõige lühemaks ja seda varem saabub seal päris talv. Kõige pikemaks venib see Loode- ja Lääne-Eestis, eelkõige Hiiumaal ja Läänemaal. Maksimaalne eeltalve kestus 127 päeva on fikseeritud Türil 1992/93. aasta talvel, kui eeltalv saabus esimese lumega juba 12. oktoobril ja päris talv alles 16. veebruaril. Kuivõrd eeltalve algus on saanud vaatlusperioodil järjest hiljem, siis on selle kestus vähenenud, kuid statistiliselt mitteoluliselt.



**Joon. 1.10.** Eeltalve saabumiskuupäeva aegrida ja trend Kihnus perioodil 1966-2010.

Kõige varasem talve algus on registreeritud Jõhvis ja Kundas 24. oktoobril 1992. aastal. Siis mahasadanud lumi jäi püsima kogu talveks. Kõige hilisem talve alguskuupäev 23. veebruar 1971 fikseeriti Saaremaa läänerrannikul Vilsandis ja Sõrves. Seal on esinenud veel mitmeid teisi pehmeid talvi, mis algasid alles veebruaris – 1975, 1981, 1983, 1988, 1992, 1993, 1999, 2001, 2005-2007 ja 2009. Tuleb aga uuesti korrata, et selles töös kasutatud kriteeriumid talve kui kliimaatilise aastaaja määramiseks ei olnud sobivad kasutamiseks Eesti äärmisel läänerrannikul, mis paikneb oluliselt teistsuguse kliimaga piirkonnas.

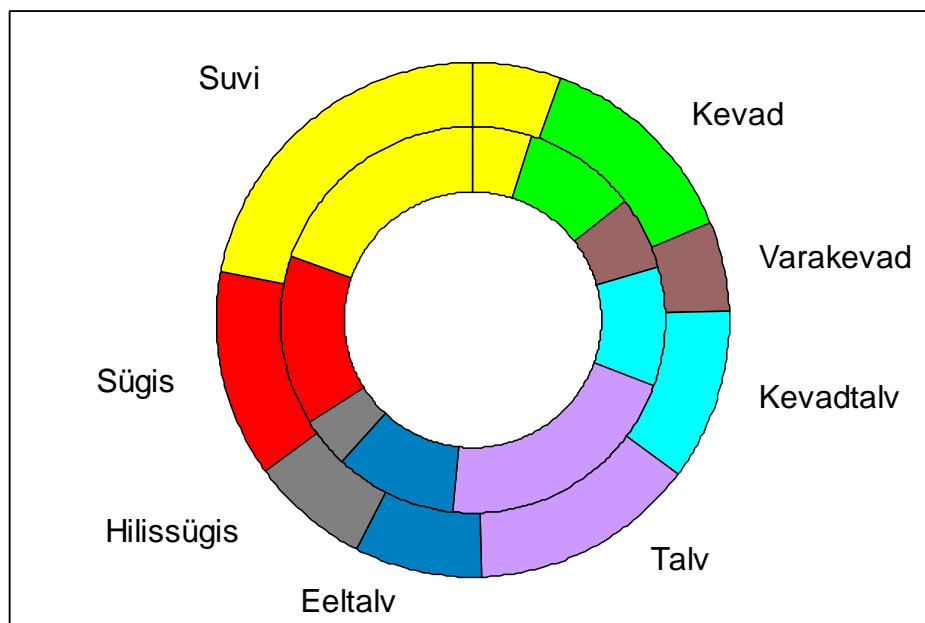
Talv on mõistagi kõige pikem Kirde-Eestis ja kõige lühem Saaremaa lääneosas. Talve keskmise kestuse erinevused nende kahe piirkonna vahel on umbes kahekordsed. Üksikudel aastatel kõigub aga talve pikkus eriti tugevalt. Mõnel aastal rannikul talve sisuliselt ei eksisteeri, teisel aastal võib aga sisemaal talv kesta üle nelja kuu. Absoluutne maksimum on fikseeritud Jõhvis, kus 1980/81. aasta talv püsis 143 päeva. Teised väga pikad talved uuritava

periood jooksul olid veel aastatel 1975/76, 1986/87, 1992/93, 1993/94, 1998/99, 2002/03 ja 2005/06.

Valdavalt on talve alguskuupäev nihkunud vaatlusperioodi jooksul hilisemaks, mõnes jaamas isegi enam kui kahe nädala võrra, kuid suure muutlikkuse tõttu pole need muutused kaugeltki usaldusväärsed. Talve hilisema saabumise ja kevadtalve varasema alguse tõttu on talve kui kliimaatilise aastaaja kestus vähenenud olulisel määral, keskmiselt 26 päeva võrra. See kujutab enesest väga suurt kliimaatilist muutust, mis on otseselt seotud õhutemperatuuri tõusutendentsiga selle perioodi jooksul.

Kokkuvõtvalt võib kliimaatiliste aastaegade režiimi kirjeldada kliimaatilise aastaringi graafiku abil. Sellel on kujutatud eri värvidega kliimaatilisi aastaageid, mis paiknevad ringis. Ring on orienteeritud nii, et aeg jookseb seda mööda vastupäeva niimoodi, et talvine pööripäev asub ringi alumises punktis ja suvine pööripäev ringis üleval.

Kliimaatilise aastaringi abil on võimalik graafiliselt kujutada pikaajalisi muutusi kliimakalendris. Joonisel 1.11 on sisemise ringiga näidatud kliimaatiliste aastaegade esinemist trendi järgi 1966. aastal ja välimise ringiga 2010. aastal trendi järgi. Joonis on koostatud kasutades Eesti keskmisi kliimaatilisi saabumiskuupäevi ja kestusi, mis leiti 19 jaama keskmisena. Joonis demonstreerib selgesti, kuidas on kevadised kliimaatilised aastaajad nihkunud varasemale ajale ja sügised aastaajad hilisemale ajale. Näha on ka kevadtalve, kevade, suve ja hilissügise pikenedamine ja talve lühenemine uurimisperioodi jooksul.



**Joon. 1.11.** Eesti keskmine kliimaatiline aastaring trendi järgi 1966. aastal (sisemine ring) ja 2010. aastal (välimine ring). Aja kulg on vastupäeva, suvine pööripäev on tähistatud joonega ülal.

#### 1.4. Sademed

Sademed on teiseks tähtsaks kliimanäitajaks, mille pikaajaline režiim määrab ära kliima iseloomu. Sademeid iseloomustab väga suur ajaline ja territoriaalne muutlikkus. Nii nagu üksikud päevad võivad olla kas täiesti kuivad või väga sajud, nii võib ka pikema perioodi,

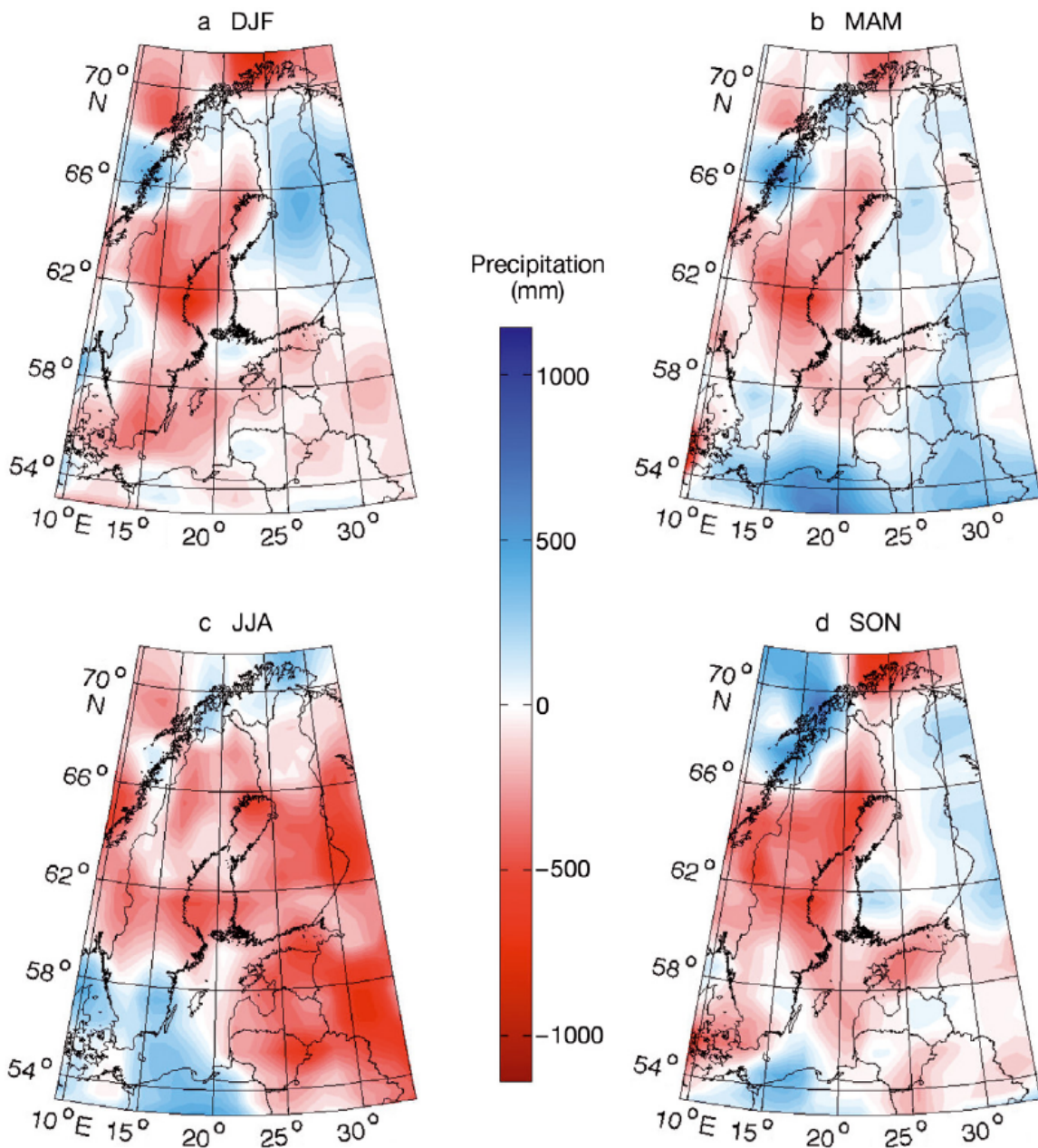


kas kuu, aastaaja, aasta või isegi aastakümnete sademed kõikuda suurtes piirides. Sademete suur muutlikkus teeb raskeks nende pikaajaliste muutuste analüüsi. Sademete puhul ei saa rääkida selgesuunalistest trendidest, mis peaksid kaasnema üldisele kliima soojenemisele. Siiski on valdavaks selline seisukoht, et suurematel geograafilistel laiustel, sealhulgas ka Eestis, peaks õhutemperatuuri tõusuga kaasnema sademete hulga suurenemine, eriti külmal poolaastal, ning väiksematel laiuskraadidel, lähistroopikas, on oodata kliima kuivenemist.

Sellist üldist muutuste suunda toetavad ilmajaamades teostatud mõõtmistulemused (IPCC, 2007). Siiski pole trendi hinnangud sugugi nii selged ja usaldusväärsed kui õhutemperatuuri puhul. Läänemere valgla piires esineb nii sademete hulga suurenemise kui ka vähenemisega piirkondi (BACC, 2008). Siiski võib välja tuua talviste sademete suurenemise tendentsi enamikus Põhja-Euroopas, eriti Skandinaavias ja Läänemere idarannikul, samas kui Lõuna-Poolas on viimastel aastakümnetel olnud sademete vähenemist.

Analüüsides Euroopa keskmise sademete hulga pikka aegrida (1766-2000) ei täheldatud statistiliselt olulist trendi (Casty et al., 2007). Siiski ilmnes tõusutendents 20. sajandi teisel poolel talviste ja kevadiste sademete puhul. Võrreldes keskmist sademete hulka kahel perioodil – 1937-2003 ja 1994-2008 – selgub, et viimasel perioodil on vähem hakanud sadama Läänemere kesk- ja põhjaosas ning rohkem on sadanud lõunaosas (Lehmann et al., 2011). Üksikute aastaegade trendid on väga mitmesugused (joonis 1.12).

Eesti asub liigniiskes kliimavöötmes, kus aastane sademete hulk ületab summaarse auramise. Kuid sademete jaotuse suure ebahütluse tõttu on ka meil sageli soojal poolaastal esinenud ka põuda. Soojal poolaastal on tegemist vedelate sademetega, külmal poolaastal aga võib sadada nii lund, lörtsi kui ka vihma. Tahkete sademete osakaal on suurim veebruaris.

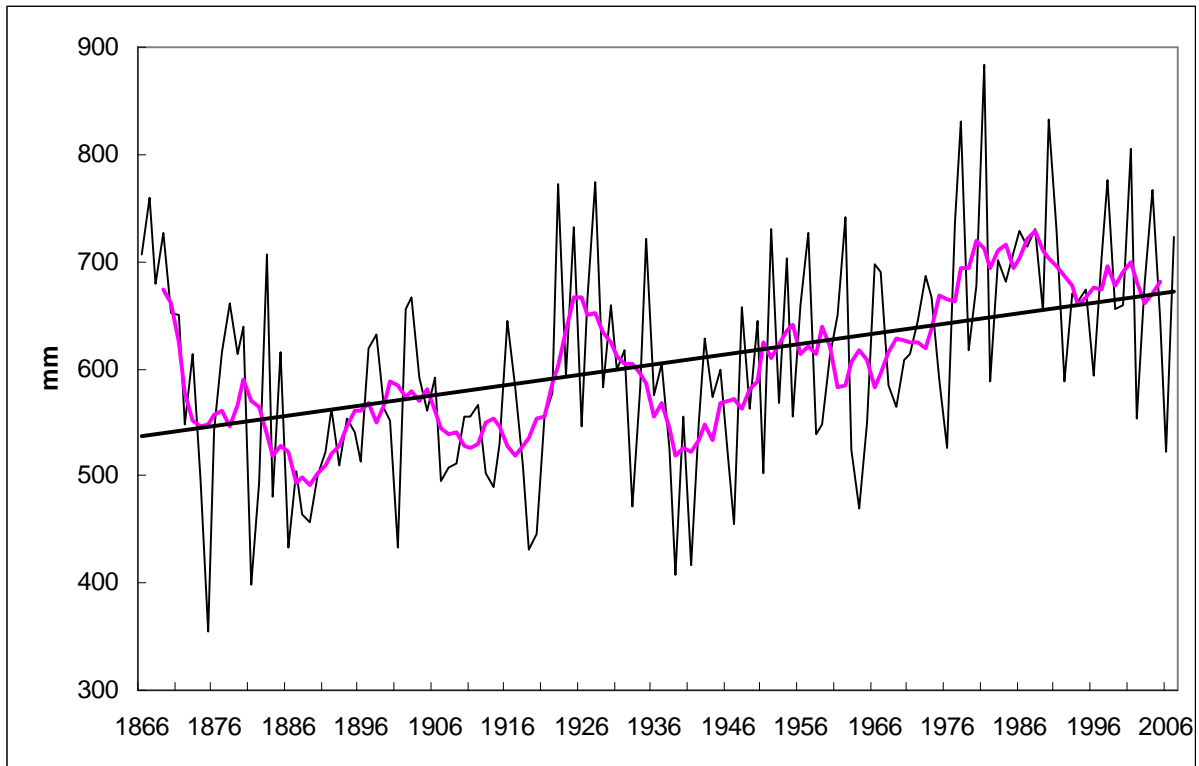


**Joon. 1.12.** Aastaaegade keskmiste sademete vahed perioodil 1994–2008 miinus 1979-2003 kasutades SMHI andmebaasi (Lehmann et al., 2011).

Pikaajaliste sademete muutuste hindamine on raskendatud seetõttu, et vaatlusandmete read on mittehommogensed. See tähendab, et erinevatel aegadel teostatud mõõtmised ei ole hästi võrreldavad. Üldine tendents on olnud selline, et on hakatud registreerima järjest suuremat hulka mahalangevatest sademetest. Kõige olulisemad muutused mõõtmismetoodikas toimusid 1950ndatel aastatel, kui mindi üle Tretjakovi sademetemõõtjate kasutamisele, mis registreerisid palju paremini tahkeid sademeid. Varasema Nipheri sademetemõõtja puhul esines märkimisväärne lume väljapuhumine mõõduanumast. 1966. aastast hakati igale mõõdetud sademete hulgale lisama mõõduanuma märgumisparandit 0,2 mm. Esimese muutuse tagajärjel kasvasid talvised sademed märgatavalt, teise muutuse järel suurenes aga aastane sademete summa hinnanguliselt 10-12%. Seega, kasutades üksnes mõõdetud sademete aegrida, nagu näiteks joonisel 1.13, võib teha ekslikku järeldust, et sademed Eestis

on pika aja jooksul olulisel määral kasvanud. Tegelikuses see nii siiski ei ole. Sademete pikaajalised muutused on suhteliselt väikeses ja territoriaalselt üsnagi varieeruvad.

Sademete aegreas hoopiski huvitavamaks nähtuseks on pikaajalised perioodilised kõikumised ehk veerikaste ja veevaeste perioodide üsna reeglipärane vaheldumine 25-30 aastase tsükliga (Jaagus, 1992). Näiteks viimane veerikas periood oli 1978-1990, mille järel on sademed vähenenud.



**Joon. 1.13.** Eesti territoriaalselt keskmine aastane sademete hulk perioodil 1866-2007. Aegrida on mittehomoogeenne ja sademete tõusutendents ebaõige. Avaldub 25-30-aastane perioodilisus.

Järelikult võib usaldusväärseks pidada sademete aegrida alates 1966. aastast. Perioodi 1966-2008 kuu ja aasta keskmised sademete hulgad on toodud tabelis 1.6, muutused lineaarse trendi järgi aga tabelis 1.7. Viimases on statistiliselt olulised trendid  $p < 0,05$  tasemel välja toodud paksus kirjas. Selgub, et aasta keskmine sademete hulk Eestis varieerus alates 556 mm Kihnus kuni 774 mm-ni Orekülas Pärnu jõe ääres. On aga teada, et keskmine sademete hulk võib veelgi suurem olla mõnes ilmajaamas, mis on oma tegevuse juba lõpetanud. Valdavalt kõige vihmasemaks kuuks on august, kuid üksikutes jaamades võib juuli sademete hulk isegi augusti oma ületada. On tähelepanuväärne, et rannikul on sademete maksimum nihkunud sügisesse. Nii on oktoober kõige sajusemaks kuuks olnud Kihnus, Koodus, Pärnus, Rohukülas, Ruhnus, Sõrves ja Virtsus, november aga Ristnas, Vilsandis ja Uue-Lõves (tabel 1.6). Kõige väiksem on sademete hulk veebruaris, märtsis ja aprillis.

**Tabel 1.6.** Kuu ja aasta keskmised sademete hulgad perioodil 1966-2008 (mm).

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	AASTA
Ahja	40	31	30	37	56	69	74	79	65	60	54	45	641
Heltermaa	46	33	34	33	34	44	64	74	71	71	69	54	625
Jõgeva	44	33	34	34	48	69	78	86	63	69	58	48	663
Jõhvi	40	31	35	38	45	72	79	91	80	79	64	48	704
Kääpa	44	33	32	34	51	67	71	70	61	61	55	48	625
Kasari	49	36	38	38	38	59	73	84	71	81	69	57	685
Keila	59	40	41	38	40	59	85	86	77	80	77	66	743
Kihnu	33	25	27	34	37	50	61	60	63	64	60	44	556
Koodu	50	39	37	38	37	55	73	82	70	85	73	60	698
Kunda	34	25	25	30	40	62	67	76	62	61	49	36	568
Kuusiku	55	40	40	39	44	64	83	84	75	82	75	61	738
Lüganuse	38	29	28	31	43	66	75	82	71	68	55	46	627
Massumõisa	54	38	40	39	53	78	82	82	74	76	73	57	732
Mauri	53	43	40	41	56	76	83	84	69	73	66	58	741
Mehikoorma	39	31	30	37	54	71	72	82	59	56	49	44	625
Nigula	47	33	35	37	38	51	74	83	71	76	73	57	675
Oandu	47	33	33	35	43	61	73	77	73	70	59	50	654
Oreküla	56	42	41	41	44	69	91	90	76	86	76	63	774
Pärnu	52	39	40	41	37	61	74	76	65	78	75	63	702
Praaga	34	26	26	32	47	59	72	73	61	56	45	38	570
Rannu-													
Jõesuu	40	31	29	30	46	65	72	74	56	58	54	43	598
Räpina	40	33	31	39	53	72	79	83	62	59	53	45	651
Ristna	49	38	36	34	35	41	56	67	64	71	79	61	631
Rohuküla	40	31	34	30	32	44	67	67	68	69	63	51	594
Ruhnu	40	27	29	34	35	51	58	61	59	64	61	45	564
Sõrve	37	26	29	30	34	46	56	64	60	67	65	48	560
Tahkuse	54	39	40	40	42	72	86	85	74	83	73	60	745
Tallinn	51	33	34	37	38	58	78	81	70	75	69	56	679
Tartu	37	28	29	34	56	69	70	80	61	61	50	40	614
Tiirikoja	40	31	31	34	47	64	73	73	60	60	53	45	613
Tõlliste	55	40	39	39	55	74	74	82	65	71	64	59	716
Tooma	45	35	36	36	50	69	76	86	66	73	62	51	686
Tõravere	41	32	32	35	56	71	72	81	61	64	54	44	643
Tõrva	52	40	39	40	52	70	76	80	65	70	67	54	706
Tõrve	47	36	36	36	50	74	75	77	61	68	62	54	673
Tudu	47	37	36	38	45	67	81	85	72	74	66	55	701
Tudulinna	46	36	36	36	46	69	73	84	68	67	65	53	677
Türi	50	36	38	39	45	68	84	90	74	77	69	57	729
Uue-Lõve	58	42	43	39	35	52	75	76	77	84	87	67	734
Valga	50	37	37	38	54	73	73	82	65	70	63	54	697
Vanaküla	53	36	36	38	43	65	79	88	78	80	66	57	719
Vasknarva	39	31	33	36	45	68	74	78	71	66	59	47	644
Vihterpalu	52	36	37	36	38	52	70	84	75	83	75	61	699
Viljandi	56	40	38	38	49	77	79	85	69	77	66	57	731
Vilsandi	42	29	32	31	31	42	52	64	64	68	72	53	580
Virtsu	47	34	35	35	32	49	68	68	68	74	69	52	631
Väike-													
Maarja	40	29	32	34	43	67	79	89	73	77	61	47	668
Võru	41	31	31	37	52	71	78	77	63	60	53	44	636

**Tabel 1.7.** Kuu ja aasta sademete muutused trendi järgi perioodil 1966-2008 (mm).

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	AASTA
Ahja	14	9	7	<b>-32</b>	-4	<b>43</b>	-6	16	-18	17	-13	-11	23
Heltermaa	<b>27</b>	13	-6	-10	-9	<b>28</b>	20	11	-25	-12	-2	2	30
Jõgeva	<b>29</b>	<b>19</b>	7	-21	4	<b>53</b>	1	23	<b>-31</b>	-6	-6	2	74
Jõhvi	<b>25</b>	11	11	-23	17	<b>60</b>	19	<b>63</b>	-33	-1	4	0	<b>157</b>
Kääpa	14	24	10	<b>-19</b>	27	68	7	9	-10	9	-7	-3	123
Kasari	<b>38</b>	<b>23</b>	-3	-6	-1	<b>50</b>	22	4	-32	2	-2	2	73
Keila	<b>36</b>	<b>28</b>	0	-13	-8	<b>38</b>	30	-8	<b>-49</b>	-4	11	7	50
Kihnu	<b>19</b>	<b>18</b>	1	-10	-15	<b>40</b>	27	12	-22	2	-13	-2	59
Koodu	<b>37</b>	24	-2	-11	-8	<b>38</b>	-7	8	-39	-4	-3	-1	32
Kunda	<b>20</b>	8	4	-20	-1	35	-4	29	-29	-12	5	-3	32
Kuusiku	<b>35</b>	23	3	-16	-3	<b>53</b>	21	21	-35	-11	7	3	86
Lüganuse	<b>29</b>	16	6	<b>-27</b>	19	<b>56</b>	-7	44	-35	-4	7	13	103
Massumõisa	<b>32</b>	21	12	-5	-10	<b>59</b>	17	11	-28	-9	-22	-6	64
Mauri	<b>35</b>	<b>35</b>	<b>22</b>	-23	-9	34	-7	17	-27	8	-8	6	83
Mehikoorma	<b>24</b>	<b>21</b>	8	-25	14	<b>43</b>	-2	23	-23	14	-10	8	94
Nigula	<b>39</b>	<b>22</b>	-2	-8	-7	26	1	-3	-32	-14	-1	-3	21
Oandu	<b>28</b>	15	3	<b>-26</b>	-6	<b>58</b>	14	0	-30	-13	5	2	52
Oreküla	<b>40</b>	<b>34</b>	7	-12	-9	<b>54</b>	16	15	-14	-11	-3	16	<b>133</b>
Pärnu	<b>39</b>	<b>37</b>	9	-10	-3	<b>67</b>	28	5	-6	2	2	14	<b>187</b>
Praaga	<b>19</b>	<b>17</b>	5	<b>-30</b>	5	<b>43</b>	4	6	-32	1	-12	-1	25
Rannu-													
Jõesuu	<b>21</b>	16	12	-17	-7	<b>43</b>	10	7	-24	6	-4	0	63
Räpina	16	10	9	<b>-29</b>	15	<b>58</b>	-2	10	-30	14	-14	-3	55
Ristna	20	11	-5	-12	-16	<b>30</b>	5	-9	-17	-4	-3	-10	-10
Rohuküla	<b>23</b>	5	-11	-18	-19	11	-4	3	-37	-14	-18	-11	-96
Ruhnu	18	<b>21</b>	3	-13	-7	<b>34</b>	11	12	-11	4	-11	-9	53
Sõrve	17	<b>20</b>	-2	-6	-7	19	29	9	-21	0	-5	3	58
Tahkuse	<b>30</b>	21	0	-18	-7	<b>52</b>	-8	11	-19	-21	-13	-3	11
Tallinn	22	19	4	-13	-12	33	41	6	-33	-7	5	1	66
Tartu	<b>23</b>	13	11	<b>-26</b>	-1	<b>52</b>	6	2	-14	5	-10	-9	52
Tiirikoja	<b>20</b>	<b>19</b>	9	<b>-22</b>	14	<b>48</b>	9	20	-23	1	1	-2	94
Tõlliste	<b>32</b>	21	18	-14	-8	<b>45</b>	-8	11	-33	8	-24	-3	45
Tooma	<b>24</b>	10	-4	<b>-26</b>	6	37	8	32	-35	-8	-10	-5	28
Tõravere	<b>35</b>	<b>24</b>	<b>23</b>	-14	5	<b>42</b>	-6	11	-24	26	-2	5	<b>126</b>
Tõrva	25	<b>26</b>	14	-15	-9	<b>46</b>	-1	8	-34	-1	-26	-12	22
Tõrve	<b>23</b>	12	8	-20	7	<b>62</b>	23	23	-20	2	-15	-8	90
Tudu	16	16	2	<b>-25</b>	7	<b>55</b>	8	48	<b>-49</b>	4	-13	-8	52
Tudulinna	<b>26</b>	19	8	-22	12	<b>57</b>	4	56	-31	-1	-1	2	<b>129</b>
Türi	<b>34</b>	23	5	-11	-5	<b>43</b>	-9	16	-28	-7	1	1	63
Uue-Lõve	<b>32</b>	17	-7	-13	-8	<b>42</b>	6	10	-28	-10	-14	-8	18
Valga	23	<b>21</b>	15	-15	1	<b>40</b>	-26	-9	<b>-44</b>	0	<b>-32</b>	-12	-37
Vanaküla	<b>34</b>	20	3	-18	-14	<b>43</b>	13	0	-36	-18	-4	6	30
Vasknarva	13	1	-7	<b>-37</b>	4	<b>51</b>	-3	20	<b>-44</b>	-15	-17	-12	-46
Vihterpalu	<b>29</b>	16	0	-6	-9	<b>33</b>	13	14	-32	-2	6	-1	59
Viljandi	<b>34</b>	<b>27</b>	11	-7	-3	<b>44</b>	33	0	-28	2	-10	2	104
Vilsandi	20	7	3	-4	-13	<b>29</b>	3	13	-19	1	-3	-14	25
Virtsu	22	1	9	0	-1	6	10	0	1	-6	-2	-4	51
Väike-													
Maarja	<b>23</b>	18	5	-11	10	35	11	33	-36	-5	-7	0	72
Võru	<b>27</b>	<b>22</b>	<b>16</b>	-22	2	<b>47</b>	11	7	-22	5	-13	-5	76

### 1.5. Lumikate

Lumikate on talvisel ajal üheks kõige olulisemaks ilma üldist iseloomu kujundavaks nähtuseks Eestis. Ühtlasi on lumikatte näitajad väga tundlikuks kliima muutuse indikaatoriks

(Jaagus, 1997b). Lumikatet on ilmajaamades mõõdetud juba 19. sajand lõpust alates. See võimaldab teha järeldusi pikaajalistest muutustest lumikatte režiimis.

Lumikatte on nähtus, mis kujuneb talvisel ajal välja väga mitme ilmaelemendi koostoimel. Lumikatet mõjutab õhutemperatuur, maapinna temperatuur, veekogude jäätumise ulatus, sademete hulk ja liik, tuul, päikesekiirgus jne. Lumikatet iseloomustab väga suur ajalis-ruumiline varieeruvus. Seetõttu on vaja lumikatte mõõtmistel tihedat vaatlusvõrku, sest üksiku mõõtmiskoha tulemused ei ole kuigi representatiivsed. Eesti lumikatte režiimi on uuritud väga põhjalikult ja peamised tulemused 40-aastase perioodi 1961/62–2000/01 kohta on esitatud „Eesti lumikatte teatmikust” (Tooming, Kadaja, 2006).

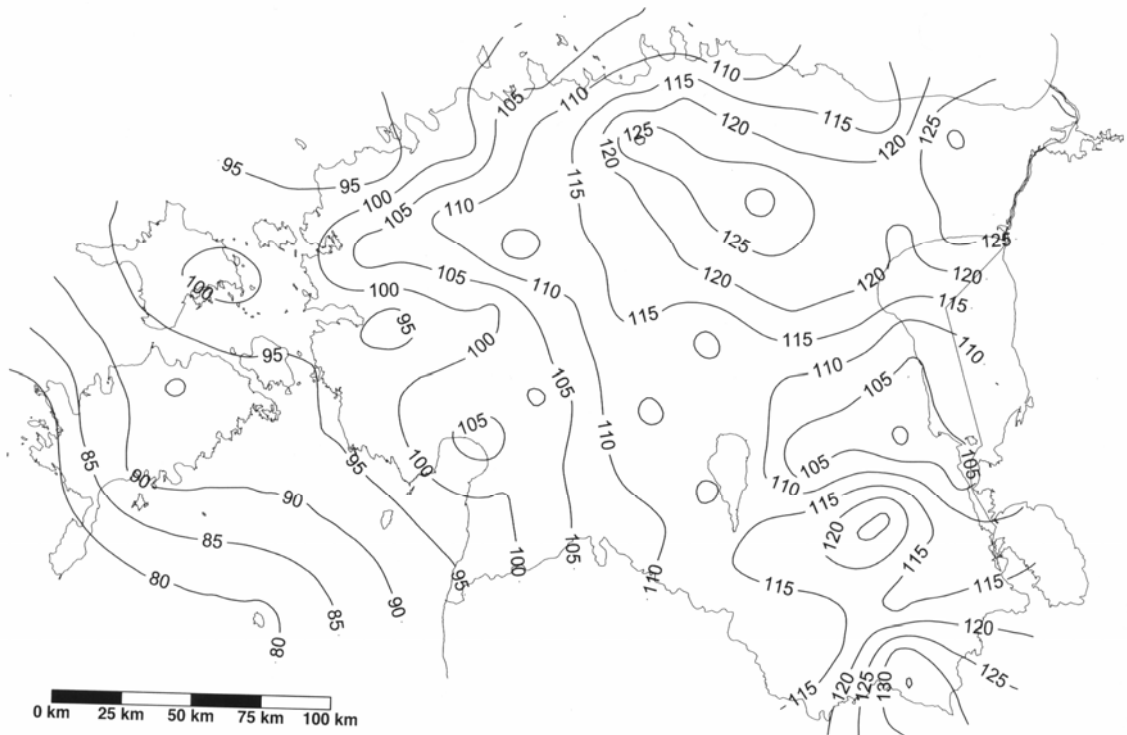
Lumikatte iseloomustamiseks on kasutusel mitu näitajat: lumikatte kestus, aluspinna albeedo ehk päikesekiirguse peegeldumiskoeffitsient, lumikatte paksus, lume tihedus ja veevaru. Lund mõõdetakse igapäevaselt vaatlusväljakul, kus visuaalselt hinnatakse lumega kaetust pallides ja lume paksust lumemõõdulati järgi. Kui lumega kaetus on üle poole ehk 6 palli või enam, siis loetakse see päev lumikattega päevaks, mille summeerimisel saadakse lumikatte kestus päevades. Lumikatet on iga dekaadi lõpul mõõdetud ka marsruutvaatlustel. Eraldi on jaamade lähikonnas kasutusel põllu- ja metsamarsruudid, sest lumikatte režiim on nendes üsnagi erinev. Marsruutvaatlustel mõõdetakse lume paksust, tihedust ja veevaru kindla vahemaa (10–20 m) tagant ning arvutatakse keskmised väärtused.

Kõikide ilmajaamade andmeid kasutades leiti Eesti territoriaalsed keskmised väärtused lumikatte näitajatele kuude kaupa perioodil 1961/61–2000/01 (Tooming, Kadaja, 2006), mis on esitatud tabelis 1.8. Lumikatte kestus ühel talvel oli keskmiselt 109 päeva. Selle territoriaalne varieeruvus Eestis on aga väga suur. Kui kõige lumisemates paikades Haanja kõrgustikul ja mitmel pool Põhja-Eestis on lumi keskmiselt maas üle 130 päeva talve jooksul, siis Saaremaa läänerannikul vähem kui 80 päeva (joonis 1.14). Mere soojendav mõju avaldub lumikattele Lääne-Eestis väga selgelt. Kui aga meri kattub jääkattega, siis selle mõju kaob.

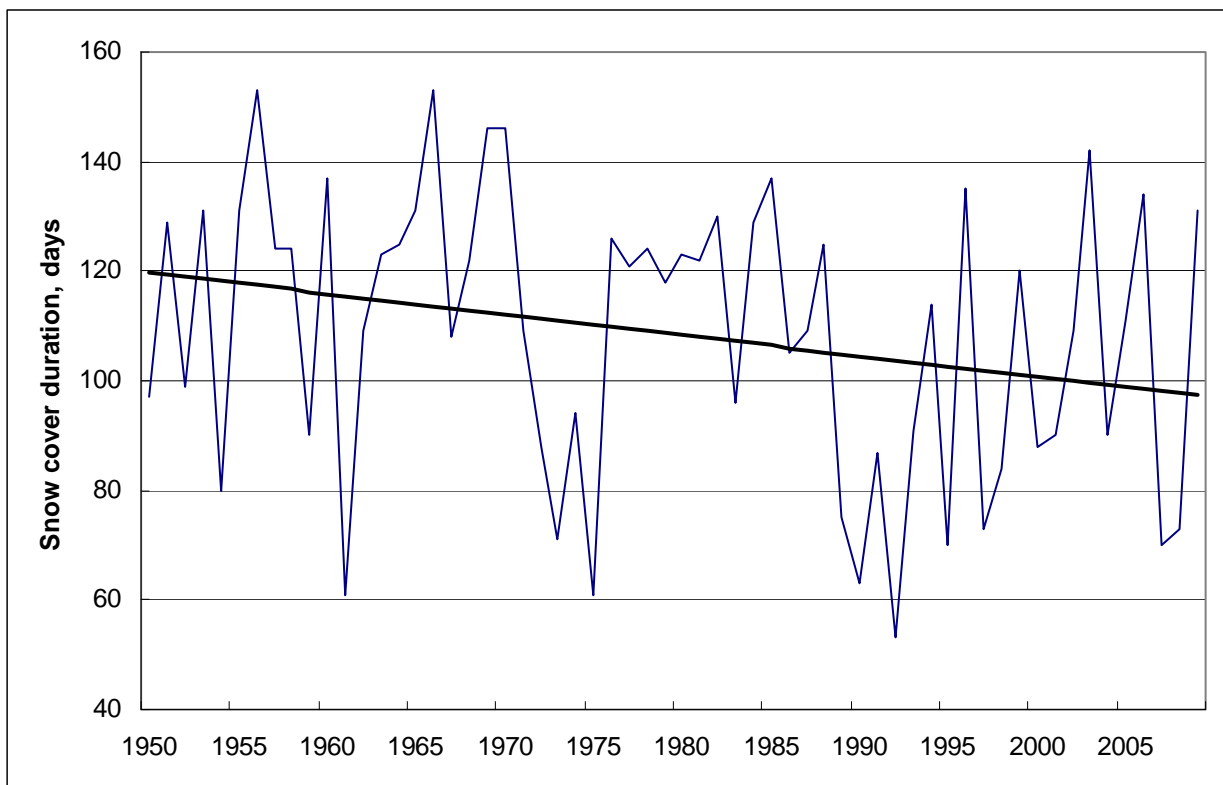
**Tabel 1.8.** Eesti territoriaalselt keskmiste lumikattenäitajate keskmised perioodil 1961/62–2000/01. Andmed pärinevad „Eesti lumikatte teatmikust” (Tooming, Kadaja, 2006).

	XI	XII	I	II	III	IV	Talv
Lumikatte kestus (päevades)	9.8	21.8	25.5	24.9	22.7	4.7	109.4
Albeedo (%)	34.2	56.7	64.0	70.7	55.6	24.7	51.0
Lumikatte paksus (cm) vaatlusväljakul	3.2	7.8	12.9	18.6	15.1	3.2	10.1
Lumikatte paksus (cm) põllul	2.3	8.4	13.3	18.7	13.6	1.2	9.6
Lumikatte paksus (cm) metsas	1.7	9.1	15.9	22.3	18.9	3.4	11.9
Lumikatte tihedus (kg/m <sup>3</sup> ) põllul	154	181	213	227	262	262	216.5
Lumikatte tihedus (kg/m <sup>3</sup> ) metsas	139	156	196	209	249	289	206.3
Lumikatte maksimaalne veevaru (mm) põllul	9.7	26.8	39.1	52.6	51.8	16.4	32.7
Lumikatte maksimaalne veevaru (mm) metsas	4.6	20.2	37.7	53.1	57.7	28.1	33.6

Albeedo väärtused on arvutatud lumikatte kestuse järgi. Lumikatte paksus on reeglina metsas suurem kui põllul, eriti talve lõpuosas. Siis on metsas ka lumi tihedam ja lume veevaru suurem. Üldiselt on siiski põllul lumi tihedam kui metsas.



**Joon. 1.14.** Talve keskmine lumikatte kestus päevades (Tooming, Kadaja, 2006).



**Joon. 1.15.** Lumikatte kestuse aegrida Tartus perioodil 1949/50–2008/09 ja selle lineaarne trend.

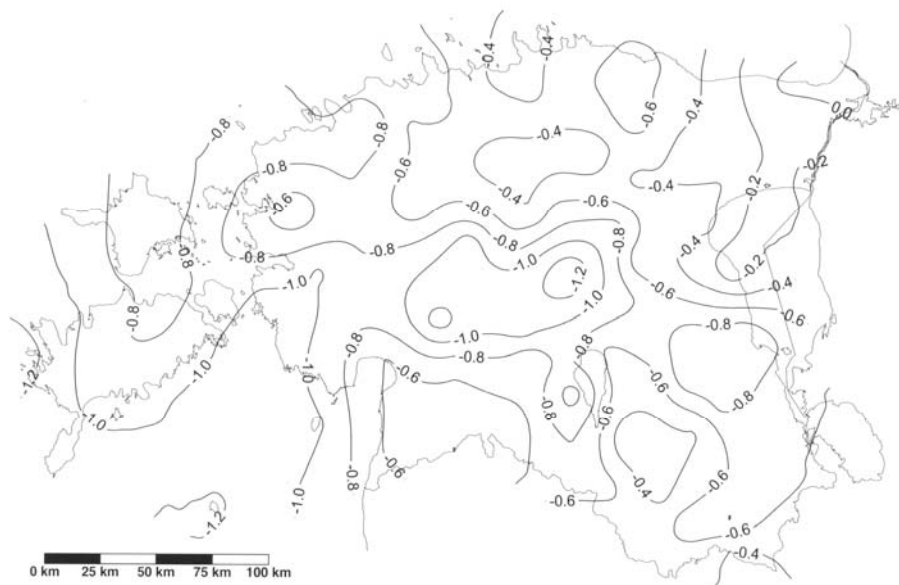
**Tabel 1.9.** Eesti territoriaalselt keskmiste lumikattenäitajate muutused lineaarse trendi järgi perioodil 1961/62–2000/01 väljendatuna keskmistes muutustes 40 aasta kohta. Andmed pärinevad „Eesti lumikatte teatmikust” (Tooming, Kadaja, 2006).

	XI	XII	I	II	III	IV	Talv
Lumikatte kestus (päevades)	0.6	-4.1	-2.5	-7.2	-9.7	-3.0	-25.9
Albedo (%)	1.0	-8.3	-6.2	-17.8	-19.3	-4.4	-9.2
Lumikatte paksus (cm) vaatlusväljakul	2.1	0.3	-5.2	-10.5	-9.4	-0.5	-3.9
Lumikatte paksus (cm) põllul	-0.3	-2.8	-7.0	-14.4	-10.6	-0.8	-6.0
Lumikatte paksus (cm) metsas	-0.6	-3.8	-7.0	-18.7	-17.8	-4.2	-8.7
Lumikatte tihedus (kg/m <sup>3</sup> ) põllul	6.4	-16.3	-16.1	-3.1	-74.0	-141	-40.7
Lumikatte tihedus (kg/m <sup>3</sup> ) metsas	56.3	17.6	5.3	19.9	-7.9	-14.6	12.8
Lume maksimaalne veevaru (mm) põllul	-6.5	-10.2	-19.9	-32.4	-28.7	-7.3	-17.5
Lume maksimaalne veevaru (mm) metsas	-4.9	-3.5	-10.1	-21.9	-44.2	-24.7	-18.2

Lumikatte pikaajalisi muutusi iseloomustab negatiivne trend. On loomulik, et koos kliima soojenemisega lumikatte väheneb. Nii näiteks on lumikatte kestus vähenenud Tartu andmetel perioodil 1949/50–2008/09 enam kui kolme nädala võrra (joonis 1.15). Analoogselt tabelile 1.8 on toodud tabelis 1.9 Eesti territoriaalselt keskmiste lumikatte näitajate muutused lineaarse trendi järgi. Need muutused on peaaegu kõik miinusmärgilised.

Kõige suurem lumikatte kestuse vähenemine on vaadeldaval perioodil toimunud märtsis ja veebruaris, mille trendid on statistiliselt olulised  $p < 0,05$  tasemel. Kokku on lumikatte kestus talve jooksul vähenenud 25,9 päeva. See muutus ei esine Eesti eri osades sugugi ühesugusel määral. Tugevamat trendi on märgata Lääne- ja Kesk-Eestis (joonis 1.16), kus niigi on lumikatte keskmiselt vähem. Negatiivne trend Kirde-Eestis peaaegu puudub.

Lumikatte paksuse oluline vähenemine on toimunud samadel kuudel (veebruar, märts) ja kõige enam metsas. Suurim lumikatte paksuse vähenemine on aset leidnud kõrgustikel. Lume veevaru on samuti väga oluliselt kahanenud. Põllumarsruutide andmetel on trend usaldatav veebruaris, metsas aga märtsis ja aprillis.



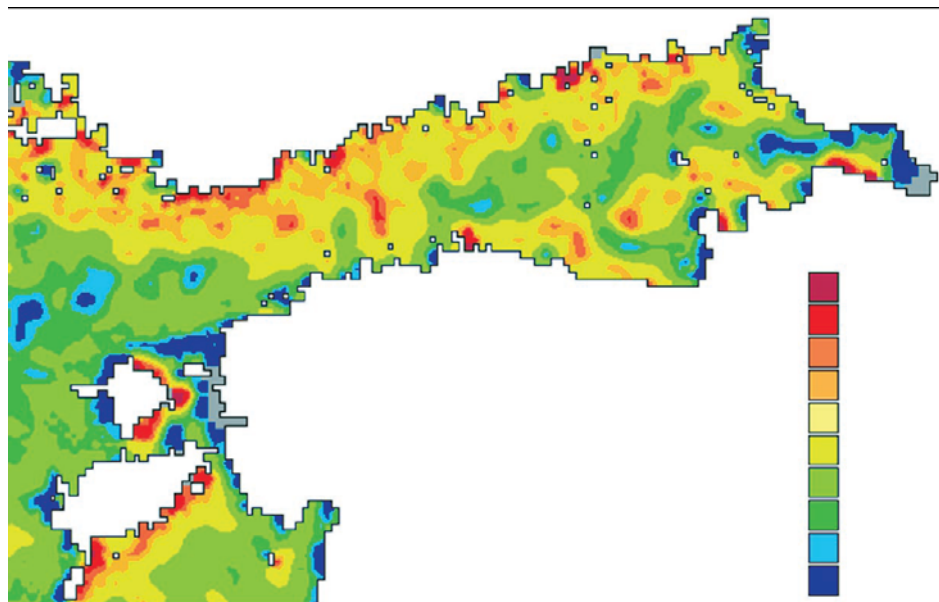
**Joon. 1.16.** Lumikatte kestuse trend (päevades aasta kohta) (Tooming, Kadaja, 2006).



## 1.6. Veetemperatuur

Läänemere veepinna temperatuuril on oluline roll ilmastiku kujunemises. Mõistagi on merevee temperatuuri muutused väga palju aeglasemad kui õhutemperatuuril. Ööpäevased muutused peaaegu puuduvad ja kõige olulisemaks on veetemperatuuri sesoonsed kõikumised. Siin avaldub aga suur inerts võrreldes õhutemperatuuriga. Aeglasema soojenemise ja jahtumise tõttu esinevad veepinna temperatuuri aastase käigu maksimumid ja miinimumid märksa hiljem. Selle tagajärjel on meri kevadel ja suve esimeses pooles suhteliselt jahe ning sügisel ja talve algusosas suhteliselt soe.

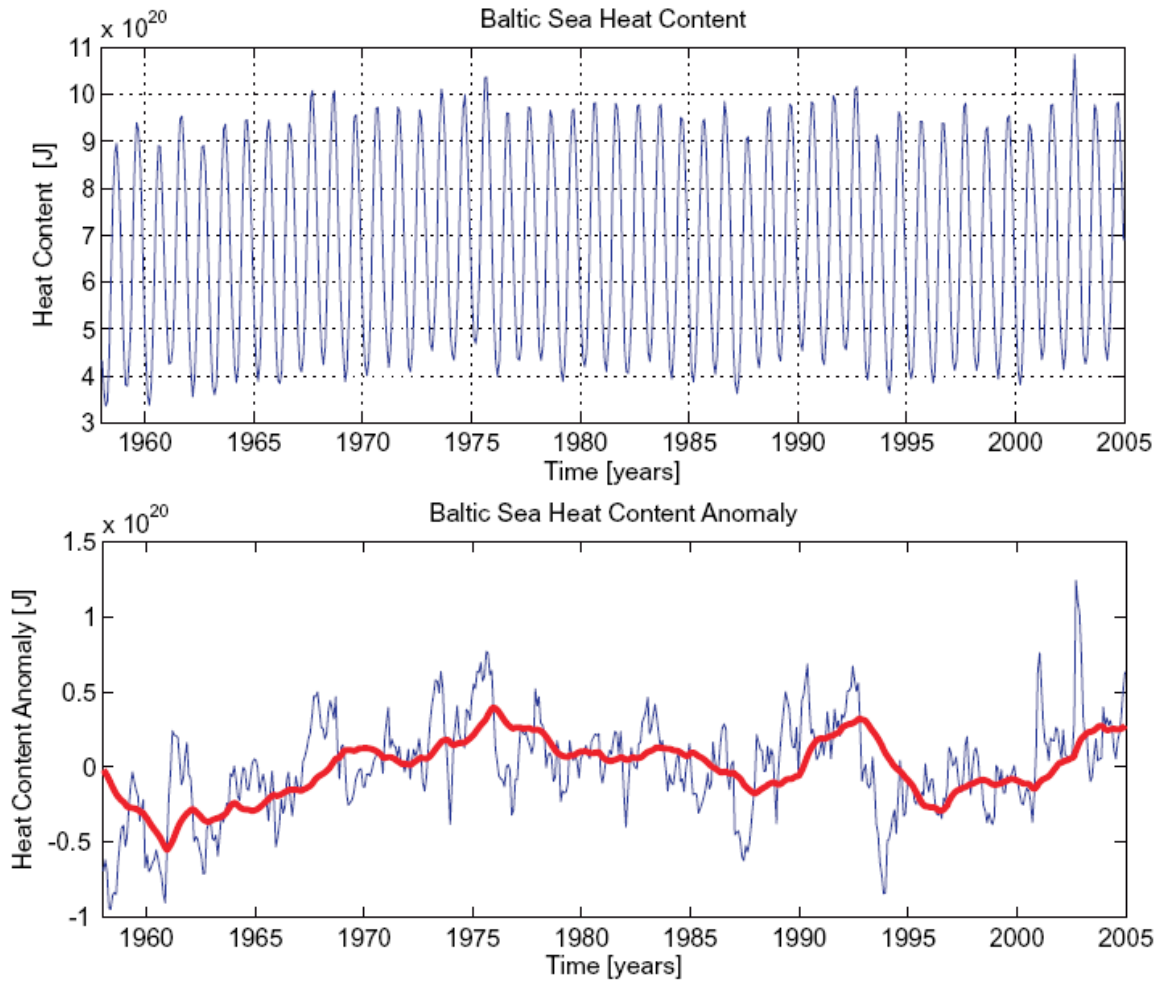
Veepinna temperatuuri ei mõjuta mitte üksnes soojusvahetus atmosfääriga. Eesti põhjaranniku lähedal on üsna sagedaseks nähtuseks apvelling, so külma vee pinnaletõus (Uiboupin, Laanemets, 2009). Selle tagajärjelt võib ka südasuvel esineda põhjarannikul veetemperatuuri umbes +5 °C. Apvelling esineb juhtudel, kui pikemat aega on esinenud tuule suunad maa poolt merele. Põhjarannikul on seega valitsenud lõuna-, edela- või kagutuuled. Apvellingu indeksit Eesti rannikumeres on esitatud joonisel 1.17. Oluliseks veetemperatuuri mõjutavaks teguriks Läänemeres tuleb pidada veevahetust Põhjameriga läbi Taani väinade.



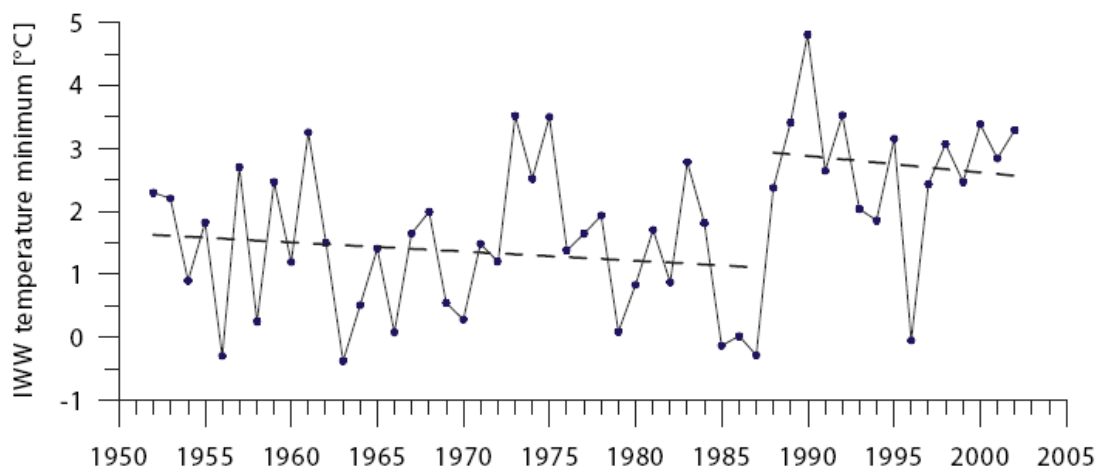
**Joon. 1.17.** Apvellingu indeks, so protsentuaalne aeg, mille jooksul tõusev veevool domineerib (Soomere et al., 2008).

Läänemere hüdroloogiliste näitajate pikaajalisi muutusi on kokkuvõtvalt refereeritud spetsiaalses raamatus (BACC, 2008). Merevee soojasisalduse pika-ajalisi kõikumisi on kujutatud joonisel 1.18. Selle maksimumid esinesid 1975., 1990. ja 2003. aastal, miinimumid aga 1987 ja 1994, kui esines talvel väga ulatuslikku mere jäätumist. Statistiliselt olulist trendi mere soojasisalduses ei leitud.

Uurides veetemperatuuri 100 m sügavusel perioodil 1900-2000 mitmes mõõtmisjaamas leiti, et alates 1950ndatest on märgata tõusutendentsi (Fonselius, Valderrama, 2003). Alates 1988. aastast tehti kindlaks hüppeline temperatuuri tõus (umbes 1,5 °C võrra) talvises vee vahekihis, so sesoonse termokliini ja püsiva halokliini vahel (joonis 19) (Mohrholz et al., 2006). On leitud, et see muutus oli põhjustatud suvisest suuremast vee sissevoolust Põhjamerest 20. sajandi lõpuaastatel.



**Joon. 1.18.** Läänemere soojasisalduse (heat content) muutused perioodil 1958–2005, mis on arvatud Põhjamere-Läänemere mudeli abil (Schrum et al., 2003). Kuu andmed on esitatud ülemisel joonisel, soojasisalduse anomaaliad, kus aastane tsükkel on kõrvaldatud, igakuise täpsusega alumisel joonisel (sinine joon). Punane on 3-aastane libisev keskmine (BACC, 2008).

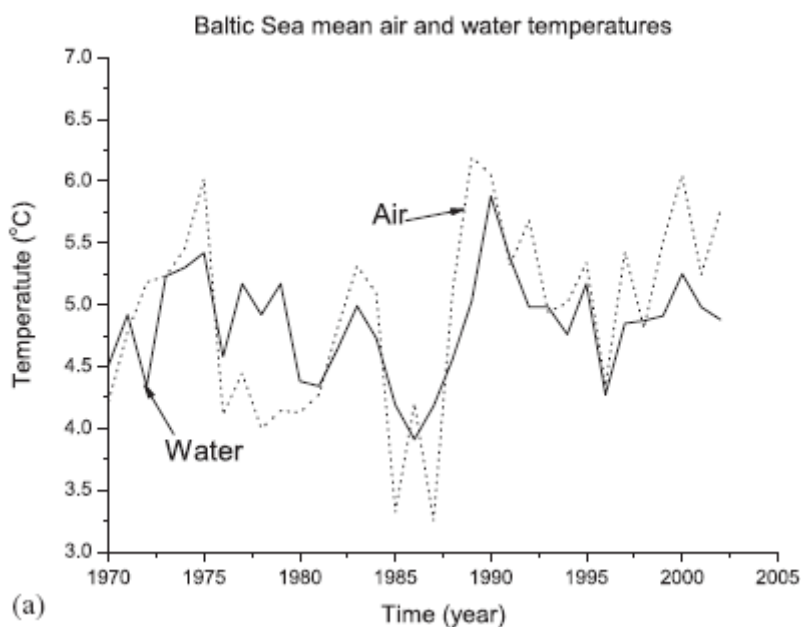


**Joon. 1.19.** Läänemere talvise vahekihi aastase temperatuuri miinimumi aegrida (BACC, 2008, võetud Mohrholz et al., 2006).

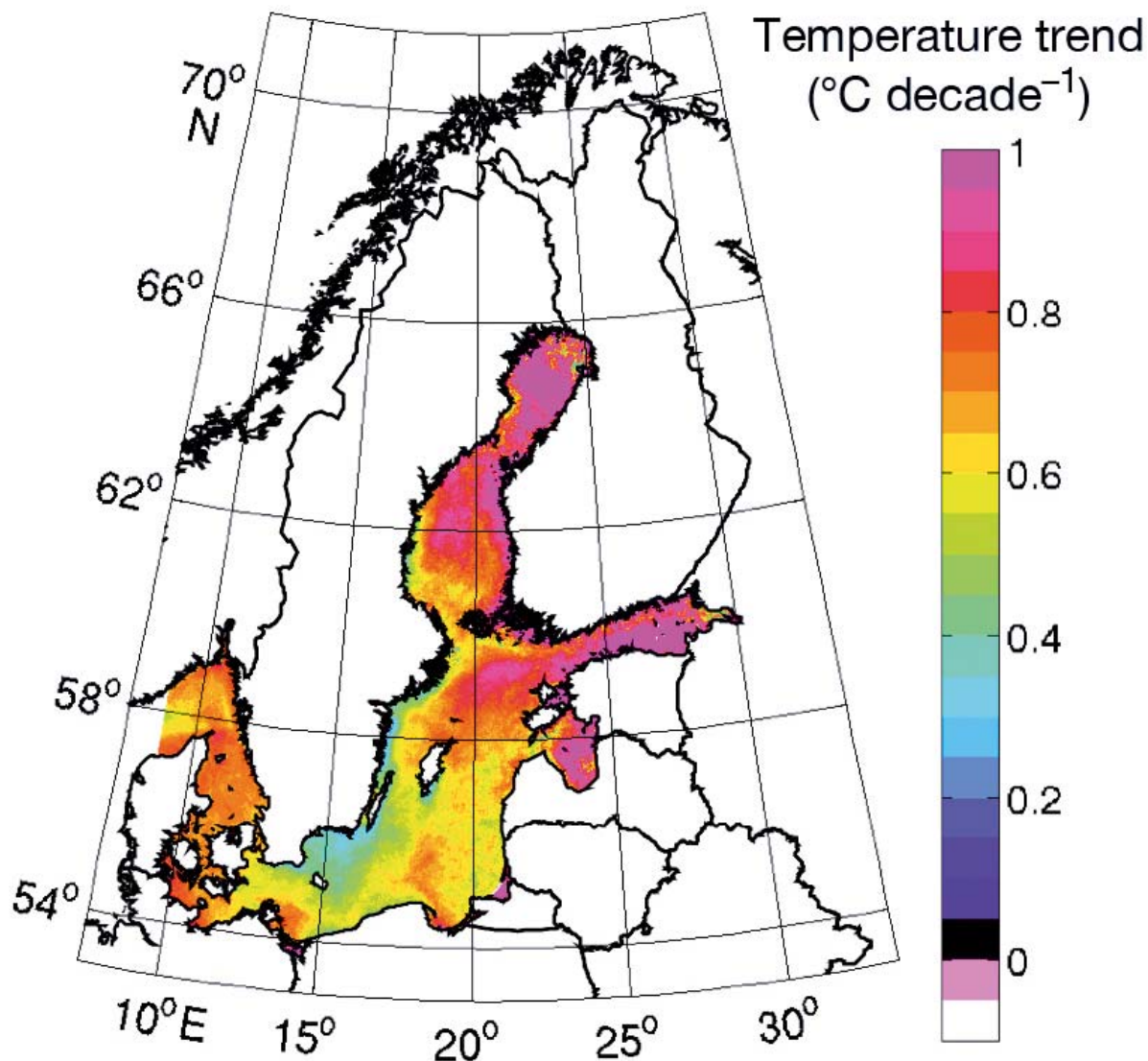
Koos keskmise õhutemperatuuriga on Läänemere keskmine pinnavee temperatuur viimastel aastakümnetel tõusnud. Perioodil 1970-2002 kasvas see trendi järgi umbes 1 °C võrra (joonis 1.20) (Omstedt, Nohr, 2004). Satelliitandmed näitavad perioodil 1990–2008 suurimat pinnavee temperatuuri tõusu (0,9-1,0 °C kümnendi kohta) Läänemere põhjaosas Botnia lahes ning Eesti ranniku lähedal Soome lahes, Väinameres ja Liivi lahes (joonis 1.21) (Lehmann et al., 2011)

Eesti rannikumeres on pinnavee temperatuur üsna suurte kõikumistega. Talvel langeb see nullini ja meri kattub jääkattega. Suvisel ajal tõuseb aga temperatuur tavaliselt üle 20 °C (Omstedt, Axell, 2003). Veetemperatuuri maksimaalsed väärtused ulatuvad üksikjuhtudel +25 °C-ni. Soome lahes on pinnavee temperatuur mõnevõrra madalam kui Eesti läänerrannikul, saavutades suvise maksimumi tavaliselt umbes +20 °C juures (Soomere et al., 2008).

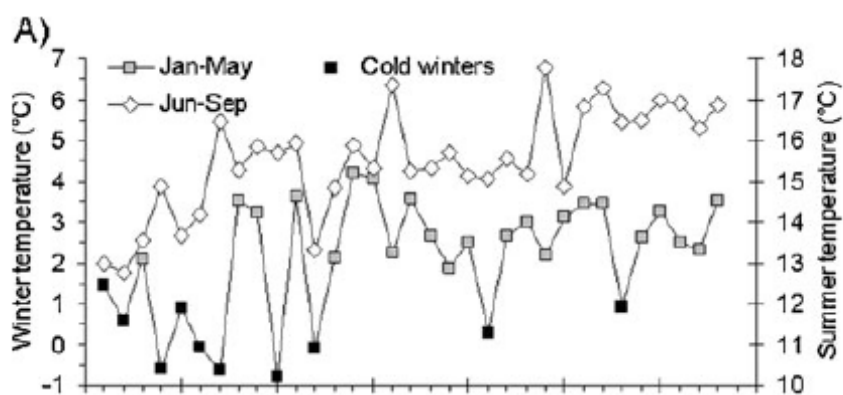
Liivi lahel tehtud mõõtmiste alusel tehti kindlaks oluline veetemperatuuri tõus perioodil 1976-2008 nii talvel-kevad (jaanuar – mai) kui ka suvel (juuni – september) (joonis 1.22) (Jurgensone et al., 2011). Muutus trendi järgi oli vastavalt 3,2 °C ja 1,3 °C.



**Joon. 1.20.** Läänemere keskmise õhu- ja veetemperatuuri aegrida perioodil 1970–2002  
Pidevjoon – õhutemperatuur, katkendjoon – veetemperatuur (Omstedt, Hansson, 2006).



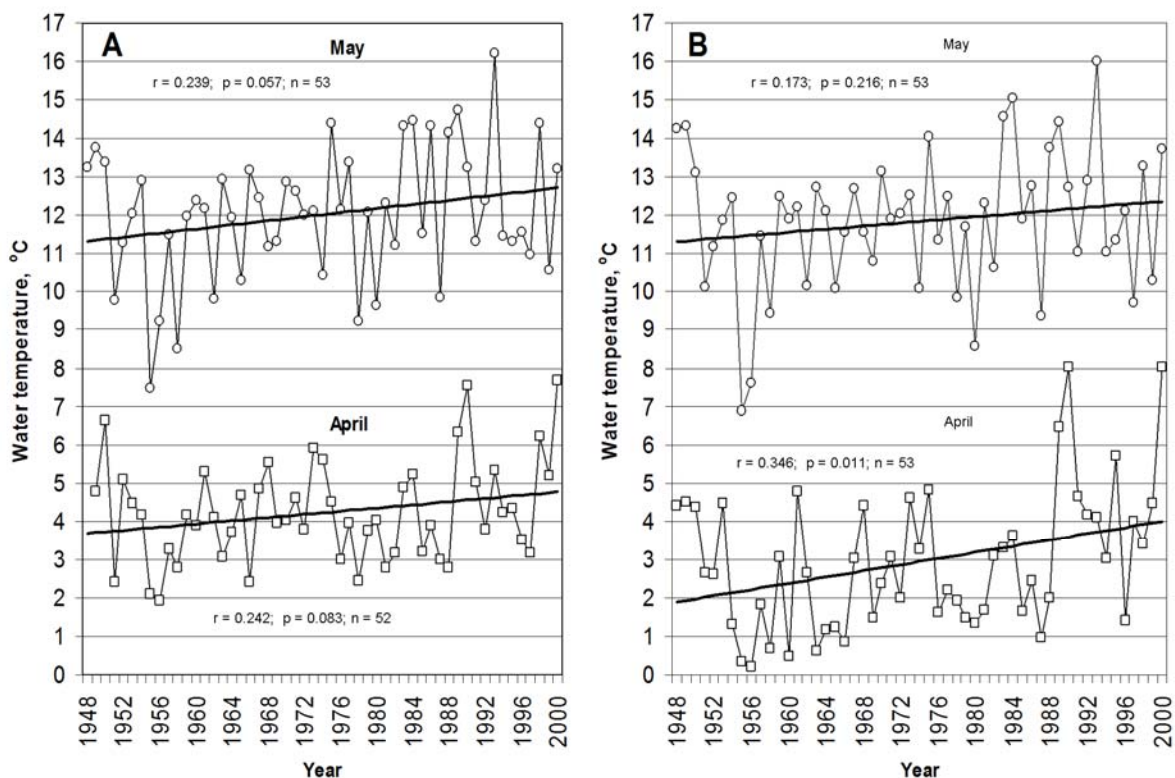
**Joon. 1.21.** Aasta keskmine pinnavee temperatuuri trend ( $^{\circ}\text{C}$  kümnendi kohta) perioodil 1990–2008, mis on saadud satelliitmõõtmiste tulemusena (Lehmann et al., 2011).



**Joon. 1.22.** Liivi lahe kesk- ja lõunaosa pinnavee temperatuuri aegread talve-kevade (jaanuar – mai) ja suve (juuni – september) kohta perioodil 1976–2008 kohta (Jurgensone et al., 2011).

Veetemperatuuri andmed Võrtsjärve ja Peipsi kohta algavad 1947. aastast. Vaatluspunktid paiknesid Võrtsjärves Suure Emajõe väljavoolu kohal, Peipsis oli kolm vaatluspunkti – Mustvees, Praagal ja Mehikoormas. Esimesel viiel aastal mõõdeti temperatuuri mõlemas järves ainult jäävabal perioodil, kuid alates 1952. aastast on Võrtsjärve kohta olemas igapäevase veetemperatuuri andmerida. Peipsist jätkus temperatuuri mõõtmine vaid jäävabal ajal.

Nõges ja Järvet (2005) analüüsisid aprilli ja mai veetemperatuuri andmeid aastate 1948-2000 kohta ja leidsid statistiliselt usaldusväärse ( $p < 0,05$ ) kasvutrendi Peipsi kohta aprillikuus ja usaldusväärse piiril oleva ( $p = 0,057$ ) trendi Võrtsjärve kohta maikuu (joon. 1.23). Vastavalt neile trendidele oli veetemperatuur poole sajandi jooksul kasvanud 1,0 – 1,5°C võrra (tabel 1.10).



**Joon. 1.23.** Aprilli- ja maikuu veetemperatuur Võrtsjärves (A) ja Peipsis Mehikoormas (B). Sirged tähistavad lineaarset trendi. (Nõges, Järvet, 2005).

T. Nõges (2009), kes uuris suurjärvede pinnatemperatuuri andmeid aastate 1961-2004 kohta, täheldas jäävabal ajal veetemperatuuri tugevat seost õhutemperatuuriga ( $R^2 = 0,86$ ;  $n > 3000$ ). Sel perioodil kasvasid aprillikuine ja augustikuine veetemperatuur meie suurjärvedes vastavalt 0,37–0,75 ja 0,32–0,42 °C aastakümne kohta. Aprillikuu temperatuuriandmetes täheldati kõigis vaatluspunktides hüppelist temperatuuri tõus 1988. aastal, juulikuine veetemperatuur kasvas hüppeliselt Võrtsjärves 1987. aastal ja augustikuine Võrtsjärves ning Mehikoormas 1989. aastal.

Viimasel aastakümnel on hakatud tegelema Peipsi veetemperatuuri ja jääolude modelleerimisega (Mött, 2001; Pärn, 2001; Reinart, Pärn, 2006; Pärn, 2006) eesmärgiga modelleerida Peipsi järve sesoonse soojuslik tsükkel lähtudes õhuniiskusest, õhutemperatuurist, tuulekiirusest ja üldisest pilvisusest. Arvestades atmosfäärist ja veekogust



pärinevaid soojusvoogusid arvutatakse jää ja lume paksus, millest viimane sõltub lisaks soojusvoogudele ka sademetest. Järve veetemperatuur on modelleeritud soojusvahetuse võrrandi abil, kus temperatuur ei sõltu ruumikoordinaatidest. Selline lähenemine on õigustatud, kui arvestada, et Peipsi on madal järv, kus temperatuuri kihistusi ei esine või on need lühiajalised (Jaani, 2001).

**Tabel. 1.10.** Jäävaba aja veetemperatuuri trendid ja hüppelise tõusu aastad Võrtsjärves ja Peipsis aastatel 1961–2004 (T. Nõges, 2009).

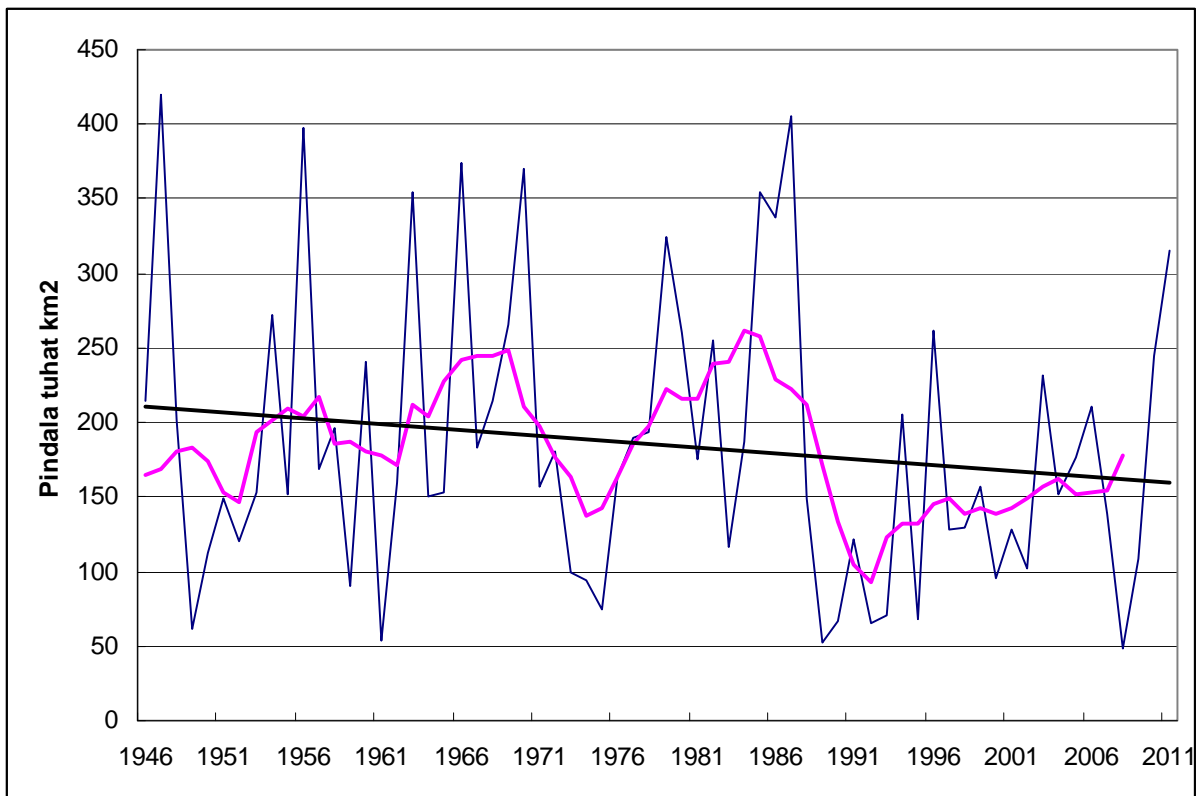
Kuu	Trend °C aastakümne kohta				Hüppelise tõusu aasta			
	Võrtsjärv	Mustvee	Praaga	Mehikoorma	Võrtsjärv	Mustvee	Praaga	Mehikoorma
Apr.	+ 0.37*	+ 0.57***	+ 0.6***	+ 0.75***	1988***	1988***	1988***	1988***
Mai	NS	NS	NS	+ 0.34*	NS	NS	NS	1982*
Juuni	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS
Juuli	+ 0.42*	NS	NS	+ 0.50**	1987***	NS	NS	1987*
Aug.	+ 0.42***	+ 0.39**	+ 0.32**	+ 0.47***	1989**	NS	NS	1989**
Sep.	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS
Okt.	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS
Nov.	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS

+ kasvutrend, \*\*\* p < 0.001, \*\* p < 0.05, \* p < 0.1, NS – statistiliselt ebaoluline

## 1.7. Merejää

Merejää on oluliseks ilmastikutingimusi ja looduskeskkonna seisundit kujundavaks teguriks külmal poolaastal, mille mõju avaldub kõige vahetumalt rannikul ja saartel. Mere suur termiline inertsus põhjustab selle, et veetemperatuur ja ühtlasi ka vee kohal oleva õhu temperatuur langeb talve jooksul palju aeglasemalt kui õhutemperatuur maismaa kohal. Meri jääb peaaegu kogu talve jooksul suhteliselt soojemaks aluspinnaks. Kuid külmailmade püsimisel hakkab rannikul tekkima kaldajää, mis talve jooksul laieneb. Kõige varem tekib jää madalates suletud lahtedes. Kui meri on kattunud jääkattega, siis tema soojendav toime kaob. Õhutemperatuuri kontrast sisemaaga kaob. Kevade poole toimib jääkate kui soojenemist takistav külmaluspind. Alates märtsi lõpust ja aprillist hakkavad rannikupiirkonnad jääma madalama temperatuuriga aladeks võrreldes mandri siseosadega ja jääkate olemasolu võimendab seda jahutavat efekti veelgi enam.

Läänemere jääolud on ära määratud suuremõõtmelise atmosfääri tsirkulatsiooni poolt. Sõltuvalt valitsevatest õhumassidest võib talve jooksul esineda vaid suhteliselt vähest jäätumist või võib meri isegi täielikult jäätuda. Esimesel juhul on tegemist sooja merelise õhumassiga, mis pärinev Atlandi ookeanilt, teisel juhul aga külma kontinentaalse õhumassiga, mis on kujunenud Põhja-Siberis või Arktikas. Kõige üldisema pildi Läänemere jääoludest igal üksikul talvel annab Läänemere maksimaalse jäätumise pindala, mille väärtuste aegrida ulatub ajas tagasi isegi 18. sajandisse. See soome jääuurijate koostatud karakteristik näitab tohutu suurt ajalist varieeruvust. Minimaalsed väärtused on pehmete talvede korral ca 50000 km<sup>2</sup>, maksimaalsed väärtused võrduvad aga mere kogu pindalaga ca 420000 km<sup>2</sup>. Läänemere maksimaalse jäätumise pindala aegrida on selge kahanemistendentsiga, mis pole aga suure muutlikkuse tõttu statistiliselt usaldusväärne (joonis 1.24).



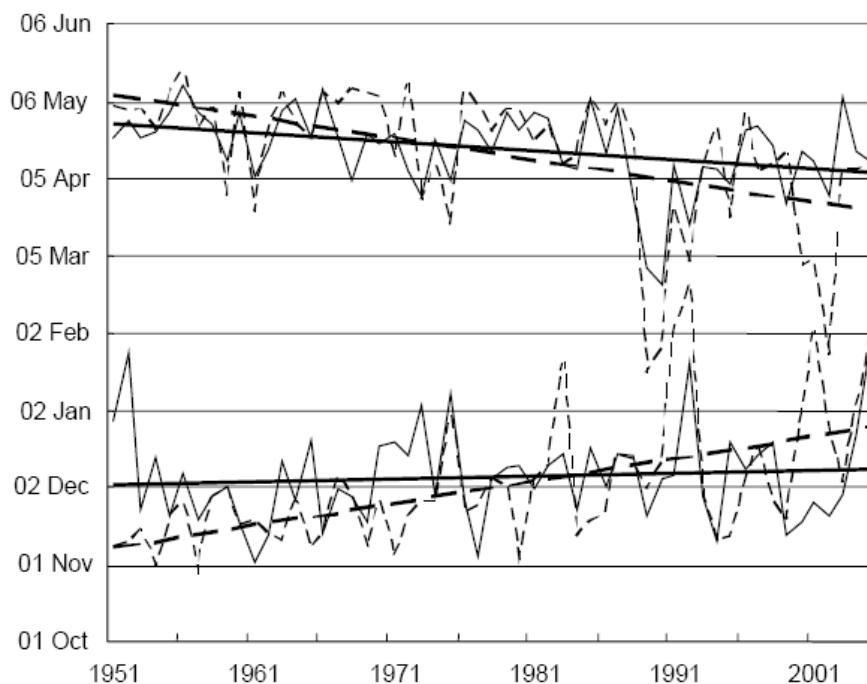
**Joon. 1.24.** Läänemere maksimaalse jäätumise pindala aegrida perioodil 1945/46–2010/11, selle 7-aastane libisev keskmine ja lineaarne trend.

Eesti rannikujaamades on teostatud lisaks meteoroloogilistele vaatlustele ka merevaatlusi. Visuaalselt on fikseeritud vaateulatuses jääga kaetust pallides ja määratud jää liike. See vaatlusandmestik on heaks tunnistajaks kliima soojenemisest. Kõik uurimused Eesti rannikumere jääolude kohta annavad üldiseks tulemuseks jääkatte vähenemise tendentsi.

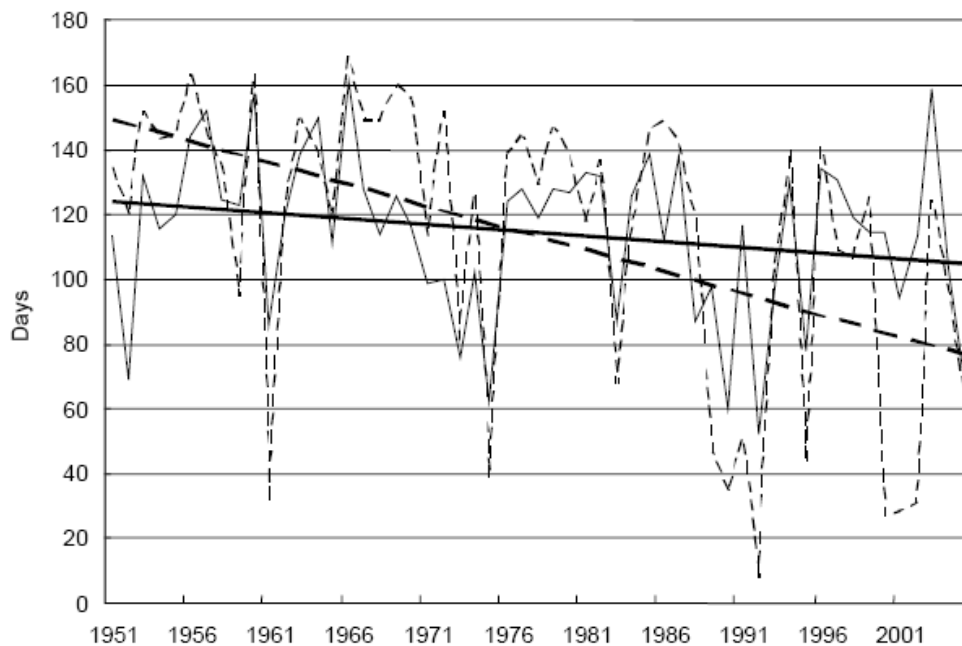
Põhjalikult on Eesti rannikumere jääolusid uurinud S. Jevrejeva. Ta on uurinud jääolusid seoses õhutemperatuuriga (Jevrejeva, 2000) näidates, et muutused õhutemperatuuri näitajates on põhjustanud jääpäevade arvu vähenemist 5-7 päeva võtta Soome lahe rannikul ja 5-10 päeva võrra Liivi lahe rannikul perioodil 1900–1990. Mõnes jaamas täheldati selle perioodi jooksul olulist trendi jää tekke hilinemise ja jää kadumise varasemaks muutumise suunas (Jevrejeva, Leppäranta, 2002).

Hilisemates töödes (Jaagus, 2003b; 2006b; Sooäär, Jaagus, 2007) on pikaajalised merejää muutused avaldunud veelgi selgemalt. Eesti rannikujaamades on jäänähte tekkimine nihkunud hilisemaks, kadumine varasemaks ja tulemusena on jääpäevade arv vähenenud (Jaagus, 2003b). Erinevate rannikujaamade vahel esinevad aga märgatavad erinevused. Esimeste jäänähte ilmumise kuupäev on perioodil 1949/50–2003/4 nihkunud statistiliselt olulisel määral hilisemaks Heltermaal, Kihnus ja Pärnus, samal ajal kui muutus puudus Soome lahe rannikul paiknevates Kunda ja Narva-Jõesuu jaamades (Jaagus, 2006b). Jää kadumine kevadel on aga hakanud toimuma oluliselt, mitmes jaamas enam kui kuu aega varem. Trend puudus vaid Kundas. Jääpäevade arvu kahanemine on olnud statistiliselt oluline  $p < 0,05$  tasemel kõikjal Lääne-Eestis, kuid mitteoluline Soome lahe ääres (Sooäär, Jaagus, 2007). Need territoriaalsed trendi erinevused tulevad selgelt esile Kihnu ja Narva-Jõesuu aegridade võrdlusel joonistel 1.25 ja 1.26.

Erineva intensiivsusega merejää kahanemist on seletatud temperatuuri ja merejää sõltuvuse mittelineaarsusega. Öhutemperatuuri tõus teatud piirist kõrgemale viib kiirele merejää vähenemisele, mis on aset leidnud Lääne-Eestis. Ida-Eestis on aga talve keskmised temperatuurid madalamad, mis ei ole põhjustanud kiiret merejää kadumist Soome lahes.



**Joon. 1.25.** Esimeste jäänahete tekke kuupäeva ja jää lõpliku kadumise kuupäeva aegread Kihnus (katkendjoon) ja Narva-Jõesuus (pidevjoon) ning nende lineaarsed trendid perioodil 1950/51–2004/05 (Sooäär, Jaagus, 2007).



**Joon. 1.26.** Jääpäevade arvu aegread Kihnus (katkendjoon) ja Narva-Jõesuus (pidevjoon) ning nende lineaarsed trendid perioodil 1950/51–2004/05 (Sooäär, Jaagus, 2007).

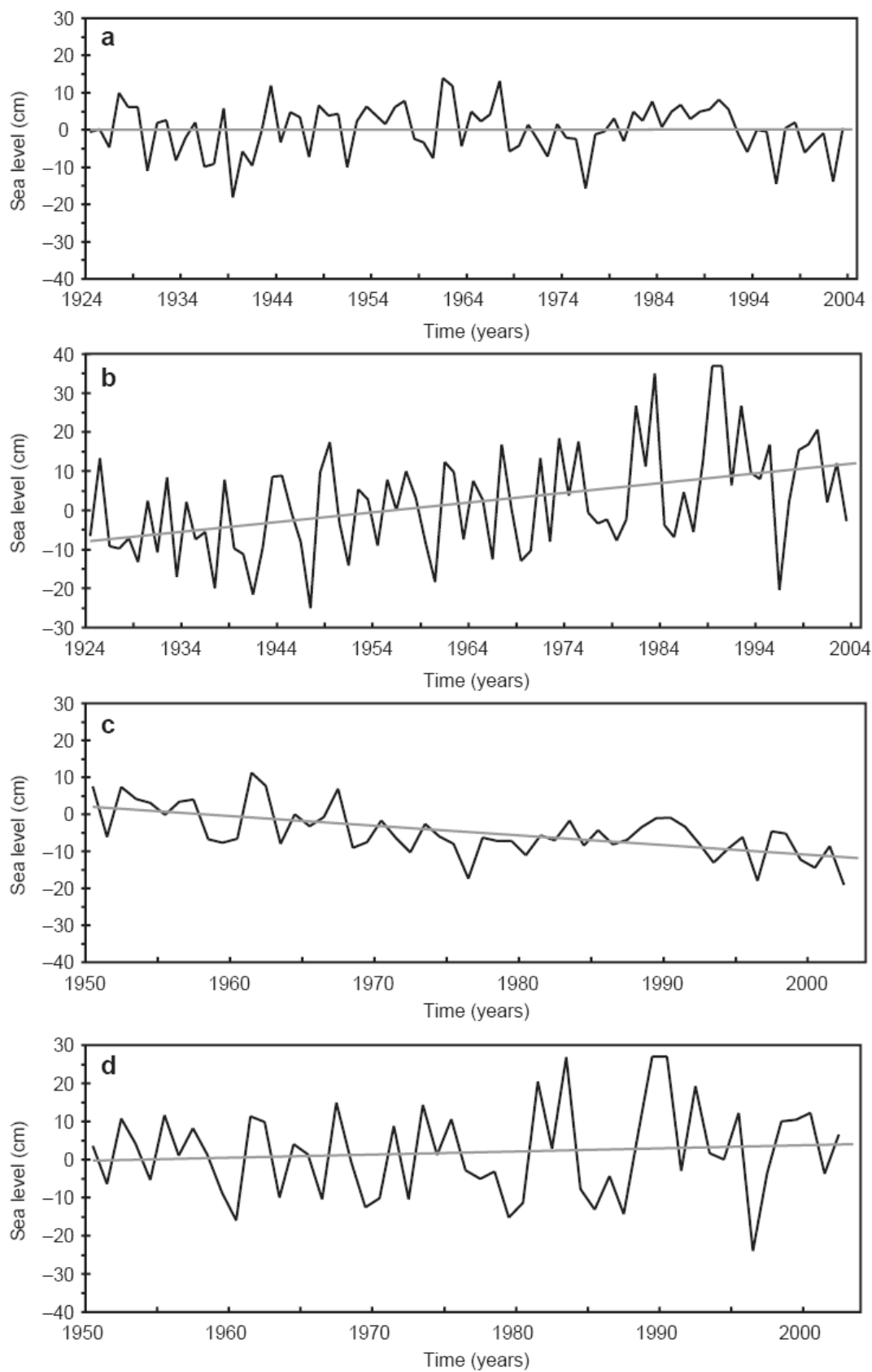


## 1.8. Mere veetase

Läänemere veetase on üsna oluline näitaja, mis kaudselt on mõjutatud kliima muutustest ja mis omakorda võib kaudselt mõjutada veekogude ökosüsteeme. On olemas kolm peamist tegurit, mis mõjutavad meretaset. Kas nendest, maailmamere üldine veetase ja isostaatiline maakerge mõjuvad väga aeglaselt pika aja jooksul. Lühiajalisemad meretaseme kõikumised on aga põhjustatud Läänemere veevahetusest Põhjamerega ja tuulekandest. Valitsevate lääne- ja edelatuulte mõjul kantakse vett mere idaranniku suunas ja veetase Eesti rannikul tõuseb. Kui aga puhub pikaajaliselt kirde- ja idatuul, siis veetase langeb. Kui eeldada, et kliima soojenedes läänetuulte osakaal kasvab, siis peaks meretase Eesti ranniku lähedal omama tõusutendentsi. Seda kinnitavad ka uuringud.

Eestis on meretaseme mõõtmisi teostatud juba alates 1842. aastast (Tallinnas). Mõõdetud on seda sentimeetrites võrreldes Kroonlinna nulltasemega. Meretaseme aegridade analüüsil on vaja arvestada maakerkega, mis on Eesti erinevates osades erinev. Kõige suurem on see Hiiumaal ca 2,5 mm aastas. Maakerke mõju veetaseme aegridadele kirjeldab hästi Pärnu ja Ristna andmete võrdlus (joonis 1.27). Pärnus, kus maakerge on vaid umbes 1,5 mm aastas, on sooja poolaasta meretase stabiilne, külmal poolaastal on kerkinud. Ristnas aga, kus maakerge on kõige tugevam Eestis, on sooja poolaasta meretase langenud ja külma poolaasta meretase stabiilne (Suursaar et al., 2006). Samas tehti kindlaks ka see, et perioodil 1950–2002 on Eesti rannikul tõusnud keskmine meretase tänu maailmamere taseme tõusule vahemikus 8-15 cm. Põhiline veetaseme tõus on toimunud külma poolaasta (XI-III) arvelt.

Uurides meretaseme pika rea andmeid tehti kindlaks, et Tallinna, Narva-Jõesuu ja Ristna meretaseme tõus on keskmiselt 1,5–2,1 mm aastas (Suursaar, Sooäär, 2007). Pärnus on see olnud aga veel suurem – 2,3–2,7 mm aastas, mis on tunduvalt suurem globaalsest keskmisest. Eeldatavasti põhjustab suuremat veetaseme tõusu suurenenud tuulekanne, mis Pärnu lahes avaldub eriti tugevasti.



**Joon. 1.27.** Keskmise veetaseme kõikumised koos lineaarse trendiga Pärnus aastatel 1924–2003 (a: aprill–oktoober, b: november–märts) ja Ristnas aastatel 1950–2002 (c: aprill–oktoober, d: november–märts) (Suursaar et al., 2006).

## 1.9. Hüdrokliimaatilised aastaajad

Hüdrokliimaatiliste aastaegade kaudu on otstarbekas üldistada veekogude veetemperatuuri- ja jäärežiimi näitajaid. Veekogude kliima kujuneb välja päikesekiirguse ning veekogu ja tema ümbruse koosmõjul. Veekogude kliima on sõltuv paljudest meteoroloogilistest ja hüdrooloogilistest teguritest, kuid kõige selgemini ja mõistetavamalt väljendub see veetemperatuuri muutustes ja jäänähtuste kaudu. Vooluveekogu mingis lõigus võib osutuda oluliseks ka kaugemal paikneva valglaosa mõju, sest jõe soojusseisund ja vee omadused võivad sõltuda tema toitumisest. Sellele vaatamata saab parasvöötme veekogudel eristada nagu üldkliimaatiliselki aastase tsükli suhteliselt iseseisvaid etappe, milliseid võime nimetada veekogude kliimaatilisteks aastaegadeks. Viimaseid iseloomustab kliimaatiliste nähtuste ühtne üldsuund: kevadel ja sügisel vastavalt soojenemine ja jahtumine, suvel enam-vähem püsiv temperatuurivahemik ning talvel jääkatte olemasolu.

### 1.9.1. Veekogude kliimaatiliste aastaegade määratlemine

Kliimaatiliste aastaegade määratlemisel lähtutakse põhimõttest, et iga aastaaeg peaks olema teistest eristatav ja sisemiselt enam-vähem ühtne. Aastaaegade alguse ja lõpu piiritlemisel on võimalik kasutada hüdrooloogilisi vaatlusandmeid, mis teeb aastaegade määratlemise kriteeriumid selgeks ja aastaegade eristamise lihtsalt mõistetavaks. Ühesuguste kriteeriumite kasutamine võimaldab paremini võrrelda aastaegade saabumist ja kestust erinevatel veekogudel ning selgitada territoriaalseid erinevusi kogu Eesti ulatuses, samuti jõgede ja järvede kliimaatilise aastaringi erinevusi.

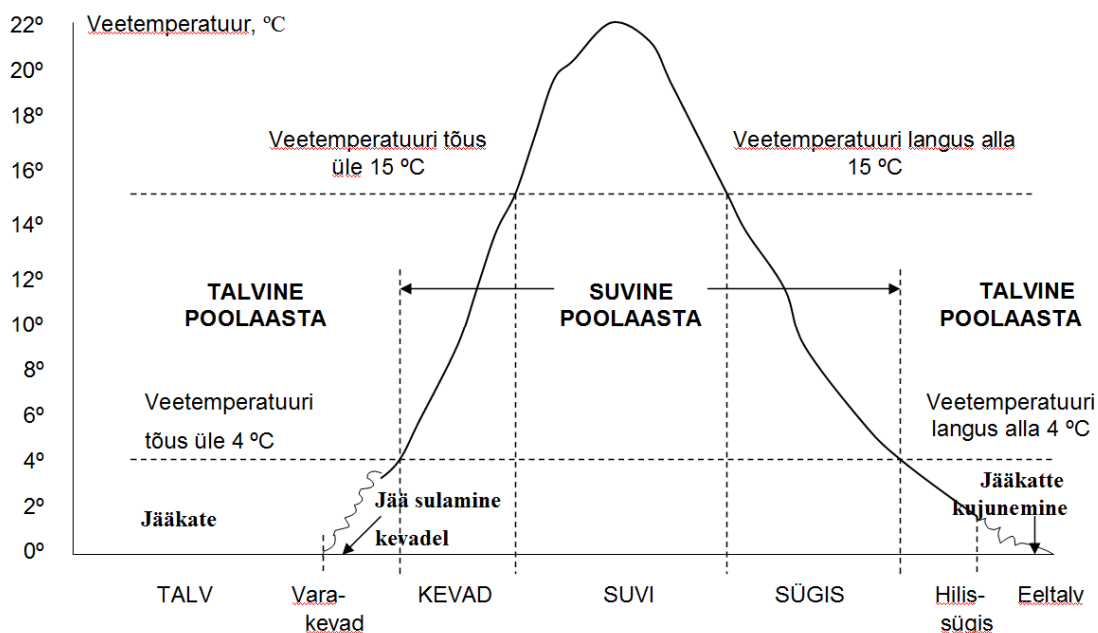
Veekogude sesoonsed muutused avalduvad kõige selgemini nende vee- ja temperatuurirežiimis. Viimase erijuhuks on jääkate kui veekogude talvist seisundit kõige paremini iseloomustav nähtus. Kuigi teatud määral sõltub veekogu seisund temas olevast veehulgast (jõgede puhul vooluhulgast), on vee-elustiku jaoks olulisemad siiski soojusseisundi muutused. Temperatuuri tõusuga aktiveerub elutegevus veekogudes, eriti primaarproduksioon (fütoplanktoni teke), jääkatte esinemise korral aga väheneb vees lahustunud O<sub>2</sub> hulk, sest õhuhapniku difusioon vette on takistatud. Hüdrooloogilise režiimi muutused on käesolevas käsitluses jäetud arvestamata, kuigi mõnedele kliimaatilistele aastaegadele vastavad üsna selgelt väljakujunenud hüdrooloogilised põhi- ja vaheperioodid. Kuna käsitletavate aastaegade eristamine toimub veetemperatuuri ja jäänähtuste järgi, siis võime neid nimetada hüdrokliimaatilisteks aastaegadeks.

Veekogudel on kliimaatiliste aastaegade määratlemise aluseks soojusseisundi muutused ja sellest omakorda tulenev jäärežiim. Jäävabal perioodil on kliimaatiliste aastaegade alguse või lõpu määramise aluseks ööpäeva keskmise veetemperatuuri tõusmine üle või langemine alla teatud piirtemperatuuri. Ööpäeva keskmise veetemperatuuri pidevat tõusu või langust kohtame harva. Üldiselt toimub aastaegade üleminekuperioodil, eriti kõrgematel piirtemperatuuridel, veetemperatuuri kõikumine kord üle, kord alla piirtemperatuuri. Veekogudel on tehtud igapäevaseid veetemperatuuri vaatlusi kogu jääkatteta perioodi jooksul (kaldaäärsetes vaatluspostides regulaarsed mõõtmised kell 8 ja 20). Jäänähtustega seotud aastaegade piiritlemisel on otstarbekam aga tugineda mitte veetemperatuuri andmetele, vaid jäänähtuste (sh. jääkatte) esinemise faktile, mis on üldmõistetav ja mida fikseeritakse küllaldase täpsusega. Jäänähtuste algus ja lõpp märgivad veekogude soojusseisundi olulisi muutusi ning vastavad kuupäevad on objektiivsed suve- ja talvepoolaasta eristamise kriteeriumid.

Veekogu ja atmosfääri vaheline soojusvahetus on sesoonselt veidi teistsugune kui maismaal. Veekogu ökosüsteemi seisukohalt võivad olla olulised temperatuuri muutused teises piirkonnas kui maismaa taimestiku jaoks. Näiteks loetakse maismaal vegetatsiooniperioodi alguseks, mis on ühtlasi kliimaatilise kevade alguseks, päev, mille keskmine õhutemperatuur on püsivalt tõusnud üle  $+5^{\circ}$ . Veekogude puhul loetakse oluliseks ööpäeva keskmise temperatuuri üleminekut  $+10^{\circ}$ . Sellest kõrgema temperatuuri korral intensiivistuvad järsult bioloogilised protsessid veekogus. Alates sellest temperatuurist algab fütoplanktoni ja suurtaimestiku kiirema kasvu periood, mis veelgi intensiivistub veetemperatuuri  $15^{\circ}$  juures.

Järvede veemassi vertikaalse liikumise seisukohalt on oluline temperatuurimineku üle või alla  $4$  kraadist (täpsemalt  $3.94^{\circ}$ ), mis on teatavasti mageda vee suurima tiheduse temperatuur. Sellises olukorras,  $4$ -kraadise veetemperatuuri puhul, kujuneb sügavamates seisuveekogudes homotermia. Kliimaatilistelt ei ole vee suurima tiheduse temperatuuril olulist mõju madalate järvede soojusrežiimile, rääkimata jõgedest, kus vee hea segunemise tõttu on jõe ristlõikes tegemist enam-vähem ühesuguse temperatuuriga. Kevadtalvel ja varakevadel muutuvad maismaa soojusfüüsikalised tingimused, kuid jääkatte korral ei esine samaaegseid veekogu soojusseisundi olulisi muutusi.

Veekogudel saab selgelt eristada kaks põhiaastaega: suvi ja talv. Põhiaastajana võib vaadelda ka sügist, mis on suve ja talvega enam-vähem sama pikk ja mida iseloomustab veetemperatuuri üldine pikaajaline langus. Võrreldes kevadise soojenemisega on veekogu sügisene jahtumine tema soojusliku inertsit tõttu aeglasem ja seetõttu on sügis pikem kui kevad koos varakevadega. Põhiaastaaegadele lisandub neli üleminekulist aastaega: varakevad, kevad, hilissügis ja eeltalv (joon. 1.28).



**Joonis 1.28.** Veekogude kliimaatiliste aastaegade eristamine.

Suveks on loetud periood, mille jooksul ööpäeva keskmine veetemperatuur on püsivalt üle  $15^{\circ}$ , mis on bioloogilise suve piir kevade ja sügisega. Talve ja temaga seotud aastaegade tunnuseks

on jäänähtuste, sh. jääkatte olemasolu. Talve saabumise tunnuseks on püsiva jääkatte moodustumine, mis langeb Eestis päris hästi kokku püsiva lumikatte algusega. Varakevadel toimub veekogudel jääkatte lagunemine ja jää sulamine, mis algab tavaliselt märtsis. Kevad määratletakse kui periood enne suve algust, mis jääb 4° ja 15° keskmise veetemperatuuriga päeva vahele. Sügis on analoogselt periood 15° keskmise veetemperatuuriga päeva ja 4° päeva vahel. Soojusrežiimilt on tegemist vastavalt kevadise soojenemisega ja sügise jahtumisega.

### 1.9.2. Jõgede kliimaatiliste aastaegade pikaajalised muutused

Veekogude aastaegade saabumiskuupäevade ja kestuse pikaajalised muutused on arvatud nende veekogude kohta, millel on tehtud vaatlusi alates 1940-est aastast, st. XX sajandi teisel poolel. Jäävaatluste andmed on mõnede jõgede kohta alates 1920-est aastast algusest ja nii saab talvise poolaasta kohta kasutada pikemat aegrida. Kuna veetemperatuuri vaatlused ulatuvad tagasi veidi rohkem kui 60 aastat, siis suvepoolaasta aegrida on talvisest umbes 25 aasta võrra lühem ning kogu aastat hõlmavad muutused iseloomustavad perioodi XX sajandi keskpaigast kuni selle lõpuni. Käsitlusest on välja jäetud need jõed, kus vaatlusrida lõpeb 1980-est aastate lõpul või 1990-est aastate algul. XX sajandi viimast kümnendit iseloomustab selgelt soojem periood ja seda tuleb arvestada olulise tegurina pikaajalise dünaamika käsitlemisel. Kokku on kliimaatiliste aastaegade pikaajaliste muutuste analüüsil võimalik kasutada 19 jõgede veemõõteposti andmestikku. Kunda-Sämi, Põltsamaa-Põltsamaa (Pajusi), Pedja-Tõrve ja Ahja-Koorvere posti jäävaatluste andmeid pole kasutatud, sest neis vaatluskohtades on vee suhteliselt suure voolukiiruse ja suure põhjaveelise toite tõttu tegemist ebapüsivate jääoludega.

Arvestades jõgede vee temperatuuri ja jääolude küllalt suurt sõltuvust vaatluskoha lähitingimustest ning jõgede toitumisest, esineb pika aegrea näitajates üpris suuri kõikumisi. Vaadeldavate nähtuste suure muutlikkuse tõttu ei vasta mitmed trendid statistilise usaldusväarsuse rangetele kriteeriumitele. Seepärast ei saa kõiki jõgesid ning kõiki näitajaid ühtviisi kasutada pikaajaliste muutuste selgitamisel. Sellele vaatamata saab esile tuua selgeid ja enamikke jõgesid hõlmavaid kliimakalendri muutusi (tabel 1.11).

Kevadistele aastaegadele on iseloomulik selgelt ühetaoline tendents nihkuda varasemale ajale. Suurim ajaline muutus esineb varakevade puhul. Kõikidel jõgedel on tegemist varakevade (jääkatte lagunemise) varasema algusega ja seda statistiliselt kõrgel usaldusväarsuse tasemel – 12 juhul 19-st on  $p < 0,001$ . Keskmiselt on varakevade algus trendijoonel järgi arvestades nihkunud varasemaks ühe kuu võrra ning kuupäevaliselt 6. aprillist 6. märtsile. Suurim nihe (üle 40 päeva) on toimunud suurema metsasusega ja soostumusega valglatel Vahe- ja Ida-Eestis. Seda võib seletada asjaoluga, et püsivama talve korral ei toimu lühemaajaliste sulade korral metsases piirkonnas jääkatte lagunemist. Soojadel talvedel, nagu need on olnud iseloomulikud 1980-est aastate lõpust alates, aga laguneb jääkate sulavete mõjul ka paksema ja stabiilsema jääkattega jõgedel. Jääkatte varasema lagunemise peamiseks põhjuseks on hüdrodünaamilised tegurid – jõgede äravoolu ja voolukiiruse suurenemine valglalt lähtuva lumesulamisvee arvel.

Püsiva jääkatte lõpu suure ja selge ajalise muutusega on analoogne jäänähte lõpu muutus, mida kliimaatiliste aastaegade piiritlemisel ei kasutata, kuid veekogude jäärežiimi uurimisel on sellel näitajal samuti oluline tähendus. Kevadiste jäänähte lõpp on varasemaks nihkunud keskmiselt 24 päeva, 15. aprillist 22. märtsile. Kõigis käsitletud 19 vaatluspostis on jäänähte lõpu muutus statistiliselt usaldusväärset tasemel – suurim  $p$  väärtus on 0.046 (Tagajõgi), kuuel juhul on  $p < 0.01$ . Seda muutust tuleb pidada kliimaatilise väga oluliseks, mida

kinnitavad ka üldklimaatilise varakevade (maapinna vabanemine lumikattest) nihkumine Tartu andmetel 12 päeva võrra varasemaks.

**Tabel 1.11.** Jõgede kliimaatiliste aastaegade alguse muutus päevades trendi joone järgi perioodil 1946–1998.

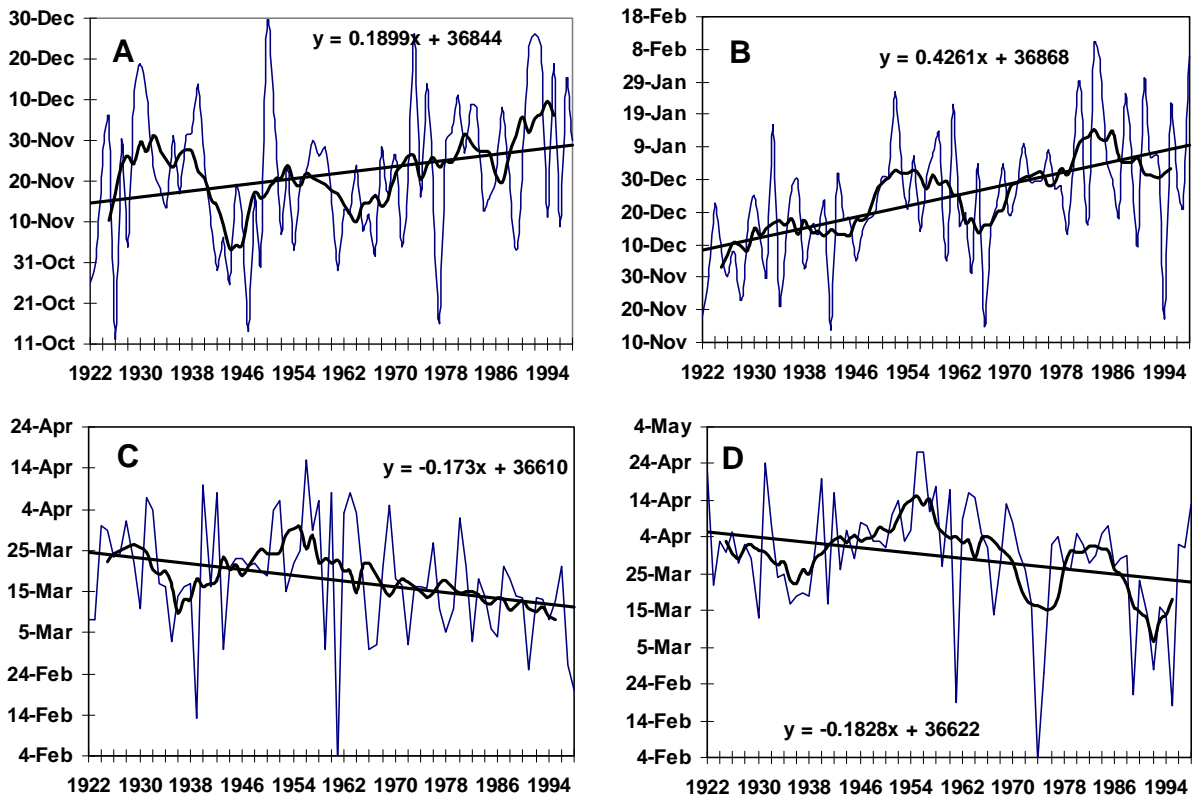
Jõgi	Vaatluspost	Eeltalv	Talv	Varakevad	Kevad	Suvi	Sügis	Hilissügis
Võhandu	Himmiste	2	26	-33	-6	9	-7	3
Ahja	Koorvere	24	9	-28	-6	-5	-6	-2
V.-Emajõgi	Tõlliste	14	32	-13	-3	3	-3	1
Õhne	Tõrva	10	-7	-32	-6	20	-17	3
Emajõgi	Tartu	14	5	-15	-4	4	2	0
Kääpa	Kääpa	15	-7	-52	-5	-6	0	-1
Tagajõgi	Tudulinna	10	-18	-36	-3	15	-5	1
Pedja	Tõrve	3	19	-4	4	6	-9	0
Valgejõgi	Vanaküla	17	6	-35	4	-4	-8	3
Keila	Keila	23	8	-38	2	3	-3	-1
Vihterpalu	Vihterpalu	15	9	-23	7	13	-13	-5
Kasari	Kasari	21	6	-29	0	-3	-6	-1
Pärnu	Oreküla	10	17	-27	-2	0	-5	-2
Vändra	Kiisa	11	-14	-41	1	17	-9	8
Navesti	Aesoo	12	-2	-40	4	17	-9	4
Halliste	Riisa	15	-1	-41	-2	6	-10	3
<b>Keskmine</b>		<b>15</b>	<b>3</b>	<b>-33</b>	<b>-1</b>	<b>6</b>	<b>-7</b>	<b>1</b>

Regressioonianalüüsi käigus selgus kolme kliimaatilise aastaaja alguskuupäeva puhul vähemalt pooltel jõgedel 0,05 usaldusväärse tasemel statistiliselt olulise trendi olemasolu:

1. varakevade algus (ühtlasi talve lõpp), mida märgib püsiva jääkatte lagunemise algus;
2. sügise algus (suve lõpp) – temperatuuri minek allapoole 15° taset;
3. eeltalve algus, mida tähistab esimeste jäänähete ilmumine.

Jäänähete lõpu selget ajalist muutust kinnitab omakorda 0,2° veetemperatuuri saabumiskuupäeva muutus, mis esineb samuti kõigil käsitletud jõgedel ja keskmisena on trendi joone järgi 1990-te lõpupoole 20 päeva varasem kui 50 aastat tagasi. See muutus on ligi kolmveerand juhtudel samuti statistiliselt usaldatav ( $p < 0,05$ ). Kevadine jäänähete lõpp ja ööpäeva keskmise veetemperatuuri tõus 0,2° tasemele on ajaliselt peaaegu kokkulangevad – keskmiselt lõpevad jäänähete 3,7 päeva hiljem kui on alanud vee märgatav soojenemine, st. jõudnud püsivalt 0,2° tasemele. Need kaks näitajat viitavad selgelt talve teisele poolele soojenemisele ja kevadtalve varasemale saabumisele Eestis XX sajandi lõpul võrreldes sajandi keskpaigaga. Pikemaajaline talviste aastaegade alguskuupäeva muutus alates 1922.a. on

hästi jälgitav ja statistiliselt olulise trendiga avalduv Väikesel Emajõel (joon. 1.29), mida saab pidada üheks kliima soojenemise tõendiks.



**Joonis 1.29.** Jäänähte alguse (A), jääkatte alguse (B), jääkatte lõpu (C) ja jäänähte lõpu (D) ajaline muutus Väikesel Emajõel Tõllistes ajavahemikul 1922–1998.

Kuna eeltalve ja talve algus on omakorda jäänud hilisemaks vastavalt 14 ja 4 päeva võrra (tabel 1.11), siis on kõik talvised aastaajad peale varakevade lühenenud. Eriti suur muutus on talve ehk püsiva jääkattega perioodi kestuses – vähenemine 34 päeva võrra. Kui XX sajandi keskpaigas oli talve pikkus 105 päeva ning algus 22. detsembril ja lõpp 6. aprillil, siis sajandi lõpul olid need näitajad vastavalt 70 päeva ning algus ja lõpp vastavalt 26. detsemberil ja 6. märtsil. Tervikuna on talvine poolaasta Eesti jõgedel viimase viiekümne aasta jooksul lühenenud keskmiselt kahe nädala võrra ja seda soojema ja pikema hilissügise mõjul. Talve lühenemine hilisema saabumise (keskmiselt 14. novembrilt nihe 27. novembrile) tõttu on väiksem kui varasema lõpu tõttu (keskmiselt nihe 6. aprillilt 6. märtsile). Seepärast on varakevad kui vaheaastaeg jääkatte lagunemise algusest kuni 4<sup>o</sup> veetemperatuuri saabumiseni pikenenud keskmiselt 12-lt päevalt 43 päevani ehk 3,6 korda.

Vaatamata hüdroklimaatilise talve varasemaks nihkumisele ühe kuu võrra, on kevade algus jäänud samaks. Oluliseks tuleb aga pidada territoriaalseid erinevusi kevade alguse muutuses. Alutaguse–Võrtsjärve–Pärnu kaarjast joonest põhjapoolse jääval alal on kevade algus jäänud 3–4 päeva võrra hilisemaks, sellest joonest lõunapoolse alanud 4–5 päeva võrra varem. Niisugune muutus on tingitud ühelt poolt üldklimaatilistest erinevustest, mille kohaselt mandrilise kliimaga alal on varakevad lühem; Põhja- ja Lääne-Eestis kipub kevad mere mõjul venima. Varakevadine suurenemine sooja õhu sissetung lõuna poolt mõjutab oletatavasti Lõuna-Eesti jõgesid, kaugemale põhja-loode suunas see mõju ei avaldu. Erineva suunaga

pikaajalise trendi esinemine Eesti põhja- ja lõunapoolmikul vajab detailsemat analüüsi. Pealegi on kõikidel jõgedel tegemist statistiliselt mitteusaldatava trendiga.

Suve alguse trend on varakevadega ja kevadega võrreldes üldjoontes vastupidine – nihkunud keskmiselt ligi nädala võrra hilisemaks. Suve suurim hiline mine XX sajandi lõpul selle keskpaigaga võrreldes on toimunud metsasema ja soisema ümbrusega vaatluspostides: Õhne–Tõrva, Tagajõgi–Tudulinna, Vihterpalu–Vihterpalu, Väandra–Kiisa ja Navesti–Aesoo (tabel 1.11), kusjuures kõigis nimetatud kohtades on trend statistiliselt usaldusväärne –  $p < 0,05$ .

Suve kestuse aegreale on iseloomulik statistiliselt usaldusväärne lühenemine kahes maastikulis-hüdrooloogilises piirkonnas: Pandiveres (Põltsamaa, Pedja, Kunda) ja Soomaal (Halliste, Navesti, Väandra); lisaks neile Vihterpalu ja Õhne jõgel, mille valgla on Eesti keskmisest suurema metsasusega. Sügise algus saabub ehk veetemperatuur langeb alla 15° taset nendel jõgedel 9–17 päeva varem kui pool sajandit tagasi. Ülejäänud jõgedel, välja arvatud Emajõgi, on sügis nihkunud mõne päeva võrra hilisemaks (tabel 1.11). Hilisema alguse ja varasema lõpu tõttu on suve kestus keskmiselt lühenenud 13 päeva võrra, mis on vastupidine üldklimaatilise suve trendile, sest XX sajandil on üldklimaatilise suve kestus pikenenud ligi 2 nädala võrra. See on toimunud sajandi I poole järsu soojenemise arvel, sest alates 1950ndatest aastatest on suve kestuse keskmine tase jäänud ühesuguseks.

Hüdroklimaatilise suve lühenemine on seletatav veeolude muutustega. 1970-te aastate teisest poolest alanud veerikkam periood, mis avaldub selgesti suviste sademetehulga suurenemises, on põhjustanud veekogudel suvel väiksema temperatuuri tõusu kui eelneval perioodil. Seda kinnitavad suve maksimaalse veetemperatuuri trendid, mis peale Emajõe ja Kasari on kõik langed. Uuritud jõgede aasta maksimaalne veetemperatuur on langenud keskmiselt 2,0° võrra – 1940-te aastate lõpul oli see 23,3°, 1990-te lõpul 21,3°. Seetõttu toimub suve lõpul jõgedes väiksema akumulatsiooniga soojushulga tõttu vee jahtumine kiiremini ning hüdroklimaatiline suvi lõpeb varasema septembri I dekaadi asemel augusti III dekaadis.

Ühesuunaline ja kõiki vaadeldud jõgesid hõlmav on eeltalve trend hilisema alguse suunas. Pooltel uuritud jõgedel on trend  $p < 0,05$  tasemel statistiliselt usaldatav. Eeltalve hilisem algus keskmiselt koguni 15 päeva võrra märgib ühtlasi selle üleminekulise aastaaja olulist pikened 12 päevalt 27 päevani. Samal ajal on talve algus nihkunud hilisemaks ainult 3 päeva võrra, kusjuures nihke suurus jõgede viisi on vägagi erinev. Kui liita talvele eeltalv ja varakevad, siis sellise talveperioodi lühenemise tendents on statistilise usaldusväarsuse tasemel.

### **1.9.3. Järvede kliimaatiliste aastaegade pikaajalised muutused**

Järvede kliimaatiliste aastaegade pikaajalise muutuse analüüsiks on kasutada kolme vaatlusposti andmed: Peipsi järv – Mustvee, Lämmijärv – Mehikoorma ja Võrtsjärv – Rannu-Jõesuu. Need on kohad, kus jäänähtuste ja veetemperatuuri katkematu vaatlusrida on perioodist 1946–1998. Järvede ja jõgede aastaegade muutuse kokkulangevus on päris suur. Järvi omavahel võrreldes ilmneb aastaegade pikaajalises muutuses Peipsi erinevus Lämmijärvest ja Võrtsjärvest, mis on põhjustatud Peipsi suuremast mahust ja sellest omakorda tingitud suuremast termilisest inertsist. Võrtsjärvel on aastaegade alguskuupäevade ja kestuse muutus tunduvalt väiksem kui Peipsil ja Lämmijärvel (tabel 1.12 ja 1.13).

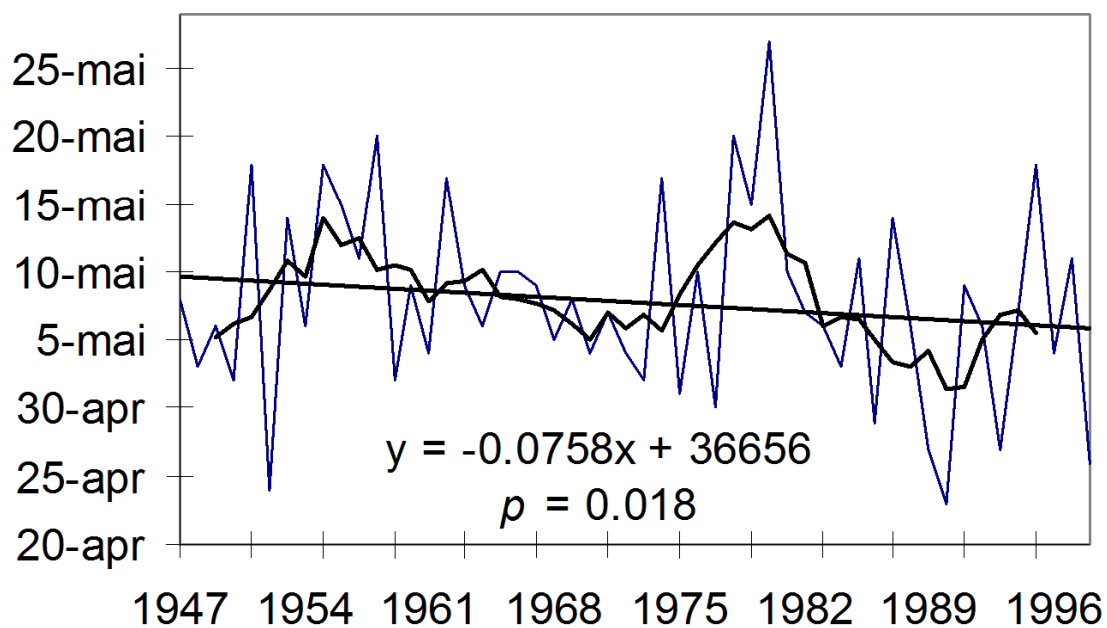
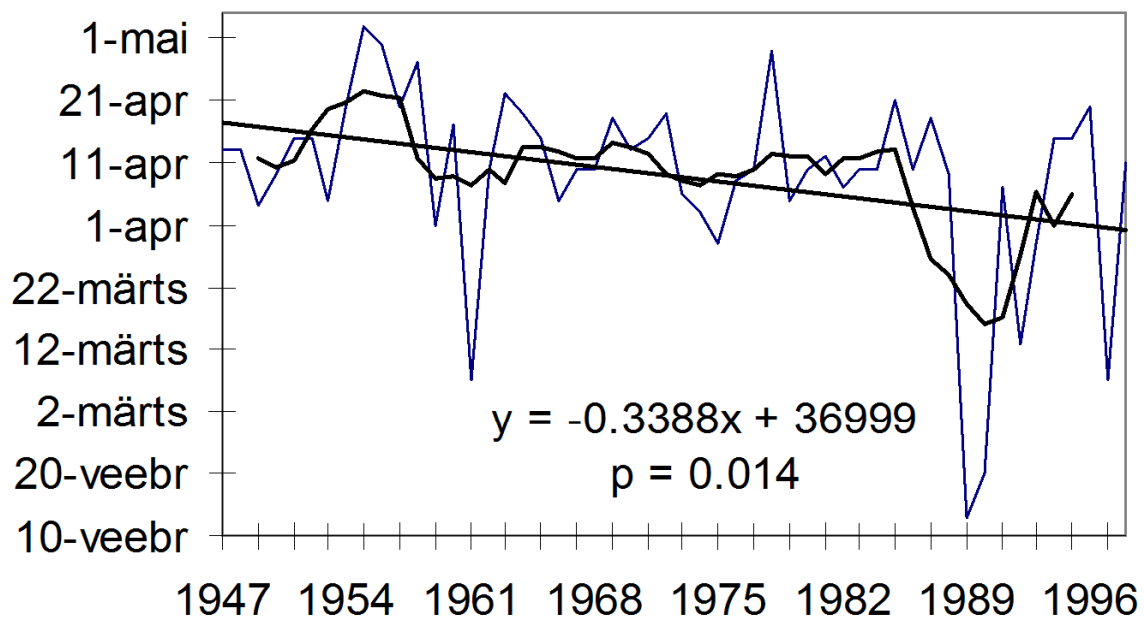


**Tabel 1.12.** Järvede kliimatiliste aastaegade alguse muutus trendi järgi perioodil 1946–1998.

Peipsi	Eeltalv	Talv	Varakevad	Kevad	Suvi	Sügis	Hilissügis
<b>Peipsi</b>							
Tõusukordaja	0.175	-0.264	-0.605	0.034	0.137	-0.133	0.027
Algtase	11.nov	21.dets	19.apr	26.apr	3.juuni	7.sept	29.okt
Lõpptase	20.nov	8.dets	19.märts	27.apr	10.juuni	31.aug	31.okt
Muutus	9	-13	-31	1	7	-7	2
<i>p</i> väärtus	0.126	0.146	0.001	0.686	0.176	0.101	0.753
<b>Lämmijärv</b>							
Tõusukordaja	0.226	-0.091	-0.827	-0.031	-0.101	-0.132	0.099
Algtase	6.nov	2.dets	20.apr	25.apr	31.mai	9.sept	27.okt
Lõpptase	17.nov	28.nov	10.märts	23.apr	26.mai	2.sept	1.nov
Muutus	11	-4	-41	-2	-5	-7	5
<i>p</i> väärtus	0.053	0.503	0.001	0.651	0.316	0.057	0.274
<b>Võrtsjärv</b>							
Tõusukordaja	0.016	-0.013	-0.339	-0.160	-0.132	-0.047	-0.094
Algtase	13.nov	28.nov	17.apr	21.apr	29.mai	7.sept	29.okt
Lõpptase	14.nov	27.nov	31.märts	13.apr	22.mai	5.sept	25.okt
Muutus	1	-1	-17	-8	-7	-2	-5
<i>p</i> väärtus	0.882	0.920	0.014	0.018	0.200	0.511	0.312

Nagu jõgede puhul nii on ka järvedel suurim muutus seotud varakevade algusega. Peipsi järvel on Mustvee posti andmeil varakevade algus nihkunud varasemaks ühe kuu, Lämmijärvel koguni 41 päeva võrra. Võrtsjärvel on sama muutus Peipsi ja Lämmijärvega võrreldes umbes 2 korda väiksem (tabel 1.12, joonis 1.30). Statistiliselt on kõigi kolme järve talve lõpu – varakevade alguse muutus usaldusväärne –  $p < 0.05$ . Jääkate lagunemise väiksem varasemale ajale nihkumine Võrtsjärvel on seletatav peamiselt tema väiksema pindalaga, mistõttu seal ei avaldu nii märgatavalt hoovuste ja tuule mõju jääkate lagunemisele kui Peipsi-Pihkva järvel.

Kevade ja suve algus on nihkunud varasemaks Võrtsjärvel, vastavalt 8 ja 7 päeva võrra. Peipsil on suve algus aga vastupidiselt jäänud ühe nädala võrra hilisemaks. Suve kestus on Peipsil ja Lämmijärvel lühenenud 2 nädala võrra, sest sügise algus saabub 1990-te aastate teisel poolel ühe nädala võrra varem kui pool sajandit tagasi. Tiirikoja ja Tartu meteojaamade 1946–98 a. aegrea trendi järgi on septembri keskmine õhutemperatuur alanenud vastavalt 1,1 ja 1,2° võrra. Tõenäoliselt hõlmab jahenemine ka augusti viimase dekaadi, kuigi augusti keskmine õhutemperatuur on jäänud peaaegu samaks.



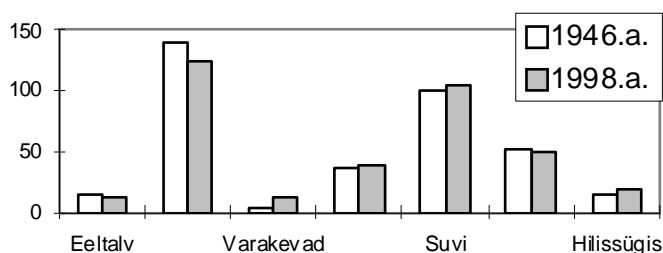
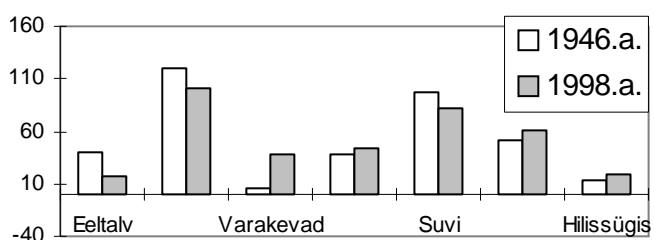
**Joonis 1.30.** Varakevade (ülal) ja kevade (all) alguse muutus Võrtsjärvel.

Sügise ja hilissügise kestus kokku on Peipsil ja Lämmijärvel jäänud praktiliselt samaks, sest eeltalve algus on nihkunud kümnekonna päeva võrra hilisemaks. Talve alguse muutuses on märkimisväärne selle varasem saabumine Peipsil ligi 2 nädala võrra. Kui analüüsitava perioodi alguses oli talve algus Peipsil trendijoonel järgi 21. detsembril, siis XX sajandi lõpuaastatel oli see 8. detsembril. Põhjuseks on novembri ja detsembri keskmise õhutemperatuuri madaldumine Ida-Eestis, sest keskmiselt sama palju on moodustunud jääkate varem ka Peipsi lähikonnas oleval Kääpa jõel ja Tagajõel (tabel 1.13). Tiirikoja ja Tartu meteojaamade 1946–98 a. aegrea trendi järgi on novembri ja detsembri kuu keskmine õhutemperatuur langenud vastavalt 0,8 ja 1,0 ning 0,6 ja 0,9° võrra. Poole sajandi kohta on niisugune õhutemperatuuri alanemine väga suur, mis põhjustab arvestatavaid muutusi ka veekogude jäärezhiimis.

**Tabel 1.13.** Järvede hüdroklimaatiliste aastaegade kestuse muutus päevades trendi järgi ajavahemikul 1946–1998.

Järv	Aeg	Eeltalv	Talv	Varakevad	Kevad	Suvi	Sügis	Hilissügis
PEIPSI	1946.a.	40	119	6	38	96	52	12
	1998.a.	18	102	39	43	82	60	20
	<b>Erinevus</b>	<b>-22</b>	<b>-17</b>	<b>33</b>	<b>5</b>	<b>-14</b>	<b>8</b>	<b>8</b>
LÄMMIJÄRV	1946.a.	27	139	4	36	101	48	10
	1998.a.	11	102	44	33	100	60	16
	<b>Erinevus</b>	<b>-16</b>	<b>-37</b>	<b>40</b>	<b>-3</b>	<b>-1</b>	<b>12</b>	<b>6</b>
VÕRTSJÄRV	1946.a.	15	141	4	38	101	52	14
	1998.a.	13	124	14	39	105	50	20
	<b>Erinevus</b>	<b>-2</b>	<b>-17</b>	<b>10</b>	<b>1</b>	<b>4</b>	<b>-2</b>	<b>6</b>

Järvede aastaegade kestuses on suuremad muutused seotud põhiaastaegade – talve ja suve ning vaheaastaegadest eeltalve lühenemisega (joonis 1.31). Jääkatte periood on lühenenud vaadeldud 53 aasta jooksul Peipsil ja Võrtsjärvel 17, Lämmijärvel 37 päeva võrra, mida saab pidada talvise soojenemise selgeks indikaatoriks. Muutused talvise poolaasta (eeltalv, talv ja varakevad) kestuses on väiksemad: 6 päevast Peipsil kuni 13 päevani Lämmijärvel. Pikenemine on iseloomulik vaheaastaegadele, eriti varakevadele ja hilissügisele. Kui vaatlusrea alguskümnendile on iseloomulik ainult mõnepäevane varakevad, siis viimase 10–15 aasta jooksul on selle pikkuseks Peipsil ja Lämmijärvel rohkem kui üks kuu, Võrtsjärvel kaks nädalat. Eeltalve lühenemine on tingitud ühelt poolt hilissügise pikenedisest, teiselt poolt talve varasemast saabumisest.



**Joonis 1.31.** Hüdroklimaatiliste aastaegade kestuse muutus Peipsil ja Võrtsjärvel trendi järgi ajavahemikul 1946–1998.

## Kirjandus

- BACC Author Group, 2008. Assessment of climate change for the Baltic Sea Basin. Springer-Verlag, Berlin.
- BACC II, 2012. Assessment of climate change for the Baltic Sea Basin (in press).
- Casty, C., Raible, C.C., Stocker, T.F., Wanner, H., Luterbacher, J., 2007. A European pattern climatology 1766-2000. *Climate Dynamics*, 29, 791-805.
- Eesti NSV agrokliimaatiline teatmik, 1962. Tallinn, Eesti Riiklik Kirjastus, 195 lk.
- Fonselius, S., Valderrama, J., 2003. One hundred years of hydrographic measurements in the Baltic Sea. *Journal of Sea Research*, 49, 229-241.
- 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, S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor & H. L. Miller (eds.), Cambridge Univ. Press, Cambridge, 996 pp.
- Jaagus, J. 1992. Periodicity of precipitation in Estonia. *Estonia. Man and Nature*. (Eds. T. Kaare et al.). Estonian Geographical Society, Tallinn, 43-53.
- Jaagus, J., 1996. Climatic trends in Estonia during the period of instrumental observations and climate change scenarios. (Ed. J.-M. Punning) *Estonia in the system of the global climate change*. Institute of Ecology. Publication, 4, 35-48.
- Jaagus, J., 1997a. Pikaajalised muutused Eesti kliimakalendris. Kaasaegse ökoloogia probleemid. Ajalised muutused Eesti eluslooduses ja keskkonnas. (Ed. T. Frey). Tartu, Eesti Ökoloogiakogu jt., lk. 41-46.
- Jaagus, J. 1997b. The impact of climate change on the snow cover pattern in Estonia. *Climatic Change*, 36, 65-77.
- Jaagus, J., 1998a. Climatic fluctuations and trends in Estonia in the 20th century and possible climate change scenarios. (Eds. T. Kallaste, P. Kuldna) *Climate change studies in Estonia*. Tallinn, Stockholm Environment Institute Tallinn Centre, 7-12.
- Jaagus, J., 1998b. Aastaajad ja kliimamuutused. *Eesti Loodus*, 2, 87-89.
- Jaagus, J., 1999. Uusi andmeid Eesti kliimast. *Publicationes Instituti Geographici Universitatis Tartuensis*, 85, 28-38.
- Jaagus, J., 2001. Kliimakalender. *Publicationes Instituti Geographici Universitatis Tartuensis*, 90, 9-25.
- Jaagus, J., 2003a. Kliimamuutuse tendentsid Eestis 20. sajandi teisel poolel seostatuna muutustega atmosfääri tsirkulatsioonis. *Publicationes Instituti Geographici Universitatis Tartuensis*, 93, 62-78.
- Jaagus, J., 2003b. Muutused Eesti rannikumere jääoludes 20. sajandi teisel poolel. *Publicationes Instituti Geographici Universitatis Tartuensis*, 93, 143-152.
- Jaagus, J., 2006a. Climatic changes in Estonia during the second half of the 20<sup>th</sup> century in relationship with changes in large-scale atmospheric circulation. *Theor. Appl. Climatol.*, 83, 77-88.
- Jaagus, J., 2006b. Trends in sea ice conditions on the Baltic Sea near the Estonian coast during the period 1949/50-2003/04 and their relationships to large-scale atmospheric circulation. *Boreal Environment Research*, 11, 169-183.
- Jaagus, J., Ahas, R., 2000. Space-time variations of climatic seasons and their correlation with the phenological development of nature in Estonia. *Climate Research*, 15, 207-219.
- Jaagus, J., Kull, A., 2011. Changes in surface wind directions in Estonia during 1966-2008 and their relationships with large-scale atmospheric circulation. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 60, 220-231.
- Jaagus, J., Post, P., Tomingas, O., 2008. Changes in storminess on the western coast of Estonia in relation to large-scale atmospheric circulation. *Climate Research*, 36, 29-40.

- Jaagus, J., Truu, J., Ahas, R., Aasa, A., 2003. Spatial and temporal variability of climatic seasons on the East European Plain in relation to large-scale atmospheric circulation. *Clim. Res.*, 23, 111-129.
- Jaani, A., 2001. Hydrological regime and water balance. In: Nõges, T. (ed.) Lake Peipsi. Meteorology, hydrology, hydrochemistry. Sulemees Publishers, Tartu, 41-51.
- Järvet, A., 2004. Observations of runoff in Estonia in XX century. – Nordic Hydrological Programme Report No. 48 (Edit. Arvo Järvet), vol. 2, 425–439. Tartu University Press.
- Järvet, A. Võrtsjärve hüdroloogia. Rmt: Võrtsjärv. Loodus, aeg, inimene (toim: J. Haberman, E. Pihu, A. Raukas). Tallinn, 2003, lk. 141–169.
- Järvet, A. 2002. Climatological calendar of Estonian lakes and its long-term changes. – Nordic Hydrological Programme Report No. 47 (Edit. Onund Killingtveit), vol. 2, pp. 677–687.
- Järvet, A., 2001. Veekogude kliimaatilised aastaajad. Eesti looduse kalender. Publicationes Instituti Geographici Universitatis Tartuensis, 90, 48–81.
- Järvet, A., 1996. Temporal and spatial variability of runoff coefficient in Estonia. - Nordic Hydrological Programme Report No.40, vol. 1, 294–303.
- Jevrejeva, S., 2000. Long-term variability of sea ice and air temperature conditions along the Estonian coast. *Geophysica*, 36, 17–30.
- Jevrejeva, S., Leppärante, M., 2002. Ice conditions along the Estonian coast in a statistical view. *Nordic Hydrology*, 33, 241-262.
- Jurgensone, I., Carstensen, J., Ikauniece, A., Kalveka, B., 2011. Long-term changes and controlling factors of phytoplankton community in the Gulf of Riga (Baltic Sea). *Estuaries and Coasts*, 34, 1205-1219.
- Jõgi, J., 1988. Mikrokliima kujunemise sesoonest rütmikast. Eestimaa geograafiaprobleeme. Tallinn, Eesti NSV Teaduste Akadeemia, 62–66.
- Keevallik, S., 2003. Changes in spring weather conditions and atmospheric circulation in Estonia (1955-95). *Int. J. Climatol.*, 23, 263-270.
- Klimat Tallina, 1982. Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Kont, A., Endjärv, E., Jaagus, J., Lode, E., Orviku, K., Ratas, U., Rivis, R., Suursaar, Ü., Tõnisson, H., 2007. Impact of climate change on Estonian coastal and inland wetlands – a summary with new results. *Boreal Environment Research*, 12, 653-671.
- Kriauciuniene J., Mellutyte-Barauskiene D., Reihan A., Koltsova T., Lizuma L. and Sarauskiene D., 2012. Variability in temperature, precipitation and river discharge in the Baltic States. *Boreal Environment Research*, 17, 00-00 (in press).
- Gailiūšis, B., Kriaučiūnienė, J., Jakimavičius, D., Šarauskiene, D. The variability of long-term runoff series in the Baltic Sea drainage basin. *BALTICA*, vol. 24, number 1, June 2011: 45–54.
- Lehmann A, Getzlaff K, Harlaß J (2011) Detailed assessment of climate variability in the Baltic Sea area for the period 1958 to 2009. *Clim. Res.* 46, 185-196.
- Mohrholz, V., Dutz, J., Kraus, G., 2006. The impact of exceptionally warm summer inflow events on the environmental conditions in the Bornholm Basin. *Journal of Marine Systems*, 60, 285-301.
- Mõtt, A., 2001. Peipsi järve veetemperatuuri sõltuvus atmosfääri soojusvoogudest. Bakalaureusetöö. TPÜ.
- 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.* 30(7), 997–999.
- 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 Environ. Res.* 10, 45–55.

- Omstedt, A., Axell, L.B., 2003. Modeling the variations of salinity and temperature in the large Gulfs of the Baltic Sea. *Continental Shelf Research*, 23, 265-294.
- Omstedt, A., Hansson, D., 2006. The Baltic Sea ocean climate system memory and response to changes in the water and heat balance components. *Continental Shelf Research*, 26, 236-251.
- Omstedt, A., Nohr, C., 2004. Calculating the water and heat balances of the Baltic Sea using ocean modelling and available meteorological, hydrological and ocean data. *Tellus, Series A*, 56, 400-414.
- Orviku, K., Jaagus, J., Kont, A., Ratas, U., Rivis, R., 2003. Increasing activity of coastal processes associated with climate change in Estonia. *Journal of Coastal Research*, 19, 364-375.
- Pekarova, P., Miklanek, P., Pekar, J., 2006. Long-term trends and runoff fluctuations of European rivers. *Climate Variability and change – hydrological Impacts. Proceedings of the Fifth FRIEND World Conference held at Havana, Cuba, November 2006*, IAHS Publication 308, 520–525.
- Pärn, O., 2001. Peipsi järve soojusvoogude ja jää modelleerimine. Magistritöö. TPÜ, 2001, 1-72.
- Pärn, O., 2006. Jäänähtuste ja veetemperatuuri tundlikkus kliima muutusele. *Publicationes Geophysicales Universitatis Tartuensis* 50, 97-106.
- Raik, A., 1963. Kliimaatilised aastaajad Eestis. *TRÜ toimetised*, 144, 33-44.
- Raik, A., 1964. Klimat Estonskoj SSR, vyzhennyj v pogodah v svjazi s fiziko-geografičeskimi osobnostjami respubliki. *Dissertacija*. Tartu, 473 s.
- Reihan, A., 2008. Analysis of Long-Term River Runoff Trends and Climate Change Impact on Water Resources in Estonia. Theses of Tallinn University of Technology. F, Thesis on civil engineering.
- Reihan, A.; Kolcova, T.; Kriauciuniene, J.; Meilutyte-Barauskiene, D.; Järvet, A. 2006. Changes in river runoff in Baltic States in 20<sup>th</sup> century. *Nordic Hydrology Programme Report*, 49, 601–608.
- Reinart, A., Pärn, O., 2006. Ice conditions of a large shallow lake (Lake Peipsi) determined by observations, an ice model, and satellite images. *Proceedings of the Estonian Academy of Sciences. Biology, Ecology*, 3, 243-261.
- Soomere, T., Myrberg, K., Leppäranta, M., Nekrasov, A., 2008. The progress in knowledge of physical oceanography of the Gulf of Finland: a review for 1997-2007. *Oceanologia*, 50, 287-362.
- Sooäär, J., Jaagus, J., 2007. Long-term changes in the sea ice regime in the Baltic Sea near the Estonian coast. *Proceedings of the Estonian Academy of Science, Engineering*, 13, 189-200.
- Suursaar, Ü., Jaagus, J., Kullas, T., 2006. Past and future changes in sea level near the Estonian coast in relation to changes in wind climate. *Boreal Environment Research*, 11, 123-142.
- Suursaar, Ü., Sooäär, J., 2007. Decadal variations in mean and extreme sea level values along the Estonian coast of the Baltic Sea. *Tellus series A*, 59, 249-260.
- Tooming, H., Kadaja, J., 2006. Eesti lumikatte teatmik. Tallinn-Saku, EMHI, EMVI.
- Uiboupin, R., Laanemets, J., 2009. Upwelling characteristics derived from satellite sea surface temperature data in the Gulf of Finland, Baltic Sea. *Boreal Environment Research*, 14, 297-304.

## 2. Globaalsed ja regionaalsed kliimamudelid ning kliimamuutuse stsenaariumid Eesti jaoks

### Põhiseisukohad

- Kliima muutuse stsenaariumid põhinevad emissiooni stsenaariumitel, üldise tsirkulatsiooni ehk globaalse kliima mudelitel ja regionaalse kliima mudelitel.
- Kliima muutuse stsenaariumid Eesti jaoks, mis on koostatud varasemate uuringute põhjal, eeldavad õhutemperatuuri tõusu aastaks 2100 mitme kraadi võrra. Madala emissioonistsenaariumi korral on oodatav tõus sajandi lõpuks 1-2 kraadi, keskmise stsenaariumi korral 2-4 kraadi ja kõrge stsenaariumi korral 3-6 kraadi. Suuremat soojenemist nähakse ette külmal poolaastal ja väiksemat soojal poolaastal.
- Kliimamudelid eeldavad sademete üldist suurenemist Eestis. Aasta sademete hulk peaks enamike stsenaariumite kohaselt kasvama aastaks 2100 10-20%, kusjuures suurem kasv iseloomustab külma poolaastat. Mõned mudelid eeldavad suvel isegi mõningast sademete hulga vähenemist.
- Evapotranspiratsiooni modelleerimisel annavad erinevad kliimamuutuse stsenaariumid väga erinevaid tulemusi. Kui evapotranspiratsiooni suhteline muutus ilmneb selgesti, eriti talvekuudel, siis absoluutne muutus on vaevumärgatav. See tähendab, et kliima soojenemise korral auramisel ei ole olulist mõju veeringele.
- Globaalsete kliimamudelite järgi arvatud maailmamere taseme tõus sajandi lõpuks peaks olema vahemikus 20-80 cm, seega jääb see ka maksimaalsel juhul alla ühe meetri. Eestis on meretaseme tõus osaliselt kompenseeritud maakoore kerkega, mis on kõige suurem Loode-Eestis – ca 2,8 mm aastas.
- Regionaalsed kliimamudelid võimaldavad hinnata muutusi ka ekstreemsete ilmastikunähtuste tugevuses ja esinemissageduses. Eeldatakse ekstreemselt madalate temperatuuride vähenemist, kõrgete õhutemperatuuride sagenemist ning kuumalainete sagenemist ja intensiivistumist. Ekstreemselt suurte sademete hulkade suurenemine ja suurte sademete hulkadega päevade sagenemine on väga tõenäolised.

### 2.1. Stsenaariumid, nende eesmärk ja koostamine

Stsenaarium kujutab enesest üht võimaliku tuleviku kirjeldust väga mitmest erinevast tõenäolisest võimalusest (BACC, 2008). Stsenaariumid ei ole prognoosid vaid hulk alternatiivseid tulevikuvisionid, mis on iseenesest võimalikud, tõenäolised ja sisemiselt kooskõlas olevad, kuid mis ei pruugi realiseeruda. Nende eesmärgiks on esitada võimalikke tuleviku valikuid, mida peaks ühiskond arvestama.

Kliimauuringutes kasutatakse stsenaariumeid laialdaselt IPCC aruannetes hinnates võimalikke kliima muutusi, mis võivad tulevikus aset leida, lähtudes kasvuhoonegaaside kontsentratsioonist atmosfääris. Kliimastsenaariumeid koostatakse mitmes etapis. Esimeses järjekorras koostatakse kasvuhoonegaaside (süsihappegaas, metaan, naerugaas jt.) emissiooni stsenaariumid. Need on ära määratud mitmetest arengutest, mis ei ole seotud kliimatingimustega. Emissiooni stsenaariumid sõltuvad maakera rahvastiku kasvust, energia

kasutamise efektiivsusest ja tehnoloogia arengust. Paljude nende näitajate muutust on raske ennustada, mis eeldab erinevate emissiooni stsenaariumite kasutamist.

Järgmises etapis tuleb emissioonid muuta kasvuhoonegaaside kontsentratsiooniks atmosfääris, mis on omakorda sisendiks kliimamudelitele. Seega kasutatakse võimalikke, tõenäolisi ja sisemiselt kooskõlas olevaid emissiooni stsenaariumeid selleks, et koostada võimalikke, tõenäolisi ja sisemiselt kooskõlas olevaid tuleviku kliima stsenaariumeid. Neid nimetatakse globaalse kliima muutuse stsenaariumideks.

Globaalse kliima mudelid kirjeldavad kliima dünaamikat suures skaalas, nii umbes 1000 km vahemaadega mõõdetaval alal. Näiteks nad ei kajasta Läänemere peamisi iseärasusi, seda, et ta on ühendatud Põhjamerega. Ka Skandinaavia mäestik on suurtes mudelites üsna madal. Seetõttu on järgmiseks etapiks tuleviku muutuste kindlakstegemisel regionaalsed kliimamudelid. Nende abil tehakse globaalse kliimamudelite peenskaleerimist (downscaling), mille puhul suure skaala ilma (kontinentaalne ja globaalne kliima) ning spetsiifiliste regionaalsete ja kohalike loodusgeograafiliste näitajate dünaamilise modelleerimise tulemusena saadakse väiksema skaala ilma statistikud ehk kohalik kliima.

## **2.2. Emissiooni stsenaariumid**

IPCC poolt on välja töötatud mitu emissiooni stsenaariumit, mida soovitatakse kasutada kliima võimalike muutuste hindamisel. Nad kajastavad oodatavaid muutusi kasvuhoonegaaside ja aerosoolide emissioonis ning maakasutuses. Need laialt kasutatavad emissiooni stsenaariumid on järgmised (IPCC, 2007):

- A1 – maailmamajanduse kiire kasv ja kiire efektiivsemate tehnoloogiate rakendamine;
- A2 – väga heterogeenne maailm, kus rõhutatakse perekondlikke väärtusi ja kohalikke traditsioone;
- B1 – mittemateriaalsete väärtuste rõhutamine ja puhaste tehnoloogiate juurutamine;
- B2 – maailm rõhuga kohalikele lahendustele saavutamaks majanduslikku ja keskkonna jätkusuutlikkust.

Kõige enam kasutatavateks emissiooni stsenaariumiteks on olnud A2 ja B2. Stsenaariumit A2 on iseloomustatud järgmiselt: väiksemad kaubavood, suhteliselt aeglane kapitali akumulatsioon ja tehnoloogiline muutus. Maakera konsolideerub üksikuteks majandusregioonideks. Rohkem toetutakse kohalikele ressurssidele ja vähem arvestatakse majanduslike, sotsiaalsete ja kultuuriliste sidemetega erinevate regioonide vahel. Majanduskasv on ebahühtlane ja erinevused sissetulekutes arenenud tööstusriikide ja arengumaade vahel suurenevad. Inimesed pole eriti mobiilsed, tehnoloogilised uuendused levivad aeglaselt. Sündimuse kahanemine toimub aeglaselt, mis annab maakera rahvaarvuks 15 miljardit aastaks 2100.

Stsenaarium B2 eeldab suuremat hoolitsust keskkonna ja ühiskonna jätkusuutlikkuse pärast. Inimeste heaolu, võrdsed tingimused ja keskkonnakaitse on suure prioriteetsusega. Kohalike omavalitsuste roll on nende ülesannete lahendamisel suur. Suremus ja sündivus vähenevad. Maakera rahvaarv aastaks 2100 tõuseb umbes 10 miljardini. Keskkonnakaitse prioriteetsuse tõttu rakendatakse uusi säästlikke tehnoloogiad ja vähendatakse oluliselt atmosfääri saastatust.

## **2.3. Üldise tsirkulatsiooni mudelid**



Globaalne kliima soojenemine on tõstetanud üles küsimuse, kuidas võiks meie planeedi kliima muutuda lähemas tulevikus näiteks käesoleva sajandi lõpuks. Sellele küsimusele on raske anda usaldusväärset vastust. Tänapäeval on ainsaks võimaluseks realistliku vastuse saamisel kasutada atmosfääri ja ookeani seostatud üldise tsirkulatsiooni mudeleid. Laialdaselt on selle mõiste väljendamiseks kasutatud inglisekeelset lühendit GCM – general circulation model. Sageli kasutatakse selle mõiste kohta ka väljendit – globaalse kliima mudel.

See kujutab enesest Maa atmosfääri ja ookeani üldise tsirkulatsiooni matemaatilist mudelit, mis põhineb hüdrodünaamika võrranditel. Seega baseeruvad mudelid füüsikaseadustel ja hõlmavad kõiki olulisi füüsikalisi protsesse, et kirjeldada kliimasüsteemi toimimist kolmedimensionaalses ruumis ja ajas. Kliimamudelite abil arvutatakse välja peamiste kliimaelementide (õhurõhk, õhutemperatuur, tuule komponendid, eriniiskus) väärtused kolmemõõtmelises võrgustikus, näiteks horisontaalse lahtusega 5×5 kraadi ning vertikaalse lahtusega 1 km.

Tegemist on dünaamiliste mudelitega, mis kasutavad tegelike meteoroloogiliste mõõtmiste tulemusi algandmetena ja arvutavad kindla ajasammuga ajas edasi atmosfääri muutusi. Paljude protsesside (konvektsioon, pilvkate, aluspinna protsessid, albedo, hüdrooloogilised protsessid) kirjeldamiseks kasutatakse kliimamudelites erinevaid parametrizeerimiskeeme. Kõigele sellele lisandub ookeani seisundi (veetemperatuur ja vee liikumine erinevatel sügavustel, merejää) kirjeldamine võrgustiku sõlmpunktides. Atmosfääri mudelite üksikuteks komponentideks on kiirgusülekanne, atmosfääri piirikihi, konvektsiooni, pilvede, sademete ja gravitatsioonilainete mudelid. Neile lisanduvad ookeani mudel, krüosfääri mudel, maapinna mudel ja atmosfääri keemia mudel.

Tuleviku kliimatingimuste modelleerimisel kasutati sisendina muutusi kasvuhooonegaaside kontsentratsioonid atmosfääris. Tavaliselt kasutati eeldust, et 21. sajandi lõpuks on süsihappegaasi kontsentratsioon kahekordistunud võrreldes 20. sajandi lõpukümneni tasemega.

Esimesed katsed kliimamudeli loomiseks tehti juba 1950ndatel ja 1960ndatel aastatel. Kuna selliste mudelite kasutamine nõuab tohutut arvutuste mahtu, siis esialgu oli arvutivõimsuse piiratus selgeks takistuseks mudelite arendamisel. Koos arvutitehnika arenguga on toimunud kiire areng ka kliimamudelite väljatöötamises ja täiustamisel. Alates 1980ndatest aastatest võib juba rääkida esimestest arvestatavatest kliimamudeli rehkenduste tulemustest, millega ennustati kliimamuutusi. Tänapäevaks on loodud enam kui kümnekond kliimamudelit maailma erinevate kliimauurimiskeskuste töö tulemusena. Asjatundjad on arvamisel, et ei ole ühte või mitut teistest mudelitest selgesti paremat mudelit, mida tuleks teistele eelistada. Seetõttu soovitatakse kasutada võimalikult paljude mudelite tulemusi selleks, et saada kätte võimalikult suur võimalike muutuste spekter.

Tuntuimad kliimauurimiskeskused maailmas, kus on loodud oma kliimamudelid on järgmised: United Kingdom Meteorological Office (Suurbritannia), Max Planck Institute for Meteorology (Saksamaa), National Center for Atmospheric Research (USA), Hadley Center for Climate Prediction and Research (Suurbritannia), German Climate Computing Center (Saksamaa), Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (USA), Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis (Kanada), Bjerknes Centre for Climate Research (Norra), Centre National de Recherches Meteorologiques (Prantsusmaa), Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation (Austraalia), Goddard Institute for Space Studies (USA), Institute of Numerical Mathematics (Venemaa), Institut Pierre Simon Laplace (Prantsusmaa), Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency (Jaapan).

## 2.4. Regionaalse kliima mudelid

Üldise tsirkulatsiooni mudelitel on terve rida puudusi, mis piirab nende kasutamist. Kliimasüsteemi käsitletakse lihtsustatult, mistõttu esineb probleeme isegi tänapäevaste kliimatingimuste korrektse reprodutseerimisega. Paljud atmosfääris toimivad protsessid on teadmata ja seetõttu mudelite poolt kirjeldamata. Sageli võivad parametrizeerimised olla ebatäpsed. Liiatigi on globaalsed kliimamudelid väga keerukad, neid on raske luua ja mudelarvutused võtavad tohutult aega. Mudelite lahutusvõime on väike. Sageli on võrgustiku sõlmpunktide vahekaugus 200-300 km, mis ei võimalda adekvaatselt kirjeldada kliimatingimusi sõlmpunktide vahelisel alal. Seega pole globaalse kliima mudelid piisavalt suure lahutusega, et adekvaatselt kirjeldada regionaalseid kliimaerinevusi.

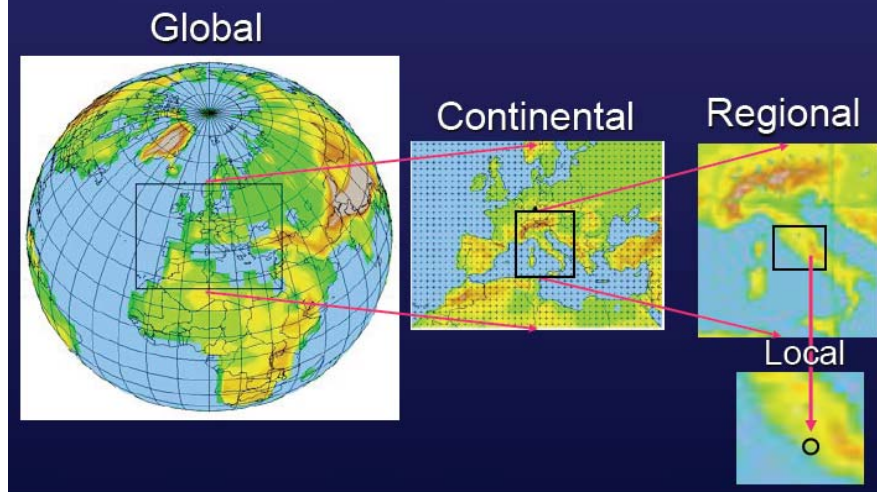
Selle probleemi ületamiseks on asunud välja töötama ja rakendama regionaalseid kliimamudeleid. Need võimaldavad globaalse kliima iseärasusi täpsustada palju väiksemate piirkondade jaoks sõltuvalt nende kohalikest iseärasustest. Seega ühendatakse regionaalse kliima mudelites globaalsed tegurid – päikesekiirguse globaalne jaotus, kasvuhoonegaaside kontsentratsioon, mandrite ja ookeanide jaotumine, suured reljeefivormid ning nende mõju globaalsele atmosfääri tsirkulatsioonile (tsüklonite liikumised, ekvatoriaalse konvergentsivööndi dünaamika, Rossby lained, mussoonid, suuremõõtmelised võnkumised ENSO, NAO jt.) – kohalike teguritega – reljeef, maakasutus, rannajoone konfiguratsioon, siseveekogud, troposfääri gaasid ja aerosoolid ning nende mõjuga regionaalsele kliimale (sademed, aluspinna energia- ja veebilanss, mesomastaapne tsirkulatsioon, maismaa-atmosfäär ja ookean-atmosfäär vastasmõjud, ekstreemsed ilmastikunähtused).

Regionaalne kliimamudel pesastatakse üldise tsirkulatsiooni mudeli sisse, et suurendada lahutust modelleeritava ala piires. Enne mudeli rakendamist määratakse kindlaks uuritav piirkond ehk domeen, mille kohta hakatakse kasutama regionaalset kliimamudelit. Domeen võib olla riskülikujukuline või ta määratakse kindlate laiuskraadide ja pikkuskraadide vahele jääva alana. Regionaalse kliimamudeli alg- ja ääritingimused ehk meteoroloogilised andmed arvutamise algetteks ja igaks ajasammuks uuritava domeeni servas saadakse globaalse kliimamudeli arvutustulemustest. Seega asetuvad järjest väiksema domeeniga regionaalse kliimamudeli arvutuspiirkonnad suuremat ala ja lõpuks tervet maakera hõlmava globaalse kliimamudeli sisse nii, nagu on seda kujutatud joonisel 2.1.

Globaalset kliimamudelit kasutatakse selleks, et modelleerida üldise tsirkulatsiooni vastust suuremastaabilistele teguritele, regionaalset kliimamudelit kasutatakse aga suure mudeli võrgualuses skaalas tegurite mõjude modelleerimiseks ja detailse kliimainformatsiooni saamiseks. Järelikult kasutatakse regionaalset kliimamudelit ainult globaalse kliimamudeli informatsiooni täpsustamiseks ja see meetod on üle võetud numbrilisest ilmaennustusest. Regionaalse kliimamudeli kasutamine anna terve rea eeliseid:

- rannajoon ja reljeef on suurema lahutusega,
- mesomastaapsed süsteemid on paremini modelleeritud,
- ekstreemsed nähtused (üleujutused, tormid, kuumalained) on paremini modelleeritud,
- võimaldavad kaasata protsesse, mida globaalsetes kliimamudelites pole (maakasutus, aerosoolid, järveefektid, liustiku sulamine),
- suurem lahutus on kasulik mõjude hindamise mudelite jaoks, näiteks põllumajandus, hüdroloogia, õhu kvaliteet,
- protsessuuringud mehhanismide mõistmiseks (aluspinna, merepinna temperatuur, jää ja lume albedo).

## From global to regional climate modeling The spatial scales of climate processes



**Joon. 2.1.** Globaalsest regionaalse kliimamudelini kasutatavad uuritava ala domeenid.

Regionaalsete kliimamudelite lahutusvõime on kaasajal 10-50 km ja neid mudeleid on võimalik kasutada personaalarvutitel. Eestile lähimaks uurimiskeskuseks, kus teostatakse ka Läänemere piirkonna kliima modelleerimist, on Rossby Kliimakeskus Rootsi Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituudi juures Norrköpingis.

### 2.5. Globaalse kliima muutuse stsenaariumid

Emissioonistsenaariumid muudetakse kõigepealt kasvuhoonegaaside ja aerosooli kontsentratsiooni stsenaariumideks. Seejärel võetakse need kontsentratsioonid üldise tsirkulatsiooni mudelis arvesse ja arvutatakse lühikese ajasammuga (1-6 tundi) välja peamised kliimanäitajad kuni umbes sada aastat ette. Kliimamudeli sobivuse hindamiseks antud piirkonna kliima ja selle muutuse kirjeldamisel teostatakse kõigepealt olemasolevate kliimatingimuste modelleerimine. Kui mudel kujutab käesolevat kliimat enamvähem adekvaatselt, siis võib seda mudelit kasutada ka tulevikus toimuvate kliimamuutuste hindamiseks. Kui aga mudel jääb hätta juba eksisteerivate kliimatingimuste õige esitamisega, siis võib eeldada, et sellega pole otstarbekas teha kliimamuutuse tulevikustsenaariume.

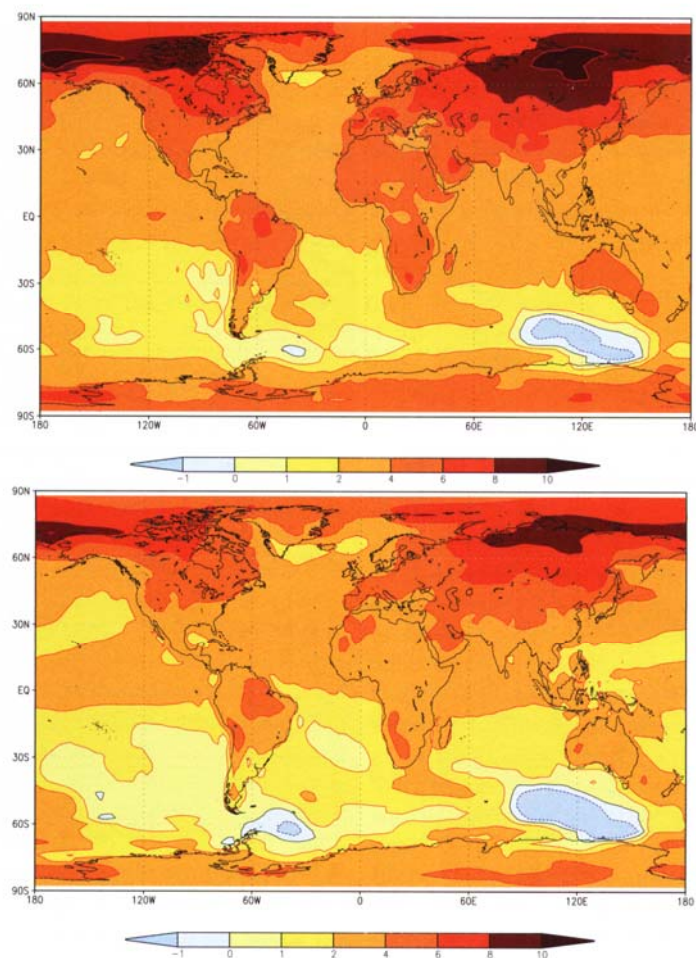
Tavaliselt esitatakse kliima muutuse stsenaariumid võrreldes käesolevate kliimatingimustega. Näitena on joonisel 2.2 toodud põhjapoolkera talve (XII-II) õhutemperatuuri globaalsed muutused 21. sajandi lõpuks, mis on arvutatud globaalse kliimamudeliga kasutades emissiooni stsenaariumeid A2 ja B2 (BACC, 2008). Jooniselt nähtub, et kõige suuremat õhutemperatuuri tõusu nähakse ette põhjapoolkera lähisarktilistel aladel Siberis ja Ameerika põhjarannikul (enam kui 5°C), kusjuures emissiooni stsenaariumit A2 kasutades on muutus suurem kui B2 puhul.

Talve soojenemist Eesti jaoks näitavad need stsenaariumid ca 6°C (A2) ja 4°C talvel. Siiski on sellised hinnangud liiga üldised ja ei võta sugugi arvesse kohalikke aluspinna erinevusi. Näiteks võib eeldada, et kliima soojenemine Eesti rannikuvööndis ja sisemaal võib olla siiski üsna erinev.

## 2.6. Regionaalse kliima muutuse stsenaariumid

Kasutades regionaalseid kliimamudeleid on võimalik koostada märksa detailsemaid kliima muutuse stsenaariumeid, kui seda pakuvad globaalsed kliimamudelid. Kasutades üldise tsirkulatsiooni mudelite rehkenduste tulemusi alg- ja ääretingimustena arvutatakse regionaalse kliimamudeli abil palju tihedama võrgu sammuga oodatavad kliimamuutused. Üldiselt on mõlemate mudelite tulemused sarnased, eriti kui neid arvutada suurte piirkondade jaoks. Kui aga tuleb arvestada kohalikke aluspinna erinevusi, nii nagu ka Läänemere piirkonnas, siis osutuvad regionaalsed kliimamudelid oluliselt täpsemaks, andes palju detailsemat infot kliima muutustest.

Näitena on toodud joonisel 2.3 regionaalse kliima mudeliga leitud talvise õhutemperatuuri muutuse stsenaariumid Läänemere regiooni jaoks (BACC, 2008). Nagu näha, on vasakul pool esitatud kaartidel Inglismaal loodud globaalse kliima mudeli poolt ennustatav soojenemine märksa väiksem kui paremal pool Saksamaal välja töötatud globaalse kliima mudeli puhul. Õhutemperatuuri tõus Eesti alal on vastavalt 4-5°C ja 5-6°C. Ühine joon mõlema stsenaariumi korral on see, et ida pool, Venemaal, on õhutemperatuuri tõus järjest suurem ja lääne pool (Skandinaavias) aga väiksem. Väga olulisi erinevusi kahe regionaalse kliimamudeli, Taani ja Rootsi mudeli tulemuste vahel ei esine. Taani mudel näitab väheke suuremat temperatuuri tõusu põhja pool, Rootsi mudel aga lõuna pool.



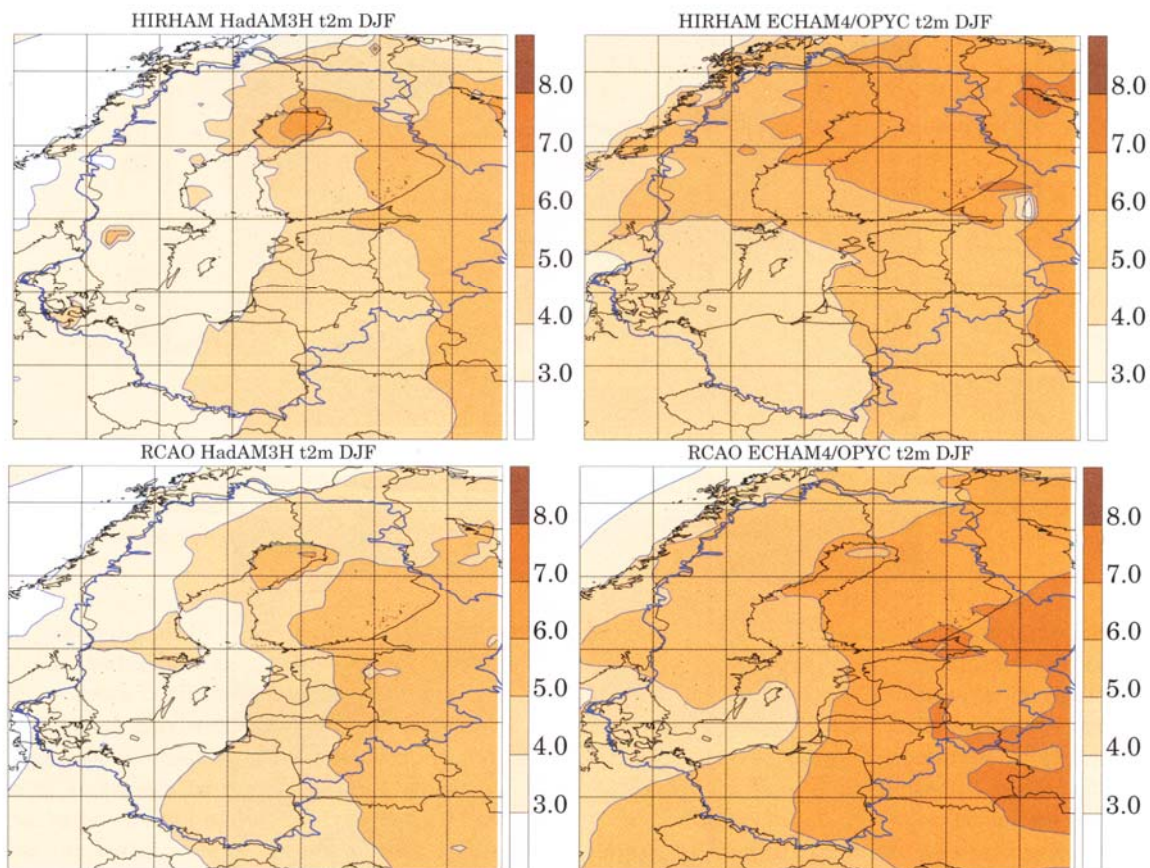
**Joon. 2.2.** Globaalse kliima muutuse stsenaariumid talve (XII-II) õhutemperatuuri jaoks 21. sajandi lõpuks



## 2.7. Kliima muutuse stsenaariumid Eesti jaoks (kasutades globaalseid kliimamudeleid)

Kliimamuutuse stsenaariumite koostamine Eesti jaoks tekkis päevakorda 1990ndatel aastatel seoses kahe suure rahvusvahelise programmi uurimustega, mille eesmärgiks oli analüüsida ja hinnata võimalike kliimamuutuste mõju erinevates projektis osalevates riikides. Nendes kasutati kliima muutuse stsenaariumite koostamiseks üksnes üldise tsirkulatsiooni mudelite arvutustulemusi. Need andsid Eesti ala jaoks vaid 2-3 sõlmpunkti, mille kohta oli arvatud kliimanäitajate muutused. Seega olid need hinnangud väga üldised.

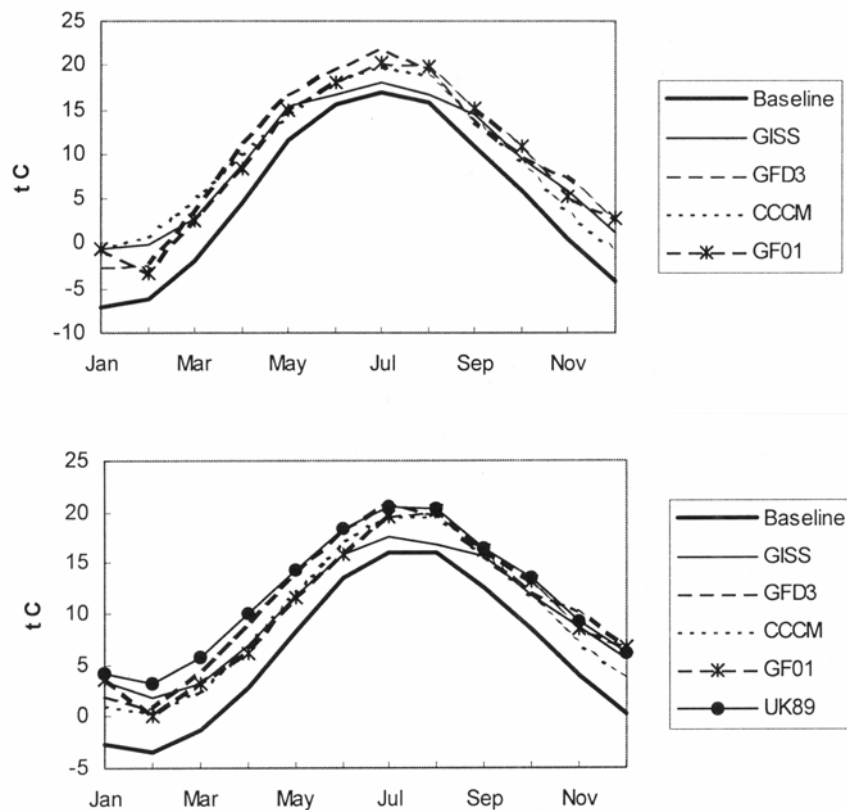
Esimese projekti peamised tulemused kliima trendide ja stsenaariumite kohta on avaldatud vastavas aruandes (Punning et al., 1976) ja erikogumiku artiklis (Jaagus, 1996). Viis globaalse kliima mudelit kasutati CO<sub>2</sub> emissiooni kahekordse kasvu eeltingimusel. Leiti, et keskmine õhutemperatuur peaks sellisel juhul kõikidel kuudel ja kõikide mudelite korral. Suhteliselt suuremat soojenemist modelleeriti talveks (3-6°C) ja väiksemat suveks (1-4°C). Suuremat aasta keskmise õhutemperatuuri tõusu prognoosis inglise mudel UK89 – üle 5°C võrra, väiksemat Kanada mudel CCCM – 3,5°C võrra. Mandri-Eestis Võrus peaks temperatuuri tõus olema tugevam kui rannikul Sõrves (joonis 2.4).



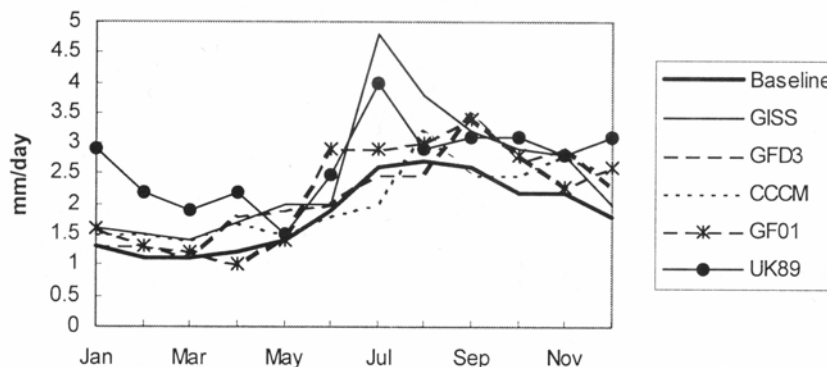
**Joon. 2.3.** Õhutemperatuuri muutus talvel (XII-II) Läänemere piirkonnas perioodide 2071-2100 ja 1961-1990 vahel emissiooni stsenaariumi A2 järgi. Vasakul pool on kasutatud ääretingimusteks kliimamudelit HadAM3H, paremal pool ECHAM4/OPYC3. Ülal toodud kaartidel on kasutatud Taani Meteoroloogia Instituudi regionaalset kliimamudelit HIRHAM, all aga Rootsi Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituudi regionaalset kliimamudelit RCAO (BACC, 2008).

Eesti keskmiste sademete muutused on väljendatud millimeetrites ööpäevas (joonis 2.5). Üldiselt eeldavad tulemused aastase sademete hulga tõusu 100-300 mm võrra. Suurimat sademete kasvu näitab UK89 ja GISS, väiksemat aga CCCM. Suhteliselt kõige tugevam sademete hulga kas peaks olema iseloomulik talvele ja sügisele. Mõni mudel aga näitab, et suvel võib mõnel kuul esineda isegi sademete vähenemist. Modelleeritud päikesekiirguse muutused on suhteliselt väikesed tänapäeva kiirguskliimaga võrreldes. Soojal poolaastal eeldatakse mõneprotsendilist kogukiirguse vähenemist arvatavalt tänu suuremale pilvisusele (Jaagus, 1996).

Teises rahvusvahelises kliimauuringute programmis kasutati juba täiustatud tarkvara kliimastenaariumite koostamiseks (Keevallik, 1998). Selleks oli mudel MAGICC (Model for the Assessment of Greenhouse-gas Induced Climate Change), mis on välja töötatud East Anglia Ülikooli kliimauurimiskeskuses. See mudel võimaldab määrata maakera keskmist temperatuuri ja maailmamere taset vastavalt etteantud kasvuhooonegaaside ja väeveldioksiidi emissioonile. Refereeritavas töös kasutati kolme MAGICC mudeli emissiooni stsenaariumit: madal, keskmine ja kõrge. Nende kohaselt peaks aastaks 2100 maakera keskmine õhutemperatuur tõusma vastavalt 0,8, 2,1 ja 5,5°C ning maailmamere tase 20, 48 ja 83 cm (Keevallik, 1998).



**Joon. 2.4.** Õhutemperatuuri muutuse stsenaariumid erinevate globaalse kliima mudeli arvutuste kohaselt CO<sub>2</sub> kontsentratsiooni kahekordse tõusu korral Võrus ja Sõrves ning perioodi 1961-1990 keskmine (baseline) (Jaagus, 1996).



**Joon. 2.5.** Eesti keskmiste sademete muutuse stsenaariumid erinevate globaalse kliima mudeli arvutuste kohaselt CO<sub>2</sub> kontsentratsiooni kahekordse tõusu korral ning perioodi 1961-1990 keskmine (baseline) (Jaagus, 1996).

Regionaalseid erinevusi selliste muutuste korral võimaldas leida vastav tarkvara – stsenaariumide generaator SCENGEN, mis otsib välja vastavalt etteantud koordinaatidele erinevate kliimamudelite tulemused selle koha kohta. Kokku kasutab SCENGEN 14 kliimamudeli arvutuste tulemusi. Kliima muutuse stsenaariumide koostamiseks Eesti jaoks kasutati kolme ellpool mainitud MAGICC mudeli emissiooni stsenaariumit ja kaht kliimamudelit, millest inglise mudelit HADCM2 nimetati mõõdukaks mudeliks ja saksa mudelit ECHAM3TR soojaks ja märjaks (Keevallik, 1998).

Kokkuvõtlikud andmed kliima muutuse stsenaariumide kohta nii õhutemperatuuri kui ka sademete kohta on esitatud tabelis 2.1. See näitab, et suurimat õhutemperatuuri tõusu nähakse ette külmal poolaastal kõrge emissiooni stsenaariumi korral saksa mudeli andmetel. Samas tundub, et soojenemine üle 7-8 kraadi on Eesti jaoks täiesti ebarealistlik. Nii sooje talvi pole meil kunagi esinenud ja täiesti loomulik on, et sellised talved ei saa hakata meil keskmisteks talvedeks. Sellist soojust ei ole lihtsalt kusagilt võtta madala päikese seisu korral. Seega tuleb kliima stsenaariumidesse suhtuda kriitiliselt, hinnates missugused muutused on reaalsed ja millised mitte.

Sademete muutuste stsenaariumid on sarnasemad näidates mõõdukat sademete hulga kasvu. Samas on saksa mudelil üksikute kuude vahelised muutuste erinevused üsnagi suured, mis samuti panevad kahtlema selle mudeli tulemuste adekvaatsuses.

MAGICCI ja SCENGENi kasutades on tehtud ülevaade kliima muutuse stsenaariumidest kokku 14 kliimamudeli järgi on esitatud artiklis (Kont et al., 2003). Modelleeritud aasta keskmise õhutemperatuuri ja sademete hulga muutused Lääne- ja Ida-Eesti kohta on toodud tabelis 2.2. Selgub, et enamikul juhtudest jääb aasta keskmise õhutemperatuuri tõus vahemikku 2-4°C, kusjuures talvel on oodatav soojenemine mõne mudeli (ECHAM3TR; GFDLLO) puhul veelgi oluliselt suurem (joonis 2.6).

Vastavalt erinevatele kliimastenaariumitele on ka aasta sademete hulga modelleeritud muutus 2100. aastaks positiivne (tabel 2.2). Enamasti jääb see vahemikku 10-20%, olles ühe mudeli (UKHI) korral oluliselt suurem ja kahe puhul (GFDLLO, BMRC) märksa väiksem. Üldiselt on eeldatav sademete hulga kasv suurem külmal poolaastal (joonis 2.7), samas kui suveks eeldab mõni mudel isegi sademete kahanemist. Sademete muutuse stsenaariumid on märksa erinevad, mis tähendab ka sellealaste muutuste palju suuremat määramatust.

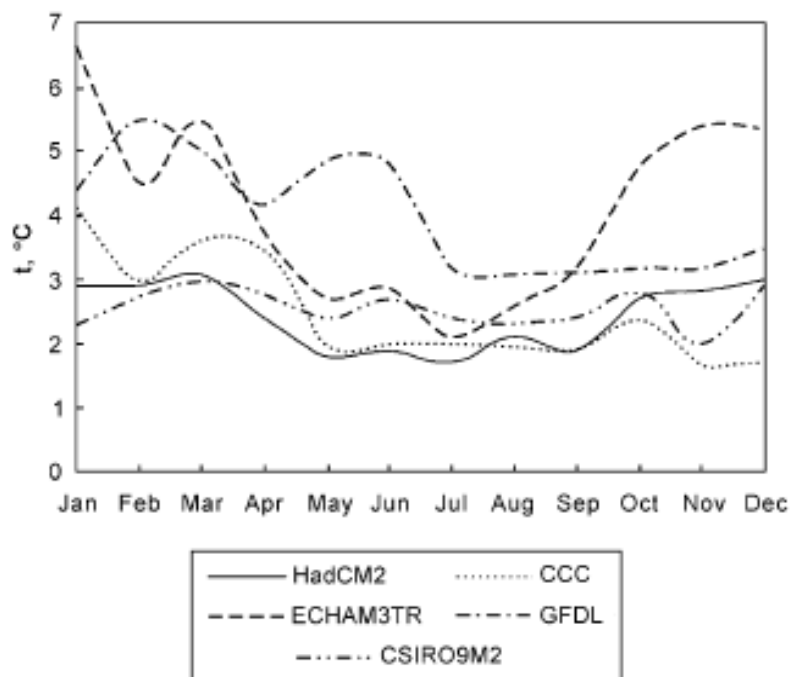
**Tabel 2.1.** Kuu keskmise õhutemperatuuri (°C) ja sademete (%) muutused Eestis, mis on arvutatud perioodiks 2086-2115 võrreldes algperioodiga 1961-1990 kliimamudelite HadCM2 (H) ja ECHAM3TR (E) järgi kasutades MAGICC mudeli madalat, keskmist ja kõrget emissiooni stsenaariumit (Keevallik, 1998).

	Temperatuur (°C)						Sademed (%)					
	Madal		Keskmine		Kõrge		Madal		Keskmine		Kõrge	
	H	E	H	E	H	E	H	E	H	E	H	E
I	1,0	2,2	2,7	6,2	5,0	11,5	5	9	14	26	25	49
II	1,0	1,6	2,9	4,4	5,3	8,3	6	19	18	52	33	97
III	1,0	1,9	3,0	5,2	5,4	9,8	3	14	9	38	16	71
IV	0,9	1,3	2,4	3,6	4,4	6,7	7	15	10	40	35	76
V	0,7	1,0	1,9	2,7	3,5	5,0	5	14	15	39	28	73
VI	0,7	1,0	1,9	2,9	3,4	5,4	9	0	27	0	49	0
VII	0,6	0,8	1,7	2,2	3,1	4,2	4	8	12	23	21	43
VIII	0,7	1,0	2,1	2,5	3,8	5,1	5	-1	13	-3	24	-6
IX	0,7	1,1	2,0	3,2	3,6	6,0	5	2	14	6	25	10
X	1,0	1,6	2,7	4,5	5,0	8,4	3	14	9	39	16	73
XI	1,0	1,9	2,8	5,2	5,1	9,8	7	12	21	34	39	63
XII	1,1	1,8	3,0	5,1	5,6	9,6	5	11	14	30	25	56

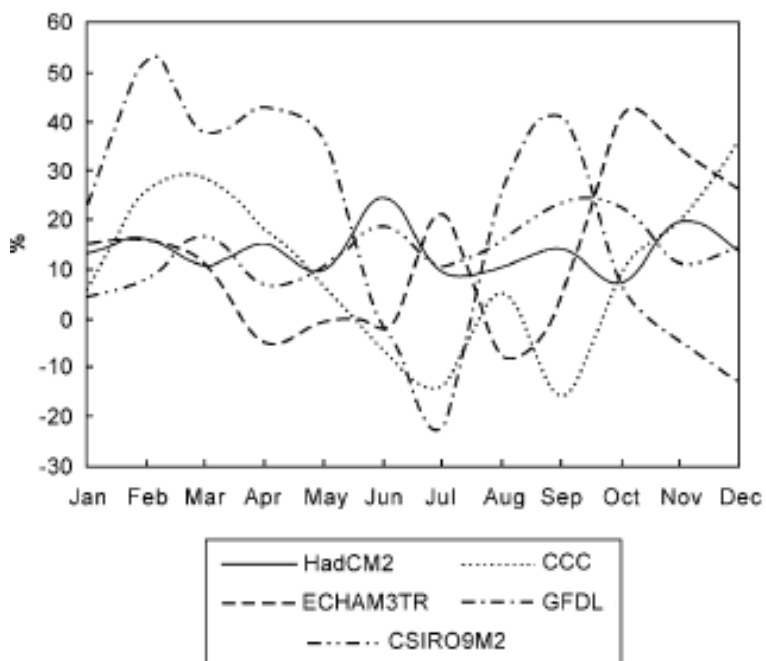
**Tabel 2.2.** Muutused aasta keskmises õhutemperatuuris (°C) ja aastases sademete hulgas (%), mis on saadud erinevate kliimamudelite aastaks 2100 võrreldes perioodiga 1961-1990 kahes võrgustiku sõlmpunktis koordinaatidega vastavalt 57,5°N/22,5°E (W) ja 57,5°N/27,5 (E) (Kont et al., 2003).

	Temperatuuri muutus (°C)		Sademete muutus (%)	
	W	E	W	E
HADCM2	2,3	2,4	15,6	13,7
UKTR	3,9	4,1	16,6	18,1
UKHI	4,6	4,7	29,2	29,0
CSIRO9M2	2,5	2,6	12,1	13,7
ECHAM3TR	3,9	4,1	29,8	27,1
ECHAM1TR	2,8	2,6	12,3	19,0
CSIRO9	4,3	4,3	11,5	4,9
UKLO	3,2	3,8	13,8	16,0
CCCEQ	2,3	2,5	9,6	8,4
BMRC	2,4	2,6	4,7	3,8
OSU	3,3	3,3	11,1	9,1
GISSEQ	2,3	2,3	12,7	17,9
GFDLLO	4,3	4,0	3,6	3,2
LLNL	3,8	4,0	19,9	13,4

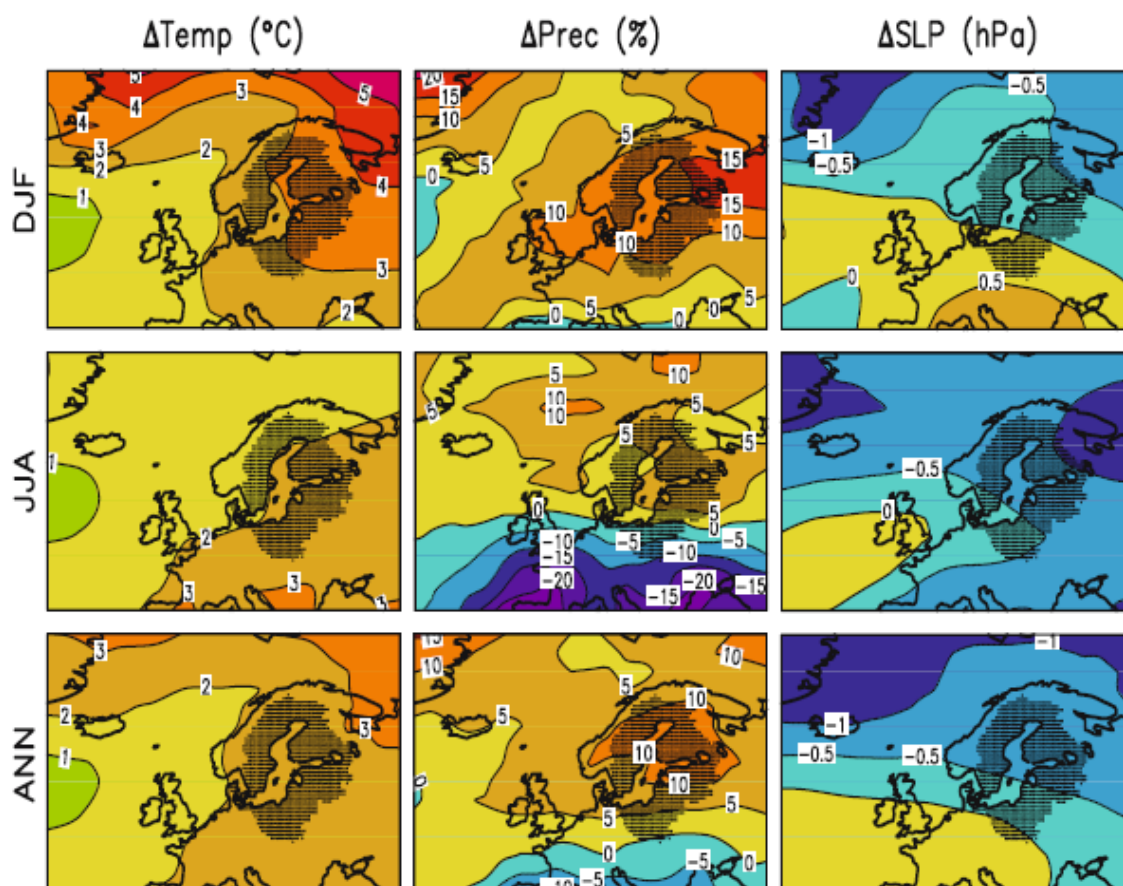




**Joon. 2.6.** Muutused kuu keskmistes õhutemperatuurides Kesk- ja Ida-Eestis aastaks 2100 kasutades viie kliimamudeli tulemusi (Kont et al., 2003).



**Joon. 2.7.** Kuu keskmise sademete hulga muutused (protsentides) Kesk- ja Ida-Eestis aastaks 2100 kasutades viie kliimamudeli tulemusi (Kont et al., 2003).



**Joon. 2.8.** Õhutemperatuuri (vasakul), sademete (keskel) ja õhurõhu (paremal) muutused süsihappegaasi kontsentratsiooni kahekordistumisel, mis on arvatud 20 globaalse kliimamudeli tulemuste keskmisena talve, suve ja aasta jaoks (BACC, 2008).

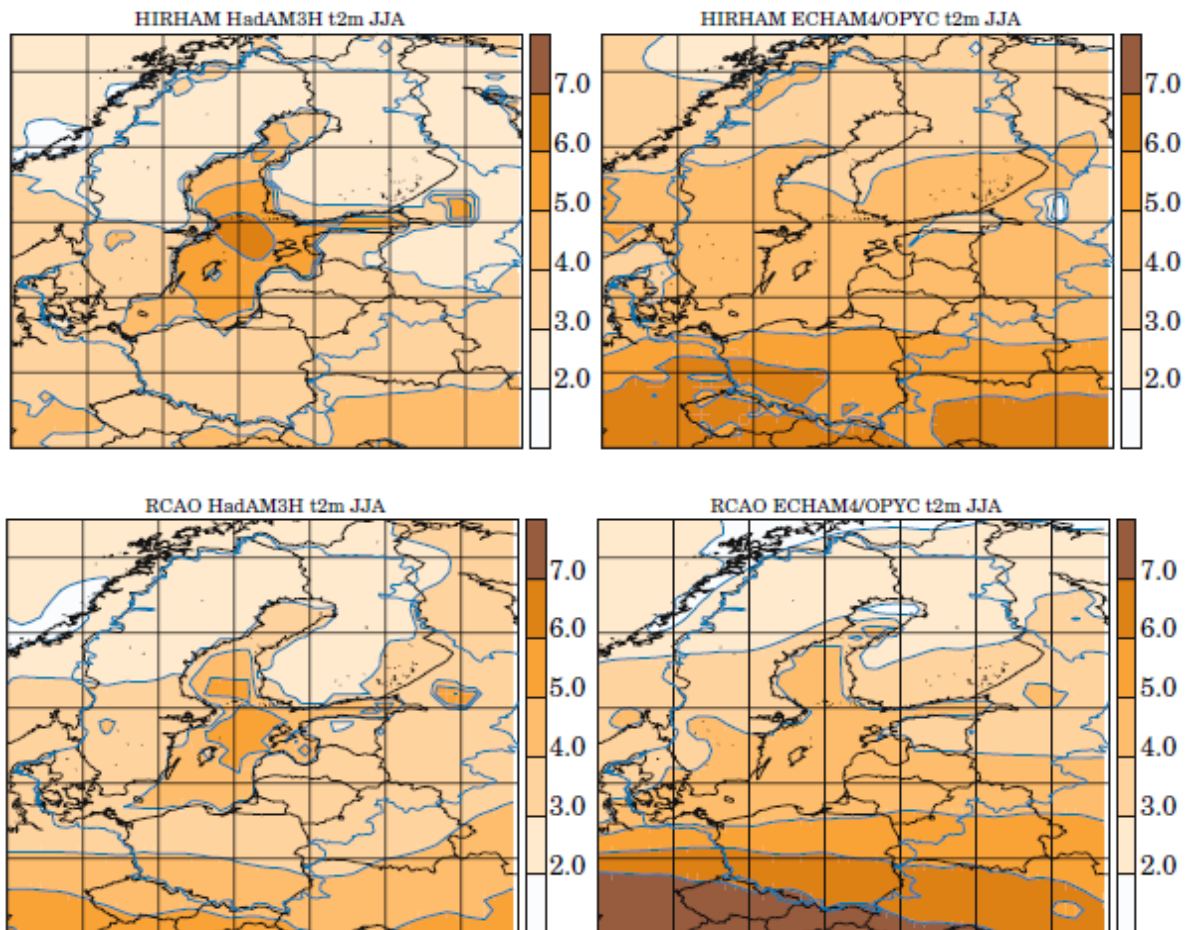
Hilisemad kliima muutuse hinnangud globaalsete kliimamudelite baasil on tehtud laiema ala jaoks (BACC, 2008). Süsihappegaasi kontsentratsiooni kahekordistumise korral käesoleva sajandi lõpuks hindavad need maakera keskmise õhutemperatuuri tõusu vahemikus 1,0-3,1°C. 20 mudeli keskmine muutus oleks 1,7°C, kuid Põhja-Euroopas oleks see märksa suurem – 2,5°C (BACC, 2008). Talvise soojenemise määr kasvab edelast kirdesse. Suvel iseloomustab temperatuuri muutust suuremad väärtused Kagu-Euroopas. Sademete aastasumma kasvu eeldatakse 10% võrra, kusjuures ka see muutus on talvel suurem (joonis 2.8). Keskmise õhurõhu langust prognoositakse nii suveks kui ka talveks.

## 2.7. Kliima muutuse stsenaariumid Eesti jaoks (kasutades regionaalseid kliimamudeleid)

Eelmises alapeatükis oli kirjeldatud kliima muutuse stsenaariume Eesti jaoks, mis on saadud globaalse kliimamudeli rehkendatud andmete põhjal. Sellisel juhul on arvestamata jäetud aluspinna erinevuste mõju kohalikule kliimale. Nende esialgsete hinnangute juurest on viimastel aastatel mindud üle regionaalsete kliimamudelite kasutamisele kliima muutuse stsenaariumide koostamisel. Küll pole aga neid töid tehtud spetsiaalselt Eesti jaoks, vaid märksa ulatuslikumate alade kohta, kus ka Eesti ala on kaasatud.

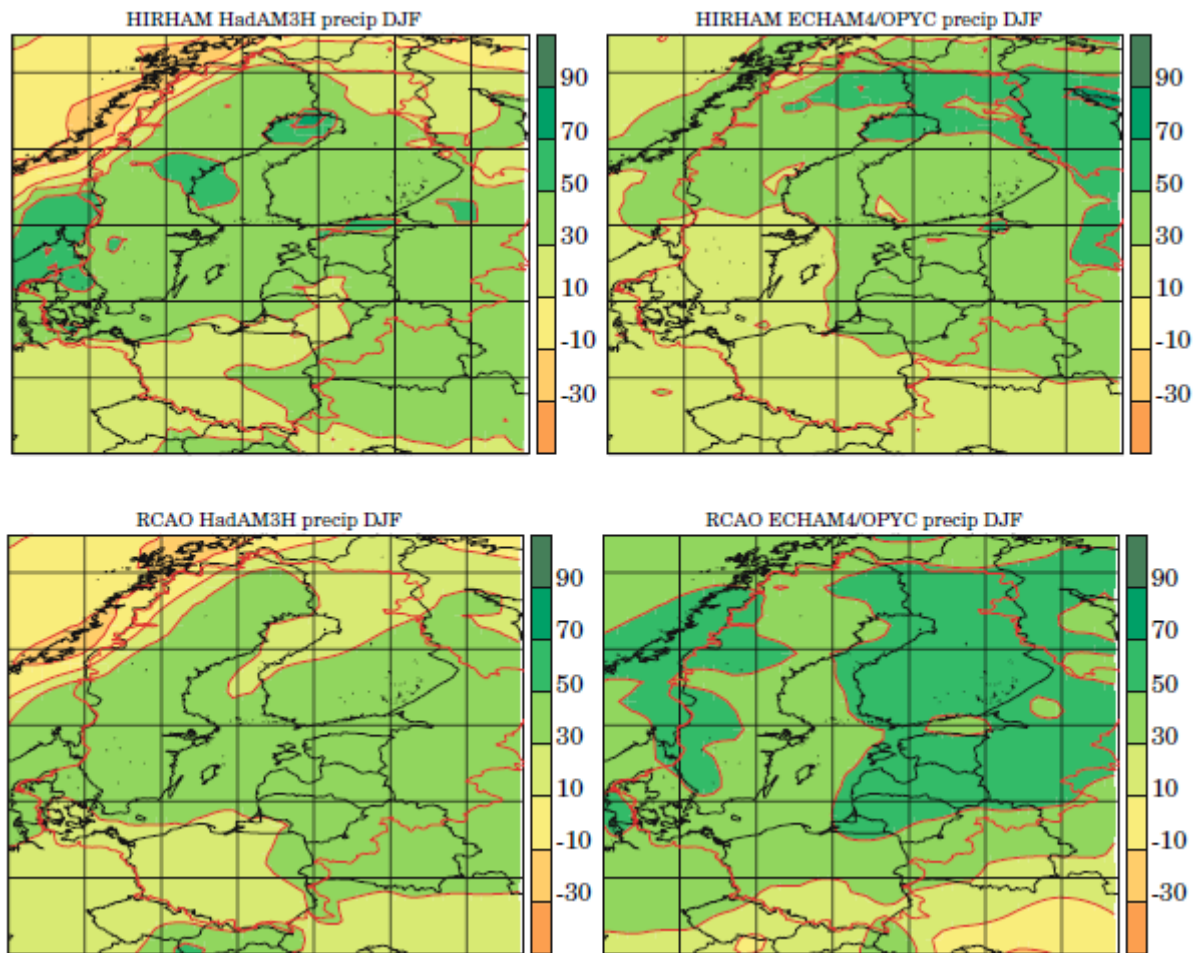
Üks näide regionaalse kliimamudeli tulemustest on toodud joonisel 2.3. See annab tunnistust tõsiasiast, et oodatav talve õhutemperatuuri tõus on suurem Eesti idaosas kontinentaalsema kliimaga alal ja väiksem Lääne-Eestis mere vahetu mõju piirkonnas. Vastavad arvutused suve

kohta näitavad hoopis teistsugust territoriaalset jaotust (joonis 2.9). Õhutemperatuuri oodatav tõus on mere kohal enamasti kõrgem kui maismaa kohal (BACC, 2008). Arvuliselt oleks soojenemine suvel 2-4°C. Üldise soojenemisega kaasneks ka ööpäevase õhutemperatuuri amplituudi vähenemine, seda eelkõige öise miinimum-temperatuuri tõusu arvelt.



**Joon. 2.9.** Õhutemperatuuri muutus suvel (VI-VIII) Läänemere piirkonnas perioodide 2071-2100 ja 1961-1990 vahel emissiooni stsenaariumi A2 järgi. Vasakul pool on kasutatud ääretingimusteks kliimamudelit HadAM3H, paremal pool ECHAM4/OPYC3. Ülal toodud kaartidel on kasutatud Taani Meteoroloogia Instituudi regionaalset kliimamudelit HIRHAM, all aga Rootsi Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituudi regionaalset kliimamudelit RCAO (BACC, 2008).

Regionaalsete kliimamudelitega koostatud kliima muutuse stsenaariumid näitavad talviste sademete kasvu pea kogu Euroopa territooriumil. Eestis jääb see enamikul juhtudel vahemikku 30-50% (joonis 2.10). Suviste sademete muutus on hoopis ebamäärasem. Kuigi üldiselt on näha, et Eestis olulisi muutusi ei peaks toimuma, siis mõnede arvutuste kohaselt võib ka meil keskmine sademete hulk suvel vähemaks jääda (joonis 2.11). See oleks eriti iseloomulik just lõunapoolsematele aladele Euroopas.

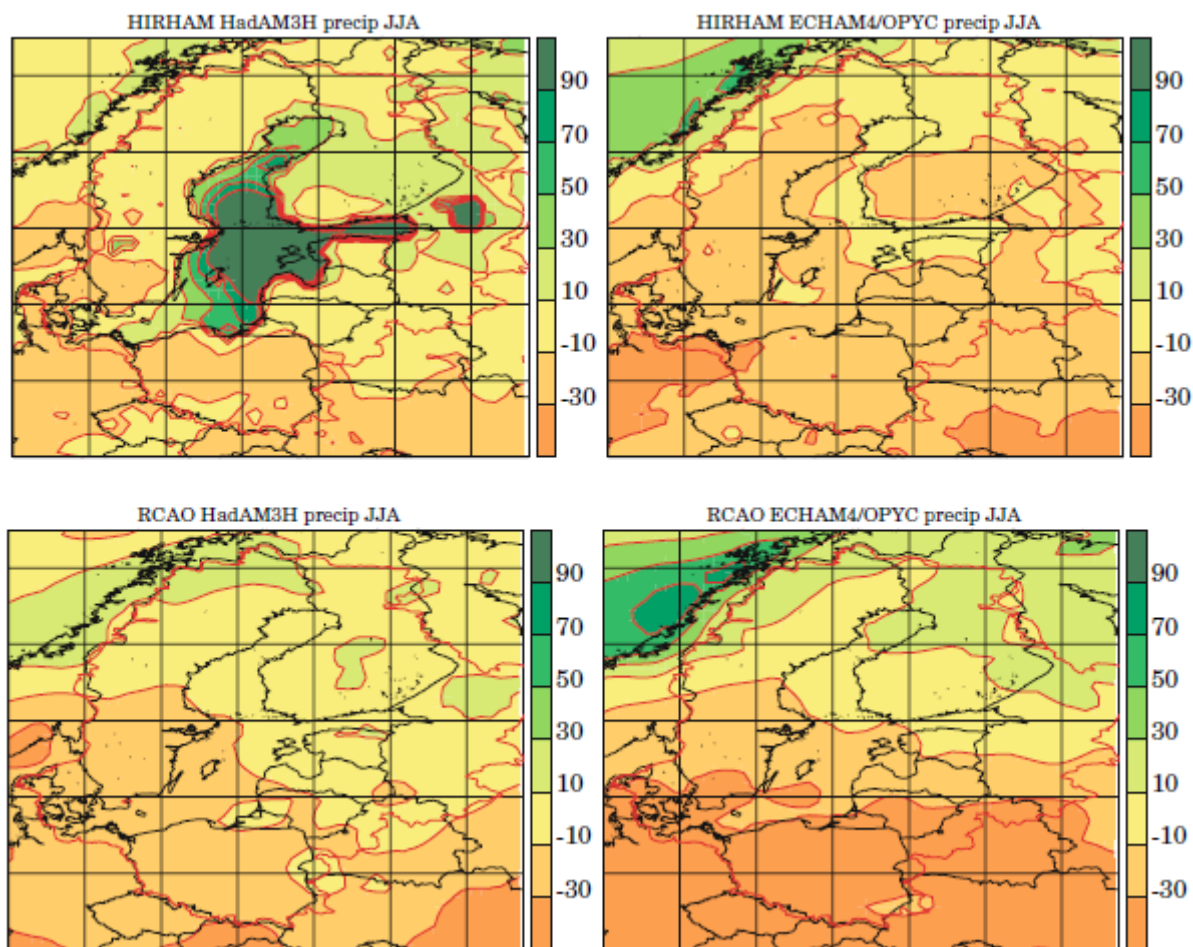


**Joon. 2.10.** Sademete muutus (protsentides) talvel (XII-II) Läänemere piirkonnas perioodide 2071-2100 ja 1961-1990 vahel emissiooni stsenaariumi A2 järgi. Vasakul pool on kasutatud ääritingimusteks kliimamudelit HadAM3H, paremal pool ECHAM4/OPYC3. Ülal toodud kaartidel on kasutatud Taani Meteoroloogia Instituudi regionaalset kliimamudelit HIRHAM, all aga Rootsi Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituudi regionaalset kliimamudelit RCAO (BACC, 2008).

Regionaalsed kliimamudelid võimaldavad hinnata ka oodatavaid muutusi keskmises tuule kiiruses. On iseloomulik, et talvine tuule kiirus peaks kõikides stsenaariumide kohaselt tõusma, keskmiselt 5-10%, kusjuures mere kohal oleks tuule tugevnemise suhteliselt suurem (joonis 2.12). Selline tulemus on igati ootuspärane, arvestades seda, et kõik muutused talvel on omavahel loogiliselt seotud. Seda põhjustab tsüklonaalse ilma suurenev osakaal, millega kaasneb õhutemperatuuri ja sademete hulga tõus ning suurem tuule kiirus ja tormisus.

Mudelarvutuste tulemused suve keskmise tuule kiiruse muutuste kohta on täiesti erinevad talvistest. Inglise kliimamudel HadAM3H andmed näitavad, et Eesti maismaa-aladel ei tohiks esineda olulisi muutusi, samas kui mere kohal peaks tuul tugevnema. Saksa mudel ECHAM4/OPYC annab aga selget tunnistust tuule kiiruse vähenemisest (joonis 2.13).





**Joon. 2.11.** Sademete muutus (protsentides) suvel (VI-VIII) Läänemere piirkonnas perioodide 2071-2100 ja 1961-1990 vahel emissiooni stsenaariumi A2 järgi. Vasakul pool on kasutatud ääritingimusteks kliimamudelit HadAM3H, paremal pool ECHAM4/OPYC3. Ülal toodud kaartidel on kasutatud Taani Meteoroloogia Instituudi regionaalset kliimamudelit HIRHAM, all aga Rootsi Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituudi regionaalset kliimamudelit RCAO (BACC, 2008).

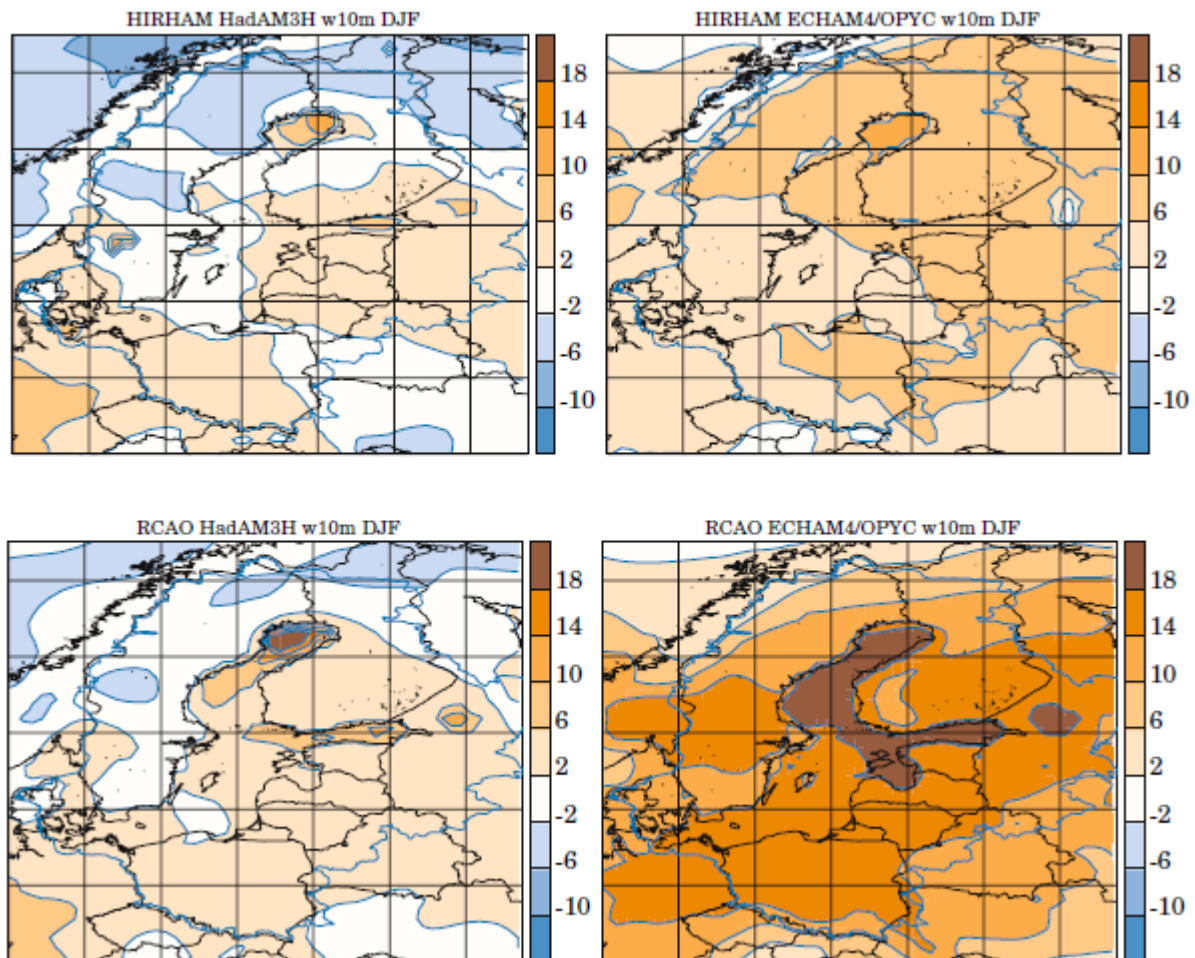
Lumikatte näitajad on väga otseses seoses õhutemperatuuriga ja sademetega. On täiesti loogiline, et koos talvise temperatuuri tõusuga jäävad lumikatte kestus, lume paksus ja veesisaldus väiksemaks. See tendents on ühesuunaline kogu Euroopas, suhteliselt suuremal määral Kesk-Euroopas ning nõrgemalt Põhja-Skandinaavias ja eriti mägi-aladel.

Muutused paljude kliimanäitajate keskmistes väärtustes ei tähenda seda, et sarnaselt muutuvad ka kliimaäärmuste näitajad. Ekstreemsete ilmastikuolude esinemissagedus on inimeste praktilistes tegemistes kõige enam mõjuv kliimanäitaja, mida on ka eraldi analüüsitud. Kuidas muutuksid kliimaäärmuste karakteristikud jätkuva kliimamuutuse tingimustes, see on olnud kliima modelleerijatele üheks erilise tähelepanu objektiks.

Regionaalsete kliimamudelite kasutamisel on selleks otstarbeks analüüsitud kliimanäitajate jaotuse muutusi. Normaaljaotuse korral, näiteks õhutemperatuuri puhul, käsitletakse soojenemist kui terve jaotusfunktsiooni nihkumist soojemate kliimatingimuste suunas. See tähendab, et külmade päevade arv väheneb ja soojade päevade arv suureneb. Sel juhul suureneb äärmuslikult soojade päevade arv ja väheneb äärmuslikult külmade päevade arv.

Kliima soojenemine võib aga viia ka temperatuuri muutlikkuse suurenemisele. Sel korral võib üldise soojenemise juures hakata esinema enam nii ekstreemselt palavaid kui ka ekstreemselt jahedaid päevi. Varieeruvuse vähenedes võib aga mõlemaid vähemaks jääda.

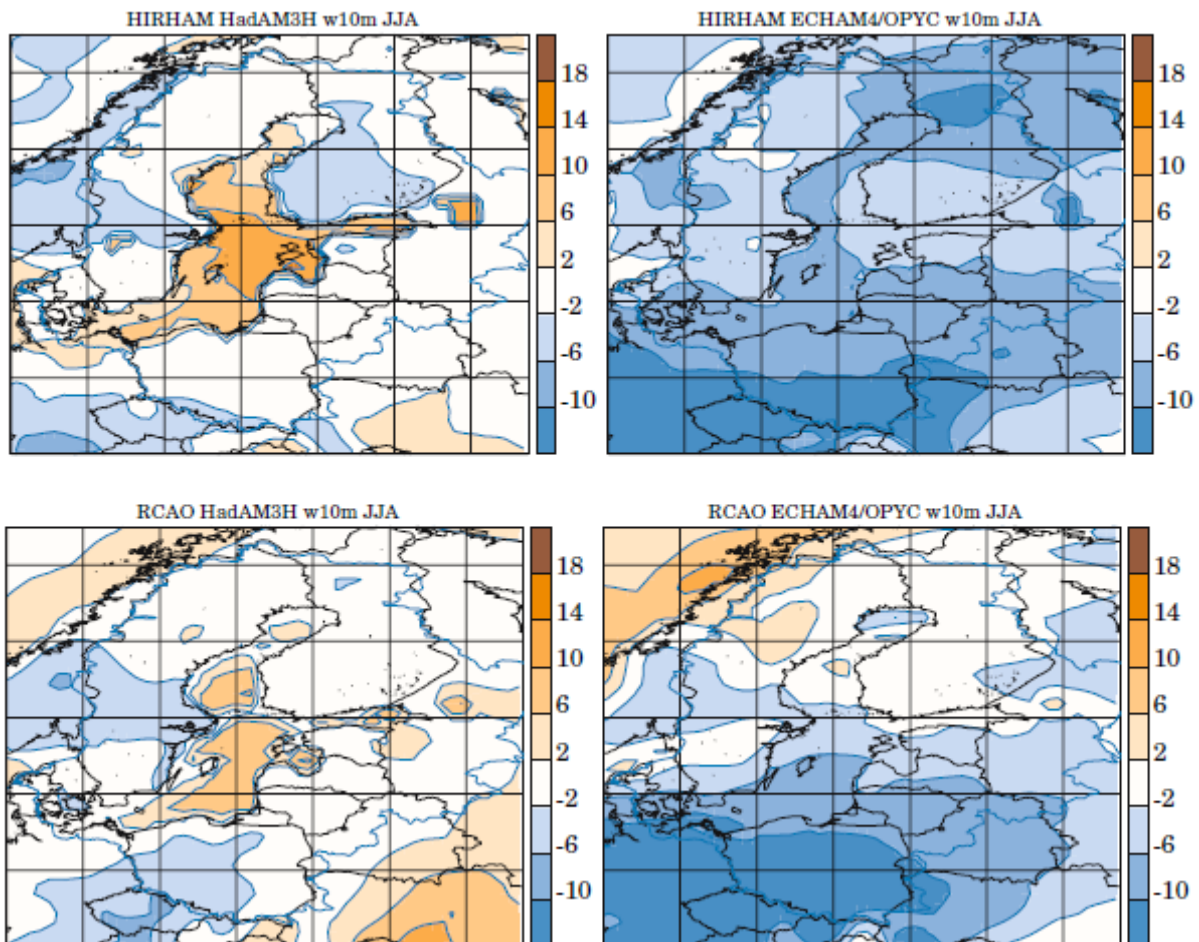
Selleks, et veelgi detailsemalt hinnata tulevase muutusi äärmustes, tuleb kasutada juba spetsiifilisi ekstreemsuse näitajaid, näiteks 1., 5., 95. ja 99. kvantiili. Teiseks võimaluseks on määrata mingid vahemikväärtused ja hinnata, kui sageli võivad tulevikus möödetaavad kliimanäitajad jääda väljapoole etteantud vahemikust või ületada teatud piirväärtust.



**Joon. 2.12.** Keskmise tuule kiiruse muutus (protsentides) talvel (XII-II) Läänemere piirkonnas perioodide 2071-2100 ja 1961-1990 vahel emissiooni stsenaariumi A2 järgi. Vasakul pool on kasutatud ääritingimusteks kliimamudelit HadAM3H, paremal pool ECHAM4/OPYC3. Ülal toodud kaartidel on kasutatud Taani Meteoroloogia Instituudi regionaalset kliimamudelit HIRHAM, all aga Rootsi Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituudi regionaalset kliimamudelit RCAO (BACC, 2008).

Mitmeid uurimusi on tehtud regionaalsete kliimamudelitega uurimaks võimalikke muutusi ekstreemsete ilmanähtuste režiimis. Kjellström (2004) uuris seda, kuidas muutub õhutemperatuuri sagedusjaotus kliima soojenedes. Joonisel 2.14 on toodud ööpäeva keskmise temperatuuri erinevate kvantiilide muutused suvel. Peaaegu kõikidel kvantiilidel on Eestis ette näha 3-4-kraadilist tõusu. Talvel pole aga oodatav muutus kvantiilide kaupa sugugi ühesugune. On iseloomulik, et palju suurem tõus, isegi üle 10°C, on temperatuuri väikeste kvantiilide (1, 5, 10, 25) osas, samas kui suurte kvantiilide puhul on kasv oluliselt väiksem (4-

5°C). See tähendab seda, et tulevikus sooja kliima tingimustes väheneb väga oluliselt eriti pakaseliste päevade osakaal, samas kui eriti soojade talveilmade osa ei tõuse sugugi nii kiirelt (Kjellström, 2004).



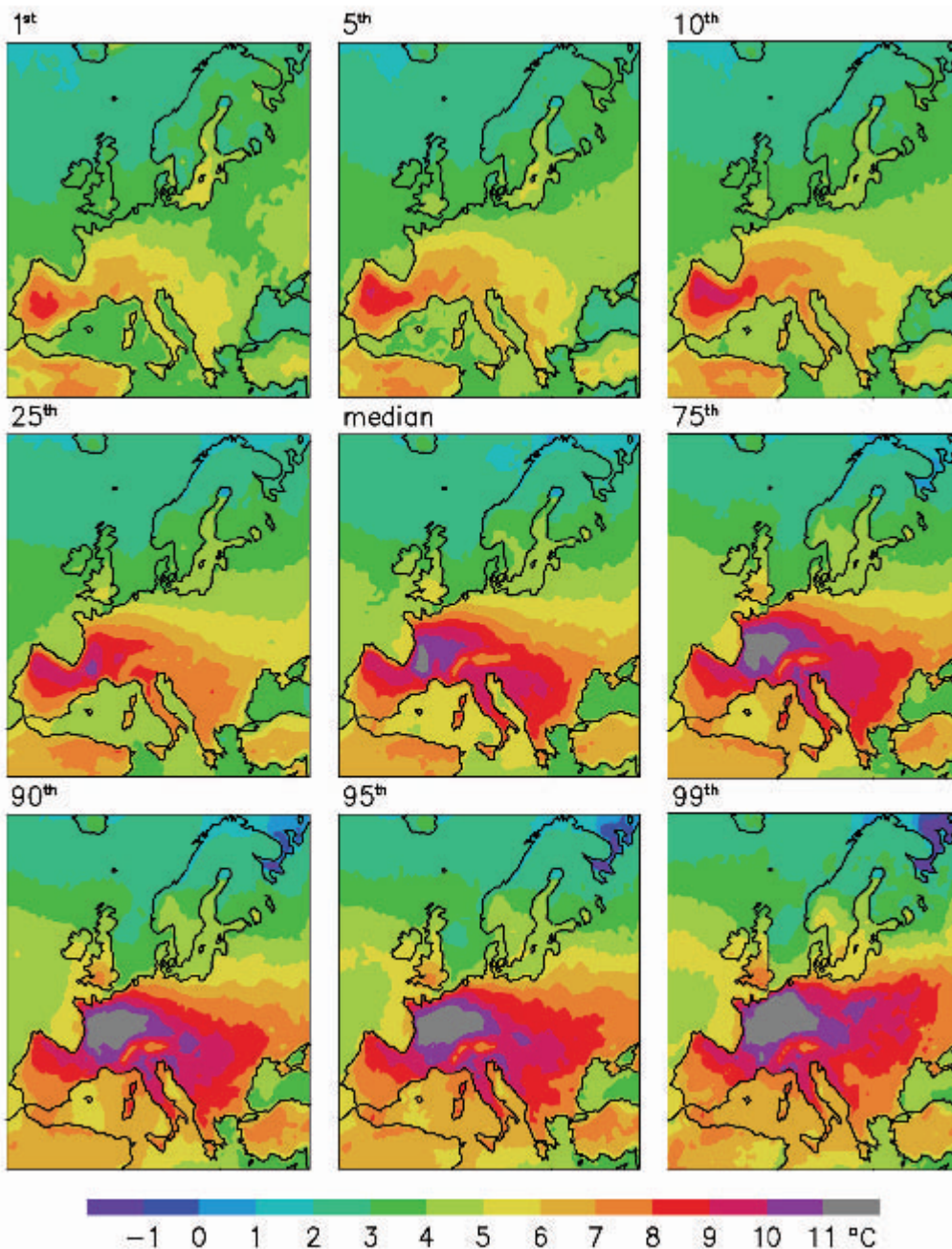
**Joon. 2.13.** Keskmise tuule kiiruse muutus (protsentides) suvel (VI-VIII) Läänemere piirkonnas perioodide 2071-2100 ja 1961-1990 vahel emissiooni stsenaariumi A2 järgi. Vasakul pool on kasutatud ääretingimusteks kliimamudelit HadAM3H, paremal pool ECHAM4/OPYC3. Ülal toodud kaartidel on kasutatud Taani Meteoroloogia Instituudi regionaalset kliimamudelit HIRHAM, all aga Rootsi Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituudi regionaalset kliimamudelit RCAO (BACC, 2008).

Kasutades kaht emissiooni stsenaariumit (A2, B2) ja kaht kliimamudelit (HadAM3H, ECHAM4/OPYC3) on regionaalse kliimamudeli RCAO abil leitud, et aastaks 2100 peaks aasta maksimumtemperatuur tõusma Eestis 1-4°C ja aasta miinimumtemperatuur palju rohkem – 8-15°C (Räisänen et al., 2004). Viimane tähendaks, et talve külmarekord on praeguse ca 25-30° asemel 10-20°C.

Kliima soojenemine toob enesega kaasa ka äärmuslikult kõrge temperatuuriga perioodide ehk kuumalainete sagedasema esinemise suvisel ajal. Kasutades mitut regionaalset kliimamudelit on arvatud välja kuumalainete mitmete parameetrite muutusi perioodiks 2071-2100 võrreldes alperioodiga 1961-1990 (Beniston et al., 2007). Kui alperioodil oli üle 30°C temperatuuriga päevade keskmine arv Eestis nullilähedane, siis 21. sajandi lõpuks oleks see



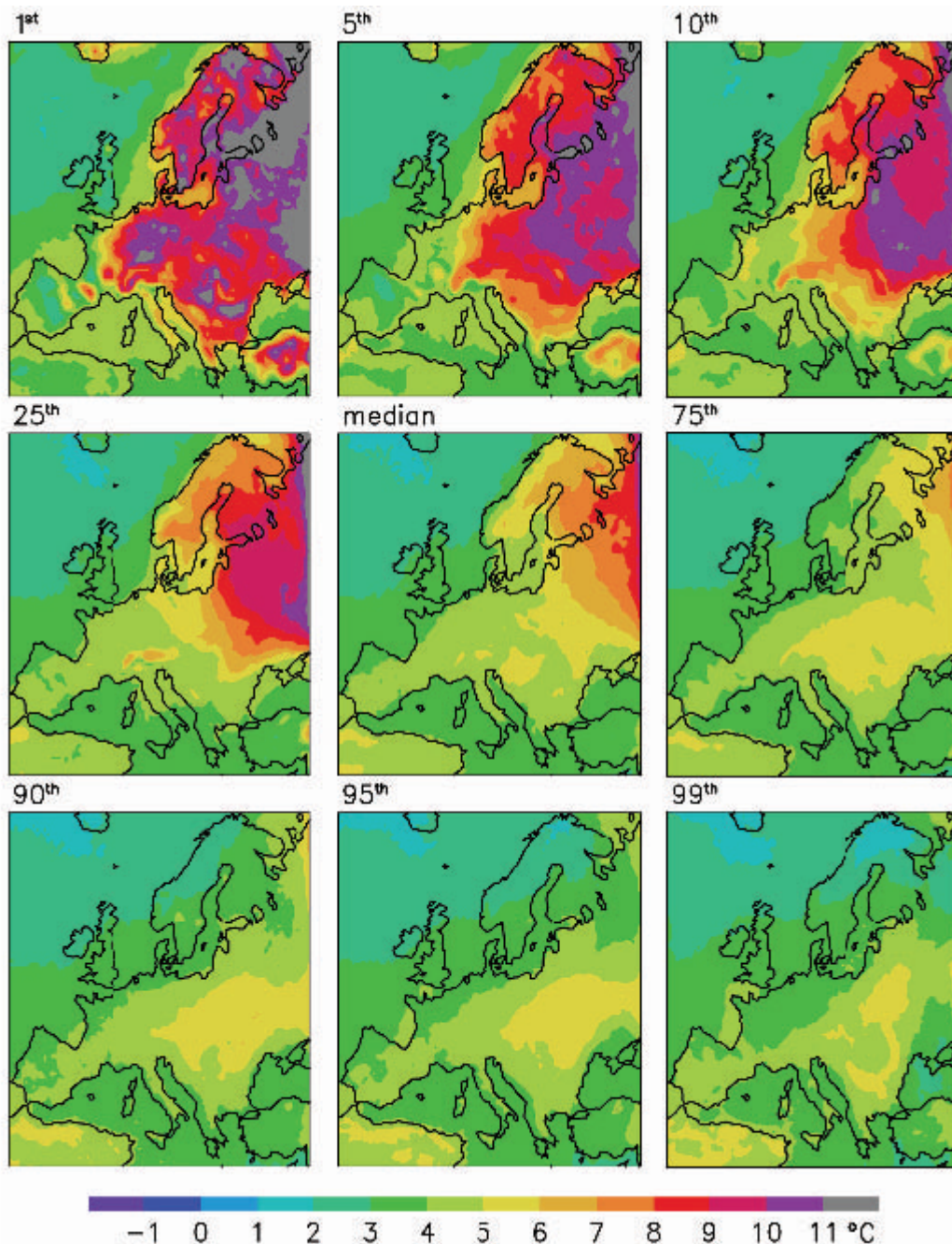
vahemikus 5-10. Kui kuumalaine kestus suureneks mõõdukalt, siis nende arv, sagedus ja intensiivsus suureneksid oluliselt (10-20%).



**Joon. 2.14.** Õhutemperatuuri erinevate kvantiilide muutused aastaks 2100 suvel (VI-VIII), kusjuures mudeli RCAO-E/A2 tulemustest on lahutatud tänapäevased väärtused (Kjellström et al., 2004).

Muutusi ekstreemsete sademete esinemises on modelleerida märksa raskem, sest sademete jaotus on väga juhuslik ja tugevad sademed hõlmavad tavaliselt piiratud alasid. Regionaalse kliimamudeliga on hinnatud võimalikke muutusi maksimaalse ööpäevase sademete hulgas (Räisänen et al., 2004). Kõik arvutused näitasid selle suurenemist, maksimaalselt kuni 30%. See tulemus on sarnane ka teiste mudelarvutuste tulemustega (Kjellström, 2004; Beniston et al., 2007).





**Joon. 2.15.** Õhutemperatuuri erinevate kvantiilide muutused aastaks 2100 talvel (XII-II), kusjuures mudeli RCAO-E/A2 tulemustest on lahutatud tänapäevased väärtused (Kjellström et al., 2004).

## 2.9. Kliimamuutuse prognoositud mõju evapotranspiratsioonile

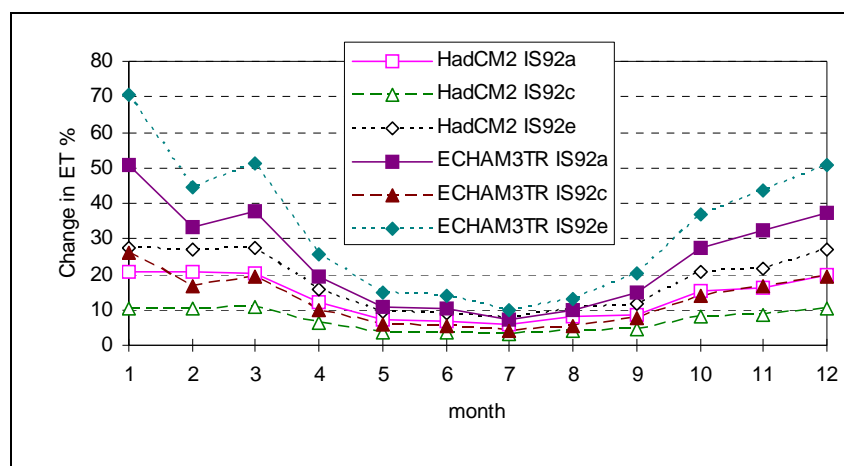
Kliimamuutuse mõju veeringe komponentidele uuriti Eestis 1990-ndate aastate teisel poolel Eesti Rahvusliku Kliimamuutuste Uurimisprojekti raames (Jaagus et al., 1998; Järvet et al., 2000). Selle uuringu tulemused jõgede äravoolu ja põhjaveetaseme kohta on esitatud vastavates alapeatükkides 3.4.4. ja 3.6.2. Kliimamuutuse mõju uurimiseks evapotranspiratsioonile valiti pilootalaks Väikese Emajõe Tölliste veemõõteposti valgla, mille suurus on 1054 km<sup>2</sup>. Tegemist on taolise uuringu jaoks sobiva suurusega valgla. Väikese

Emajõe valgla valimisel uurimiselaks oli üheks tingimuseks asjaolu, et valgla ülemjooksul (Otepää kõrgustikul) on kliima soojenemisele vaatamata 21. sajandi lõpuks keskmisel aastal prognoositav ka lumikatte esinemine.

Analüüsi tulemusena selgus, et erinevad kliimamuutuse stsenaariumid annavad väga erinevaid tulemusi nagu nähtub Väikse-Emajõe valgla modelleerimistulemustest (tabel 2.3, joonis 2.16 ja 2.17). Evapotranspiratsiooni muutus on suurim külmal poolaastal, sest talved muutuvad pehmemaks, lumikatteperiood lüheneb ja lumikate muutub õhemaks ning ebastabiilsemaks. Aastasele summaarsele auramisele mõjub see vähe, sest talveperioodi evapotranspiratsioon moodustab aastasest summaarsest auramisest ainult 10–13%.

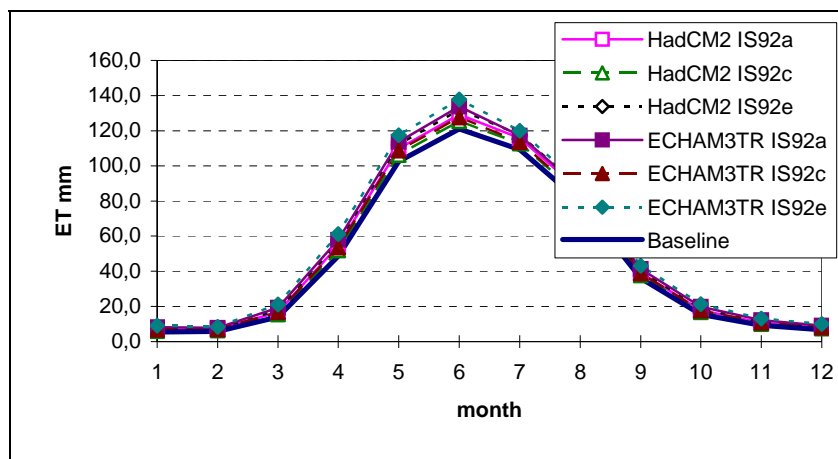
**Tabel 2.3.** Aasta, vegetatsiooniperioodi ja külma perioodi evapotranspiratsiooni suhteline muutus Väike-Emajõe valglal erinevate kliimamuutuste stsenaariumite järgi.

Stsenaarium	I-XII, %	IV-IX, %	X-III, %
HadCM2 IS92a	8.6	7.5	18.2
HadCM2 IS92c	4.5	3.9	9.5
HadCM2 IS92e	11.3	9.8	24.5
ECHAM3TR IS92a	13.4	11.0	34.7
ECHAM3TR IS92c	7.0	5.8	17.8
ECHAM3TR IS92e	17.9	14.6	47.1



**Joonis 2.16.** Potentsiaalse evapotranspiratsiooni suhteline muutus Väikese Emajõe valglal.

Kui evapotranspiratsiooni suhteline muutus ilmneb selgesti, eriti talvekuudel, siis absoluutne muutus on vaevumärgatav, sest prognoositavad muutused suvepoolaasta kliimas on tagasihoidlikud (joonis 2.17). See tähendab, et kliima soojenemise korral auramisel ei ole olulist mõju veeringele ning evapotranspiratsioon on kliimamuutusest kõige väiksemal määral mõjutatud veebilansi element.



**Joonis 2.17.** Potentsiaalse evapotranspiratsiooni muutus Väikese Emajõe valgla (mm/kuu). Baasperiod on aastate 1961–1990 keskmine.

## Kirjandus

- BACC Author Group, 2008. Assessment of climate change for the Baltic Sea Basin. Springer-Verlag, Berlin.
- Beniston, M., Stephenson, D.B., Christensen, O.B., Ferro, C.A.T., Frei, C., Goyette, S., Halsnaes, K., Holt, T., Jylhä, K., Koffi, B., Palutikof, J., Schöll, R., Semmler, T., Woth, K., 2007. Future extreme events in European climate: an exploration of regional climate model projections. *Climatic Change*, 81, 71-95.
- 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. (Eds. S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, H.L. Miller). Cambridge University Press, Cambridge, New York.
- Jaagus, J. 1996. Climatic trends in Estonia during the period of instrumental observations and climate change scenarios. *Estonia in the system of the global climate change*. Institute of Ecology. Publication, 4, 35-48.
- 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* (Eds. A. Tarand, T. Kallaste). Tallinn, Stockholm Environment Institute.
- Järvet, A., Jaagus, J., Roosaare, J., Tamm, T. and Vallner, L.. Impact of Climate Change on Water Balance Elements in Estonia. – *Estonia, Geographical Studies* 8 (Eds. Tiia Kaare and Jaan-Mati Punning). Estonian Academy Publishers, Tallinn 2000, pp. 35–55.
- Järvet, A., Vallner, L. Assessment of the climate change impact on groundwater in Estonia. *Climate Change Impacts and Responses* (Edit. N. Mimura). Japan, 2000, pp. 337–348.
- Keevallik, S. 1998. Climate change scenarios for Estonia. In: Tarand A, Kallaste T (eds) *Country case study on climate change impacts and adaptation assessments in the Republic of Estonia*. SEI-Tallinn. Ministry of the Environment, Republic of Estonia, Tallinn, p 30–35
- Kjellström, E., 2004. Recent and future signatures of climate change in Europe. *Ambio*, 33, 193-198.

- Kont, A., Jaagus, J., Aunap, R., 2003. Climate change scenarios and the effect of sea-level rise for Estonia. *Global and Planetary Change*, 36, 1-15.
- Punning, J.-M., Kont, A., Jaagus, J., Klõšeiko, J., Koff, T., Mandre, M., Roostalu, H., Tamm, T. 1996. Vulnerability and adaptation assessments for Estonia. *Vulnerability and adaptation to climate change: interim results from the U.S. Country Studies Program*. (Eds. J.B. Smith et al.). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 249-275.
- Räisänen, J., Hansson, U., Ullerstig, A., Döscher, R., Graham, L.P., Jones, C., Meier, M., Samuelsson, P., Willen, U., 2004. European climate in the late 21<sup>st</sup> century: Regional simulations with two driving global models and two forcing scenarios. *Climate Dynamics*, 22, 13-31.

### 3. Kliimamuutuse mõju Eesti veeökosüsteemidele ja põhjaveele

#### 3.1 Kliima mõju Eesti rannikumere ökosüsteemidele

##### **Põhisõnum:**

- Rannikumeri moodustab lahutamatu osa Läänemerest kui tervikust ja seal toimuvaid protsesse tuleb vaadata mere ühtse aineinge kontekstis.
- Läänemere suurimaks probleemiks on eutrofeerumine, mida põhjustavad põllumajanduslik hajukoormus, setetest lähtuv sisekoormus ja heitvesi. Muudest surveteguritest on olulisemad veetransport ja vööriikide mõju.
- Kliimaatilistest teguritest mõjutavad Läänemere seisundit kõige enam tuuled ja temperatuuri muutused. Tuultest sõltub veevahetus Taani väinades, veetase ja hoovused Eesti rannikumeres ning süvaveekerge. Külma poolaasta õhutemperatuurist sõltub jääkate kestus ja ulatus ning vee segunemise sügavus. Jääkate puudumisel suureneb oluliselt tuulest tingitud aju-pagu nähtuste amplituud, mille tagajärjel tugevneb talviste läänekaaretormide mõju Lääne-Eesti ja saarte randadele ning üleujutuse oht läänerranniku lahtedes. Temperatuuri tõus soojal poolaastal suurendab veesamba termilise kihistuse stabiilsust, mis soodustab tsüanobakterite ulatuslike õitsengute teket. Läänemere üldine soojenemine soodustab tulnukliikide levikut, millel võivad olla ettenägematud tagajärjed kogu ökosüsteemi struktuurile.
- Soolsus on peamine elustikukoosluste suuremõõtmelist ruumilist muutlikkust määrav tegur Läänemerel. Soolsus kujuneb Põhjamerest soolase vee sissetungide ja jõgedest mageda vee äravoolu tulemusena, millest esimene on määratud tuulterezhhiimi, teine sademeterezhhiimi poolt. Kahekümnenda sajandi jooksul Läänemere soolsus kõikus märkimisväärselt kuid soolsuses ei ilmnunud ühtki statistiliselt olulist trendi. Siiski ennustavad kõik kliimamudelid soolsuse vähenemist 21. sajandi jooksul, mille põhjustena nähakse nii veevahetuse vähenemist Põhjamerel kui suurenevat mageda vee sissevoolu.
- Läänemere elustik on äärmiselt tundlik survetegurite suhtes, kuna suur osa liikidest ei ole algselt riimvee liigid, vaid pärinevad kas ookeanist või mageveest. Seetõttu elavad nad Läänemerel oma füsioloogilise taluvuse piiril soolsuse suhtes. Palju on ka külmalembesid liike, mille tõttu temperatuuri tõus paneb proovile nende termilise taluvuse. Olukorras, kus üheaegselt toimuvad soolsuse langus ja temperatuuri tõus, väheneb merelise päritoluga liikide keskkonnasobivus ja eelisolekorda satuvad mageveeliigid. See olukord võib soodustada ka tulnukliikide levikut.
- Läänemerel raskendab elustikul põhinevate vee kvaliteedi hindamissüsteemide rakendamist asjaolu, et keskkonnas, mis on tugeva loodusliku muutlikkuse surve all, on raske eristada inimõjust tingitud surveid, kuna mõlemad põhjustavad ühtviisi stressi taluvate liikide osakaalu tõusu.
- Fütoplanktoni liigilist koosseisu ja hulka mõjutavad erinevad tegurite kompleksid, mis mitmeti sõltuvad kliimaatilistest teguritest – temperatuurist,

sademetel hulgest ja tuulest. Fütoplanktoni reaktsioon neile muutustele sõltub sellest, milline tegur saavutab juhtpositsiooni ja see reaktsioon võib rannikumere eri osades erineda. Kui eutrofeerumine kiireneb suurenevast sademetel hulgest tingitud väliskoormuse või anaeroobsete merepõhja alade laienemisest tingitud sisekoormuse tõttu, võib tulevikus oodata veeõitsengute intensiivistumist.

- Pikaajalised muutused aerjalaliste (Copepoda) liikide arvukuses sõltuvad peamiselt soolsuse ja temperatuuri muutustest, eriti nende levila piirialadel. Vee magestumise tagajärjena võib oletada ka aerjalaliste levila ahenemist, mis mõjutab räime ja kilu toidubaasi. Liivi lahe avaveeosas on suurenenud tulnukliigi *Cercopagis pengoi* arvukus, kes on tõusnud suviti olulisele kohale planktonitoiduliste kalade toidus. Talvine ja varakevadine ilmastik mõjutab oluliselt varasuvise zooplanktonikoosluse arengut rannikumeres ja pehmete talvede järel on zooplanktonit rohkem.
- Läänemere põhjaelustik on dünaamiline ning mõjutatud looduslike tingimuste varieeruvusest ja inim mõjust. Eutrofeerumine ja kliima tegurid määravad põhjakoosluste muutlikkust peaaegu võrdsetes osades.
- Rannikumere põhjataimestiku kooslusi mõjutavad eelkõige substraadi kvaliteet, valguse kättesaadavus ja lainetus, aga ka soolsus, sette voog, jää kahjustav toime ja eutrofeerumine. Kliimamuutus suurendab tõenäoliselt keskkonnasurve taimedele ja seda nii temperatuuristressi, fütoplanktoni ja niitvetikate vohamisest tingitud valgusolude halvenemise, kui ka tormisuse kasvust tingitud rannale heitmise või setete alla mattumise tõttu.
- Aasta keskmise soolsuse muutused Läänemere keskosa süvikuis kirjeldasid 85% tursa sigimisedukuse pikaajalisest. Kliimast tingitud süvikute vee stagneerumine ja hapnikuta tsooni laienemine koos üleüüigiga on viinud olukorrani, kus Läänemere tursapopulatsioon võib hävida. Tursa toitumissurve vähenemine viis kilupopulatsiooni märgatava suurenemiseni. Räimepopulatsiooni arengut on mõjutanud pigem toidubaasi halvenemine, kuna mitmete suuremõõtmeliste aerjalaliste arvukus langes koos soolsuse langusega olukorda raskendas veelgi toidukonkurents kiluga.
- Viigerhüljes on põhjapoolsetest loivalistest kõige enam kliima poolt mõjutatud liik, kuna tema levik ja paljunemine on seotud jääoludega. Viigri näol on Eestis tegemist ohustatud liigiga, kelle asurkonna seisund võib soojade talvede sagenemisel veelgi halveneda.
- Värske ansambelsimulatsioon (Meier et al., 2011b) kinnitas, et enimkasutatud kliimamudelitel kohaselt 21. sajandi jooksul veetemperatuur Läänemere tõuseb, soolsus ja kihistumise stabiilsus aga vähenevad. Muutused tuule kiiruses on väikesed, kuid kõik simulatsioonid näitavad talviti ja kevaditi tuule puhangulisuse kasvu Soome lahes. Kooskõlas varasemate uuringutega, võivad neil muutustel olla olulised tagajärjed Läänemere biogeokeemilistele protsessidele, mis koos eutrofeerumisega on peamisteks surveteguriteks mere ökosüsteemile.
- Mudeli kohaselt halveneb vee kvaliteet tulevikus, kui toiteainekoormused jäävad praegusele tasemele. Hapnikurikka soolase vee sissetungide vähenemise tõttu



laieneb hapnikupuudus põhjakihtides, mis suurendab toiteainete kontsentratsioone ja fütoplanktoni hulka mere pinnakihis. Vee läbipaistvus Läänemere keskosas väheneb kuni 1,5 m võrra. Simulatsioon näitas, et toiteainekoormuste vähendamisest seadusandluses etteantud tasemeni ei piisa vee kvaliteedi parandamiseks selle sajandi lõpuks. Kliimamuutuse mõju on suurem, kui toiteainekoormuste vähenemisest saadav efekt, mistõttu vee läbipaistvus väheneb jätkuvalt, eriti Läänemere keskosa lõunaservas. Kui õnnestub ellu viia suuremad, Läänemere Tegevuskavas ette nähtud koormuse vähendamise meetmed, paraneb Läänemere vee kvaliteet selle sajandi lõpuks ja vee läbipaistvus Läänemere keskosas kasvab kuni 1 m võrra. Kui asjad lähevad aga halvima stsenaariumi järgi, mis lähtub Taani sarnasest põllumajanduse eksponentsiaalsest kasvust kõigis Läänemerd ümbritsevates maades, väheneb oluliselt hapniku tase Läänemere põhjas, suureneb toiteainete kontsentratsioon ja intensiivistuvad veeõitsengud. Soojal poolaastal väheneb Secchi ketta nähtavus Läänemere kaguosas enam kui 2,5 meetri võrra.

### 3.1.1. Rannikumere ülevaade

Rannikuvesi on merevesi maismaa pool joont, mille iga punkt on ühe meremiili kaugusel lähtejoonest, millest mõõdetakse territoriaalvee laiust. Eesti rannikuvesi on jagatud 16 kogumiks, millest 2 paiknevad Ida-Eesti ja 14 Lääne-Eesti vesikonnas (tabel 3.1.1). Viisteist rannikuvee kogumit on looduslikud ja üks (Väikse väina rannikuvesi) on tugevasti muudetud veekogum.

Soolsust ja hüdro-morfoloogilist eripära arvestades on Eestis kehtestatud 6 rannikuvee tüüpi:

1. **I – oligohaliinne, avatud rannikuvesi** (Soome lahe kaguosa);
2. **II – oligohaliinne, poolsuletud rannikuvesi** (Pärnu laht);
3. **III – mesohaliinne, sügav rannikuvesi** (Soome lahe lääneosa);
4. **IV – mesohaliinne, madal, lainetusele avatud rannikuvesi** (Läänesaarte avamere rannikuvesi);
5. **V - mesohaliinne, madal, varjatud, segunenud rannikuvesi** (Väinameri);
6. **VI - mesohaliinne, madal, varjatud, sesoonselt kihistunud rannikuvesi** (Liivi laht).

Madal rannikuvesi on suures ulatuses kihistumata või ajutiselt termiliselt kihistunud. Sügava rannikuvee ossa jääb mitmeid süvikute piirkondi sügavusega üle 80 m, mis on pidevalt kihistunud tänu püsiva halokliini olemasolule 60–80 m sügavusel.

Tabel 3.1.1. Eesti rannikuvee kogumid, nende pindalad, tüübid ja seisund (KKM, 2010)

NR	Kogu mi	Kogumi nimi	Pindala km <sup>2</sup>	Alam-kategooria	Tüüp	Seisund
1	EE_1	Narva-Kunda rannikuveesi	956,04	looduslik	I	kesine
2	EE_2	Eru-Käsmu rannikuveesi	569,02	looduslik	I	kesine
3	EE_3	Hara lahe rannikuveesi	105,63	looduslik	III	kesine
4	EE_4	Kolga lahe rannikuveesi	464,32	looduslik	III	kesine
5	EE_5	Muuga-Tallinna-Kakumäe lahe rannikuveesi	917,34	looduslik	III	kesine
6	EE_6	Pakri lahe rannikuveesi	637,97	looduslik	III	kesine
7	EE_7	Hiiu madala rannikuveesi	1367,08	looduslik	IV	kesine
8	EE_8	Haapsalu lahe rannikuveesi	42,18	looduslik	V	halb
9	EE_9	Matsalu lahe rannikuveesi	87,48	looduslik	V	hea
10	EE_10	Soela väina rannikuveesi	1211,49	looduslik	IV	kesine
11	EE_11	Kihelkonna lahe rannikuveesi	768,41	looduslik	IV	hea
12	EE_12	Liivi lahe rannikuveesi	5543,93	looduslik	VI	kesine
13	EE_13	Pärnu lahe rannikuveesi	220,32	looduslik	II	kesine
14	EE_14	Kassari-Õunaku lahe rannikuveesi	625,02	looduslik	V	hea
15	EE_15	Väikse väina rannikuveesi	64,46	TMV	V	hea
16	EE_16	Väinamere rannikuveesi	893,60	looduslik	V	hea

### 3.1.2. Survetegurid rannikumeres

Eesti veemajanduskavad (KKM, 2010) toovad kõige olulisema Läänemere seisundit mõjutava tegurina välja hajukoormuse, mis lähtub põllumajandusest ja meresetetes varem ladestunud toiteainete vabanemisest (Tabel. xx). Nii Ida-Eesti kui Lääne-Eesti vesikonnas pidasid eksperdid olulisteks surveteguriteks ka heitvesi ja veetransporti. Paisud mitmetel jõgedel takistavad siirdekalade pääsu koelmutele.



Tabel xx. Eesti veemajanduskavades eksperthinnanguna määratud survetegurite olulisus rannikuvee seisundile neljapallilises skaalas (- ei ole oluline, + väheoluline, ++ oluline ja +++ väga oluline)

<b>Veemajandusprobleem (inimmõju)</b>	<b>Meri I-E</b>	<b>Meri L-E</b>	<b>Survetegur</b>
<b>Punktkoormus</b>	++	++	Heitvesi (reovesi ja sademevesi)
	+	+	Loomakasvatus (eelkõige suured loomakasvatuskompleksid)
	+	+	Kalakasvatus
	++	+	Jääkreostus, sh korrastamata Maardu tööstusterritoorium ja prügilad, Jäätmemajandus ja reostunud alad, põlevkivi-energeetika
<b>Hajukoormus</b>	+++	+++	Põllumajanduslik hajukoormus
	+	+	Kanaliseerimata elanikkond
	++	++	Transport, sh. veetransport (õnnetusjuhtumid, lumetõrje, õhuheitmed)
	+++	+++	Sisekoormus (varem veekogudesse settinud toitained)
<b>Veekogude füüsilised muutused</b>	+	+	Maaparandus (kuivendus)
	++	++	Paisud
	+	+	Kobrase liigiarvukus, mis on tingitud maakasutuse muutustest ja suutmatusest nende arvukust reguleerida
	+	++	Transport (sh täitepinnase kaevandamine sadamate ehituseks, laevateed, tammid, muulid)
<b>Võõrliikide sissetung</b>	-	++	Ballastveega tulevad liigid meres, signaalvähk siseveekogudes jt.

Hinnang hõlmas vaid otsesest inimtegevusest tulenevaid surveid, ega arvestanud kliimamuutust, mille osaliselt inimtekkelist iseloomu on järjest suurema kindlusega väitnud Valitsustevahelise Kliimamuutuste Paneeli (IPCC) perioodilised aruanded.

Kliimaatilistest teguritest mõjutavad Läänemere seisundit kõige enam tuuled ja temperatuuri muutused. Sademeterežiim mõjutab mere seisundit soolsust mõjutava jõgede äravoolu ja toiteainekoormuse kaudu. Kliimamuutuse mõju rannikumere ökosüsteemile kätkeb endas

muutusi toiteainete ringes, ohtlike ainete jaotuses ja kõigis toiduahela lülides bakteritest merelindude ja –imetajateni.

Täheldatud ja prognoositud muutused temperatuuris, jääoludes, sademetes, meretasemes ja tuulterezhiimis on käsitletud käesoleva kokkuvõtte kahes esimeses peatükis ja alljärgnevas osas nende muutustele vajaduse korral vaid viidatakse. Kliimaga seotud surveteguritest vaadeldakse siin lähemalt vaid muutusi Läänemere soolsuses. Toiteainekoormuse muutusi käsitletakse nii otsese inimõju kui kliimamuutuse tegurina ja see käsitlus on tihedalt seotud muutustega ökosüsteemis, eelkõige fütoplanktonis. Eraldi leiab allpool käsitlemist kliimamuutuse mõju rannikule, millel on järelemeid nii mere- kui maismaaökosüsteemidele, ja mis oma olulisust Eesti jaoks on viimasel aastakümnel korduvalt tõestanud.

### 3.1.3. Mõjud rannikule

Eesti rannajoon on valdavas osas väga liigestatud ning iseloomulik on erinevate rannatüüpide rohkus ning nende kiire vaheldumine. Eestis on kokku üle 1500 saare ja koos saartega ulatub siinse rannajoone pikkus ca 3800 kilomeetrit. Eesti rannik on ka tugevasti mõjutatud maakerkest, mis Loode-Eestis ulatub 2,8 mm aastas (Vallner et al., 1988). Kont et al. (2007) võttes kokku kliima mõju mererannikule, tõid välja kolm põhiaspekti:

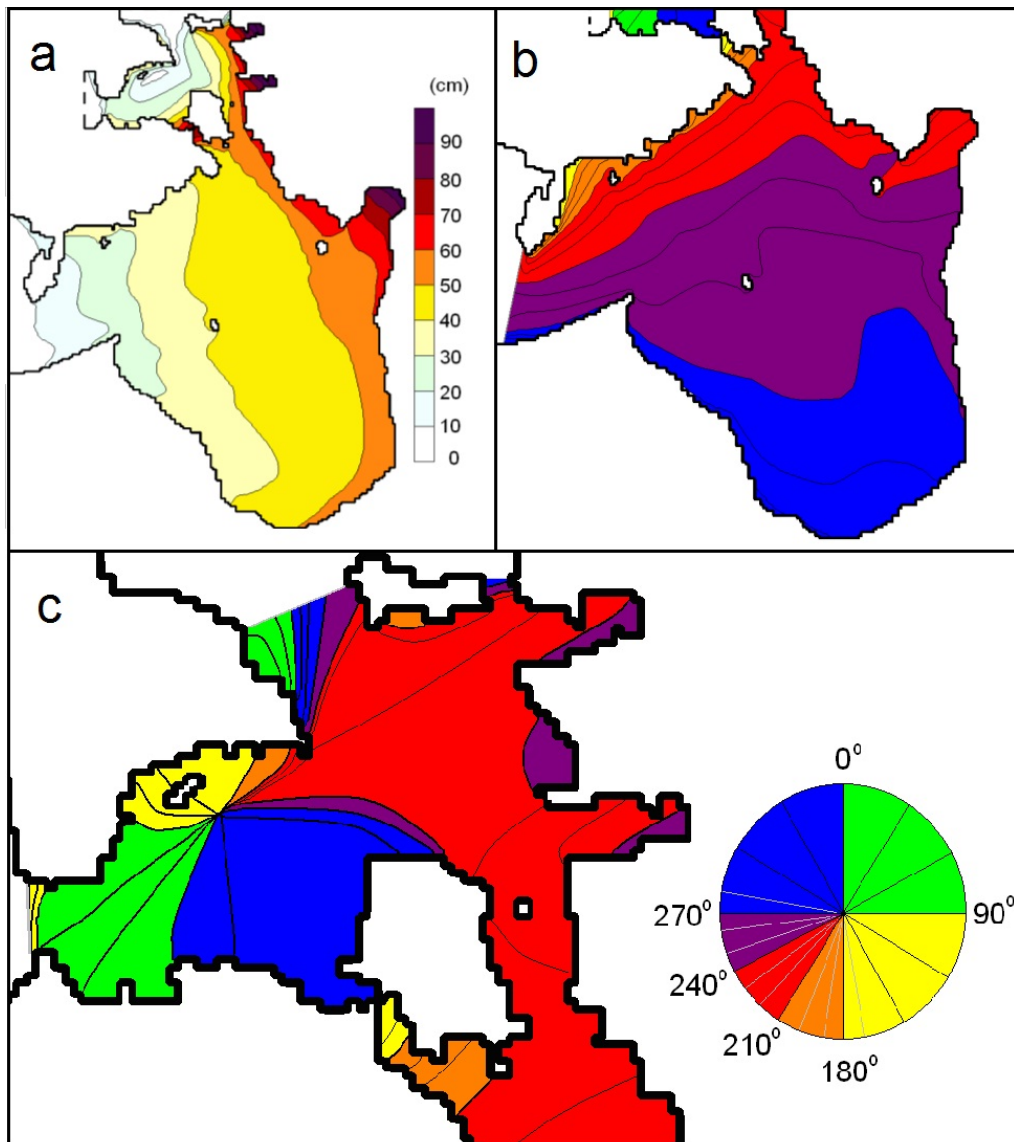
1. muutused meretasemetes (nii pikaajaline keskvärtuse muutus kui aperioidilised muutused tormiaju tulemusena);
2. muutused rannikumere hüdrodünaamikas, s.o. lainetuse ja hoovuste rezhiimis ning
3. muutused jääoludes.

Maailmamere tase tõusis aastatel 1961-2003 täpsustatud hinnangu kohaselt  $1.6 \pm 0.2$  mm a<sup>-1</sup> (Domingues et al., 2008) ja ennustuste kohaselt tõuseb meretase 2100. aastaks veel 0,8-2,0 meetri võrra (Pfeffer et al., 2008) (vt. lähemalt pt. 1 ja 2). Regionaalsed meretaseme trendid erinevad tavaliselt globaalsest keskmisest maakoore ebahühtlaste tõusude ja languste tõttu. Läänemere eri osades jätkub jääajajärgne maakerge erineva kiirusega ja on Eesti rannikul vahemikus 0,5 – 3,5 mm a<sup>-1</sup> (Vallner et al., 1988), mis on ligikaudu võrdne maailmamere taseme tõusuga, Soome rannikul meri maakerke tõttu aga ikka veel taandub (Johansson et al., 2004).

Läänemeres on veetaseme kujundamisel olulisel kohal tuultest tingitud aju ja pagu nähtused. Kliimamudelid prognoosivad 21. sajandiks jätkuvat soojenemist ja tsükloonaalsuse tõusu Põhja-Euroopas, millega kaasneb tuule keskmise läänekomponendi tugevnemine külmal poolaastal 2–3 m/s võrra ja soojal poolaastal vähem (Räisänen et al., 2004; Jylhä et al., 2004). Selle mõjul veetasemele ei ole kuigi märkimisväärne. Keskmise veetaseme tõus läänetuule mõningase tugevnemise tõttu oleks umbes 2–3 cm Pärnu, Matsalu ja Haapsalu lahes ning umbes 1 cm Liivi lahe avaosas (Suursaar et al., 2006a; Suursaar & Kullas, 2006). Samasugune langus esineks idakaare tuulte suhtelise tugevnemise korral.

Kõige märkimisväärsemad aperioidilised nähtused on tormidest põhjustatud veetõusud ehk tormiajud (ingl. k. *storm surges*), mis on järsud, lühiajalised (1–2 ööpäeva) ja lokaalsed. Nad on eelkõige seotud tugevate edela- ja läänetormidega. Püsiv tuul 20 m/s, mis puhub mingi lahe suhtes sobivast suunast (Pärnu laht 225°, Matsalu laht 240°; joon. xx), kutsub esile püsiva veepinna kalde ja umbes 92 cm statsionaarse veeseisu lahe päras. 30 m/s tuul põhjustab juba 240 cm taseme (Suursaar & Kullas, 2008). Kui sündmusele eelneb, kogu Läänemere üldine kõrgem veeseis, võib veetõus ulatuda katastroofiliste 250–300 cm-ni (Joon. xx). Veetaseme kõrgus lahtedes (näiteks Pärnu lahe sopis) pole mitte lineaarselt seotud tuule tugevusega, vaid

taseme juurdekasv kasvab tuule tugevuse kasvuga. Nii suudab sobivast suunast puhuv tormituul tugevusega 29 m/s tekitada Pärnu lahes veetaseme umbes 215 cm ja vaid 1 m/s tugevam tuul (30 m/s) juba 240 cm. Kui tormide tugevus kasvab, mis atmosfääri üldise soojenemise ja tema energiasalduse tõusu korral näib paratamatu, kasvavad tõenäoliselt ka maksimumveetasemed. Väga kõrge veetaseme tekkimiseks on tuule tugevuse kõrval oluline ka tsükloni trajektoor, s.o. tsükloni kese peab mööduma Eestist paarsada kilomeetrit põhja poolt (Sepp et al., 2005). Otse üle Eesti või Eestist lõuna poolt mööduvad tsüklonid veetaset väga märkimisväärselt ei kergita. Seega on vajalik mitme soodsa tingimuse kokkulangemine, mille tõenäosus tsüklonite sageduse tõustes kasvab.



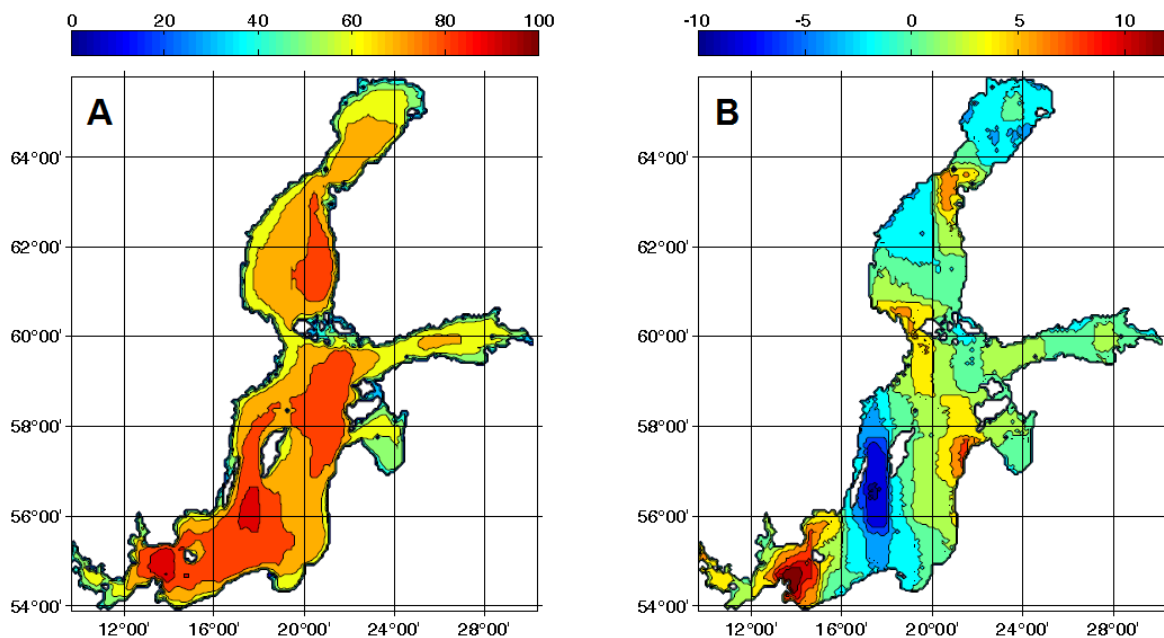
**Joonis 3.1.1.** Maksimaalne veetase avamere foonitaseme suhtes, mida suudab põhjustada ühtlane 20 m/s tuul, mis puhub antud kohale kõige sobivamast suunast (a); vastav tuule suund, mis põhjustab antud kohale vastava kõrgeima võimaliku veetaseme Liivi lahes (b) ja Väinameres (c). (Suursaar & Kullas, 2008)

Madalad veeseisud ehk pagud on seotud püsivate idatuultega, kui kogu Läänemere veetase alaneb. Eesti rannikumere välispiiril võib selline langus olla umbes 50 cm alla keskmist (Suursaar & Kullas, 2008). Paguveega ei lange veetase samal määral kui ajuveega tõusta võib, sest idatuule kiirus saab meil olla vaid kuni umbes 20 m/s (näit. Soomere, 2001). Võrreldes

tormiajuga on pagud pikemaajalised (nädal kuni kuu) ning "laugema" kuluga. Ülimadalad veetasemed esinevad kas Matsalu, Haapsalu või Pärnu lahes.

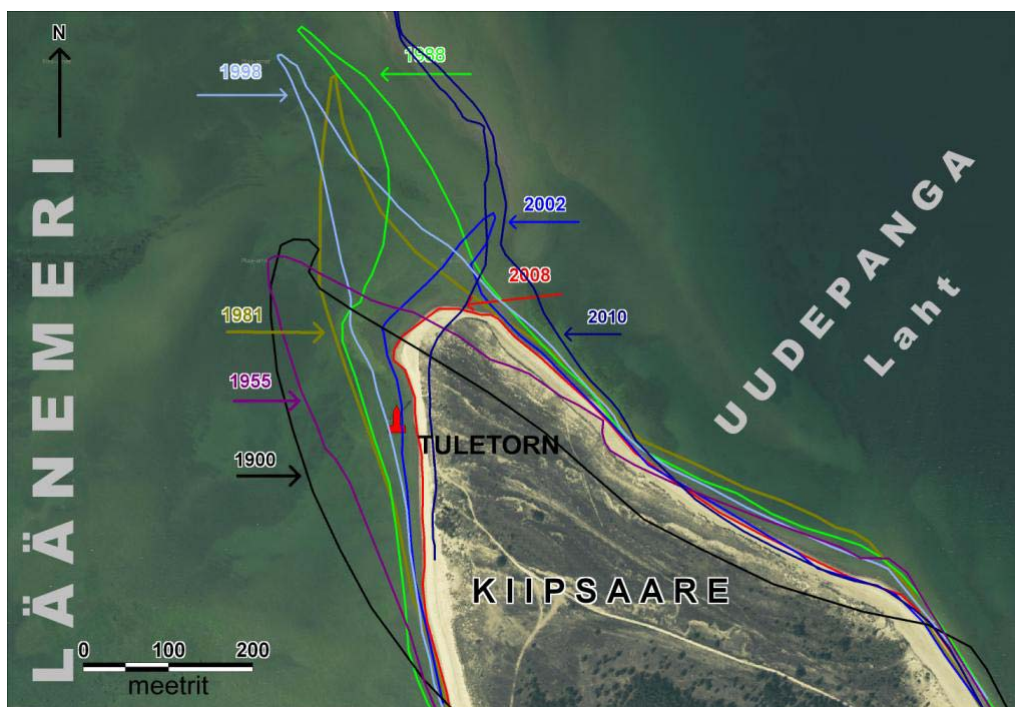
Tuule suuna muutusega muutub ka hoovuste muster. Suursaar ja Kullas (2006; 2008) näitasid Väinamere kahemõõtmelise (2D) hüdrodünaamilise mudeli abil, et lõunatuulte tugevnemise korral tugevneb hoovus Suures väinas ja veevahetus terves Väinameres, samuti tugevneb voolamine sirgetel rannikulõikudel Riia ja Pärnu vahel. Läänetuulte tugevnemisega kasvab hoovus Saaremaa lõunarannikul, Irbe väinas ning Kihnu väinas. Kõik need muutused pole suured, ulatudes 1–3 cm/s-ni sirgetel rannikulõikudel ja 3–6 cm/s-ni väinades, mis moodustab umbes 15–20% algsest keskmisest hoovuse kiirusest. Kuid arvestades, et vee liikumisest tingitud põhjapinge on proportsionaalne kiiruse ruuduga ning et täielikult võib muutuda vee liikumise resultantsuund, siis selliste muutuste mõju rannaprotsesse käitavatele jõududele võib olla palju suurem kui 20%, ulatudes kohati 100%-ni. Muutub ka süvaveekerge (apvellingute) ja pealisvee laskumiste (daunvellingute) statistika sirgetel rannikulõikudel.

Viimastel aastatel on TTÜ Küberneetika Instituudi lainetuse dünaamika laboris oluliselt panustatud Läänemere lainete tüüpiliste ja ekstreemsete omaduste iseloomustamise erinevat tüüpi lainete ja Eesti randade vahelise vastasmõju kontekstis (Soomere, 2011). Peamiseks sihiks lainekliima võimalike muutuste identifitseerimine. Läänemere lainete rekonstruktsioon aastaks 1970–2007 (Räämet & Soomere, 2010; Räämet et al., 2010) näitas, et üldiselt on lainetus intensiivsem Läänemere suurtes avatud basseinides – merealal Gotlandist lõuna pool, mere ava-osa põhjapoolses sektoris ja Botnia mere idapoolses osas (joon. xx). Kogu Läänemere keskmine lainekõrgus ei ole praktiliselt muutunud, küll aga on toimunud märgatavad lainekõrguse muutused üksikutes regioonides. Suur osa identifitseeritud muutustest on toimunud jaanuarist märtsini (Räämet & Soomere, 2011).



**Joon. 3.1.2.** Pikaajaline keskmine lainekõrgus sentimeetrites Läänemeres (A) ja selle muutumine aastatel 1970–2007 (B) Allikas: Räämet & Soomere, 2010; Soomere & Räämet, 2011

Suurenenud tormisusel koos kõrgema veeseisu ja jääkatte puudumisega pehmematel talvedel on olnud oluline mõju kuhje- ja kulutusprotsessidele Eesti rannikul. Jää summutab veepinna liikumist ja kaitseb rannikut murdlainetusest tingitud vee erodeeriva toime eest. Uurides seoseid hüdrodünaamiliste tegurite ja rannaprotsesside dünaamika vahel näitasid Suursaar ja Kullas (2008), et põhilised muutused randadel toimuvad mõne (1–3) tormisema päeva jooksul aastas, sest tugevad tormid ja kõrged veeseisud on meil lühiajalised ning töö ruutsõltuvus kiirusest muudab tormide mõju drastiliselt suureks. Enamasti vahelduvad meie randadel hüppelise arengu perioodid pikaajaliste stabiilsete seisunditega (Orviku et al., 2003). Tormide ajal suurendab oluliselt tormikahjustusi ka see, et randade kulutuse ja setete transpordi suhtes määrava tähtsusega suure kiirusega hoovused koos tormilainetusega mõjutavad randu üldjuhul 1–2 m keskmisest rannajoonest kõrgemal. Üheks selliseks näiteks oli 2005. aasta jaanuaritormi Gudrun toime (Tõnisson et al., 2008). See torm oli lühiajaline, kuid veetõusu tõttu vallandus tema laineenergia keskmisest rannajoonest kõrgemal sisemaa pool ning paljudes kohtades isegi väljaspool rannavööndit. Esialgsete simulatsioonide järgi (Suursaar et al., 2006b), ületasid Gudruni poolt põhjustatud kuhje- ja kulutusprotsessid mitme eelmise aasta tormide koguefekti.



Joon. 3.1.3. Rannajoone muutused Kiipsaarel (Kont et al., 2011).

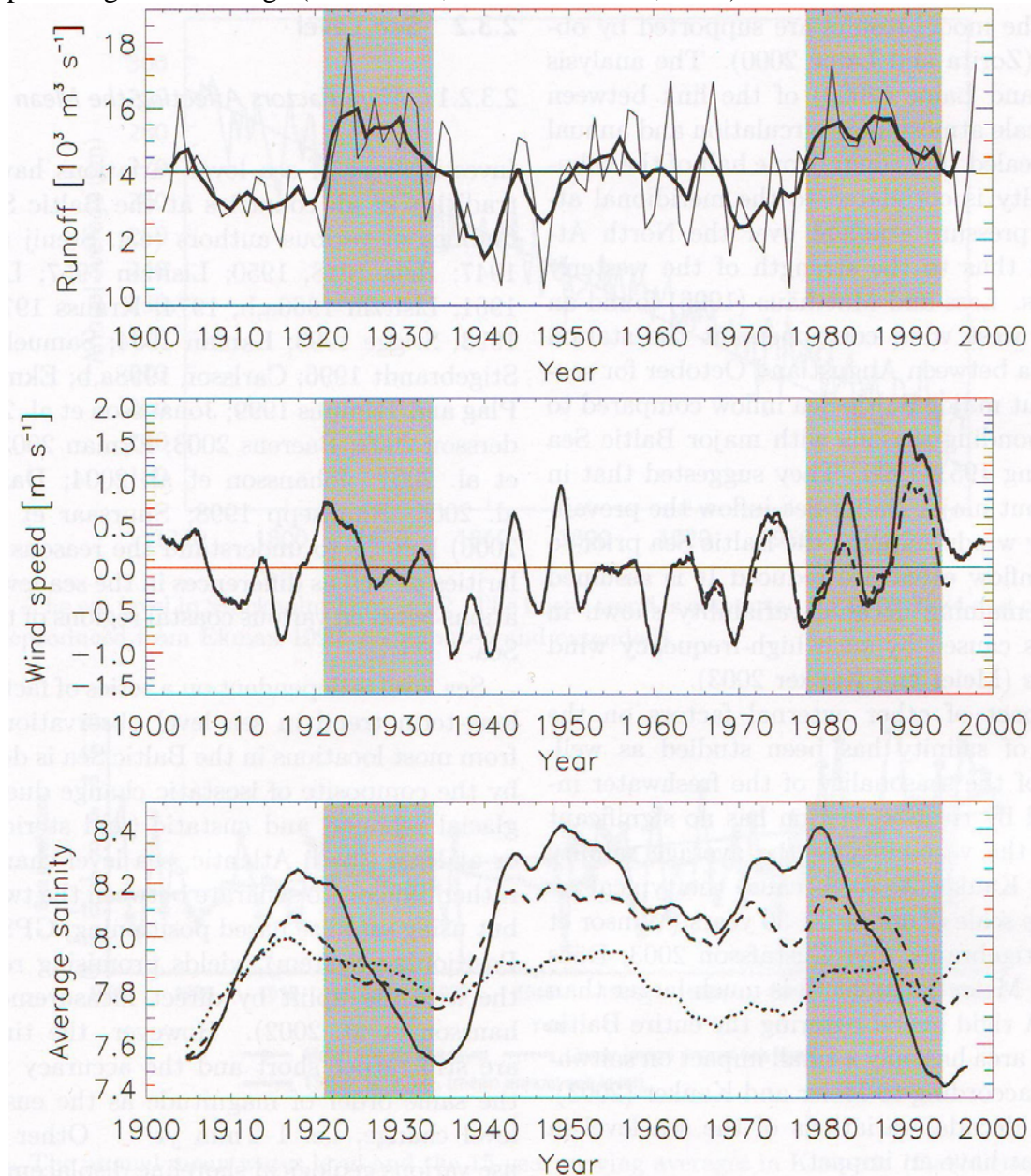
Suurte sette- ja pinnasekoguste ümberpaigutumine tormi mõjul võib oluliselt muuta rannajoont (joon. 3.1.3) ja kujutab endast tugevat häiringut litoraali põhjaelustikule, seda eriti kuhjelistel randadel (Herkül, 2010; Herkül et al., 2011). Madala vee taimekooslused võivad hävida setete erosiooni tagajärjel või mattuda kuhjivate setete alla.

### 3.1.4. Soolsuse muutused

Soolsus varieerub Läänemeres vähem kui 1 PSU-st lahetippudes kuni 25 PSU-ni Taani väinades ja on peamiseks elustikukoosluste suuremõõtmelist ruumilist muutlikkust määravaks teguriks Läänemeres (Bonsdorff & Pearson, 1999). Kahekümnenda sajandi jooksul ei ilmnunud Läänemere soolsuses ühtki statistiliselt olulist trendi. Siiski on olnud suuri



kõikumisi Taani väinade kaudu toimivas veevahetuses Põhjamerega. Suuremaid soolase vee sissetunge Läänemerre, mis vahetavad vee mere süvikutes, kutsuvad enamasti esile olukorrad, kus paarikümne päeva jooksul püsinud idakaare tuulele järgnevad umbes sama pika perioodi vältel väga tugevad läänekaare tuuled (Lass & Matthäus, 1996). 1970ndate aastate keskpaigast alates on soolase vee sissetungide sagedus ja intensiivsus kahanenud ja need puudusid täielikult 1983. a. veebruarist 1993. a. jaanuarini, mille vältel Gotlandi süvik stagneerus ja seal tekkis hapnikupuudus. Sarnane stagnatsiooniperiood oli ka möödunud sajandi 20ndatel ja 30ndatel aastatel. Mõlemad stagnatsioonid on seletatavad tavalisest suurema mageda vee sissevooluga Läänemerre ja tuulevektori tsonaalse (ida-läänesuunalise) komponendiga anomaaliaga (Joon. 3.1.4; Meier & Kauker, 2003).

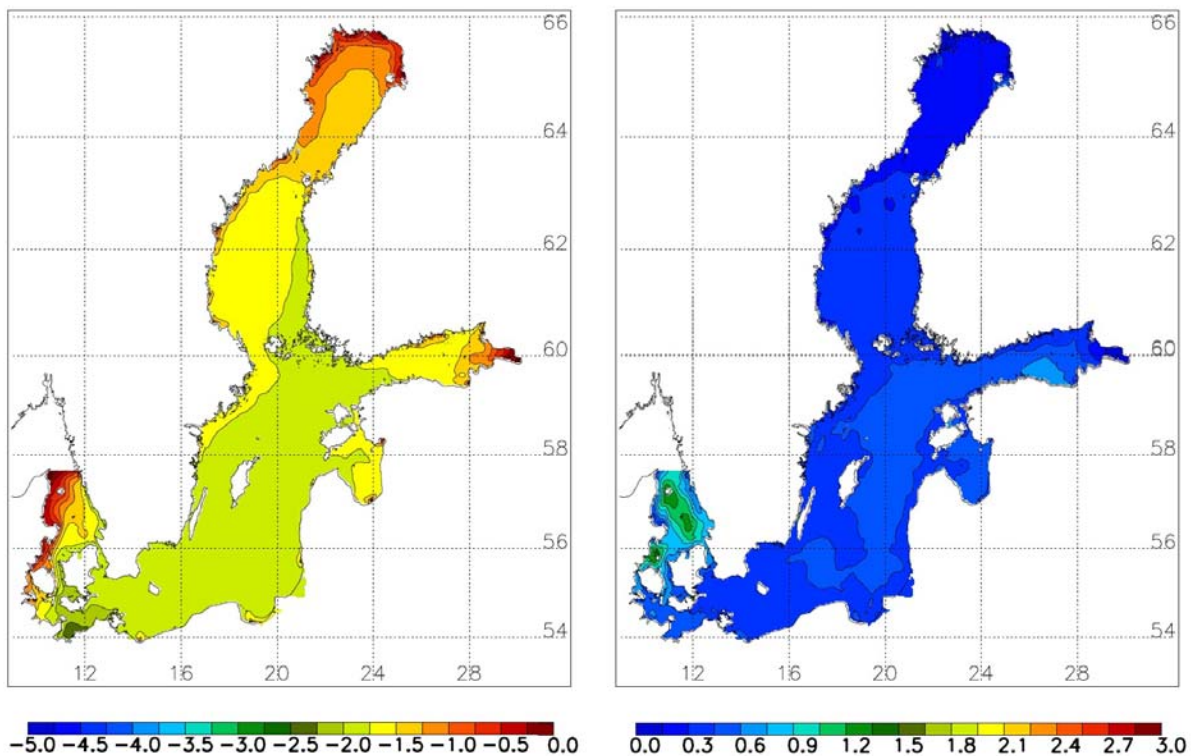


**Joon. 3.1.4.** Ülemine paneel: aastakeskmine jõgede äravool Läänemerre ja selle 4-aastane libisev keskmine; keskmine paneel: 4-aasta keskmine tsonaalse tuule anomaalia Landsortis; alumine paneel: modelleeritud 4-aasta keskmisedsoolsused: korrigeerimata (pidevjoon), arvestades kuukeskmisi sademeid ja jõgede äravoolu (katkendjoon) ja arvestades õhurõhu ja sellest tuleneva tuule muutusi (punktijoon). Varjutatud piirkonnad näitavad positiivse äravooluanomaaliaga perioode, millega kaasneb stagnatsioon (Meier & Kauker, 2003).

Uurides seost atmosfääri suuremõõtmeliste tsirkulatsioonimustrite ja Läänemere aastakeskmise soolsuse vahe näitasid Zorita & Laine (2000), et ligikaudu pool soolsuse variatsioonist on seletatav meridionaalse õhurõhu gradiendiga Põhja-Atlandi piirkonnas, seega läänekaare tuulte tugevusega.

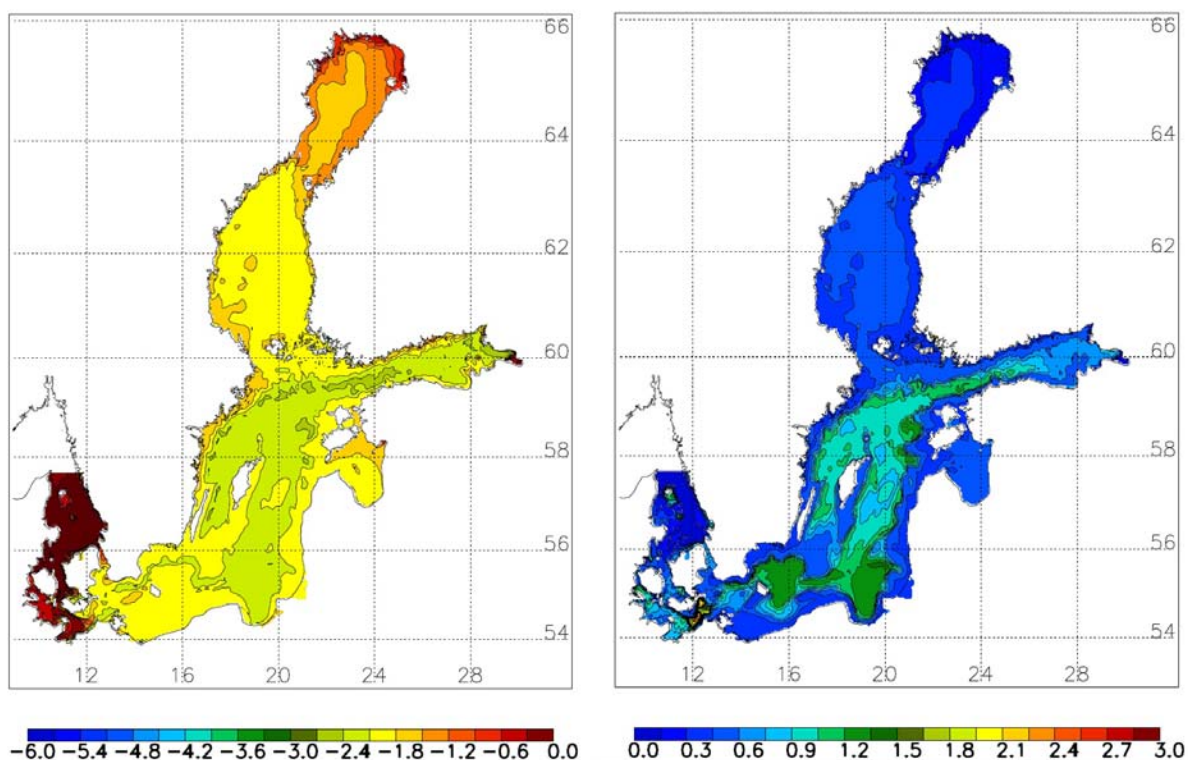
Uurides NAO muutusi ja mageda vee sissevoolu Läänemerre aastatel 1921-1990 ja Läänemere keskosa soolsust aastatel 1953-1990, tõid Hänninen et al. (2000) välja seose NAO ja ilmastikunähtuste vahe Põhjamerele, mis lõppkokkuvõttes avaldasid mõju Läänemere soolsusele. Läänekaare tuuled järgisid NAO muutusi 1-kuise hilinemisega. Magevee sissevool jõgedest Läänemerre hilines NAO suhtes enam kui 2 kuu võrra. Läänemere soolsuses avaldus magevee sissevoolu efekt enam kui 1-aastase hilinemisega ja soolsuse aegridades ilmnis oluline languse trend. Leitud hilinemiste alusel pidasid autorid võimalikuks, et NAO muutuste alusel osutub võimalikuks ennustada mitte ainult okeanograafilisi vaid ka bioloogilise seoseid Läänemeres.

Viimased mudelsimulatsioonid (Meier et al., 2011b) näitavad kõik Läänemere keskmise soolsuse vähenemist 21. sajandi jooksul suureneva mageda vee sissevoolu tõttu.



**Joon. 3.1.5.** Vasak pool: Aasta keskmise pinnavee soolsuse erinevus Läänemeres perioodidel 2070–2099 ja 1969–1998. Parempool: Nelja simulatsiooni suurimad erinevused ( Meier et al., 2011b)

Joonis 3.1.5 näitab, et pinnavee soolsus võib väheneda kogu Läänemere ulatuses. Suurimad muutused leiavad aset Läänemere keskosas ja Botnia lahe kaguosas. Botnia lahe siseosa, Soome lahes ja Kattegatis on muutused väiksemad. Soolsuse sesoonsed erinevused on väikesed. Suurimad lahknevused eri simulatsioonide vahel ilmnisid Kattegati piirkonnas.



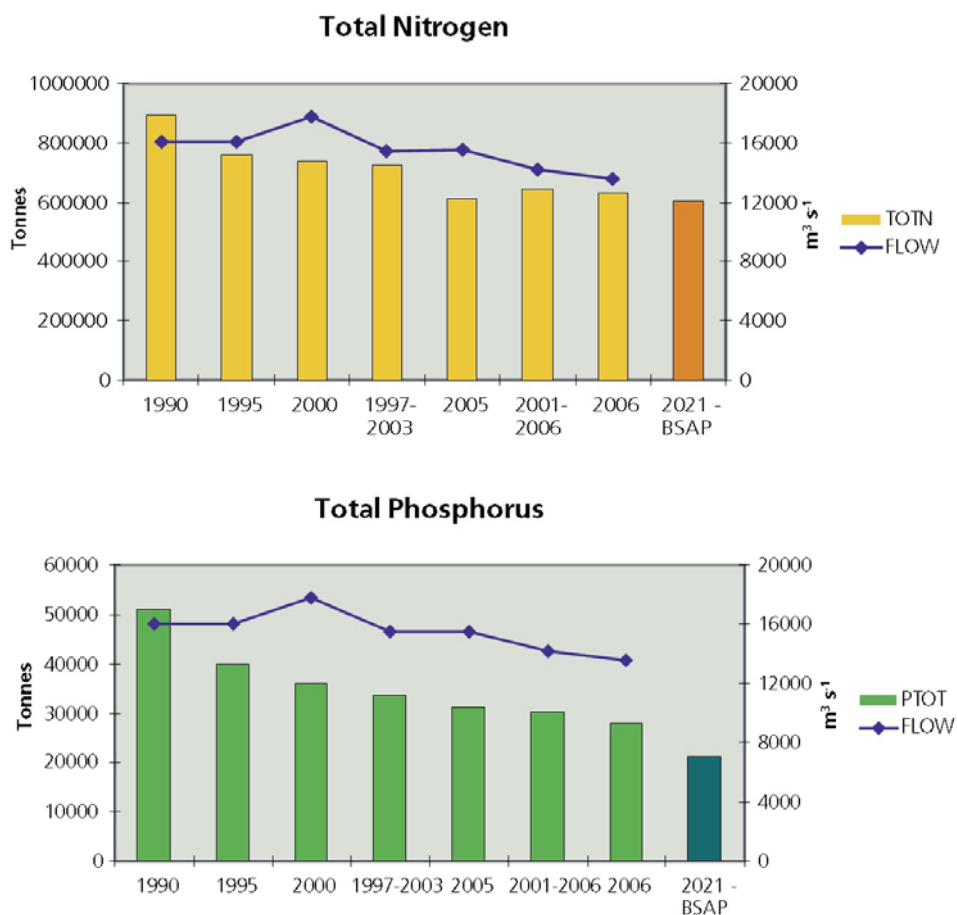
**Joon. 3.1.6.** Vasak pool: Aasta keskmise põhjakihi soolsuse erinevus Läänemeres perioodidel 2070–2099 ja 1969–1998. Parem pool: Nelja simulatsiooni suurimad erinevused ( Meier et al., 2011b)

Põhjalähedase veekihi soolsuses ennustavad mudelid suurimaid muutusi Läänemere keskosas ja Soome lahes (joon. 3.1.6), eriti süviku nõlvadel. Botnia lahes on muutused väiksemad. Põhjakihi soolsuse simulatsioonitulemuste lahknevus on tunduvalt suurem, kui pinnakihi. Eriti suured lahknevused ilmnevad Bornholmi piirkonnas, Gdanski lahes ja piki Gotlandi süviku nõlva. Suurem määramatus põhjakihi soolsuse ennustustes on tingitud halokliini sügavuse võimalikust muutusest.

### 3.1.5. Toiteained

75% Läänemere lämmastikukoormusest ja 95-99% fosforikoormusest tulenevad sissevooludest ja ülejäänud atmosfäärist (Dippner et al., 2008). Soome lahes tuleneb peamine lämmastikukoormus Neeva jõest, Liivi lahes aga Daugavast. Nitraadikontsentratsiooni tõusud ja langused Liivi lahes langevad kokku Daugava vooluhulkade muutustega, mis näitab, Daugavast lähtuv lämmastikukoormus on Liivi lahe peamine lämmastikuallikas (Yurkovskis, 1998) ja üks olulisemaid bioloogiliste muutuste põhjustajaid selles piirkonnas (Dippner & Ikauniece, 2001). Üldlämmastiku ja üldfosfori koormused Läänemerre näitavad viimase 20 aasta jooksul kahanemistendentsi, mis on suures osas tingitud jõgede vooluhulkade vähenemisest sel perioodil (joon. 3.1.7). Üldlämmastiku koormus jääb vaid veidi kõrgemale Läänemere Tegevuskavas kehtestatud suurimast lubatavast koormusest, kuid üldfosfori koormus ületab seda piiri oluliselt (HELCOM, 2009).



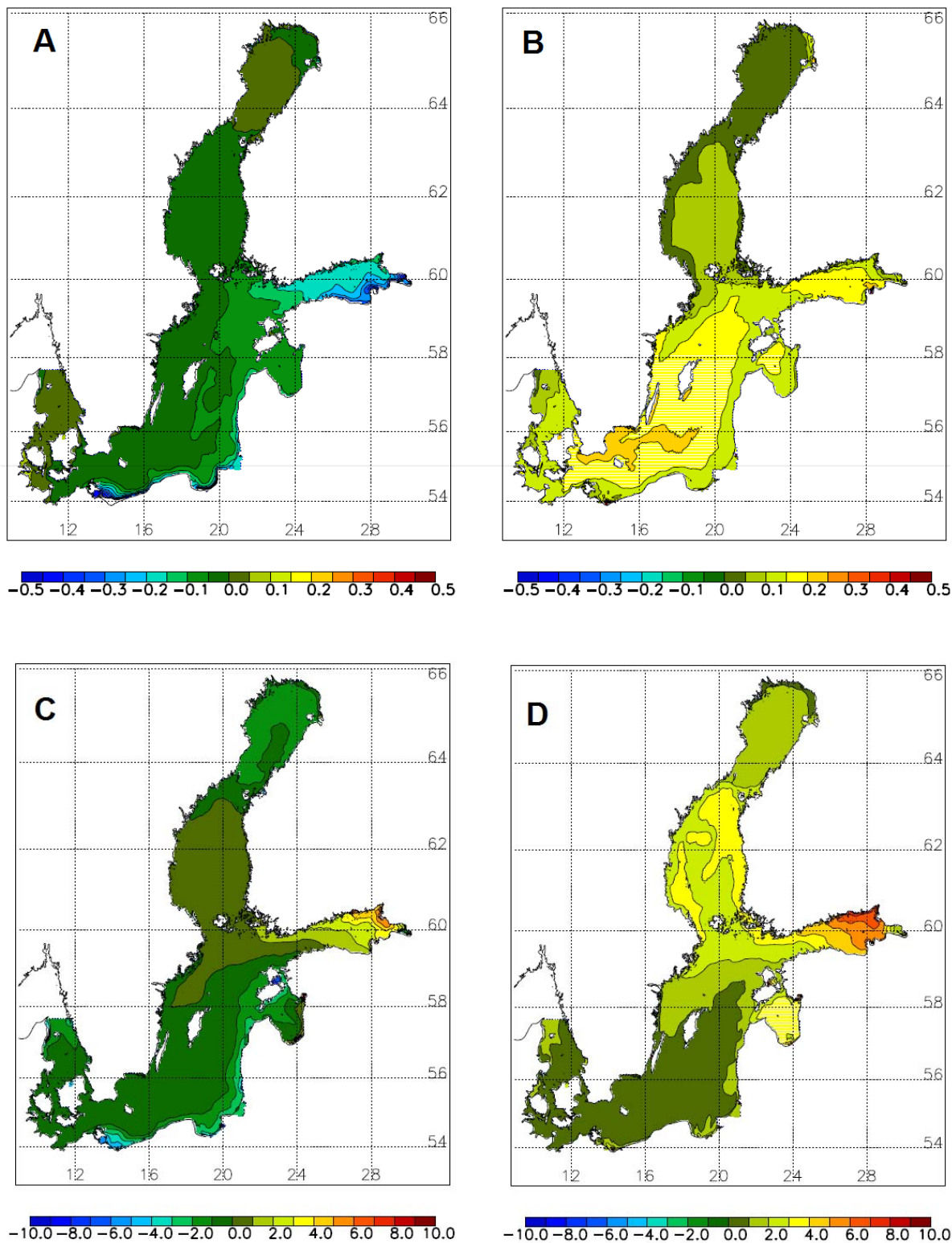


**Joon. 3.1.7.** Jõgedest ja hajureostusest tulenev toiteainete koormus Läänemerele võrreldes Läänemere tegevuskava (Baltic Sea Action Plan, BSAP) poolt lubatavate suurimate koormustega (parempoolsed tulbad). Sinine joon näitab jõgede summaarsed vooluhulka. Allikas: HELCOM, 2009

Kliima soojenemine mõjutab toiteainerežiimi Läänemeres juhul, kui talvine veetemperatuur jääb vee suurima tiheduse temperatuurist (+4°C) kõrgemale. Sel juhul ei toimu sügavat konvektiivset vee segunemist ja vähem toiteaineid kantakse eufotilisse kihti. Setteanalüüsid näitavad, et selline olukord esines keskaegse kliimaoptimumi ajal (Dippner & Voss, 2004). Sademete hulga suurenemisega kaasneb toiteainete koormuse tõus, mis kiirendab rannikumere eutrofeerumist.

Meier et al. (2011b) poolt läbiviidud mudelsimulatsioon, mis lähtus praegusest toiteainekoormuste tasemest näitas, et kuna fosfori vabanemine põhjasettest sõltub hapniku tasemest, suureneb kliimamuutuse mõjul üldiselt väheneva hapniku kontsentratsiooni tingimustes fosfaatide kontsentratsioon pinnakihis. Fosfaadi kontsentratsiooni suuremad tõusud leiavad aset HadCM3 simulatsioonides Läänemere keskosas ja Soome lahes. Kõigi simulatsioonide järgi leiab fosfaatide suurim tõus aset talviti Läänemere keskosa lõunaservas, kuna ennustused Soome lahe kohta on kõige varieeruvad. Kõigis simulatsioonides jääb nitraatide kontsentratsioon pinnakihis muutumatuks või suureneb. Talviti suureneb nitraatide hulk kliima mõjul Soome lahe idaosas ja Liivi lahes. Selle peamiseks põhjuseks on jõgedest lähtuva nitraadikoormuse kasv.

Läänemere Tegevuskava kõigi meetmete rakendamisel toiteainetekoormuse vähendamiseks on võimalik eutrofeerumise trend peatada või tagasi pöörata (joon. 3.1.8).



**Joon. 3.1.8.** Muutused Läänemere pinnakihi mineraalsete toiteainete kontsentratsioonides perioodide 2070–2099 ja 1969–1998 vahel, kui rakendatakse Läänemere Tegevuskava (BSAP) kõiki meetmeid toiteainetekoormuse vähendamiseks. A - fosfaadid ( $\text{mmooli P m}^{-3}$ ), B - nitraadid ( $\text{mmooli N m}^{-3}$ ), C ja D näitavad prognooside lahknevuse ulatust sõltuvalt valitud kliimamudelist. Allikas: <http://baltadapt.eu>. Joonis põhineb artiklil Meier et al., 2011.

Kliimamuutus mõjutab ohtlike ainete levikut, kuid ka nende toimet ja elustiku kohastumisvõimet. Analüüsidest kliima mõju dioksiinide levikule leidsid Assmuth & Jalonen nii võimalikke positiivseid kui negatiivseid mõjusid. Suurenenud tormisuse mõjul võivad vabaneda setetesse kogunenud dioksiinid.

### 3.1.6. Elustik

Läänemeri on maailmas suuruselt teine riimveekogu Musta mere järel. Riimveelise iseloomu tõttu on Läänemeri üsna liigivaene, kuid siiski leidub siin mitmeid olulisi liike ning elupaiku, mis omavad tähtsust nii Euroopa kui ka maailma loodusliku mitmekesisuse tasandil. Läänemere peamised keskkonnaprobleemid on reovee merre laskmisest tingitud eutrofeerumine, võõrliikide levik ja õlireostus.

Läänemere elustik on äärmiselt tundlik survetegurite suhtes, kuna suur osa liikidest ei ole algselt riimvee liigid, vaid pärinevad kas ookeanist või mageveest. Seetõttu elavad nad Läänemeres oma füsioloogilise taluvuse piiril soolsuse suhtes. Palju on ka külmalembeseid liike, mille tõttu temperatuuri tõus paneb proovile nende termilise taluvuse. Olukorras, kus üheaegselt toimuvad soolsuse langus ja temperatuuri tõus, väheneb merelise päritoluga liikide keskkonnasobivus ja eelisolukorda satuvad mageveeliigid. See olukord võib soodustada ka tulnukliikide levikut.

Mitmete ohtlike ainete bioloogiline omastatavus sõltub soolsusest. Mitmed tööd on näidanud, et magedamas vees suureneb mitmetel organismirühmadel metallide omastamine (Wright, 1995; Lee et al., 1998).

Soolsuse suur gradient, mis määrab paljude liikide levikupiirid Läänemeres ja on seega üheks elustikukoosluste peamiseks kujundajaks, raskendab oluliselt vee kvaliteedi hindamist elustiku taksonoomilisel koosseisul põhinevate ühtsete indeksite alusel kogu Läänemere ulatuses (Perus et al., 2007; Zettler et al., 2007; Leonardsson et al., 2009) ja see sunnib riike välja töötama oma rannikuvete soolsuse suhtes kohandatud indekseid.

Euroopa Liidu loodusdirektiivi I lisas on välja toodud olulised elupaigad, mille kaitsmine eeldab spetsiaalsete kaitstavate alade loomist. Eestis esineb antud direktiivis toodud mere-elupaikadest kuus (Kaukver, 2009):

- laiad madalad abajad ja lahed,
- mereveega üleujutatud liivamadalad,
- jõgede lehtersuudmed,
- mõõnaga paljanduvad mudased ja liivased laugmadalikud,
- rannikulõukad ning
- karid.

Lisaks kuuluvad siia ka Läänemere kesk- ja põhjaosa väikesaared ning laiud.

Enim leidub nimetatud elupaikadest Eesti rannikumeres liivamadalaid, mis on koondunud peamiselt Lääne-Eesti rannikumere ning Väinamere piirkonda. Liivamadalaid iseloomustab kõrgemate taimede, sh. merihein, penikeeled, hanehein jt. esinemine. Võrdlemisi levinud elupaigatüübiks on ka karid. Neid leidub nii rannikuäärsetes kohtades (nt. Vormsi lääne- ja põhjarannik, Saaremaa läänerannik, Pakri saarte ümbrus) kui ka avamere piirkonna madalatel (Neugrund, Apollo jne). Rannikulähedaste karide madalamatel sügavustel on iseloomulikud mitmeaastase pruunvetika põisadru kooslused, kuid enam avatud piirkondades mitmeaastased taimed üldjuhul puuduvad ning iseloomulik on söödava rannakarbi ja niitjate vetikate domineerimine. Laiad ja väiksemad madalad lahed (abajad), rannikujärved (lõukad) ning

suures osas ka pagurannad esinevad vaid Lääne-Eesti (ja saarte) rannikumeres. Ainsana on jõe lehtersuudmeala ehk estuaari staatuses Matsalu laht. Kõigis neljas viimati nimetatud elupaigas on üheks iseloomulikuks jooneks kõrgemate taimede ning mändvetikate esinemine.

### **3.1.6.1. Bakterid**

Veebakterid vahendavad mitmeid orgaanilise aine lagunemisega seotud aeroobseid ja anaeroobseid protsesse ning on üheks toiteaineringete põhilüliks. Toiduahelas kasutavad baktereid peamiselt nanoflagellaadid ja ripsloomad.

Tulenevalt fotosünteesi ja hingamise erinevast temperatuurisõltuvusest stimuleerib temperatuuri tõus bakterite kasvu tugevamini kui primaarprodutsente (fütoplanktonit jt. taimi). Seetõttu suureneb eutroofsetes vetes temperatuuri tõustes bakterite ja fütoplanktoni hulkade suhe (Laws, 2003). Sellise tõusu puudumine oligotroofsetes vetes võib olla tingitud lagundatava substraadi puudusest. Heterotroofse aktiivsuse kasv võib tähendada, et orgaanilist ainet settib vähem. Anaeroobses tsoonis võivad intensiivistuda denitrifikatsioon ja anammox, mis viivad lämmastiku eraldumisele veest gaasilise lämmastikuna.

Bakterite kiire temperatuurikohastumise tõttu ei saa lühiajalistest katsetest teha kaugeleulatuvaid järeldusi. Võttes kokku olemasolevat teavet temperatuuri otsesest mõjust veebakteritele, pidasid Dippner et al. (2008) selle tähtsust kogu Läänemere ökosüsteemile üsna väikeseks võrreldes muutustega, mida toovad kaasa temperatuurist ajendatud muutused vee segunemisrežiimis, orgaanilise aine transpordis ja settimises.

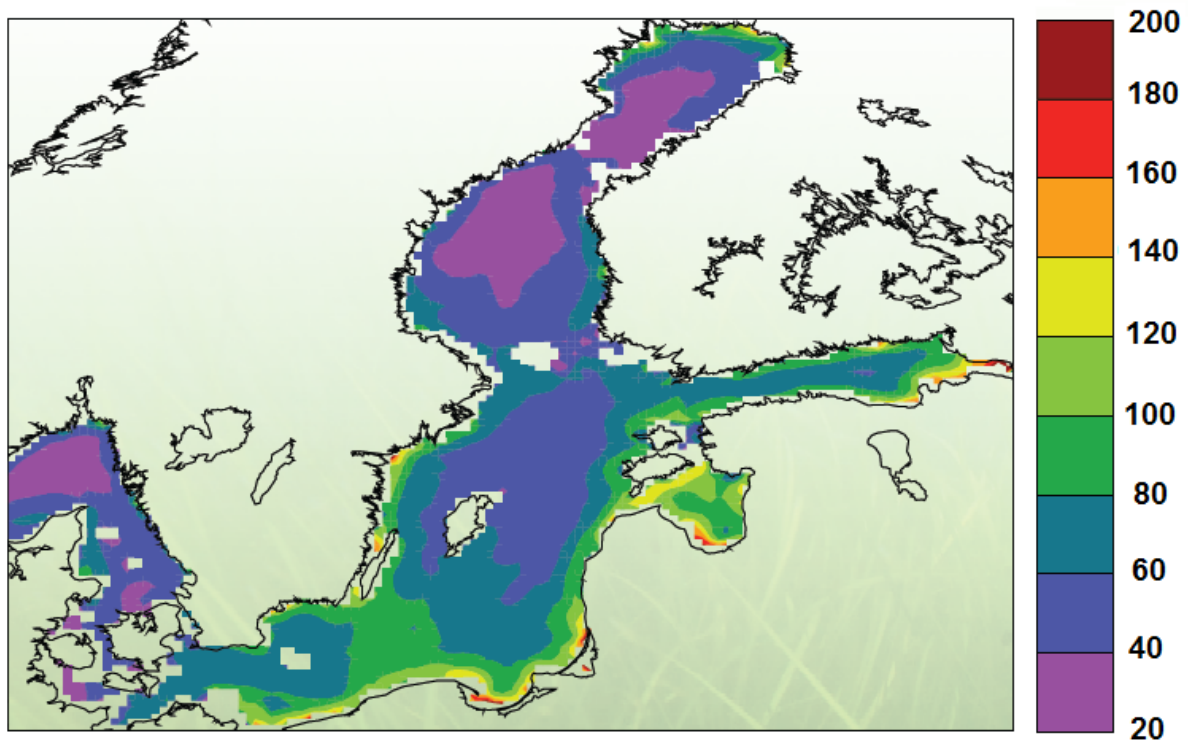
### **3.1.6.2. Fütoplankton**

Eesti rannikumeri on üks kõrgeima fütoplanktoni produktsiooniga piirkondi Läänemeres (joon. 3.1.9). Kliima mõjutab fütoplanktoni kasvuteguritest kõige enam toiteaineid: lämmastiku kättesaadavust eelkõige jõgede äravoolu kaudu, fosfori kättesaadavust aga muutuste kaudu põhjalähedase veekihi hapnikuga varustatuses. Viimane sõltub talvise temperatuuri poolt kontrollitud konvektiivsest segunemisest ja veevahetusest Taani väinade kaudu. Temperatuuril on fütoplanktoni kasvu stimulaatorina suhteliselt väike tähtsus, kuid kuna erinevatel liikidel on erinev temperatuurioptimum, võib temperatuuri tõus tuua kaasa muutusi liigilises koosseisus. Kaudselt mõjutab temperatuur fütoplanktonit vee termilise kihistumise kaudu, kuna mõned vetikarühmad, näiteks ränivetikad, vajavad vee segunemist hõljuvas olekus püsimiseks, tsüanobakterid e. sinivetikad eelistavad aga stabiilset veesammast.

Aastatel 1988/89 toimunud veetemperatuuri hüppelise tõusu järel (vt. tabel xx) lakkasid Läänemere keskosas tüüpilised kevadised ränivetikaõitsengud. Selle põhjusena oletasid Wasmund et al. (1998) ränivetikate veesambas püsimiseks vajaliku konvektiivse segunemise puudumist. Ränivetikate asemel pääsesid kevadises planktonis võimule dinoflagellaadid, kes eelistavad stabiilset veesammast. Tsüanobakterite suviste õitsengute intensiivsus saavutas Läänemere avaosas oma tipu 1970ndate aastate lõpul, kuid on oluliselt kasvanud nii Soome kui Liivi lahes (Kahru et al., 2000; Suikkanen et al., 2007; Balode et al., 1998). Dippner et al. (2008) hinnangu järgi võib kliimaatilistel teguritel olla suurem tähtsus tsüanobakterite õitsengute muutlikkusele kui eutrofeerumisel. Tugevad õitsengud kujunevad vaid vee temperatuuril üle 16°C, kui summaarne kiirgus ületab 120 W m<sup>-2</sup> ja keskmine tuule kiirus on alla 6 m s<sup>-1</sup> (Wasmund, 1997). Kasina päikesepaiste kestusega aastatel 1985-88 veeõitsenguid ei toimunud (Kahru et al., 1994). Tuul võib lõpetada *Nodularia spumigena* õitsengu, kuid

mõjutab vähem teise veeõitsenguid põhjustava liigi, *Aphanizomenon*, kasvu (Stal et al., 2003). Seetõttu on tuulel väga oluline tähtsus potentsiaalselt mürgise *Nodularia* ja mittemürgise *Aphanizomenon*'i vahekorra kujunemisel. Uurimused Soome Lahes Loviisa saarestikus näitasid, et Loviisa tuumaelektrijaama jahutusvetest tingitud veetemperatuuri tõus pikendas vegetatsiooniperioodi ja soodustas eriti *Aphanizomenon*'i kasvu, milleks vajaliku eelduse andis kõrge fosfori tase (Ilus & Keskitalo, 2008).

Jaanus et al. (2011) analüüsisid fütoplanktoni muutusi Läänemeres põhja-lõuna suunalises gradiendis kahe aastakümne jooksul (1990–2008). Vaadeldi 30 taksonoomilise üksuse muutlikkuse seoseid keskkonna muutustega. Fütoplanktoni üldbiomass ja eriti tsüanobakterite biomass suurenesid Põhjalahes ja Soome lahes. Tsüanobakterite sesoonne areng neis piirkondades nihkus selle aja jooksul varasemaks. Suvise fütoplanktoni kooslusi mõjutasid keskkonnategurites kõige enam temperatuur. Autorid ennustasid, et kliima soojenemine toob kaasa piirkonnaspetsiifilisi muutusi fütoplanktoni kooslustes, mis omakorda mõjutavad kogu Läänemere ökosüsteemi talitlust.



**Joon. 3.1.9.** Fütoplanktoni praegune primaarproduktioon Läänemeres (gC m<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup>) Allikas : <http://baltadapt.eu>. Joonis põhineb artiklil Wan et al., 2011)

Veeõitsengute tekkemehhanismide suhtes Läänemeres ei ole siiski veel lõplikku selgust. Nii näiteks sõltus Janssen et al. (2004) poolt tehtud arvutisimulatsiooni järgi veeõitseng fosfaadi kättesaadavusest pinnakihi, mille määras talvise segunemise sügavus ja süvavee kerke püsivus. Viimane omakorda sõltus talvisest NAO indeksist. Kõrge NAO indeksiga kaasnevad pehmemad talved ja läänekaare tuulte tugevnemine, mis põhjustavad jääkatte vähenemist, sügavamad vee segunemist ning süvavee kerget, mis toob fosfori pinnakihti ja loob eeldused suvise veeõitsengu tekkeks. Vastupidiselt väitsid Kuparinen & Tuominen (2001), et tormistel talvedel seostub fosfor resuspendeeritud osakestega ja kantakse settesse. Samad autorid näitasid, et soolase vee sissetung tõstab nitraatide taset, kuid vähendab fosfaatide taset, pidurdades sel moel veeõitsengute teket.

Kui seni piiravad fütoplanktoni kasvu Läänemeres toiteained ja valgus, võib Dippner et al., (2008) arvates tulevikus ka CO<sub>2</sub> kättesaadavus hakata vetikate kasvu piirama, eriti eutrofeerunud piirkondades. Antropogeenne CO<sub>2</sub> tõus võib nendes mere osades primaarproduksiooni suurendada. Samuti soodustavad happelised sademed CO<sub>2</sub> kättesaadavust, kuna madalama pH juures nihkub karbonaatne tasakaal CO<sub>2</sub> suunas. Suurenev primaarproduksioon mõjutab pH-d aluselisuse poole. Kui mere hapestumisest tingitud pH kahanemine saab ülekaalu primaarproduksiooni poolt tingitud pH tõusust, võib see kahandada tsüanobakterite konkurentsivõimet, kuna nad ei talu happelist keskkonda, ja mõned teised fütoplanktoni rühmad, näiteks ränivetikad, võivad saada eelise.

Soojenemine pidurdab otseselt külmalembeste liikide (näiteks kevadist veeõitsengut põhjustavate ränivetikate *Thalassiosira levanderi*, *Pauliella taeniata* ja *Chaetoceros* spp.) arengut ja soodustada soojalembeste liikide (nagu veeõitsenguid põhjustav toksiline tsüanobakter *Nodularia spumigena*) arengut. Soojemate vete liigid võivad tungida Läänemerre ja tõrjuda välja kohalikke liike. Lühenev jääkatte kestus ja veesamba varasem kihistumine nihutab kevadise ränivetika puhangu varasemaks, mis võib mõju avaldada zooplanktonile ja seeläbi kogu toiduahelale. Nii kõrgem temperatuur kui suurem mageda vee sissevool jõgedest tugevdavad veesamba kihistumist. Pindmisemaks muutuv segunemine suurendab segunenud kihi keskmist valgustatust ja see võib suurendada vetikaproduksiooni (Doney, 2006). Teisalt piirab tugevam kihistumine toiteainete, vetikatsüstide ja lahustunud gaaside transporti pidurdades nii vetikate kasvu. Kindlasti soodustab see olukord tsüanobakterite poolt põhjustatud veeõitsenguid, mis vajavad pinnakihti kogunemiseks stabiilset veesammast ja suudavad vajaliku lämmastiku saada atmosfäärist.

Tuul mõjub neile protsessidele vastupidises suunas. Tuule tugevnemisest ja jääkatte vähenemisest tingitud turbulentsse segunemise tugevnemine võib kompenseerida soojenemisest ja magedumisest tingitud veesamba suuremat stabiilsust. See võib soodustada ränivetikaid ja alla suruda tsüanobakterite õitsenguid, eriti kui süvakerge toob pinnakihti CO<sub>2</sub> rikast ja madale pH-ga vett.

Suurenev magevee sissevool Läänemere põhjapoolses osas ja vähenev soolase vee sissetung Põhjamerest langetavad stabiilse soolsuse hüppekihi (halokliini) suurematesse sügavustesse. See laiendab talviti põhjani segunevat mere ala ka rannikumere väljapoole süviku nõlvadele. Laienev aeroobsete setete ala seob täiendavalt fosforit ja vabastab nitraate, mis võib viia N:Si ja N:P suhete suurenemisele, mis mõjub pärssivalt nii ränivetikatele kui õhulämmastikku siduvatele tsüanobakteritele. Jätkuv antropogeenne eutrofeerumine suurendab veelgi N:Si suhet, mis pidurdab ränivetikate arengut ja annab konkurentsieelise vaguviburvetikatele e. dinoflagellaatidele. Vähenev soolsus võimaldab järjest suuremal arvul magevee fütoplanktoni liikidel Läänemeres kanda kinnitada.

Temperatuur avaldab kaudset mõju fütoplanktonile ka zooplanktoni toitumisaktiivsust stimuleerides. Pikaajalised muutused päikesekiirguses on teiste tegurite muutlikkusega võrreldes niivõrd väikesed, et nende mõju võib jätta arvestamata. Tuulel on suur tähtsus tingimuste kujundajana madalates rannikumere piirkondades, kus põhjasetete segamisest sõltub toiteainete kättesaadavus ja valgusolud. Et tuulte toimet mõjutab jää olemasolu või puudumine, tuleb talviseid tuuli vaadelda koos temperatuuri ja jääolude muutustega.

Fütoplanktonis toimuvate muutuste ennustamiseks aastani 2099 kasutasid Meier et al. (2011b) 16 mudelsimulatsiooni, kus neli kliimastenaariumi (2 globaalset tsirkulatsiooni mudelit

HadCM3 ja ECHAM5 x 2 KHG emissioonistsenaariumi) olid kombineeritud nelja koormuse stsenaariumiga:

- **REFerence (REF)** lähtus praegusest jõgede poolt ja atmosfäärist lähtuvast toiteainekoormusest;
- **Current LEGislation (CLEG)** järgi olid jõgede koormused kehtivaseadusandlusega (EL reoveedirektiiviga) vastavusse viidud ja atmosfäärne N-koormus 25% vähendatud;
- **Baltic Sea Action Plan (BSAP)** järgi vähendati jõgede koormusi HELCOM-i (2007) nõuete järgi ja atmosfäärset koormust 50%;
- **Business As Usual (BAU)** nägi ette põllumajanduse eksponentsiaalset kasvu kõigis Läänemere maades ja praegust atmosfäärse koormuse taset.

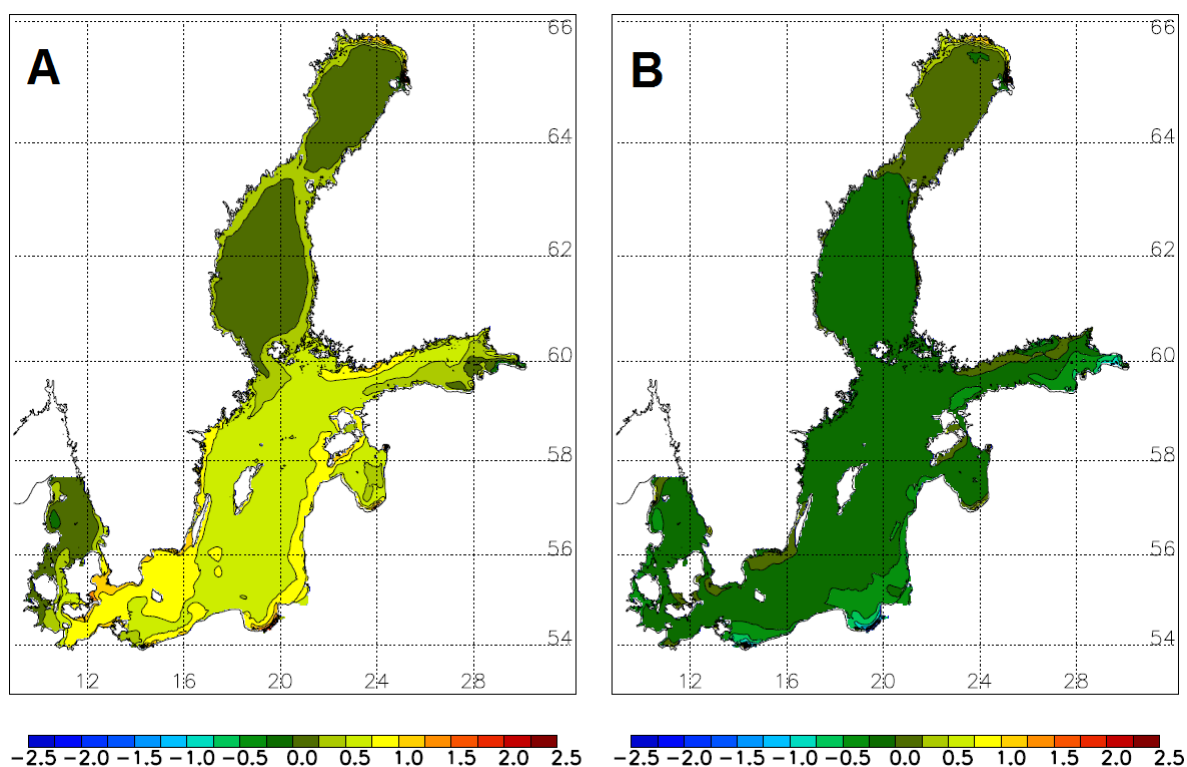
**REF stsenaariumi** järgi mõjutab talvine nitraatide ja fosfaatide hulga kasv kevadist ja suvist veeõitsengut. Kevadel kasvab eriti viburvetikate hulk Läänemere keskosa idaservas ning Liivi ja Soome lahes, kusjuures ränivetikate hulk muutub vähe. Suvel ja sügisel kasvas kõigis simulatsioonides tsüanobakterite hulk Läänemere keskosa lõunaservas. HadCM3 simulatsioonides kasvas tsüanobakterite õitsengute intensiivsus ka Soome lahes.

**CLEG stsenaariumi** järgi väheneb põhjakihi hapnikusisaldus peaaegu kõikjal, kui võtta aluseks HadCM3 mudel. Selle tagajärjel tõusis meres fosfaatide sisaldus. ECHAM5 simulatsioonid aga näitasid hapnikusisalduse kasvu, eriti Soome lahes. Kahe stsenaariumi puhul, kus eeldati tuule tugevnemist Läänemere keskosas (ECHAM5-A1B1 ja ECHAM5-A2), suurenes hapnikusisaldus halokliini laskumise tõttu ka süviku nõlvadel, mis tõi kaasa suurimad muutused nitraatide kontsentratsioonid Soome ja Liivi lahes. Fütoplanktoni ja selle rühmade biomassi muutused olid kõigis simulatsioonides suhteliselt väikesed. Simulatsioonide keskmisena näitas fütoplanktoni hulk väikest kasvu 21. sajandi lõpuks ja vee läbipaistvus kahanemist. Läbipaistvuse suurimaid, 1 meetrini küündivaid muutusi, näitasid HadCM3 simulatsioonid.

**BSAP stsenaariumis** vastandub kliimamuutus Läänemere tegevuskava (Baltic Sea Action Plan, BSAP) toimele (joon. 3.1.10). Selle tulemusena on põhjalähedase hapnikukontsentratsiooni muutused väikesed. Nagu eelmise stsenaariumi puhul, suureneb hapnikusisaldus ECHAM5 simulatsioonides Soome ja Liivi lahes ning ECHAM5-A1B1 and A2 simulatsioonides toimub suurim hapniku tõus süvikute nõlvadel halokliini laskumise tõttu. Seega, sõltuvalt kliima stsenaariumist, ei pruugi Läänemere tegevuskava oluliselt parandada Läänemere seisundit. Kui HadCM3 simulatsioonid näitavad vaid väikesi muutusi toiteainete kontsentratsioonides, siis ECHAM5 simulatsioonid ennustavad Soome lahe pinnakihi fosfaatide langust ja nitraatide tõusu. Kevaditi väheneb kõigi simulatsioonide kohaselt ränivetikate hulk Läänemere keskosa idaservas ja Soome lahes ja samas suureneb viburvetikate biomass. Tsüanobakterite hulk kas veidi suureneb (HadCM3) või jääb praktiliselt muutumatuks (ECHAM5). Ränivetikate hulga vähenemise tõttu üldine fütoplanktoni biomass ECHAM5 simulatsioonides kevaditi väheneb. Suviti näitavad HadCM3 simulatsioonid tsüanobakterite hulga suurenemise tõttu väikest üldise biomassi kasvu. Neile ennustustele vastavalt suureneb Secchi ketta nähtavus kevaditi kuni 1 m võrra ja kahaneb suviti kuni poole meetri võrra.

**BAU stsenaarium**, mis näeb ette põllumajanduse eksponentsiaalset kasvu, võimendavad kliimamuutus ja koormuse kasv vastastikku oma toimeid. Selle tagajärjel väheneb oluliselt põhjalähedase veekihi hapnikusisaldus, tõusevad pinnakihi fosfaatide ja nitraatide kontsentratsioonid ja suur tõus ilmneb nii kevadistes kui suvistes veeõitsengutes. Secchi ketta nähtavus väheneb Läänemere kaguosas enam kui 2,5 meetri võrra.





**Joon. 3.1.10.** Modelleeritud muutus fütoplanktoni aastaproduksioonis 30-aastaste perioodide 2070–2099 ja 1969–1998 vahel. A – toiteainekoormusi muutmata (REF stsenaarium) ja B – rakendades Läänemere Tegevuskavas ette nähtud koormuse vähendamise meetmeid. Allikas: <http://baltadapt.eu>. Joonis põhineb artiklil Meier et al., 2011.

### 3.1.6.3. Zooplankton

Eesti mere elupaigad erinevad mesozooplanktoni struktuuri poolest. Ojaveer et al. (1998) järgi valitsevad Läänemere avaosas eurühaliinsed, eurütermised boreaalsed liigid. Madalama soolsusega kohastunud liigid on arvukad Soome ja Liivi lahe pinnakihis ning jääaja reliktid ja merelise päritoluga liigid asustavad sügavamaid veekihte. Mageveeliigid on olulisel kohal Soome lahe idaosas. Sesoonne tsüklil põhjustab suuri kõikumisi zooplanktoni arvukuses, biomassis ja ruumilises jaotuses. Suurimad zooplanktoni biomassid ja planktonoiduliste kalade hulgad esinevad suviti intensiivse süvaveekerke piirkondades. Andmed näitavad, et planktonoidulised kalad võivad zooplanktoni hulka paiguti oluliselt mõjutada. Pikaajalised muutused aerjalaliste (Copepoda) liikide arvukuses sõltuvad peamiselt soolsuse ja temperatuuri muutustest, eriti nende levila piirialadel. Mõnedes rannikulahtedes võib aerjalaliste arvukuse kõrvalekaldeid seostada reostusega. Liivi lahe madalamates osades on tähtsa koha pelaagilises toiduahelas hõivanud ponto-kaspia päritoluga *Cercopagis pengoi*, kes on suviti tähtsal kohal planktonoiduliste kalade toidus.

Läänemeres on zooplanktoni pikaajalisi muutusi seostatud muutustega soolsuses (Ranta & Vuorinen, 1990), eutrofeerumisega (Vuorinen & Ranta, 1988), temperatuuriga (Viitasalo et al., 1995), kalade toitumissurvega (Rudstam et al., 1994) ja tulnukliikidega (Ojaveer et al., 2004). Mitmed tööd (Hänninen et al., 2003; Möllmann et al., 2005) viitavad kliima kaudsele mõjule zooplanktoni suhtes. Hansson et al. (2010) uurisid 7 zooplanktoni rühma seoseid talvise NAO indeksiga Läänemere rannikuvetes ja leidsid kõige enam usaldusväärseid positiivseid seoseid kevadise ja varasuvise zooplanktoni arvukusega. See kinnitas seisukohta,



et talvine ja varakevadine ilmastik mõjutab oluliselt varasuvise zooplanktonikoosluse arengut ja et pehmete talvede järel on zooplanktonit rohkem.

Soolase vee sissetungiga Läänemerre kaasnes mitmete neriitiliste<sup>1</sup> aerjalaliste leviala laienemine põhja poole. Lumberg & Ojaveer (1991) olid esimesed, kes näitasid seost aerjalalise *Pseudocalanus acuspes* arvukuse ja suurenenud soolsuse vahel, mis oli pöördvõrdeline mageda vee sissevooluga Soome lahte. Nad jõudsid järeldusele, et kliimaperioodide vaheldumine peegeldub keskkonnategurite muutlikkuse kaudu Soome lahe kogu pelaagilises toiduahelas. Kuna kliimamuutus toob eeldatavasti kaasa magevee sissevoolu suurenemise Läänemerre, võib selle tagajärjena oletada ka neriitiliste aerjalaliste levila ahenemist. Selle füsioloogiline mehhanismina on Dippner et al. (2008) välja pakkunud neriitiliste liikide osmootilist eelist soolasemas vees.

Soolsuse muutuse kõrval on teiseks suurimaks ennustatud muutuseks temperatuuri tõus, mis mõjutab eelkõige madalama soolsusega kohastunud liike mere pinnakihis ja estuaari liike, kelle puhul võib tõenäoliselt eeldada produktiivsuse tõusu. Kuna temperatuur ja valgus mõjuvad zoo- ja fütoplanktoni paljunemisele erinevalt, oletavad Dippner et al. (2008) võimalike mittevastavuste teket fütoplanktoni produktsiooni ja zooplanktoni toiduvajaduse ajastuses.

Keskkonnategurid mõjutavad ka aerjalaliste mõõtmeid, mis on kalade toitumise seisukohalt oluline parameeter. Põllupüü ja Simm (2006) näitaid, et madalas ja eutrofeerunud Pärnu lahes, kus keskkonnatingimused erinevad oluliselt teistest Läänemere osadest, oli aerjalalise *Eurytemora affinis* mõõtude sesoonne varieeruvus tingitud eeskätt veitemperatuuri muutusest, aastatevahelised mõõtude erinevused aga toitumistingimustest.

#### **3.1.6.4. Põhjaelustik**

##### *Põhjaloostik*

Riimveelist lühikese ajalooa Läänemerd iseloomustab liigivaene põhjaloostik ja ka põhjakoosluste funktsionaalne mitmekesisus on väga väike – mere magedamas põhjaosas esineb vaid mõni toitumisrühm ja iga toitumisrühm on tihti esindatud vaid ühe või kahe liigiga. Seetõttu on koosluste ökoloogiline puhverdusvõime väga madal ning ühe liigi kadumine võib tähendada terve funktsiooni kadumist ja seeläbi kogu koosluse olulist funktsionaalset vaesumist (Lauringson, 2005).

Soolsus on tähtsal kohal põhjakoosluste koosseisu kujundamisel ja soolsuse gradient määrab ühelt poolt mereliste ja teiselt poolt mageveeliikide leviku ulatuse Läänemeres (Bonsdorff & Pearson, 1999). Teisalt on põhjaloostiku liigid erinevalt jaotunud sügavustsoonide vahel. Suuremas osas Eesti rannikuvetest, mis jäävad halokliinist kõrgemale, on suhteliselt rikkalik põhjaelustik, püsivast halokliinist allapoole jääb aga põhjaloostimadeta tsoon. Üleminekutsoonis levivad üksikud bentilis-pelaagilised liigid. Rannikumere madalamates osades on eutrofeerumise tagajärjel põhjaloostimade biomass 4-5-kordistunud eelkõige tänu suurte limuste *Mytilus edulis/trossilus* ja *Macoma baltica* arvukuse kasvule (Dippner et al., 2008).

---

<sup>1</sup> Neriitiline vöönd (ka neriitiline pelagiaal, neriitiline ala) on maailmamere ökoloogiline horisontaalne sügavusvöönd, mis ulatub mõnavee alapiirist mandrilava ääreni (umbes 200 m sügavuseni).

Eesti Rannikumere ökosüsteemid on väga dünaamilised ja neid iseloomustab suur füüsikaliste häiringute sagedus (Herkül, 2010). Tormilainetus ja jää liikumisega kaasnev kulutus- ja kuhjetegevus on kõige olulisemad looduslikud häiringud madalas vees. Mehhaaniliste häiringute ulatus pehme põhjaga madala rannikumere kooslustes ulatub mõninede taimede või loomade kaldale heitmisest kuni tervete koosluste hävimiseni.

Üha enam kasutatakse veekogude seisundi hindamiseks elustiku koosseisul põhinevaid indekseid, kuid ei ole teada, kui palju need peegeldavad antropogeenseid muutusi ja kui palju kliimaatilist varieeruvust. Eesti riiklikus seireprogrammis on kasutusel kolm põhjaelustikul põhinevat indeksit (Marksoo, 2008):

- ZKI – zoobentose koosluse indeks, mis sobib kasutamiseks pehmetel ja liivasegustel setetel;
- KPI – kiviste põhjade indeks, mis lähtub (1) herbivoorsete selgrootute ja niitjate vetikate standardiseeritud biomassi suhtest ja (2) koefitsiendist, mis arvestab eutrofeerumisest tingitud liigilise mitmekesisuse langust ja veekogumi eripära;
- FDI – fütobentose vööndi elupaigalise mitmekesisuse indeks.

Lauringson et al. (2011) võtsid oma töös vaatluse alla erinevate tegurite mõju ZKI indeksile, mis on välja töötatud ökoloogilise seisundi hindamiseks Läänemere kirdeosas. Nad leidsid, et kliima (temperatuur, tuul ja soolsus) ja eutrofeerumine (N ja P koormus) mõjutasid indeksi väärtusi peaaegu võrdsetes osades ja kirjeldasid üheskoos ligikaudu 65% indeksi varieeruvusest. Indeksi käitumist mõjutas ka põhja geomorfoloogia, mistõttu tema väärtused olid koredatel põhjadel eutrofeerumisest vähem sõltuvad ja ilmutasid suuremat kliimasõltuvust järskuldel nõlvadel. Tulemused näitasid, et seisundi hinnangus tuleb arvesse võtta kliimaatilisi ja geomorfoloogilisi tingimusi, kuna nende ignoreerimisel või andmete puudumisel nende kohta võivad hinnangud osutuda ekslikeks.

Nagu eelpool mainitud, on soolsuse gradient äärmiselt oluline tegur riimveelistes ökosüsteemides, mis mõjutab ka põhjaelustikul põhinevate vee kvaliteedi indeksite kasutust. Läänemere erinevate piirkondade erinevast soolsusest ja sellele vastavalt erinevast koosluste koosseisust tingitud raskustele lisandub nn. *estuaari kvaliteedi paradoksi* mõju (Elliott & Quintino, 2007; Dauvin, 2007), mis põhineb asjaolul, et keskkonnas, mis on tugeva loodusliku muutlikkuse surve all, on raske eristada inim mõjust tingitud surveid, kuna mõlemad põhjustavad ühtviisi stressi taluvate liikide osakaalu tõusu.

### *Põhjataimestik*

Merihein (*Zostera marina*), penikeeled (*Potamogeton* spp.) ja mitmed mändvetika liigid (*Chara aspera*, *C. canescens*) on tähtsaimad edifikaatortaimed (ladina sõnast aedificator 'ehitaja') ehk keskkonna moodustajad pehmetel põhjadel Läänemere põhjaosa madalaveelistel aladel (Hansen et al. 2010), samas kui põisadru (*Fucus vesiculosus*) ja teised makrovetikad domineerivad kõvadel põhjadel (Norling & Kautsky 2008). Agarik (*Furcellaria lumbricalis*) on üks väheseid põhjaparasvõtme makroskoopilisi punavetikaid, kes on suutnud tungida ka madala soolsusega Läänemerre. Põhjale kinnitunud agarik on levinud kõigil suurematel merealadel Eesti territoriaalmere ulatuses, kuid lahtine agarikuvorm moodustab omapärase koosluse, mis kasvab ainult Väinameres (Kersen et al., 2009). Edifikaatortaim mõjutab ja määrab oluliselt ka teiste taimede kasvutingimusi vaadeldavas koosluses ning pakub elupaiku, varjevõimalusi ja toitu loomadele.

Läänemere madalate rannikumere piirkondade põhjataimestiku kooslusi mõjutavad eelkõige substraadi kvaliteet, valguse kättesaadavus ja lainetus. Muude tegurite hulgas, mis mõjutavad põhjataimestiku koosluste levikut ja struktuuri on nimetatud soolsust, sedimentatsiooni, jää kahjustavat toimet ja eutrofeerumise taset (Kotta et al., 2000).

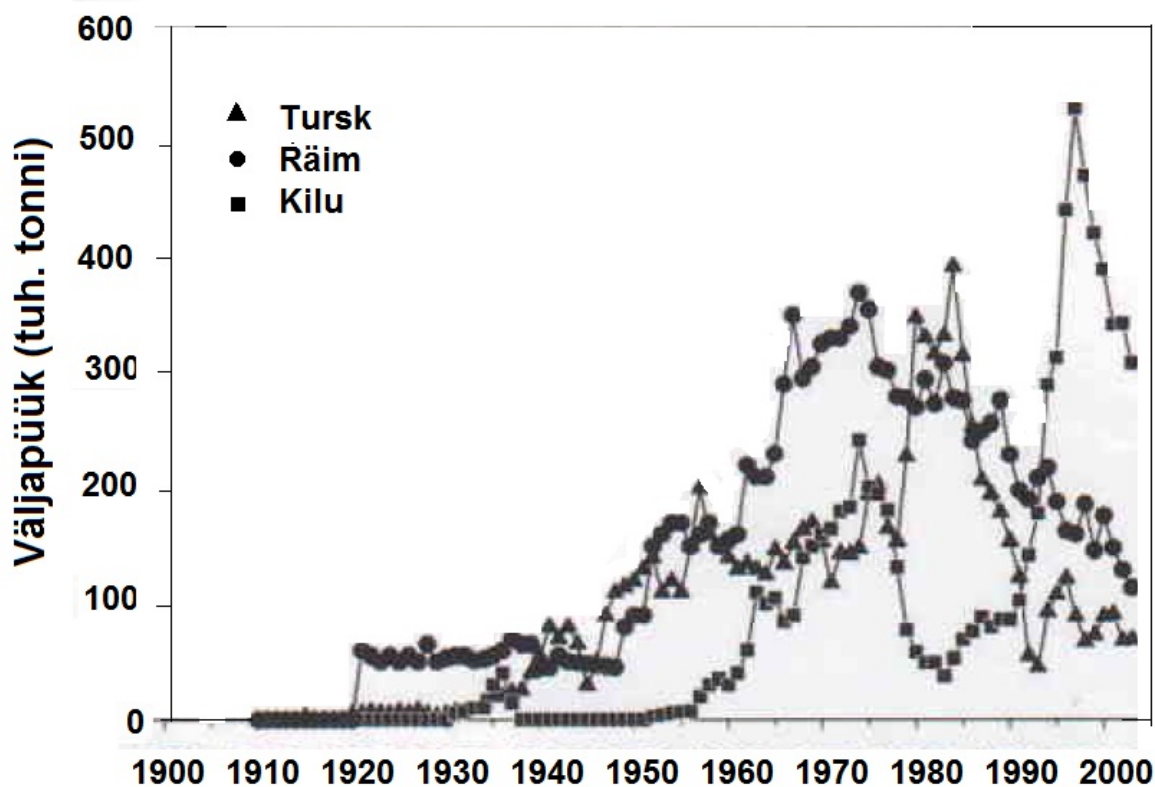
Kliimamuutus suurendab tõenäoliselt keskkonnasurve taimedele ja seda nii temperatuuristressi, fütoplanktoni ja niitvetikate vohamisest tingitud valgusolude halvenemise (Baltadapt, 2011) kui ka tormisuse kasvust tingitud rannale heitmise või setete alla mattumise tõttu. Mills & Fonseca (2003) leidsid, et 4-cm settekihi lisandumine, mis vastas veerandile meriheina (*Z. marina*) keskmisest kõrgusest, kaasnes 50% taimede hävimine. Aastased randa uhitud kinnitumata punavetikate *Furcellaria lumbricalis* ja *Coccolytus truncatus* biomassi kaod moodustavad praegu koosluse aastasest potentsiaalsest produktsioonist ligikaudu 20% (Kersen & Martin, 2007), kuid võivad tormisuse kasvades suurened. Võttes arvesse, et nimetatud koosluse levik on tugevasti seotud soolsusega ja et taolised varem esinenud kooslused on mujal Läänemeres tugevalt kahjustunud või koguni hävinud, võib vee magestumine tulevikus osutada agariku kooslusele täiendavaks surveks.

Eksperimendid, milles uuriti pehmete setete mehhaanilise eemaldamise ja lisamise ning taimede eemaldamise mõju põhjakooslustele (Herkül et al., 2011) näitasid, et pealmise settekihi eemaldamine vähendas põhjaelustiku liigirikkust ja asustustihedust. Häiringu mõju oli tugevam kevadel. Põhjaloostiku domineerimisstruktuur taastus kiiremini kui liikide asustustihedused. Õhukese settekihi akumulatsioon pika meriheina kooslusele ei põhjustanud muutusi põhjaelustiku struktuuris. Küll aga mõjutas põhjaelustikku meriheina eemaldamine, mille tagajärjel langes oluliselt liigirikkus ja põhjaorganismide asustustihedus. Meriheina eemaldamine vähendas ka peeneteralise fraktsiooni hulka settes ja suurendas ajutiselt sette hapnikutarvet.

### **3.1.6.5. Kalad ja kalandus**

Läänemere kalavarud võimaldavad nii töenduslikku kui harrastuskalapüüki ja on oluliseks lülits ökosüsteemi toiduahelas. Kliimamuutus võib kaasa tuua kalavarude olulise muutumise temperatuuri ja soolsuse otseste mõjude kaudu ning kliima mõjul ökosüsteemi teistes lülides toimivate muutuste kaudu. Läänemere kalastik sisaldab nii merelise kui mageveelise päritoluga liike, siirdekalu ja jääaja relikte. Peale selle satuvad aeg-ajalt püükidesse mereliikide esindajad, kes püsivad populatsiooni moodustada ei suuda ja järjest enam tulnukliike, mis võivad olude muutudes osutada invasiivseiks. Ehkki mitmed mereliigid on Läänemere tingimustega kohastunud, on tõenäoline, et seoses soolsuse vähenemisega nende arvukus ja biomass kahanevad ning mageveeliikide hulk suureneb, eriti madalama soolsusega rannikuveekogumites.

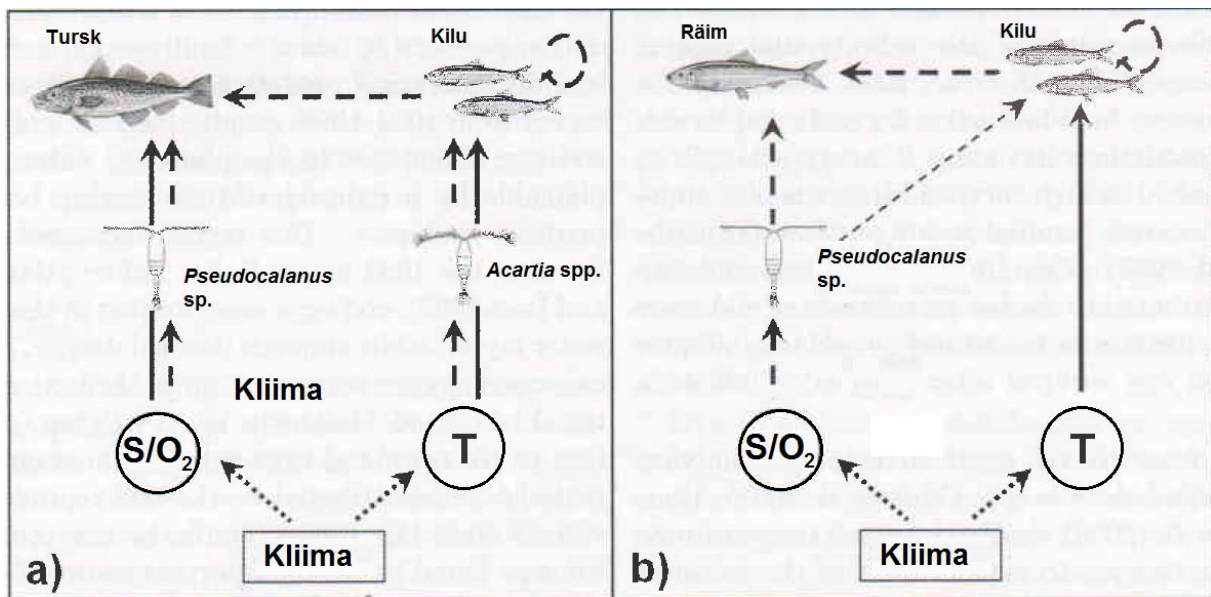
Kliima mõju kalastikule saab iseloomustada tursa, räime ja kilu näitel. Läänemere tursa levila pindala kõigub tugevalt sõltudes Põhjamerest sissetulevast soolasest suure tihedusega veest, mis täidab Läänemere süvikud. Tursa mari on merelistes tingimustes, kus soolsus on suurem kui 30 psu, pelaagiline. Läänemeres on tursa paljunemine raskendatud, sest marjaterad võivad vee väiksema soolsuse tõttu hoopis põhja vajuda, kus on sageli ebasobivad hapnikutingimused (Wieland et al., 1994). Aasta keskmise soolsuse muutused Läänemere keskosa sügavaimas süvikus kirjeldasid 85% tursa sigimisedukuse aastatevahelisest muutlikkusest aastatel 1974-2004 ja ennustasid õigesti ka drastilist langust tursa sigimises 1980ndatel aastatel (Heikinheimo, 2008). Kliimast tingitud süvikute vee stagnatsioon ja hapnikuta tsooni laienemine koos ülepuügiga on viinud olukorrani, kus Läänemere tursapopulatsioon võib hävida (MacKenzie et al. 2000).



**Joon. 3.1.11.** Läänemere kolme tähtsama kalaliigi, tursa, räime ja kilu, väljapüügid 20. sajandi jooksul (Dippner et al., 2008)

Tursa toitumissurve vähenemine viis kilupopulatsiooni märgatava suurenemiseni (joon. 3.1.11). Räämepopulatsioon seevastu ei suurenenud oluliselt ja samavanuste kalade kaal vähenes aastatel 1982-1992 peaaegu kahekordselt (Flinkman et al., 1998). Kui kilu arvukuse tõusu saab seletada tursa vähenenud röövsurvega (Aro, 2000), siis räämepopulatsiooni arengut on mõjutanud pigem toidubaasi halvenemine. Mitmete suuremõõtmeliste aerjalaliste arvukus langes ja olukorda raskendas veelgi toidukonkurents kiluga (Möllmann et al., 2005).

Kontseptuaalse mudeli järgi (joon. 3.1.12; McKenzie et al., 2007) mõjutab kliimamuutus Läänemere soolsust ja hapnikusisaldust ( $S/O_2$ ) magevee sissevoolu ja Põhjamerega veevahetuse kaudu ja temperatuuri (T) soojusvahetuse kaudu atmosfääriga. Muutused  $S/O_2$ -s mõjutavad otseselt tursa sigimisedukust marjaterade säilimiseks vajalike tingimuste kaudu ja kaudselt *Pseudocalanus acuspes* jt. neriitiliste aerjalaliste arvukuse kaudu, kes moodustavad tursamaimude põhitoiduse. Kõrge temperatuur soodustab kilu sigimist otseselt marja parema säilivuse kaudu ja kaudselt suurendades kilumaimude toiduobjekti *Acartia* spp. arvukust. Rääme kasv sõltub soolsusest ja hapniku kontsentratsioonist kaudselt, kuivõrd nende kõrgemad väärtused soodustavad *Pseudocalanus*'e arengut ja leevendavad toidukonkurents kasvanud kilupopulatsiooniga. Viimane tuleneb kilu väga edukast sigimisest 1990ndatel aastatel ja vähenenud tursa röövsurvest. Kilu suurest arvukusest tingitud toidunappus on viinud kilu kasvukiiruse langemiseni. Liigisisene ja ja liikidevaheline toidukonkurents sõltub suuresti aerjalalise *Pseudocalanus acuspes* kättesaadavusest.



**Joon. 3.1.12.** Kontseptuaalne mudel kliima mõjust Läänemere kalade sigimisele (a) ja kasvule (b). Punktiriiga nooled – kliima mõju hüdrograafiale, katkendjoonega nooled – kaudne mõju, pidevjoonega nooled – otsene mõju; S – soolsus, O<sub>2</sub> – hapnik, T – temperatuur. Selgitused on tekstis. Allikas: Dippner et al., 2008, (muudetult MacKenzie et al. 2007 järgi)

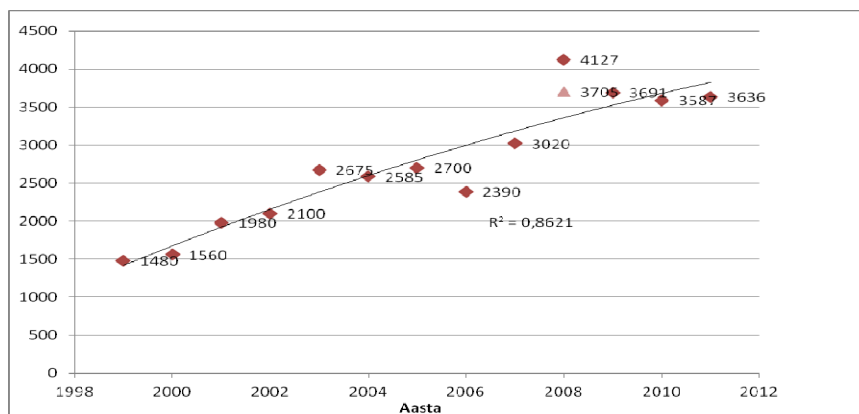
### 3.1.6.6. Linnud

Hiljutiste ülevaadete (Møller et al., 2004; Crick, 2004; Rehfish et al., 2004) võib antropogeenne kliimamuutus mõjutada Läänemere linnustiku

- levilate ulatust pesitsusajal ja väljaspool seda,
- arvukust,
- liikide funktsionaalseid rolle (traits),
- rändeteid ja rände peatuspaiku,
- kevad- ja sügisrände ajastust,
- rändetungi.

### 3.1.6.7. Imetajad

Viimaste aastate soojade talvedega seoses on tähelepanu alla kerkinud Eesti vete kahe hülge liigi, hall- ja viigerhülge seisund. Hallhüljes asustab peamiselt avamerelise piirnevaid rannikualasid ja vaevu üle veepinna ulatuvaid avamerelisi karisid. Poegimiseks eelistab ta ajujääd (tuule ja hoovuste toimel triiviv jää), kuid selle puududes on nad võimelised küllaltki edukalt ka kuival maal poegima. Hallhüljeste arvukus on viimase kümnendi jooksul Eesti rannikul ja kogu Läänemeres pidevalt tõusnud (joon. 3.1.13). Tegemist on kogu Läänemerd asustava populatsiooniga, mis kasvab oma põhilisel asustusosalal mere keskosas u 7–8% aastas. Kolmelviimasel aastal on hallhülge arvukus olnud stabiilne. Läänemere hallhüljes on tänapäeval väljaspool ohtu.



**Joon. 3.1.13.** Hallhüljeste arvukuse trend 1999 - 2011. 2008. aasta kohta on antud 2 väärtust, kolmnurgaga on tähistatud maalt loenduse ja rombiga lennuloenduse andmed (Jüssi, 2011).

Jüssi et al. (2008) näitasid, et jääoludel on siiski oluline roll hallhülge sigimise edukusele. Maismaal sigides suureneb vastündinud poegade suremus. Maismaal sündinud poegade keskmine kaal oli karvavahetuse ajaks oluliselt väiksem ( $37.4 \pm 7.8$  kg), kui jääs sündinud poegadel ( $48.3 \pm 8.1$  kg). Suured asustustihedused poegimissaartel võivad põhjustada hallhülgel normaalsest kõrgemat poegade suremust nende esimestel elunädalatel, kuna soojade ilmade korral levima hakkavad tõved võivad tappa suure osa tihedalt koos asuvatest poegadest (Jüssi & Jüssi, 2000).

Erinevalt hallhülgest jääb viigerhüljes tugeva jääkattega mereosadesse, kuna on võimeline jäässe avausi uuristama ning hangedesse ja jäävallidesse sigimiseks koopaed kaevama. Nii on talvine viigerhülge levik seotud kindlate jäätüüpidega, millesse on võimalik ehitada pesi ja hingamisaukude süsteeme (Jüssi et al., 2004). Viigerhüljeste peamised sigimisalad paiknevad Liivi lahe põhjaosas ja Pärnu lahes. Nende sigimisedukus sõltub täielikult jää olemasolust ja selle kestusest. Rahvusvahelise Arktika Kliimamõjude Hinnangu (ACIA, 2004) raporti kohaselt on viigerhüljes põhjapoolsetest loivalistest kõige enam kliima poolt mõjutatud liik, kuna tema levik ja paljunemine on seotud jääoludega. Viimasel viiel aastal on olnud korralik jääkate vaid 2003. ja 2006. aastal, ülejäänud talved on olnud keskmisest soojemad. Aastal 2008 ebaõnnestus sigimine täielikult, kuna jää peaaegu puudus (Kaukver, 2009). Viigrite arvukus Eestis ei ole täpselt teada, kuid hinnangu järgi ei ületa see 1500 looma. Aastatel 2009-2011 lennuloendus ebaõnnestus (Jüssi, 2011). Eesti populatsioon on teistest Läänemere asurkondadest eraldunud ja mujalt sisserännet ei toimu. Viigri näol on Eestis tegemist ohustatud liigiga, soojade talvede sageda esinemise korral võib asurkonna seisund veelgi halveneda.

### Kirjandus:

- ACIA, 2004. Arctic Climate Impact Assessment. Cambridge University Press. Cambridge: 1042 pp.
- Aro, E. 2000. The spatial and temporal distribution patterns of cod (*Gadus morhua callaris* L.) in the Baltic Sea, and their dependence on environmental variability – Implications for fishery management. PhD thesis. Univ. Helsinki. Finnish Game and Fisheries Research Institute, Helsinki.
- Balode, M., I. Purina, C. Bechemin & S.Y. Maestrini, 1998. Effect of nutrient enrichment on the growth rates and community structure of summer phytoplankton from the Gulf of Riga, Baltic Sea. *Journal of Plankton Research* 20: 2251-2272.

- Bonsdorff, E., Pearson, T.H., 1999. Variation in the sublittoral macrozoobenthos of the Baltic Sea along environmental gradients; a functional-group approach. *Aust. J. Ecol.* 24, 312–326.
- Crick, H.Q.P., 2004. The impact of climate change on birds. *Ibis* 146 Suppl.: 48-56.
- Dauvin, J.-C., 2007. Paradox of estuarine quality: benthic indicators and indices, consensus or debate for the future. *Mar. Pollut. Bull.* 55, 271–281.
- Dippner, J.W. & A. Ikauniece, 2001. Long-term zoobenthos variability in the Gulf of Riga in relation to climate variability. *J. Mar. Sys.* 30: 155-164.
- Dippner, J.W. & M. Voss, 2004. Climate reconstruction of the MWP in the Baltic Sea area based on biogeochemical proxies from a sediment record. *Baltica* 17: 5-16.
- Dippner, J.W., I. Vuorinen, D. Daunys, J. Flinkman, A. Halkka, F. W. Köster, E. Lehtikoinen, B.R. MacKenzie, C. Möllmann, F. Møhlenberg, S. Olenin, D. Schiedek, H. Skov & N. Wasmund, 2008. Climate-related Marine Ecosystem Change. Ch. 5. In: *Assessment of climate change for the Baltic Sea basin. Regional Climate Studies.* Springer. Berlin, Heidelberg: 309-377.
- Domingues, C.M., J. A. Church, N. J. White, P. J. Gleckler, S. E. Wijffels, P. M. Barker & J. R. Dunn, 2008. Improved estimates of upper-ocean warming and multi-decadal sea-level rise. *Nature* 453: 1090-1093.
- Doney, S.C., 2006. Plankton in a warmer world. *Nature* 444: 695-696.
- Elliott, M. & V. Quintino, 2007. The Estuarine Quality Paradox, Environmental Homeostasis and the difficulty of detecting anthropogenic stress in naturally stressed areas. *Marine Pollution Bulletin* 54: 640–645.
- Flinkman, J., E. Aro, I. Vuorinen & M. Viitasalo, 1998. Changes in the northern Baltic zooplankton and herring nutrition from 1980s to 1990s: top-down and bottom-up processes at work. *Mar Ecol Prog Ser* 165:127–136.
- Hansson, S., J.W. Dippner & U. Larsson, 2010. Climate effects on zooplankton biomasses in a coastal Baltic Sea area. *Boreal Environment Research* 15: 370–374.
- Heikinheimo, O., 2008. Average salinity as an index for environmental forcing on cod recruitment in the Baltic Sea. *Boreal Environment Research* 13: 457–464.
- HELCOM, 2007. *Toward a Baltic Sea unaffected by eutrophication. Background document to Helcom Ministerial Meeting, Krakow, Poland, Tech. rep., Helsinki Commission, Helsinki, Finland, 2007.*
- HELCOM, 2009 *Eutrophication in the Baltic Sea – An integrated thematic assessment of the effects of nutrient enrichment and eutrophication in the Baltic Sea region. Baltic Sea Environment Proceedings No. 115A.*
- Herkül, K., 2010. *Effects of physical disturbance and habitat-modifying species on sediment properties and benthic communities in the northern Baltic. Dissertationes Biologicae Universitatis Tartuensis 181. Tartu University Press.*
- Herkül, K., J. Kotta & M. Pärnoja, 2011. Effect of physical disturbance on the soft sediment benthic macrophyte and invertebrate community in the northern Baltic Sea. *Boreal Environment Research* 16 (suppl. A): 209–219.
- Hänninen, J., I. Vuorinen & P. Hjelt, 2000. Climatic factors in the Atlantic control the oceanographic and ecological changes in the Baltic Sea. *Limnol. Oceanogr.*, 45: 703-710
- Hänninen, J., I. Vuorinen & G. Kornilovs, 2003. Atlantic climatic factors control decadal dynamics of a Baltic Sea copepod *Temora longicornis*. *Ecography* 26: 672–678.
- Ilus, E. & J. Keskitalo, 2008. The response of phytoplankton to increased temperature in the Loviisa archipelago, Gulf of Finland. *Boreal Environment Research* 13: 503–516.



- Jaanus, A., A. Andersson, I. Olenina, K. Toming & K. Kaljurand, 2011. Changes in phytoplankton communities along a north–south gradient in the Baltic Sea between 1990 and 2008. *Boreal Environment Research* 16 (suppl. A): 191-208.
- Janssen, F., T. Neumann & M. Schmidt, 2004. Inter-annual variability in cyanobacteria blooms in the Baltic Sea controlled by wintertime hydrographic conditions. *Marine Ecology Progress Series* 275: 59-68.
- Johansson M.M., K.K. Kahma, H. Boman & J. Launiainen, 2004. Scenarios for sea level on the Finnish coast. *Boreal Env. Res.* 9: 153–166.
- Jüssi, 2011. Riikliku keskkonnaseire programmi allprogrammi „ELUSLOODUSE MITMEKESISUSE JA MAASTIKE SEIRE“ 2011. aasta seiretöö „Hülged – hallhüljeste lennuloenduse andmed“. MTÜ Pro Mare: 1-13.
- Jüssi, I. & M. Jüssi, 2000. Tegevuskava hallhüljeste kaitse korraldamiseks Eestis Eestimaa Looduse Fond. Tallinn: 1-30.
- Jüssi, M., I. Jüssi & R. Müür, 2004. Tegevuskava Läänemere viiGERhülge (*Phoca hispida botnica*) kaitseks Eesti rannikul aastatel 2006-2010. Keskkonnaministeerium. Tallinn: 1-40.
- Jüssi, M., T. Härkönen, E. Helle & I. Jüssi, 2008. Decreasing ice coverage will reduce the breeding success of baltic grey seal (*Halichoerus grypus*) females. *AMBIO* 37: 80-85.
- Jylhä, K., H. Tuomenvirta & K. Rusteenoja, 2004. Climate change projections for Finland during the 21st century. *Boreal Environment Research* 9: 127–152.
- Kahru, M., U. Horstmann & O. Rud, 1994. Increased cyanobacterial blooming in the Baltic Sea detected by satellites: natural fluctuation or ecosystem change? *Ambio* 23: 469-473.
- Kahru, M., J.-M. Leppänen, O. Rud & O.P. Savchuk, 2000. Cyanobacteria blooms in the Gulf of Finland triggered by saltwater inflow into the Baltic Sea. *Marine Ecology Progress Series* 207:13-18.
- Kersen, P. & G. Martin, 2007. Annual biomass loss of the loose-lying red algal community via macroalgal beach casts in the Väinameri area, NE Baltic Sea. *Proc. Estonian Acad. Sci. Biol. Ecol.* 56: 278-289.
- Kersen, P., H. Orav-Kotta, J. Kotta & H. Kukk, 2009. Effect of abiotic environment on the distribution of the attached and drifting red algae *Furcellaria lumbricalis* in the Estonian coastal sea. *Estonian Journal of Ecology* 58: 245-258.
- Kaukver, K. (toim.), 2009. Keskkonnaülevaade, 2009. Keskkonnaministeeriumi Info- ja Tehnokeskus. Tallinn: 1-184.
- KKM, 2010. Lääne-Eesti vesikonna, Ida-Eesti vesikonna ja Koiva vesikonna veemajanduskavad. Kinnitatud Vabariigi Valitsuse 1. aprilli 2010. a. korraldusega nr 118. Keskkonnaministeerium.
- Kont, A. E. Endjärv, J. Jaagus, E. Lode, K. Orviku, U. Ratas, R. Ravis, Ü. Suursaar & H. Tõnisson, 2007. Impact of climate change on Estonian coastal and inland wetlands — a summary with new results. *Boreal Environment Research*, 12: 653 - 671.
- Kont, A., J. Jaagus, K. Orviku, V. Palginõmm, U. Ratas, R. Ravis, Ü. Suursaar & H. Tõnisson, 2011a. Natural development and human activities on Saaremaa Island (Estonia) in the context of climate change and integrated coastal zone management. In: Schernewski, G., J. Hofstede & T. Neumann (eds.), *Global change and Baltic coastal zones*. Springer: 117 – 134.
- Kont, A. K. Orviku & H. Tõnisson, 2011b. Eesti ranniku uurimine ja probleemaatika. Rmt.: Soomere, T. & T. Nõges (toim.) *Teadusmõte Eestis. Meri. Järved. Rannik. Eesti Teaduste Akadeemia*. Tallinn: 83-102.



- Kotta, J., T. Paalme, G. Martin & A. Mäkinen, 2000. Major Changes in Macroalgae Community Composition Affect the Food and Habitat Preference of *Idotea baltica*. *International Review of Hydrobiology* 85: 697–705.
- Kuparinen, J. & L. Tuominen, 2001. Eutrophication and self-purification: Counteractions forced by large-scale cycles and hydrodynamic processes. *Ambio* 30: 190-194.
- Lass, H.U. & W. Matthäus, 1996. On temporal wind variations forcing salt water inflows into the Baltic Sea. *Tellus* 48A: 663-671.
- Lauringson, V., 2005. Eutrofeerumise mõju põhjaloomastiku kooslustele Eesti rannikumeres. Magistritöö. Tartu Ülikool, zooloogia ja hüdrobioloogia instituut. Tartu: 1-49.
- Lauringson, V., J. Kotta, P. Kersen, Ü. Leisk, H. Orav-Kotta & I. Kotta, 2011. Use case of biomass-based benthic invertebrate index for brackish waters in connection to climate and eutrophication. *Ecological Indicators* 12: 123–132.
- Laws, E.A., 2003. Partitioning of microbial biomass in pelagic aquatic communities: Maximum resiliency as a food web organizing construct. *Aquat. Microb. Ecol.* 32: 1-10.
- Lee, B.G., W.G. Wallace & S.N. Luoma, 1998. Uptake and loss kinetics of Cd, Cr and Zn in the bivalves *Potamocorbula amurensis* and *Macoma balthica*: effects of size and salinity. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 175: 177-189.
- Leonardsson, K., Blomqvist, M., Rosenberg, R., 2009. Theoretical and practical aspects on benthic quality assessment according to the EU-Water Framework Directive—examples from Swedish waters. *Mar. Pollut. Bull.* 58, 1286–1296.
- Lumberg, A. & E. Ojaveer, 1991. On the environment and zooplankton dynamics in the Gulf of Finland in 1961-1990. *Proc. Estonian Acad. Sci. Ecol.* 1: 131-140
- MacKenzie, B.R., H. Hinrichsen, M. Plikshs, K. Wieland & A.S. Zezera, 2000. Quantifying environmental heterogeneity: habitat size necessary for successful development of cod *Gadus morhua* eggs in the Baltic Sea. *Mar Ecol Prog Ser* 193:143–156.
- MacKenzie, B.R., H. Gislason, C. Möllmann & F.W. Köster, 2007. Impact of 21st century climate change on the Baltic Sea fish community and fisheries. *Glob. Chan. Biol.* 13: 1-20.
- Marksoo, P., 2008. Eesti pinnaveekogude ökoloogiline seisund 2004-2008. Lepingu nr 18-25/521 lõpparuanne. Keskkonnaministeerium. Tallinn: 1-90.
- Meier, H.E.M. & F. Kauker, 2003. Modeling decadal variability of the Baltic Sea: 2. Role of freshwater inflow and large-scale atmospheric circulation for salinity. *Journal of Geophysical Research* 108(C11) 3368.
- Meier, H.E.M, K. Eilola & E. Almroth, 2011a. Climate-related changes in marine ecosystems simulated with a 3-dimensional coupled physical-biogeochemical model of the Baltic Sea. *Climate Research* 48: 31–55.
- Meier, H.E.M, H. Andersson, C. Dieterich, K., Eilola, B. Gustafsson, A. Höglund, R. Hordoir & S. Schimanke, 2011b. Transient scenario simulations for the Baltic Sea Region during the 21st century. SMHI, Rapport Oceanografi Nr 108.
- Mills, K. E. & M. S. Fonseca, 2003. Effects of sediment deposition on the growth and mortality of a seagrass, *Zostera marina*. *Marine Ecology Progress Series* 255: 127-134.
- Møller, A., W. Fiedler & P. Berthold (eds.), 2004. Birds and climate change. *Advances in Ecological Research* 35. Elsevier.
- Möllmann, C., G. Kornilovs, M. Fetter & F.W. Köster, 2005. Climate, zooplankton and pelagic fish growth in the Central Baltic Sea. *ICES J Mar Sci* 62:1270–1280.
- Norling P. & N. Kautsky, 2008. Patches of the mussel *Mytilus* sp. are islands of high biodiversity in subtidal sediment habitats in the Baltic Sea. *Aquatic Biology* 4: 89-98.

- Ojaveer, E., A. Lumberg & H. Ojaveer, 1998. Highlights of zooplankton dynamics in Estonian waters (Baltic Sea). *ICES Journal of Marine Science*, 55: 748–755.
- Ojaveer H., M. Simm & A. Lankov, 2004. Population dynamics and ecological impact of the non-indigenous *Cercopagis pengoi* in the Gulf of Riga (Baltic Sea). *Hydrobiologia* 522: 261–269.
- Orviku, K., Jaagus, J., Kont, A., Ratas, U., Ri-vis, R. 2003. Increasing activity of coastal processes associated with climate change in Estonia. *J. Coast. Res.*, 19, 2, 364–375.
- Perus, J., Bonsdorff, E., Bäck, S., Lax, H.G., Villnäs, A., Westberg, V., 2007. Zoobenthos as indicators of ecological status in coastal brackish waters: a comparative study from the Baltic Sea. *Ambio* 36, 250–256.
- Pfeffer, W.T., J. T. Harper & S. O'Neel, 2008. Kinematic constraints on glacier contributions to 21st-century sea-level rise. *Science* 321: 1340–1343.
- Põllupüü, M. & M. Simm, 2006. Aerjalalise *Eurytemora affinis* pikkuse varieeruvus Pärnu lahes. In: Frey, T. (ed.) Kaasaegse ökoloogia probleemid. Loodushoiu majandushoovad. Eesti X Ökoloogiakonverentsi lühiartiklid. Tartu: 169–171.
- Ranta, E. & I. Vuorinen, 1990. Changes of species abundance relations in marine mesozooplankton at Seili, Northern Baltic Sea, in 1967–1975. *Aqua Fennica* 20:171–180.
- Rehfish, M.M., C.J. Feare, N.V. Jones & C. Spray (eds.), 2004. Climate change and coastal birds. *Ibis* 146 (Suppl.1).
- Rudstam, L.G., G. Aneer & M. Hilden, 1994. Topp down control in the pelagic Baltic ecosystem. *Dana* 10:105–129.
- Räisänen, J., Hansson, U., Ullerstig, A., Döscher, R., Graham, L.P., Jones, C., Meier, H.E.M., Samuelsson, P. & Willen, U. 2004. European climate in the late twenty-first century: regional simulations with two driving global models and two forcing scenarios. *Climate Dynamics*, 22, 13–31.
- Räämet, A., Soomere, T. 2010. The wave climate and its seasonal variability in the northeastern Baltic Sea. *Estonian J. Earth Sci.*, 59, 1, 100–113.
- Räämet, A. & T. Soomere, 2011. Spatial variations in the wave climate change in the Baltic Sea. *J. Coast. Res.*, Special Issue 64: 240–244.
- Räämet, A., T. Soomere & I. Zaitseva-Pärnaste, 2010. Variations in extreme wave heights and wave directions in the north-eastern Baltic Sea. *Proc. Estonian Acad. Sci.*, 59: 182–192.
- Sepp, M., P. Post & J. Jaagus, 2005. Long-term changes in the frequency of cyclones and their trajectories in Central and Northern Europe. *Nordic Hydrology* 36: 297–309.
- Soomere, T., 2001. Extreme wind speeds and spatially uniform wind events in the Baltic Proper. *Proceedings of the Estonian Academy of Sciences, Engineering.*, 7, 195–211.
- Soomere, T., 2011. Läänemere lainekliima Eesti ranniku kontekstis. Rmt.: Soomere, T. & T. Nõges (toim.) Teadusmõte Eestis. Meri. Järved. Rannik. Eesti Teaduste Akadeemia. Tallinn: 69–82.
- Soomere, T. & A. Räämet, 2011. Long-term spatial variations in the Baltic Sea wave fields. *Ocean Science* 7: 141–150.
- Stal L.J., P. Albertano, B. Bergmann, K. von Broeckel, J.R. Gallon, P.K. Hayes, K. Sivonen & A.E. Walsby, 2003. BASIC: Baltic Sea Cyanobacteria. An investigation of the structure and dynamics of water blooms of cyanobacteria in the Baltic Sea – Responses to a changing environment. *Continental Shelf Research* 23: 1695–1714.
- Suikkanen, S., Laamanen, M & Huttunen, M. 2007. Long-term changes in summer phytoplankton communities of the open northern Baltic Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 71:580–592.
- Suursaar, Ü. & T. Kullas, 2006. Influence of wind climate changes on the mean sea level and current regime in the coastal waters of west Estonia, Baltic Sea. *Oceanologia* 48: 361–383.

- Suursaar, Ü. & T. Kullas, 2008. Meretase ja hoovused Eesti rannikumeres muutuva kliima tingimustes. Rmt. Kont, A. (toim.), Kliimamuutuse mõju Eesti rannikule. ASTRA projekti uurimistulemusi. Tallinna Ülikool, Ökoloogia Instituut. Publikatsioonid 11/2008, Tallinn: 27-42.
- Suursaar Ü., J. Jaagus & T. Kullas 2006a. Past and future changes in sea level near the Estonian coast in relation to changes in wind climate. *Boreal Env. Res.* 11: 123–142.
- Suursaar, Ü., Kullas, T., Otsmann, M., Saaremäe, I., Kuik, J. & Merilain, M. 2006b. Cyclone Gudrun in January 2005 and modelling its hydrodynamic consequences in the Estonian coastal waters. *Boreal Environment Research*, 11, 2, 143–159.
- Tõnisson, H., J. Jaagus, A. Kont, K. Orviku, V. Palginõmm, U. Ratas, R. Ravis & Ü. Suursaar, 2008. 2005. aasta jaanuaritormiga (Gudrun) kaasnenud üleujutuste tagajärjed loodusele ja ühiskonnale Eesti rannikul. Rmt. Kont, A. (toim.), Kliimamuutuse mõju Eesti rannikule. ASTRA projekti uurimistulemusi. Tallinna Ülikool, Ökoloogia Instituut. Publikatsioonid 11/2008, Tallinn: 85-121.
- Vallner, L., H. Sildvee & A. Torim, 1988. Recent crustal movements in Estonia. *Journal of Geodynamics* 9: 215–223.
- Viitasalo, M., M. Koski, K. Pellika & S. Johansson, 1995. Seasonal and long-term variations in the body size of plankton copepods in the northern Baltic Sea. *Marine Biology* 123: 241-250.
- Vuorinen, I. & E. Ranta, 1988. Can signs of Eutrophication be found in the mesozooplankton of Seili, Archipelago Sea? *Kieler Meeresforschungen, Sonderheft* 6: 126–139.
- Wan, W., L. Jonasson & H. Bi, 2011. N/P ratio of nutrient uptake in the Baltic Sea. *Ocean Sci.* 7:693–704.
- Wasmund, N., 1997. Occurrence of cyanobacterial blooms in the Baltic sea in relation to environmental conditions. *Int. Rev. Ges. Hydrobiol.* 82: 169-184.
- Wasmund, N., G. Nausch & W. Matthäus, 1998. Phytoplankton spring blooms in the southern Baltic Sea - spatio-temporal development and long-term trends. *J. Plankton Research* 20: 1099-1117.
- Wieland, K., U. Waller & D. Schnack, 1994. Development of Baltic cod eggs at different levels of temperature and oxygen content. *Dana* 10:163–177.
- Wright, D.A., 1995. Trace metals and major ion interactions in aquatic animals. *Mar. Pollut. Bull.* 31: 8-18.
- Yurkovskis, A., 1998. Course and environmental consequences of eutrophication in the Gulf of Riga. *Proc. Latvian Acad. Sci.* 1998 (B, Suppl.): 55-61.
- Zettler, M.L., Schiedek, D., Bobertz, B., 2007. Benthic biodiversity indices versus salinity gradient in the southern Baltic Sea. *Mar. Pollut. Bull.* 55, 258–270.
- Zorita, E. & A. Laine, 2000. Dependence of salinity and oxygen concentrations in the Baltic Sea on large-scale atmospheric circulation. *Climate Research* 14: 25-41.

URL

BaltAdapt, 2011. <http://baltadapt.eu>

## 3.2. Kliimamuutuse mõju Eesti suurjärvedele

### Põhiseisukohad

- Mõlemad Eesti suurjärved reageerivad kliima soojenemisele muutustega jäärezhiimis, jäävaba aja veetemperatuuris, vee kemismis ja elustikus.
- Peipsis, mille elustikku kuulub mitmeid põhjapoolsema levikuga liike, on muutused veetemperatuuris esmaseks ja juhtivaks kliimateguriks ökosüsteemis. Suurenenud troofsuse tingimustes kaasnevad kõrge suvise veetemperatuuriga Peipsi ulatuslikud veeõitsengud ja kalade suremine. Peipsi kalakoosluses on toimunud oluline nihe puhta- ja külmaveelistelt kaladelt (rääbis, siig, luts) koha ja latika domineerimise suunas, kes eelistavad kõrge toitelisusega, sooja ja sogast vett. Tindi ja rääbisevarude muutusi on mõjutanud kliima soojenemisest tingitud muutused nende liikide kudemistingimustes.
- Sademete hulga muutused mõjutavad valgalt lähtuvaid ainekoormusi ning meie suurjärvede veetaset suures ulatuses. Veetase mõjutab otseselt veesamba valgustatus ja ainevahetust põhjasetetega ning nende kaudu fütoplanktoni kasvu. Peipsi suurema sügavuse tõttu Võrtsjärvega võrreldes on veetaseme muutustel tema ökosüsteemile suhteliselt väiksem ehkki selgelt avalduv mõju.
- Madalas Võrtsjärves, kus veetaseme muutumise amplituud ületab järve keskmist sügavust põhjustades kuni kolmekordset veemahu ja kuni 2,4-kordset keskmise sügavuse muutumist, on selle mõju järve ökosüsteemile valdav.
- Võrtsjärve võib tema kõrge kliimatundlikkuse ja pikkade vaatlusriidade tõttu pidada üheks kliima mõju uuringute näidisobjektiks, mille loodusliku veerezhiimi säilitamine on üheks kliima mõju seire eelduseks.
- Mitmete kliimast tingitud muutuste sarnasus ja läbipõimumine inimtekkeliste troofsusest tingitud muutustega ja nende tegurite sünergism loovad olukorra, millest peamiseks väljapääsuks on veekogude kaitsemeetmete tõhustamine reostuse, toitainekoormuse, vööriikide sissetoomise ja geomorfoloogiliste muutuste vastu.

### 3.2.1. Suurjärvede uuritus

Võrtsjärv ja Peipsi järve Eestile kuuluv osa, mis kokku moodustavad 86% Eesti järvede kogupindalast ja 93% Eesti mageveevarudest, peegeldavad oma suhteliselt väikese sügavuse (keskmised vastavalt 7,1 ja 2,8 m) ja tuultele avatuse tõttu tundlikult ilmastikus toimuvaid muutusi. Piltlikult on mõlema järve puhul tegemist suure ja õhukese vee kirmega, millel on suure kontaktpinna tõttu atmosfäärimõjutuste suhtes väike inerts. Eesti lamedast reljeefist ja takistatud väljavoolust tingituna avaldub veerohkuse muutus kummaski järves ulatusliku veetaseme kõikumisena, mille mõju nende järvede ökosüsteemidele on üsna hästi uuritud. Sellele on väga oluliselt kaasa aidanud pikkade andmeridade olemasolu, mis on muutnud Peipsi ja Võrtsjärve ka üleeuroopaliselt huvipakkuvateks objektideks. Projekt MANTRA-East toetas VRD rakendamist Euroopa Liidu suurimal piiriveekogul Peipsil (Stålnacke et al., 2006), nii Võrtsjärv kui Peipsi olid mudelobjektideks projektis CLIME (2003–2005), mis aitas arvestada kliimamuutuste mõju VRD rakendamisele (George 2010). Käesoleval ajal jätkuvad Võrtsjärvel tööd projekti REFRESH raames, mis uurib kliimamuutuste mõjuga kohanemise strateegiaid Euroopa magevee ökosüsteemides.

### 3.2.2. Temperatuurimuutuste mõju suurjärvede ökosüsteemile

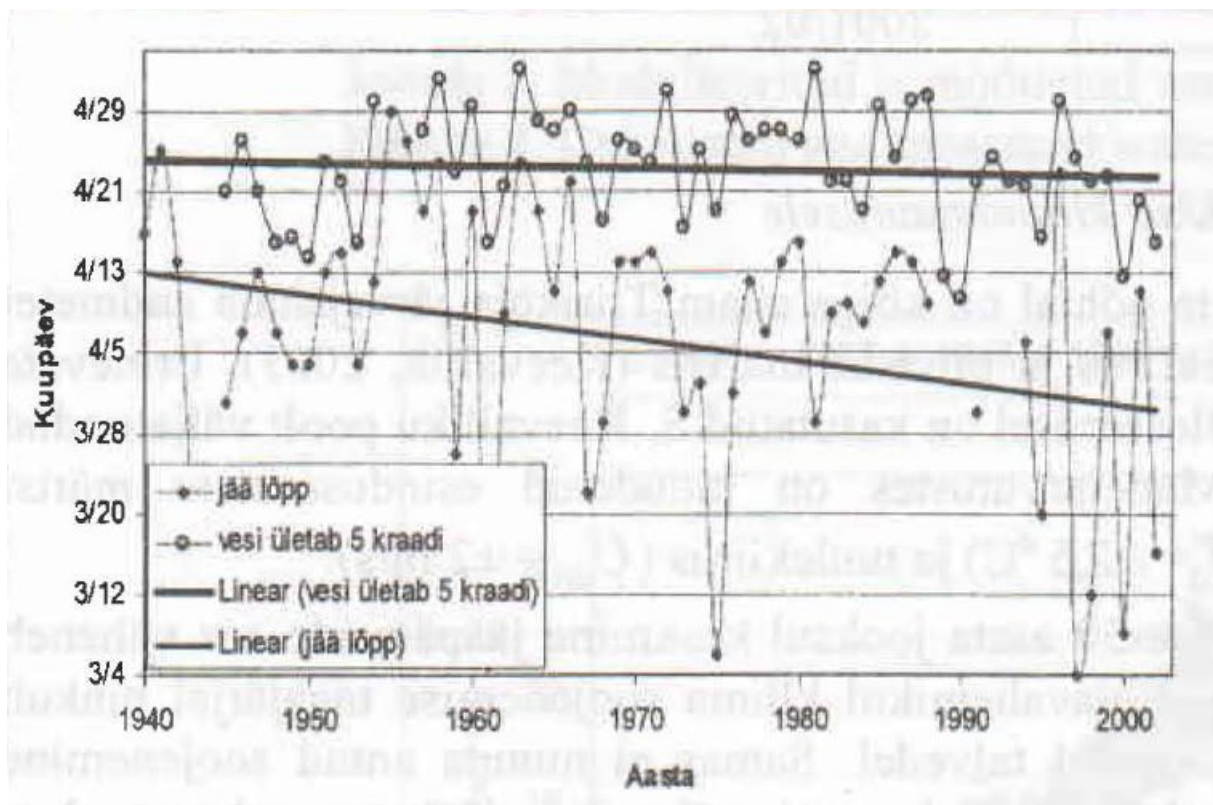
Veetemperatuur kontrollib paljude keemiliste ja enamiku bioloogiliste protsesside intensiivsust järves. Protsessi kiirus muutub 10°C kohta ligikaudu 2 korda (Jørgensen, 1994). Buhvestova et al., (2011) näitasid, et kõrgem kevadine (1. jaanuar – 10. aprill) veetemperatuur Peipsi suurjärves suurendas N ja P toitesoolade kasutamist järves, mille tagajärjel kasvasid üldlämmastiku ja üldfosfori kontsentratsioonid. Üldfosfori kontsentratsioon juulis ja augustis korreleerus positiivselt kesksuvised veetemperatuuriga ja sooja (>20°C) perioodi pikkusega.

Soojusrezhiimi muutus võib otseselt reguleerida liikide kasvu ja sigimist. Kuna kõik vee- ja märgalade liigid on kohastunud kindlale temperatuurivahemikule, on veetemperatuuril ka vegetatsiooniperioodi algussignaali tähendus.

Peipsi kohta tehtud mudelarvutuste põhjal (Pärn, 2006) ei ole viimase viiekümne aasta jooksul muutunud päev, mil ületatakse järves 5 °C ja 10 °C künnised. Seega on pikenenud "eelvegetatsiooni" aeg Peipsil, mil jääd ei ole, kuid veetemperatuur on enamikule liikidele aktiivseks elutegevuseks liiga madal. Jää all võib kevadeks veetemperatuur tõusta 3-4°C ja jää kadumisega suuri muutusi soojusrezhiimis ei teki. Päike liigub veel madalalt ja suurenenud tuule kiiruse tõttu toimub intensiivsem aurumine. Järgneva 50 aastaga hakkaks 5 °C ületamise piir nihkuma kalendris ettepoole, kuid 10 °C saavutatakse ikka samal ajal. Seega, antud toimumiskava kohaselt, osad liigid, millede bioaktiivsuse signaal on 5 °C muutuvad bioloogiliselt varem aktiivseks, kuid bioloogilise ahela lülid, mis vajavad signaaliks 8-10 °C, ajastust ei muuda. Viie kraadi künnise nihkumine ettepoole tuleneb asjaolust, et külmal ajal talvedel jääst vabanemine hakkaks toimuma varem. Modellerimise tulemusi toetab ka andmeanalüüs. On uuritud veetemperatuuri muutusi ajavahemikus 1947-2000 ning võrreldud kevadise jääst vabanemisega. Bioaktiivsuse alguseks on loetud kuupäev, mil veetemperatuur ületab 5 °C. Joonisel 3.2.1 on näha, et bioaktiivsuse algus vaadeldaval perioodil ei oma olulist trendi (Mann-Kendali test), kuid jääminek on nihkunud varasemaks ( $p = 0,02$ ) enam kui nädala võrra. Ka 10 °C lävi pole vaadeldava ajaperioodi jooksul muutunud. Seega aktiivne vegetatsiooniperiood Peipsi järves ei ole pikenenud kevadise soojenemise arvelt, küll aga on lühenenud jääkatte periood.

#### 3.2.2.1. Mõju planktonile

Aastate 1997–2007 võrdlus 1960ndate aastatega näitas, et kevadine keskmine jäämineku aeg Peipsil on nihkunud maikuust aprilli keskpaika (Blank et al., 2009). Kahe külma talve (2006, 2006) ja kahe sooja talve (2007, 2008) võrdlus Peipsis (Laugaste et al., 2010) näitas, et järve jääst vabanemise aeg mõjutab fütoplanktonit kaudselt, biogeenide kaudu, zooplanktonit aga otseselt veetemperatuuri kaudu. Zooplanktoni ainevahetus kiireneb 10°C kohta keskmiselt 2,3 korda (Ivanova, 1985) ja erinevatel rühmadel on erinevad temperatuurioptimumid. Pehme talve järel olid üldlämmastiku ja üldfosfori suhe ning samuti ränisisaldus vees oluliselt suuremad kui kevaditi pärast kestvat jääkatet. Pideva jääkatteta 2008. aasta aprillis oli fütoplanktonis ainuraksete ketasränivetikate puhang ning maikuu oli järves zooplanktonit kaks korda rohkem kui pika kestusega jääkattega 2005. ja 2006. aasta mais ja seda eelkõige vesikirpude (Cladocera) ja aerjalgsete (Copepoda) arvel kuna keriloomade (Rotatoria) biomass jäi külmade aastatega võrreldes kaks korda väiksemaks. Zoo- ja fütoplanktoni biomasside suhtarv (BZp/BPhyt), mida kasutatakse veekogu ökosüsteemi seisundi indikaatorina, oli oluliselt suurem kevadetel pärast sooja talve, mis näitab selle indikaatori ebasoovitavat kliimatundlikkust.



**Joon. 3.2.1.** Jää sulamise aega on võrreldud päevaga, mil veetemperatuur ületab 5 °C, mis on bioloogilise aktiivsuse signaaliks paljudele liikidele. Statistiliselt olulist trendi ei esine ka 10 °C läve ületamisel (Pärn, 2006).

### 3.2.2.2. Mõju kaladele

Enamikul kaladest on kudemise algsignaalsiks veetemperatuuri teatud läviväärtuse ületamine (Pihu, 1999). Temperatuurimuutuste järgi saab üsna täpselt ennustada, millal üks või teine kalaliik hakkab kudema, samuti seda, kas kudemine tuleb aeglane ja loid, või kiire ja massiline (Pärn, 2006). Kalade paljuaastase kudemisfenoloogia analüüs Peipsi ja Võrtsjärve vesikondades (Nõges & Järvet, 2005) näitas, et aastatel 1951-1990 nihkus latika kudemine 10 päeva varasemaks, kuid kudemistemperatuur jäi muutumatuks. Samas särje kudemise aeg ei muutunud, kuid kudemine hakkas toimuma soojemas vees. Selle erinevuse põhjuseks on ilmselt kudemise algussignaali erinevus neil kalaliikidel. Latikale kui hilisemale kudejale võib kudemist ettevalmistavaks signaaliks olla jääminek või veetemperatuuri teatud läviväärtuse ületamine, särj, kes koeb varem, varsti pärast jääminekut, ei saa aga neist sündmustest lähtuda ja tema puhul võib signaaliks olla ilmastikust mittesõltuv päeva pikkus.

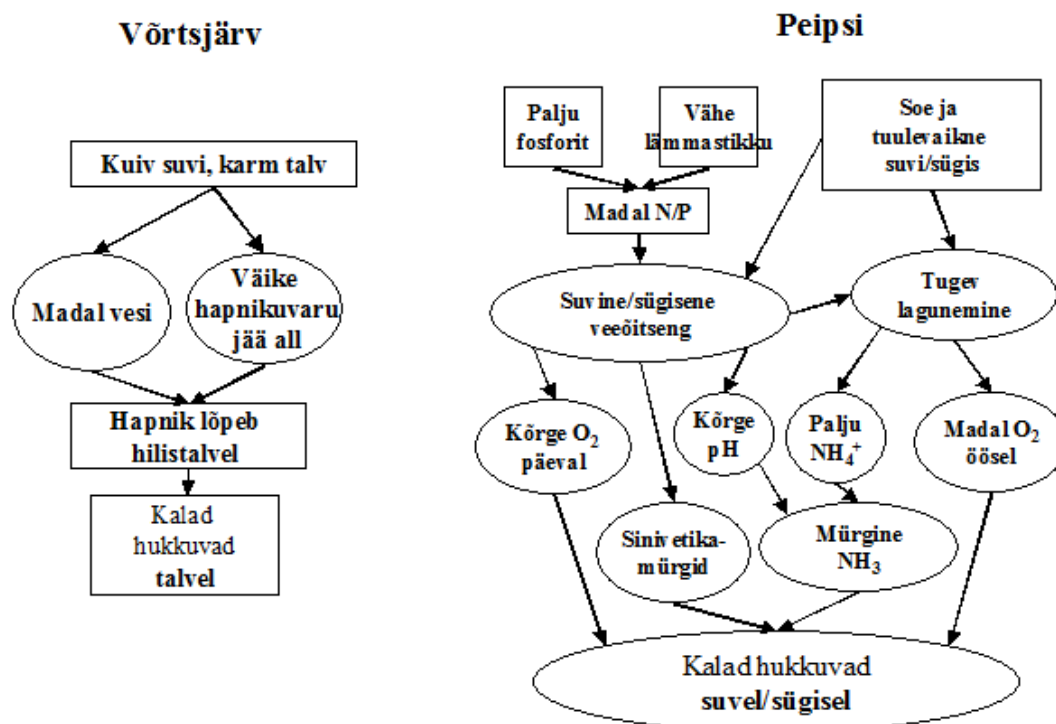
Peipsi kaladele võivad saada saatuslikuks kuumad suved, Võrtsjärve kaladele aga külmad talved. Näiteks viimase aja suuremad kalade suremised Peipsis 2002. aasta suvel ja Võrtsjärves 1996. aasta talvel. Millest selline erinevus? Kalade suremisi Peipsis (joon. 3.2.2) põhjustab sinivetikate vohamine ehk 'veeõitseng'. See on tingitud nii reostusest (suurenenud P koormus, vähenenud N ja P suhe) kui ka ilmastikuoludest (erakordselt soe ja tuulevaikne suvi). Kalade massilist suremist on dokumenteeritud alates 1959. aastast ja need juhud on sagenenud (Kangur et al., 2005; 2010). Pikaajaliste andmete analüüs (Kangur et al., 2007) näitas, et tindi suremisel olid kriitilisteks teguriteks maksimaalne suvine veetemperatuur ja

kõrge veetemperatuuriga (>20°C) perioodi pikkus. Kõrge veetemperatuuri mõju oli eriti tugev, kui sellega kaasnes madal veetase nagu 1972. ja 2002. a juulis–augustis.

Intensiivne fotosüntees põhjustab veeõitsengute ajal tugevaid ööpäevaseid hapniku kontsentratsiooni muutusi, mis nõrgestavad kalu ja muudavad nad teistele kahjulikele mõjuritele vastuvõtlikuks, seda eriti soojas vees. Fotosüntees muudab ka vee aluseliseks (pH tõuseb). Veeorganismide ainevahetuses ja surnud vetikate lagunemisel vabaneb lämmastik ammooniumi kujul, mis aluselises vees (pH>9), läheb üle kaladele mürgiseks ammoniaagiks (NH<sub>3</sub>). Eriti tundlikud on liigsooja vee ja suurte hapniku kõikumiste poolt nõrgestatud kalad. Lisaks on Peipsis vohavad vetikaliigid ka ise toksilised.

Eutrofeerumise ja kliimamuutuse koostoime tulemusena toimusid kõige olulisemad muutused Peipsi kalastikus kümnendi 1980/1990 vahetuse paiku (Kangur et al., 2008). Peipsi kalakoosluses on toimunud oluline nihe puhta- ja külmaveelistelt kaladelt (rääbis, siig, luts) koha ja latika domineerimise suunas, kes eelistavad kõrge toitelisusega, sooja ja sogast vett (Kangur et al., 2007). Ka ahvenat on praegu järves palju, millele võis kaasa aidata talvise sikutipüügi puudumine 2007/2008. aasta soojal, püsiva jääkatteta talvel (Kangur et al., 2010).

Võrtsjärve kalad satuvad ohtu eelkõige siis kui suhteliselt nõrk kevadine suurvesi pole järve korralikult täitnud, kuum ja põuane suvi veetaset veelgi alandanud ning järgneb külm ja suladeta talv. Sellisel talvel võivad madalamad järveosad põhjani läbi külmuda ning hukkuvad eelkõige angerjad, kes põhjamutta talvituma jäävad. Jää all olev hapnikuvaru on madalas järves kuni kolm korda väiksem kui maksimumveetaseme puhul ja nii lõpeb see tunduvalt varem otsa kui suurema varu korral. Kui aga soojenev kliima toob kaasa soojemad talved ja lühema jääkatte kestuse, siis Võrtsjärves hapnikupuuduse oht väheneb.



**Joon. 3.2.2.** Kalade suremise põhjused Võrtsjärves ja Peipsis

Kokkuvõtteks võib öelda, et kliima soojenemine võib Peipsile ja Võrtsjärvele kaasa tuua nii head kui ka halba ning lõpptulemust on raske prognoosida.



### 3.2.3. Atmosfääri suuremõõtmeliste tsirkulatsioonimustrite mõju järvede füüsikalistele ja keemilistele omadustele

Eesti paikneb geograafiliselt ookeanilise ja mandrilise kliima üleminekualal intensiivse tsüklonaalse tegevuse piirkonnas, kus kliimatingimuste muutlikkuse määravad atmosfääri tsirkulatsiooniprotsessid, eriti nende lääne-ida suunaline komponent, mis kannab Atlandi ookeanilt soojemat ja niiskemat õhku. Mida intensiivsem ja suurema korduvusega on lääne-ida suunaline õhutsirkulatsioon, seda niiskem (veerohkem) on üldjuhul siinne kliima. Atmosfääri üldtsirkulatsiooni mõju iseloomustamiseks meie suurjärvede veetasemele on kasutatud näiteks Wangenheim-Girsi tsirkulatsiooniprotsesside põhivormide korduvust (joon. 3.2.3) (Jaani, 1973b; 2001), Põhja-Atlandi Ostsillatsiooni indeksit (T. Nõges et al., 2007; P. Nõges et al., 2007; 2010a) ja Golfi hoovuse positsiooni indeksit (T. Nõges, 2004). Päikese aktiivsuse seoseid Peipsi veetasemetega on uurinud mitmed teadlased, kuid üksikasjalisemalt Libin ja Jaani (1989).

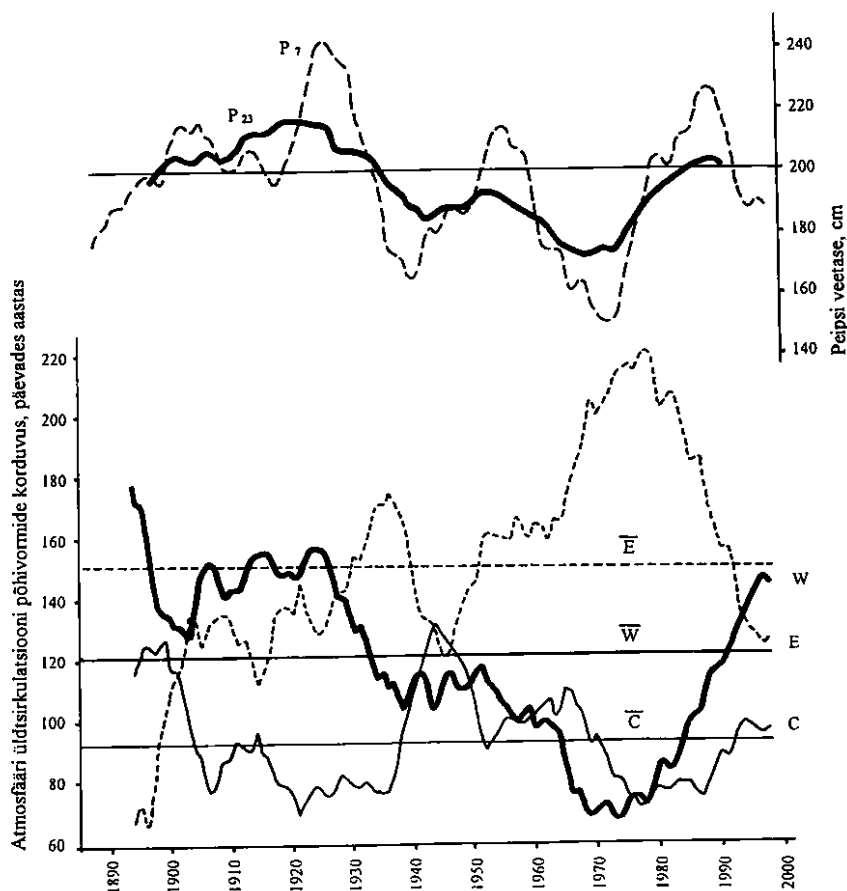
Veetaseme pikaajalised muutused suurtes ja suure valgala järvedes, mille veetase on looduslik, st. järgib veerohkuse muutusi, peegeldavad ilmekalt integraalseid kliimamuutusi vähemalt selle valgala piirides, samal ajal on nende alusel võimalik prognoosida veevarude muutusi.

Veetaseme igapäevaseid mõõtmisi alustati nii Võrtsjärvel Rannu-Jõesuus kui Peipsil Mustvee hüdromeetriaajas 1921. aastal. Andmeridu on pikendatud 1885. aastani korrelatsiooni teel Tartu veemõõtja suviste mõõtmisandmetega Emajõel ja Vasknarva veemõõtja andmetega. Mõlema suurjärve veetasemete paljuaastases käigus avaldub selge tsüklilisus (Jaani, 1973a; 2001). Naturaalne andmerida näitab ainult 2-3-aastase tsüklilisuse olemasolu (veerohkem aasta vaheldub 1-2 veevaesema aastaga või vastupidi. Andmete silumine toob esile veerohkuses väljenduvad tsüklid kestusega 18-33 aastat, mis vastab klimatoloogias tuntud Brückneri tsüklitele keskmise pikkusega 35 aastat varieeruvusega 20-25 kuni 40-50 aastat. Jaani (2001) järgi võib ilmned ka pikem, tinglikult sajandiliseks nimetada võidav tsükel. Esialgse hinnangu kohaselt võis see alata XIX sajandi 80-ndate aastate keskel ja lõppeda XX sajandi seitsmekümnendate aastate sügava miinimumiga.

Veetaseme tsüklilise muutuse iseloomustamiseks on tabelis 3.2.1 esitatud Võrtsjärve tsüklite karakteristikud. Veerežiimi ühe tsükli pikkus on keskmiselt 30 aastat. Praegune tsükel algas 2008. aastaga kui pärast suhteliselt veevaest periood algas uus veerikas periood.

NAO arvutatakse õhurõhu erinevuse alusel põhja (Islandi) ja lõuna (Assooride) vahel ning see peegeldab kliimamuutusi Atlandi ookeanil, Põhja Ameerikas ja Euroopas ning seda eelkõige talveperioodil (Hurrell *et al.*, 2001). Euroopas seonduvad positiivse NAO-ga pehmemad talved, tugevamad läänetuuled ja jäävabal ajal tuultest tingitud vee parem segunemine, rohkem sademeid, jõgede suurem äravool ja suurem toiteainete ärakanne valglalt, kõrgem veetase ja sügavam segunemine madalates järvedes, vähem valgust tihedama pilvisuse tõttu (Magnusson et al, 1997). Alates 1955. aastast on talvine NAO tõusnud (joon. 3.2.5 A, B) ja ka Eestis on sellega kaasnenud talvise õhutemperatuuri tõus (joon. 3.2.5 C) ning jõgede talviste äravoolude suurenemine (joon.3.2.5 D).

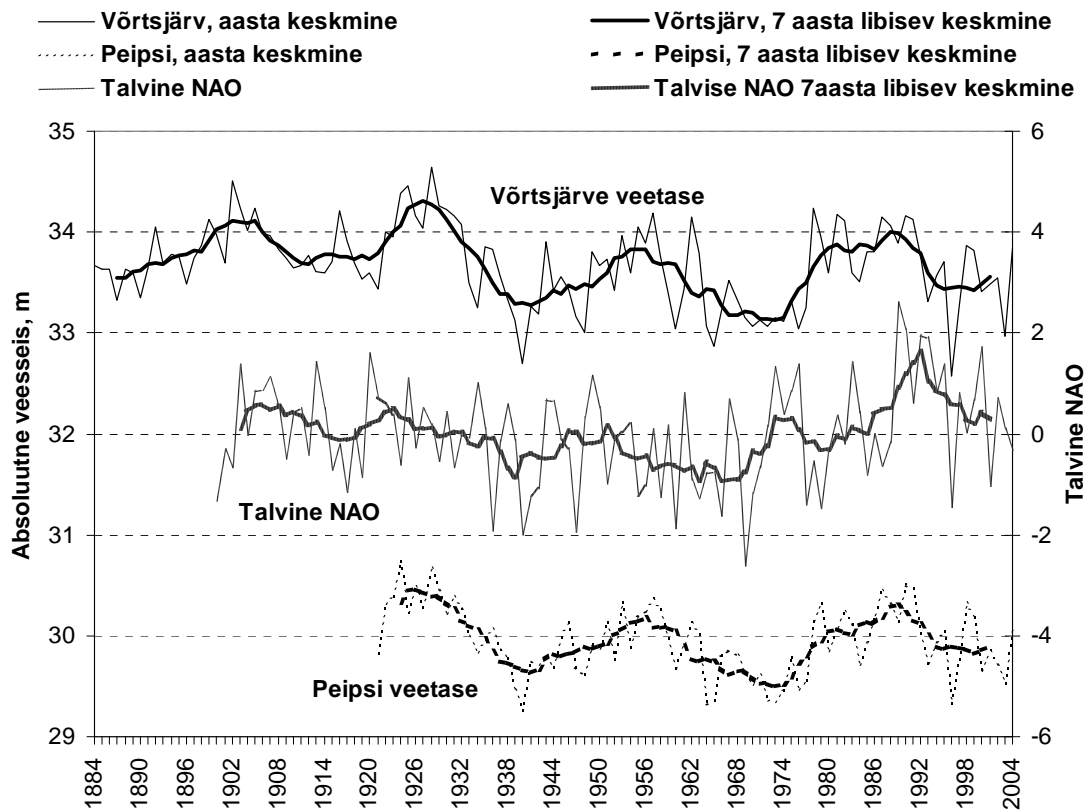




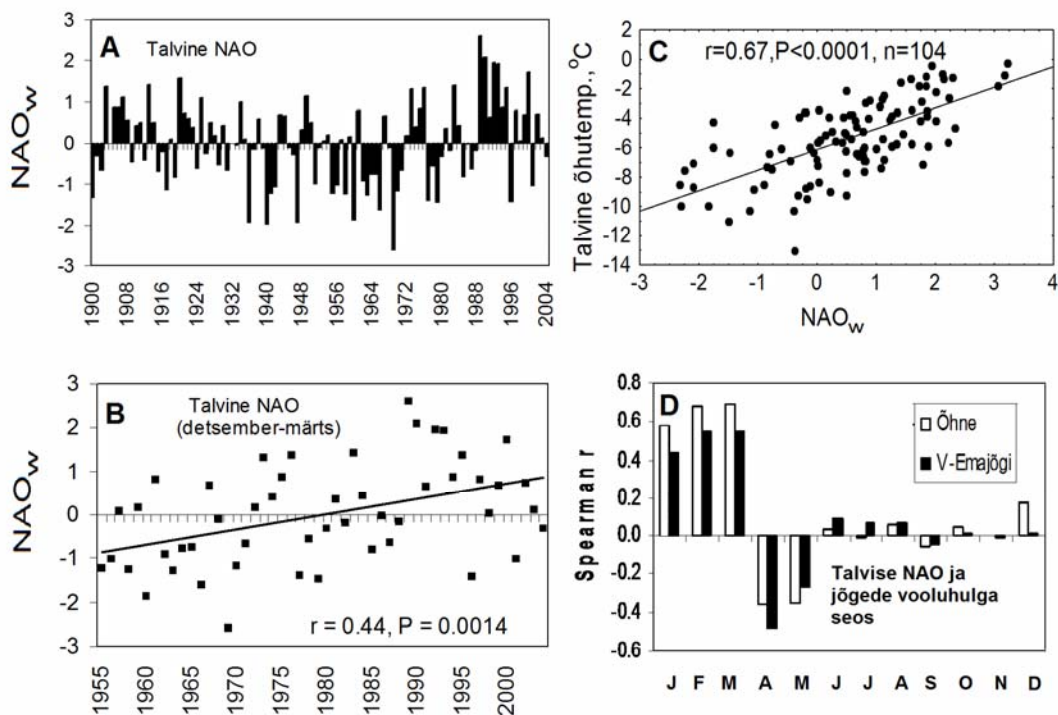
**Joon. 3.2.3.** Peipsi veetaseme 7- ja 23-aastased libisevate keskmiste ning Wangenheim-Girsi tsirkulatsiooniprotsesside W, C ja E põhivormide korduvuse (päeva aastas) 7-aastaste libisevate keskmiste ajaline käik (Jaani, 2001)

**Tabel 3.2.1.** Võrtsjärve veetaseme pikaajalise muutuse tsüklid. Veetase on antud absoluutse kõrgusena.

Jrk	Periood	Kestus, aastat	Keskmine veetase, m	Standardhälve	Madalaim tase	Kõrgeim tase	Amplituud, m
I	(1871)–1887		33,99	0,32	32,57	33,92	2,35
II	1888–1913	26	33,63	0,33	32,65	35,06	2,41
III	1914–1940	27	33,80	0,63	32,35	35,20	2,85
IV	1941–1976	36	33,39	0,53	32,15	34,89	2,74
V	1977–2007	31	33,62	0,59	32,14	34,99	2,85

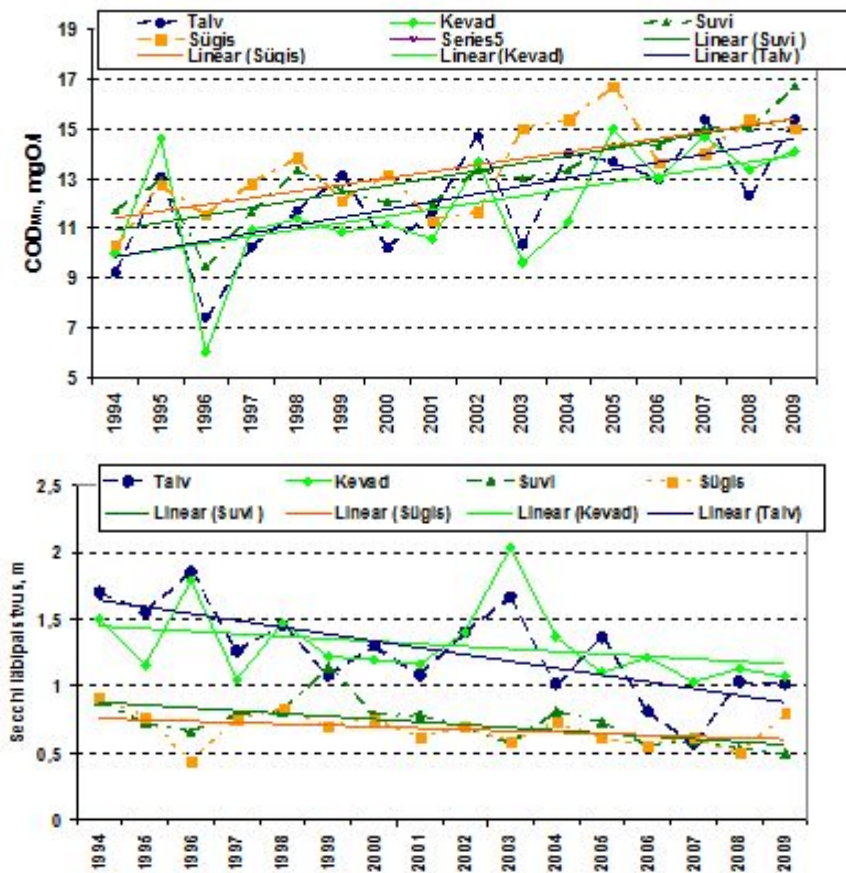


**Joon. 3.2.4.** Võrtsjärve ja Peipsi veetaseme pikaajaline tsüklilisus talvise NAO indeksi taustal (T. Nõges et al., 2007)

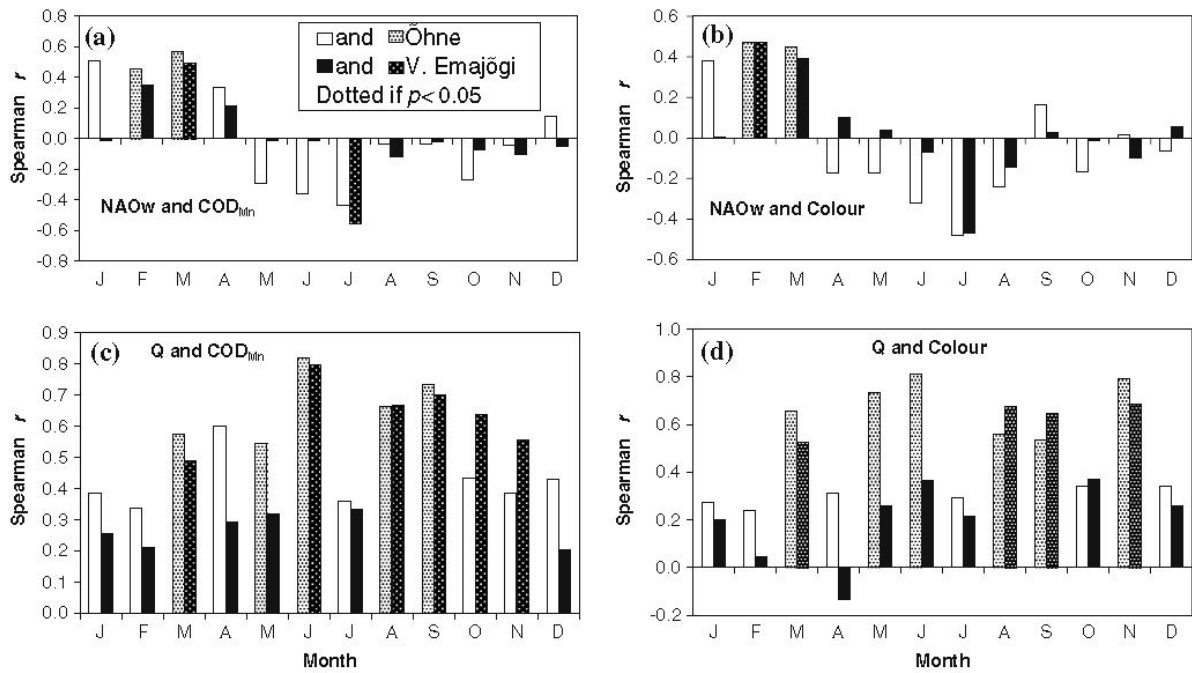


**Joon. 3.2.5.** Talvine NAO indeks ( $NAO_w$ ) aastatel 1900-2004 (A), tema kasvutrend alates 1955. aastast (B) ning selle seos talvise õhutemperatuuriga Eestis (C) ja jõgede vooluhulgaga (kombineeritud allikatest T. Nõges et al. 2007; P. Nõges et al., 2007).

Võrtsjärve voolavates jõgedes suureneb äravoolu suurenedes vee värvus ja seetõttu on kõrgema NAOw aastatel varakevadel vesi pruunim, suvekuudel aga vähem värvunud (joon. 3.2.7). Huumusainete hulga kasv, mis väljendub keemilise hapnikutarbe tõusu ja vee läbipaistvuse vähenemisena, on Võrtsjärve keemilist ja bioloogilist rezhiimi viimastel aastakümnetel tugevasti mõjutanud. Senistes seireandmetes aastast 1994 alates on keemilise hapnikutarbe tõus kõige selgem ja tugevam trend (joon. 3.2.6). Keemiline hapnikutarve on selle 16 aasta jooksul kasvanud keskmiselt 4 mgO/l võrra e. ligi 40%. Veele kollakat või pruuni värvust andvate huumusainete hulk vees on drastiliselt kasvanud Euroopas ja Põhja-Ameerikas paljudes piirkondades (Freeman *et al.*, 2001a; Skjelkvåle *et al.*, 2001; Löfgren *et al.*, 2003; Hongve *et al.*, 2004; Evans *et al.*, 2005, 2006; Worrall *et al.*, 2005; Vuorenmaa *et al.*, 2006). Selle tõusu põhjused on keerulised ja peituvad osaliselt temperatuuri- ja sademeterezhhiimi muutustes (Jennings *et al.*, 2010), osaliselt aga happeliste sademete vähenemises (Evans *et al.*, 2005, 2006). Vee tumeduse kasv, mis küll ei ohusta otseselt ei järve elustikku ega inimest, on peamiseks põhjuseks, miks Võrtsjärve vee läbipaistvus aastast-aastasse langema kipub ja miks varjutaluvad niitjad sinivetikad järves nii kindlalt on kanda kinnitanud vaatamata reostuskoormuse vähenemisele.

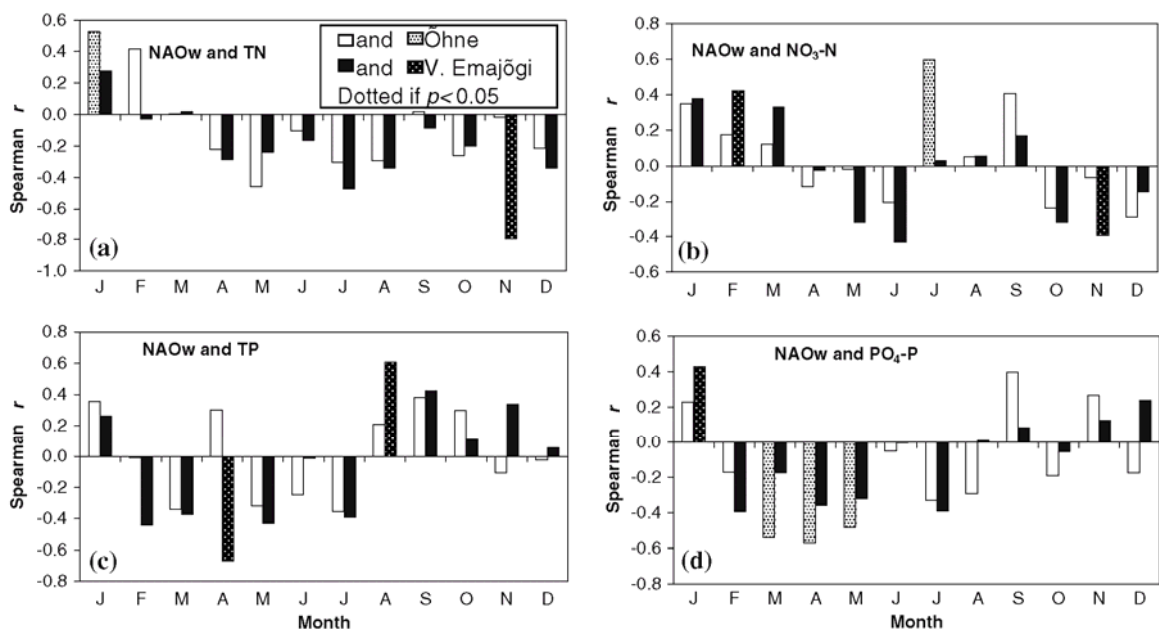


**Joon. 3.2.6.** Vee permanganaatse hapnikutarbe (CODMn, ülal) ja vee läbipaistvuse trendid Võrtsjärves aastatel 1994-2009 (Tuvikene *et al.*, 2010)



**Joon. 3.2.7.** Võrtsjärve sissevoolude vee permanganaatse hapnikutarbe (CODMn) ja vee värvuse seosed talvise NAO indeksiga (a & b) ja vooluhulgaga Q (c & d) (P. Nõges et al., 2007)

Kõrge NAO aastatel suureneb jaanuarikuine toitainete kontsentratsioon suurjärvedesse voolavates jõgedes (joon. 3.2.8). Üldläämastiku ja eriti nitraatide puhul säilib positiivne seos NAO-ga ka veel veebruaris ja märtsis. Kui ülejäänud osal aastast on üldläämastiku seos NAO-ga negatiivne, siis nitraatide kontsentratsioon annab positiivse korrelatsiooni ka veel juulis ja septembris. Suurjärvi toitvate jõgede fosfori kontsentratsioon suurenes kõrge NAO-ga aastatel augustist jaanuarini, kevadel ja suvel jäi aga tavapärasest madalamaks.



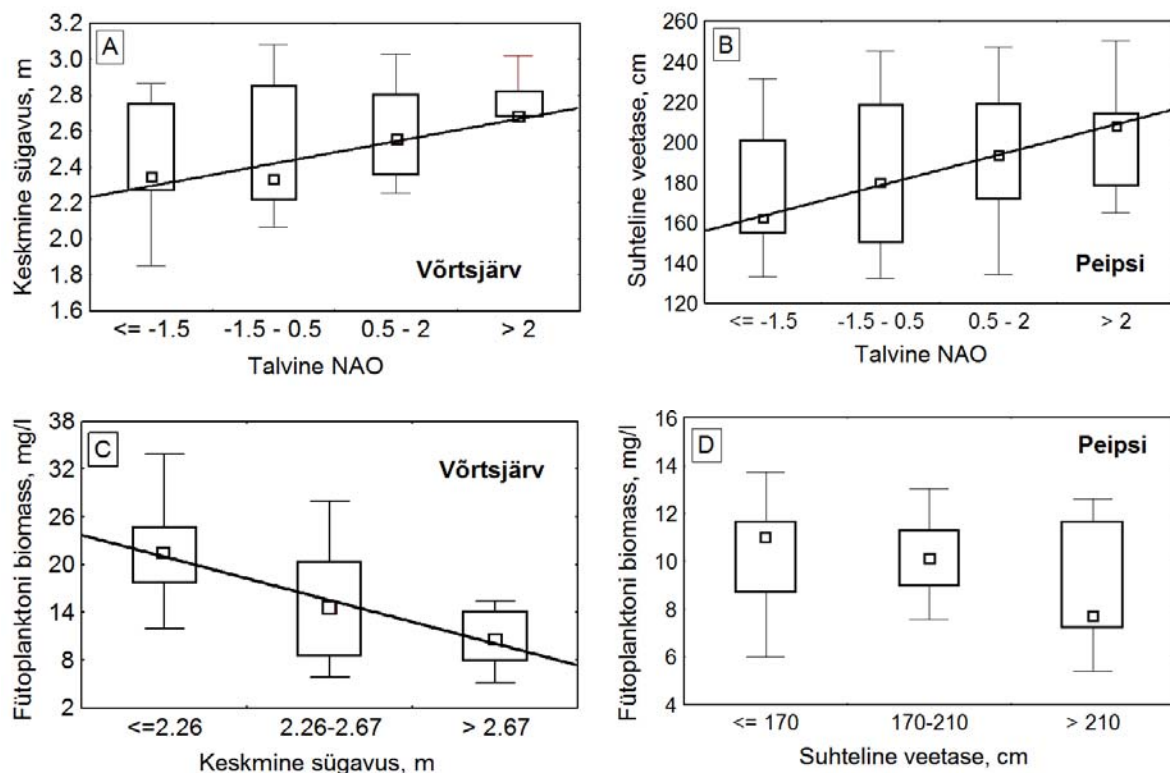
**Joon. 3.2.8.** Võrtsjärve sissevoolude vee üldläämastiku ja nitraatide (a & b) ja üldfosfori ning fosfaatide (c & d) seosed talvise NAO indeksiga (P. Nõges et al., 2007)

### 3.2.4. Veetaseme muutuste mõju suurjärvede ökosüsteemile

Veetaseme muutus põhjustab olulisi muutusi järvede sügavuses ja mahus, mis on seda suurema tähendusega, mida madalam on järv. Näiteks Võrtsjärves (keskmine sügavus 2,8 m) on veetaseme muutumise aastane amplituud 1,4 m ja maksimaalne registreeritud amplituud 3,2 m, mis põhjustab kuni kolmekordset veemahu ja 2,4-kordset keskmise sügavuse muutumist (Nõges & Nõges, 1999). Sügavamas Peipsis (keskmine sügavus 7,1 m) on veetaseme absoluutne muutumiskaala sarnane, kuid selle võimalik mõju järve mahule ja keskmisele sügavusele on palju väiksem kui Võrtsjärves (vastavalt kuni 57% ja 26%).

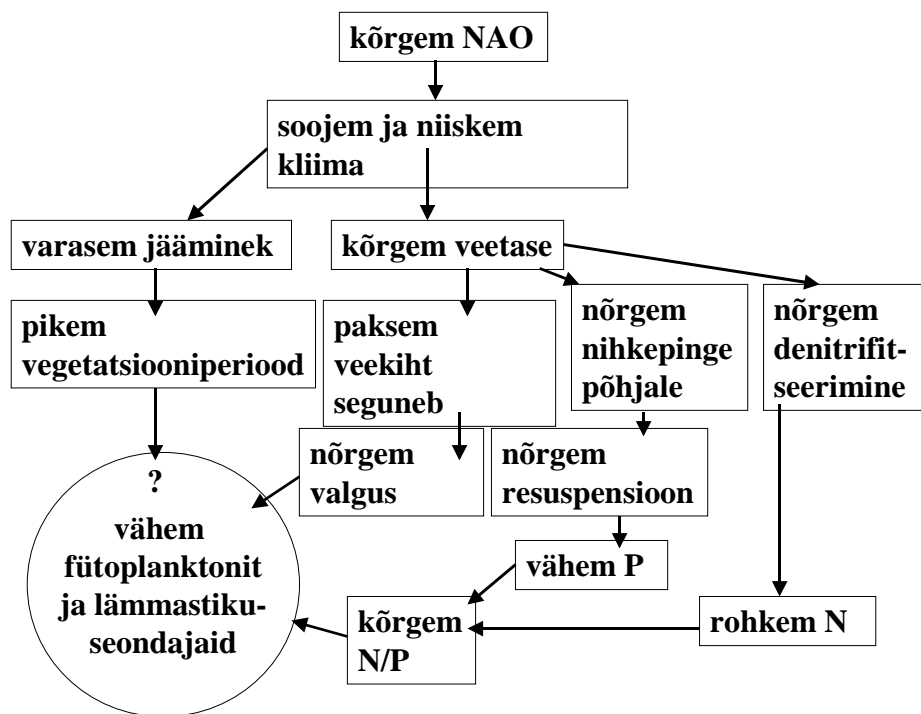
#### 3.2.4.1. Mõju fütoplanktonile

Meie suurjärvedes, mis jäävabal ajal põhjani segunevad, mõjutab sügavuse muutus veesamba valguskliimat (Nõges & Järvet, 1995), põhjasetete resuspensiooni (Nõges et al., 1999), toitainete vabanemist setetest (Nõges & Kisand, 1999; Haldna et al., 2008) ja denitrifikatsiooni (Nõges et al., 1998). Veesamba parem keskmine valgustatus ning fosfori rikkalikum vabanemine setete resuspendeerumisel toovad Võrtsjärves kaasa kõrge vetikabiomassi just madalaveelistel aastatel (joon. 3.2.9 C). Sügavamas Peipsis ei ole see seos nii ilmne (joon. 3.2.9 D), siiski ilmnes ka Peipsi eutrofeerumise kiirenemine kuivadel, veevaestel aastatel (Kangur et al., 2003). Tõenäoliselt tugevdavad kõrgem temperatuur ja madal veeseis sünergeetiliselt fosfori sisekoormusele Peipsis ja selle kaudu soodustavad fütoplanktoni ja eriti tsüanobakterite arengut (Haldna et al., 2008).



**Joon. 3.2.9.** Talvise NAO, suhtelise veetaseme (cm üle graafiku nulli) või järve sügavuse ja fütoplanktoni biomassi seosed Võrtsjärves ja Peipsis (mediaan, miinimum, maksimum ja kvartiilid) (T. Nõges et al., 2007)

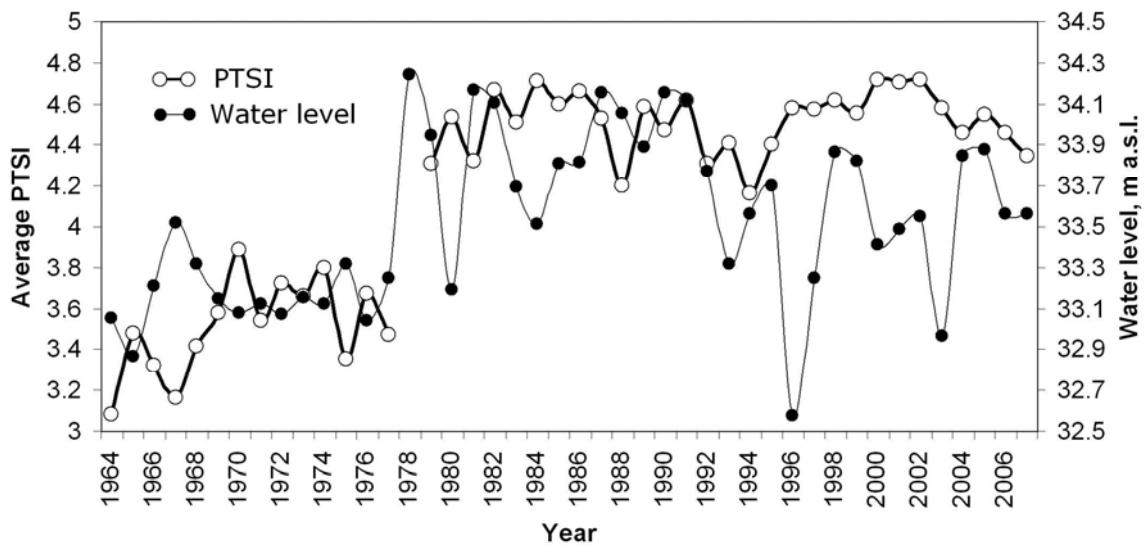
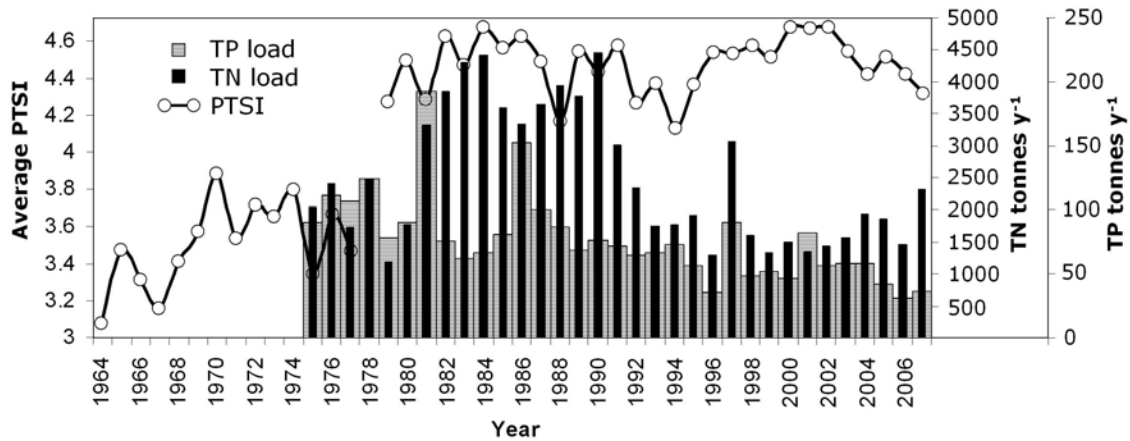
Võrtsjärve ökosüsteemi kontrollib suurel määral veetase ning kui soojem ja niiskem kliima põhjustab kõrgema veetaseme siis on tõenäoline joonisel 3.2.10 esitatud arengustsenaarium. Sügavamas vees väheneb vetikatele kättesaadav valgus ja nende biomass väheneb (Nõges & Nõges, 1998). Sügavamas vees on väiksemad nii resuspendeerumise kui denitrifitseerumise kiirus ning sellega kaasneb madalam fosfori ja kõrgem lämmastiku kontsentratsioon (Nõges & Nõges, 1999). Kõrgem N ja P suhe toob kaasa lämmastikufikseerijate sinivetikate hulga vähenemise. Lisaks parandab kõrgem veetase Võrtsjärve talviseid hapnikuolusid, kuna jää alla 'lõksu' sattuv veemass on kõrgema veetaseme korral tunduvalt suurem kui madala veetaseme puhul.



**Joon. 3.2.10.** Kõrgenenud NAO mõju Võrtsjärve fütoplanktonile (T. Nõges et al., 2007)

Teatud surve olukordades võib elustiku reaktsioon veetaseme muutustele olla järsk ja mittelineaarne. Aegriidade analüüs (P. Nõges et al., 2010b) näitas, et Võrtsjärve fütoplanktoni liigilises koosseisus toimus hüppeline muutus ajavahemikus 1977-1979, mil vahetusid dominantliigid ja mitmed varem arvukad liigid kadusid planktonist. See muutus ei olnud seostatav toitainekoormuse muutustega, mille tipp saabus hiljem (joon. 3.2.11). Suurenenud toitainekoormused 1970ndate aastate esimesel avaldusid küll fütoplanktoni ülikõrgetes biomassides (kuni  $100 \text{ g/m}^3$ ), mis näitas koosluse tasakaalutust, kuid liigiline koosseis püsis suhteliselt muutumatuna. Järsk veetaseme tõus enam kui meetri võrra 1978. aastal halvendas järsult veesiseseid valgustingimusi ja kutsus esile varjutaluvate sinivetikaliikide (perekonnast *Limnothrix*) võidulepääsu. Olles teistest liikidest efektiivsemad biomassi moodustajad (vajavad vähem fosforit biomassi ühiku kohta), kindlustasid need liigid tugeva varjutuseefekti säilimise, mis on säilitanud nende konkurentsivõime ka praegusel perioodil, mil toitainekoormused on toonasega võrreldes oluliselt langenud ja järve veetase on läbi teinud ka suuri lagusi (näit. 1996.

a.). Selliste alternatiivsete tasakaaluseisundite olemasolu, kus süsteemi elastsust ületavateks lülitusteguriteks võivad olla mitmesugused looduslikud või inimõju tingimused, muudab elustikum muutuste prognoosimise väga raskeks kui mitte võimatuks ülesandeks. Tagasinek endisesse tasakaaluseisundisse (kui see üldse võimalik on) toimub reeglina survetegurite tunduvalt madalamate lülväärtuste juures, kui need, mis muutuse põhjustasid.



Joon. 3.2.11. Liigilisel koosseisul põhineva fütoplanktoni indeksi (PTSI) pikaajaline muutlikkus Võrtsjärves kõrvaltuna jõgedest lähtuva üldlämmastiku (TN) ja üldfosfori (TP) koormustega (ülemine paneel) ning aasta keskmise veetasemega (alumine paneel) (P. Nõges et al., 2010b)

### 3.2.4.2. Mõju suurtaimede

Kestvad madalvee perioodid soodustavad roostike ja veesise taimestiku laienemist. Suurte roostikumassiivide teket looderannikul on seostatud 1939.-40. a. madala veeseisuga, mis võimaldas taimestikul kinnituda ja laieneda uhtliivaga aladel (Pihu, 1959). 1996. a. täitis tähkjas vesikuusk paranenud valgustingimuste tõttu enamuse järve lõunaosast.



### 3.2.4.3. Mõju kaladele

Nagu eespool näidatud, mõjutab veetase Võrtsjärves otseselt kalade talviseid elutingimusi määrates ära jääaluse hapnikuvaru suuruse. Kevadise suurveetipu kõrgusest sõltub Emajõe luhtade üleujutuse ulatus ja kestus, mis on oluline paljude kevadel kudevate kalade, eeskätt haugi, kudemistingimustele. Luhtade üleujutus algab järve veetaseme 34,47 m juures (Pihu, 1959). Talvise vooluhulga suurenemisega veevaesemaks jäävatel kevaditel ei pruugi veetase selle väärtuseni küündida. Väga madala veetasemega kevaditi, nagu 1996 aastal, sarnaneb kogu Võrtsjärve lõunaosa üleujutatud luhaga ja nimetatud aastal ilmus erandlikult tugev haugi põlvkond (Järvalt et al. 2010).

Kohamaimusid on rohkem madala veega, kuna vesi soojeneb siis kevadel kiiremini ja maimude kasvuperiood on pikem. Teisest eluaastast alates soodustab kõrge veeseis koha ellujäävust ja püüki. Erakordselt madala veeseisu tingimustes 1996. aasta kevadel vohasid Võrtsjärve madalas lõunaotsas veetaimed, mis takistasid koha normaalset migratsiooni järves ja häirisid selle vaba vett eelistava kalaliigi kudemist (Järvalt et al., 2005). Alates 1990ndate aastate lõpust on kudejate kohade arv Väike-Emajões kordades vähenenud, mille üheks oletatavaks põhjuseks võib pidada peale äärmiselt madalate veetasemetega aastate järel Võrtsjärve lõunaosa täiskasvamist tiheda taimestikuga (Järvalt et al., 2010).

Kõrge veeseisuga suureneb latika väljapüük. Kõrge veega tuleb latikas kudema kalda lähedale ja luhtadele. Sinna pannakse kevadel angerjamõrrad ja ligi pool latikast püütakse kaaspüügina. Seetõttu mõjutab kevadine veeseis latikasaake oluliselt. Pikaajalises plaanis mõjub kõrge vesi hästi latika põlvkondade arvukusele, mis jõuavad püükidesse 8-10 aasta pärast.

Angerja kui Võrtsjärves kalanduse alustala saagid sõltuvad otseselt asustamisest. Siiski mõjutab ka veetase tugevasti angerja väljapüüki. Kõrge veetasemega aastatel (1979-1982; 1998, 2009) saadakse prognoositust enam kui poole vähem saaki, kuna kõrge veetase muudab mõrrapüügi angerja suhtes väheedukaks. Harrastuspüük õngejadadega ja märgistamistulemused tõendavad, et varu püsib siiski samal tasemel (Järvalt et al., 2010).

### Kasutatud kirjandus

- Blank, K., J. Haberman, M. Haldna & R. Laugaste, 2009. Effect of winter conditions on spring nutrient concentrations and plankton in a large shallow Lake Peipsi (Estonia/Russia) . *Aquatic Ecology*, 43(3), 745 - 753.
- Buhvestova, O., T. Möls, K. Kangur & M. Haldna, 2011. The seasonality of nutrient dynamics in two limnologically different parts of large shallow Lake Peipsi: the effect of water temperature and level fluctuations. In: *Programs and Abstracts: The 7th International Shallow Lake Conference. Conservation, Management and Restoration of Shallow Lake Ecosystems Facing Multiple Stressors*; Wuxi, China; April 24-28, 2011. Wuxi, China; 2011, 71 - 72.
- Evans, C. D., Chapman, P. J., Clark, J. M., Monteith, D. T. & Cresser, M. S. (2006). Alternative explanations for rising dissolved organic carbon export from organic soils *Glob. Change Biol.* 12, 2044–2053.
- Evans, C.D., Monteith D.T and Cooper D.M. (2005) Long-term increases in surface water dissolved organic carbon: observations, possible causes and environmental impacts, *Environmental Pollution* 137, 55-71.

- Freeman, C., Evans, C.D., Monteith, D.T., Reynolds, B. and Fenner, N. (2001a) Export of organic carbon from peat soils, *Nature* 412, 785.
- George, D.G. (editor) 2010. *The Impact of Climate Change on European Lakes*, Aquatic Ecology Series 4. Springer Science + Business Media B.V., Dordrecht, Heidelberg, London, New York, Berlin.
- Haldna, M., A. Milius, R. Laugaste & K. Kangur, 2008. Nutrients and phytoplankton in Lake Peipsi during two periods that differed in water level and temperature. *Hydrobiologia* 599: 3–11.
- Hongve, D., Riise, G. and Kristiansen, J.F. (2004) Increased colour and organic acid concentrations in Norwegian forest lakes and drinking water – a result of increased precipitation? *Aquatic Sciences*, 66, 231-238.
- Ivanova, M. B., 1985. *Produktsiya planktonnykh rakoobraznykh v presnykh vodakh*. Leningrad, Nauka. 220 pp (vene k).
- Jaani, A. 1973b. Veerohkus muutub tsükliliselt. *Eesti Loodus*, 12, 758-764.
- Jaani, A., 1973a. *Hüdroloogia*. Rmt. T. Timm (toim.) Võrtsjärv, Valgus, Tallinn: 37-60.
- Jaani, A., 2001. Hydrological regime and water balance. In: Nõges, T. (ed.) *Lake Peipsi. Meteorology, hydrology, hydrochemistry*. Sulemees Publishers, Tartu, 41-51.
- Jennings, E., M. Järvinen, N. Allott, L. Arvola, K. Moore, P. Naden, C. N. Aonghusa, T. Nõges and G. A. Weyhenmeyer. 2010. Impacts of Climate on the Flux of Dissolved Organic Carbon from Catchments. In D.G. George (ed.) *The Impact of Climate Change on European Lakes*. Springer.
- Jørgensen, S. E., 1994. *Fundamentals of ecological modelling*. 2nd ed. Elsevier. Amsterdam: 638-651.
- Järvalt, A., Laas, A., Nõges, P. & Pihu, E. 2005. The influence of water level fluctuations and associated hypoxia on the fishery of Lake Võrtsjärv, Estonia. *Ecohydrology and Hydrobiology* 4: 487-497.
- Järvalt, A., M. Kask & P. Bernotas, 2010. Võrtsjärve kalavarude seisund ning angerjamajanduse kava täitmise analüüs 2010. Keskkonnaministeeriumi poolt finantseeritud lepingu nr 4-11/1711.07.2010 aruanne. Eesti Maaülikool. Tartu.
- Kangur, A., P. Kangur, E. Pihu, V. Vaino, M. Tambets, T. Krause & K. Kangur, 2008. Kalad ja kalandus. In Haberman, J., T. Timm & A. Raukas (eds), *Peipsi (in Estonian)*. Eesti Loodusfoto Publishers, Tallinn: 317–340.
- Kangur, A., P. Kangur, K. Kangur & T. Möls, 2007. The role of temperature in the population dynamics of smelt *Osmerus eperlanus eperlanus* m. *spirinchus* Pallas in Lake Peipsi (Estonia/Russia). *Hydrobiologia* 584: 433–441.
- Kangur, K., A. Kangur, P. Kangur & R. Laugaste, 2005. Fish kill in Lake Peipsi in summer 2002 as a synergistic effect of cyanobacterial bloom, high temperature and low water level. *Proc. Estonian Acad. Sciences. Biology Ecology* 54: 67–80.
- Kangur, K., T. Möls, M. Haldna, A. Kangur, P. Kangur, R. Laugaste, A. Milius & R. Tanner, 2003. Peipsi elustiku, biogeenide ja veetaseme ühisdünaamika ning kriitiliste olukordade risk. Rmt: T. Frey (toim.), *Kaasaegse ökoloogia probleemid*. Tartu: 73–83.

- Kangur, Külli; Kangur, Andu; Kangur, Peeter; Ginter, Kai; Orru, Kati; Möls, Tõnu. (2010). Survetegurite mitmekesisus ja koosmõju Peipsi kalastiku seisundi kujunemisel . In: XI Eesti Ökoloogiakonverents: XI Eesti Ökoloogiakonverents, 8.-9. aprillil 2010, Tartu. , 2010.
- Laugaste, Reet; Haberman, Juta; Blank, Kätlin (2010). Cool winters versus mild winters: effects on spring plankton in Lake Peipsi. *Estonian Journal of Ecology*, 59(3), 163 - 183.
- Libin, I., Jaani, A. 1989. Vozdeistvije izmenenij solnečnoi aktivnosti na geofizičeskije i gidrologičeskije protsessy. I. Spektral'nyje harakteristiki kolebanij vodnosti Čudskogo ozera. *Izvestija Akademij Nauk Estonskoj SSR. Biologija*, 38, 2, 97-106.
- Löfgren, S., Forsius, M. och Andersen, T. (2003) Climate induced water color increase in Nordic lakes and streams due to humus. Nordic Council of Ministers, Brochure, Copenhagen, Denmark, 12pp.
- Mõtt, A., 2001. Peipsi järve veetemperatuuri sõltuvus atmosfääri soojusvoogudest. Bakalaureusetöö. TPÜ.
- Nõges, P. & A. Järvet, 1995 Water level control over light conditions in shallow lakes. - Report Series in Geophysics. University of Helsinki 32, 81-92.
- Nõges, P. & A. Järvet. 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 Environ. Res.* 10: 45–55.
- Nõges, P. & A. Kisand, 1999. Forms and mobility of sediment phosphorus in shallow eutrophic Lake Võrtsjärv (Estonia). - *International Review of Hydrobiology* 84 (3): 255-270.
- Nõges, P. & T. Nõges, 1998. The effect of fluctuating water level on the ecosystem of Lake Võrtsjärv, Central Estonia. - *Proc. Estonian Acad. Sci. Biol. Ecol.*, 47(2): 98-113.
- Nõges, P., Järvet, A., Tuvikene, L. & Nõges, T. 1998. The budgets of nitrogen and phosphorus in shallow eutrophic Lake Võrtsjärv (Estonia). - *Hydrobiologia* 363: 219-227.
- Nõges, P., Tuvikene, L. Nõges, T. & A. Kisand. 1999 Primary production, sedimentation and resuspension in large shallow lake Võrtsjärv. - *Aquatic Sciences* 61: 168-182.
- Nõges, P., Kägu, M. & Nõges, T. 2007. Role of climate and agricultural practice in determining the matter discharge into large shallow Lake Võrtsjärv, Estonia. *Hydrobiologia* 581:125–134.
- Nõges, P., A. Laas & T. Nõges, 2010a. Climate-related changes of phytoplankton seasonality in large shallow Lake Võrtsjärv, Estonia. *Aquatic Ecosystem Health and Management* 13(2):154–163.
- Nõges, P., U. Mischke, R. Laugaste & A. G. Solimini, 2010b. Analysis of changes over 44 years in the phytoplankton of Lake Võrtsjärv (Estonia): the effect of nutrients, climate and the investigator on phytoplankton-based water quality indices. *Hydrobiologia* 646: 33–48.
- 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.* 30(7): 997–999.

- Nõges, T., A. Järvet, R. Laugaste, E. Loigu & P. Nõges, 2007. Toiteainete koormuse muutuse ja kliima mõju eesti suurjärvede ökosüsteemidele. Rmt.: H. Timm, M.-M. Paju & M. Sammul (toim.) Järvekomisjon 100. Eesti Looduseuurijate Selts, Tartu. 21-30.
- Paerl, H.W. and Huisman, J. (2008) Blooms like it hot, *Science* 320, 57–58.
- Paerl, H.W. and Huisman, J. (2009) Climate change: A catalyst for global expansion of harmful cyanobacterial blooms, *Environmental Microbiology Reports* 1, 27–37.
- Pihu, E. 1959. Kalade kudemisest Võrtsjärves 1956. ja 1957. aasta kevadel. Eesti NSV Teaduste Akadeemia juures asuva Loodusuurijate Seltsi aastaraamat 51: 225-247.
- Pihu, E., 1999. Kalad ja kalandus (toim E. Pihu ja A. Raukas). Peipsi. Keskkonnaministeeriumi info- ja tehnokeskus. Tallinn, 137- 154.
- Pärn, O., 2001. Peipsi järve soojusvoogude ja jää modelleerimine. Magistritöö. TPÜ, 2001, 1-72.
- Pärn, O., 2006. Jäänähtuste ja veetemperatuuri tundlikkus kliima muutusele. *Publicationes Geophysicales Universitatis Tartuensis* 50: 97-106.
- Reinart, A., Pärn, O., 2003. Ice season on Lake Peipsi by the Ice Model and Satellite Images. *Proceedings of the Northern Research Basins 14th International Symposium and Workshop*. University of Copenhagen, 25-34.
- Skjelkvåle, B.L., Stoddard, J.L. & T. Andersen 2001. Trends in Surface Water Acidification in Europe and North America (1989–1998). *Journal Water, Air, & Soil Pollution* 130: 787-792.
- Stålnacke, P., Vandsemb, S., Nõges, T., Nõges, P., Mourad, D., van der Perk, M., Nilsson, S., Hannerz, F., Langaas, S., Loigu, E., Heinsalu, A., Skakalsky, B. 2006. Chapter 2. The physical environment: Lake Peipsi and its drainage basin. In: (Gooch G.D., Stålnacke, P. (editors), *Integrated Transboundary Water Management in Theory and Practice: Experiences from the New EU Eastern Borders*. IWA Publishing, London, UK: 25–52.
- Tuvikene, L., P. Nõges, P. Zingel, H. Agasild, H. Tammert, K. Kangur, H. Timm, T. Feldmann & E. Lill, 2010. Võrtsjärve hüdrobioloogiline seire. 2009. a. aruanne. Eesti Riikliku Keskkonnaseire alamprogramm siseveekogude seire.  
[http://seire.keskkonnainfo.ee/seireveeb/aruanded/10476\\_aru09\\_4.2.2\\_Vortsjarv.doc](http://seire.keskkonnainfo.ee/seireveeb/aruanded/10476_aru09_4.2.2_Vortsjarv.doc)
- Worrall, F., Burt, T. and Adamson, J. (2005) Fluxes of dissolved carbon dioxide and inorganic carbon from an upland peat catchment: implications for soil respiration, *Biogeochemistry* 73, 515-539.
- Vuorenmaa, J., Forsius, M. and Mannio, J. (2006) Increasing trends of total organic carbon concentrations in small forest lakes in Finland from 1987 to 2003, *Science of the Total Environment* 365, 47-65.

### 3.3 Kliima mõju Eesti väikejärvedele

#### **Põhisõnum:**

- Väikejärvi ohustavatest teguritest on esikohal järvede eutrofeerumist põhjustav toiteainetekoormus, mille peamisteks allikateks on põllumajanduslik hajukoormus, loomakasvatusest lähtuv punktikoormus ja asulate heitveed. Paljudes järvede seisund püsib halb setetesse ladestunud toiteainetest tingitud sisekoormuse tõttu.
- Eri tüüpi järved reageerivad kliimaatilistele teguritele erinevalt. Järvede erineva tundlikkuse aluseks on nende morfoomeetrised, hüdrooloogilised erinevused ja valgla koostist peegeldav hüdrokeemiline iseloom.
- Fenoloogiliste vaatluste järgi on jääminek ja suurvee kõrgseis hakanud järjest varem, veekogude jäätumine aga hiljem saabuma. Muutused järvede hüdrooloogiliste faaside saabumisaegades väiksemad kui jõgedes, millest saab järeldada seisuveekogude suuremat inertsust kliimamuutuse suhtes. Kuigi jõed vabanevad jääkattest varem kui järved, jäävad seal kalanduslikud fenofaasid (kudemise algus ja lõpp, maimude ilmumine) tihti hilisemaks, kuna vesi jõgedes soojeneb aeglasemalt, kui järvedes.
- Regionaalsed kliimamudelid prognoosivad aastateks 2070–2100 nii õhu- kui veetemperatuuri tõusu ja Põhja-Euroopa järvede jääkatte kestuse vähenemist 1–2 kuu võrra. Jääkatte lühenemise ja veetemperatuuri tõusuga tugevneb veesamba termiline kihistus ja pikeneb kihistunud perioodi pikkus. Dimiktilised järved võivad jääkatte kadumisel muutuda monomiktilisteks.
- Varasema jäämineku tõttu nihkub varasemaks ka füto- ja zooplanktoni areng. Sagenevate sulailmade tõttu jäävad järved talviti vähem ummuksisse ja kalade talvise suremise oht madalates järvedes tõenäoliselt väheneb. Koos veeõitsengute sagenemisega soojemas kliimas võivad aga sageda kalade suvised massilised hukkumised hapnikukontsentratsioonide suurte ööpäevaste kõikumiste ja aluselises keskkonnas moodustuva ammoniaagi tagajärjel.
- Pikenev stagnatsiooniperiood halvendab põhjakihtide hapnikuga varustatust ja hapnikuta tsoon võib laieneda suuremale põhjaalale soodustades fosfori leket setetest. Kõrgem temperatuur, stabiilsem termiline kihistumine ja parem fosfori kättesaadavus võivad soodustada tsüanobakterite poolt tekitatud veeõitsenguid. Teatud tingimustes (vee kiire termiline kihistumine kevadel, rohke lume sulavee lahjendav toime) võib kestva kihistumise olukorras vee pindmine kiht toiteainetest vaesuda, mis lükkab veeõitsengu tekke sügise vee segunemise perioodile.
- Sademetehulga suurenemisega kasvab valgalt lähtuv toiteainete koormus järvedele, kuid ainete kontsentratsioonid võivad veerohkuse tingimustes lahjeneda.. Sademete ja aurumise vahekorra muutustega kaasnevad järvede veetaseme kõrguse ja selle sesoonse režiimi muutused.
- Sademetehulga suurenemisega kasvab valgalt lähtuv toiteainete koormus järvedele, mis suurendab bioproduktiooni ja settimiskiirust, kuid ainete kontsentratsioonid võivad veerohkuse tingimustes lahjeneda. Seega võib kliimamuutus nii tugevdada kui nõrgendada eutrofeerumise ilminguid ja töötada

vastu järvede seisundi parandamise meetmetele või neid toetada. Meetmete efektiivsaks rakendamiseks on vaja teada, milline oli järve seisund enne olulise inimõju algust ja kuidas antud tüüpi järved varasematele kliimamuutustele on reageerinud. Mõlemat küsimust aitavad lahendada järvesetete paleoloogilised uuringud.

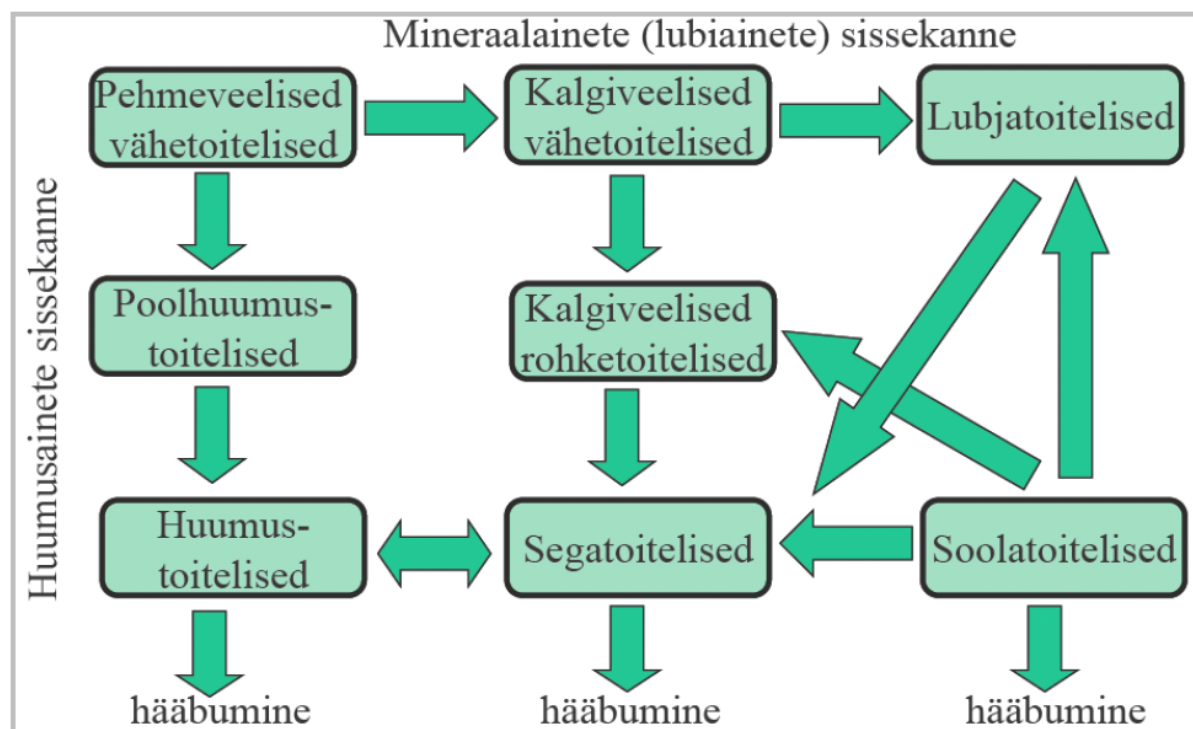
- Üheks võimaluseks lokaalsetest teguritest ajendatud ja kliimaga seotud muutuste eristamiseks on sündmuste nn. koherentsusuuringud, mille käigus püütakse leida suuremal alal sünkroonselt toimuvaid muutusi, mis võiks olla kliimaatilise signaali ilminguks. Üsna koherentselt muutuvad eri piirkondade järvede füüsikalised parameetrid nagu veetemperatuur, jäänähtuste ajastus, termilise kihistumise iseloom ja veetase reguleerimata järvedes. Muutuste koherentsus väheneb keemiliste ja bioloogiliste näitajate puhul.
- Uuemad süsinikuringe uuringud näitavad, et järvedes settiv süsiniku hulk on samas suurusjärgus maismaalt maailmamerre jõudva süsiniku hulgaga ning siseveekogudest erinevate protsesside tulemusena eralduva süsiniku (CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>) hulk isegi ületab seda. Nii on järvedel kahetine roll kliimamuutuse seisukohast. Emiteerides kasvuhoonegaase mõjutavad järved aktiivselt kliimat, teisalt on järved, nii nagu muudki ökosüsteemid, tundlikud kliimaatiliste tegurite, eelkõige temperatuuri ja sademete muutuste suhtes.

### 3.3.1. Väikejärvede ülevaade

Eesti Looduse Infosüsteemi (EELIS) järvede nimestikus on 2804 veekogu, neist looduslikke 1559, tehis- ja paisjärvi vastavalt 734 ja 511. (Tamre, 2006). Vähemalt ühe hektarise pindalaga järvi on 2306, neist looduslikke 1304. Koos Peipsi ja Võrtsjärve ning Narva veehoidlaga on 1 km<sup>2</sup> suurema pindalaga järvi 54. Kõige rohkem järvi asub Illuka mõhnastikus Kurtnas (40 järve 30 km<sup>2</sup>-l), Haanja ja Otepää kõrgustikul, Kõrvemaal, Vooremaal ja Lääne-Saaremaal.

#### 3.3.1.1. Tüpoloogia

Eesti järvede limnoloogilise tüpoloogia rajas Aare Mäemets (1974, 1976, 1977), kes võttis oma süsteemi aluseks karbonaatioonide ja huumusainete akumulatsiooni iseärasused. Nii moodustus järvede 8 põhitüüpi (joonis 1), mis võivad oma arengu käigus üksteiseks üle minna. Veekogude kihistatuse, vee kareduse ja eutrofeerumise taseme alusel eristus kokku 25 alamtüüpi. Ott ja Kõiv (1999) lihtsustasid seda tüpoloogiat ning kombineerides Mäemetsa põhi- ja alamtüüpe eristasid 11 järvetüüpi (tabel 3.3.1). Selles süsteemis sisalduvad makrofüütne (kinnikasvav) ja hüpertroofne (ülirohketoiteline) tüüp peegeldavad suurt inimõju ja looduslikult peaksid vastavad järved kuuluma kas eutroofsete või miksootroofsete järve hulka.



**Joon. 3.3.1.** Eesti järvetüüpide arenguteed A. Mäemetsa järgi (v.a kalgiveelised vähetoitelised). Jooniselt puudub rauatoiteline tüüp (Ott et al., 2011)

**Tabel 3.3.1.** Eesti järvede korrigeeritud limnoloogilised tüübid (Ott & Kõiv, 1999) ja 752 määratud tüübiga järve jaotumine nende vahel (Tamre, 2006)

Lühend	Limnoloogiline tüüp	Arv	%
DY	Düstroofne e. rabade huumustoiteline	186	25
KE	Kalgiveeline eutroofne e. kalgiveeline rohketoiteline	152	20
KM	Kalgiveeline mikstroofne e. kalgiveeline segatoiteline	93	12
MF	Makrofüüdjärv e. suurtaimerikas järv	68	9
PM	Pehmeveeline mikstroofne e. pehmeveeline segatoiteline	58	8
HA	Halotroofne e. soolatoiteline	38	5
SD	Semidüstroofne e. poolhuumustoiteline	34	5
HY	Hüpertroofne e. liigtoiteline	30	4
OL	Oligotroofne e. vähetoiteline	28	4
PE	Pehmeveeline eutroofne e. pehmeveeline rohketoiteline	26	3
AL	Alkalitroofne e. allikatoiteline	20	3
AT	Atsidotroofne e. mineraalmaa huumustoiteline	19	3

Nõges & Ott, (2003) kohandasid selle tüpologia VRD nõuetele vastavaks, kasutades nii kohustuslikke kui ka soovitatud näitajaid. Selliselt kohandatud tüpologia kehtestati keskkonnaministri käskkirjaga (KKM, 2009). Kokku kasutati järvetüpologia loomiseks kuut



elementi (pindala, vee karedus, värvus, valgala pinnakate, järve sügavus, kloriidide sisaldus), millest aluselisis jagunes kolme, ülejäänud näitajad kahte kategooriasse (tabel 3.3.2). Kokku 24-st võimalikust kombinatsioonist kolmteist ühilduvad hästi juba olemasoleva Eesti limnoloogilise tüpoloogiaga ning ülejäänud on äärmiselt ebatõenäolised. Olulise sammuna jõuti järeldusele, et meie suurjärved, Peipsi ja Võrtsjärv, tulevad oma väga suure akvatooriumi ja ka majandamise spetsiifika tõttu eristada eraldi järvetüüpideks.

**Tabel 3.3.2.** Eesti järvede tüpologiseerimine kuue tunnuse alusel vastavalt VRD nõuetele

Karedus	Värvus	Valgla	Sügavus	Pindala, km <sup>2</sup>	Kloriidide sisaldus, mg/l	Limnoloogiline tüüp	VRD tüüp
Kare <sup>1</sup>	Hele <sup>4</sup>	Miner. <sup>6</sup>	Madal <sup>8</sup>	< 200	≤ 25	AL	I
Kare	Hele	Miner.	Sügav <sup>9</sup>	< 200	≤ 25	AL	I
Keskm. karedusega <sup>2</sup>	Hele	Miner.	Madal	< 200	≤ 25	KE	II
Keskm. karedusega	Hele	Miner.	Sügav	< 200	≤ 25	KE	III
Keskm. karedusega	Hele	Org. <sup>7</sup>	Madal	< 200	≤ 25	KM, KE	II
Keskm. karedusega	Hele	Org.	Sügav	< 200	≤ 25	KM, KE	III
Pehme <sup>3</sup>	Tume <sup>5</sup>	Org.	Madal	< 200	≤ 25	DY	IV
Pehme	Tume	Org.	Sügav	< 200	≤ 25	AT	IV
Pehme	Hele	Miner.	Madal	< 200	≤ 25	OL, SD	V
Pehme	Hele	Miner.	Sügav	< 200	≤ 25	OL, SD	V
Kare	Hele	Miner.	Madal	> 200 – 500	≤ 25	KE	VI
Kare	Hele	Miner.	Madal	> 500	≤ 25	KE	VII
Kare	Hele	Miner.	Madal	< 200	> 25	HA	VIII

<sup>1</sup>Kare - üldaluselisus >240 HCO<sub>3</sub> /l, elektrijuhtivus >400 µS/cm

<sup>2</sup>Keskm. karedusega üldaluselisus 80–240 HCO<sub>3</sub> mg/l, elektrijuhtivus 165-400 µS/cm

<sup>3</sup>Pehme - üldaluselisus <80 HCO<sub>3</sub>mg/l, elektrijuhtivus <165 µS/cm

<sup>4</sup>Hele - neeldumiskoeffitsient 400 nm juures <4 m<sup>-1</sup>, värvus <8

<sup>5</sup>Tume - neeldumiskoeffitsient 400 nm juures ≥4 m<sup>-1</sup>, värvus ≥8

<sup>6</sup>Miner. – valdavalt mineraalse valgla

<sup>7</sup>Org. – valdavalt turbase valgla

<sup>8</sup>Madal – püsiv termiline kihistus suviti puudub

<sup>9</sup>Sügav – järv suviti reeglina termiliselt kihistunud

O – oligotroofne; MX – miksotroofne (segatoiteline); SD – semidüstroofne; A – alkalitroofne; E – eutroofne; Atsido – atsidotroofne; D – düstroofne; H – halotroofne

Selle tüpologiseerimise tulemusena eristati 8 Eesti järvede VRD tüüpi. Sulgudes on antud Eesti Looduse Infosüsteemis 625 määratud VRD tüübiga järve jaotumine nende vahel (Tamre, 2006):

Tüüp I - Kareda veega järv (28)

Tüüp II - Keskmise karedusega kihistumata veega järv (137)

Tüüp III - Keskmise karedusega kihistunud veega järv (101)

Tüüp IV - Pehme- ja tumedaveeline järv (242)

Tüüp V - Pehme- ja heledaveeline järv (77)

Tüüp VI – Võrtsjärv (1)

Tüüp VII - Peipsi järv (1)

Tüüp VIII - Rannikujärv (38)

### 3.3.1.2. Survetegurid

Eesti väikejärved üldiselt heas seisundis, sest nende ökoloogilist seisundit erinevatel aastatel määravad peamiselt ilmaolud ja vähem reostus (Ott, 2010). Esialgse hinnangu kohaselt on kõikide seire andmebaasis olevate materjalide (alates 1951. a.) alusel väga heas seisundis 9%, heas seisundis 48%, kesises seisundis 39% ja halvas seisundis 4% Eesti väikejärvedest (URL: Riiklikud seired).

Väikejärvi ohustavatest teguritest on esikohal järvede eutrofeerumist põhjustav toiteainetekoormus, mille peamiseks allikateks on põllumajanduslik hajukoormus, loomakasvatusest lähtuv punktukoormus ja asulate heitveded (tabel 3.3.3). Väikejärvede ökoloogiline seisund oli halvim 1970 - 80ndail aastail, kuid viimasel kahel kümnendil on märgata teatavat paranemistendentsi. Paljudes järvede seisund püsib halb setetesse ladestunud toiteainete vabanemisest tingitud sisekoormuse tõttu.

**Tabel 3.3.3.** Eesti veemajanduskavades eksperthinnanguna määratud survetegurite olulisus järvede seisundile Ida-Eesti (I-E), Lääne-Eesti (L-E) ja Koiva vesikonnas hinnatuna neljapallilises skaalas (- ei ole oluline, + väheoluline, ++ oluline ja +++ väga oluline)

Veemajandusprobleem (inimmõju)	Järved I-E	Järved L-E	Järved Koiva	Survetegur
<b>Punktukoormus</b>	++	++	++	Heitvesi (reovesi ja sademevesi)
	++	++	++	Loomakasvatus (eelkõige suured loomakasvatustekompleksid)
<b>Hajukoormus</b>	+++	+++	+++	Põllumajanduslik hajukoormus
	++	++	++	Kanaliseerimata elanikkond
	+	+	+	Metsamajandus, lageraie
	+	+	+	Transport, sh veetransport (õnnetusjuhtumid, lumetõrje, õhuheitmed)
	++	++	++	Sisekoormus (varem veekogudesse settinud toitained)
<b>Veekogude füüsilised muutused</b>	++	++	++	Maaparandus (kuivendus)
	+	+	+	Kobaste liigiarvukus, mis on tingitud maakasutuse muutustest ja suutmatusest nende arvukust reguleerida
	+	+	-	Transport (sh täitepinnase kaevandamine sadamate ehituseks, laevateed, tammid, muulid)
<b>Veevõtt</b>	++	-	-	Olmeveevõtt (Tallinn)
Võõrliikide sissetung	-	+	-	Signaalvähk siseveekogudes jt.

Limnoloogiakeskuse väikejärvede seire ülevaates (URL: Riiklikud seired) sedastatakse, et kuigi reostuskoormus on vähenenud alates 1990ndate a. algusest, on paradoksaalselt mitmetes järvedes tsüanobakterite hulk oluliselt kasvanud. Tsüanobakterid on kehva ökoseisundi indikaatorid, mis võivad ka mürke eritada. Selle muutuse põhjuseks on peamiste toitesoolade, lämmastiku ja fosfori, vahekorra muutus. Üheks eutrofeerumisega kaasnevaks nähtuseks on suvise hapnikuta tsooni laienemine kihistunud järvedes, mis praeguseks haarab ligikaudu 2/3 veesamba sügavamast osast. Teatud rolli võib hapnikupuuduse tekkes mängida ka järvede kihistunud perioodi pikenemine.

Eesti väikejärvede seisundi dünaamika järgib paljuski ilmastiku ja kliima muutusi. Praegu on meil veevaene periood, mis kestab veel mitmeid aastaid (tsükli pikkus ca 30 a.). Veerikastel perioodidel toimib nn. lahjendusefekt ja ökoseisund paraneb. Majandusolukorra paranemisega on lähitulevikus siiski oodata taas eutrofeerumise tõusu.

Ühe viimase aja peamise tendentsina tuleks nimetada järvede tüüpidevaheliste erinevuste vähenemist. Suurenenud orgaanilise ja mineraalainekoormuse tõttu on järvede looduslik arengureas tekkinud olulisi muudatusi, mille tagajärjel tüübiomane looduslik areng on asendunud uute arenguteedega ja järvede kliimaksstaadiumiks on kujunemas segatoiteline e. miksotroofne tüüp (joon. 3.3.1).

Järvede vee hüdrokeemiliste omaduste põhjal pole Eestis hapestumise probleem terav, sest üldjuhul on järvedes tugev karbonaatne puhversüsteem.

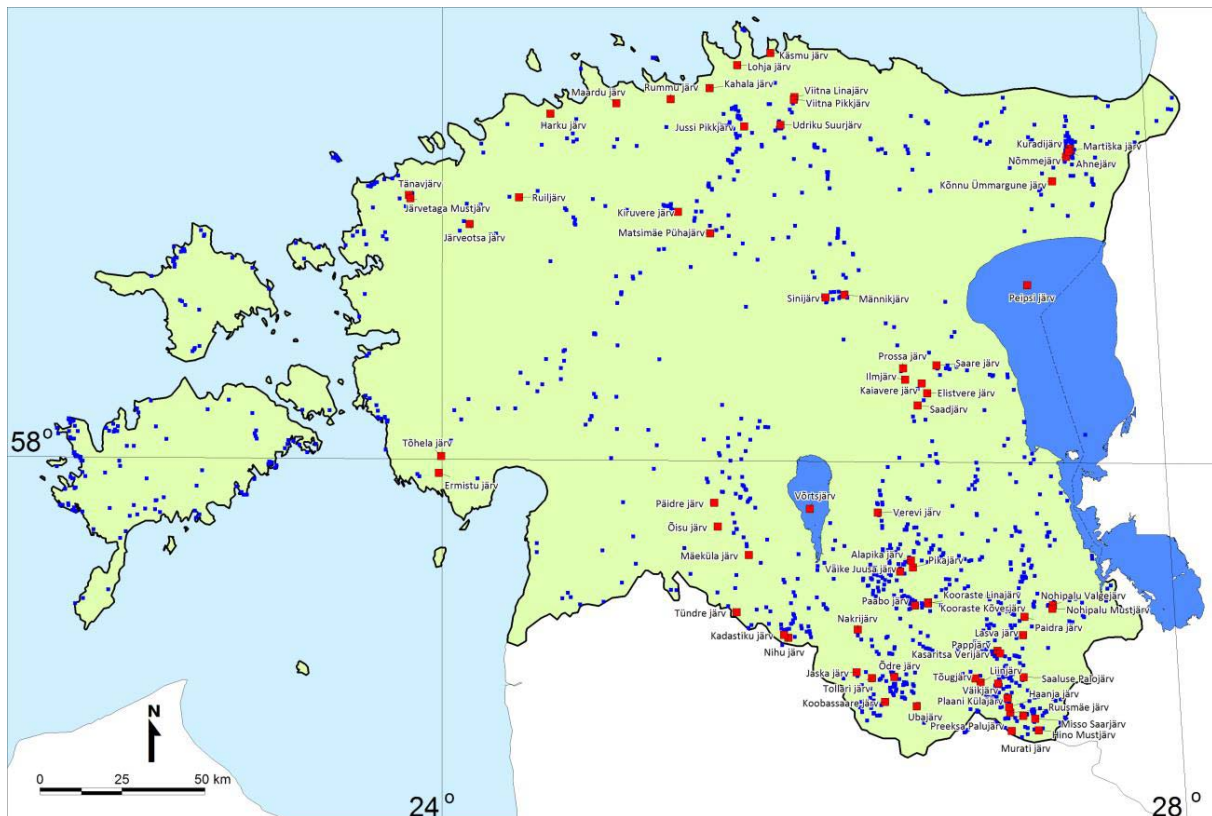
### **3.3.1.3. Paleouuringud**

Olulist teavet järvede pikaajalise muutlikkuse kohta nii inimõju kui ka kliimamuutuste toimel annavad järvede paleouuringud. Lähtudes viimaste aastate teadustööde eesmärkidest toob Puusepp (2011) välja kolm ajaperioodi, mille kestel toimunud muutusi on kirjeldatud: viimased ~ 100 aastat, kogu Holotseen e viimased 11 700 kalendriaastat ja hilisglatsiaal. Eesmärkideks on olnud kirjeldada järvede veetaseme kõikumisi ja toitelisuse muutusi ning nende mõju järve ökosüsteemile, nii lokaalse kui regionaalse taimkatte arengut, inimõju avaldumist järvesetetes, kliimamuutusi ja settimisdünaamikat. Uuringutesse on haaratud märkimisväärne hulk Eesti järvi (joon. 3.3.2).

Uuringud, mis on keskendunud Holotseeni vältel esinenud järskude kliimamuutuste perioodidele, sh. jähnenemine 8200 aastat tagasi, väike jääaeg (500–100 aastat tagasi), kesk-aegne soojenemine (1100–600 aastat tagasi), võimaldavad hinnata järvede evolutsioonis kliima mõjul toimuvaid muutusi.

Eesti järvede veetaseme on pärastjääajal korduvalt ja tugevasti muutunud (Saarse & Harrison 1992), kuid meie tänased teadmised veetaseme muutuste ja biogeokeemilise aineriingi seostest järvedes on väga puudulikud. Veetaseme muutuste viimase kümnendi uuringute (nt. Punning et al., 2006; Punning & Puusepp, 2007; Terasmaa 2011) eesmärgiks on olnud määrata erineva hüdroloogilise režiimiga järvede veetasemete kõikumiste ajaline kulg ja amplituudid pärastjääajal ning välja selgitada nende põhjused, mõju ja regionaalsed seaduspärasused.

Settinud ränivetikate ning järvevee keemilise koostise ja füüsikaliste omaduste (pH, fosforisisaldus, soolsus, temperatuur jne.) vahelised statistilised seosed on laialdast kasutamist leidnud mineviku keskkonnatingimuste rekonstrueerimisel, eriti vee kvaliteedi probleemide ja kliimamuutuste seoste selgitamisel (Smol, 2008; Smol & Stoermer, 2010). Need uuringud annavad olulist teavet ka VRD rakendamise seisukohalt võimaldades välja selgitada, millised olid järved inimõju puudumisel (nt. Heinsalu & Alliksaar, 2009a, b).



**Joon. 3.3.2.** Viimasel kümnendil paleolimnoloogia alastes artiklites kajastust leidnud Eesti järved (Puusepp, 2011)

#### 3.3.1.4. Globaalse süsinikuringega seotud uuringud

Globaalsed süsinikuringe mudelid, näiteks need, mida kasutatakse Rahvusvaheliste Kliimamuutuste Paneeli (IPCC) poolt, eeldavad, et siseveekogud on inertsed ‘torud’, mis transpordivad süsinikku maismaalt ookeanidesse (Kutser, 2011). See tähendab, et praegustes mudelites siseveekogud ja nendes toimuvad protsessid puuduvad. Uemad uurimused (Tranvik et al., 2009; Battin et al., 2009) näitavad, et tegelikult on siseveekogud, eriti järved, süsinikuringes väga olulisel kohal. Praegused hinnangud näitavad, et järvedes settiv süsiniku hulk on samas suurusjärgus maismaalt maailmameredesse jõudva süsiniku hulga ning siseveekogudest erinevate protsesside tulemusena eralduva süsiniku ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ) hulk on isegi suurem kui ookeanidesse jõudva süsiniku hulk.

#### 3.3.2. Kliimamuutuse mõju

Regionaalsete kliimamudelite alusel prognoositakse aastateks 2070–2100 Põhja-Euroopa järvede jääkatte kestuse vähenemist 1–2 kuu võrra ja selle suurimaid muutusi Lõuna- ja Kesk-Rootsis, Baltikumi edelaosas ja Lääne-Norras. Jääkatte kadumise ja temperatuuri tõusu koosmõju võib põhjustada olulisi muutusi järvede kihistumisrežiimis ja põhjakihtide hapnikuga varustatuses. Sademete ja aurumise muutustega kaasnevad järvede veetaseme muutused (Nõges & Nõges, 2011). Nende trendide kõrval on täheldatud, et järvede vesi muutub tumedamaks, süveneb eutrofeerumine ja väheneb liigiline mitmekesisus. (Ott et al., 2011).

Sageli on raske eristada kliimamuutuse ja otsese lokaalse inimõju tõttu veekogudes toimuvaid muutusi. Kliima mõju uurimist takistab ka väikejärvede kohta käivate pikkade andmeridade puudumine või lünklikkus ja seepärast on trende raske välja tuua. Tuginedes

Limnoloogiakeskuse andmebaasis olevatele materjalidele ajavahemikust 1951-2010, tõi Ott (2010) välja järgmised väikejärvedele iseloomulikud tendentsid sel perioodil:

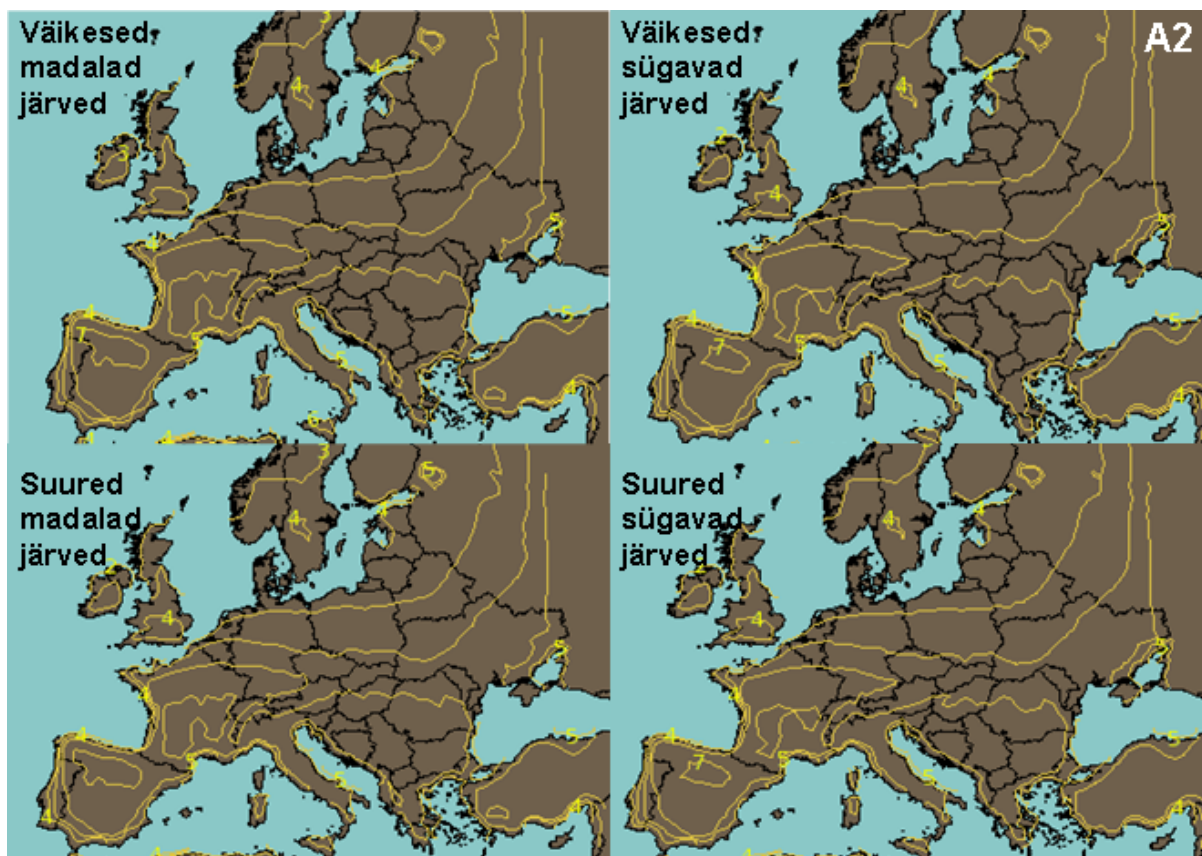
- Järvetüüpide piiride ähmastumine
- Nähtused, mis kaasnevad veesamba teravama kihistuse, valguse leviku vähenemisega veesambas ja hapnikuvaese tsooni laienemisega (taimede levikusügavuse vähenemine, üldine liigilise koosseisu vaesustumine)
- Madalates järvedes kaldaveetaimestiku leviku suurenemine (roostikud)
- Haruldaste liikide kadumine või nende arvukuse vähenemine
- Lepiskalade osakaalu suurenemine
- Zooplanktonis keriloomade osakaalu kasv
- Veeõitsengute sagenemine
- Tolerantsete liikide prevaleerimine

Viimasele 10-15 aastale on iseloomulik eripäraste limnoloogiliste nähtustega aastate sagenemine (osalise meromiktuse ilmingud, kasvuperioodi pikenemine jms.)

Üheks võimaluseks lokaalsetest teguritest ajendatud ja kliimaga seotud muutuste eristamiseks on sündmuste nn. koherentsusuuringud, mille käigus püütakse leida suuremal alal sünkroonselt toimuvaid muutusi, mis võiks olla kliimaatilise signaali ilminguks (Nõges & Nõges, 2011). Euroopas läbi viidud uuringu (Livingstone et al., 2010) kohaselt reageerisid eri piirkondade järvede füüsikalised parameetrid, näiteks veetemperatuur, jäänähtuste ajastus, termilise kihistumise iseloom ja veetase reguleerimata järvedes, kliimaparameetrite muutumisele küllaltki koherentselt, keemiliste ja bioloogiliste näitajate puhul see kooskõla vähenes. Lühiajalises perspektiivis käituvad kõige ühetaolisemalt eri piirkondade veekogude pinnakihi temperatuurid. Sügavate järvede põhjakihi temperatuur muutub eri järvedes vähem koherentselt kui pinnatemperatuur, sest sõltub järvede segunemise iseloomust. Temperatuuri hüppekihist allapoole jääva veemassi, hüpolimnioni, füüsikalised ja keemilised näitajad määratakse suuresti kevadisel segunemisperioodil enne kihistumise algust valitsenud ilmastikuolude poolt, see kliimasignaal võib hüpolimnionis säilida kogu kihistumisperioodi vältel ning mõjutada sealseid hapnikuolusid ja veekeemiat. Sama on täheldatud ka Eesti kihistunud järvede uuringus (Ott & Kõiv, 2005). Aastate ja dekaadide lõikes on koherentne vastus põhjapoolkera kliimamuutustele jälgitav veetemperatuuris, jää tekke ja sulamise ajastuses ning jõgede vooluhulkades.

### ***3.3.2.1. Muutused veetemperatuuris ja termilises kihistumises***

25 Euroopa järve andmed, sealhulgas ka andmed Peipsist ja Võrtsjärvest näitasid veetemperatuuri pikaajalist ja kiirenevat tõusutrendi (Arvola et al., 2010). Prognoositud õhutemperatuuri muutustest lähtuva järvede pinnatemperatuuri mudeli ja IPCC emissioonistsenaariumi A2 kohaselt prognoositakse aastaks 2100 Euroopa järvedes veetemperatuuri tõusu 2–7°C võrra (joon. 3.3.3) ja jääkatte kestuse olulist vähenemist (joon. 3.3.4., Nõges et al., 2009). Eesti alal jääb temperatuuri tõus 3 ja 5°C vahemikku.

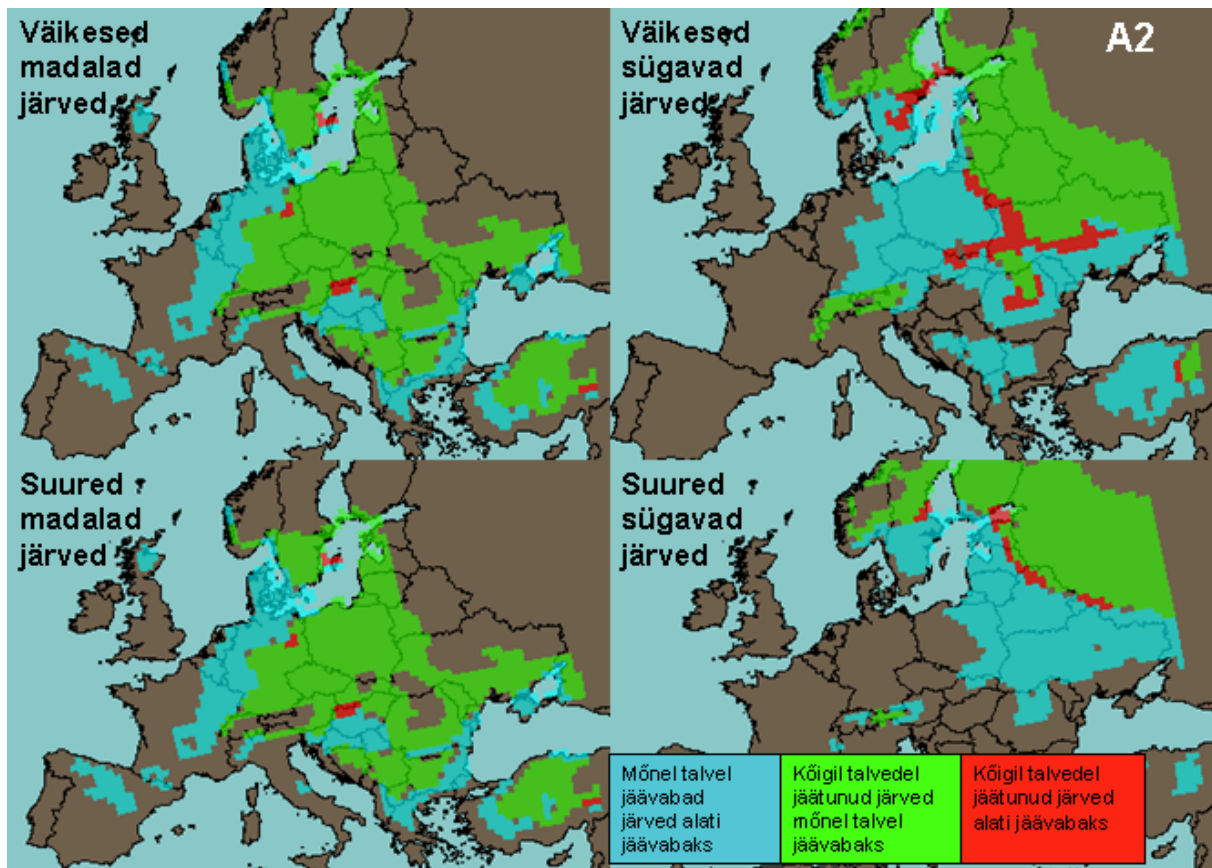


**Joon. 3.3.3.** Järvede suvise pinnatemperatuuri ennustatav tõus Euroopas aastani 2100 IPCC emissioonistsenaariumi A2 puhul (Nöges et al., 2009)

Järvede sesoonne segunemine ja kihistumine on väga olulised protsessid, millest sõltub kogu järve ökosüsteemi talitlus ja aineringe. Kliima soojenemisega kaasneb veesamba termilise kihistumise teravnemine ja kihistumisperioodi pikenemine. Ennustuste kohaselt muutuvad parasvöötme kliimavööndis paljud dimiktilised järved, mille kogu veemass seguneb kaks korda aastas – enne ja pärast jääkatet – soojadeks monomiktilisteks, milles pikk kihistunud olek vaheldub ühe talvise jäävaba segunemisperioodiga (Blenckner et al., 2002; Pettersson & Grust, 2002), muutudes sel moel sarnasteks Vahemere piirkonna järvedega. Jääolude ennustatav muutus näitab, et järved, mis Eestis praegu kõigil talvedel külmuvad võivad sajandi lõpuks mõnedel talvedel jäävabaks jääda (joon. 3.3.4). Kui Eestis leiduks suuri ja sügavaid järvi, ei külmuks need reeglina enam ühelgi talvel.

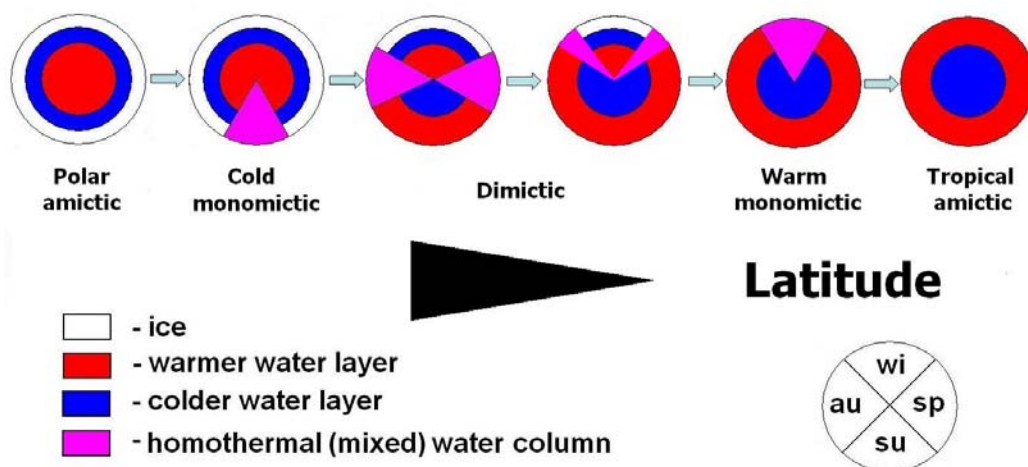
Eesti jaoks uue nähtusena kirjeldasid Ott & Kõiv (2005) olukorda, kus sooja kevadega aastatel jäi mõnedes väikejärvedes kevadine veemassi segunemine vahele, mille tagajärjel seadistus järve ökosüsteem kogu kasvuperioodiks tavapärasest hoopis erinevalt. Meridionaalses järvede segunemistüüpide vaheldumise reas (joon. 3.3.5) kujutab see üleminekuseisundit dimiktiliselt segunemistüübilt soojale monomiktilisele tüübile. Sellist üleminekutüüpi iseloomustab talvise jääkatte lühenemine ja termilise kihistuse kiire teke peale jääminekut, kusjuures kevadine segunemisperiood võib vee kiire soojenemise ja tuulevaiksete ilmade korral praktiliselt puududa.





Joon. 3.3.4. Järvede talvise jäärežiimi ennustatavad muutused Euroopas aastani 2100 IPCC emissioonistsenaariumi A2 puhul (Nõges et al., 2009)

Kihistunud perioodil, mil temperatuuri hüppekiht isoleerib järve põhjakihid, langeb neis hapniku kontsentratsioon, mis võib viia hapnikuvabade tsoonide tekkeni. Kihistunud perioodi pikenedes hapnikuta tsoon põhjas laieneb. Hapniku puudumisel hakkavad põhjasetete bakterid orgaanilise aine lagundamiseks redutseerima muid oksüdeeritud ühendeid, kõigepealt nitraate ja siis raud(III)-e. Rauda redutseerimisel tekib lahustumatust raud-(III)fosfaadist lahustuv raud(II)fosfaat ja fosfor, mis on peamine järvede eutrofeerumist põhjustav element ja vabaneb vette.

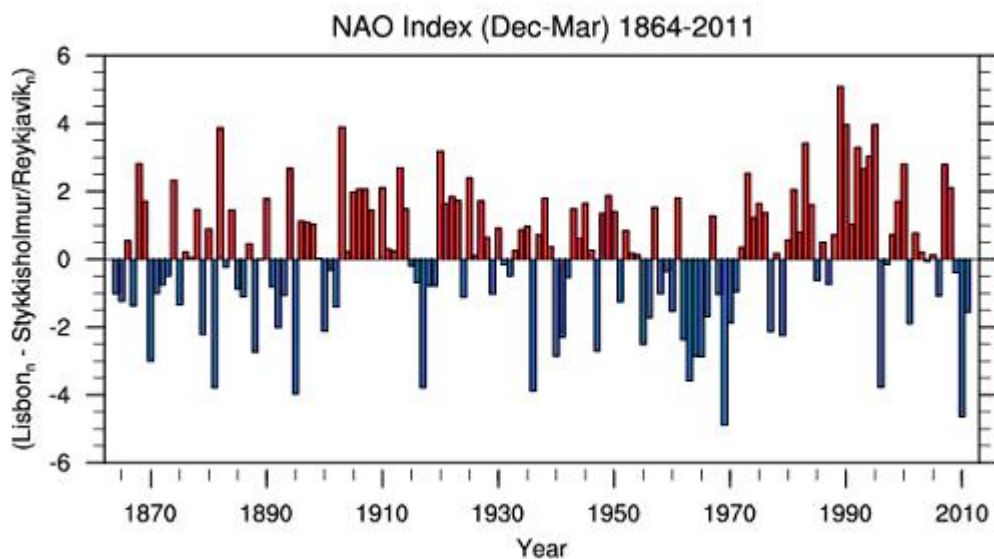


Joon. 3.3.5. Järvede segunemistüüpide meridionaalne muutumine (muudetult Nõges et al., 2009 järgi)



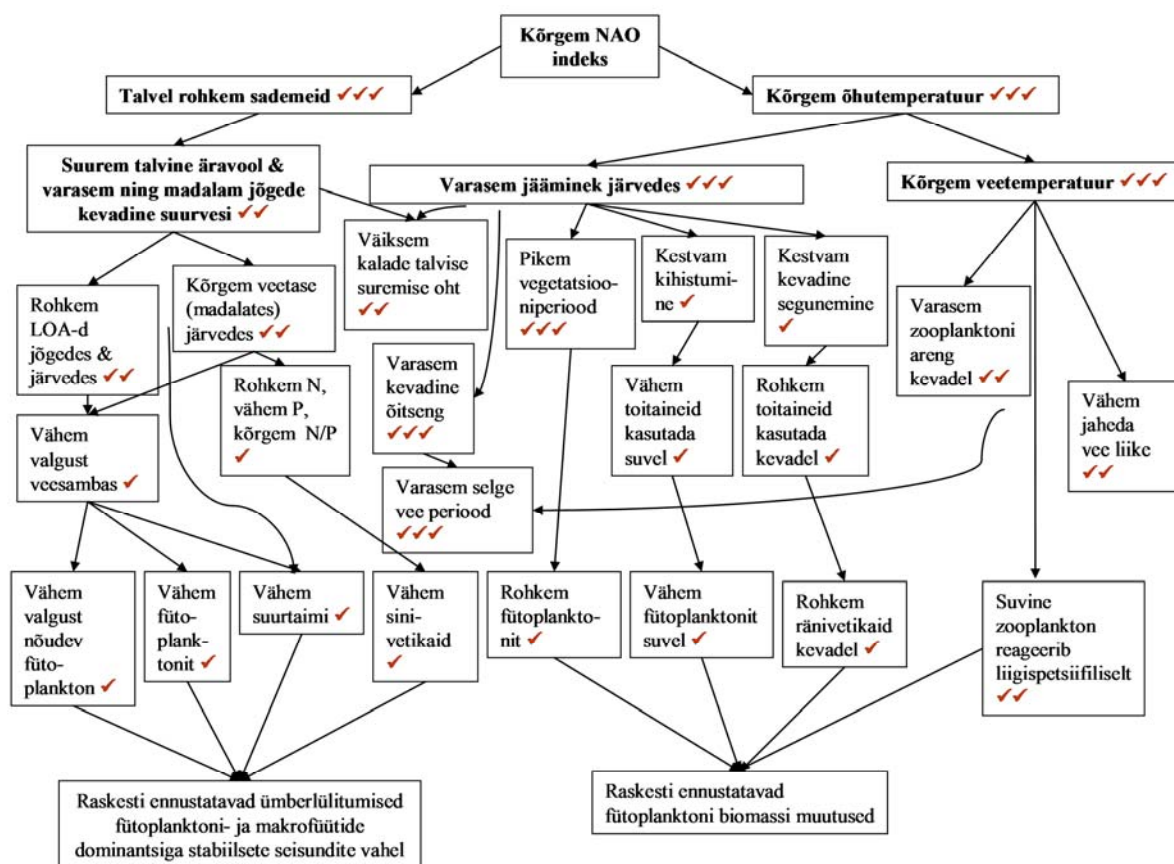
### 3.3.2.2. Põhja-Atlandi ostsillatsiooni (NAO) mõju

Kliima perioodiline muutlikkus, mis Läänemere piirkonnas on hästi kirjeldatav Põhja-Atlandi Ostsillatsiooni (NAO) indeksiga, mängib tähtsat rolli veekogude hüdroloogilise režiimi ja keemilise ning bioloogilise seisundi kujunemisel. NAO püsiv tõusutrend 1960-ndatest aastatest kuni 1990ndate keskpaigani (joon. 3.3.6) mõjus samasuunaliselt ennustatava kliima soojenemisega, mistõttu NAO-ga seotud ilmingud pandi sageli kliima soojenemise arvele. Praegu püsiv NAO languse periood, mille käigus indeks talvel 2009/10 langes ühe oma madalaima väärtuseni ligi 150-aastases reas ja millega on kaasnenud paar väga külma talve, võib vähendada kliima soojenemist näitavate trendide usaldusväärsust.



**Joon. 3.3.6.** Talvine (detsember-märts) NAO indeks, mis väljendab perioodi 1864-1983 suhtes normaliseeritud õhurõhkude erinevust Lissaboni ja Stykkisholmuri vahel

Kuna NAO mõjutab komplekselt paljusid meteoroloogilisi parameetreid, siis on ka veekogudes toimuvad muutused NAOga tugevamini seotud kui üksikute meteoroloogiliste näitajatega (Nõges & Nõges, 2011). Jooniselt 3.3.7 nähtub, et kõrgeenenud NAO indeksiga kaasnevad väga suure tõenäosusega kõrgem õhu- ja veetemperatuur, varasem jääminek ja vegetatsiooniperioodi pikenemine ning rohkem talviseid sademeid.



**Joon. 3.3.7.** Kliimamuutuste mõjul Põhja-Euroopa järvedes täheldatud muutused ja nende tõenäosused (Blenckner et al., 2010). Mida rohkem „linnukesi“, seda suurem on muutuse tõenäosus. LOA – lahustunud orgaaniline aine.

### 3.3.2.3. Kliimamuutuse mõju vee keemilistele näitajatele

Sula pinnase ja suurenenud talvise äravooluga kantakse järvedesse rohkem lahustunud orgaanilist ainet. Kuna suure osa sellest moodustavad veele pruunikat värvust andvad huumusained, väljendub see tendents paljudes Põhja-Euroopa ja Põhja-Ameerika piirkondades järvede vee tumenemisena (Jennings et al., 2010). Eesti järvedes on seda protsessi kirjeldatud minerotroofsete järvede mikstrofoferumiseks (Ott & Kõiv, 1999; Ott et al., 2011).

Toiteainetest on liikuvam lämmastik, mille leke põllumaadelt talviste suladega suureneb (Bouraoui et al., 2009). Vee keemiliste näitajate osas avalduski eri järvede koherents kõige tugevamini nitraatide kontsentratsioon ja nõrgemini fosfori kontsentratsioon (Livingstone et al., 2010). Fosfori kontsentratsioon järvedes sõltub sageli varasemast reostuskoormusest ja fosfori vabanemisest põhjasetetest, mis teravama kihistumise ja hapnikupuuduse süvenemise korral intensiivistub. Üldiselt kiirendavad kliima soojenemine ja sademete hulga kasv eutrofeerumist, kuid kujunev toiteainete vahetamine ja selle muutumise suund võivad sõltuda valgla ja järvesiseste protsesside iseloomust ja olla küllaltki järvespetsiifilised. Eesti väikejärvedes, mis oma toitesoolade koguse poolest on ühed vaesemad Euroopas, reeglina veerikkal perioodil toitesoolade kontsentratsioonid vähenevad.

### 3.3.2.4. Kliimamuutuse mõju vee-elustikule

Varasema jäämineku tõttu nihkub varasemaks ka füto- ja zooplanktoni areng. Sagenevate sulailmade tõttu jäävad järved talviti vähem ummuksisse ja talvine kalade suremise oht madalates järvedes tõenäoliselt väheneb. Suviste veeõitsengute ajal nõrgestavad suured ööpäevased hapniku kontsentratsiooni muutused kalu ja muudavad nad teistele kahjulikele mõjuritele vastuvõtlikuks, seda eriti soojas vees. Veeõitsengute ajal muutub vesi aluselisemaks, mille tagajärjel suureneb kaladele mürgise ammoniaagi hulk. Seega võivad koos veeõitsengute sagenemisega soojemas kliimas sageneda ka kalade suvised massilised hukkumised (Nõges & Nõges, 2011). Toimib samasugune ökoloogiline mehhanism, mis Eestis esmalt kirjeldati Uljaste järves 1993. a. (Ott, 1994) ja hiljem meie suurjärvedes (Kangur et al., 2005, Nõges, 2009b).

Nagu jooniselt 3.3.7 nähtub, on järveökosüsteemi vastused kliimamõjudele keerukad, kuna nad võivad realiseeruda organismide kasvukiiruse, elütsükliite ja fenoloogia muutuste kaudu, sõltuda vastandlikest protsessidest ja olla seotud mittelineaarsete hüppeliste muutustega teatud läviväärtuste saavutamisel. Kliima mõjul toimivate järveökosüsteemi muutuste amplituudi mõjutab järve geograafiline asend, morfomeetria, hüdroloogia ning valgla omadused, muu inimõju tase ja järve senise arengu ajalugu. Kõik see vähendab võimalike ökosüsteemsete muutuste ennustatavust ja prognooside realiseerumise tõenäosust. Üheks näiteks, mis iseloomustab bioloogiliste muutuste ennustamise raskust järvedes, on veeõitsengute esinemine.

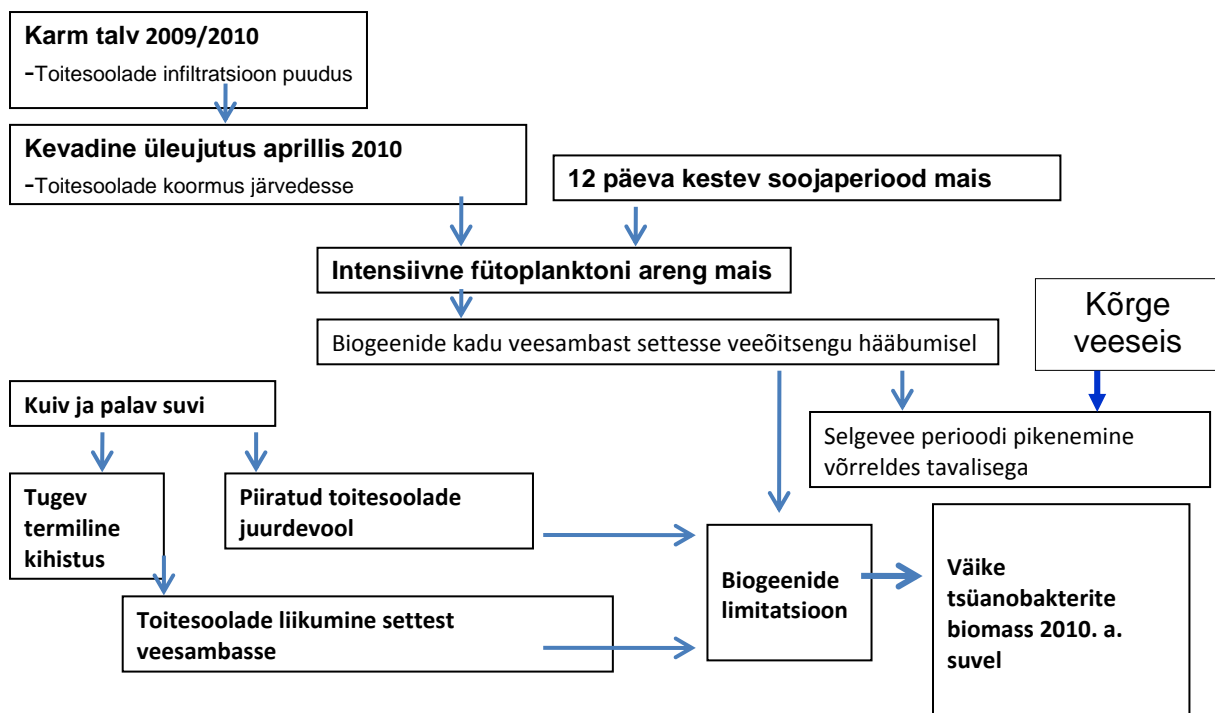
### Veeõitsengud

Ühe limnoloogia põhitõe järgi on soojadel suvedel tsüanobakteritest põhjustatud veeõitsengud sagedasemad ja intensiivsemad. Paerl & Huisman (2008) põhjendasid seda nähtust järgmiste asjaoludega:

- Tsüanobakterid kasvavad kõrgemal temperatuuridel (>25°C) paremini, kui teised fütoplankterid, näiteks räni- või rohevetikad.
- Intensiivsed veeõitsengud võivad päikesekiirguse intensiivse neelamise tõttu lokaalselt suurendada vee pinnakihi temperatuuri tõstes veelgi oma konkurentsieelist.
- Järvede varasema kihistumise tõttu pikeneb tsüanobakterite optimaalne kasvuperiood, kellest paljud eelistavad stabiilset (kihistunud) veesammast. Kihistunud järve tingimustes ei piira tsüanobakterite kasvu lämmastiku puudus, kuna paljud õitsenguid põhjustavate tsüanobakterite liigid on võimelised siduma õhulämmastikku.
- Pindmised õitsengud varjutavad sügavamal paiknevaid vetikaid ja süvendavad konkurentsi valguse pärast.

Teisalt näitavad paljud tööd, et sademete ja äravoolu suurenemisega kaasneb toiteainetekoormuse suurenemine (näit. Huntington, 2006; Bouraoui et al., 2009), mis võib omakorda soodustada veeõitsengute teket.

2010. a. kevadet iseloomustas suur tulvavesi ja suvi oli Eestis erakordselt soe, kuid sellele vaatamata näitas väikejärvede seire (Ott, 2010), et veeõitsenguid oli vähe ja nad olid väheintensiivsed. Õitsengud tekkisid alles sügise hakul, mida põhjustasid just suvisele aspektile iseloomulikud tsüanobakterite liigid. Kuidas sellist kummalist nähtust seletada? Kihistunud järvedes toimunud iseloomustab joonis 3.3.8.

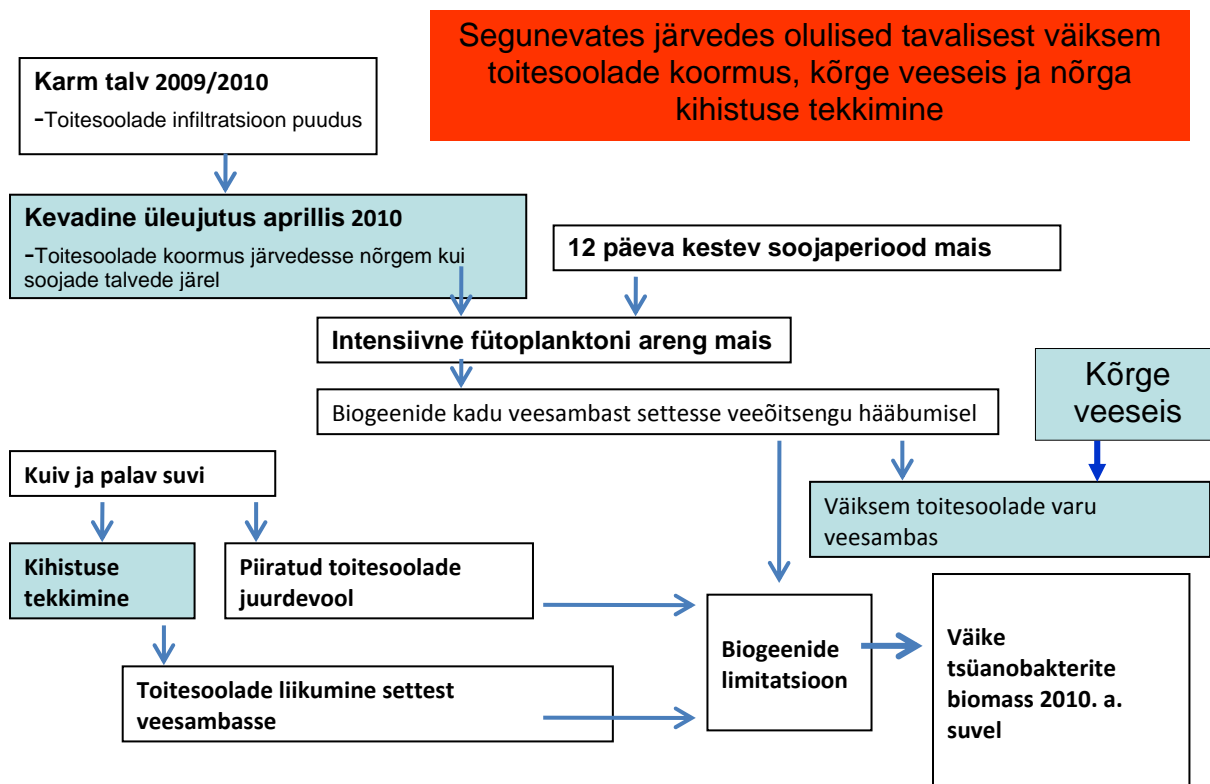


**Joon. 3.3.8.** Tsüanobakterite põhjustatud veeõitsengute puudumine soojal 2010. a. suvel kihistunud järvedes (M. Järvinen, okt. 2010, I. Oti täiendustega)

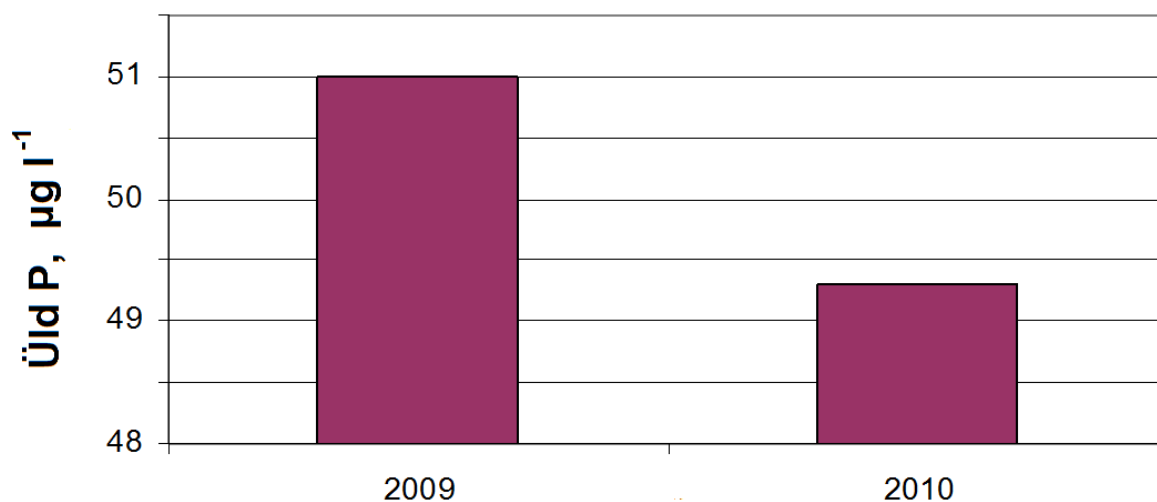
Külmale talvele järgnenud kuumalaine mais põhjustas terava kihistumise ning kevadel arenenud fütoplankton viis välja settides toitesoolad settesse, kust need enam pinnakihti tagasi ei pääsenud. Kuiva ja sooja suve tõttu oli ka toitesoolade juurdevool vähene. Tsüanobakterite kasvu suvel piiras fosforipuudus ja selle kättesaadavuse taastumisel sügisese vete segunemise ajal andis võimaluse ka sügisese õitsengu tekkeks.

Siiski ei täheldatud veeõitsenguid 2010. a. suvel ka polümiktilistes järvedes, mille põhjusi eeltoodud skeem ei seleta. Polümiktilistes järvedes reeglina termilist kihistust ei teki või kui tekib, siis on see lühiajaline ja ei peaks takistama toitesoolade ringlust veesambas. Sarnaselt kihistunud järvedega tekkisid 2010. aastal ka polümiktilistes järvedes (nt. Aheru järves) veeõitsengud septembris. Seda võiks seletada erandlike hüdrooloogiliste ja temperatuuritingimustega 2010. a. (joon. 3.3.9). Vastupidiselt ootustele, ei toonud rohke lume sulavesi kaasa suuremat toiteainete koormust ja pigem lahjendas kontsentratsioone, mistõttu üldfosfori kontsentratsioon oli seire järvedes 2010. a. suve algul üle kahe korra madalam, kui aasta varem (joon. 3.3.10). Rohke sulavesi tõstis järvede veetaset ja paljud tavaliselt mittekihistuvad järved nagu Ähijärv, Pühajärv, Saare järv, Mäeküla järv ja Uljaste järv ilmutasid märkimisväärset kihistumist, mis avaldus pinna- ja põhjakihi temperatuuri-, eriti aga hapnikuerinevustes (joon. 3.3.11).

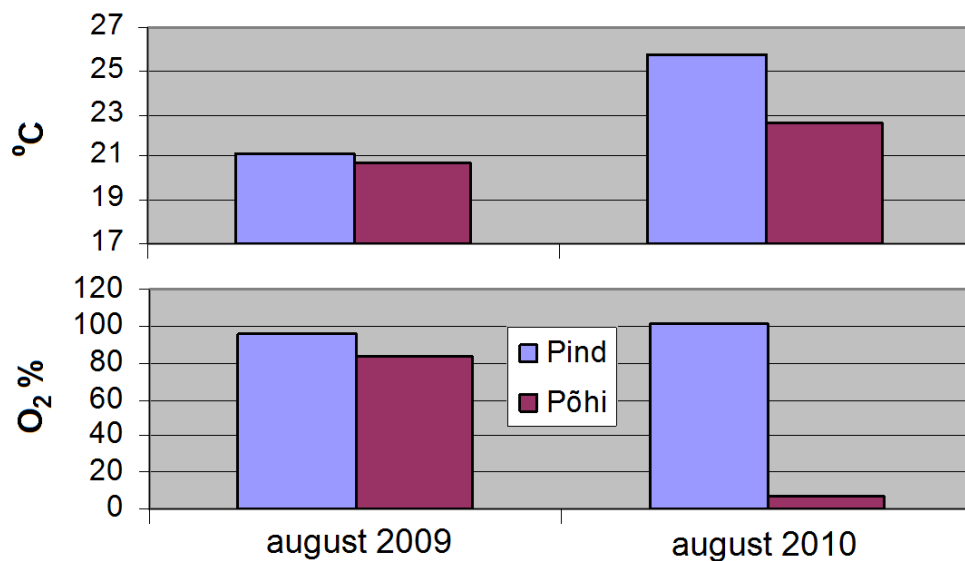
Kokkuvõtteks võib öelda, et talvede tingimused mõjutavad oluliselt kasvuperioodi tingimusi. Temperatuuri kõrval on väga oluline sademete hulk ja vorm ning see, millistes tingimustes ja millal toimub lume sulamine. Rohke lume sulavesi karmi talve järel tõi kaasa fosforipuuduse, mida süvendas selle väljasettimine soojal suvel tugevnenud kihistumise tingimustes.



**Joon. 3.3.9.** Tsüanobakterite põhjustatud veeõitsengute puudumine soojal 2010. a. suvel polümiktilistes järvedes (Ott, 2010).



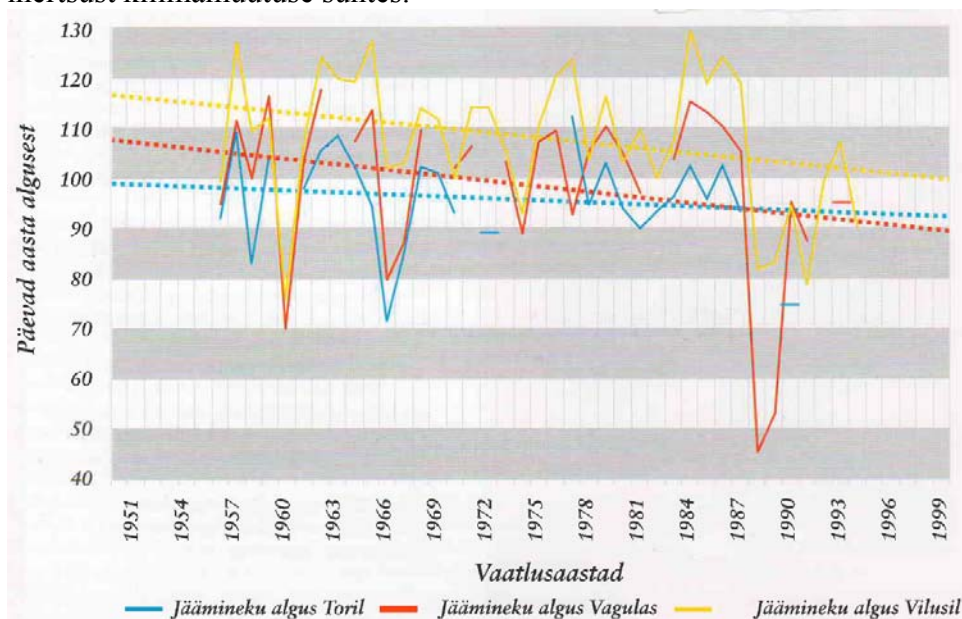
**Joon. 3.3.10.** Üld-P keskmised väärtused seirejärvedes mais ja juunis 2009 ja 2010 (Ott, 2010)



**Joon. 3.3.11.** Veetemperatuur ja hapnikuküllastus Ähijärves augustis 2009 ja 2010 (Ott, 2010)

### *Fenoloogilised muutused*

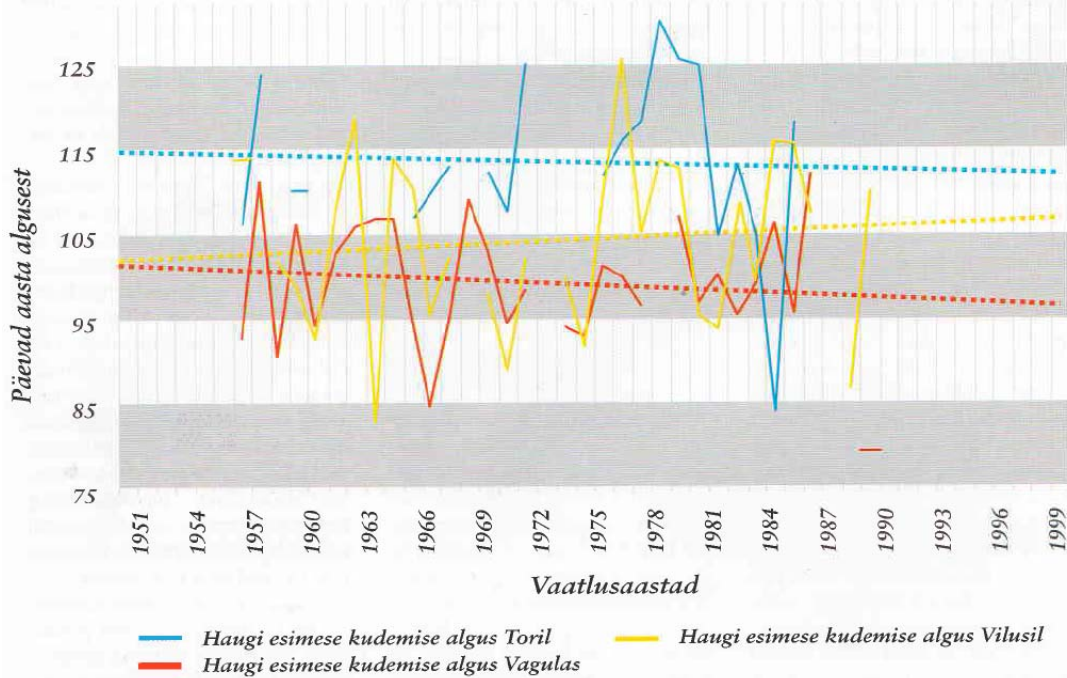
Aastatel 1951-1990 kogutud hüdroloogilistes ja ihtüofenoloogilistes vaatlusandmetes (Ristkok, 1961, 1969, 1971, 1973, 1980, 1984, 1988, 1993) on kliima globaalse soojenemise mõju hüdroloogilistele faasidele on väga hästi jälgitav. Neid andmeid analüüsinud Palm (2001 a,b; 2003) näitab, et peaaegu kõik hüdroloogilisi nähtusi kirjeldavad aegread, sõltumata vaatluspunkti, näitavad külma poolaasta lühenemist. Jääminek ja suurvee kõrgseis on hakanud järjest varem, veekogude jäätumine aga hiljem saabuma. Harilikult on muutused järvede hüdroloogiliste faaside (jäämineku algus ja lõpp, suurvee kõrgseis ja jäätumise algus) saabumisaegades väiksemad kui jõgedes, millest saab järeldada seisuveekogude suuremat inertsust kliimamuutuse suhtes.



**Joon. 3.3.12.** Jäämineku algus Pärnu jõel Toris, Vagula järvel ja Peipsi järvel Vilusil (Palm, 2001b)



Joonis 3.3.12 kujutab jäämineku alguse varieeruvust Pärnu jõel Toris, Võru külje all Vagula järves ja Peipsi järvel Vilusil. Tegemist on niisiis eri veekogutüüpidega - jõe, väikese järve ja suure järvega. Graafikutele lisatud trendid näitavad, et jäämineku algus on kõikjal nihkunud varasemale ajale. Selgelt märgatav on see järvede puhul: Vilusil algab jääminek vaatusperioodi algusega võrreldes 16,3, Vagulas aga 16,9 päeva varem. Järvedel paiknevates punktides on jäämineku algus enim muutunud Pühajärvel – 26 päeva varem.



**Joon. 3.3.13.** Haugi esimese kudemise algus Pärnu jõel Toris, Vagula järvel ja Peipsi järvel Vilusis (Palm, 2001b)

Ehkki koherents avaldub bioloogilistes näitajates nõrgemalt, kui füüsikalistes ja keemilistes, on siiski üsna sageli täheldatud bioloogiliste sündmuste (kevadine veeõitseng ja selge vee periood, kalade kudemise algus) ajastuse sarnast muutumist paljudes veekogudes. Ihtüofenofaaside puhul on muutusi raskem jälgida, sest vaatusread on lühikesed. Ent siingi võib kliima soojenemist täheldada. Mitme kevadise kudeja, näiteks ahvena, peipsi tindi, turva ja särje faasid on enamasti nihkunud varasemale ajale. Haugil esineb aga enam-vähem võrdselt nii hilisemaks kui varasemaks muutuvaid faase. Ka meie vete põhilisema talvise kudeja lutsu sigimisperiood on lühenenud (Palm, 2001b). Ahas et al., (2003) järgi on statistiliselt usaldusväärselt varasemaks nihkunud neli faasi: haugi esimese kudemise lõpp Vagulas (12 päeva), kiisa kudemise lõpp Vilusis (28 päeva), latika esimese kudemise lõpp Vilusis (26 päeva) ja peipsi tindi ilmumine Vilusis (19 päeva).

Palm (2001b) toob välja ka erinevused jõgede ja järvede ihtüofenofaaside muutustes. Joonisel 3.3.13 on kujutatud haugi esimese kudemise alguse muutused vaatusperioodi jooksul. Kuigi jõed vabanevad jääkattest varem kui järved, jäävad seal kalanduslikud faasid tihti hilisemaks. Põhjuseks on see, et seisuveekogudes soojeneb vesi kiiremini kui jõgedes.

Kalanduslike faaside puhul ei ole õnnestunud varieeruvuse ja muutuste ruumilist seaduspära leida (Ristkok, 1974; Palm, 2003), kuna vaatuspunktide jaotus ruumis on ebaühtlane ja veekogude tüübid erinevad. Kalanduslikke faase mõjutavad ilmselt kõige rohkem veekogude jäämineku ja suurvee staadiumid kevadel. Nende hüdmloogiliste nähtuste ajalis-ruumilist dünaamikat on käsitletud erinevates töodes (Järvet, 2001, Palm, 2003).



## Kasutatud kirjandus:

- Ahas, R., A. Aasa & V. Palm, 2003. Fenoloogiliste faaside alguse muutused Eestis viimasel poolsajandil. Rmt.: Frey, T. (toim.), Kaasaegse ökoloogia probleemid: Eesti ökoloogia globaliseeruvus maailmas: Eesti IX ökoloogiakonverentsi lühiartiklid, Eesti Ökoloogiakogu. Tartu: 8 - 19.
- Bleckner, T., A. Omstedt & M. Rummukainen (2002): A Swedish case study of contemporary and possible future consequences of climate change on lake function. *Aquatic Sciences* 64: 171-184.
- Blenckner, T., Adrian, R., Arvola, L., Järvinen, M., Nõges, P., Nõges, T., Pettersson, K., Weyhenmeyer, G. 2010. The impact of climate change on lakes in Northern Europe. George D.G. (ed). *The Impact of Climate Change on European Lakes*, Aquatic Ecology Series 4, Springer Science+Business Media B.V., 339-358.
- Bouraoui, F., B. Grizzetti, G. Adelsköld, H. Behrendt, I. de Miguel, M. Silgram, S. Gómez, K. Granlund, L. Hoffmann, B. Kronvang, S. Kvaernø, A. Lázár, M. Mimikou, G. Passarella, P. Panagos, H. Reisser, B. Schwarzl, C. Siderius, A.S. Sileika, A.A. Smit, R. Sugrue, M. Vanliedekerke, J. Zaloudik, 2009. Basin characteristics and nutrient losses: the EUROHARP catchment network perspective. *Journal of Environmental Monitoring* 11:515-25.
- Heinsalu, A., & T. Alliksaar, 2009a. Palaeolimnological assessment of environmental change over the last two centuries in oligotrophic Lake Nohipalu Valgjärv, southern Estonia. *Estonian J. Earth Sci.* 58: 124–132.
- Heinsalu, A., & T. Alliksaar, 2009b. Palaeolimnological assessment of the reference conditions and ecological status of lakes in Estonia - implications for the European Union Water Framework Directive. *Estonian J. Earth Sci.* 58: 334–341.
- Huntington, T.G., 2006. Evidence for intensification of the global water cycle: review and synthesis. *Journal of Hydrology* 319:83-95.
- Järvet, A., 2001. Veekogude kliimaatilised aastaajad. Eesti looduse kalender. Publications Instituti Geographici Universitatis Tartuensis. Tartu: 48-81.
- KKM, 2009. Keskkonnaministri 28. juuli 2009. a. määrus nr. 44 „Pinnaveekogumite moodustamise kord ja nende pinnaveekogumite nimestik, mille seisundiklass tuleb määrata, pinnaveekogumite seisundiklassid ja seisundiklassidele vastavad kvaliteedinäitajate väärtused ning seisundiklasside määramise kord”
- Kangro, K., R. Laugaste, P. Nõges & I. Ott, 2005. Long-term changes and seasonal development of phytoplankton in a strongly stratified hypertrophic lake. *Hydrobiologia*, 547, 91–103.
- Kangur, K.; Kangur, A.; Kangur, P.; Laugaste, R. (2005). Fish kill in Lake Peipsi in summer 2002 as a synergistic effect of cyanobacterial bloom, high temperature and low water level. *Proceedings of the Estonian Academy of Sciences. Biology, Ecology*, 54(1), 67 - 80.
- Livingstone, D.M., Adrian, R., Arvola, L., Blenckner, T., Dokulil, M.T., Hari, R.E., George, G., Jankowski, T., Järvinen, M., Jennings, E., Nõges, P., Nõges, T., Straile, D., Weyhenmeyer, G.A., 2010. Regional and supra-regional coherence in limnological variables. Ch. 14 in D. G. George (ed.), *The Impact of Climate Change on European Lakes*, Aquatic Ecology Series 4, Springer, p. 311-337

- Mooij, W.M., J. H. Janse, L. N. De Senerpont Domis, S. Hülsmann & B. W. Ibelings, 2007. Predicting the effect of climate change on temperate shallow lakes with the ecosystem model PCLake. *Hydrobiologia* 584: 443-454.
- Mäemets, A., 1974. On Estonian lake types and main trends of their evolution. In: Kumari, E. (ed.), *Estonian Wetlands and Their Life*. Valgus, Tallinn: 29–62.
- Mäemets, A., 1976. Lake types as basis for the limnological division on the Estonian SSR. *Estonia. Regional Studies. Academy of Sciences of the Estonian SSR, Tallinn*: 63–71.
- Mäemets, A., 1977. *Eesti NSV järved ja nende kaitse*. Valgus, Tallinn.
- Mäemets, H., K. Palmik & L. Frelberg, 2006. Järvede taimestiku liigirikkusja inimõju. In: Frey, T. (ed.) *Kaasaegse ökoloogia probleemid. Loodushoiu majandushoovad. Eesti X Ökoloogiakonverentsi lühiartiklid*. Tartu: 123-127.
- Nõges, P. & I. Ott, 2003. Eesti järveteadus Euroopa tõmbetuultes. Rmt.: Frey, T. (toim.), *Kaasaegse ökoloogia probleemid. Eesti globaliseerivas maailmas. Eesti IX Ökoloogiakonverentsi lühiartiklid. Eesti Ökoloogiakogu*, Tartu: 159–172.
- Nõges, T., 2009a. Relationships between morphometry, geographic location and water quality parameters of European lakes. *Hydrobiologia* 633: 33–43.
- Nõges, T. 2009b. Trends of air and water temperature in Estonia and in large lakes Peipsi and Võrtsjärv, possible consequences on water quality. *E. Schweizerbartische Verlagsbuchhandlung, Science Publishers, Stuttgart Verhandlungen der Internationalen Vereinigung für Theoretische und Angewandte Limnologie Vol. 30 Part 7. p. 997–999*.
- Nõges, T. & P. Nõges, 2011. Kuidas kliimamuutus mõjutab järvede elustikku ja aineringeid? Rmt.: Soomere, T. & T. Nõges (toim.) *Teadusmõte Eestis. Meri. Järved. Rannik. Eesti Teaduste Akadeemia*. Tallinn: 25-36.
- Ott, I., 1994: *Uljaste 1993. Vesi on järve peegel. - EL 2. lk. 53-54*.
- Ott, I. & T. Kõiv, 1999. *Eesti väikejärvede eripära ja muutused*. Tallinn: 1-128.
- Ott, I. & T. Kõiv (eds.), 2005. *Lake Verevi, Estonia – A Highly Stratified Hypertrophic Lake. Developments in Hydrobiology*, 182. Springer.
- Ott, I., K. Maileht & H. Timm, 2011. Rakenduslikud järveuuringud Euroopa direktiive toetamas. Rmt.: Soomere, T. & T. Nõges (toim.) *Teadusmõte Eestis. Meri. Järved. Rannik. Eesti Teaduste Akadeemia*. Tallinn: 213-227.
- Paerl, H.W. & J. Huisman, 2008. Blooms like it hot. *Science* 320: 57–58.
- Palm, V., 2001a. Ihtüofenoloogiline kalender. Rmt.: Ahas, R. (toim.), *Eesti looduse kalender. Publicationes Instituti Geographici Universitatis Tartuensis*. Tartu: 187-205.
- Palm, V., 2001b. Eesti ihtüofenoloogiline kalender kui kliimamuutuste uurimise allikas. *Eesti Loodus nr. 1*: 14-17.
- Palm, V., 2003. Ihtüofenoloogiliste faaside seosed sesoonsete hüdrooloogiliste muutustega veekogudes. *Magistritöö. TÜ Geograafia Instituut, Tartu*, 139 lk.
- Pettersson, K. & K. Grust (2002): Seasonality of nutrients in Lake Erken: effects of weather conditions. *Verhandlungen Internationale Vereinigung Limnologie* 28: 731-734.
- Punning, J.-M., Puusepp, L. 2007. Diatom assemblages in sediments of Lake Juusa, Southern Estonia with an assessments of their habitat. *Hydrobiologia*, 586, 27–41.
- Punning, J.-M., Terasmaa, J., Vaasma, T. 2006. The impact of lake-level fluctuations on the sediment composition. *Water Air Soil Pollut. Focus*, 6, 515–521.

- Puusepp, L. 2011. Ka järved kõnelevad – paleolimnoloogilistest uuringutest Eestis viimasel kümnendil. Rmt.: Soomere, T. & T. Nõges (toim.) Teadusmõte Eestis. Meri. Järved. Rannik. Eesti Teaduste Akadeemia. Tallinn: 171-187.
- Ristkok J. 1961, 1969, 1971, 1973, 1980, 1984, 1988, 1993. Ihtüofenoloogilised vaatlused Eesti NSV-s 1951–1955. Abiks Loodusvaatlejale 42, 58, 63, 76, 82, 87, 93. Eesti Looduseuurijate Selts, Tartu.
- Ristkok J. 1974. Kalade rände ja kudemise fenoloogiast Eestis 15 aasta vaatluste põhjal. Zooloogia-alaseid töid IX, Acta et Commentationes Universitatis Tartuensis 333: 128–195.
- Smol, J. P. 2008. Pollution of Lakes and Rivers □ A Paleoenvironmental Perspective. Blackwell Publishing, Oxford.
- Smol, J.P. & E.F. Stoermer, 2010. The Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Sciences. 2<sup>nd</sup> Edition, Cambridge University Press.
- Tamre, R. (koostaja), 2006. Eesti järvede nimestik. Looduslikud ja tehisjärved. Keskkonnaministeeriumi Info- ja Tehnokeskus. Tallinn: 1-168.
- Terasmaa, J. 2011. Lake basin development in the Holocene and its impact on the sedimentation dynamics in a small lake (southern Estonia). Estonian J. Earth Sci., 60, 3, 159–171.

**Interneti allikad:**

- Ott, I., 2010. Väikejärvede ökoloogilise seisundi muutustest ja seire korraldusest. Ettekanne Seirefoorumil 4. nov. 2010. [www.keskkonnainfo.ee](http://www.keskkonnainfo.ee). Viimati vaadatud: 15. 12. 2011.
- Riiklikud seired - Põllumajandus- ja keskkonnainstituut  
<http://pk.emu.ee/struktuur/limnoloogiakeskus/teadustoo/seired/> Viimati vaadatud: 15. 12. 2011.

### 3.4. Mõju jõgede ökosüsteemidele

#### Põhiseisukohad

- Kliima soojenemine toob endaga kaasa 21. sajandi lõpuks Eesti siseveekogude hüdroloogilise režiimi olulise muutumise.
- Kuna talved muutuvad ebapüsivaks, siis jõgede talveäravool suureneb märgatavalt.
- Kevadine suurvesi jääb väiksemaks ja nihkub varasemale ajale. Sellega kaasneb kevadiste üleujutuste vähenemine, mis on praegusega võrreldes veemajanduslikult suurim positiivne muutus.
- Sademete hulga suurenemine sügisel suurendab sügisäravoolu ning sügis võib saada aasta veerikkaimaks perioodiks. Sealjuures novembri äravool võib sajandi lõpuks ületada praegust ligi kaks korda.
- Märgatav äravoolu vähenemine peaks leidma aset aprillis ja mais. Selle tagajärjel suvise miinimumäravoolu periood pikeneb kevade poole, millega kaasneb vegetatsiooniperioodi esimese poole veevaru vähenemine.
- Suvise miinimumäravoolu perioodi pikenemine põhjustab jõgede ökoloogilise seisundi halvenemist ning järvedes ja veehoidlates veetaimestiku intensiivsemat arengut praegusega võrreldes.
- Jõgede jääperiood muutub lühemaks ning suuremas osas jõgedel jääkatet ei teki. Selle tulemusena paraneb jõgede talvine ökoseisund praegusega võrreldes.
- Kliimamuutuse mõju hindamisel on esimeseks ja kõige usaldusväärsemaks võimaluseks uurida seoseid ilmastiku ja uuritava nähtuse vahel minevikus, kusjuures soojad aastad oleks tulevikus kliima soojenemise korral normiks (keskmiseks tasemeks).
- Senise aegrea analüüsi tulemusel lähima 20–30 aasta jooksul ei ole oodata ühesuunalist trendi siseveekogude veetaseme ja jõgede äravoolu osas. 2008. aastal alanud suhteliselt veerikas periood kestab aastaini 2023–2025, mille järgneb suhteliselt veevaene periood.
- Seniajani ei ole tehtud pikema vaatlusrea ainete ärakande analüüsi. Omavahel on seostamata detailuuringute tulemused, mis on tehtud peamiselt põllumajandusreostuse määramiseks.

#### 3.4.1. Eesti jõgede tüpoloogia (KKM, 2007)

Jõgede hüdrokeemilisi ja –morfoloogilisi omadusi arvestades jagatakse Eesti jõed järgnevateks tüüpideks ja alatüüpideks:

- 1) **Tüüp I A** – tumedaveelised jõed valgala suurusega 10 - 100 km<sup>2</sup> ja humiinaineterikkad (PHT 90%-ne väärtus üle 25 mgO/l);
- 2) **Tüüp I B** – heledaveelised jõed valgala suurusega 10 - 100 km<sup>2</sup> ja vähese orgaanilise aine sisaldusega (PHT 90%- ne väärtus alla 25 mgO/l);

- 4) **Tüüp II A** – tumedaveelised jõed valgala suurusega 100 -1 000 km<sup>2</sup> ja humiinaineterikkad (PHT 90%-ne väärtus üle 25mgO/l);
- 5) **Tüüp II B** – heledaveelised jõed valgala suurusega 100 -1 000 km<sup>2</sup> ja vähese orgaanilise aine sisaldusega (PHT 90%-ne väärtus alla 25mgO/l);
- 6) **Tüüp III A**- tumedaveelised jõed valgala suurusega 1 000 -10 000 km<sup>2</sup> ja humiinaineterikkad (PHT 90%-ne väärtus üle 25 mgO/l);
- 7) **Tüüp III B**- heledaveelised jõed valgala suurusega 1 000 -10 000 km<sup>2</sup> ja vähese orgaanilise aine sisaldusega (PHT 90%-ne väärtus alla 25 mgO/l);
- 8) **Tüüp IV** - jõed valgala suurusega üle 10 000 km<sup>2</sup>.

### 3.4.2. Jõgede seisund ja survetegurid

Eesti pinnaveekogude ökoloogilise seisundi ülevaate kohaselt oli aastatel 2004-2008 looduslikest vooluveekogumitest 2% väga heas seisundis, 73% heas, 22% kesises ja 3% halvas seisundis (Marksoo, 2008). Suurimaks surveteguriks, mis kahjustab Eesti jõgede seisundit on füüsilised muutused maaparanduse, paisutamise ja kobraste tegevuse tõttu. Paiguti on jõgede seisund halvenenud jääkreostuse ning põllumajandusliku hajukoormuse tagajärjel (tabel 3.4.1).

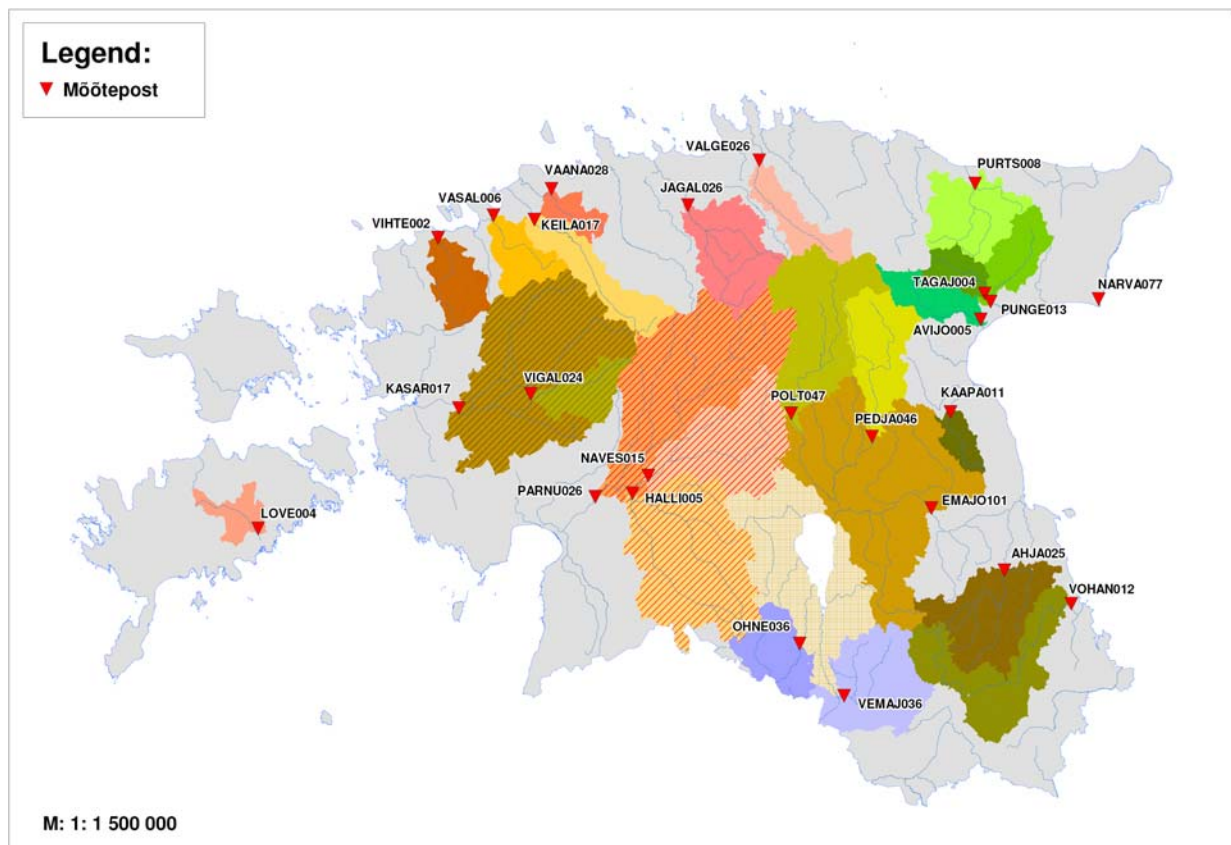
### 3.4.3. Kliima täheldatud mõju jõgede äravoolule

Suhteliselt tiheda vooluvete võrgu tõttu on Eestis jõgede uurimisega tegeletud palju. Esimene veemõõtepost avati Tartus Emajõel 1865. aastal, pidev vaatlusrida on olemas alates 1871. aastast. Esimesed andmed äravoolu kohta on 1902. aastast Narva jõelt. Süstemaatiliste mõõtmistega ja ühtse hüdroloogilise võrgu loomisega tehti algust 1922. aastal, mil loodi Sisevete Uurimise Büroo. Esimeste veemõõtepostidega haarati ligikaudu 40% Eesti pindalast. Veevarude uurimise aluseks on üksikute jõgede andmed, andmetiku lisanduses on aga võimalik hinnata äravoolu teatud piirkonna ulatuses, näiteks leida Eesti territooriumi jõgede summaarse äravoolu, kasutades alamjooksul paiknevate veemõõtepostide andmeid. 1946. aastal oli selliseid poste 22, 1955. aastal 29, 1960. ja 1984. aastal koguni 30. Praegu loetakse Eesti hüdroloogiliselt uuritud ala suuruseks 28 734 km<sup>2</sup>, mis on 65,8 % ehk peaaegu 2/3 territooriumist (Eesti pindalaks on arvestatud 45 215 km<sup>2</sup>). Pikemaajalise (vaatlusrida üle 30 aasta) äravoolu mõõtmistega hõlmatud valglad on toodud joonisel 3.4.1. Välja on jäetud Pirita jõgi, mille looduslik äravoolurežiim on asendunud tehisliku režiimiga.

Siseveekogude veetasemele ja jõgede äravoolule on iseloomulik suhteliselt suur ajaline muutlikkus, mis on tingitud eelkõige sademete muutlikkusest. Sademete muutlikkuse mõju avaldub jõgede veetaseme ja äravoolu muutuses erinevates piirkondades erinevalt. Tingituna maastikuliste tegurite mõjust on Eesti jõgede äravoolu territoriaalsed erinevused palju suuremad kui sademete jaotuse erinevus. Veel suurema muutlikkusega on jõgede äravoolu aastasisene jaotus. Kevadsuurvesi moodustub enamasti lumesulamisveest ja esineb enamikul jõgedest ühel ajal, välja arvatud looduslikult tugevasti reguleeritud äravooluga Narva jõgi ja Emajõgi. Kevadine suurvesi algab märtsis ja saavutab tipu aprillis. Suvine miinimumperiood algab tavaliselt juuni keskel ja lõpeb septembri keskel või oktoobri alguses (teistest erinevad on samuti Narva ja Emajõgi). Sügisese äravoolu tipp langeb novembrikuusse. Talvine madalveeperiood kestab jaanuarist märtsini.

**Tabel 3.4.1.** Eesti veemajanduskavades eksperthinnanguna määratud survetegurite olulisus jõgede seisundile neljapallilises skaalas (- ei ole oluline, + väheoluline, ++ oluline ja +++ väga oluline)

<b>Veemajandusprobleem (inimmõju)</b>	<b>Jõed Lääne- Eesti</b>	<b>Jõed Ida- Eesti</b>	<b>Jõed Koiva</b>	<b>Survetegur</b>
<b>Punktkoormus</b>	++	++	++	Heitvesi (reovesi ja sademevesi)
	++	++	++	Loomakasvatus (eelkõige suured loomakasvatuskompleksid)
	+	+	-	Kalakasvatus
	++	+++	-	Jääkreostus, sh korrastamata Maardu tööstusterritoorium ja prügilad; jäätmemajandus ja reostunud alad, põlevkivi-energeetika
<b>Hajukoormus</b>	++	++	++	Põllumajanduslik hajukoormus
	+	+	+	Kanaliseerimata elanikkond
	+	+	+	Metsamajandus, lageraie
	-	-	++	Turbaväljad, heljum
	+	+	+	Sisekoormus (varem veekogudesse settinud toitained)
<b>Veekogude füüsilised muutused</b>	+++	+++	+++	Maaparandus (kuivendus)
	+++	+++	+++	Paisud
	++	++	++	Kobraste liigarvukus, mis on tingitud maakasutuse muutustest ja suutmatusest nende arvukust reguleerida
<b>Veevõtt</b>	++	-	-	Olmeveevõtt (Tallinn)
	+	-	-	Põllumajandus (niisutusvee võtt)
<b>Võõrliikide sissetung</b>	+	-	-	Ballastveega tulevad liigid meres, signaalvähk siseveekogudes jt.



**Joon. 3.4.1.** Pikemaajaliste (üle 30 aasta) äravoolu mõõtmistega valglate ja veemõõtepostide paiknemine. Viirutusega on tähistatud valglad, mille piires on madalamat järku veemõõtepostide valglad.

Erinevad aastad ja pikemad perioodid võivad olla erineva veerikkusega. Kliima varieerumine võib samuti põhjustada muutusi veerežiimis ja jõgede äravoolus. Eesti jõgede äravool ja veetase on perioodiliselt kogu aeg muutunud. Jõgede äravoolule on iseloomulik suhteliselt suur ajaline muutlikkus, mis on tingitud eelkõige sademete muutlikkusest. Veerikkad ja veevaesed perioodid on kordunud aga teatud seaduspärasuse järgi.

XX sajandi võime jagada looduslike muutuste järgi mitmeks kuiva-märja vaheldumise perioodiks. Kui märjale sajandi algusele järgnes keskmise veerikkusega periood 1908–1922, siis 1923–1932 võime lugeda uputuslikuks perioodiks, millele omakorda järgnes veevaene periood kuni 1952. aastani. Keskmisele lähedase veerikkusega periood oli 1953–1963. aastatel, mille järel esines suhteliselt pikk kuiv perioodi aastatel 1964–1977. Pärast seda aastail 1978–1991 oli veerikas periood, mida nimetatakse märgadeks kaheksakümne dateks. Ajavahemik 1992–2007 oli viimaseks veevaeseks perioodiks ning alates 2008.a. oleme taas veerikas ajajärgus. Eriti veerikkamad aastad olid 1902, 1924–1925, 1928, 1957, 1962, 1978, 1981, 1987, 1990 ja 2009. Kuivad ja veekogudes madala veetasemega seevastu aastad 1914, 1939–1940, 1960, 1964–1965, 1968–1974, 1996, 2002 ja 2006. Tabelis 3.4.2 on toodud veeolude pikaajalise muutlikkuse perioodid ja neid iseloomustavad näitajad. Suurema üldistuse ja sellega objektiivsema tulemuse saamiseks on kasutatud suuremate veekogude andmeid. Kõige suurema äravooluga oli

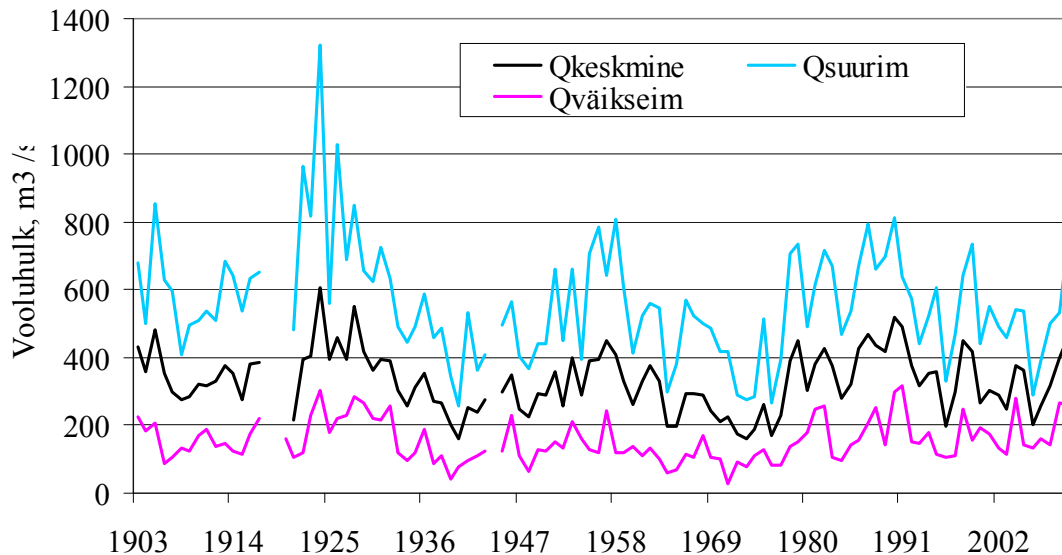


ajavahemik 1923–1932, kui perioodi aasta keskmine vooluhulk ületas pikaajalist keskmist 32% võrra. Kõige märjemaks aastaks oli 1928 ja põuasemaks 1939.

Veerikkad ja veevaesed perioodid on kordunud teatud seaduspärasuse järgi. Emajõe, Peipsi ja Võrtsjärve, mis moodustavad ühtse loodusliku veesüsteemi, andmete alusel saab eristada selgemini kaks erineva pikkusega veetaseme muutuse perioodi, millele vastavad ka samasugused äravoolu muutused:

- lühiajalised muutused kestusega 4–6 aastat;
- pikaajalised muutused kestusega 26–27 aastat.

Kõige suurema üldistusega on Narva jõe äravoolu pikaajaline muutlikkus. Peipsi järve suure mahu ( $25 \text{ km}^3$  keskmise veetaseme korral) tõttu on Narva jõe äravool looduslikult hästi reguleeritud ja seepärast nii Peipsi veetase kui ka Narva jõe äravool peegeldavad eriti hästi pikemaajalisi muutusi (joonis 3.4.2).



**Joon. 3.4.2.** Narva jõe aasta suurima, keskmise ja väikseima vooluhulga pikaajaline muutlikkus perioodil 1902–2010.

Eesti jõgede äravoolu nii ajalisi kui territoriaalseid muutusi on käsitletud mitmes artiklis ja ülevaates. Viimane ja suurema üldistusega töö on praegu trükist ilmumas ja selles käsitletakse kolme Balti riigi jõgede äravoolu aastail 1922–2007 (Kriaciuniene et al., 2012). Artiklis analüüsitakse äravoolu erinevusi periooditi, milleks võrreldakse aastate 1931–1960 ja 1991–2007 aastakeskmist äravoolu referentsperioodi 1961–1990, mis on kõige tavalisem referentsperiood taoliste uuringute tegemisel, näitajatega. Eesti on territoriaalsete erinevuste väljatoomiseks jaotatud kolmeks regiooniks: Põhja, Lääne ja Ida regioon (joonis 3.4.3).

**Tabel 3.4.2.** Narva jõe äravoolu muutlikkus Vasknarvas 20. sajandil erineva veerikkusega perioodide viisi.

Periood	Keskmine vooluhulk, m <sup>3</sup> /s	Aasta suurima vooluhulga keskmine, m <sup>3</sup> /s	Aasta väikseima vooluhulga keskmine, m <sup>3</sup> /s	Aasta keskmine äravool, km <sup>3</sup>	Äravoolu- kiht, mm/a	Erinevustegur pikaajalisest keskmisest
1901-1907	384	652	161	12,12	254	1,16
1908-1922	326	588	160	10,30	215	0,98
1923-1932	438	789	241	13,81	289	1,32
1933-1952	274	457	118	8,66	181	0,83
1953-1963	360	604	144	11,35	237	1,08
1964-1977	224	401	95	7,07	148	0,67
1978-1991	407	658	192	12,83	268	1,22
1992-2007	334	531	158	10,53	220	1,00
<i>Keskmine</i>	332	565	152	10,48	219	

Perioodide äravoolu aastakeskmine erinevus (%) võrreldes referentsperioodiga on järgmine:

Periood	Põhja-Eesti	Ida-Eesti	Lääne-Eesti
1931–1960	-8	-3	-11
1991–2007	-4	7	-2

Toodud tulemustest nähtub, et standardperioodide, sh referentsperiood 1961–1990, äravoolu erinevused on väikesed ja ühesuunalist kliimamuutuse mõju äravoolule ei ilmne. Sama kinnitavad ka teised uurimused, milles on vaadeldud Eesti jõgede äravoolu pikaajalist dünaamikat (Reihan, 2008; Reihan et al, 2006, Järvet, 2006).

Jõgede äravoolu pikajaline tsükliline muutus on avaldunud ka Eesti naaberriikides Lätis ja Leedus ning Kesk- ja Lääne-Euroopas. Uuritud on 18 Euroopa suuremate hulka kuuluvate jõgede äravoolu, mille vaatlusread on 150–200 aasta pikkused (algavad 19. sajandi esimesel poolel). Viimase pooleteise sajandi äravoolus avaldub selgelt 13,5 ja 28–29 aasta pikkused tsüklid (Pekarova et al., 2006). Kuid tsüklite suhteliselt veevaesed ja veerikkad faasid ei esine kõigil jõgedel samal ajal. Aegridade statistiline analüüs ei kinnita ei äravoolu suurenemise ega vähenemise trendi. Eestile lähima väga pika vaatlusreaga Nemunase jõe pikajaline äravool perioodil 1812–2009 kinnitab keskmisest suuremat veerohkust 20. sajandi keskmistel aastakümnetel (joonis 3.4.4).

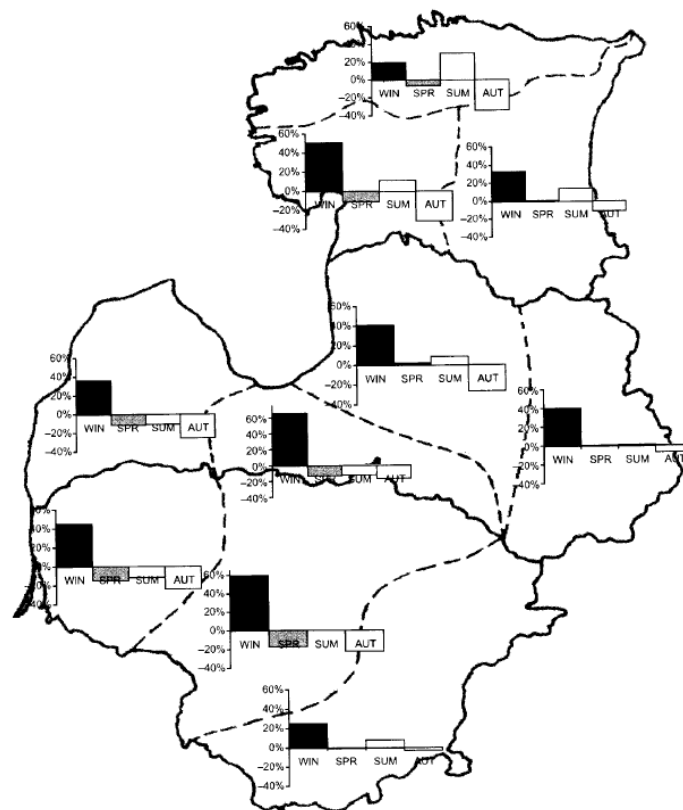
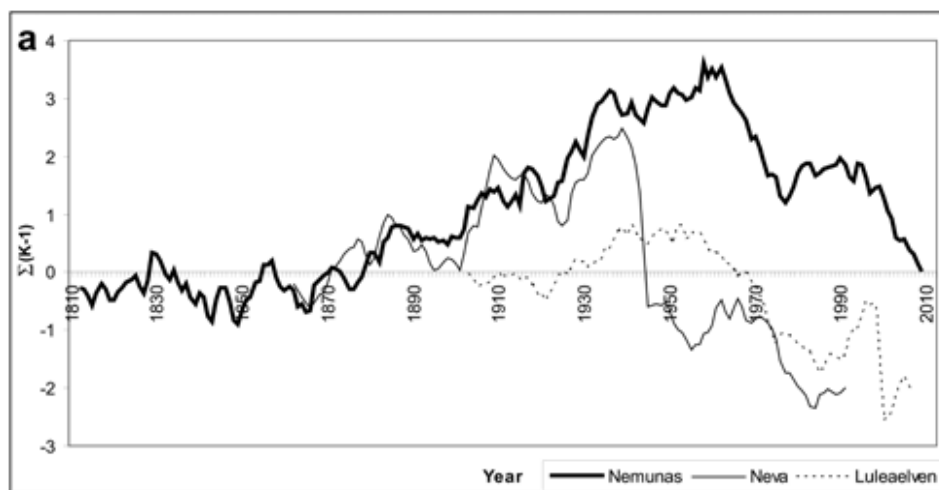


Fig. 6. Seasonal, regional anomalies in river discharge in 1991–2007 relative to the mean of 1961–1990. WIN = winter, SPR = spring, SUM = summer, AUT = autumn.

**Joon. 3.4.3.** Jõgede äravoolu sessoonsed ja regionaalsed erinevused perioodil 1991–2007 võrreldes referentsperioodiga 1961–1990 (Kriaciuniene et al., 2012).



**Joon. 3.4.4.** Nemunase jõe aasta äravoolu pikaajaline integraalgraafik (Gailiušis et al, 2011). Graafikul on esitatud aasta äravoolu erinevusteguri kumulatiivsed väärtused pikaajalise keskmise suhtes.

### 3.4.3.1. Miinimumäravool

Miinimumäravoolu uurimine on vajalik selleks, et saada ülevaadet vooluveekogude hüdrooloogilisest seisundist veevaesel perioodil, veevarude kasutamisevõimalustest, ökoloogilisest seisundist ja veekaitse vajadustest. Miinimumäravoolu ajal on vooluveekogude ökoloogiline seisund kõige pingelisem vee vähesuse tõttu – hüdrooloogiliste tegurite mõju vooluveekogude ökosüsteemidele suurem kui teistel perioodidel. Väikese põhjaveelise toitumisega ning väikese valgla jões või jõelõigud (valgla alla 100 km<sup>2</sup>) võivad suvisel veevaesel ajal jääda kohati täiesti kuivaks või on vett sedavõrd vähe, et vee sügavus voolusängis on ainult mõni cm. Jõgede ja ojade vooluhulka võib miinimumäravoolu ajal veelgi vähendada kastmisvee võtmine. Samal ajal on heitveereostuse mõju kõige suurem, sest heitvee ja jõevee lahjendus on väiksem kui mistahes suurema äravoolu korral.

Käesolevas ülevaates on selgitatud miinimumäravoolu pikemaajalisi muutusi, et selle kaudu saada selgust kliimamuutuse mõjust madalveeaegsetele hüdrooloogilistele tingimustele. Ajaliste muutuste paremaks jälgimiseks on arvutused tehtud kahe 30-aasta perioodi viisi: 1931–1960. ja 1961–1990. 30-aastaste perioodide võrdluses on kasutatud kolmeteistkümne jõe andmeid: Väike-Emajõgi, Keila, Vihterpalu, Kasari, Lõve, Pärnu, Halliste, Navesti, Purtse, Narva, Emajõgi, Põltamaa ja Pedja jõgi. Valitud on jõed, millel on katkematu andmerida perioodidel 1931–1960.a. ja 1961–1990.a. Mõlema perioodi kohta leiti samad statistilised näitajad, mis kogu vaatlusrea kohta.

Kahe nimetatud 30-aastase perioodi võrdlemine tuleneb rahvusvahelisest tavast, kus pikema aegrea puhul tehakse võrdlusi väljakujunenud rahvusvaheliste kokku lepitud 30-aastaste perioodide viisi. Võimalik on võrrelda omavahel äravoolu muutlikkust erinevate piirkondade ning erinevate jõgede viisi. Tabelites 3.4.3 kuni 3.4.7 on toodud nimetatud perioodide miinimumäravoolu karakteristikud alamvesikondade viisi.

Arvutustulemuste võrdlemisest nähtub, et vaatamata ajavahemikul 1964–1977 kestnud veevaesest perioodist on 1961–1990. aasta keskmisena jõgedel esinenud suurem miinimumäravool, võrreldes aastatega 1931–1960. Seda nii aasta, talve kui suve madalveelistel perioodidel.

Eraldi on näidatud miinimumäravoolu pikaajalist muutlikkust pika vaatlusperioodiga jõgedel. Pikkade vaatlusriidadega on need jõed, mille vaatlusperiood on vähemalt 80 aastat. Antud töös on valitud igasse veemajanduslikku alamvesikonda üks pika vaatlusperioodiga jõgi. Viru alamvesikonda kuulub Narva jõgi, Harju alamevesikonda Keila jõgi, Matsalu alamvesikonda Kasari jõgi, Läänesaarte alamvesikond Lõve jõgi, Peipsi alamvesikond Emajõgi, Pärnu alamvesikonda Pärnu jõgi, Võrtsjärve alamvesikonda Väike Emajõgi.

**Tabel 3.4.3.** Perioodide 1931–1960 ja 1961–1990 30-päevase miinimumäravoolu võrdlus Pärnu alamvesikonnas. Q ühikuks on m<sup>3</sup>/s, M ühikuks l/s\*km<sup>2</sup>.

Pärnu alamvesikond	Valgla, km <sup>2</sup>	Qkesk	St dev	Max	Min	Q50%	Q75%	Q95%	Mkesk	Mmax	Mmin	M50%	M75%	M95%	
<b>Aasta</b>	<b>PARNU026</b>														
	1931-1960	5154	1.41	0.59	3.50	0.65	1.31	0.94	<b>0.74</b>	0.27	0.68	0.13	0.25	0.18	<b>0.14</b>
	1961-1990	5154	1.98	0.78	4.84	1.02	1.76	1.44	<b>1.18</b>	0.38	0.94	0.20	0.34	0.28	<b>0.23</b>
	<b>HALLI005</b>														
	1931-1960	1886	1.18	0.56	2.83	0.46	1.08	0.80	<b>0.55</b>	0.62	1.50	0.24	0.57	0.42	<b>0.29</b>
	1961-1990	1886	1.66	0.73	4.10	0.79	1.55	1.11	<b>0.81</b>	0.88	2.17	0.42	0.82	0.59	<b>0.43</b>
	<b>NAVES015</b>														
	1931-1960	1008	1.12	0.50	2.74	0.49	1.10	0.74	<b>0.60</b>	1.12	2.72	0.48	1.09	0.73	<b>0.59</b>
	1961-1990	1008	1.60	0.87	5.08	0.78	1.29	1.02	<b>0.84</b>	1.59	5.04	0.78	1.28	1.02	<b>0.84</b>
<b>Talv</b>	<b>PARNU026</b>														
	1931-1960	5154	2.52	1.72	7.48	0.65	1.95	1.52	<b>0.82</b>	0.49	1.45	0.13	0.38	0.30	<b>0.16</b>
	1961-1990	5154	3.67	2.78	13.28	1.34	2.91	2.11	<b>1.53</b>	0.71	2.58	0.26	0.56	0.41	<b>0.30</b>
	<b>HALLI005</b>														
	1931-1960	1886	2.30	1.62	7.87	0.68	1.70	1.32	<b>0.73</b>	1.22	4.17	0.36	0.90	0.70	<b>0.39</b>
	1961-1990	1886	3.37	2.66	12.51	0.96	2.40	1.75	<b>1.18</b>	1.78	6.63	0.51	1.27	0.93	<b>0.63</b>
	<b>NAVES_015</b>														
	1931-1960	1008	2.21	1.50	6.64	0.49	1.91	1.31	<b>0.64</b>	2.19	6.59	0.48	1.89	1.30	<b>0.64</b>
	1961-1990	1008	2.97	1.76	8.43	1.00	2.32	1.74	<b>1.17</b>	2.95	8.36	1.00	2.30	1.73	<b>1.16</b>
<b>Suvi</b>	<b>PARNU026</b>														
	1931-1960	5154	1.66	0.70	3.54	0.80	1.74	1.09	<b>0.84</b>	0.32	0.69	0.16	0.34	0.21	<b>0.16</b>
	1961-1990	5154	2.12	0.95	5.57	1.02	1.95	1.45	<b>1.18</b>	0.41	1.08	0.20	0.38	0.28	<b>0.23</b>
	<b>HALLI005</b>														
	1931-1960	1886	1.43	0.80	3.87	0.46	1.26	0.82	<b>0.55</b>	0.76	2.05	0.24	0.67	0.44	<b>0.29</b>
	1961-1990	1886	1.74	0.75	4.10	0.79	1.62	1.14	<b>0.81</b>	0.92	2.17	0.42	0.86	0.60	<b>0.43</b>
	<b>NAVES_015</b>														
	1931-1960	1008	1.45	0.84	4.11	0.61	1.25	0.84	<b>0.66</b>	1.44	4.08	0.61	1.24	0.83	<b>0.65</b>
	1961-1990	1008	1.81	1.20	5.67	0.69	1.35	0.97	<b>0.80</b>	1.80	5.62	0.69	1.34	0.97	<b>0.79</b>

**Tabel 3.4.4.** Perioodide 1931–1960 ja 1961–1990 30-päevase miinimumäravoolu võrdlus Harju alamvesikonnas. Q ühikuks on m<sup>3</sup>/s, M ühikuks l/s\*km<sup>2</sup>.

Harju alamvesikond	Valgla, km <sup>2</sup>	Qkesk	St dev	Max	Min	Q50%	Q75%	Q95%	Mkesk	Mmax	Mmin	M50%	M75%	M95%	
<b>Aasta</b>	<b>KEILA019</b>														
	1931-1960	635	1.58	0.58	3.08	0.75	1.48	1.16	<b>0.87</b>	2.49	4.85	1.19	2.34	1.83	<b>1.37</b>
	1961-1990	635	1.93	0.98	4.79	0.70	1.60	1.37	<b>0.85</b>	3.05	7.55	1.11	2.52	2.15	<b>1.33</b>
	<b>VIHTE002</b>														
	1931-1960	474	0.44	0.26	1.17	0.12	0.35	0.24	<b>0.15</b>	0.92	2.47	0.26	0.75	0.50	<b>0.32</b>
	1961-1990	474	0.90	0.59	2.98	0.33	0.71	0.55	<b>0.40</b>	1.90	6.28	0.70	1.49	1.16	<b>0.84</b>
<b>Talv</b>	<b>KEILA019</b>														
	1931-1960	635	3.09	1.94	8.70	0.86	2.86	1.74	<b>1.10</b>	4.86	13.70	1.35	4.50	2.74	<b>1.74</b>
	1961-1990	635	4.29	2.95	12.88	1.19	3.58	2.32	<b>1.46</b>	6.76	20.28	1.87	5.64	3.66	<b>2.30</b>
	<b>VIHTE002</b>														
	1931-1960	474	2.02	2.11	9.11	0.23	1.53	0.85	<b>0.29</b>	4.27	19.22	0.48	3.23	1.79	<b>0.62</b>
	1961-1990	474	2.86	2.32	10.25	0.42	2.27	1.30	<b>0.69</b>	6.03	21.62	0.89	4.79	2.74	<b>1.46</b>
<b>Suvi</b>	<b>KEILA019</b>														
	1931-1960	635	1.76	0.69	3.41	0.75	1.67	1.32	<b>0.95</b>	2.77	5.37	1.19	2.62	2.07	<b>1.50</b>
	1961-1990	635	2.05	1.12	5.62	0.70	1.66	1.39	<b>0.85</b>	3.23	8.86	1.11	2.61	2.19	<b>1.33</b>
	<b>VIHTE002</b>														
	1931-1960	474	0.57	0.46	1.99	0.12	0.39	0.29	<b>0.15</b>	1.21	4.20	0.26	0.82	0.61	<b>0.32</b>
	1961-1990	474	0.95	0.60	2.98	0.33	0.78	0.57	<b>0.41</b>	2.00	6.28	0.70	1.64	1.20	<b>0.85</b>

**Tabel 3.4.5.** Perioodide 1931–1960 ja 1961–1990 30-päevase miinimumäravoolu võrdlus Peipsi alamvesikonnas. Q ühikuks on m<sup>3</sup>/s, M ühikuks l/s\*km<sup>2</sup>.

Peipsi alamvesikond	Valgla, km <sup>2</sup>	Qkesk	St dev	Max	Min	Q50%	Q75%	Q95%	Mkesk	Mmax	Mmin	M50%	M75%	M95%	
<b>Aasta</b>	<b>EMAJO043</b>														
	1931-1960	7842	3.31	1.19	5.85	1.29	3.47	2.44	<b>1.47</b>	0.42	0.75	0.16	0.44	0.31	<b>0.19</b>
	1961-1990	7842	4.12	1.32	7.11	2.15	3.99	2.97	<b>2.37</b>	0.53	0.91	0.27	0.51	0.38	<b>0.30</b>
	<b>POLTS047</b>														
	1931-1960	1030	3.46	0.95	5.38	1.82	3.45	2.89	<b>1.90</b>	3.36	5.23	1.77	3.35	2.80	<b>1.85</b>
	1961-1990	1030	3.65	1.41	7.70	1.87	3.21	2.73	<b>2.11</b>	3.54	7.48	1.82	3.12	2.65	<b>2.05</b>
	<b>PEDJA046</b>														
	1931-1960	776	0.87	0.38	1.76	0.24	0.89	0.58	<b>0.37</b>	1.12	2.27	0.31	1.15	0.75	<b>0.48</b>
	1961-1990	776	1.42	0.61	3.08	0.64	1.28	1.08	<b>0.78</b>	1.83	3.97	0.82	1.65	1.39	<b>1.01</b>
<b>Talv</b>	<b>EMAJO043</b>														
	1931-1960	7842	4.35	1.70	7.74	1.29	3.95	3.33	<b>1.98</b>	0.55	0.99	0.16	0.50	0.42	<b>0.25</b>
	1961-1990	7842	5.45	2.28	12.99	2.15	4.78	4.09	<b>2.59</b>	0.69	1.66	0.27	0.61	0.52	<b>0.33</b>
	<b>POLTS047</b>														
	1931-1960	1030	4.41	1.87	8.93	1.82	3.90	3.38	<b>2.10</b>	4.28	8.67	1.77	3.79	3.28	<b>2.04</b>
	1961-1990	1030	5.25	2.43	11.60	2.28	4.74	3.37	<b>2.73</b>	5.10	11.26	2.22	4.61	3.28	<b>2.65</b>
	<b>PEDJA046</b>														
	1931-1960	776	1.75	0.73	3.36	0.24	1.73	1.38	<b>0.62</b>	2.25	4.33	0.31	2.22	1.78	<b>0.80</b>
	1961-1990	776	2.39	1.63	7.62	1.01	1.71	1.39	<b>1.11</b>	3.09	9.82	1.30	2.20	1.80	<b>1.43</b>
<b>Suvi</b>	<b>EMAJO043</b>														
	1931-1960	7842	3.72	1.34	6.80	1.35	3.73	2.77	<b>1.66</b>	0.47	0.87	0.17	0.48	0.35	<b>0.21</b>
	1961-1990	7842	4.60	1.67	8.59	2.20	4.16	3.33	<b>2.63</b>	0.59	1.09	0.28	0.53	0.43	<b>0.34</b>
	<b>POLTS047</b>														
	1931-1960	1030	3.72	1.34	6.80	1.35	3.73	2.77	<b>1.66</b>	3.61	6.60	1.31	3.62	2.69	<b>1.61</b>
	1961-1990	1030	4.41	2.19	11.72	1.87	3.89	2.99	<b>2.11</b>	4.29	11.38	1.82	3.78	2.90	<b>2.05</b>
	<b>PEDJA046</b>														
	1931-1960	776	1.12	0.50	2.27	0.31	1.15	0.75	<b>0.48</b>	1.44	2.93	0.40	1.48	0.96	<b>0.62</b>
	1961-1990	776	1.83	0.79	3.97	0.82	1.65	1.39	<b>1.01</b>	2.36	5.12	1.06	2.13	1.79	<b>1.30</b>

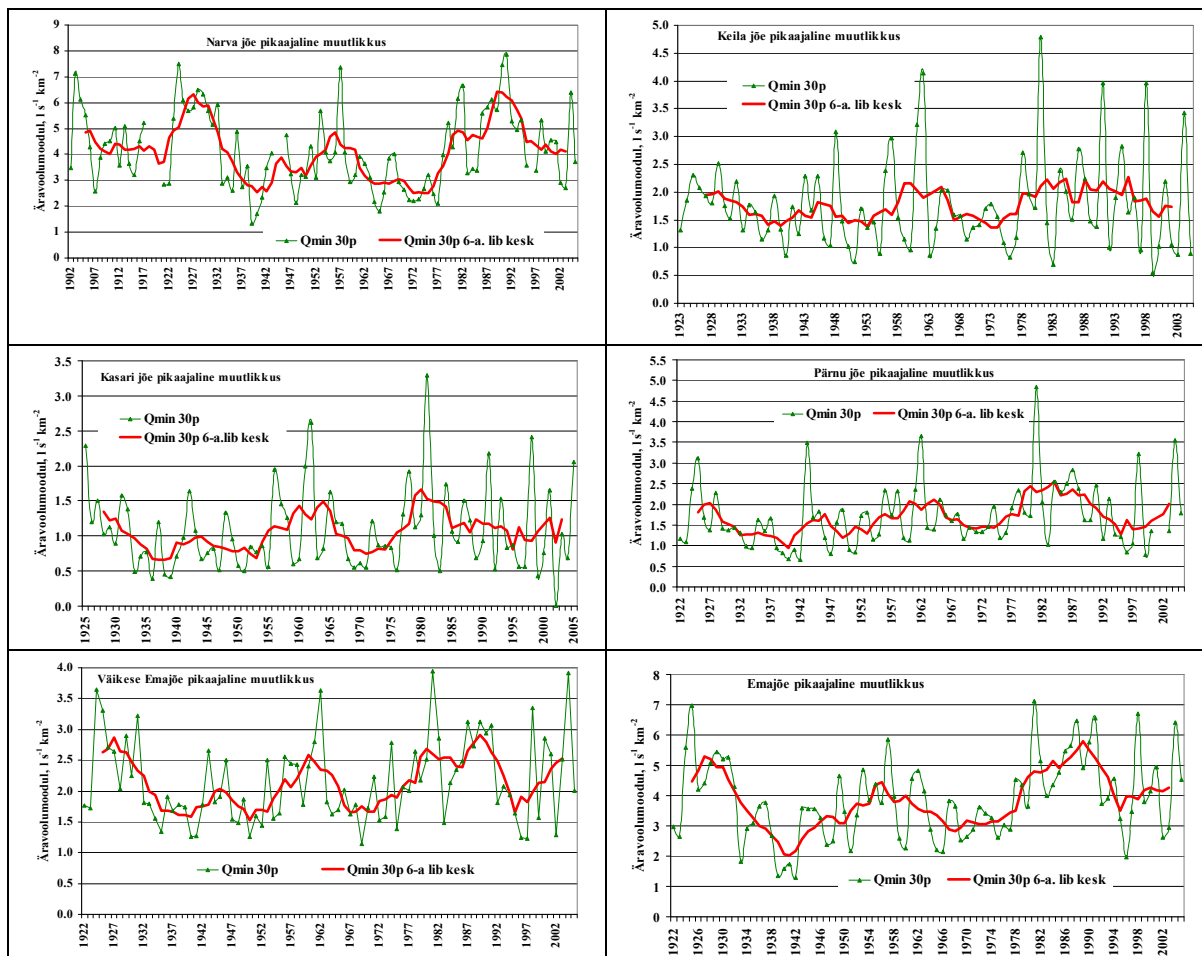


**Tabel 3.4.6.** Perioodide 1931–1960 ja 1961–1990 30-päevase miinimumäravoolu võrdlus Läänesarte ja Matsalu alamvesikonnas. Q ühikuks on m<sup>3</sup>/s, M ühikuks l/s\*km<sup>2</sup>.

Läänesaarte ja Matsalu alamvesikond		Valgla, km <sup>2</sup>	Qkesk	St dev	Max	Min	Q50%	Q75%	Q95%	Mkesk	Mmax	Mmin	M50%	M75%	M95%
<b>Aasta</b>	<b>KASAR017</b>														
	1931-1960	2641	0.90	0.40	1.94	0.39	0.77	0.59	<b>0.44</b>	0.34	0.74	0.15	0.29	0.22	<b>0.16</b>
	1961-1990	2641	1.21	0.65	3.29	0.50	1.06	0.75	<b>0.53</b>	0.46	1.25	0.19	0.40	0.28	<b>0.20</b>
	<b>LOVE004</b>														
	1931-1960	134	1.47	0.42	2.58	0.82	1.31	1.21	<b>0.90</b>	10.94	19.27	6.13	9.80	9.05	<b>6.72</b>
	1961-1990	134	1.89	0.82	4.38	0.73	1.71	1.31	<b>1.10</b>	14.13	32.71	5.44	12.73	9.79	<b>8.18</b>
<b>Talv</b>	<b>KASAR017</b>														
	1931-1960	2641	2.22	1.77	7.98	0.68	1.66	1.41	<b>0.72</b>	0.84	3.02	0.26	0.63	0.53	<b>0.27</b>
	1961-1990	2641	3.18	2.82	13.51	0.82	2.15	1.41	<b>1.04</b>	1.21	5.12	0.31	0.81	0.53	<b>0.39</b>
	<b>LOVE004</b>														
	1931-1960	134	3.78	2.34	10.10	0.82	2.90	2.01	<b>1.37</b>	28.20	75.41	6.13	21.63	14.98	<b>10.25</b>
	1961-1990	134	6.08	3.27	16.33	1.44	5.47	3.67	<b>2.23</b>	45.37	121.85	10.73	40.82	27.37	<b>16.66</b>
<b>Suvi</b>	<b>KASAR017</b>														
	1931-1960	2641	1.00	0.57	2.64	0.39	0.84	0.59	<b>0.44</b>	0.38	1.00	0.15	0.32	0.22	<b>0.16</b>
	1961-1990	2641	1.30	0.81	4.36	0.50	1.06	0.75	<b>0.53</b>	0.49	1.65	0.19	0.40	0.28	<b>0.20</b>
	<b>LOVE004</b>														
	1931-1960	134	1.49	0.40	2.58	0.89	1.31	1.21	<b>0.93</b>	11.12	19.27	6.65	9.80	9.05	<b>6.97</b>
	1961-1990	134	1.90	0.83	4.38	0.73	1.71	1.31	<b>1.10</b>	14.20	32.71	5.44	12.73	9.79	<b>8.18</b>

**Tabel 3.4.7.** Perioodide 1931–1960 ja 1961–1990 30-päevase miinimumaravoolu võrdlus Viru ja Võrtsjärve alamvesikonnas. Q ühikuks m<sup>3</sup>/s, M ühikuks l/s\*km<sup>2</sup>

Viru alamvesikond		Valgla, km <sup>2</sup>	Qkesk	St dev	Max	Min	Q50%	Q75%	Q95%	Mkesk	Mmax	Mmin	M50%	M75%	M95%
Aasta	<b>PURTS008</b>														
	1931-1960	784	2.88	0.98	5.83	1.39	2.55	2.27	<b>1.65</b>	3.67	7.43	1.77	3.25	2.89	<b>2.10</b>
	1961-1990	784	5.53	2.79	13.27	1.60	5.03	3.72	<b>2.34</b>	7.06	16.93	2.04	6.42	4.75	<b>2.98</b>
	<b>NARVA077</b>														
	1931-1960	47000	3.74	1.34	7.36	1.35	3.48	2.94	<b>1.89</b>	0.08	0.16	0.03	0.07	0.06	<b>0.04</b>
	1961-1990	47000	3.97	1.70	7.85	1.82	3.43	2.60	<b>2.15</b>	0.08	0.17	0.04	0.07	0.06	<b>0.05</b>
Talv	<b>PURTS008</b>														
	1931-1960	784	5.34	3.17	15.01	1.39	4.57	2.95	<b>1.83</b>	6.81	19.15	1.77	5.82	3.76	<b>2.34</b>
	1961-1990	784	9.66	5.75	29.07	2.91	8.81	5.48	<b>2.98</b>	12.32	37.08	3.71	11.24	6.99	<b>3.80</b>
	<b>NARVA077</b>														
	1931-1960	47000	4.40	1.60	7.58	1.72	4.08	3.15	<b>2.21</b>	0.09	0.16	0.04	0.09	0.07	<b>0.05</b>
	1961-1990	47000	4.91	2.35	10.86	2.12	4.12	2.81	<b>2.31</b>	0.10	0.23	0.05	0.09	0.06	<b>0.05</b>
Suvi	<b>PURTS008</b>	784													
	1931-1960	784	3.31	1.33	7.03	1.71	3.03	2.31	<b>1.91</b>	4.22	8.97	2.18	3.87	2.95	<b>2.44</b>
	1961-1990	784	6.26	4.11	22.11	1.60	5.06	4.03	<b>2.34</b>	7.99	28.21	2.04	6.45	5.14	<b>2.98</b>
	<b>NARVA077</b>														
	1931-1960	47000	4.50	1.45	7.90	1.35	4.39	3.29	<b>2.74</b>	0.10	0.17	0.03	0.09	0.07	<b>0.06</b>
	1961-1990	47000	4.71	2.05	8.63	1.82	3.91	3.26	<b>2.22</b>	0.10	0.18	0.04	0.08	0.07	<b>0.05</b>
Võrtsjärve alamvesikond		Valgla, km <sup>2</sup>	Qkesk	St dev	Max	Min	Q50%	Q75%	Q95%	Mkesk	Mmax	Mmin	M50%	M75%	M95%
Aasta	<b>VAIKE036</b>														
	1931-1960	1054	1.90	0.48	3.22	1.25	1.79	1.55	<b>1.27</b>	1.80	3.06	1.19	1.69	1.47	<b>1.20</b>
	1961-1990	1054	2.29	0.69	3.94	1.14	2.17	1.71	<b>1.44</b>	2.17	3.74	1.09	2.06	1.62	<b>1.36</b>
Talv	<b>VAIKE036</b>														
	1931-1960	1054	3.15	1.45	7.97	1.25	2.94	2.31	<b>1.45</b>	2.99	7.56	1.19	2.79	2.19	<b>1.37</b>
	1961-1990	1054	3.80	2.04	10.78	1.88	3.12	2.41	<b>2.05</b>	3.60	10.23	1.78	2.96	2.29	<b>1.94</b>
Suvi	<b>VAIKE036</b>														
	1931-1960	1054	2.12	0.66	3.75	1.26	1.87	1.66	<b>1.35</b>	2.01	3.55	1.20	1.77	1.58	<b>1.29</b>
	1961-1990	1054	2.46	0.98	5.29	1.14	2.17	1.71	<b>1.44</b>	2.33	5.02	1.09	2.06	1.62	<b>1.36</b>



**Joon. 3.4.5.** Jõgede 30-päevase miinimumärvoolu pikaajaline muutus.

**Narva jõgi.** Eesti pikima vaatlusreaga jõe Narva jõe miinimumärvoolu moodul on vahemikus  $1,35\text{--}7,85\text{ l/s}\cdot\text{km}^2$ , olles keskmiselt  $4,18\text{ l/s}\cdot\text{km}^2$ . Suuremate vooluhulkadega perioodid on XX sajandil 1928–1932.a. ja 1982–1992.a. Seaduspärane on ka miinimumärvoolu väiksemate väärtuste esinemine vahetult pärast väga veerohkeid aastaid. Näiteks pärast väga veerohket 1931. aastat, mil järgmisel aastal esines teadaolevalt ärvoolumooduli väikseim väärtus  $1,35\text{ l/s}\cdot\text{km}^2$ .

**Keila jõgi.** Harju alamvesikonna ühe olulisema jõe – Keila jõe miinimumärvoolu mooduli suurimad ja väiksemad väärtused ei erine väga palju keskmisest väärtusest. Kui keskmine ärvoolumoodul on  $1,77\text{ l/s}\cdot\text{km}^2$ , siis väikseim ja suurim väärtus ärvoolumoodul on  $0,55\text{ l/s}\cdot\text{km}^2$  ja  $4,79\text{ l/s}\cdot\text{km}^2$ . Suhteliselt keskmise ärvoolumooduli lähedased väärtused ei too esile selgelt märgatavat seaduspärasust pikaajalises muutlikkuses, kuid 30-päevase 6-aasta libiseva keskmise väärtustega eristub selgelt XX sajandi kõige pikem sademetevaesem periood aastail 1965–1976.

**Kasari jõgi.** Kasari jõgi on Lääne-Eesti veerohkeim jõgi. Kogu Eestis on Kasari jõest suurema ärvooluga vaid Narva, Pärnu ja Suur Emajõgi. Kasari jõgi on Keskmine miinimumärvoolu moodul on  $1,06\text{ l/s}\cdot\text{km}^2$ . Ärvoolumooduli suurim väärtus ulatub

3,29 l/s\*km<sup>2</sup> ja väikseim on 0,19 l/s\*km<sup>2</sup>. Jooniselt 3.4.4 on näha veerikkamad perioodid 1960-ndate ning 1980-ndate alguses. Miinimumäravoolu vähenemine saab alguse 1965. aastal, kui oli juba alanud XX sajandi kõige pikem kuiv periood.

**Väike Emajõgi.** Võrtsjärve alamvesikonda iseloomustab Väikese Emajõe pikaajaline miinimumäravoolu muutlikus. Väikese Emajõe keskmine miinimumäravoolu moodul on 2,15 l/s\*km<sup>2</sup>, suurim näitaja on 3,92 l/s\*km<sup>2</sup> ja väikseim 1,14 l/s\*km<sup>2</sup>. Eriti selgesti eristuvad veerikkamad perioodid umbes 20-aastaste intervallidega, mille vahele jäävad lühemad väiksema miinimumäravooluga perioodid.

**Emajõgi.** 101 kilomeetri pikkune Emajõgi on pikkuselt Eesti üheksas, laiuselt ületab teda vaid Narva jõgi. Emajõe keskmine miinimumäravoolu moodul on 3,87 l/s\*km<sup>2</sup>. Läbi aegade on äravoolumooduli maksimumväärtus olnud 7,11 l/s\*km<sup>2</sup>, mis esines 1980. aastal ja väikseim 1942. aastal – 1,29 l/s\*km<sup>2</sup>. 30-päevase 6-aastase libiseva keskmisega joonistub küllaltki korrapärane veeolude pikaajaline muutlikkus, kus aasta miinimumäravoolu suurenemine vaheldub langustega ca 17 aasta tagant. XX sajandisse jääb kolm suuremat tõusu. Suurim langus on toimunud 1940-ndate alguses, mis tähistab ka üht põuasema perioodi algust tollel sajandil.

**Pärnu jõgi.** Pärnu jõgi on Võhandu jõe järel Eestis pikkuselt teine jõgi 144 km. Jõe ülemjooks asub Kesk-Eesti tasandikul, keskjooks Kõrvemaa lõunaosas ja Soomaal ning alamjooks Pärnu madalikul. Pärnu jõe aasta 30-päevase perioodi miinimumäravoolu keskmine moodul on 1,69 l/s\*km<sup>2</sup>, suurim 4,48 l/s\*km<sup>2</sup>, väikseim 0,65 l/s\*km<sup>2</sup>. Jälgides 6-aaasta libiseva keskmisega leitud väärtuste muutust, tulevad langusperioodidena esile aastad vahemikus 1965–1975 ning veevaene XX sajandi lõpp.

**Lõve jõgi.** Lõve jõe näitel saab iseloomustada Läänesaarte alamvesikonna veeolusid. Erinevalt teistest pika vaatlusreaga jõgedest, on Lõve jõe vaatlusperiood lühem – alanud 1934. aastal. 30-päevase miinimumäravoolu keskmine moodul on 1,75 l/s\*km<sup>2</sup>, suurim 4,38 l/s\*km<sup>2</sup> ning väikseim 0,73 l/s\*km<sup>2</sup>.

#### 3.4.4. Kliima prognoositud mõju jõgede äravoolule

Kliimamuutuse mõju vooluveekogudele uuriti Eestis 1990-ndate aastate teisel poolel. Eesti Rahvusliku Kliimamuutuste Uurimisprojekt (Country Case Study on Climate Change Impacts and Adaptation Assessments in the Republic of Estonia), mille raames tehti uurimistöid ajavahemikul 1996.a. oktoobrist kuni 1998.a. märtsini, oli finantseeritud ÜRO Rahvusvahelise Keskkonna Programmi (UNEP) poolt. Projekti täitmise eest oli vastutav Eesti Keskkonnaministeerium, tehniliselt korraldati juhtimist Stockholmi Keskkonnainstituudi Tallinna Keskuse (SEI-Tallinn) poolt.

Nimetatud projekti üheks osaks oli selgitada kliimamuutuse mõju Eesti veeressurssidele. Veemajandusega seotud uurimistöö peamised eesmärgid olid järgmised:

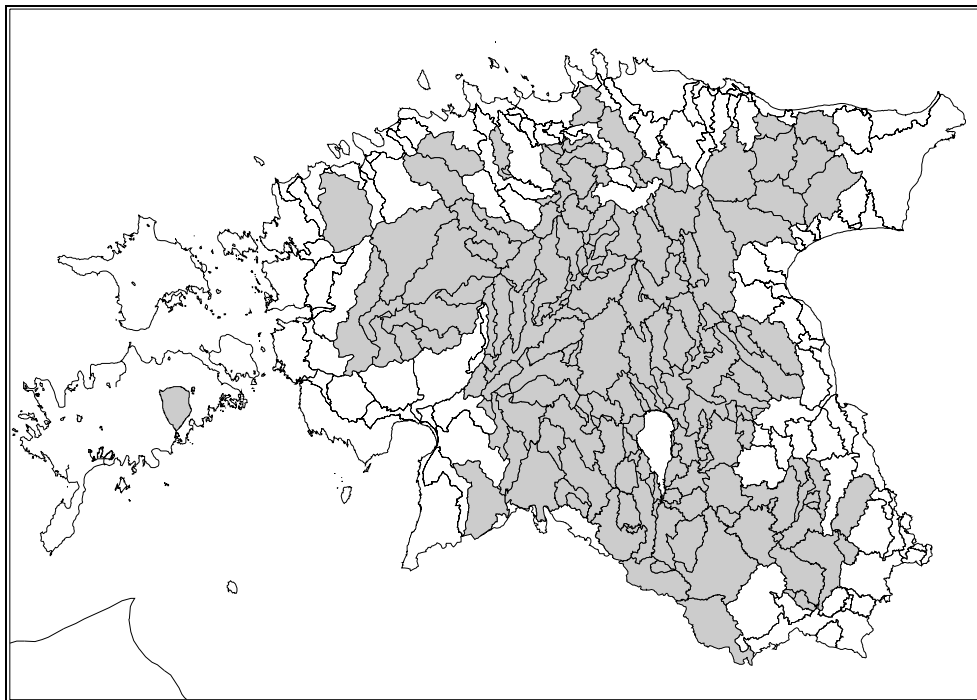
- analüüsida veebilansi elementide ja veeolude pikaajalisi muutusi;
- koostada vajalike uuringute jaoks jõgede valglate geoinfosüsteem (GIS);
- selgitada kliimamuutuste mõju auramisele (evapotranspiratsioonile);
- modelleerida jõgede äravoolu muutusi erinevates maastikulistes tingimustes;
- selgitada põhjaveerežiimi ja -varude taastumise muutusi;

- määrata kliimamuutuste võimalikku mõju parandatud (kuivendatud) maadele.

Töö tulemused on esitatud Eesti Keskkonnaministeeriumi ja SEI-Tallinn ühises väljaandes *Country Case Study on Climate Change Impacts and Adaptation Assessments in the Republic of Estonia, Tallinn, 1998, 146 lk.* Uurimistulemusi on tutvustatud mitmesugustes teaduslikes väljaannetes ja rahvusvahelistel teadusüritustel, samuti Eestis korraldatud teadusseminaridel ja konverentsidel.

Jõgede äravoolu muutuse selgitamisel kasutati veebilansi mudelit **WatBal**, mis töötati välja Rahvusvahelises Süsteemuuringute Instituudis Laxenburgis ja mida hiljem täiendati USA-s just sellelaadsete uuringute jaoks. Arvutustulemused on tehtud 2100.a. jaoks ning on kasutatud kuut erinevat kliimamuutuse stsenaariumi. Viimaste puhul on territoriaalseks arvutussammuks 5x5 geograafilist pikkus- ja laiuskraadi. Eesti läbib 25. idapikkus ning selle järgi on meie territoorium üsna hästi jaotatav kaheks kliimaatiliselt erinevaks piirkonnaks: lääne- ja idapoolmikuks, mis tuleb kasuks tulemuste hindamisel ja tõlgendamisel.

Äravoolu modeleerimine tehti Eestis 36 valgla kohta (joon. 3.4.6) kasutades kuut kliimamuutuse stsenaariumi. Hadley Keskuse (Inglismaa) stsenaariumite järgi tehtud arvutused näitavad oluliselt väiksemat muutust kui Max Plancki Meteoroloogia Instituudi (Hamburg, Saksamaa) stsenaariumid. Tabelis 3.4.8 veerud 4–6 tähistavad Hadley Keskuse, veerud 7–9 Hamburgi stsenaariumite järgi tehtud arvutustulemusi, kusjuures kasutati globaalse õhutemperatuuri muutuse rianti: minimaalne, keskmine ja maksimaalne.



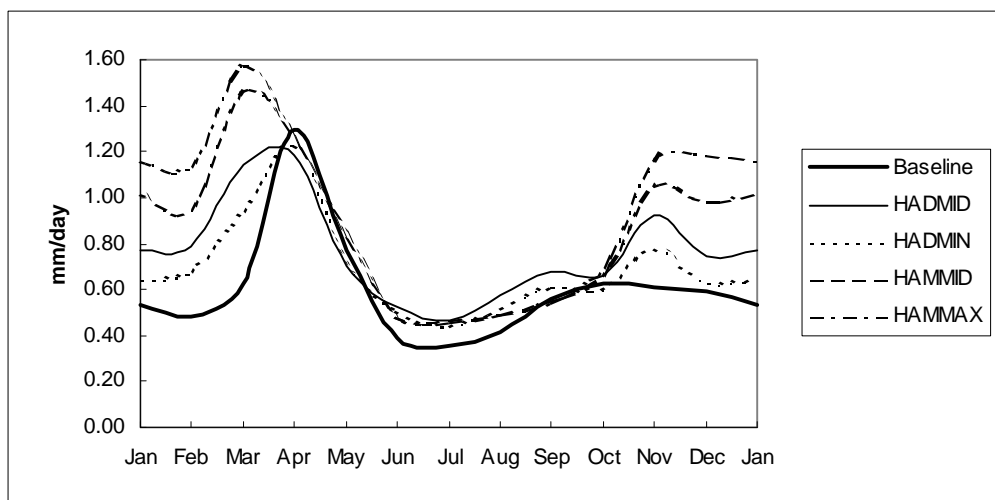
**Joon. 3.4.6.** Kliimamuutuse mõju jõgede äravoolule uuritud ala paiknemise skeem.

**Tabel 3.4.8.** Eesti jõgede aastaaravoolu muutus %-es erinevate kliimamuutuste stsenaariumite korral.

Valgla	Veemõõtepost	E- või W poolmik	HADMID	HADMIN	HADMAX	HAMMID	HAMMIN	HAMMAX
Ahja_025	Ahja	E	26	13	31	39	21	51
Ahja_062	Koorvere	E	36	24	40	48	32	59
Avijo005	Mulgi	E	24	11	30	41	21	54
Emajo043	Tartu	E	46	33	51	60	42	72
Halli005	Riisa	E	26	13	32	41	23	53
Jägal026	Kehra	E	35	21	41	52	32	63
Kääpa011	Kääpa	E	30	16	36	48	27	61
Kasar017	Kasari	W	23	12	31	42	22	55
Kasar041	Teenuse	W	27	15	35	46	26	59
Keila019	Küla	W	27	16	35	46	26	58
Kunda025	Sämi	E	15	5	19	27	13	36
Leiva002	Pajula	W	35	21	43	54	32	68
Lõve_004	Uue-Lõve	W	9	-1	15	26	9	38
Mustj001	Mustjõgi	E	38	22	44	57	34	71
Naves015	Aesoo	E	24	10	27	37	20	48
Ohne_036	Tõrva	E	33	19	37	47	29	59
Pärnu026	Oore	E	22	10	26	37	20	47
Pärnu042	Tahkuse	E	20	8	25	35	18	45
Pedja046	Tõrve	E	30	16	36	48	27	60
Piiga009	Piigatsi	E	18	7	22	31	15	41
Põlts047	Pajusi	E	23	11	28	37	19	46
Pöögl002	Kuustle	E	40	26	46	57	37	71
Prand005	Tori	E	18	6	23	32	16	42
Pudis003	Pudisoo	E	36	21	42	54	32	68
Punge013	Roostoja	E	22	10	28	38	20	49

Valgla	Veemõõte-post	E- või W poolmik	HADMID	HADMIN	HADMAX	HAMMID	HAMMIN	HAMMAX
Purts008	Lüganuse	E	18	6	23	33	15	43
Reiu_022	Surju	W	39	25	47	59	37	74
Tagaj004	Tudulinna	E	22	9	28	40	20	52
Vääna028	Hüüru	W	22	11	29	40	21	51
Vemaj036	Tõlliste	E	35	21	40	50	30	62
Vigal024	Konovere	W	31	19	39	51	30	64
Vihte002	Vihterpalu	W	26	14	33	45	25	57
Võhan012	Räpina	E	26	14	31	40	22	51
Võhan057	Himmiste	E	29	16	33	42	24	54
Valge026	Vanaküla	E	31	17	36	47	27	58
Vändr007	Kiisa	E	43	30	49	61	41	74

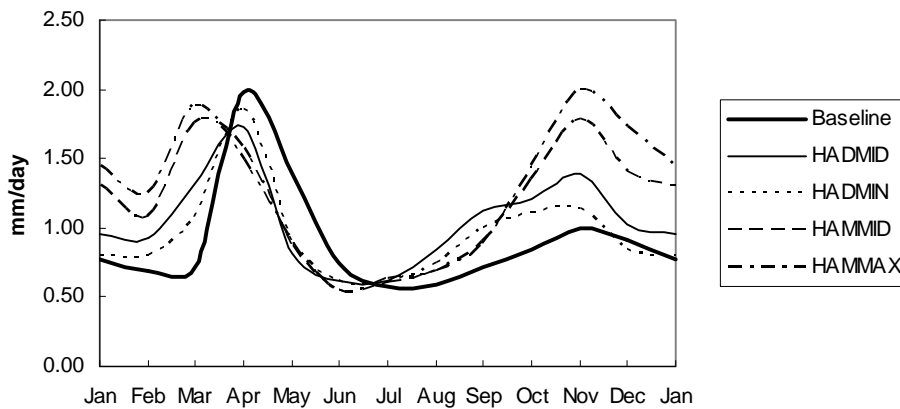
Lõuna- ja Ida-Eestis on prognoositava aastaäravoolu sessoonne jaotus sarnane baasperiodi (1961–1990) äravoolule. Esitatud Võhandu jõe näide on Eesti kontinentaalseima kliima piirkonna kohta, kus vaatamata kliima soojenemisele jäävad talved veel püsima, eriti kõrgustikel, kuid muutuvad lühemaks. Umbes ühe kuu võrra nihkub varasemaks ka kevadine suurvesi, mis Hadley stsenaariumi järgi jääb väiksemaks talveperioodi väiksema veevaru tõttu, Hamburgi stsenaariumi järgi aga esineb hoopis suuremana. Siin ja edaspidi peetakse usutavamaks Hadley Keskuse stsenaariumite alusel tehtud arvutusi, sest samal arvamusel on ka enamik teiste maade uurijaid.



**Joon. 3.4.7.** Äravoolu muutus Võhandu jõe Räpina veemõõteposti lähendis.

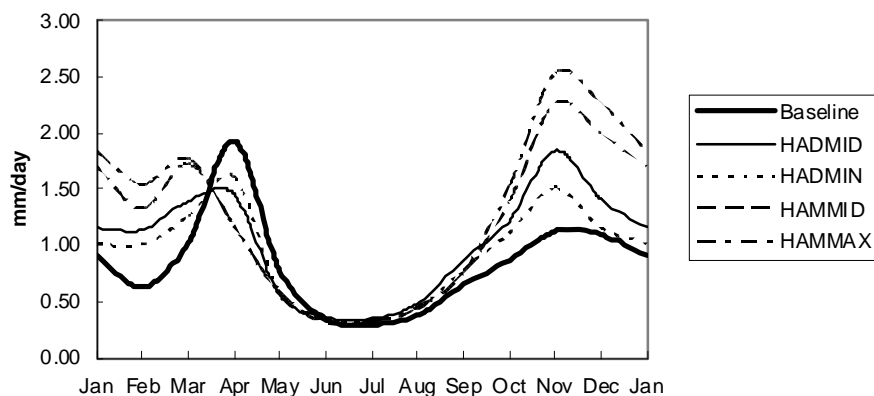


Kunda jõgikond on tüüpiline karstiaia jõgi, mis on suure põhjaveelise toitumisega ja teistest suurema miinimumperioodi äravooluga. Kevadine suurvesi esineb samuti umbes kuu aega varem ja jääb kõigil juhtudel väiksemaks (joon. 3.4.8). Suvine miinimumperiood lüheneb, kuid eriti märgatavalt muutub sügisene suurvesi, mis ületab praegust taset 1,5-2 korda ja sellega väheneb erinevus kevadise ja sügisese suurvee vahel.



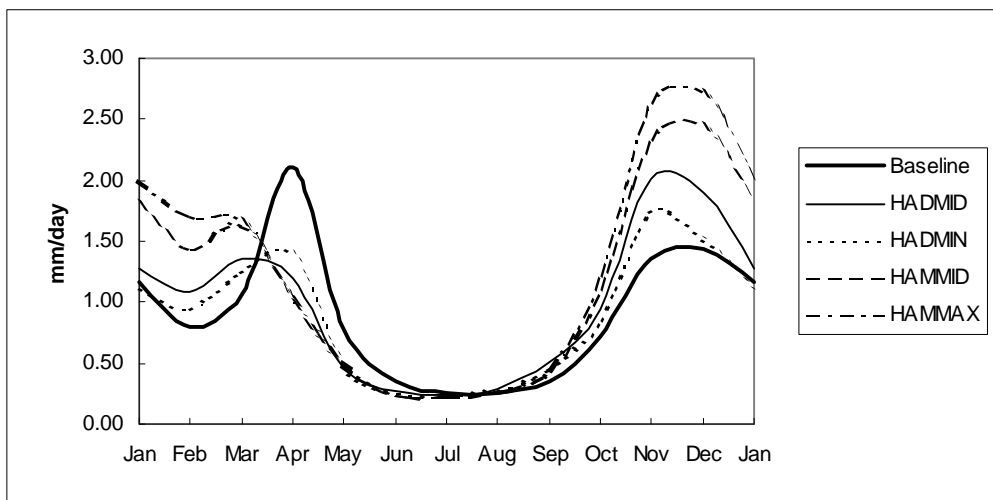
**Joonis 3.4.8.** Äravoolu muutus Kunda jõe Sämi veemõõteposti lävendis.

Suuremad muutused äravoolu aastasiseses jaotuses ilmnevad Eesti läänepoolmikul, kus on tegemist merelisema kliimaga kui idapoolmikul. Ühe näitena vaatame Vääna jõge Loode-Eestis. Seni iseloomuliku kahe suurveeperioodi (kevadine ja sügisene) asemel saab olema üks (joon. 3.4.9) kestusega oktoobrist aprillini ja mille maksimaalne äravool esineb novembris. Seega nelja hüdrooloogilise põhiperioodi asemele kujuneb kaks, mis tähendab väga suurt veerežiimi muutust.



**Joon. 3.4.9.** Äravoolu muutus Vääna jõe Hüüru veemõõteposti lävendis.

Veel selgemad muutused Eesti teiste piirkonadega võrreldes on prognoositavad Lääne-Eesti saarestiku ja Lääne-Eesti mandriosa rannikulähedaste alade kohta. Sellest piirkonnast on kasutada pika vaatlusreana ainult Saaremaal Lõve jõe andmed (veemõõduposti valgla 134 km<sup>2</sup>). Siin suureneb sügisperioodi äravool kõige rohkem ja ületab praegu maksimaalseks oleva kevadperioodi äravoolu ligi 1,5 korda (joon. 3.4.10). Sügis-talvine suurveeperiood kestab aprillini, millele järgnev miinimumäravoolu periood kevadel ja suve algul on väiksema äravooluga kui praegu, suve lõpul aga suurema äravooluga. Veeolude seisukohalt võib tähendada see niiskusdefitsiiti (põuaohtu) vegetatsiooniperioodi alguspoolel.



**Joon. 3.4.10.** Äravoolu muutus Lõve jõe Lõve veemõõduposti lävendis.

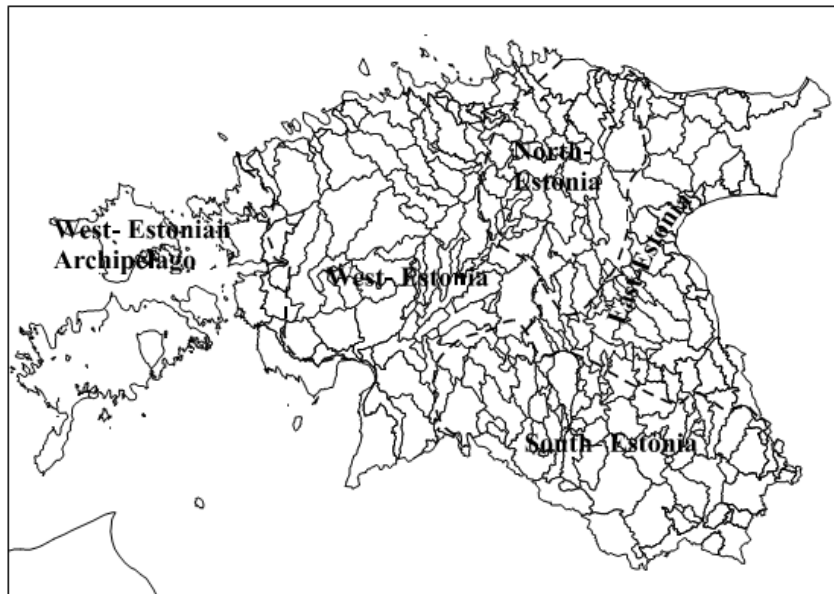
Jõgede veerežiimi seisukohalt on olulised veetaseme ja äravoolu miinimum- ja maksimumperiood. Veevaese perioodi äravoolu suurusest oleneb jõgede ökoloogiline seisund, sest mida väiksem on jõe vooluhulk, seda rohkem on ta mõjutatav inimtegevusest. Mida väiksem on suurvesi, seda väiksemaid kulutusi tuleb teha võimalike suurveeagsete kahjustuste vältimiseks.

Kliimamuutuse mõju veemajanduslikul hindamisel on võrreldud uuritud valglate maksimaalse ja minimaalse äravooluga kuu modelleerimistulemusi baasperioodi (1961–1990) näitajatega (tabel 3.4.9).  $Q_{\max}$  ja  $Q_{\min}$  muutuse järgi on Eesti territoorium jaotatud regioonideks ja niisugust liigestust võime mingil määral vaadelda ka hüdrooloogilise rajoneerimisena. Viimane on esitatud joonisel 3.4.11, kust nähtub, et Eesti on jaotatav viieks piirkonnaks, kus kliimamuutused maksimaalsele ja minimaalsele äravoolule avalduvad erinevalt.

**Tabel 3.4.9.** Maksimaalse ja minimaalse kuu äravool ja nende suhe perioodil 1961–1990 ning HADMID stsenaariumi järgi saadud modelleerimisandmeil aastaks 2100.

Regioon	Baasperiood (1961–199)			Modelleeritud 2100.a.			Modelleeritud-baasper.		
	Max	Min	Max/Min	Max	Min	Max/Min	Max	Min	Max/Min
Lõuna-Eesti	1.64	0.34	5.07	1.44	0.45	3.36	-0.20	0.10	-1.71
Ida-Eesti	2.44	0.27	9.55	1.80	0.33	5.78	-0.64	0.06	-3.78
Põhja-Eesti	1.87	0.39	5.13	1.59	0.46	3.61	-0.27	0.06	-1.52
Lääne-Eesti	2.33	0.27	8.8	1.79	0.34	5.35	-0.53	0.07	-3.45
Läänesaarestik	2.11	0.25	8.44	2.01	0.24	8.38	-0.10	-0.01	-0.06

Kõikidele Eesti regioonidele on iseloomulik, et kliimamuutuse mõjul erinevus maksimaalse ja minimaalse äravoolu vahel väheneb. See on seotud rohkem  $Q_{\max}$  vähenemisega kui  $Q_{\min}$  suurenemisega, v.a. Lõve jõgi Saaremaal. Jõgede vooluhulk miinimumäravooluperioodidel, eriti talvel, aga vähesel määral ka suvel (juuni, juuli) suureneb, mis võib praegusega võrreldes parandada vooluveekogude ökoloogilist seisundit. Vastavalt regionaalsetele erinevustele saab Eestit eespool käsitletud näitajate järgi jaotada lääne- ja idapoolmikuks. Nendevaheline joon kulgeb Vahe-Eesti kaudu, mis on ühtlasi oluliseks lõunaedela-põhjakirde suunaliseks maastiku ja taimkatte üleminekuks.



**Joon. 3.4.11.** Eesti territooriumi liigestus jõgede maksimaalse ja minimaalse äravoolu muutuse järgi.

### **3.4.5. Kliimamuutuse mõju jõgede veetasemele**

Eesti jõgede veetaseme kohta on esimesed täpsed mõõtmisandmed Tartust, kus Emajõe veeseisu püsivaatluste vaatlusrida on olemas alates 1871. aastast. Seega on Tartu veemõõteposti andmete abil võimalik hinnata mitte ainult Emajõe, vaid ka samasse hüdroloogilisse süsteemi kuuluva Võrtsjärve ning Peipsi veetaseme pikaajalist muutlikkust. Põhjalikumalt on uuritud Eesti suurjärvede (Peipsi ja Võrtsjärv) ning Emajõe veerežiimi (Jaani, 2001; Järvet, 2003).

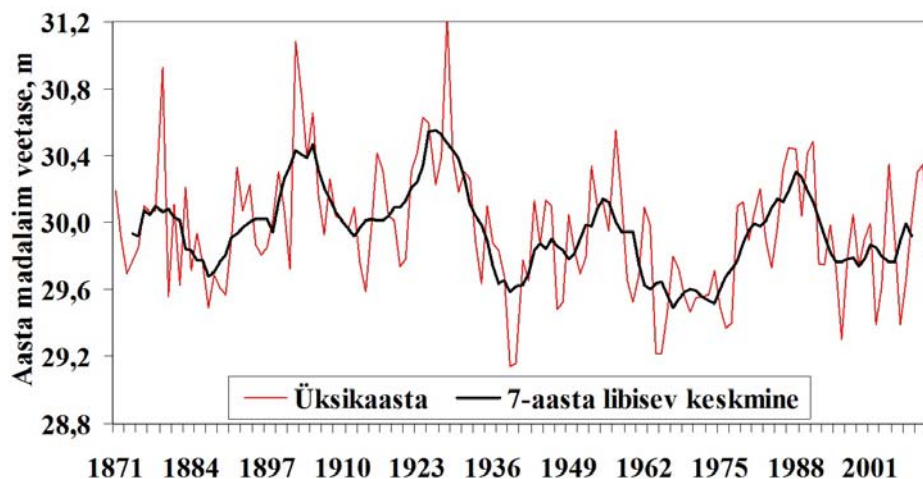
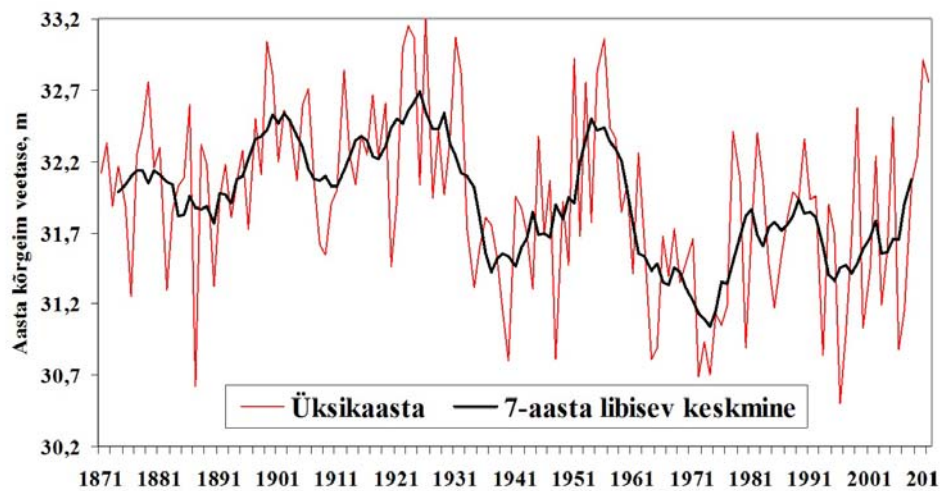
Käesolevas aruandes on esitatud Emajõe Tartu mõõteposti ning Võrtsjärve Rannu-Jõesuu mõõteposti veetaseme pikaajalist muutlikkust kajastavad joonised ja muutlikkuse tsükleid iseloomustavad näitajad. Toodud tulemused (joonis 3.4.12) näitavad, et viimase 140 aasta jooksul ei ole veetase muutunud ühetaoliselt. Tegemist on selge tsüklilise muutlikkusega nii aasta kõrgeima, keskmise kui ka madalaima veetaseme osas.

Jõgede veetaseme pikaajaline muutus avaldab suuremat mõju vahetult jõega seotud aladele. Märgalade ökosüsteemidest on jõgede veetaseme muutuste suhtes kõige tundlikumad lammikooslused ja lammidega seotud elupaigad. Kuna Eestis on lammisid kuivendatud tagasihoidlikult, siis sõltub lammikoosluste soodne seisund jõgede üleujutuste sagedusest ja kestusest. Eeltoodud arvestades on looduslike tegurite mõju lammidele ajaliselt varieeruv küllalt suures ulatuses, sõltudes suurvee, peamiselt kevadsuurvee kõrgusest. Pehme talvede korral on kevadsuurvee kestus küll pikem kui keskmisel aastal, aga maksimaalne veetase jääb lammidel madalamaks kui keskmisele või külmale talvele järgneval kevadel. Konkreetseid uuringuid lammikoosluste ning jõgede veerežiimi vahelise seose kohta seniajani ei ole tehtud.

### **3.4.6. Kliimamuutuse mõju ainete liikuvusele ja ärakandele**

Kliimamuutused mõjutavad lämmastiku lekkimist pinnasest veekogudesse, kuid selle lekkimise põhjused on keerukad ja kompleksed. Nitraatioonid on pinnasemaatriksiga üsna nõrgalt seotud ja leostuvad sealt vihmadega kergesti välja. Nitraatide suurenev leke pinnasest väljub järvedes eelkõige nitraatide talvise kontsentratsiooni tõusuna. Pikaajaline talvise nitraadikontsentratsiooni tõus ilmnes kaheksast uuritud Euroopa järvest seitsmes (George et al., 2010), sealhulgas ka Võrtsjärves, kus üldine lämmastikukoormus on selgelt vähenenud. Pinnasenitraate seovad eelkõige kasvavad taimed aga ka pinnasebakterid, kes kasutavad seda orgaanilise aine lagundamiseks anaeroobses keskkonnas. Viimase nn. denitrifitseerimisprotsessi tulemusel vabaneb atmosfääri molekulaarne lämmastik. See osa nitraatidest, mida pinnases ei seota ega denitrifitseerita, lekib sealt kergesti veekogudesse. Talvede soojenemine võib nitraatide leket pinnasest mõjutada kahesuunaliselt. Ühest küljest seovad taimed pehmematel talvedel nitraate rohkem ja ka bakterite poolt vahendatud denitrifitseerimisprotsessid on intensiivsemad. Teisalt, seal, kus külmadel talvedel on pinnas pidevalt külmunud, soodustab pinnase vahelduv külmumine ja sulamine pehmemal talvel nitraatide leket. Õhutemperatuur ja pinnasetemperatuur ei pruugi omavahel kuigi hästi korreleeruda, kui maad katab paks isoleeriv lumikate. Külmal talvel paksu lumekatte all võib

pinnasetemperatuur olla kõrgemgi ja bakteriaalsed nitraatide ärakasutamise protsessid intensiivsemad kui mõõdukate miinuskraadidega lumevaesel talvel. Ja sellestki võib tuleneda suurem nitraadileke pehmematel talvedel. Tegelik nitraatideleke ja selle kliimatundlikkus sõltub nende vastandlike protsesside omavahelisest tasakaalust ja võib olla üsnagi kohaspetsiifiline. Erinevate kliimastenaariumide alusel tehtud prognoosid aastateks 2071-2100 näitavad, et Põhja-Euroopas nihkub kevadise suurvee ja koos sellega ka nitraatide järvedesse sissevoolu tipp varasema lume sulamise ja vähesema lume hulga tõttu 1-3 kuud varasemale ajale, kui ta oli seda aastatel 1961-1990. Soomes, Eestis ja Rootsis on kevadine suurvesi praegu reeglina aprillis, tulevikus võib see nihkuda isegi jaanuari. Aastastes nitraadikoormustes prognoositakse erinevate kliimastenaariumide alusel muutusi väikest langusest kuni enam kui 50% tõusuni (Moore et al., 2010).



**Joonis 3.4.12.** Emajõe aasta kõrgeima (ülal) ning madalaima (all) veetaseme pikaajaline muutlikkus Tartu mõõtejaama andmeil. Veetase on antud absoluutsee kõrgusena.

Eesti jõgede veerohkus suureneb niiskematel ja soojematel aastatel, jõgede talvine äravool on suurenenud ja kevadine vähenenud. Ainete kontsentratsioonid vees võivad veerohkusega seoses nii suureneka kui ka väheneda. Paljud veekvaliteedi näitajad reeglina lahjenevad vooluhulga suurenedes, kuid näiteks nitraatide sisaldus vees ei sõltu vooluhulgast ja nii viib kliima soojenemine N koormuse tõusule. Aasta lõikes akumulereib Võrtsjärv osa toiteainetest (N, P, Si) sõltumata konkreetse aasta veebilansist, kuid süsiniku puhul sõltub veebilansist, kas valdab tema akumulatsioon või väljakanne (Pall et al., 2011).

Eestis on jõgede seire andmeil võimalik hinnata rahuldava täpsusega ainete ärakannet viimase 60 aasta pikkuse perioodi kohta. Usaldusväärsed andmed orgaanilise aine ja toitainete (N ja P) kohta on olemas 30–40 viimase aasta perioodist. Ainete ärakannet Eesti valglatelt on määratud kahel peamisel viisil:

- a) jõgede keemilise seire andmeil;
- b) eriuuringute (detailsed valglauringud) käigus.

Eriuuringute aladeks on TTÜ Keskkonnatehnika instituudi põllumajanduslike valglate uurimiskolad Kesk-Eestis Kabalas (25,5 km<sup>2</sup>) ning Lääne-Eestis Räginas (21,3 km<sup>2</sup>). TÜ geograafia osakonna poolt on tehtud ainete ärakande uuringuid Lõuna-Eestis Porijõe valglatel (sulguva lävendi pindala 241 km<sup>2</sup>). Nimetatud uuringualad on valitud peamiselt põllumajandusreostuse dünaamika selgitamiseks ja seetõttu nende alade andmeid ei saa kasutada kliimamuutuse mõju selgitamiseks. Põllumajandusmõju seire eesmärgiks on lämmastiku- ja fosforiühendite ning orgaanilise aine sisalduse muutuste jälgimine veekogudes ja põhjavees ning vajadusel täiendavate veekaitsemeetmete rakendamine. Ka pikemate vaatlusriidade korral, mille põhjal on tehtud reostuskoormuse hindamist näiteks Peipsi ja Võrtsjärve vesikonnas, ilmneb selgesti suur erinevus enne 1992.a. ja pärast seda tulemuste vahel. Põhjuseks inimtegevusega seotud reostuse järsk vähenemine 1990-ndate esimesel poolel.

Riikliku keemilise seire lävendid on valitud, et hinnata esmajoones saasteainete ärakannet Läänemere, Peipsisse ja Võrtsjärve. Lisaks seiratakse veekvaliteeti nitraaditundliku ala jõgedel ning viimastel aastatel on lisandunud suubõaseire, mille eesmärgiks on vee erikasutaja mõju ulatuse väljaselgitamine. Keskkonnaamet kontrollib seiretulemuste vastavust veeloa nõuetele, reoveepuhasti seisundit ja töökorda. Ainete ärakannet on võimalik arvutada seireandmete alusel neis lävendis, kus tehakse ka äravoolu mõõtmisi või leitakse äravool arvutuslikult, aga vajaliku täpsusega.

Kliima ja ilmastiku mõju ainevoogudele muutuva maakasutuse tingimustes on uuritud Porijõe valglatel. Metsarikkas Porijõe ülemjooksu alamvalglas, kus maakasutuse muutused olid väikseimad, selgeid muutusi toitainete (N ja P) ärakandes ei esinenud (Kull, 2001). Valdavalt põllumajanduslike Sipe ja Vända alamvalglate puhul oli tegemist väga tugeva kahanemisega nii lämmastiku, fosfori kui orgaanilise aine osas. Põhjuseks põllumajandusliku tootmise suur langus võrreldes nõukogude perioodi lõpuga. Sulfaatide ja fosfori väljakanne oli alamvalglate viisi sarnane, kuid väljakande kahanemine oli selgelt märgatav ja suuresti seletatav äravoolu kahanemisega. Metsase alamvalgla puhul jäi äravool üsna stabiilseks ning Püld ja SO<sub>4</sub> väljakandes selgelt trendi ei esinenud.

Kõige ühtlasem on toitainete ärakanne suvel ja talvel. Talvine ärakanne ületab suvist kõige enam lämmastiku ja fosfori osas. Suurimad aastatevahelised erinevused toitainete väljakandes on kevadel ja sügisel, mil ilmastik on kõige muutlikum. Kevadine ilmastik avaldab tugevat mõju ka järgnevatele aastaegadele, sest mõjutab suurel määral toitainete liikumist ja muundumist põhjustavate bioloogiliste ja keemiliste protsesside intensiivsust. Kliimamuutuste tagajärjel on nii mudelarvutuste kui ka analoogaastatel põhinevate stsenaariumite järgi oodata toitainete väljakandes suuremat aastasisest erinevust kui praegu. Külmal poolaastal (oktoobrist aprillini) toitainete väljakanne suureneb ning suvel väheneb. Samuti suureneb praegusega võrreldes biogeenide väljakandes olulisel määral lühiajaliste ilmastikunähtuste mõju. Lumikatte kestus ja paksus kahanevad ning seetõttu jääb kevadine toitaineterikas suurvesi väiksemaks ning nihkub varasemale ajale

TTÜ Keskkonnatehnika instituudi uurimused põllumajanduslikelt valglatelt toitainete ärakannde kohta näitavad küllalt suurt aastatevahelist erinevust (tabel 3.4.10). Täheldada võib mõningat positiivset korrelatsiooni aasta äravoolu ja ainete ärakannde vahel, kuid selge statistiliselt usaldusväärne seos puudub. Kuna Räpu ja Rägina uuringualad paiknevad õhukese pinnakattega paese aluspõhja aladel, siis põhjustab intensiivne veevahetus põhjaveega mõningat äravoolu ümberjaotust aastate vahel, mis omakorda muudab ainete ärakannde hulka.

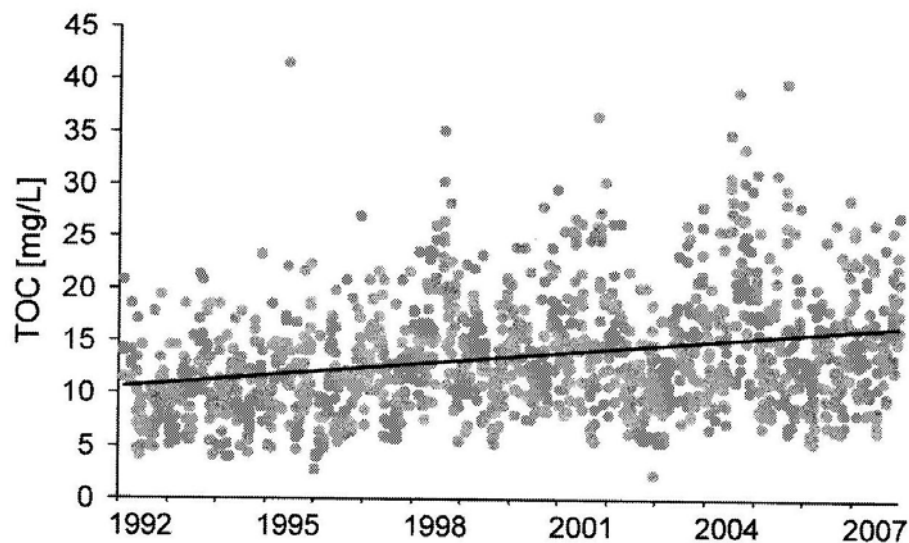
**Tabel 3.4.10.** Vooluhulgaga keskmistatud Nüld ja Püld ärakanne Räpu seirejaama valglast ja põllumajandusmaalt (Loigu jt, 2011).

Aasta	Ära- vool mm	Ärakanne			
		N kg/ha/a		P kg/ha/a	
		Kogu valgla	Põllumajandusmaa	Kogu valgla	Põllumajandusmaa
1995	218	5,5	6,4	0,09	0,11
1996	134	5,9	7,2	0,18	0,23
1997	265	7,2	8,4	0,11	0,15
1998	346	4,9	5,2	0,07	0,09
1999	247	4,3	4,8	0,19	0,25
2000	217	4,6	5,3	0,09	0,11
2001	256	6,3	7,4	0,20	0,26
2002	199	7,4	8,9	0,25	0,33
2003	404	8,1	9,4	0,33	0,43
2004	464	8,8	9,9	0,05	0,07
2005	286	11,8	14,2	0,13	0,17
Keskmine	276	6,8	7,9	0,15	0,20

Suurimad looduslikku päritolu ainete ärakannde muutused on olnud seotud turbaalade (soode) kuivendamisega. Sellega seotud inimtegevus, st. kuivendatud turbaalade kasutamine põllu- ja metsamajanduses on põhjustanud orgaanilise süsiniku ärakannde suurenemist kogu Põhja-Euroopas. Eesti territooriumist on turbaga kaetud umbes 10 000 km<sup>2</sup>, millest 60–70 % on kuivendatud. Turba lagunemist ja selle tagajärjel orgaanilise

süsiniku leostumist põhjustavad põudade sagenemised, eriti kuumad ja kuiivad suved. Orgaanilist süsinikku kannab valglatelt ära vooluvesi, mille hulk sõltub sademetest ning pinna- ja põhjavee vahelisest seosest. Intensiivse infiltratsiooni tingimustes on jõgede äravoolus suurem osatähtsus põhjaveel ning seetõttu on neis veekogudes orgaanilise aine sisaldus väiksem kui suurema valgveega valglatel.

Orgaanilise süsiniku ärakannet on hinnatud permanganaatse hapnikutarbe (PHT) ja kogu orgaanilise süsiniku (TOC) andmete põhjal. Eesti keskkonnaseire programmi raames alustati PHT määramist 1992.a. ja TOC mõõtmisi 1998.a. kokku 21 lävendis. Seireandmete põhjal on orgaanilise süsiniku kontsentratsiooni vooluvees ja ärakannet uurinud detailselt Jaan Pärn (2010, Pärn ja Mander, 2009). Kes leidsid, et ärakanne perioodil 1992–2007 kasvas (joon. 3.4.13, tabel 3.4.11). Seejuures TOC ärakanne suurenes hoolimata äravoolu vähenemisest. Peamiseks kasvu põhjustajaks olid aastail 2000–2007 sagenenud väike suvine äravool, mis näitab turbamaade kuivamist ja turba suuremat mineraliseerumist. Seda tõendab statistiliselt oluline korrelatsioon hüdroloogilise põua näitajatega. TOC ärakande kasvu ei toimunud neis jõgedes, mis algavad või läbivad suhteliselt suuri järvi. Niisugusteks jõgedeks on Narva, Võhandu ja Emajõgi. Põhjuseks on orgaanilise aine muutused järvesisestes protsessides.



**Joon. 3.4.13.** TOC kontsentratsiooni trend seitsmes Eesti põhjapoolmiku jões (Kasari, Vihterplau, Keila, Vääna, Jägala, Pudisoo, Valgejõgi) (Pärn ja Mander, 2009).



**Tabel 3.4.11.** Muutused ajavahemikus 1992–2007.a. võrreldes aastatega 2000–2007.  $\Delta Q$  (2000–2007/1992–1999) – suhe 2000–2007 äravoolu ja 1992–1999 äravoolu vahel;  $\Delta Q$  apr-sept. – suhe 2000–2007.a. suvise poolaasta äravoolu ja sama näitaja 1992–1999.a. vahel;  $\Delta SO_4$  –  $SO_4$  mediaan 2000–2007 ja  $SO_4$  mediaan 1992–1999 vahe; TOC konts – TOC mediaan vastaval ajavahemikul; TOC rel arak – ajavahemiku keskmine TOC ärakanne aasta ja  $km^2$  kohta; TOC abs arak – kogu vastava ajavahemiku ärakanne; E/A – ei arvestatud.

	Põhja-Eesti väikejõed														Lõuna-Eesti väikejõed		Kokku
	Narva	Suur Emajõgi	Pärnu	Kasari	Vihterpalu	Keila	Vääna	Jägala	Pudisoo	Valgejõgi	Kunda	Purtse	Ranna-pungerja	Võhandu	Väike Emajõgi		
Pindala ( $km^2$ )	56 200	7841	5154	2640	474	635	209	903	132	404	407	784	313	1130	1050	<b>78 276</b>	
$\Delta Q$ (2000–2007/1992–1999) (%)	-10,3	-3,2	-3,9	-6,4	-9,7	-12,3	-10,5	E/A	-12,7	1,8	E/A	E/A	E/A	-6,4	-0,8	<b>E/A</b>	
$\Delta Q$ apr-sept (2000–2007/1992–1999) (%)	-18,8	-14,3	-24,6	-23,7	-24,2	-27,4	-26,7	E/A	-22,7	-13,1	E/A	E/A	E/A	-14,4	-11,0	<b>E/A</b>	
$\Delta SO_4$ (mg/L)	-1,0	-2,0	-6,0	-2,4	-2,0	-7,6	-7,0	E/A	-3,0	-4,0	E/A	E/A	E/A	-2,0	-4,0	<b>E/A</b>	
TOC konts. (1992–1999) (mg/L)	13,6	15,0	17,0	12,6	18,5	10,0	12,9	12,7	10,8	8,9	8,8	16,7	16,7	13,8	14,7	<b>E/A</b>	
TOC konts. (2000–2007) (mg/L)	14,7	15,0	19,7	15,3	25,6	13,8	15,6	15,5	13,2	10,5	10,0	15,8	17,9	14,2	14,7	<b>E/A</b>	
TOC rel. arak. (1992–1999) ( $10^6 g C km^{-2} a^{-1}$ )	3,55	3,99	5,67	4,25	5,89	3,65	5,00	3,43	3,34	2,99	9,32	5,32	5,22	3,93	4,02	<b>3,84</b>	
TOC rel. arak. (2000–2007) ( $10^6 g C km^{-2} a^{-1}$ )	3,50	4,05	6,25	5,40	7,30	4,47	5,99	4,59	3,58	3,49	10,71	5,44	8,07	3,75	4,26	<b>3,94</b>	
TOC abs. arak. (1992–1999) ( $10^{12} g C km^{-2} a^{-1}$ )	1,60	0,25	0,23	0,09	0,02	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01	0,03	0,03	0,01	0,04	0,03	<b>2,40</b>	
TOC abs. arak. (2000–2007) ( $10^{12} g C km^{-2} a^{-1}$ )	1,57	0,25	0,26	0,11	0,03	0,02	0,01	0,03	0,00	0,01	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04	<b>2,47</b>	

Kliimamuutuse mõju ainete ärakandele on võimalik selgitada järgmiste praeguste vooluveekogude keemilise seire lävendite andmeil Mustjõgi (Endla soostikus), Velise jõgi, Vihterpalu jõgi, Tagajõgi, Kääpa jõgi, Õhne jõgi (seirelävend ülalpool Tõrvat), Reiu jõgi, Saarjõgi, Alajõgi, Pudisoo jõgi, Linnussaare oja (looduslik raba valgla). Nendel valglatel on tegemist vähese inim mõjuga, mistõttu on seal ka tagasihoidlik kultuurkõlvikute osatähtsus ning hõre asustus.

### 3.4.7. Kliimamuutuse mõju jõgede elustikule

Eestis puuduvad jõgede elustiku kohta pikaajalised vaatlusandmed ja praegune seiresüsteem ei soodusta ka nende kogunemist (vt. pt. 4.2.1.2 ja 4.3). Seetõttu saab siin piirduda vaid jõbebioloogide üksikute tähelepanekutega.

Kliimamuutuse sekundaarne mõju jõgedele (surved on tingitud inimtegevuse muutustest muutuvast kliimas) võib avalduda jõgede voolukiiruse muutustes. Timm et al. (2011) märgib, et voolukiiruse aeglustumine näiteks tammide ees põhjustab stressi reofilsetele (voolulembestele) liikidele, veevoolu kiirenemine aga limnofilsetele liikidele.

Käiro et al. (2011) näitasid, et põhjaloomadel põhinevad orgaanilise reostuse hindamiseks loodud indeksid olid tundlikud ka jõgede paisutamistest tingitud hüdro-morfoloogiliste muutuste suhtes. Paljudel jõgedel on näidatud, et veetaseme ja vooluhulkade kõikumine tammide või veevõtu tõttu avaldab tugevat mõju suurseldrootute kooslustele (Dewson et al., 2007; Chessman et al., 2010; McEwen & Butler, 2010).

### Kasutatud kirjandus

- Chessman, B.C., H.A. Jones, N.K. Searle, I.O. Gowns & M.R. Pearson, 2010. Assessing effects of flow alteration on macroinvertebrate assemblages in Australian dryland rivers. *Freshwater Biol.* 55: 1780–1800.
- Dewson, Z.S., A.B.W. James & R.G. Death, 2007. A review of the consequences of decreased flow for instream habitat and macroinvertebrates. *N. Am. Benthol. Soc.* 26: 401–415.
- 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* (Eds. A. Tarand, T. Kallaste). Tallinn, Stockholm Environment Institute.
- Järvet, A., J. Jaagus, J. Roosaare, T. Tamm & L. Vallner, 2000. Impact of Climate Change on Water Balance Elements in Estonia. – *Estonia, Geographical Studies* 8 (Eds. T. Kaare & J.-M. Punning). Estonian Academy Publishers, Tallinn 2000, pp. 35–55.
- Järvet, A., Vallner, L. Assessment of the climate change impact on groundwater in Estonia. *Climate Change Impacts and Responses* (Edit. N. Mimura). Japan, 2000, pp. 337–348.
- Kull, A., 2001. Impact on weather and climate fluctuations on nutrient flows in rural catchments. *Dissertationes Geographicae Universitatis Tartuensis*, 15, pp 140.
- Käiro, K., Möls, T., Timm, H., Virro, T., Järvekülg, R., 2011. The effect of damming on biological quality according to macroinvertebrates in some Estonian streams, Central – Baltic Europe: a pilot study. *River Res. Appl.* 27, 895–907.
- Loigu, E., Velner, H., Iital, A., Pärnapuu, M., 2011. Hajureostuse dünaamika loodus- ja põllumaadelt 1960–2010. TTÜ Keskkonnatehnika Instituut.
- Marksoo, P. (koostaja) 2008. Eesti pinnaveekogude ökoloogiline seisund 2004-2008. Lepingu nr 18-25/521 lõpparuanne. Tallinn 2008.

- McEwen, D.C. & M.G., Butler, 2010. The effects of water-level manipulation on the benthic invertebrates of a managed reservoir. *Freshwater Biol.* 55: 1086–1101.
- Pärn, J., 2010. Landscape factors in material transport from rural catchments in Estonia. *Dissertationes Geographicae Universitatis Tartuensis*, 43, pp 146.
- Pärn, J., Mander, Ü., 2009. Orgaanilise süsiniku väljakande tõus Eesti jõgedes aastatel 1002–2007 süvenenud põudade mõjul. *Publicationes Instituti Geographici Universitatis Tartuensis*, 108, 344–359.
- Timm, H., K. Käiro T. Möls & T. Virro, 2011. An index to assess hydromorphological quality of Estonian surface waters based on macroinvertebrate taxonomic composition. *Limnologica* 41: 398–410.

### 3.5. Kliimamuutuste mõju Eesti märgaladele

#### Põhisõnum:

- Eesti märgalade enamiku moodustavad turbaalad, millele lisanduvad rannikumärgalad, deltid ning osa lammirohumaid. Eesti kõigi turbaalade pindala kokku on 1 009 101 ha ehk 22,3% Eesti territooriumist. Sood (turbakiht >30 cm) moodustavad neist umbes veerandi, kuna ülejäänud on soostuvad rohumaad ja metsad, soometsad, degradeerunud ja kaevandamisega ammendatud turbaalad ja muud (endised) turbaalad.
- Kliimamuutuse aspektist vaadatuna on märgaladel kahetine roll. Ühelt poolt on märgaladel aktiivne roll kliima mõjutamisel, kuna turbaalad, kus on salvestunud suur süsiniku varu, on seoses kuivendamisega kujunenud üheks olulisemaks kasvuhoonegaaside (KHG) allikaks. Teisalt on märgalad, nii nagu muudki ökosüsteemid, tundlikud kliimamuutusega seotud tegurite, eelkõige temperatuuri ja sademete muutuste suhtes.
- Eesti siirdesood ja rabad, mille kohta on olnud piisavalt andmeid bilansi arvutamiseks, emiteerivad KHG summaarselt 0,2-1,1 Tg CO<sub>2</sub> ekvivalenti aastas. Varasemate ligikaudsete arvutuste kohaselt on summaarne Eesti turbaaladelt lähtuv CO<sub>2</sub> ja CH<sub>4</sub> emissioon ümberarvutatuna CO<sub>2</sub>-ekvivalentidesse (12 Tg aastas) samas suurusjärgus Eesti energeetikasektori koguemissiooniga. Nende andmete suurest lahknevusest ilmneb selge vajadus uurida täpsemalt Eesti madalsoode ja teiste turbaalade rolli KHG emissioonis. Eesti soode roll CO<sub>2</sub> ladestajana, mis neil oli looduslikus seisundis, on teostatud kuivendustööde tõttu vahetunud CO<sub>2</sub> emiteerija rolliga.
- Jääksood emiteerivad suurtes kogustes KHG-e (eriti CO<sub>2</sub>), vähendavad tunduvalt piirkonna looduslikku mitmekesisust ja on väga tuleohtlikud. Nii keskkonna kui ka otstarbekuse ja maksumuse seisukohalt näib kõige õigem luua jääksoods tingimused soostumis-, seega ka turbatekkeprotsesside taastumiseks. Turbakihi niiskusrežiimi taastamine pidurdab oluliselt CO<sub>2</sub> emissiooni, ehkki metaani emissioon võib ajutiselt suurened. Käimasolevatest raba rekultiveerimiskatsetest Lavassaares, Seli ja Ohtu rabas ning Kuresoo rabas on oodata uusi andmeid turbaalade rolli kohta KHG-de bilansis ja rabade rekultiveerimisvõimaluste kohta.
- Kliimaatilistest teguritest mõjutavad sisemaa märgalaid kõige enam talvise temperatuuri tõus ja sademete hulga suurenemine, mis muudavad hüdroloogilisi tingimusi ja sesoonsust, ning mõjutavad ainete liikumist. Ilmastiku üksiksündmustest on sisemaa märgalad tundlikud sagedaste külmumis-sulamistsüklite suhtes külmal poolaastal, suvise põua suhtes, eriti kui sellele järgnevad vihmavalingud, ja kestvate sügisvihmade suhtes.
- Männikjärve rabas mõõdetud talvine ja kevadine soojenemise trend on kooskõlas mujal Eesti mõõdetuga. Mõõtmised näitavad lumikatte kestuse lühenemist, kelta paksuse vähenemist ja põhjaveetaseme muutusi rabas. Suhteliselt väikesed hüdroloogia muutused rabades näitavad ühelt poolt raba ökosüsteemi stabiilsust ja kohastumist lühiajalise kliimamuutusega. Teisalt võivad rabades ilmnevad

vähemärgatavad põhjaveetaseme muutuse trendid pikemas ajaskaalas pöördumatult muuta rabamaastike talitlust ja ilmet.

- Arvestades kliimaatilisi trende, kiirendab temperatuuri tõus pinnase orgaanilise aine lagunemist. Sagenevad suvised põuad muudavad turbaalade põhjaveetaseme ebastabiilseks, ning aeroobsete ja anaeroobsete protsesside vaheldumine põhjavee piirhorisondis soodustab orgaanilise aine lagunemist. Suurenev talvine sademete hulk ja äravool ning külmumis-sulamistsüklite vaheldumine soodustavad lahustunud orgaanilise süsiniku (DOC) mobiliseerumist ja ärakannet. Kuna turbast pärinev DOC koosneb valdavalt kollast või pruuni värvi huumusainetest, halvendab see järvedesse ja/või rannikumerre jõudnuna veesiseseid valgusolusid. Täiendava toiduna bakteritele, muudab DOC veekogude toitumishela tasakaalu. Lõppväljundina DOC laguneb, täiendades KHGde emissiooni.
- Kliima soojenemine ja muutused sademete rezhiimis põhjustavad nihkeid rabade taimkatte liigilises koosseisus, muutes erinevate turbasamblaliikide vahekorda ja suurendades puhmastaimede konkurentsieelist turbasammalde ees. Lisaks kliimaatilistele teguritele mõjutab turbasammalde, puhmastaimede ja kõrreliste vahekordi ka toiteainete (N ja P) kättesaadavus.
- Üheks üldiseks trendiks on Eesti soode metsastumine, mis ilmneb nii rohu-siirdesooda transformeerumises siirdesoometsadeks või kõdusoometsadeks kui ka mändide levimises lagerabadele. Selle põhjused on kompleksed haarates kliimamuutuse, kuivenduse, põlengute ning suurenenud lämmastiku sissekande mõju. Taimestiku struktuuri muutus mõjutab kogu ökosüsteemi ja on näiteks oluliselt vähendanud avamaastikku eelistavate linnuliikide arvukust.
- Kliimatundlikkuse võrdlus näitab, et Eesti ranniku märgalad on tunduvalt ebastabiilsemad võrreldes sisemaa soodega, eriti maastike morfoloogiliste muutuste seisukohalt. Meretaseme tõus on osaliselt kompenseeritud maakerkega ega põhjusta olulist survet ranniku märgaladele. Rannikualade peamiseks kliimaatilisteks mõjutajateks on tormisuse kasv ja tuulte läänesuunalise komponendi sagenemine, mille mõjul on jäävabadel talvedel kasvanud veepaisutus Eesti saarte randades ja lääneranniku lahtedes.

### 3.5.1. Märgalade ülevaade

Märgala mõiste oma sisult väga mahukas. Ramsari konventsioonis antud määratluse järgi loetakse märgaladeks lisaks turbaaladele, mille moodustavad sood, soostuvad metsad ja soometsad, ka erinevaid ilma turbata alasid – lammi- ja rannikurohumaid, ojasid, jõgesid, madalaid järvi ning mere sublitoraali osa sügavusega kuni 6 m. Lammialad, mille turbakihi paksus on alla 30 cm, kuuluvad lamminiitude hulka. Eestis on esindatud 33 märgalade kasvukoha tüüpi, mis kuuluvad Ramsari konventsioonis kirjeldatud looduslike märgalade viide põhitüüpi (Kimmel et al., 2010):

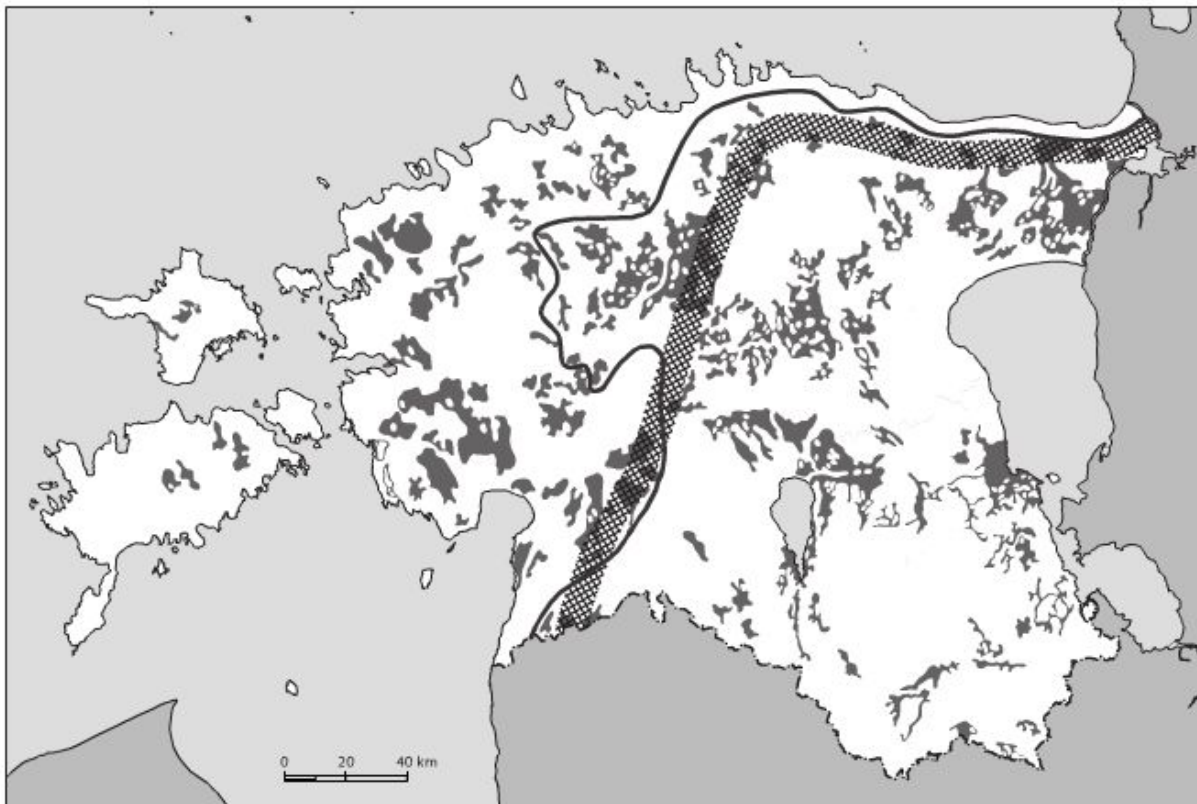
- 1) merelised (ranniku märgalad),
- 2) estuaari märgalad (deltad),
- 3) järvedega seotud märgalad,

- 4) jõgede ja ojadega seotud märgalad ning
- 5) soomärgalad (padurid, sood, rabad ja märjad metsad).

Käesolevas peatükis käsitletakse märgalaid kitsamas mõttes, millest on välja jäetud siseveekogud (jõed ja järved) ning madalad merealad, millele on pühendatud eraldi peatükid.

Toomale sookatsejaama asutamine 1910. a. võimaldas hakata Eesti soid sihikindlalt uurima, algul soode kuivendust ja põllumajanduslikku kasutust. Endla soostiku süstemaatiline uurimine algas 1950. aastal, kui meteoroloogiajaama alusel rajati Tooma soohüdroloogiajaam, mis praeguseni täidab soode hüdroloogilise seire programmi, nuu hulgas mõõdetakse soo mikromaastike veebilansi ja mikrokliimat. Jaama vaatlusvõrk haarab Männikjärve raba, sellest põhjas asuva kuivendatud siirde- ja madal soo ning osa Linnusaare rabast. Vaatluskohad olid valitud ja vaatlusprogramm koostatud nii, et see kajastaks võimalikult paljude soo mikromaastike veebilansi elemente ja mikrokliimat (Järvet, 2011).

Äsjaavaldatud ülevaates Eesti soode looduskaitse inventeerimisest (Paal & Leibak, 2011), on Eesti märgalad jaotatud turbaaladeks, kuhu kuuluvad sood, soostuvad metsad ja soometsad ning muudeks märgaladeks, mille all vaadeldakse eeskätt lammi- ja rannikurohumaid. Selle ülevaate järgi on Eesti kõigi turbaalade pindala kokku 1 009 101 ha ehk 22,3% Eesti territooriumist (joon. 3.5.1). Neist suurimad koos turba kaevandusaladega on Puhatu (468 km<sup>2</sup>). Epu-Kakerdi (417 km<sup>2</sup>). Lihula-Lavassaare (383 km<sup>2</sup>) ja Sangla (342 km<sup>2</sup>) (Orru, 1995).



**Joon. 3.5.1.** Suuremate kui 1000 ha turbaalade levik Eestis (Allikvee & Ilomets, 1995). Pideva joonega on märgitud Balti jääpaisjärve maksimaalne ulatus; ristijoontega viirutatud riba tähistab Ida- ja Lääne-Eesti geobotaanilise provintsi vahelist piiri (Laasimer, 1965) ning ühtlasi ka piiri ida- ja läänetüüpi rabade vahel.

**Soodeks** loetakse alasid, mille turbakihi paksus on kuivendamata olekus suurem kui 30 cm. Soode pindala on seetõttu turbaalade üldpindalast mitmeid kordi väiksem ja nimetatud ülevaate kohaselt ulatuda 240 000–245 000 hektarini ehk ~5,5% Eesti territooriumist. See tähendab, et ligikaudu 17% Eesti territooriumist on kaetud soostuvate rohumaade ja metsadega, soometsadega, degradeerunud ja kaevandamisega ammendatud turbaalade ja muude (endiste) turbaaladega.

Morfoloogia, arengustaadiumi ja toitelisuse põhiselt jaotatakse sood sageli kolme põhitüüpi:

1. madalsood;
2. siirdesood;
3. kõrgsood ehk rabad.

Veerežiimi ning valitsevad hidrokeemiliste tingimuste alusel jagas Masing (1975, 1980) Eesti sood järgmiselt:

1. minerotroofsed sood, mis saavad oma vee nii sade- kui põhjaveest;
  - 1.1. soligeensed sood (allikasood) on valdavalt allikalise toitumisega;
  - 1.2. topogeensed sood (nõosood) - siin valdab põhjaveeline toitumine;
  - 1.3. limnogeensed sood (õõtsiksood ja lammisood), mis kujunevad veekogude kinnikasvamisel või neile on iseloomulik perioodiline üleujutus tulvavetega;
2. ombrotroofsed sood, mis toituvad üksnes sadeveest.

Paal (1997) on soodes eristanud 10 kasvukohatüüpi ja Eesti taimkatte kasvukohatüüpide täiendatud versioonis (Paal, 2011) ainult viis, kuid on seal lisanud 11 alatüüpi.

**Lüigirikkaid madaloid** leidub peamiselt lubjarohke põhjaveega aladel Saaremaal ja mandri lääne- ning loodeosas.

**Liigivaesed madalsood**, milles valitsevad tarnad, on enam iseloomulikud Eesti idaosale.

**Allikasoid** on kogu Eestis säilinud suhteliselt vähe. Enam leidub neid Pandivere ja Sakala korgustiku äärealadel ning Saaremaal.

**Lammisoid** leidub üsna laialdaselt Lääne- ja Edela-Eesti, samuti Ida- ja Kagu-Eesti jõgede alamjooksudel.

**Rohu-siirdesoid**, mille taimestus valitsevad tarnad, kohtab eeskätt Lääne- ja Kesk-Eestis, peamiselt kinnikasvavate järvede ümbruses, turbasambla–tupp-villpea kooslusi aga Põhja-Eestis, kus nad ümbritsevad sageli võõna suuri rabasid.

**Nõmmrabad** paiknevad tasasel või nõgusal reljefil luidete vahel läänerannikul ja Lääne-Eesti saartel, aga ka liivaste rannavallide vahel Eesti sisemaal. Need kujunevad pärast seda, kui mulla illuviaalhorisondis on tekkinud vettpidav nõrgkivi.

**Rabad** on suurima levikuga Lääne-, Kesk- ja Kirde-Eestis. Eesti rabad jaotatakse nn lääne- ja idatüübiks (Thomson, 1924; Masing, 1984). Läänetyüpi rabade nõlv on järsk, keskosa aga suhteliselt tasane ja väheste puudega ning ebaregulaarse soo-osiste jaotustrigiga. Idatüüpi rabad on kumerad, lauge nõlvaga, iseloomulik on soo mikroreljefivormide kontsentriiline paiknemine ning tihedam puurinne.

Sõltuvalt arenguastmest ja konkreetsetest looduslikest tingimustest, võivad sood olla kas puudeta (lagesood), hõredalt kasvavate puudega (puissood) või kaetud metsaga (soometsad). Seega moodustavad soometsad ühe osa sootaimkonnast laiemas mõistes. Millisesse taimkonda kuuluvana ühes või teises klassifikatsioonis soometsi esitatakse, sõltub uurija vaatenurgast ega ole Paali & Leibaku (2011) seisukohast põhimõtteline küsimus. Madalsoometsad kasvavad keskmiselt või hästi lagunened turbakihi aladel, mis on suhteliselt toiterikkad. Iseloomulik on kestev kõrge veeseis. Madalsoometsi leidub kõikjal,

kuid rohkem on neid Kesk- ja Loode-Eestis. Siirdesoometsad on nii ajalisel kui ka ruumilisel üleminekulise loomuga madalsoode ja rabade vahel.

Soodeks ei loeta alasid, kus mulla ülemise horisondi moodustab vähem kui 30 cm paksune turvas. Kui need alad on kaetud metsaga, tüpiseeritakse nad soostuvate metsade klassi. See klass hõlmab mitmesuguseid tasasel või nõgusal reljefil kasvavaid metsi peamiselt Kirde-, Kesk-, Ida- ja Edela-Eestis.

Lammialad turbakihi paksusega alla 30 cm kuuluvad lamminiitide hulka. Lamminiidud ehk luhad esinevad jõgedes ja ojades, samuti järvede üleujutatavatel lammidel. Sõltuvalt kasvukoha kõrgusest lammil, samuti jõe langust ja voolukiirusest, võib üleujutuse kestus ning tulvaveega toodud setete hulk olla üsna erinev. Niiskustingimused lammi eri osades võivad varieeruda ajuti kuivadest kuni pidevalt veega küllastatuteni. Lamminiidud on enamasti kujunenud raadatud lammimetsade asemele, vähesel määral on ka primaarseid lamminiite. Levinud on nad eeskätt suuremate jõgedes – Emajõgi, Kasari, Pärnu, Põltsamaa, Pedja – lammidel, samuti järvedes (Peipsi jt) ääres.

Rannikuniidud on kujunenud mere rannikul soolase vee mõju piirkonnas ja neid iseloomustab perioodiline või ajutine üleujutus mereveega, mille tegajärjel kujuneb mulla spetsiifiline veerežiim ja kõrge, ent muutlik mullavee soolsus. Rannikuniidud levivad piki rannajoont kitsa ribana, mille laius vaid üksikutes paikades ületab 100 m. Nõukogude perioodil kehtinud tegevuspiirangute tõttu piiritsoonis on ulatuslikud rannikualad säilinud suhteliselt heas looduslikus seisundis (Kimmel et al., 2010). Rannikuvööndis levivad ka ulatuslikud roostikud, näiteks Haapsalu ja Matsalu lahes.

Märgalade eraldamine veekogumitena pole Eestis veemajanduse korraldamise seisukohalt vajalik ja nende hüdroloogilist seost veekogumitega käsitletakse järgmisel VMK perioodil (KKM, 2010).

### **3.5.2. Eesti märgaladele mõjuvad survetegurid**

Eesti sood on kujunenud Holotseeni vältel ja on pidevas arengus. Seoses inimtegevuse intensiivistumisega on tugevnenud surve soo ökosüsteemidele, millest annab ülevaate Tabel xx. Peamisteks tulipunktideks märgalade kaitsel ja majandamisel on Kimmel et al (2010) järgi (1) probleem kuivendatud märgaladega, mis on muutunud kasvuhooonegaaside allikaks, (2) turbavarude säästlik kasutamine ja ammendatud turbaalade renaturaliseerimine ja (3) väärtuslike pärandkoosluste traditsioonilise kasutusviisi säilitamine. Lisaks sellele vajab mitmesugune arendustegevus ja loodusturismi laienemine märgaladel keskkonnamõtjude hindamist. Märgalad on haaratud ka mitmetesse säästva arengu programmidesse ja sadakond märgala on rakendatud heitvee primaarseks või sekundaarseks puhastamiseks. Märgaladel toodetud biomassi hinnatakse perspektiivseks kütuseks kohalikes väikekatlamajades.

Kehtivate Eesti veemajanduskavade (KKM, 2010) kohaselt pole märgalade eraldamine veekogumitena veemajanduse korraldamise seisukohalt vajalik, kuna põhjaveevarud kujunevad veelahkmete kõrgematel aladel, mitte soodes ja märgaladel. Märgalade hüdroloogilist seost veekogumitega käsitletakse järgmisel veemajanduskava perioodil.



**Tablel 3.5.1.** Eesti märgalade säästliku kasutamise seotud aspektid LiSSMA (DPSIR) mudeli alusel (Kimmel et al., 2010)

Liikumapanev jõud	Surve	Seisund	Mõju	Abinõu
Intensiivne põllumajandus, maaparandus ja metsakuivendus aastatel 1950-80 ja selle järelmõjud	Muutmine põllumajandusmaaks Märgade metsade, soode ja lammide kuivendus Jõgede ja järvede süvendamine Järvede veetaseme alandamine Mineraalväetiste intensiivne kasutus	Kadunud või ulatuslikult muudetud märgala elupaigad Kuivendatud alade suur osakaal, kus toimub turba lagunemine ja mineraliseerumine, mis põhjustab kasvuhoonegaaside emissiooni Veereostus: kõrge lämmastiku kontsentratsioon jõgedes ja põhjavees Veekogude kiire eutrofeerumine ja kinni kasvamine	Elurikkuse kadu: elupaikade kadu ja mitmete ohustatud liikide arvukuse kahanemine	Kaitsemeetmeid toetavad strateegiad ja seadusandlus Haldusmeetmed (puhveralade rajamine jms) Märgalade rajamine ja taastamine Toiteainekoormuste vähendamine märgalade taastamise teel valglast Traditsioonilise maakasutuse toetamine
Turbatööstus	Turbalõikus Turbaväljade ja neid ümbritsevate alade kuivendamine	Ammendatud ressursid Hävitatud sood Kuivendatud turbaväljad ja neid ümbritsevad alad Ammendatud turbaväljad kui kasvuhoonegaaside allikad	Biotoopide kadumine Kliimamuutust põhjustavate kasvuhoonegaaside emissioon	Strateegiad ja seadusandlus, mis reguleerivad turbavarude kasutamist ja kaitset, ammendatud freesturbaväljade rekonstrueerimist
Põllumajandusliku maakasutuse muutused A Hülgamine B Intensiivistamine	Traditsioonilise maakasutuse lõppemine Maade hülgamine Avamaastike kinnikasvamine Mineraalväetiste intensiivne kasutus	Niiskete niitude roostumine ja võsastumine Avamaistu ja avatud märgala elupaikade kadumine Veereostus	Biotoobi- ja maastikurikkuse kadu Mitmete liikide arvukuse kahanemine Elupaikade ja kasvukohtade häving Eutrofeerumine	Märgalade pärandkoosluste taastamine võsaraide, niitmise ja karjatamisega Traditsiooniliste maakasutusviiside soodustamine põllumajanduslike keskkonnatoetustega Saastuse kompleksne vältimine ja kontroll (IPPC) Heade põllumajandustavade jälgimine

Liikumapanev jõud	Surve	Seisund	Mõju	Abinõu
Metsandus	Metsakuivendus-süsteemide rekonstrueerimine	Kuivendatud elupaigad soo- ja soostuvates metsades Kuivendusest mõjutatud rabade servaalad	Elupaikade ja kasvukohtade kadu Mitmete liikide arvukuse kahanemine	Metsanduse ja keskkonnakaitse huvisid ühendavad strateegiad
Arendusprojektid	Ehitused (sadamad, teed, sillad, veehoidlad, tuulepargid jms.)	Kahjustunud märgalaelupaigad	Biotoopide häving	Keskkonnamõjude hindamine Avalik kontroll (NGO-d)
Energiamajandus	Turbalõikus Jõgede tammistamine Energiamärgalade rajamine	Hävitatud elupaigad ja kasvukohad Kahjustatud kalavarud	Elupaikade ja kasvukohtade kadu Mitmete liikide arvukuse kahanemine	Säästvat kasutust toetavad seadused ja strateegiad
Puhkemajandus ja turism	Külastussurve	Suurenev huvi	Võimalik kahjulik mõju sõltub keskkonnamahutavusest	Külastuskoormuse reguleerimine Rannikute integreeritud majandamine
Looduslik suktsessioon		Kinnikasvavad ja täituvad madalad veekogud	Elupaikade ja kasvukohtade muutus	Tehnilised meetmed
Kliimamuutus	Temperatuuri tõus Sademete sesoonsuse muutus Vähenev jää- ja lumikatte kestus	Suundumus pehmemate talvede poole Langus põhjaveetasemes	Elupaikade ja kasvukohtade muutus Liikide elutingimuste muutus Kiirenev mineraliseerumine	Rahvusvahelised strateegiad ja kokkulepped

### 3.5.3. Märgalade mikrokliima

Märgalad mõjutavad tugevasti lokaalset mikrokliimat. Märgalades salvestatud veevaru ja sealne taimkate ühtlustab temperatuuri ja niiskuse gradiente, mis soodustab elurikkust pakkudes suuremat niširuumi erinevate nõudlustega liikidele. Tänapäeva intensiivne maastikuhooldus on tekitanud väga teravad gradiendid, näiteks põllu ja metsa või metsa ja lageraideala vahele. Meteoroloogilised näitajad märgalal võivad varieeruda sõltuvalt mikroreljeefist ja erineda oluliselt ümbritsevate alade näitajatest. Oma ülevaateartiklis kliima mõjust Eesti märgaladele näitavad Kont et al. (2007) viidates Viigimäe (1957) Männikjärve rabas tehtud uurimusele, et 5 cm kõrgusel raba pinnast mõõdetud õhutemperatuur suvepäeval oli 5,5 °C kõrgem, kui 1,5 m kõrgusel. Vegetatsiooniperioodi algul soojenes õhk raba kohal aeglasemalt, kui ümbritsevatel mineraalmaadel. Männikus oli temperatuur reeglina 0,2-2,5 °C madalam kui lagerabas.

Puude varjutav efekt on väga oluline jõgede ja ojade kallastel, kuna ta hoiab ära jõevee liigse soojenemise, mis muutub eriti oluliseks kliima üldise soojenemise tingimustes. Jõgede kaldavööndi puistus toimub suurim muutus mikrokliima näitajates 15-60 m kaugusel puistu välisservast (Moore et al., 2005). Päikesekiirguse hulk, tuule kiirus ja pinnase temperatuur ühtlustuvad kaitseribas kiiremini, kui õhutemperatuur ja –niiskus. Meleason & Quinn (2004) uurimus näitas, et juba 5 m laiune jõe kaldapuistu vähendas suvel õhutemperatuuri päevaseid maksimume 3,2 °C võrra võrreldes puudeta kaldavööndiga, kuid miinimumtemperatuurid olid veidi kõrgemad. Et kaldapuistud täidaksid ka ühenduskoridoride funktsioone, peaksid nad olema laiemad. USAs Oregonis ühel lähtejõel tehtud uuringud näitasid, et jõgede kaldavööndile iseloomulik mikrokliima ulatus jõest umbes 30 m kaugusele ja see märgala toimis efektiivse pagulana ja leviku koridorina paljudele märgala selgrootutele jt. liikidele (Rykken et al., 2007).

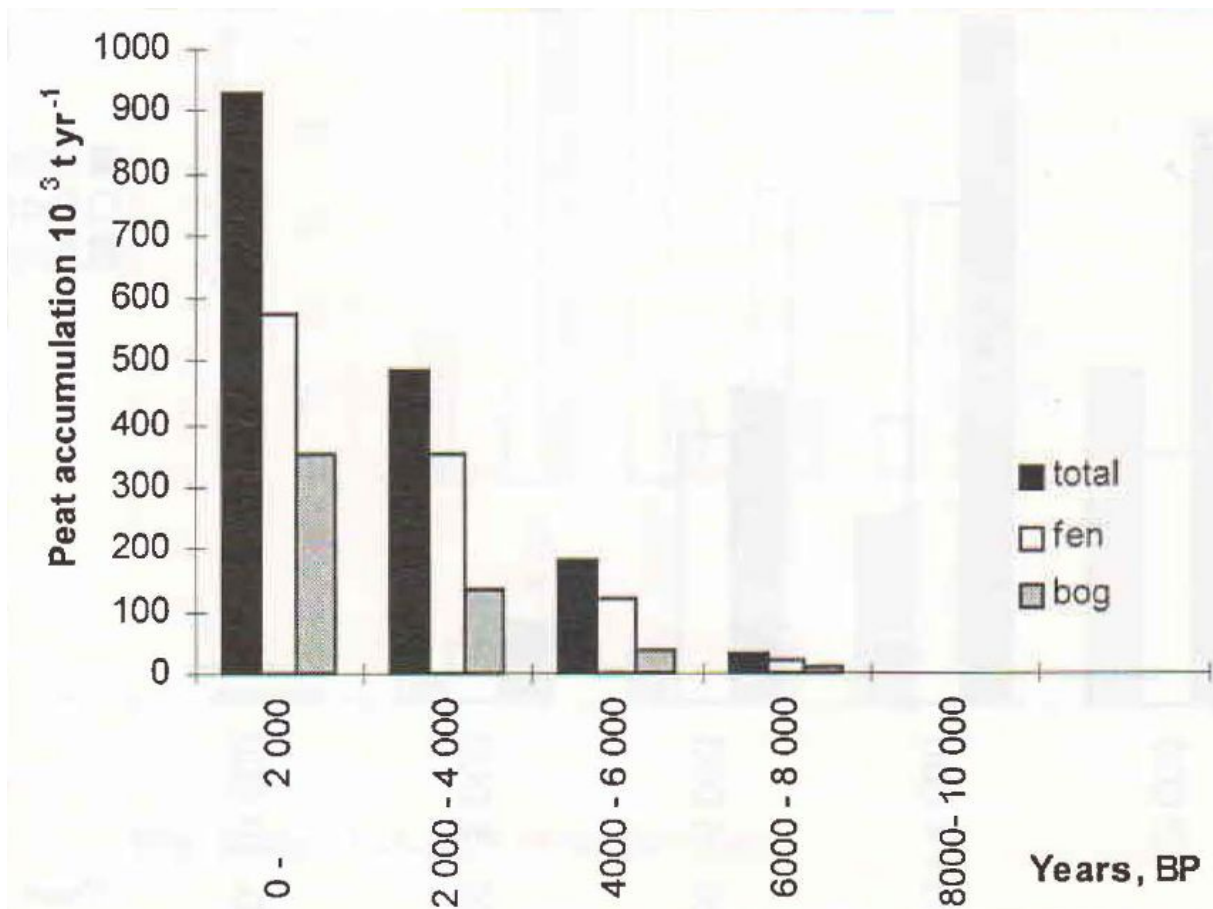
### 3.5.4. Turbaalade mõju kasvuhoonegaaside bilansile

Kliimamuutuse aspektist vaadatuna on märgaladel kahetine roll. Ühelt poolt võib rääkida märgalade aktiivsest rollist kliima mõjutamisel, kuna turbaalad, kus on salvestunud suur süsiniku varu, on seoses kuivendamiseга kujunenud üheks olulisemaks kasvuhoonegaaside (KHG) allikaks. Teisalt on märgalad, nii nagu muudki ökosüsteemid, tundlikud kliimamuutusega seotud tegurite, eelkõige temperatuuri ja sademete muutuste suhtes. Senised kliima-alased uurimistööd on suures osas keskendunud märgalade aktiivse rolli ja seda mõjutavate tegurite selgitamisele, kuna kliima mõju uurimine märgalade ökosüsteemidele on sageli raskendatud rohkete inimõju tegurite üheaegse toime ja läbipõimumisega. Alljärgnevalt püüame anda ülevaate märgalade ja kliima vastastikusest mõjust nimetatud kahe aspekti lõikes.

Jahe ja niiske kliima, kus talvised õhutemperatuurid jäävad alla 0° C, soodustab üla- või põhjaveega küllastatud aladel turba akumulatsiooni. Holotseeni perioodil, viimase 10 000 aasta jooksul, akumulatsioon 22,5% Eesti territooriumist katvatel turbaaladel 2,4 x 10<sup>9</sup> tonni turvast keskmise niiskusesisaldusega 40% (Orru et al., 1992).

Soode arengu käigus Holotseenis mineratroofsest rohuseost turbasambla enamusega rabaks on ilmne, et Eesti turbaalade süsinikuringes toimusid olulised muutused, kui arvestada, et süsihappegaasi (CO<sub>2</sub>) sidumine ja metaani (CH<sub>4</sub>) emissioon sõltuvad taimekooslusest ja märgala veetasemest. Soode kogupindala, turbavaru ja turbas seotud CO<sub>2</sub> hulk kasvasid sel

perioodil eksponentsiaalselt (joon. 3.5.2 ja 3.5.3). Seotud CO<sub>2</sub> hulga arutamisel arvestas Ilomets (1996) madalsooturvaste keskmiseks süsinikusisalduseks 60% ja rabaturvastel 48%.

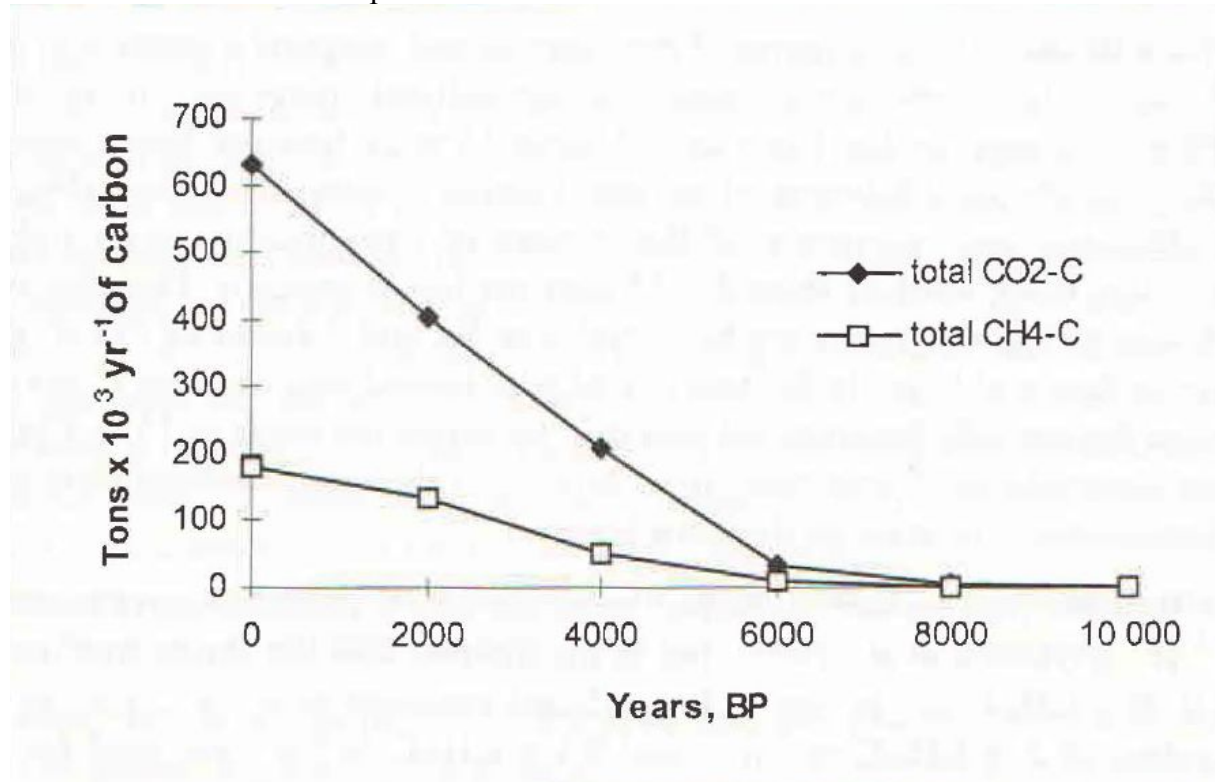


**Joon. 3.5.2.** Madalsoo- ja rabaturba ning kogu turba akumulatsioon (tuhanded tonni aastas) Eestis Holotseeni vältel (Ilomets, 1996)

Aja jooksul osa akumulatsioonidest turbast siiski laguneb anaeroobselt, mille käigus süsinik eraldub CH<sub>4</sub>-na või leostub välja huumusainete näol. Ilometsa (1996) andmetel on metaani keskmine emissioon pinnauhiku kohta rabadest umbes viis korda väiksem kui looduslikest madalsoodest (tema arvutustes vastavalt 5 ja 25 g CH<sub>4</sub>-C m<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup>). Kuna vähem metaani emiteerivate rabade kasv ületas Holotseeni teises pooles oluliselt madalsoode kasvu, hakkas metaani emissioon lähenema platoole, samas kui CO<sub>2</sub> sidumine jätkas eksponentsiaalset tõusu (joon. 3.5.3).

Kolmandaks oluliseks soodega seotud kasvuhoonegaasiks on diämmastikoksiid e. naerugaas (N<sub>2</sub>O). Naerugaasi emissioon on eelkõige vajalike toiteainete – nitraatide kättesaadavusest. Seetõttu on toiteainevaestes rabades N<sub>2</sub>O teke väiksem, ent toiteainerikkamatel (sh. madalsoodes) või kuivendatud aladel suurem. Looduslikus seisundis turbaaladelt on N<sub>2</sub>O emissioon üldiselt madal ja rabades võib toimuda ka tema sidumine (Martikainen et al., 1993). N<sub>2</sub>O emissioon võib suureneada madalsoodes veetaseme alanedes (Regina et al., 1999) ja rabades CO<sub>2</sub> kontsentratsiooni tõustes. Hinnanguliselt moodustab N<sub>2</sub>O emissiooni suurenemine looduslikelt turbaaladelt kliimamuutuse mõjul siiski vaid 1% tema globaalsest koguemissioonist (Martikainen et al., 1993), mistõttu selle võib jätta arvestamata. Kuivendatud turbaaladel võib N<sub>2</sub>O emissiooni tõus olla nimetamisväärne.

KHG-de kliima mõju hindamisel tuleb nende kontsentratsioonile lisaks arvesse võtta nende erinevat mõju globaalsele kliima soojenemisele. Seda iseloomustamiseks kasutatakse KHG-de nn. globaalse soojenemise potentsiaali (global warming potential, GWP), mis väljendab nende gaaside suhtelist mõju kliima soojenemisele 100-aastases lõikes võrreldes CO<sub>2</sub> mõjuga, mille väärtuseks võetakse 1. Metaani GWP väärtus on 23 ja naerugaasil 296 (Ramaswamy et al., 2001). Suure GWP tõttu nõuab N<sub>2</sub>O voogudes toimuvate muutuste jälgimine kliimamuutuse seisukohalt eriti suurt tähelepanu.



**Joon. 3.5.3.** CO<sub>2</sub>-C akumulatsioon ja CH<sub>4</sub>-C emissioon (tuhandet tonni aastas) Eesti turbaaladelt Holotseeni vältel (Ilomets, 1996)

Paljuaastased uuringud on näidanud, et sõltuval ilmastikust võib looduslikus seisundis turbaaladel mõnedel aastatel olla ülekaalus CO<sub>2</sub> sidumine, teistel aga CO<sub>2</sub> vabanemine. Ka metaani ja naerugaasi emissioonid on ajas ja ruumis muutlikud. Kui püüda hinnata turbaalade üldist rolli KHG bilansis, tuleb arvesse võtta, et nad on sidunud ja vabastanud KHG kogu oma eksistentsi jooksul ja et pikaajalises lõikes ületab CO<sub>2</sub> sidumisest tingitud mõju kliimale CH<sub>4</sub> emissiooni mõju (Strack, 2008).

Turbaalade kasutuselevõtt põllu- ning metsamajanduse tarbeks, aga ka turbaalõikuseks, nõuab nende alade kuivendamist. Soo kuivendamisel turba moodustumine lakkab. Kuivendamise käigus muutuvad turbaalade mitmed olulised füüsikalised ja keemilised näitajad: langeb veetase, tõuseb temperatuur ning kuivale jäänud varem anaeroobne turbakiht satub kokkupuutesse õhuhapnikuga. Kõik see põhjustab turba kiiret mineraliseerumist. Orgaanilise aine kadu turba mineraliseerumise tagajärjel on esimesel kümnel kuivendusjärgsel aastal 15–20 tonni hektari kohta. Hiljem see stabiliseerub ja moodustab põllustatud alal 10–15 tonni/ha aastas ja rohumaadel 5–10 tonni/ha aastas. Lämmastikku leostub vastavalt 150–250 ning 100–200 kg/ha aastas (Tomberg, 1970). Mitmel pool on kuivendatud soodes, eriti madalsoodes, suurenenud lämmastiku- ja fosforühendite ning lahustunud orgaanilise aine sisaldus väljavoolavas vees. Kuivendussüsteemist väljavoolava vee lämmastikühendite sisaldus võib tõusta tasemeni 10–60 mg l<sup>-1</sup> (Tomberg, 1992). Samasugune on olukord fosforühenditega.

Kahjuks katkes Eestis põllumajandusliku maaparanduse poolt soodele avaldatava mõju seire 1980. aastatel, ent vajadus selle taastamise järele on ilmne.

Nende protsesside tulemusena vajub turbalasund kokku. Tombergi (1992) andmetel on turbakihi vajumise (mineraliseerumise) kiirus kuivendatud madalsoodes 1–3 mm aastas. Kuivendatud turbaalale rajatud rohumaa pind vajub 20 aasta jooksul ligikaudu ühe meetri võrra, sajandi jooksul aga kaks meetrit. Looduslikus seisundis CO<sub>2</sub> siduvatest aladest saavad kuivendamise järel CO<sub>2</sub> allikad. Kuivendamise järel võib süsiniku vabanemise kiirus turba mineraliseerumisel ületada eelnenud perioodi süsiniku akumulatsioonide kiirust 15-124 korda (Franzen, 1994). Kuna kuivendamise käigus pääseb turbalasundisse hapnik, väheneb oluliselt metaani emissioon, kuna metaan tekib turba anaeroobsel lagunemisel. Aasta 1990 kohta tehtud arvutused (Ilomets, 1996, tabel xx) näitasid, et süsiniku akumulatsioon looduslikus seisundis olevates Eesti soodes jäi tasemele umbes  $385 \cdot 10^3$  tonni aastas, mis moodustas vaid veidi üle 1% CO<sub>2</sub>-C emissioonist kuivendatud soodest ( $3,2 \cdot 10^6$  tonni aastas). Metaani emissioon kuivendatud aladelt oli Ilometsa (1996) andmetel üle 10 korra väiksem, kui looduslikest soodest ja metaanse süsiniku koguemissioon (30 000 tonni CH<sub>4</sub>-C aastas) moodustas alla 10% emiteeritud CO<sub>2</sub>-C hulgast. Ümberarvutatuna CO<sub>2</sub> ekvivalentidesse moodustab tabelis xx antud CO<sub>2</sub> ja CH<sub>4</sub> koguheide 12,67 Tg aastas, mis oma suurusjärgult on võrreldav Eesti viimases kliimaaruandes (UNFCCC, 2009) esitatud Eesti energeetikasektori koguheitele (15,6-37,3 Tg aastas aastatel 1990-2007).

Hiljutine Salm et al. (2009, 2010) poolt tehtud kasvuhoonegaaside bilansi analüüs Eesti turbaalade kohta piirdub vaid siirdesoode ja rabadega jättes andmete puudusele viidates välja kuivendamise läbi suurima muutuse läbiteinud madalsood. Nii on nende poolt analüüsitud turbaalade pindalaks 339 772 ha, mis moodustab Paali & Leibaku (2011) poolt pakutud turbaalade kogupindalast ühe kolmandiku. Kirjandusest kogutud andmete ja nende analüüsi põhjal hindavad Salm et al. (2009, 2010) CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> ja N<sub>2</sub>O gaaside koguheiteks Eesti siirdesoodest ja rabadest 278 000 – 1 056 000 tonni (0,2-1,1 Tg) CO<sub>2</sub> ekvivalenti aastas. Nagu näha, jääb see hinnang 12-45 korda väiksemaks Ilometsa (1996) andmetele põhinevast hinnangust. Kuivendatud aladelt, mis Salm et al. töödes moodustavad vaid 15% analüüsitud soode pindalast (vrd. turbaalade kogupindalast on kuivendatud 70%), emiteerub 419 000 – 676 000 tonni CO<sub>2</sub> ekvivalenti, kuivendamata ja/või kuivendussüsteemide andmebaasides mitte arvel olevatelt aladelt aga 141 000 – 380 000 tonni CO<sub>2</sub> ekvivalenti aastas. Hinnanguliselt on Eestis rabade ja siirdesoode kuivendamise tagajärjel kasvuhoonegaaside CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> ja N<sub>2</sub>O koguheide CO<sub>2</sub> ekvivalentidesse ümberarvutatuna 2,3–2,7 korda suurem kui juhul, mil siinsed rabad ja siirdesood oleksid endiselt looduslikus olekus. Need näidud kinnitavad seisukohta, et kuivendamise tõttu on Eesti soode roll CO<sub>2</sub> ladestajana vahetunud CO<sub>2</sub> emiteerija rolliga.

Turbast lähtuvad KHG emissioonid on ÜRO kliimamuutuste raamkonventsiooni (UNFCCC) riikide raportites jagatud mitme sektori - energeetika, põllumajanduse ja LULUCF sektori (maakasutus, maakasutuse muutus ja metsandus) - vahel. Üksnes inimtekkeline KHG emissioon kuulub raporteerimisele ja seetõttu ei kajastu raportites KHG emissioonid looduslikelt märgaladelt. Põllumajandussektoris võetakse arvesse vaid N<sub>2</sub>O emissioon põllumajandusmaadelt, kuna CO<sub>2</sub> emissiooni põllumajandus- ja metsamaadelt kajastab LULUCF. Hiljutine Eesti viies kliimaaruanne (UNFCCC, 2009) näitas, et Eestis on LULUCFi sektor olnud CO<sub>2</sub> netoneeldajaks kogu viimase aruandeperioodi jooksul (1990-2007), kuivõrd süsiniku sidumine sektoris ületas heitkoguseid. CO<sub>2</sub> peamine neeldaja Eestis on metsamaa.

**Tabel 3.5.2.** Eesti erinevat tüüpi turbaalade pindalad ning nendega seotud süsihappegaasi ja metaani vood 1990. aastal (Ilomets, 1996)

Turbaala tüüp	Pindala, ha	CO <sub>2</sub> -C akumulatsioon* ja emissioon** tonni aastas	CH <sub>4</sub> -C emissioon*** tonni aastas
Looduslikud madal- ja siirdesood	60 000	36 000	15 000
Looduslikud rabad	250 000	325 000	12 500
vahesumma	310 000	361 000	27 500
Kuivendatud madal- ja siirdesood	590 000	- 3 18 6 000	590
Kuivendatud rabad	100 000	- 380 000	2 000
vahesumma	690 000	- 3 566 000	2 590
Kogusumma	1 000 000	- 3 205 000	30 000

\* arvestuslik akumulatsioonikiirus 0,6 tonni CO<sub>2</sub>-C ha<sup>-1</sup> a<sup>-1</sup>

\*\* arvestuslik emissioonikiirus madalsoodest ja rabadest vastavalt 5,4 ja 3,8 tonni CO<sub>2</sub>-C ha<sup>-1</sup> a<sup>-1</sup>

\*\*\* arvestuslik emissioonikiirus looduslikest madalsoodest ja rabadest vastavalt 25 ja 5 g CH<sub>4</sub>-C m<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup> ning kuivendatud madalsoodest ja rabadest vastavalt 0,1 ja 2 g CH<sub>4</sub>-C m<sup>-2</sup> a<sup>-1</sup> (Nykänen et al., 1995 järgi)

Kui kuni 1960ndate aastateni olid kõige laiema levikuga minerotroofsed sood (madalsood), siis 1970ndatel läbiviidud ulatuslike maaparandustööde tulemusena kahanes nende pindala enam kui 10 korda ja miksotroofsetel soodel (siirdesoodel) enam kui 5 korda ja pindala poolest jäid esikohale ombrotroofsed sood (rabad) (tabel 3.5.3)

**Tabel 3.5.3.** Turbaalade vähenemine Eestis 40 aasta jooksul (Paal & Leibak, 2011)

Turbaala tüüp	Pindala (ha)	
	Truu et al., 1964	Ilomets & Pajula, 2004
Minerotroofsed	515 000	45 000
Miksotroofsed (siirdesood)	114 000	20 000
Ombotroofsed	278 000	250 000

Soode kuivendamine põllumajanduslikel ja metsanduslikel eesmärkidel on olnud peamiseks Eesti turbaalade süsiniku bilansi mõjutavaks inimteguriks. 1980. aastate lõpuks oli ametlikel andmetel põllumajanduslikel eesmärkidel kuivendatud ligikaudu 120 000 ha, metsanduslikel eesmärkidel 180 000 ha ja tööstuse vajadusteks umbes 38 000 ha turbaalasid (Valk, 1988). Kui arvestada, et kuivendatud alade servakraavid mõjutavad ümbritsevaid alasid ulatuses, mis võrdub 50 – 130%-ga kuivendatud ala suuruselt (Nyström, 1992), tuleb tegeliku kuivendatud ala saamiseks ametlikke kuivenduse numbreid korrutada kahega (Ilomets, 1996). Paavilainen & Päivänen (1995) hindavad metsanduse vajadusteks kuivendatud märgalade kogupindalaks Eestis 460 000 ha, mis on üle 2,5 korra enam võrreldes 1980. aastate lõpu ametlike andmetega, kuid kuna see hinnang hõlmab ka turbakihita märgalasid, ei ole selline kõrvutamine päris korrektne. Tundlikuma veerežiimiga madal- ja allikasood võivad saada kahjustatud ka sadu meetreid eemal tehtud kuivendustööde tagajärjel (Paal & Leibak, 2011).

Erinevate analüüside põhjal oli 1990. aastate alguseks ligikaudu 70% Eesti soodest kuivendatud või kuivendamisest sedavõrd mõjutatud, et seal turba edasine ladestumine oli peatunud, (Ilomets et al., 1995, Ilomets & Kallas, 1995).

Kuivendatud turbaaladel toimuvat orgaanilise aine mikrobioloogilist lagunemist, mille tulemusel emiteeritakse suures koguses CO<sub>2</sub>, võib võrrelda turba aeglase põlemisega, milles vabanev energia inimese jaoks kasutult hajub. Turba kasutamisel kütmiseks vabastab sama kogus CO<sub>2</sub> koheselt, kuid võimaldab vabanevat energiat ka rakendada. Eesti energetika põhineb üsna suurel kodumaiste energiaallikate kasutamisel. Aastatel 2000–2008 oli kohaliku kütuse osatähtsus primaarenergia ressurssides 65–68% piires. Põhiosa kodumaisest kütusest hõlmab põlevkivi. 2008. aastal moodustas põlevkivi primaarenergia kogutarbimisest 62% ning puit ja turvas kokku 12% (tabel 3.5.4; Truuts & Raudjärv, 2009).

**Tabel 3.5.4.** Elektri ja soojuse tootmine, 2003–2008 (Truuts & Raudjärv, 2009)

<b>Toodang</b>	<b>2003</b>	<b>2004</b>	<b>2005</b>	<b>2006</b>	<b>2007</b>	<b>2008</b>
<b>Elektrienergia, GWh</b>	10 158	10 302	10 201	9 729	12 188	10 579
põlevkivist	9 360	9 510	9 289	8 773	11 402	9 629
<b>turbast</b>	<b>20</b>	<b>15</b>	<b>14</b>	<b>16</b>	<b>22</b>	<b>15</b>
põlevkiviõlist	33	34	28	28	29	37
maagaasist	505	486	545	541	350	422
taastuvatest allikatest	26	31	33	38	36	38
põlevkivigaasist	195	195	217	243	235	277
hüdroenergiast	13	22	22	14	22	28
tuuleenergiast	7	8	54	76	91	133
<b>Soojus, GWh</b>	3 951	3 809	3 750	3 835	3 570	3 389
põlevkivist	1 592	1 485	1 324	1 360	1 236	1 165
<b>turbast</b>	<b>146</b>	<b>98</b>	<b>75</b>	<b>87</b>	<b>136</b>	<b>69</b>
raskest kütteõlist	3	2	2	2	5	1
põlevkiviõlist	15	11	17	16	18	27
maagaasist	1 572	1 508	1 604	1 606	1 420	1 335
taastuvatest allikatest	195	248	324	277	220	264
põlevkivigaasist	428	457	404	487	532	525

Turvas on aastaid olnud tähtselt kolmas kohalik kütus põlevkivi ja küttepuid järel kattes ligikaudu 2% primaarkütuse vajadusest. Turvast kasutati peamiselt kütteenergia saamiseks ja vaid väikest osa rakendati elektrienergia tootmiseks elektri ja soojuse koostootmisjaamades (tabel 3.5.4). Kütteks kasutatakse nii põhjaveest toitunud hästikõdunenud madalsooturvast kui vähelagunenud kõrgsooturvast, millest valmistatakse ka briketti. Viimastel aastatel on freesturba kodumaine kasutamine vähenenud, kuid kaevandamine ekspordiks, eelkõige kasvuturbana Hollandisse, Saksamaale, Suurbritanniasse, Rootsi ja Soome, on suurenenud 116 000 tonnilt kuni miljoni tonnini 2008. a. ja see tootmissuund jätkub tõenäoliselt ka edaspidi (Paal & Leibak, 2011). Turbaalade erinevate kasutusviiside mõju KHG bilansile on kokkuvõtlikult esitatud tabelis 3.5.5.



**Tabel 3.5.5.** Maakasutuse mõju turbaalade KHG voogudele (Strack, 2008)

<b>Maa- kasutus</b>	<b>Ligikaudne pindala (tuh. km<sup>2</sup>)</b>	<b>CO<sub>2</sub></b>	<b>CH<sub>4</sub></b>	<b>N<sub>2</sub>O</b>
<b>Põllu- majandus</b>	300	<b>Netoemissioon:</b> - vähenev sidumine sootaimestiku hävimise ja toodangu koristuse tõttu; - suurenev emissioon turba kuivendusjärgse oksüdeerumise tõttu	<b>Emissiooni vähenemine.</b> Emissioon kuivendus-kraavidest püsib siiski kõrge	<b>Emissiooni suurenemine:</b> - lämmastiku mineralisatsioon toiteainerikastel aladel; - väetisena lisatud nitraatide mittetäielik denitrifitseerumine
<b>Metsandus</b>	150	<b>Muutused ökosüsteemi tasandil enamasti väikesed:</b> - suurenenud sidumine puudes; - suurenenud emissioon pinnasest turba mineraliseerumise tõttu. Sõltub kuivendamise määrast	<b>Emissiooni vähenemine.</b> Emissioon kuivendus-kraavidest püsib siiski kõrge	<b>Sõltub ala tüübist ja väetamisest:</b> - suurenev emissioon toiteainerikastelt aladelt; - suurenev emissioon väetatud aladelt
<b>Turba kaevanda- mine</b>	<5	<b>Netoemissioon:</b> - vabanemine turba põlemisel (kütus) või lagunemisel (aiandus); - vähenev sidumine sootaimestiku hävimise tõttu; - suurenev emissioon turba kuivendusjärgse oksüdeerumise tõttu	<b>Emissiooni vähenemine.</b> Emissioon kuivendus-kraavidest püsib siiski kõrge	<b>Muutused väikesed.</b> Emissioon võib suurenedada toiteainerikastelt aladelt

### 3.5.5. Kliimamuutuse mõju märgaladele

#### 3.5.5.1. Kliima mõju märgalade hüdroloogiale

Kont et al. (1996) järgi ei mõjuta ennustatud kliimamuutus oluliselt Eesti põhjavee taset, mis jääb senise variatsiooni piiridesse, kuid sesoonsed muutused võivad olla olulised. Läänemere ennustatav veetaseme tõus kuni 1 m võrra muutub oluliseks ranniku märgaladele (Kont et al., 2007), kuid ei peaks Ilometsa (1996) arvates mõjutama Eesti soode veerežiimi, kuna ülejutatavas piirkonnas sood praktiliselt puuduvad. Üheks olulisemaks kliimateguriks, mis

hakkab soode seisundit mõjutama, on talvise õhutemperatuuri tõus, mille tagajärjel soode pindmine kiht võib jääda aastaringselt mittekülmunuks.

Krause & Hanisch (2007) modelleerisid suurenenud talviste sademete ja aurumise, vähenenud lume akumulatsiooni ja vähenud suviste ning sügiseste sademete mõju valgla hüdroloogiale. Olukorras, kus oluliselt suureneb talvine äravool ja väheneb suvine äravool, suureneb märgalade tähtsus vooluhulkade ühtlustajana, mis võimaldab vähendada talvise üleujutuse ohtu ja säilitada suvist põhiäravoolu. Teiselt poolt vähenevad põuasemate suvede tingimustes paratamatult märgalade veetase ja veevaru, millel on selged järelmid märgalade elustikule ja vett puhastavatele omadustele.

Männikjärve rabas aastatel 1951-2002 tehtud mõõtmiste analüüs (Kont et al., 2007) näitab selle aja jooksul statistiliselt usaldusväärset õhutemperatuuri tõusu 3,3 °C võrra talvel ja 2,0 °C võrra kevadel, samal ajal kui suvistes ja sügisestes temperatuurides trend puudub. Need muutused on kooskõlas ka mujal Eestis täheldatud tendentsidega. Sademete hulk kasvas Männikjärve rabas oluliselt vaid talvel (60 mm võrra), kuna sügisene sademete tõusu trend (31 mm) ei olnud statistiliselt usaldusväärne. Kevadistele sademetele oli iseloomulik nõrk kahanemise trend, suvistes sademetes aga trend puudus.

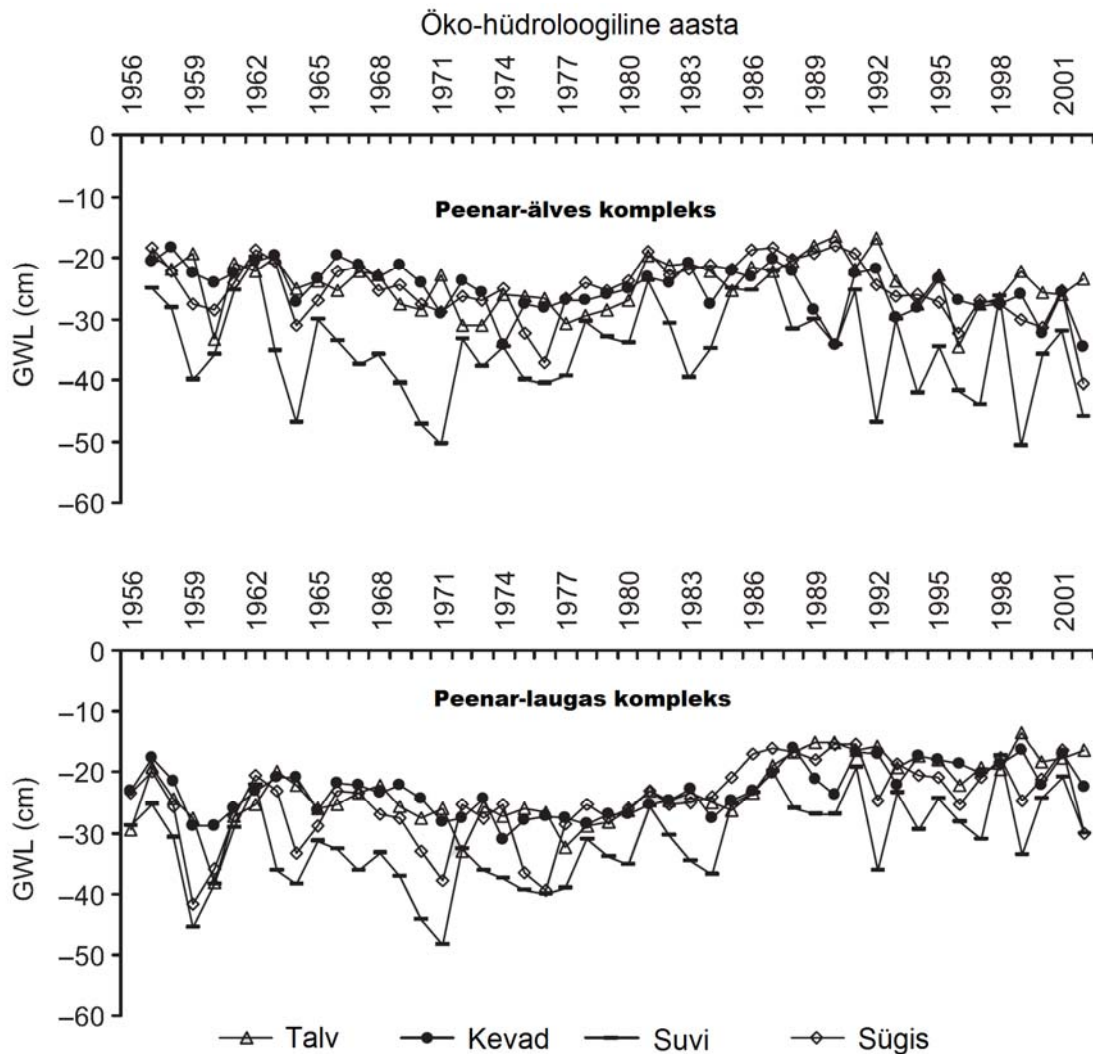
Aastatel 1959-2002 külmus pinnas keskmiselt 16 cm sügavuselt ja lumikatte keskmine paksus oli 14 cm. Nimetatud perioodi jooksul lumikatte keskmine paksus kahanes 5 cm võrra, kuid keskmine külmumissügavus vaid 0,3 cm ja kliima soojenemisest annab tunnistust vaid suurima külmumissügavuse kahanemine 5 cm võrra. Maa külmumine ja lumikatte algus olid ajas suhteliselt muutumatud, keltsa ja lume sulamine nihkusid aga 3-4 nädalat varasemale ajale ja tänapäeval lumikate sulab vähemalt kolm nädalat enne keltsa sulamist.

Kont et al. (2007) näitavad suuri erinevusi erinevate raba komplekside põhjaveetaseme režiimis 47 aasta jooksul. Peenar-laugas kompleksis tõusis sügisene, talvine ja suvine põhjavee tase 11-12 cm ning kevadine 6 cm võrra (joon. 3.5.4). Peenar-älves kompleksis oli põhjaveetaseme trend negatiivne näidates 7-cm langust kevadistes andmetes ja 3-cm langust suvistes ja sügisestes andmetes.

Põhjaveetaseme vastasmärgilised muutused Männikjärve raba keskosa mikrotoopides oli ülalmainitud autoritele üllatav, kuna mingit suvise õhutemperatuuri muutust ei täheldatud. Selle nähtuse üheks seletuseks on uuritud peenar-älves kompleksi paiknemine rabas 1,0-1,5 m peenar-laugas kompleksist kõrgemal, kusjuures viimane võis suviste vihmavalingute ajal toimida pinnavee kogujana. Vaadeldud mikrotoopide erinev kõrgus võib seletada ka põhjaveetaseme tõusu trendi madalamal paiknevas peenar-laugas kompleksis, mis suurenenud talviste sademete ja varasema lume sulamise tõttu küllastus üha enam veega võrreldes kõrgemal paikneva peenar-älves kompleksiga. Veetaseme tõusu trendist Männikjärve raba laugaste piirkonnas annavad tunnistust juba varasemad uuringud (Mets, 1982), mis näitasid laugaste ümbermõõdu kasvu ja rabasaarte kaldajoone vähenemist.

Pikendades Männikjärve rabas täheldatud kliimaatilisi trende tulevikku, eeldavad Kont et al. (2007) arengustsenaariumi, mille käigus peenar-älves kompleks muutub jätkuvalt kuivemaks ja peenar-laugas kompleks märjemaks. Kuna on võimalik puude levimine raba kuivematesse osadesse, võib eeldada evapotranspiratsiooni suurenemist, mis võib viia põhjaveetaseme edasisele langusele. Peenar-laugas kompleksis suurenev vee hulk kas salvestub laienevates madalamates raba osades või valgub rabast välja. Vahelduvate külmumis-sulamisperiodide, kevadise õhutemperatuuri tõusu ja suviste vihmahogude intensiivistumise tingimustes

hakkab rabamassiiv erodeeruma keskosast. Selline asjade käik võib oluliselt muuta raba pinna topograafiat, kus peenar-älves kompleks võib turba lagunemise ja kokkulangemise tõttu vajuda ja kus raba varem kuivimad alad võivad muutuda pinnavee salvestamise aladeks pikendades sel moel rabamaastiku arengu düstroofset faasi. Ehkki sellise düstroofse arengu kiirust on raske ennustada, pole kahtlust, et kliima soojenemine ka üksnes talvel halvendab Eesti rabade seisundit.



**Joon. 3.5.4.** Sesoonsed muutused põhjaveetasemes Männikjärve raba kahes ökotoobis aastatel 1956–2002 (Kont et al., 2007 järgi)

Soome soodes kuivendatuse gradiendis tehtud uurimused (Vávrová, et al., 2008) näitavad, et veetaseme püsiva alanemise järel muutub dramaatiliselt taimestik ja selle tagajärjel varise hulk ja koostis. Ka mikroobikooslused muutuvad, kuid need muutused pole nii suured, kui taimestiku muutused. Varise tüüp mõjutab lagundajate kooslust ja funktsioone.

### 3.5.5.2. Kliima mõju toiteainete liikumisele

Hooajalistel muutustel – lume- ja jääkatte tekkel, kestusel ja sulamisel – on suur mõju märgalade toiteainetarudele ja juurdevoolule ja nendega seotud bioloogilistele protsessidele (kaasa arvatud turba tekkimisele). Hiljutiste uurimuste kohaselt võivad toiteainetarud

turbaalad soojemates ilmastikutingimustes rohkem süsinikku koguda ning toiteainerikkad turbaalad võivad potentsiaalselt olla täiendavad atmosfääri süsiniku allikad (UNFCCC, 2009).

Toiteainete ärakandel boreaalses kliimavöötmes on välja kujunenud selge sesoonsus: varakevadine tipp suurvee ajal, suvine miinimum ja sügisene ärakande suurenemine (Mander & Kull, 1997). Madal temperatuur, paks lumikate (> 20 cm), külmunud pinnas ja väike äravool on peamised tegurid, mis hoiavad toiteainete ärakannet talvel madalal tasemel. Pehmetel talvedel suureneb talvine äravool, väheneb kevadise suurveetipu kõrgus ja suureneb pindmise äravoolu roll paiguti külmunud maapinnal, mis suurendavad lämmastiku ja partikulaarse (osakestega seotud) fosfori kadu (Mander & Kull 1997).

Mosaiikses kaldasoo ribas Porijõe Tatra and Sipe alamvalglate veekaitsevööndis uurisid Kull et al. (2008) toiteainete dünaamikat vaheäravoolus moreenplatoolt jõe sängi. Nad tõid välja järgmised ilmastikutegurid, mis mõjutasid kõige enam toiteainete voogu kalda märgalas: (a) pinnase külmumise kestus, (b) lume sulavee tipp, (c) sooja perioodi sademete jaotus, (d) ühesuguste ilmade püsivus ja kestus, (e) öökülmade ja pinnase külmumis-sulamistsüklike esinemine. Öökülmade algusega suureneb sügisvihmade tähtsus ainete ärakandes, kuna kõrge põhjavee tase intensiivistab denitrifikatsiooni, kuid suurendab ka külmumis-sulamistsüklike käigus vabanenud Ca, Mg, K, N ja P kadusid.

Lühiajalised sügiseseid külmumis-sulamistsüklid intensiivistasid denitrifikatsiooni ja suurendasid NO<sub>2</sub> and N<sub>2</sub>O voogusid kogu märgalal, kuid muutused erinesid taimestikutüübiti. Suurim muutus ilmnes tarnade koosluses. Pajuenamusega alasid iseloomustas lühike kõrge NO<sub>3</sub> tipp. Esimene tugev öökülm põhjustas tugevaima ärakandepulsi ja järgnevate külmumis-sulamistsüklike mõju kahanes kuni maa püsiva külmumiseni talvel. Järgmine ärakande tipp ilmnes kevadel. Üldlämmastik, mille vabanemise mehhanism on keerukas ja sõltub paljudest parameetritest (veetase, redokspotentsiaal, hapniku kontsentratsioon), oli külmumisest vähem mõjutatud.

Silmas pidades trende kliimaatilistes aastaegades võib eeldada, et kliimamuutuse mõjul toiteainevoog kaldasoodes polariseerub sesoonselt ja selles suureneb lühiajaliste ebaregulaarsete ärakandeimpulsside osatähtsus praegusega võrreldes. Peamine toiteainekadu tekib perioodil oktoobrist aprillini ja varud täienevad suvel, mil ärakanne on vee vähesuse tõttu minimaalne. Tugevnev tsüklonaalne tegevus talvel põhjustab sagedasi 1-2-nädalasi sulaperioode, mis tugevalt muudavad pinnase- ja jõevee keemiat ning suurendavad N ja partikulaarse P ärakannet. Talvel saavad valdavaks vara- ja hilistalvised ilmastikutüübid. Kevadel, mil põhjaveetase on maapinna lähedal ja pinnas veega küllastunud, toimub suur toiteainete ärakanne, kuid veerohkuse tõttu on muutused jõevee keemilistes näitajates vähevarieeruvad.

Vihmasel suvel on toiteainete kontsentratsioonid vähemuutuvad, kuid kaod on suured intensiivse vaheäravoolu tõttu. Lämmastiku sidumine taimestiku poolt suureneb samuti nagu ka denitrifikatsioon märgalal ja jõesängis.

Kuival suvel on N<sub>tot</sub>, NO<sub>2</sub>, K ja P<sub>tot</sub> kontsentratsioonid alla keskmise, kuid Mg, Ca, NH<sub>4</sub>, Fe ja Al kontsentratsioonid võivad suurened. Vähene vee äravool väldib toiteainete ärakannet. Kui kuivale suvele järgneb intensiivne vihmaperiood, suurenevad toiteainekaod järsult.

Kull et al. (2008) eristasid pikaajaliste kliimamuutuste ja üksikute (ekstreemsete) ilmastikusündmuste mõju ainete liikumisele märgalal. Kliimaatilised trendid (oluliselt lühem talv ja pikem suvi ning kasvuperiood) ja samaaegselt vähenenud väetamisintensiivsus

põhjustasid kaldasoo veetaseme langust ja oluliselt väiksemat vee äravool õhema lumikatte ja sulaveetipu kahanemise tõttu. Lateraalse lämmastikuvoo suurenemine piirnevate põldudel tõstis pinnasevee pH-d.

Ilmastikusündmustest põhjustasid märgatavaid muutusi toiteainete dünaamikas:

- Sagedased külmumis-sulamistsüklid hilissügisel, talvel ja varakevadel tõstsid  $\text{NH}_4\text{-N}$ ,  $\text{P}_{\text{tot}}$ ,  $\text{PO}_4\text{-P}$ , Ca, Mg ja K kontsentratsioone piesomeetrites mullaagregaatide ning taimekudede lagunemise ning mikroobide lüüsumise tulemusena;
- Põuad ja vihmavalingud põhjustasid intensiivset sulfaatide ärakannet;  $\text{NH}_4\text{-N}$  kontsentratsioonid suurenesid põua ajal ning sellele järgnev vihmavaling kandis ära suurtes kogustes orgaanilist lämmastikku ja  $\text{PO}_4\text{-P}$ ;
- Kestvad (1,5–2 nädalat) sügisvihmad suurendasid mullavee hapniku sisaldust ja võimaldasid vertikaalseid voogusid mulla horisontide vahel. Lahustunud  $\text{O}_2$  kontsentratsioonid on suurimad lume sulamise ajal ja vihmaperioodi järel ning tüüpiliselt madalad suvel jatalvel, kui pinnas on külmunud.

Soo mosaiiksus põhjustas suurt vee kvaliteediparameetrite (eriti redokspotentsiaali ja elektrijuhtivuse) ruumilist muutlikkust, mis ületas nende ajalise muutlikkuse. Kaldasoo suur laigulisus toetab bio-geokeemiliste protsesside suurt mitmekesisust, mis tagab selle ala hea puhverduisvõime. Stabiilse puhverduisvõime tõttu ei ilmnenud pikaajalises lõikes (alates 1989. aastast) suuri muutusi  $\text{N}_{\text{tot}}$  ja  $\text{P}_{\text{tot}}$  ärakandes.

Kull et al (2008) rõhutavad, et kaldamärgalad vajavad oma suure dünaamilisuse tõttu spetsiifilist seiret. Erinevalt muudest lävenditest, kus 1-4 proovivõttu aastas annavad rahuldava tulemuse, on veekaitsepuhvrte seires vaja suurt proovivõtu sagedust, et tabada üksikutest ilmastikusündmustest tekitatud lühiajalisi ärakande tippe.

Männikjärve rabas tehtud uuringud (Ilomets et al., 2004) näitasid, et mitmete kationide kontsentratsioonid kõikusid turbalasuundi sügavamate kihtide pooriveses suures ulatuses. Põuasel aastal olid kõikumised suuremad (näiteks Ca kontsentratsioonil vahemikus 0,1-77 mg  $\text{l}^{-1}$ ) ja need jõudsid ka poorivee ülemistesse kihtidesse. Uurimus näitas, et ilmastik mõjutas raba ainevahetust põhjaveega.

### **3.5.5.3. Kliima mõju kasvuhoonegaaside emissioonile**

Ilometsa (1996) arvates on väga raske ennustada, kuidas reageerib looduslikus seisundis olevate soode süsinikubilanss kliimamuutusele. Siiski on kindel, et nende praegune stabiilne seisund muutub oluliselt, kuna soid peetakse väga tundlikeks veebilansi mõõdukate muutuste suhtes ja pehmed talved kestvate plusskraadidega mõjutavad soode veerežiimi drastiliselt. On ilmne, et kliima mõju looduslikele ja kuivendatud turbaaladele on erinev. Kuivendatud soodes, kus vee pidev väljavool põhjustab niigi suuremat turbaosakeste kadu võrreldes looduslikus seisundis olevate soodega, suureneb seal aereerituse ja temperatuuri tõusu tõttu ka orgaanilise aine mineraliseerumise kiirus. Kui pindmise turbakihi külmumine väheneb, algab õhuhapnikuga kokkupuutuva turba mikrobioloogiline lagunemine sesoonselt varem ja kestab kauem, kui praegustes tingimustes. Selle tagajärjel peaks oluliselt suurenema  $\text{CO}_2$  emissioon. Nagu allpool nähtub, suureneb samades tingimustes ka lahustunud orgaanilise aine ärakanne.

Metanogenees turbaaladel on põhjamaises kliimas, erinevalt lõunapoolsetest laiuskraadidest, äärmiselt tundlik temperatuurimuutustele  $0^\circ\text{C}$  ümbruses. Mikroobid reageerivad ka väga

väikestele temperatuuri muutustele orgaanilise aine lagunemiskiiruse tõusuga, mis võib tõsta KHG-de emissiooni neilt aladelt (Frenzel, 2008).

Üht omapärast temperatuuri tõusuga kaasnevat nähtust rabalaugastes on Männikjärve raba näitel kirjeldanud Karofeld et al. (2008) ja Frenzel et al. (2008). Kui turbalasundi peamisese osas - katotelmis on anaeroobsed lagunemisprotsessid väga aeglased ja stabiilsed, siis rabalaugastes võivad need temperatuuri tõustes oluliselt kiirenedada. Temperatuuri tõustes kuni 15 kraadini hakkavad lagunemisprotsessid lauka põhjas intensiivistuma ning eraldunud lagugaasid (peamiselt metaan) täidavad turbapoorid ja muudavad turba erikaalu väiksemaks kuni lauka põhi või sellest väljarebitud turbatükid tõusevad lauka pinnale, kus märksa kõrgema temperatuuri tõttu võrreldes lauka põhjaga hakkab turvas mineraliseeruma märksa kiiremini ning sellega kaasneb lagugaaside eraldumise suurenemine. 2006. aasta soojal suvel ilmnes selline laukapõhjade üleskerkimine 70% Männikjärve raba umbes 120 laukast. Metanogeneesi, mis temperatuurivahemikus 0-15°C suurenes lineaarselt ja saavutas maksimumi 20 °C juures, suurenes pinnalekerkinud turbablokkides lauka põhjaga võrreldes 80-150%. Selline protsess võib omada olulist rolli nii laugaste arengus kui ka soode süsinikubilansis.

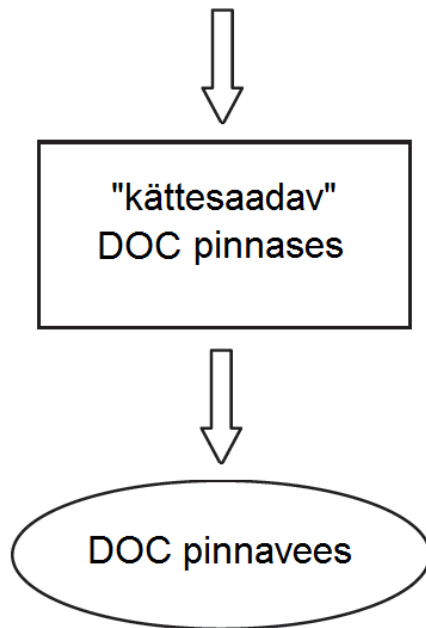
### 3.5.5.5. Kliima mõju DOC lekkele

Veele kollakat või pruuni värvust andvate huumusainete hulk vees on Euroopas ja Põhja-Ameerikas paljudes piirkondades viimastel aastakümnetel drastiliselt kasvanud. Teadaolevalt ei ole huumusainete leket turbaaladelt Eestis spetsiaalselt uuritud, kuid märke nende kontsentratsiooni suurenemisest meie jõgedes ja järvedes leidub (vt. pt. 2.3.1). Selle ainete kompleksi kohta kasutatakse kirjanduses erinevaid rohkem või vähem ülekattuvaid nimetusi nagu *natural organic matter* (NOM), *dissolved organic matter* (DOM), *coloured dissolved organic matter* (CDOC), *dissolved organic carbon* (DOC). Edaspidi on selles lõigus huumusainete puhul kasutatud lühendit DOC. Need ained, mis küll ei ohusta otseselt ei järve elustikku ega inimtervist, on tõsiseks probleemiks joogiveeallikates halvendades vee organoleptilist kvaliteeti ja reostades jaotusvõrku. Kloorimise puhul võivad huumusained moodustada tervisele ohtlikke kloororgaanilisi ühendeid (Nordtest, 2003). DOC kontsentratsioon mõjutab vee värvust ja läbipaistvust ning nende kaudu valgustingimusi järvedes. Olles bakteriaalselt lagundatav, võib DOC vaadelda teatud mõttes toiteaine- ja energiasisendina järvedes ja rannikumeres, mis mõjutab toitumisahela talitlust.

DOC ärakanne turbarikastest valglatest on vahemikus 10 and 300 kg ha<sup>-1</sup> a<sup>-1</sup> (Billett et al., 2004; Laudon et al., 2004; Jonsson et al., 2006) ja kontsentratsiooni suurenemise taga on keerukas tegurite kompleks, mis hõlmab muutusi temperatuuris ja sademetes, maakasutuse muutusi ja sademete happelisuse vähenemist (Jennings et al., 2010).

Kliimategurite mõju DOC tekkele ja vabanemisele on keerukas (joon. 3.5.5) ja sisaldab nii temperatuuri kui niiskuse- ja temperatuurikombiineeritud efekte pinnase orgaanilise aine lagunemisele, lahustumisele ja ärakannele. Ehkki lagunemiskiirus on temperatuurist sõltuv, on kirjanduse andmeil tema temperatuuritundlikkus väga varieeruv. Sageli on täheldatud DOC ärakanne suurenemist põhjamaistelt valglatelt pärast põuast suve, ei ilmne selline seos kõigil valglatel ega kõigil põua aastatel. Suure sagedusega mõõtmised mõnedel Rootsi ja Iiri valglatel näitasid DOC lekke suurt sesoonset ja koguni päevasisest varieeruvust ja keerukat sõltuvust pinnase süsinikuvaru varust, läbipesemise määrast ja hüdroloogilistest liikumisteedest (Jennings et al., 2010).

DOC teke  
orgaanilise  
aine  
lagunemisel



Parameetrid:

- lagunemiskiirus
- temperatuurisõltuvus
- niiskusesõltuvus

DOC välja-  
pesemine  
pinnasest

Parameetrid:

- väljapesemise kiirus
- jagunemise hüdrololoogiliste liikumisteede vahel

**Joon. 3.5.5.** DOC lekke kujunemine kahes astmes (Naden et al., 2010)

Nende kliimategurite mõjud kombineeruvad ka otsese inimõju teguritega DOC ärakandele. Hiljutised uuringud (Evans et al., 2005, 2006) näitavad, et väevli sadenemise vähenemine võib olla üks DOC kasvutrendi põhjusi, kuid arvestades seoste keerukust hoiatavad Roulet & Moore (2006) mistahes üksikteguri rolli absolutiseerimise eest. Skjelkvåle et al. (2005) leiab, et kui DOC muutuste taga oli sademete happelisuse langus, siis peaks DOC muutus lähiaastakümnetel peatuma, kuna sademete happesus on stabiliseerunud. Jennings et al. (2010) näitavad aga veenvalt kliimategurite suurt rolli DOC lekkes ja seda kinnitas ka DOC kontsentratsioonide uuring enam kui 7500 järves kuuel kontinendil (Sobek et al., 2007).

Kokkuvõtlikult leiavad Jennings et al. (2010), et arvestades kliimaatilisi trende, saab kliimategurite mõju DOC lekkele vaid suureneeda. DOC eksport kujutab endast pinnases salvestunud süsiniku vabanemist ja üleminekut aktiivsesse ringesse, mille lõppväljundiks on vabanemine atmosfääri CO<sub>2</sub> või metaanina (Evans et al., 2005). Ennustatav temperatuuri tõus kiirendab pinnase orgaanilise aine lagunemist. Sagenevad suvised põuad muudavad turbaalade põhjaveetaseme ebastabiilseks, ning aeroobsete ja anaeroobsete protsesside vaheldumine põhjavee piirhorisondis soodustab orgaanilise aine lagunemist. Suurenev talvine sademete hulk ja äravool ning külmumis-sulamistsükli vaheldumine soodustavad lahustunud ühendite mobiliseerumist ja ärakannet.

### 3.5.5.6. Muutused rabade taimkattes

Robroek et al. (2007a) poolt tehtud katses kasvatati nelja turbasambla liiki – *Sphagnum magellanicum* (liilakas turbasammal), *S. rubellum* (punane turbasammal), *S. fuscum* (pruun turbasammal) ja *S. imbricatum* – kahe veetaseme (–5 cm ja –15 cm) tingimustes ja kahel temperatuuril (15°C ja 20°C). Kolm esimest liiki on Eestis väga sagedad ja erinevad looduses oma mikrotopograafiliste eelistuste poolest. *S. imbricatum* on praeguseks kaheks liigiks tehtud, millest *S. austinii* (kattuvlehine turbasammal) esineb Eestis üsna harva (<http://et.wikipedia.org/wiki/Turbasammal>). Katse näitas, et veetaseme ja temperatuuri muutused võivad nihutada turbasambla liikide väljakujunenud vahekorda rabas, mis võib

muuta olulisi ökosüsteemi protsesse. Autorid rõhutavad turbasammalde liigilise koosseisu ja liikide vahekorra jälgimise tähtsust, kui eesmärgiks on kliimamuutuse mõju jälgimine rabades.

Katsed Männikjärve rabast pärit pudeva turbasamblaga (*S. cuspidatum* var. *majus*) (Robroek et al., 2007b) näitasid, et selle tüüpilise älveliigi vastupidavus mäntail ja tema ekspansioonivõime älvetest väljapoole sõltuvad vihmahoogude sagedusest ja intensiivsusest. Katse tulemusest järeldati, et sademetemustri muutus võib soodustada mõnede turbasamblaliikide ekspansiooni ja vähendada seeläbi turbasamblakoosluste mitmekesisust.

Kasvuhoonekatsed ühes Lõuna-Rootsi rabas (Breeuwer et al., 2008) näitasid, et kliima soojenemise tingimustes on kaotajaks pooleks älve turbasambla liigid ja eelise saavad lõunapoolsed ning mäntaid asustavad liigid.

Et selgitada, kuidas kliimamuutus ja suurenev lämmastiku depositsioon (Ndep) mõjutavad raba taimkatet, tegi ülalmainitud tööühik mesokosmi katse, mille käigus intaktne taimestik ühest Põhja-Rootsi rabast asustati nelja Kirde-Saksamaa rabasse kasvavad temperatuuri ja Ndep gradiendis. Neli aastat peale ümberasustamist oli kõige soojemas kohas, kus oli ka suurim Ndep, oluliselt suurenenud puhmastaimestiku osakaal ja suurenenud taimekudede N sisaldus. Need muutused viitavad arengusuunale, mille puhul kliimamuutuse tingimustes hakkavad rabades domineerima soontaimed surudes alla turbasammalde kasvu. Katsed näitasid ka, et sademetel ja fosfori kättesaadavusel on oluline roll turbasammalde, puhmastaimede ja kõrreliste konkurentsis. Et CO<sub>2</sub> salvestumiskiirused on suurimad lagerabas, vähendab puhmastaimede ja puude levik neile aladele nende tähtsust süsiniku akumulatsioonina (Juutinen et al., 2010).

### ***Sooe metsastumine***

Rohu-siirdesooe pindala, mis Laasimeri (1965) andmetel oli 1950. aastatel 76 200 ha, koos siirdesoometsadega 151 800 ha, on viimase inventuuri (Paal & Leibak, 2011) kohaselt vähenenud enam kui kahekordselt. Selle peamiseks põhjuseks ei ole mitte turbakaevandamine, vaid avatud rohusiirdesooe metsastumine või metsastamine männi ja kasega. Seega on suur osa rohu-siirdesoodest transformeerunud siirdesoometsadeks või kõdusoometsadeks. Paal & Leibak (2011) väidavad, et enamasti on metsastumine põhjustatud kas otsesest või naabruses toimunud kuivendamisest, kuid osa muutusest võib olla tingitud Põhja-Euroopa kliima mõningasest soojenemisest ja seetõttu jätkub rohu-siirdesooe arvu ja pindala vähenemine tõenäoselt ka tulevikus.

Ka Eesti lage- ja puisrabad metsastuvad tasapisi (Leivits & Leivits, 2009). Selle põhjuseks on komplekselt kliimamuutuse, kuivenduse, põlengute, suureneva lämmastiku sissekande jm. mõju. Seega võib eeldada, et lage- ja puisrabade arv ning pindala tulevikus väheneb, samal ajal rabametsade pindala suureneb.

Läänelaid (1982) oletas, et mändide levik Männikjärve rabas laugastevahelistele peenardele oli tingitud kliima soojenemisest ja mitte muutustest põhjavee taseme režiimis, Linderholm & Leine (2004) aga oletasid, et turbaalade metsastumise trend Euroopas ja Põhja-Ameerikas on ümbritsevate alade kuivendamise kõrval põhjustatud ka suvise õhutemperatuuri tõusust, mis on langetanud rabade veetaset.



Puudel on evapotranspiratsiooni suurendajatena oluline mõju pinnase niiskusele. Üksikute puude tasemel tehtud uuringud näitavad, et puudel võib olla märkimisväärne kuivendav mõju (Bragg, 2002, Fay & Lavoie 2009), mis rabataimestiku tundlikkust arvestades võiks olla suure tähtsusega. Puude kõrvaldamise katsed on andnud aga niiskusrezhiimi muutuste osas vastuolulisi tulemusi (Frankl & Smeidl, 2000). Mahutikatsetes Soosaare rabast pärit taimestikuga, kus selgitati puude mõju turba niiskusrezhiimile (Limpens et al., in prep), jõuti järeldusele, et varases kolonisatsiooni faasis puud muudavad rabakeskkonna kuivemaks. Kui puude kasvades nende võrad liituvad, kompenseerivad puudealusest mikrokliimast tingitud muutused järk-järgult puude kuivendava mõju. Lõpptulemusena veekaod puudega kaetud rabalt vähenevad.

### **3.5.5.6. Kliimamuutuse mõju rabade linnustikule**

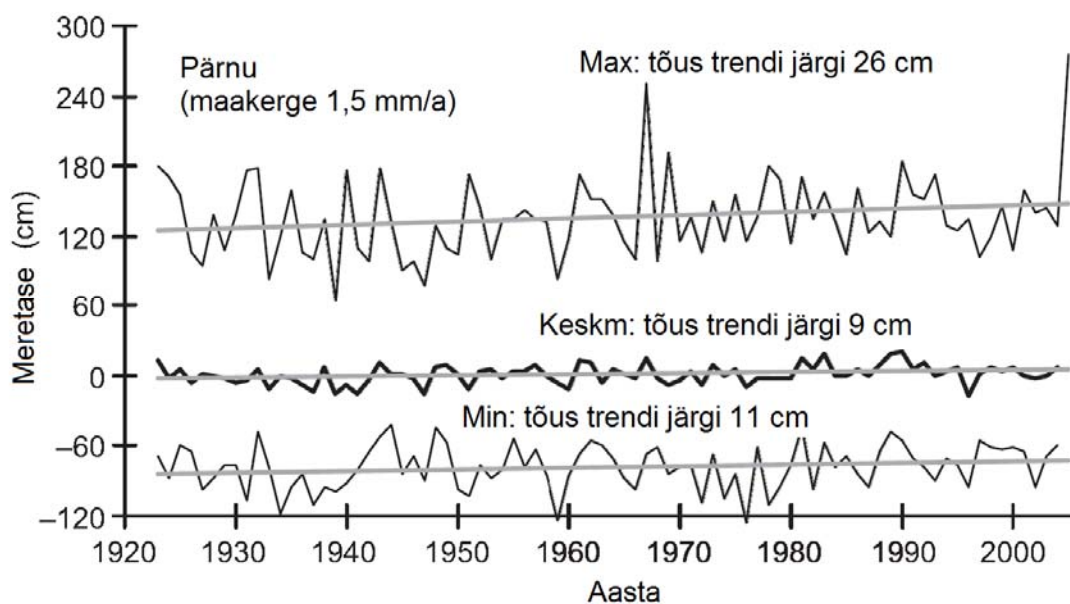
Linnuvaatlused Nigula rabas 40-aasta jooksul (Leivits et al., 2008) näitasid, selget tendentsi lõunapoolse levilaga liikide arvukuse tõusu ja põhjapoolse levilaga liikide arvukuse languse suunas. Märkatavateks muutusteks Eesti rabades viimase 40 aasta jooksul on eutroofseteid elupaiku (rohumaad, madal- ja siirdesood) eelistavate liikide invasioon oligotroofsetesse rabadesse ja puulembeste liikide arvukuse tõus. Teiste sõnadega –lagedat ala eelistavad liigid asenduvad tavaliste metsa- ja võsaliikidega. Aastatel 1968-2007 suurenes oluliselt Nigula rabas pesitsevate linnuliikide arv. Peamiseks lindude arvukust mõjutavaks teguriks on olnud taimestiku struktuuri muutus, kuna männi invasioon varem avatud raba aladele on oluliselt vähendanud avamaastikku eelistavate linnuliikide arvukust.

### **3.5.5.7. Tormisuse muutuste ja veetõusu mõju ranniku märgaladele**

Rannikumärgalad sealhulgas rannikuniidud levivad peamiselt madalatel taanduva rannajoonega aladel, kus litoraali kalle on väike, lained murduvad rannast kaugel ja nende mõju on tühine isegi tugevate tormide ajal. Perioodiline üleujutus mereveega on rannikuniitude taimestiku arengus määrava tähtsusega, kujundades pinnase niiskusrežiimi ja keemiliste elementide jaotust. Rannikuniidu taimkate moodustab tavaliselt selgepiirilisi võõndeid sõltuvalt üleujutuste ulatusest. Laialt levivad hästiarenenud halofiilsed rannikukooslused. Laial lamedal rannikuribal võivad tarnarikkad rannikuniidud ulatuda rannajoonest kaugele. Väga kõrgete veeseisude ajal, mil tüüpilised rannikuniidud on üleujutatud, kannavad tormilained heljuvainet ja mineraalseid setteid kaugele sisemaale. Selliste setete kiht võib kohati olla paks ja hävitada olemasoleva taimestiku ja takistada mullatekke protsesse epilitoraali alal nagu see toimus 2005. aasta jaanuaritormi ajal (Kont et al., 2007).

Eesti rannikuniitude mulla-taimestiku kompleksid on oma arengus läbinud mitmeid staadiume liikudes maakerke tulemusena hüdroliitoraalist epilitoraali. Selle käigus on toimunud pidev taimekoosluste suksessioon. Mõnedes rannikulõikudes moodustunud ajutiselt merega seotuks jäänud madalad laguunid võimaldasid ranniku taimekooslustel levida kaugele sesemaale ja suurendavad veel praegugi rannapiirkonna maastikulist mitmekesisust (Ratas & Ravis, 2003). Meretaseme tõusu korral, mis kestvalt ujutab madalad rannikualad üle, saavad eelise roostikud, mis vahetavad välja varasema rannikuniitude taimestiku.

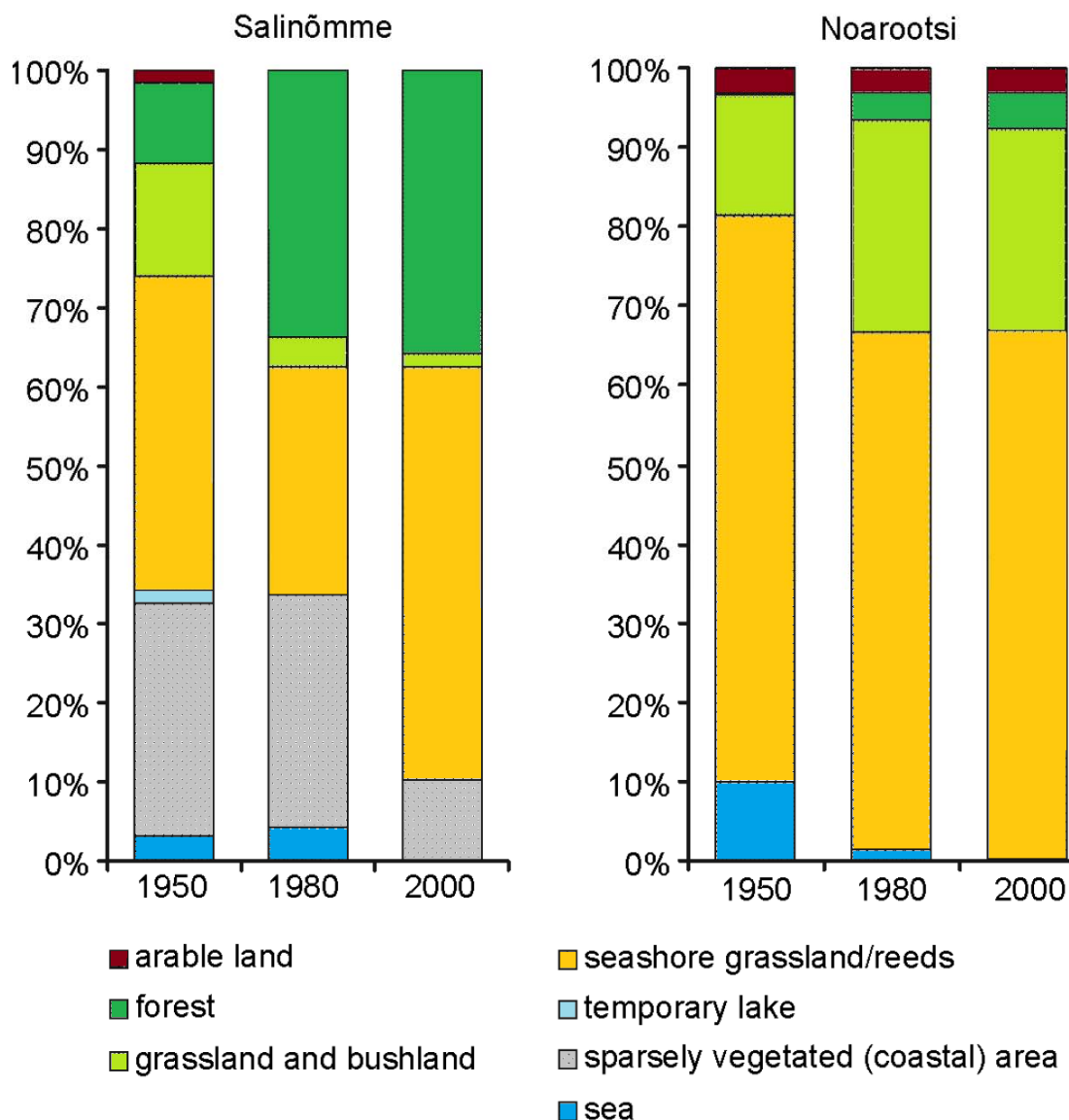
Pärnu meretaseme andmete analüüs (Kont et al., 2007) näitas, et kõige enam on kasvanud aastased maksimumtasemed (joon. 3.5.6). Keskmise meretaseme tõusutrend on kõige enam mõjutatud veeseisudest märtsis ja novembris ning see sesoonsus korreleerub tugevalt NAO indeksi ja tormisusega.



**Joon. 3.5.6.** Pikaajalised muutused aasta madalaimates, keskmistes ja kõrgeimates veetasemetes Pärnus (Kont et al., 2007 järgi)

Seda võib pidada tuulterežiimi muutuse lokaalseks efektiks Pärnu lahes, mis on avatud valdavate tuulte suunas ja kus meretase on tundlik viimasel poolsajandil sagenenud läänekaarte tuulte ja tugevnenud tsüklonaalse tegevuse suhtes (Alexandersson *et al.* 2000, Orviku *et al.* 2003, Sepp *et al.* 2005). Nende trendide jätkumisel võivad nad põhjustada täiendava kuni 10-cm veetaseme tõusu tuulealustel rannikulõikudel (Kont et al., 2007). Kõige enam on tormide tugevnemiset ohustatud Pärnu, Matsalu ja Haapsalu lahed, mis on avatud Läänemere tugevaimatele edela- ja läänetormidele, mis sügiseti ja jäävabadel talvedel põhjustavad peaaegu regulaarseid üleujutusi nende lahtede äärde jäävatel ulatuslikel rannikumärgaladel. Üks viimaseid suuremaid tormipuhanguid oli põhjustatud tsükloni Gudrun poolt 9. jaanuaril 2005, mis tõstis meretaset Pärnus 275 cm võrra ja mujal läänerranniku lahtedes kuni 220 cm võrra. Tormi ajal tungis vesi kuni 5 km kaugusele sisemaale ja põhjustas ulatusliku üleujutuse Matsalu lahe ümbruse märgaladel. Väikeste tuulekiiruste korral on tema vett paisutav efekt väike, kuid see suureneb tuule tugevnedes mittelineaarselt. Suurte tormikahjustuste eelduseks on püsiva jääkatte puudumine. Soojemate talvede tingimustes suureneb seetõttu talviste tormide laastav toime.

Et Eesti rannikuniidud on pärandkooslused, sõltub nende seisund nii looduslikest teguritest kui ka inimtegevusest. Üleujutatavate rannikuniitude majanduslik tähtsus on kahanenud ja viimastel aastakümnetel on neid vaid vähesel määral majandatud. Traditsioonilise kasutusviisi lakkamisel on varasemad taimekooslused asendunud liigivaeste roostikega ja paljude haruldaste ja ohustatud liikide kasvukohad on hävinud (Puurmann and Ratas 1998). Rannikupiirkonna maakattemuutused näitavad põllumajandusmaade pindala pidevat vähenemist viimase 60 aasta jooksul. Varasemad rohumaad on asendunud roostike, põõsastike või metsaga (joon. 3.5.7).



**Joon. 3.5.7.** Maakatte muutused Salinõmmes ja Noarootsis 1956-1996 (Kont et al., 2007 järgi)

Veel 20. sajandi keskel domineerisid nii Salinõmme kui Noarootsi vaatlusaladel suured roostikud ja niidud. Maakerke ja setete akumulatsiooni tulemusena maastus viimase 50 aasta jooksul 3% Salinõmme ja 10% Noarootsi vaatlusalast.

Uuringud Vormsi saare ja Silma looduskaitseala rannikuniitudel (Burnside et al., 2008) näitasid, et sealsed märgala taimeliigid ja -kooslused on väga tundlikud juba mõnesentimeetriste veetaseme muutuste suhtes. Selline suur tundlikkus muutub oluliseks meretaseme tõusu kontekstis. Läänemeri, kus loodete ulatus on väike (reeglina alla 10 cm, Keruss & Sennikovs, 1999), võib olla meretaseme tõusu suhtes eriti tundlik, kuna see tundlikkus on loodete ulatusega pöördvõrdelises seoses (McCarthy et al. 2001). Ehkki meretaseme tõusu Eesti loode-rannikul kompenseerib teatud määral neotektooniline kerge kiirusega 2,8 mm aastas (Kont et al., 1997), on prognoositud meretaseme tõusul (4,8 mm aastas, Parry et al., 2007) tõsised tagajärjed mõningate taimekoosluse tüüpide ja haruldaste liikide säilimisele. Mõnedes piirkondades võib meretaseme tõusust tingitud niiskuse

suurenemine kuivematel aladel soodustada keskmises ajaskaalas pioneerkooslusi. Pikemas ajaskaalas võib meretaseme tõus ohustada ranniku märgalade liike, kui metsad või inimese poolt loodud barjäärid takistavad nende levikut siemaa suunas. See viitab vajadusele kohanduva kaitsekorralduse järele ranniku märgalade kaitse- ja majandamisstrateegiate rakendamisel meretaseme tõusu tingimustes.

#### **3.5.5.8. Kliima mõju ökosüsteemi teenustele**

Kümnekonna aasta eest loodud ökosüsteemi teenuste kontseptsioon (Costanza et al., 1997; Daily, 1997) vaatleb ökosüsteeme lähtudes inimeste heaolust. Selle lähenemise on omaks võtnud ka Ramsari konventsioon. Eesti märgalade poolt pakutavaid ökosüsteemi teenuseid analüüsinud Kimmel (2009) eristab varustavaid, regulatiivseid, kultuurilisi jatoetavaid teenuseid. Turbaalade varustavatest teenustest on tähtsaim turvas, kuid kasutamist leiavad ka marjad, hein, puit ja ravimtaimed. Kuna Ramsari konventsioon lähtub märgalade mõiste laiast käsitlesest, võib varustavate teenustena vaadelda ka joogivett, sisevete ja madala rannikumere kalu ning ravimuda. Regulatiivsetest teenustest on üks tähtsamaid CO<sub>2</sub> akumulatsioon, mille Eesti märgalad tervikuna võttes on praeguseks kahjuks minetanud. Regulatiivsete teenuste alla kuuluvad ka vete loodusliku äravoolu reguleerimine ja reovete puhastamine. Märgalade kultuurilised ökosüsteemi teenused on seotud inimeste hingeliste ja esteetiliste väärtustega ning teadus-haridus ja rekreatsioonivaldkonnaga. Toetavate ökosüsteemi teenuste hulgas on keskne koht bioloogilisel mitmekesisusel.

Kliima mõjust uuringutest märgalade reguleerivatele teenustele (KHGde bilansile, kaitseribade vett puhastavale toimele) oli eespool juttu. Spetsiaalseid analüüse, kus märgalade poolt pakutavaid ökosüsteemi teenuseid oleks vaadeldud kliimamuutuse võtmes, Eestis teadaolevalt tehtud ei ole.

Lõuna-Inglismaa ühel tähtsamal märgalal, Otmoori kaitsealal, läbiviidud uurimus (McInnes et al., 2008) selgitas, kuidas talvise veerohkuse suurenemine mõjub ökosüsteemi teenustele. 1100 ha suurune Otmoori kaitseala hõlmab 4 erineva kasutusrežiimiga võõndit: teadusliku erihuvi ala, linnukaitseala, keskkonnatundlikku ala ja põllumajandusmaid. Rahalises vääringus hinnati kolme ökosüsteemi teenust: (i) vee puhastus ja reovee käitlus, (ii) põllumajandustoodang ja (iii) puhkemajanduslik teenus. Kliimamuutuste stsenaarium, mis nägi ette talvise veerohkuse tõusu ja üleujutuse kestuse pikenemist 14-lt 54 päevani, vähendas kõigi kolme teenuse väärtust. Toidu tootmise, kui kõige olulisema teenuse väärtus kahanes umbes 10% võrra.

#### **3.5.6. Meetmed**

Eestis on ligikaudu 10 000 hektarit turbatootjatest hüljatud jääksoid. Jääksoodel on algne taimestik ja loomastik hävitatud, veetase looduslikuga võrreldes meeter kuni poolteist sügavamal ning väga kõikuv, see mõjutab oluliselt ka ümbruskonna veerežiimi. Kuna jääksoid vähendavad tunduvalt piirkonna looduslikku mitmekesisust ja on väga tuleohtlikud, tundub nii keskkonna kui ka otstarbekuse ja maksumuse seisukohalt kõige õigem luua jääksoides tingimused selleks, et taastuksid soostumis-, seega ka turbatekkeprotsessid (Karofeld, 2006). Jääksoidede taastamiseks vajalikke eeluuringuid on Eestis alles alustatud (näit. Punning & Lode, 2004; Salm et al., 2010). Ülevaate märgaladega seotud projektidest Eestis annab äsjane TLÜ Ökoloogia Instituudi aruanne (Lode et al., 2011).

Üldiselt väheneb turbaalade niiskusrežiimi taastamisel CO<sub>2</sub> emissioon, kuid hapnikuvabades redutseeruvates tingimustes võib vähemalt ajutiselt tugevneda metaani emissioon. Turba taasniisutamine pidurdab ka nitrifikatsiooni, mille tulemuseks on N<sub>2</sub>O emissiooni vähenemine. Leidub näiteid (Strack, 2008), kus taastataval rabal on õnnestunud taasluua turbasambla enamusega taimkate ja pöörata süsinikubilanss taas süsiniku sidumise kasuks.

Salm et al. (2010) annavad ülevaate mõnedest märgalade taastamisprojektidest Eestis. Lavassaares paikneval uurimisalal, alustati energiakultuuri kasvatamise katset: ammendunud turbakaevandusalale külvati päideroogu (*Phalaris arundinacea*). Katse võimaldab hinnata, milline on kasvuhoonegaaside heide juhul, kui enne märgala taastamist kasutatakse turbaalasad energiakultuuride kasvualana.

Teised kaks taastamisala paiknevad Seli ja Ohtu rabas, kus emissioonide mõõtmise kõrval uuritakse Tallinna Ülikooli teadlaste eestvõttel ka koosluse muutusi ajas. Üksiti proovitakse neil aladel veetaseme tõstmise ja turbasammalde külvamise abil taastada märgala kuivenduseelsed tingimused.

Ka Kuresoo raba loodusliku veerežiimi taastamine annab hea võimaluse hinnata kasvuhoonegaaside heide muutusi. Kunagine ligi 70 ha suurune kuivendusobjekt asub soolaama kaguservas. 2007. aastal koostatud taastamiskava järgi hakatakse 2011. aasta alguses Riigi Metsamajandamise Keskuse eestvedamisel ala taastama. Teadmaks, milline on taastamistööde mõju kasvuhoonegaaside heitele, alustati 2008. aasta sügisel mõõtmisi nii Kuresoo kuivendatud kui ka kuivendamata alal.

Suureneva metaanilekke kõrval on turbaalade taasniisutamisega kaasnevaks ohuks sulfaatide redutseerumisega kaasnev fosfori mobiliseerumine, mis oma põhiolemuselt on sarnane fosfori sisekoormuse tekkemehhanismiga anaeroobsetes järve ja jõesetetes. Langetatud põhjaveetasest võib viia raudsulfiidi oksüdeerumise ja sulfaatide moodustumiseni algselt hapnikuvabades pinnase kihtides. Sulfaatide redutseerumisega turbaalade taasniisutamisel võib kaasneda P leke, mis hakkab vastu töötama ühele märgalade taastamise pea-eesmärkidest, so. fosfori hajureostuse vähendamisele. Senised uuringud (Zak et al., 2006; Zak & Gelbrecht, 2007) on näidanud, et taastatavad turbaalad reageerivad erinevalt sulfaatide suurenenud kontsentratsioonile, millega ei pruugi alati kaasneda fosfori mobiliseerumine.

### **Kasutatud kirjandus:**

- Billett, M.F., Palmer, S.M., Hope, D., Deacon, C., Storeton-West, R., Hargreaves, K.J., Flechard, C. & Fowler, D. 2004. Linking land-atmosphere-stream carbon fluxes in a lowland peatland system, *Global Biogeochemical Cycles* 18, GB1024, doi: 10.1029/2003GB002058.
- Bragg, O.M., 2002. Hydrology of peat-forming wetlands in Scotland. *The Science of the Total Environment* 294: 111-129.
- Breeuwer, A., M. M. P. D. Heijmans, B. J. M. Robroek & F. Berendse, 2008. The effect of temperature on growth and competition between *Sphagnum* species. *Oecologia* (2008) 156:155–167.
- Breeuwer, A., M. M. P. D. Heijmans, B. J. M. Robroek & F. Berendse, 2010. Field Simulation of Global Change: Transplanting Northern Bog Mesocosms Southward. *Ecosystems* 13: 712–726.
- Burnside, N.G., C. Joyce, M. Berg & E. Puurmann, 2008. The relationship between microtopography and vegetation in Estonian coastal wetlands: implications for climate

- change. In: Mander, Ü. (ed), Wetlands and climate change: New challenges for wetland research. Publicationes Instituti Geographici Universitatis Tartuensis 106: 19-23.
- Fay, E. & C. Lavoie, 2009. The impact of birch seedlings on evapotranspiration from a mined peatland: an experimental study in southern Quebec, Canada. *Mires and Peat* 5: 1–7.
- Frankl, R. & H. Schmeidl, 2000. Vegetation change in a South German raised bog: Ecosystem engineering by plant species, vegetation switch or ecosystem level feedback mechanisms? *Flora* 195: 267–276.
- Frenzel, P. 2008. Methanogenesis in wetlands: Latitudinal gradients. In: Mander, Ü. (ed), Wetlands and climate change: New challenges for wetland research. Publicationes Instituti Geographici Universitatis Tartuensis 106: 32-33.
- Frenzel, P., E. Karofeld, A. Hahn & Marit Kasemets, 2008. Global warming and peat mineralization: Uplifting bog pool bottoms, methanogenesis, and temperature. In: Mander, Ü. (ed), Wetlands and climate change: New challenges for wetland research. Publicationes Instituti Geographici Universitatis Tartuensis 106: 34-35.
- Ilomets, M. 1996. Temporal changes of Estonian peatlands and carbon balance. In: Punning, M. (ed) Estonia in the system of global climate change. Institute of Ecology. Publication 4/1996, Tallinn: 65-74.
- Ilomets, M. & R. Kallas, 1995. Estonian mires – past, present and future alternatives. – *Gunneria* 70: 117-126.
- Ilomets, M. & R. Pajula, 2004. Loodusdirektiivi I lisasse kantud soolupaigatüüpide hinnangulised pindalad Eestis (käsikiri).
- Ilomets, M., R. Pajula & E. Karofeld, 2004. Temporal changes in pore water chemistry in the peat deposit of a raised bog. In: Päivanen, J. (ed), Proceedings of the 12th International Peat Congress 6-11 VI 2004: Wise USE of Peatlands, Tampere, Finland: 38 - 41.
- Ilomets, M., Animagi, J. & Kallas, R. (1995). Estonian peatlands, a brief review of their development, state, conservation, peat resources and management. ORTWIL, Tallinn. 48 p.
- Jonsson, A., G. Algesten, A.-K. Bergström, K. Bishop, S. Sobek, L.J. Tranvik & M. Jansson, 2006. Integrating aquatic carbon fluxes in a boreal catchment carbon budget, *Journal of Hydrology* 334: 141–150.
- Juutinen, S., J. L. Bubier & T.R. Moore, 2010. Responses of Vegetation and Ecosystem CO<sub>2</sub> Exchange to 9 Years of Nutrient Addition at Mer Bleue Bog. *Ecosystems* 13: 874-887.
- Järvet, A. 2011. 100 aastat soouuringute algusest Toomal. *Eesti Loodus* 2011(9): 6-12.
- Karofeld, E. 2006. Jääksood soodeks tagasi. *Eesti Loodus*, 6, 16-20.
- Karofeld, E., M. Kasemets, R. Szava-Kovats & H. Tõnisson, 2008. Does anticipated warming accelerate bog pool bottom rise, topographic changes and related peat decomposition? In: Farrell, C. & J. Feehan (eds.), Proc. of the 13th International Peat Congress After Wise use – The Future of Peatlands. University College Dublin, International Peat Society, Tullamore, Ireland: 587 - 591.
- Keruss, M. & J. Sennikovs, 1999. Determination of tides in the Gulf of Riga and Baltic Sea. Proceedings of International Scientific Colloquium Modelling of Material Processing. May 28–29 1999, Riga. <http://www.modlab.lv/publications/1999/publ7.htm>
- Kimmel, K. 2009. Ecosystem services of Estonian wetlands. *Dissertationes Geographicae Universitatis Tartuensis* 38. Tartu University Press, Tartu: 162 p.
- Kimmel, K., A. Kull, J.-O. Salm & Ü. Mander, 2010. The status, conservation and sustainable use of Estonian wetlands. *Wetlands Ecology and Management* 18: 375–395.
- KKM, 2010. Lääne-Eesti vesikonna, Ida-Eesti vesikonna ja Koiva vesikonna veemajanduskavad. Kinnitatud Vabariigi Valitsuse 1. aprilli 2010. a. korraldusega nr 118. Keskkonnaministeerium.

- Kont, A., J.-M. Punning, M. Ainsaar, J. Jaagus, A. Järvet, J. Klõsheiko, T. Koff, M. Mandre, H. Roostalu & T. Tamm, 1996. Vulnerability and adaptation to global climate change: the Estonian National Report. A synthesis of results from the U.S. country studies program. Tallinn: 111 pp.
- Kont, A., U. Ratas & E. Puurmann, 1997. Sea-level rise impact on coastal areas of Estonia. *Climate Change* 36: 175-184.
- Kont, A. E. Endjärv, J. Jaagus, E. Lode, K. Orviku, U. Ratas, R. Rivis, Ü. Suursaar & H. Tõnisson, 2007. Impact of climate change on Estonian coastal and inland wetlands — a summary with new results. *Boreal Environment Research*, 12: 653 - 671.
- Krause, P. & S. Hanish, 2007. Prognostic simulation and analysis of the impact of climate change on the hydrological dynamics in Thuringia, Germany. *Hydrology and Earth System Sciences* 4: 4037-4067.
- Kull, Ain, Anne Kull, J. Jaagus, V. Kuusemets & Ü. Mander, 2008. The effects of fluctuating climatic conditions and weather events on nutrient dynamics in a narrow mosaic riparian peatland. *Boreal Environment Research* 13: 243–263.
- Laudon, H., S. Köhler & I. Buffam, 2004. Seasonal dependency in DOC export from seven boreal catchments in northern Sweden, *Aquatic Sciences* 66: 223–230.
- Leivits, M. & A. Leivits, 2009. Use of sequential aerial photography and LiDAR for mapping Scots Pine (*Pinus sylvestris*) encroachment and change detection in bird habitats from 1950 to 2008 in Nigula mire. Proceedings of 33rd International Symposium on Remote Sensing of Environment (ISRSE), May 4-8, 2009, Stresa, Italy: 490 - 492
- Leivits, A., E. Vilbaste, M. Leivits, I. Tammekänd, J. Tammekänd, A. Klein, A. Kuus, E. Leibak & A. Soppe, 2008. Long-term population trends and geographical distribution patterns of breeding birds in Nigula bog: Are there signs of climate change? In: Mander, Ü. (ed), *Wetlands and climate change: New challenges for wetland research*. Publicationes Instituti Geographici Universitatis Tartuensis 106: 55-58.
- Limpens, J., C. Jacobs, M. Holmgren, E. Karofeld, S. van der Zee & F. Berendse (in prep.) Evapotranspiration of peat bog vegetation decreases with tree density.
- Linderholm, H.W. & M. Leine, 2004. An assessment of twentieth century tree-cover changes on a Southern Swedish peatland combining dendrochronology and aerial photograph analysis. *Wetlands* 24: 357-363.
- Lode, E., M. Ilomets, P. Marksoo, U. Ratas & H. Tammik, 2011. Metoodika väljatöötamine ja lähteülesande koostamine ning kooskõlastamine märgalade seisundi hindamiseks ja määramiseks. Koondaruanne. TLÜ Ökoloogia Instituut, Tallinn: 19 pp.
- Läänelaid, A. 1982. Radial increment of bog pines and climatic changes. *Estonian Contributions to the International Biological Programme* 9: 135–147.
- Mander Ü. & Kull A. 1997. Variation of runoff and nutrient fluxes in an agricultural watershed: influence of land use changes and climatic fluctuations. In: Usó J.L., Brebbia C.A. & Power H. (eds.), *Ecosystems and sustainable development. Advances in ecological sciences*, vol. 1. Computational Mechanics Publications, Southampton, Boston, pp. 183–192.
- Martikainen, P.J., H. Nykänen, P. Crill & J. Silvola, 1993. Effect of lowered water table on nitrous oxide fluxes from northern peatlands, *Nature*, 366, 51-53.
- McCarthy, J.J., O.F. Canziani, N.A. Leary, D.J. Dokken & K.S. White, 2001. *Climate change 2001: Impacts, adaptation, and vulnerability*. IPCC, Cambridge University Press.
- McInnes, R.J., M.Crane, H.J.E. Rodda, D.V. Hogan, P.W. Danks & A.I. Field, 2008. Wetland ecosystem services under a climate change scenario. In: Mander, Ü. (ed), *Wetlands and climate change: New challenges for wetland research*. Publicationes Instituti Geographici Universitatis Tartuensis 106: 64-66.

- Meleason, M.A. & J.M. Quinn, 2004. Influence of riparian buffer width on air temperature at Whangapoua Forest, Coromandel Peninsula, New Zealand. *Forest Ecology and Management* 191: 365–371.
- Moore, R.D., D.L. Spittlehouse & A. Story, 2005. Riparian microclimate and stream temperature response to forest harvesting: a review. *Journal of American Water Resources Association* 41: 813–834.
- Nordtest, 2003. Increase in colour and amount of organic matter in surface waters. Position Paper 009. Nordtest, Finland: 12 p.
- Nystrom, K. L. E., 1992. Peat and the greenhouse effect. In: D. Fredriksson (ed) *Proceedings of the 9<sup>th</sup> International Peat Congress*, Uppsala: 266 - 271.
- Oleszczuk, R., K. Regina, L. Szajdak, H. Höper & V. Maryganova, 2008. Impacts of agricultural utilization of peat soils on the greenhouse gas balance. In: M. Strack (ed.) *Peatlands and climate change*. International Peat Society, Jüvaskylä: 70-97.
- Orru, M., M. Shirokova & M. Veldre, 1992. *Eesti turbavarud*. Tallinn, 146 pp.
- Paal, J. & E. Leibak, 2011 (koostajad). *Soode looduskaitseline inventeerimine*. Projekti „Eesti soode inventeerimise lõpuleviimine tagamaks nende bioloogilise mitmekesisuse säilimist“ aruanne. Eestimaa Looduse Fond. Tartu.
- Paavilainen, E. & J. Päivänen, 1995. *Peatland forestry - ecology and principles*, Springer, Berlin, 248 pp.
- Punning, J.-M. & E. Lode, 2004. Häädemeeste vallas Rannametsa-Soometsa looduskaitseala Tolkuse sihtkaitsevööndisse kuuluva Maasika raba ja Tolkuse raba taastumise käivitumiseks vajalike lähte-eelduste analüüs ja teostus. *Lõpparuanne*. Tallinn: 115 lk.
- Ramaswamy, V., Boucher, O., Haigh, J., Hauglustaine, D., Haywood, J., Myhre, G., Nakajima, T., Shi, G. Y. & Solomon, S. 2001. Radiative forcing of climate change. In: Houghton, J. T., Ding, Y., Griggs, D. J., Noguer, M., van der Linden, P. J., Dai, X., Maskell, K., and Johnson, C. A. (eds.), *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, UK: 350–416.
- Regina, K., J. Silvola & P.J. Martikainen, 1999. Short-term effects of changing water table on N<sub>2</sub>O fluxes from peat monoliths from natural and drained boreal peatlands, *Global Change Biology* 5:183-189.
- Robroek, B.J.M., J. Limpens, A. Breeuwer & M.G.C. Schouten, 2007a. Effects of water level and temperature on performance of four Sphagnum mosses. *Plant Ecology* 190: 97–107.
- Robroek, B.J.M., J. Limpens, A. Breeuwer, J. van Ruijven & M.G.C. Schouten (2007b) Precipitation determines the persistence of hollow Sphagnum species on hummocks. *Wetlands* 27: 979-986.
- Rykken, J.J., A.R. Moldenke & D.H. Olson, 2007. Headwater Riparian Forest-Floor Invertebrate Communities Associated with Alternative Forest Management Practices. *Ecological Applications* 17: 1168-1183.
- Salm, J.-O., K. Kimmel, V. Uri & Ü. Mander, 2009. Global warming potential of drained and undrained peatlands in Estonia: A synthesis. *Wetlands* 29: 1081–1092.
- Salm, J.-O., K. Soosaar, M. Maddison, S. Tammik & Ü. Mander, 2010. Kasvuhoonegaasid ja süsinikuaod Eesti soodest. *Eesti Loodus* 2010(9): 14-19.
- Strack, M. (ed.) 2008. *Peatlands and climate change. Summary for policymakers: Wise use of peatlands and climate change*. International Peat Society, Jüvaskylä: 13-23.
- Tomberg, U. 1970. Turba kulumine sookultuuride viljelemisel. – EMMTUI teaduslike tööde kogumik 19. Eesti Maaviljeluse ja Maaparanduse Teadusliku Uurimise Instituut, Saku: 145-151.



- Tomberg, U. 1992. Turba vajumine soode kuivendamisel. Eesti Maaviljeluse ja Maaparanduse Teadusliku Uurimise Instituut, Saku: 1-32.
- Truu, A., H. Kurm & K. Veber, 1964. Eesti NSV sood ja nende põllumajanduslik kasutamine. In: E. Johandi (ed.) Eesti NSV sood. EMMTUI Teaduslike Tööde Kogumik 4: 3-136.
- Truuts, H. & R. Raudjärv, 2009. Koostootmine kui energiasäästu võimalus. Eesti Statistika Kvartalikirj 4/09: 1-46.
- UNFCCC, 2009. Eesti viies kliimarauanne ÜRO kliimamuutuste raamkonventsiooni elluviimise kohta. Eesti: 198 pp.
- Valk, U., 1988. Utilization of peatlands in Estonia: a historical review. In: Proceedings of the 8<sup>th</sup> International Peat Congress, Leningrad: 78-82.
- Vávrová, P., J. Anttila, C. Freeman, H. Fritze, M. Niemi, K. Peltoniemi, T. Penttilä & R. Laiho. How does the carbon cycle respond to persistent water level drawdown in boreal peatland sites along a fen-bog gradient? In: Mander, Ü. (ed), Wetlands and climate change: New challenges for wetland research. Publicationes Instituti Geographici Universitatis Tartuensis 106: 89.
- Viigimäe, H. 1957. Rabade mikrokliima iseärasusi. Eesti NSV Teaduste Akadeemia juures asuva Loodusuurijate Seltsi Aastaraamat 50: 63-84.
- Zak, D. & J. Gelbrecht, 2007. The mobilisation of phosphorus, organic carbon and ammonium in the initial stage of fen rewetting (a cases tudy from NE Germany). Biogeochemistry 85: 141-115.
- Zak, D, M. Hupfer & A. Kleeberg, 2006. Sulphate-mediated phosphorus mobilization in riverine sediments at increasing sulphate concentration, River Spree, NE Germany. Biogeochemistry 80: 109-119.

### 3.6. Kliimamuutuse mõju põhjaveele

#### Põhiseisukohad

- Seoses talve lühenemisega ning sügis-talvise perioodi sademetehulga kasvuga suureneb märgatavalt sademevee infiltratsioon põhjavette, mis oluliselt parandab maapinnalähedase põhjaveekihi toitumist. Sügavamate põhjaveekihtide toitumistingimused muutuvad vähe.
- Keskmise meretaseme tõusu korral suureneb merevee sissetungi oht mageveelistesse põhjaveekihtidesse. Selle ohu täpsemaks hindamiseks on vaja piirkondlike hüdrogeoloogiliste tingimuste ja veevõtu mahtude detailset analüüsi.

#### 3.6.1. Ülevaade Eesti põhjaveest (KKM, 2010)

Põhjavesi on Eesti peamine joogivee allikas. Eesti põhjaveekogumid on määratletud keskkonnaministri 29. detsembri 2009. a määrusega nr 75 lähtudes hüdrogeoloogilistest tingimustest, veevõtu hulgast ja veemajanduskaalutlustest.

Hüdrogeoloogilised tingimused määrab peamiselt aluspõhja eri vanusega liivakivide ja lubjakividega seotud põhjaveekihtide levik kogu Eesti territooriumil. Aluspõhja kivimite veekihtidest määrati veekogumiteks kõik looduslikult mageda veega veekihtide osad, mis on kasutatavad veevarustuses. Tulenevalt aluspõhja kivimikihtide kallakusest lõunasse, esineb alasid, kus levib vaid üks põhjaveekogum, kui ka 5 põhjaveekogumit samaaegselt. Pinnakattes sisalduvatest veekihtidest määrati veekogumiteks suurema tootlikkusega veekihtid, mida kasutatakse või võidakse perspektiivselt kasutada veevarustuses.

Põhjaveekogumid ei sõltu otseselt pinnaveekogudest või maismaa ökosüsteemidest. Põhjavee taseme alandamine põlevkivi kaevandamisel mõjutab pinnaveekogumeid ja maismaa ökosüsteeme Ordoviitsiumi Ida-Viru põlevkivibasseini põhjaveekogumis. Erinevate põhjaveekogumite vesi ei vasta joogivee kvaliteedinõuetele eeskätt liigse raua, ammoniumi ja mangaani loodusliku sisalduse tõttu. See on põhjustatud looduslikult anaeroobsest veekeskonnast. Aastaid on teada olnud mõningate põhjaveekihtide vee kõrgeid raadiumi isotoopide  $^{226}\text{Ra}$  ning  $^{228}\text{Ra}$  sisaldused. Kõrgenenud sisaldusi põhjustavad looduslikud tegurid. Kõrgenenud raadiumisisaldusega põhjavesi levib Kambriumi-Vendi põhjaveekihtis ning on peamiselt seotud loodusliku uraani ja selle radioaktiivse lagunemise produkte sisaldavate kivimite esinemisega kristalses aluskorras.

Kogu Eesti põhjaveevarude kujunemisel on oluline Ida- ja Lääne-Eesti vesikondade veelahkmel paiknev Pandivere kõrgustik, mis on ulatuslikuks põhjavee toitealaks. Pandivere kõrgustiku rohkete karstlehtritega võlvil infiltreerub aastas kuni 300 mm paksune veekiht. Sellest veest väljub kõrgustiku jalamil allikate kaudu jõesängidesse 59%. Pandivere kõrgustiku nõlval ning jalamil avanevate allikate summaarne äravool on ligi 600 000 m<sup>3</sup>/ööpäevas aasta keskmisena ehk 7 m<sup>3</sup>/s. Suve põhikuudel, juunis– juulis, on allikaline äravool umbes 5 m<sup>3</sup>/s, mis teeb sealt lähtuvad jõed Eesti teiste jõgedega võrreldes veerikkamaks. Ülejäänud infiltreerunud vesi, 125 mm ehk 470000 m<sup>3</sup>/ööpäevas aasta keskmisena, läheb sügavate põhjaveekihtide (50–60 m allpool maapinda) toiteks. See vesi väljub maapinnale või võetakse puurkaevudega Põhja- Eesti veevarustuseks kuni 80 km kaugusel. Aastatel 1988 – 2006 oli Pandivere kõrgustiku põhjavee kaitseks moodustatud

Pandivere Riiklik Veekaitseala, mille piirid ühtivad Pandivere põhjavee alamvesikonna piiridega.

Surveteguritest on Eestis põhjaveele olulise mõjuga jääkreostus, põlevkivi-energeetika, põllumajanduslik hajukoormus ja olmeveevõtt (tabel 3.6.1).

**Tabel 3.6.1.** Eesti veemajanduskavades eksperthinnanguna määratud survetegurite olulisus põhjavee seisundile neljapallilises skaalas (- ei ole oluline, + väheoluline, ++ oluline ja +++ väga oluline).

Veemajandusprobleem (inimmõju)	Ida- Eesti VK	Lääne- Eesti VK	Koiva VK	Survetegur
<b>Punktkoormus</b>	+	+	+	Heitvesi (reovesi ja sademevesi)
	+	+	+	Loomakasvatus (eelkõige suured loomakasvatuskompleksid)
	+++	++	-	Jääkreostus, sh korrastamata Maardu tööstusterritoorium ja prügilad, Jäätmemajandus ja reostunud alad, põlevkivi-energeetika
<b>Hajukoormus</b>	++	++	++	Põllumajanduslik hajukoormus
	+	+	+	Kanaliseerimata elanikkond
<b>Veekogude füüsilised muutused</b>	+	+	+	Maaparandus (kuivendus)
<b>Veevõtt</b>	++	++	-	Olmeveevõtt (Tallinn)

### 3.6.2. Kliimamuutuse mõju infiltratsioonile ja põhjavee tasemerežiimile

Kliimamuutuste mõju põhjaveele hinnati Eesti Rahvusliku Kliimamuutuste Uurimisprojekti (Country case study, 1998) käigus kahest aspektist:

- mõju põhjavee tasemerežiimile;
- mõju põhjavee toitumisele, s.t. sademetevee infiltratsioonile põhjavette.

Esimesel juhul analüüsiti põhja-lõunasuunaliselt Eesti erinevates piirkondades esinevate põhjaveekihtide vaatluspuuraukude keskmise veetaseme andmeid ajavahemikust 1961–1990 (joonis 3.6.1). Järgnevalt selgitati põhjaveetaseme ning sademete ja jõgede äravoolu pikajalise muutuse seost. Saadud korrelatsiooni alusel asendati sademete ja äravoolu andmed kliimamuutuste stsenaariumite järgi modelleeritud tulemustega ja nende alusel arvutati põhjavee tasemerežiimi võimalikud muutused (tabel 3.6.2). Temperatuuri muutus on kõigi variantide puhul valitud +4°C, kuid sademete hulka on käsitletud muutuvana: a) sama, mis baasperiodil 1961–1990, suurenemine 20 % võrra ning vähenemine samuti 20 % võrra.



**Joon. 3.6.1.** Veetaseme muutuse uurimisel kasutatud põhjavee vaatluskaevude paiknemine.

**Tabel 3.6.2.** Keskmise mõõdetud veetaseme (m maapinnast) ja modelleeritud keskmise veetaseme muutus vaatluskaevudes.

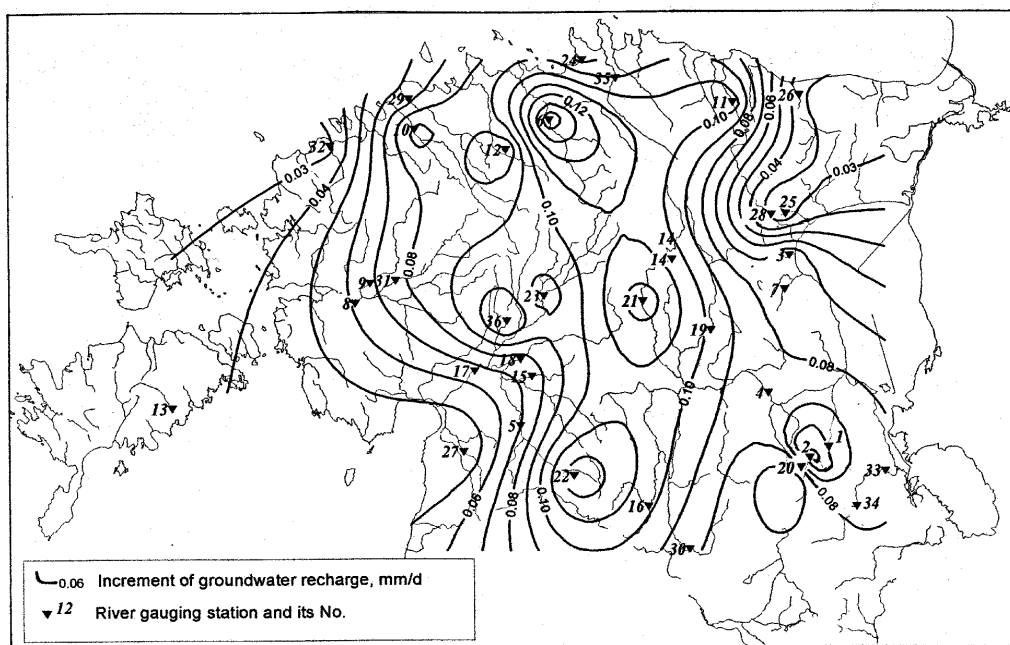
Vaatluskaev	Baas- periood	GISS	T+4°C, P 0 %	T+4°C, P +20 %	T+4°C, P -20 %
VK214 (Väike-Maarja)	-3.08	-2.41	-2.65	-2.51	-2.97
<b>Mod. – Baasperiood</b>	*	<b>+0.67</b>	<b>+0.43</b>	<b>+0.57</b>	<b>+0.11</b>
VK999-C (Tooma)	-16.59	-16.46	-16.65	-15.10	-15.76
<b>Mod. – Baasperiood</b>	*	<b>+0.13</b>	<b>-0.06</b>	<b>+1.49</b>	<b>+0.83</b>
VK1165 (Õisu)	-1.78	-1.64	-1.73	-1.62	-1.87
<b>Mod. - Baasperiood</b>	*	<b>+0.14</b>	<b>+0.05</b>	<b>+0.16</b>	<b>+0.09</b>
VK1207 (Piigaste)	-3.51	-3.32	-3.36	-3.32	-3.76
<b>Mod. - Baasperiood</b>	*	<b>+0.19</b>	<b>+0.15</b>	<b>+0.19</b>	<b>+0.25</b>

Prognoositav põhjavee taseme tõus ei ole suur, kuid see võib põhjustada veerežiimi olulisi muutusi maapinnalähedase veekihi osas. See avaldub selgemini madalatel ja tasase reljeefiga aladel. Külade (talude) madalatel kaevudel baseeruva veevarustuse jaoks on niisugune olukord soodne, sest kaevude kuivaksjäämise oht väheneb. Kuid kevad-suvise kuivaperioodi pikenedamine võib põhjustada omakorda madalates kaevudes veetaseme langust suve kesksaigast allapoole praegust taset maapinnalähedase paese aluspõhja tingimustes, eriti karstialadel.

Aeratsioonivööndi ulatus (mis praegu on valdavalt 1–3 m) võib väheneda kuni 2 korda. Samal ajal kliimamuutustest põhjustatud põhjavee infiltratsiooni muutus ei avaldu sügavamate põhjaveekihtide (alates 90–100 m maapinnast) juures. Madalatel tasastel aladel, eriti soodes võib maapinnalähedase põhjaveekihi tase tõusta aga niipalju, et põhjustab täiendavat soostumist. Põllumajandusmaadest tähendab taoline muutus liigniiskuse suurenemist turvasmuldadel, eriti suve teisel poolel ja sügisel.

Kull et al. (2008) uurisid talvetingimuste mõju vee infiltratsioonile ja lahustunud hapniku (DO) sisaldusele Porijõe valgla Tatra ja Sipe alamvalglates. Talvine lumeveevaru, õhutemperatuur ja külmumis-sulamisperioodide arv määrasid kevadel infiltreeruva vee hulga ja avaldasid mõju põhjavee hapnikusisaldusele. Kevadine temperatuuritõus ja veetaseme langus äravoolu ja evapotranspiratsiooni tagajärjel tõid kaasa lahustunud hapniku kontsentratsiooni languse. Temperatuuri kasvades hapnikutarve kiirenes. Mida varem pinnas sügisel külmus, seda lühemaks jäi periood, mil põhjavesi sai hapnikuga rikastuda. Külmunud pinnasega oli veevahetus takistatud, kuid ka hapnikutarve biogeokeemilistes protsessides oli madala temperatuuri tõttu väike ja DO kontsentratsioon stabiliseerus väärtuste vahemikus 0.01–0.2 mg l<sup>-1</sup>. Pikkade enam kui nädala kestvate sulade puhul võis DO tase pinnavees ajuti tõusta 4–6 milligrammini liitris, kuid DO tase põhjavees muutus vähe, jäädes alla 0.8 mg l<sup>-1</sup>.

Kliimamuutuse mõju põhjaveevarudele on võimalik selgitada peamiselt varude täienemise kaudu. See tähendab sademevee infiltratsiooni määramist sõltuvalt kliimatingimustest (sademed, auramine) ning jõgede äravoolust. Veebilansi põhielementide seostamise tõttu kasutati uuringus neid valglaid, mida jõgede äravoolurežiimi muutuse uurimisel. Kokku uuriti kliimamuutuse mõju põhjavee infiltratsioonile 36 valglal, mis paiknemas Eesti erinevais looduslikes tingimustes. Põhjavee infiltratsiooni arvutused tehti Eesti Geoloogiakeskuses kasutatava arvutusprogrammi MODFLOW abil, mis on välja töötatud USA Rahvuslikus Geoloogiateenistuses. Antud käsitluses oli põhiline tähelepanu suunatud põhjaveevarude loodusliku täienemise (veevahetuse intensiivsuse) hindamisele. Tulemused tabelis 3.6.3 ning joonis 3.6.2. näitavad arvutuslikku infiltratsiooni vastavate kliimamuutuste stsenaariumite järgi. Stsenaariumite nimetused on samad, mis jõgede äravoolu käsitluses.



**Joon. 3.6.2.** Põhjavee infiltratsiooni suurenemine kliimamuutuse mõjul 21. sajandi lõpuks.

**Tabel 3.6.3.** Põhjavee infiltratsiooni intensiivsus erinevate kliimamuutuste stsenaariumite järgi (mm/a).

No.	Valgla	Pindal (km <sup>2</sup> )	Aastane põhjavee infiltratsioon (mm/a)				
			Baasper.	HADmid	HAMmid	HADmax	HAMmax
1	AHJA_025	896	114	137	148	141	158
2	AHJA_062	288	129	168	181	172	193
3	AVIJO005	366	63	81	93	85	103
4	EMAJ043	7842	69	110	98	104	119
5	HALLI005	1884	60	76	85	80	93
6	JÄGAL026	903	88	125	143	131	154
7	KÄÄPA011	266	50	67	77	70	84
8	KASAR017	2641	50	62	73	67	79
9	KASAR041	639	54	68	78	73	86
10	KEILA019	635	76	96	111	103	120
11	KUNDA025	406	161	183	200	189	214
12	LEIVA002	96	54	70	78	73	85
13	LÕVE_004	134	54	58	68	62	74
14	MUSTJ001	36	63	89	102	93	111
15	NAVES015	1008	63	81	90	83	98
16	ÕHNE036	269	95	121	132	124	142
17	PÄRNU026	5154	69	84	93	86	100
18	PÄRNU042	2077	76	91	103	95	111
19	PEDJA046	776	60	82	96	87	105
20	PIIGA009	11	73	85	93	87	100
21	PÕLTS047	1030	158	187	204	193	215
22	PÕÖGL002	42	79	112	126	117	138
23	PRAND005	279	101	109	131	155	122
24	PUDIS003	132	73	87	100	118	94
25	PUNGE013	313	38	41	46	52	43
26	PURTS008	784	48	50	58	68	54
27	REIU0022	334	32	39	46	54	43
28	TAGAJ004	252	25	28	32	39	31
29	VÄÄNA028	209	79	88	103	120	96
30	VEMAJ036	1054	85	101	115	131	108
31	VIGAL024	618	79	93	107	126	101
32	VIHTE002	474	28	32	38	46	36
33	VÖHAN001	1131	69	83	100	120	91
34	VÖHAN057	848	114	130	146	168	138
35	VALGE029	404	117	137	159	185	148
36	VÄNDR007	243	31	41	47	55	45
	Miimum	11	25	28	32	39	31
	Keskmine	958	69	92	96	97	106
	Maksimum	7842	161	187	204	193	215

Kliimamuutuse mõjul suureneb sademetevee infiltratsiooni põhjavee 20–40% võrra (Hamburgi stsenaariumite järgi enamgi), sest lühema ja soojema talve tõttu jääb maapind pikemat aega külmumata. Suurim põhjavee toite suurenemine leiab aset Eesti läänepoolmikul (Kasari, Halliste, Keila jõgikonnad), samuti Põhja-Eestis: Valgejõe ja Jägala jõgikonnad. Põhjavee suuremast infiltratsioonist tingituna suureneb ka põhjavee väljavool jõesängidesse kuni 30–40% võrra, mis ühtlasi suurendab jõgede talvist miinumäravoolu. See tähendab, et maastiku veeringes suureneb põhjaveega seotud vee liikumine.

### 3.6.3. Meretaseme tõusu mõju põhjaveele

Keskmise meretaseme tõusu korral suureneb merevee sissetungi oht mageveelistesse põhjaveekihtidesse (Sterr, 2008). Selle ohu täpsemaks hindamiseks on vaja piirkondlike

hüdrogeoloogiliste tingimuste ja veevõtu mahtude detailset analüüsi (Sterr et al., 2003). Soolase vee sissetungi potentsiaalse ohu põhjustab eestkätt survetaseme langus intensiivse veevõtu aladel. Piirkondade põhjaveevarude arvutuste käigus on soolase vee mõju lähema 20–30 aasta jooksul hinnatud üldreeglina mitteoluliseks (KKM, 2010). Kuigi vahetut ohtu põhjaveekogumitele lähematel aastakümnetel pole, on potentsiaalne oht soolasema vee sissetungiks siiski olemas. Soolsuse suurenemise põhjus võib olla nii põhjaveekogumi allosas (või läätsedena) olev looduslikult soolasem vesi, kohatine vee juurdevool aluskorra lõhedest või alumistest veekihtidest, kui ka merealuste põhjaveekihtide soolasem vesi. Merevee tungimist magedatesse põhjaveehorisontidesse on täheldatud näiteks Lätis (Kartunova, 1996). Lääne-Eesti vesikonnas on need survetegurid ohuks Kambriumi-Vendi põhjaveekogumile (3); Pärnu linnas ja selle lähiümbruses Siluri-Ordoviitsiumi põhjaveekogumis Devoni kihtide all (8.1); Lääne-Eestis mere äärsetel aladel Siluri-Ordoviitsiumi ühendatud (9.1) ja Siluri-Ordoviitsiumi Läänesaarte (7) põhjaveekogumis. Tallinna linnas ja selle lähiümbruses võib soolasem vesi ohustada põhjaveekogumi praegust kvaliteeti intensiivse veevõtu tingimustes.

Ida-Eesti vesikonnas ei ole merevee sissetungi põhjaveekogumitesse täheldatud. Siiski on see võimalik Kambriumi-VendiVoronka (2) ja Kambriumi-Vendi Gdovi (1) põhjaveekogumites Põhja-Eesti rannikuäärsetes veehaardetes. Kui veevõtt toimub kinnitatud põhjaveevarude piires, on sellega välditud põhjavee liigvähendamine. Soolase vee sissetung on surveteguriks Kambriumi-Vendi Gdovi (1) põhjaveekogumis, mille lamamiks olevates aluskorrakivimites leidub kohati soolast vett. Veepideme puudumise korral intensiivse veevõtuga piirkondades võib soolasem vesi ohustada põhjaveekogumi praegust kvaliteeti. Kuna Kambriumi-Vendi Gdovi (1) põhjaveekogumi vee soolsus on suurem kui Kambriumi-Vendi Voronka (2) põhjaveekogumis, võib ka Gdovi põhjavesi avaldada mõju Voronka põhjaveekogumi kvalitatiivsele seisundile olukorras, kus intensiivse veevõtu tõttu on Voronka survepind madalamal kui Gdovi survepind.

### **Kasutatud kirjandus:**

- Country Case Study on Climate Change Impacts and Adaptation Assessments in the Republic of Estonia, Tallinn, 1998, 146 lk.
- Kartunova, L. 1996. Regional Peculiarities of Sea Transgression in Latvia. Abstract for the International EUCC Baltic Workshop "Public-private partnership Building along the Baltic" (Klaipeda, 1996, April 25-28).
- KKM, 2010. Lääne-Eesti vesikonna, Ida-Eesti vesikonna ja Koiva vesikonna veemajanduskavad. Kinnitatud Vabariigi Valitsuse 1. aprilli 2010. a. korraldusega nr 118. Keskkonnaministeerium.
- Sterr, H. 2008. Assessment of Vulnerability and Adaptation to Sea-Level Rise for the Coastal Zone of Germany. *Journal of Coastal Research* 24: 380–393.
- Sterr, H., Klein, R.J.T. & Reese, S., 2003. Climate change and coastal zones: An overview of the state-of-the-art on regional and local vulnerability assessments. In: Giupponi, C. & M. Shechter, (eds.), *Climate Changes in the Mediterranean*. Edward Elgar Publishing, Cheltenham, UK: 245–278.

#### 4. Riikliku seireprogrammi tõhusus eristamaks kliimamuutuse mõju muu inimtegevusega seotud mõjudest vee ökosüsteemidele

##### Põhisõnum:

- Vaidlustamata kliimatiliste tegurite tugevat mõju veeökosüsteemide muutlikkusele, hindab Euroopa Komisjoni juhend kliimamuutuse arvestamiseks veemajanduskavades (CIS, 2009) kliimamuutusest tingitud mõju VRD rakendamise perioodil (so. aastani 2027) nii väikeseks, et see ei osutu üldjuhul muust inimõjust usaldusväärset eristatavaks.
- Mõjude marginaalsusele vaatamata rõhutab juhend vajadust eristada esmaseid surveid, so. kliimategurite otsest mõju, teisestest survetest, mis on tingitud inimtegevuse muutustest muutavas kliimas. Kuna praeguse teadmiste taseme juures sisaldub väga suur määramatus nii kliimaprognosides kui ka looduslike ökosüsteemide reaktsioonides esmastele kliimatilistele surveguritele, oleks käesoleva raporti autorite seisukohalt püüd teiseste survegurite rolli hinnata puhas spekulatsioon.
- Kliimamuutuse mõju eristamist muust inimõjust raskendavad kliimategurite suur muutlikkus ja trendide nõrkus, mõjude kanaliseeritus samadesse toimeahelatesse, ökosüsteemi parameetrite reaktsiooni erinev viiteaeg ja muutuste mittelineaarne iseloom.
- Muust inimõjust eristamise raskustele vaatamata mõjutab kliimamuutus potentsiaalselt veekogude ökoloogilise seisundi hindamist, kuna hindamissüsteemi kaks põhialust – veekogude tüübitunnused ja ökoloogilise seisundi indikaatorid on kliimatundlikud.
- Eestis on veekogude tüübitunnuste valikul välditud paljusid kliimatundlikke parameetreid ja sellest seisukohast võib meil kasutatavaid tüpoloogiaid pidada headeks. Jõgede praegu kehtiv lihtsustatud tüpoloogia ei vasta kuigi hästi biotoopide jaotusele Eesti jõgedes ja tüübitunnuste ebakohasuse tõttu ei ole ka nende muutumisel vooluvete ökoloogilise seisundi määramise seisukohalt olulist tähendust. Kahe tüüpi piirialal paiknevate veekogumite nihkumine kliimamuutuse tulemusena ühest tüübist teise suuremaid probleeme ei tekita, nõuab aga vastavalt muutunud tüübile teistsuguste kvaliteediklassi piiride rakendamist.
- VRD näeb ette bioloogilistel andmetel põhinevate näitajate kasutamist veekogude ökoloogilise seisundi hindamisel ja see on stimuleerinud massiliselt uute indeksite loomist, mille tundlikkus kliimategurite suhtes on teadmata. Kuna kliima mõju selgitamine vee kvaliteedi indeksitele vajab pikaajaliste andmete olemasolu ja spetsiaalset uuringut, võib see jääda pikka aega varjatuks.
- Antropogeense kliimamuutuse ja muu inimõju raske eristatavuse tõttu on üheks praktiliseks lahenduseks loobuda sellesuunalistest jõupingutustest ja eristada veekogude haldamise seisukohalt kaht tüüpi häiringufaktoreid: (i) neid, mis on mõjutatavad kohalike haldusmeetmetega ja (ii) neid, mis ei ole. Viimaste



hulka kuuluks looduslik varieeruvus olgu see tingitud kliimamuutustest või mitte.

- Peamise ja praktiliselt ainsa võimalusena antropogeense kliimamuutusest ja muust inimtegevusest tingitud mõjude eristamiseks veekogudel näeb Euroopa Komisjoni juhend looduslike võrdlusalade seiret, kus definitsiooni kohaselt on inimõju minimaalne. Suure loodusliku varieeruvuse tõttu saab ka nendel aladel kliimamuutuse mõju veenvalt tõestada vaid pikaajaliste (vähemalt 20 a. pikkuste) homogeensete ja piisava sagedusega mõõdetud andmeridade kõrvutamisel meteoroloogiliste andmetega.
- Eestis on kõigi jõe ja järvetüüpide võrdlusalad seirevõrgustikus esindatud. Suurjärvedel, mis on oma tüüpide ainsad esindajad, võrdlusveekogud puuduvad ja võrdlustingimused on määratud teiste meetoditega. Rannikumere kaks võrdlusala on osa kogu Läänemerd hõlmavast võrdlusalade võrgustikust.
- Kliimamuutuse mõju selgitamiseks piisava pikkusega andmeridu on olemas kõigi veekategooriate hüdrooloogiliste ning hüdrokeemiliste näitajate kohta. Veekogude seisundi hindamise seisukohalt oluliste bioloogiliste andmete pikad aegread on olemas rannikumere ja suurjärvede kohta. Väikejärvede seires on igal aastal seiratavaid püsivaatlusjärvi 8 ja neist kuue aegread algavad 1992. aastast. Kõik püsivaatlusjärved kuuluvad võrdlusjärvede hulka. Kõik nimetatud aegread pikenevad seiretööde käigus. Jõgede bioloogilises seires püsivaatlusalad puuduvad ja roteeruva proovivõtu tõttu neist kliima mõju selgitamiseks vajaliku vähemalt 1-aastase sammuga aegridu ei moodustu.
- Kliimamuutuse esmaseks tuvastamiseks soovitab Euroopa Komisjoni juhend uurimuslikult seirata kliimamuutuste suhtes tundlikemaid veekogusid (nn. kliimamuutuse „tulipunkte“). Loodusdirektiivi kõige ohustatumate elupaigatüüpide nimekirja kuuluvad kaks Läänemere mereelupaigatüüpi – karid ja liivamadalad ning rannikelupaikadest rannikulõukad ehk laguunid, jõgede lehtersuudmed, laiad madalad lahed ning liivased ja mudased pagurannad. Loodusdirektiivi olulistest elupaikadest on rannikeveekogumite keemilise seisundi operatiivseiresse haaratud neli ala Lääne-Eesti vesikonnas. Järvedest tuleks Eestis kliimamuutuse „tulipunktideks“ pidada madalaid ja madala troofsusega pehmeveelisi järvi, mida praeguses operatiivseires on samuti neli. Väikese <math><10\text{ km}^2</math> valgla lähtejõed, mida kliimatundlikkuse suhtes võiks pidada tundlikemateks, seireprogrammi ei kuulu ja seirejõgede osas vajaks kliimatundlikkuse aspekt veel uurimist. Samal ajal suurem osa <math><10\text{ km}^2</math> valgla jõelõikudest, kuid üsna palju ka kuni <math>25\text{ km}^2</math> valgla vooluveekogudest jäävad veevaestel aastatel täiesti kuivaks, mistõttu need ei ole veekogude seire objektidena perspektiivsed.
- Lisavõimalusteks kliimamuutuse ja muu inimõju toimete eristamisel oleks (i) hüdrometeoroloogiliste üksiksündmuste ning kontrastse ilmastikuga aastate uurimine, (ii) muutuste koherentsi uuringud omavahel mitteühendatud veekogudes, (iii) andmete detrendimine teadaoleva inimõju või teadaoleva loodusliku varieeruvuse suhtes ning (iv) mitmemõõtmeliste statistiliste meetodite rakendamine. Häid võimalusi suuremal alal sünkroonselt toimuvate muutuste

**jälgimiseks võiks anda kaugseire meetodite rakendamine siseveekogude uuringuis.**

- **Veeseire efektiivsuse tõstmiseks kliimamuutuse mõju selgitamisel tuleks (i) siduda hüdrobioloogilise ja hüdrokeemilise seire tulemusi senisest enam hüdroloogiliste ja meteoroloogiliste näitajatega, (ii) kaardistada potentsiaalsed kliimamuutuse „tulipunktid“ Eestis ja kaasata need seirevõrgustikku, (iii) lülitada jõgede ökoloogilise seisundi seiresse igal aastal seiratavad jõelõigud võrdlusveekogumite hulgast.**

Mitmete kliimast tingitud muutuste sarnasus ja läbipõimumine inimõjust tingitud muutustega (suurenev setetest lähtuv toitainete sisekoormus, planktoni biomassi ja koosluse struktuuri muutused, sagenevad vetikaõitsengud, zooplanktoni ja fütoplanktoni suhtarvu muutused, lahustunud hapniku kontsentratsiooni muutus, kalade suremine) loob olukorra, kus bioloogiline seire viitab veekogu seisundi halvenemisele, selle otseseks põhjuseks võib aga olla kliimamuutus. Kuna need kaks tegurite kompleksi on sageli sünergeetiliselt seotud (kliima mõju avaldub tugevamini seal, kus muud antropogeensed survetegurid on ökosüsteemi olukorda juba pingestanud), on peamiseks väljapääsuks meetmete tõhustamine veekogude kaitsmiseks reostuse, toitainekoormuse, võõrliikide sissetoomise ja geomorfoloogiliste muutuste vastu.

#### **4.1. Kliimamuutuse mõju peamised väljendused ja nende eristamise raskused muust inimõjust**

Kliimamuutuse toimumine on laialdaselt tunnustatud tõsiasi, kuid tema olemusest ja võimalikest tagajärgedest ei ole seni täit ettekujutust. Selle üks põhjus on tulevikustsenaariumide raske ennustatavus. Ennustustes keskendutakse enamasti üldistele suundumustele ja kaugetele stsenaariumitele, mis puudutavad aega väljaspool praegu elavate inimeste eluiga ja tunduvad seetõttu väheolulised. Arvamused lähiaja muutuste ulatuse kohta lähevad kirjanduses lahku. Ülevaateartiklis, mis analüüsib Euroopa sisevete ökoloogilise seisundi seiret (Solimini et al., 2009) hinnatakse kliimamuutusi VRD rakendamise perioodil (so. aastani 2027) piisavalt suureks, et need võiksid ohustada eesmärgiks seatud veekogude hea seisundi saavutamist. Sellele vastupidiselt hindab Euroopa Komisjoni juhend kliimamuutuse arvestamiseks veemajanduskavades (CIS, 2009) kliimast tingitud muutusi nii väikesteks, et need nimetatud perioodil ei ole oluliselt muust inimõjust usaldusväärset eristatavad, kui mõned erandjuhtumid välja arvata.

##### **4.1.1. Kliimategurite suur muutlikkus ja nõrgad trendid**

Peamine põhjus, mis takistab heade lähiajaennustuste tegemist, on kliimamuutuste stohhastilisus ja parameetrite suur varieeruvus. Kliimamuutus on oma olemuselt peamiselt hiiliv muutus, mida katkestavad järjest tihemini toimuvad dramaatilised sündmused (Sigmund, 2006). Kliimamuutusest tingitud hälbed liituvad muu loodusliku varieeruvusega ning parameetrite suure muutlikkuse tõttu on vaja aastakümnete pikkusi andmeridu, et muutust üleüldse usaldusväärset tuvastada ja siiski ei saa tihti täie veendumusega öelda, et tegemist on ühesuunalise muutusega ja mitte pikaajalise perioodilise muutlikkuse ühe faasiga. Kliimamuutusega kohanemise seisukohast ei ole tema „hiilival“ komponendil sageli kuigi suurt tähtsust ja täit tähelepanu nõuavad äärmuslikud ilmastikusündmused nagu tormid, üleujutused ja põuad, mis võivad ohustada inimeste tervist ja kaasa tuua olulist

majanduslikku kahju. Heaks näiteks on siin Läänemere kohta tehtud tuuleaju arvutused (Suursaar & Kullas, 2006), mis näitavad, et tuule keskmise läänekomponendi ennustatud tugevnemine külmal poolaastal 2–3 m/s võrra selle sajandi lõpuks tooks kaasa vaid paarisentimeetrise keskmise veetaseme tõusu Pärnu, Matsalu ja Haapsalu lahes. Samas tõstaks tormituule kiiruse muutus vaid 1 m/s võrra 29-lt 30 meetrini sekundis Pärnu lahe veetaset täiendavalt 25 cm võrra.

Veeökosüsteeme mõjutavad samuti kliimamuutuse mõlemad komponendid. Kuumalained, tormid, tulvad ja väga madalatel veeseisud mõjuvad ökosüsteemidele lühiajalise häiringuna, mille mõju võib süsteemi seisundile olla nii positiivne kui negatiivne. Kui kuumalaine stabiliseerib veesamba ja põhjastab paljudele külmalebestele liikidele tugevat stressi, siis tormi või tulvaveega suurenev vee liikumine töötab stagnatsioonile vastupidises suunas aereerides vett ning suurendades veevahetust järvedes. Läänemeres mõjuvad üksikud tugevad soolase vee sissetungid Taani väinade kaudu kogu ökosüsteemile tervendavalt.

Erandjuhtudel võivad äärmuslikud ilmastikunähud kaasa tuua nii suuri muutusi veekogude režiimis, et toimub ökosüsteemide rohkem või vähem püsiv ümberlülitumine ühest seisundist teise. Nõges et al. (2010) on kirjeldanud, kuidas enam kui 1-meetrine veetaseme tõus Võrtsjärves 1978-79. a. oli selleks päästikuks, mis aitas fütoplanktonis mõjule pääseda kahel uuel suurema varjutaluvusega dominantliigil (vajalik omadus sügavamas vees). Sellele muutusele oli eelnenud tugev eurtofeerumissurve 1970ndate aastate algul, mille tagajärjel oli küll suurenenud fütoplanktoni biomass, kuid liigiline struktuur jäänud suhteliselt muutumatuks. Kuna uued liigid suutsid sama fosforikoguse juures ka suuremat biomassi (st. ka suuremat varju) tekitada, säilitasid nad oma edu ka pärast veetaseme alanemist (vt. joon. 3.2.11).

Tavaliselt on selliste äärmuslike ilmastikusündmuste mõju kõigis seireandmetes hästi tuvastatav ja suur osa kliima mõju ökosüsteemidele käsitlevast kirjandusest analüüsib tegelikult üksikute ilmastikunähtuste või üksikute kontrastsete aastate ilmastiku mõju üksikutele organismidele või organismirühmadele (vt. 4.2.2.1) Ehkki sellised uuringud ei asenda aastakümnete pikkuste aegridade analüüsi, võimaldavad need teatud pilguheitu sellele, kuidas ökosüsteemid kliimaatiliste tegurite muutustele reageerivad ja analüüsida mehhanisme, mille kaudu kliimasignaali elustikuni jõuab.

Tunduvalt raskem on seireandmetest välja tuua keskmiste kliimanäitajate pikaajaliste muutuste mõju ökosüsteemidele, kuna nende näitajate trendid ise on sageli nõrgad ja pikemas ajalõikes võib ka inimõju intensiivsus olla oluliselt muutunud, mis palju otsesemalt ja tugevamini kajastub veeökosüsteemide seisundis varjutades võimalikku nõrka kliima mõju.

#### **4.1.2. Kliimategurid mõjutavad ökosüsteeme muu inimõjuga samu ahelaid pidi**

Nagu veeökosüsteemidele mõjuvate survetegurite ülevaadetest (tabelid 3.1.1, 3.3.3, 3.4.2 ja 3.5.1) nähtub, avaldab inimtegevus veekogudele eelkõige eutrofeerivat mõju punkt- ja hajukoormuse kaudu ja teisel kohal on veekogude füüsilised muutused äravoolu ja veetasemete muutmise läbi. Eutrofeerumine peegeldub veekogude seisundis suurenenud taimse produktsioonina (fütoplanktoni, makrovetikate või suurtaimede vohamisena sõltuvalt veekogu tüübist), mille lagunemine suurendab hapnikutarvet, setete akumulatsiooni ja veekogude mudastumist. Muutused ilmastikus võivad kaasa tuua paljuski sarnaseid muutusi mõjutades ainete liikuvust ja ärakannet valglast või muutes vooluhulki ja veetasemeid. Inimtegevus ja ilmastik võivad anda sarnaseid efekte, kui

1) **ilmastik mõjub inimtegevusega sünergeetiliselt** – näiteks sademeterohke periood süvendab üleväetamisest tingitud toiteainete koormust veekogudele; troofsuse ja veetemperatuuri kasv soodustavad mõlemad sinivetikaõitsengute teket;

2) **ilmastik mõjub inimtegevusega sarnaselt** – näiteks kuiv suvi langetab järvede veetaset ja kutsub esile sarnaseid muutusi veekogu talitluses nagu veetaseme reguleerimine inimese poolt;

3) **ilmastik põhjustab inimtegevusega sarnast efekti, ehkki mehhanism võib olla erinev** – näiteks võib klorofüllisisaldus vees tõusta nii vetikate biomassi suurenemise tõttu eutrofeerumisel kui ka kohastumusliku reaktsioonina huumusainete hulga kasvust halvenenud valgustingimuste suhtes. Viimasel juhul vetikate biomass ei pruugi suurenda (vt. 4.1.4).

#### **4.1.3. Erinevatel ökosüsteemi parameetritel on erinev inerts**

Ökosüsteemide vastus kliimatiliste tegurite muutustele ei ole kohene ja erinevad näitajad ilmutavad väga erinevat reaktsiooniga. Selle nähtuse põhjused algavad hüdroloogilisest viivitusest. Nii näiteks ei pruugi äravool suurenda sünkroonis sademete hulgaga kui pinnas ei ole veega küllastatud või kui sademed on lumena. Sel moel on viivituse pikkus sõltuv valgla varasemast hüdroloogilisest seisundist ja temperatuurist. Ka temperatuuri suhtes on vee ökosüsteemidel pikk „mälu“ vee erakordselt suure soojusmahtuvuse ja sügavamate veekogude termilise kihistumise tõttu. Viimane isoleerib sügavamad kihid ka termiliselt atmosfääri mõjude eest ja säilitab neis kihtides olukorra, mis oli viimase täieliku segunemise ajal. Nii näiteks soojeneb tuulisel kevadel järve kogu veemass ühtlasemalt ja kui viimaks tekibki kihistumine, on põhjalähedase veekihi temperatuur kõrgem, kui tuulevaikse ja sooja kevade järel, mil homotermiline soojenemine võib piirduda vaid mõne päevaga pärast jääminekut. Erinev temperatuur põhjakihis säilib kihistunud perioodi lõpuni ja mõjutab settes toimuvaid mikrobioloogilisi protsesse, setete hapnikutarvet ja toiteainete vabanemist kogu suve jooksul.

Bioloogilistele süsteemidele omase elastsuse tõttu võib nende reaktsioon toimunud muutustele olla pika viivitusega, eriti kui muutus on aeglane, mis annab süsteemile võimaluse kohaneda. Kiirema muutuse või tugeva välise häiringu (ka meteoroloogilise) korral võib bioloogilise süsteemi elastsus katkeda ja süsteem minna üle uude tasakaaluseisundisse. Tavaliselt reageerivad muutustele esmalt bioloogilise süsteemi kvantitatiivsed parameetrid ja alles pikemaajalise mõju korral võivad toimuda olulised muutused süsteemi struktuuris. Selle headeks näideteks on eelpoolkirjeldatud muutused Võrtsjärves 1970ndatel aastatel ja samal perioodil ilmnenud vastuolu fütoplanktoni hulga ja ökoloogilise seisundi indeksite dünaamikate vahel Eesti järvedes (Ott & Kõiv, 1999). Suurimad hulga näitajate väärtused olid 1970ndatel, aga ökoloogilise seisundi indeksid näitasid halvimat seisut 1980ndatel. See nihe on seletatav asjaoluga, et fütoplanktoni hulk sõltub otseselt vee abiootilistest tingimustest, nagu näiteks toitesoolade ja orgaanilise aine kogustest, mis pikaajalise hälbe korral mõjutavad liikide konkurentsiedukust ja lõppkokkuvõttes realiseeruvad liigilise koosseisu ümberkorraldustes. Seepärast ilmsidki liigilisel koosseisul põhinevate ökoloogilise seisundi indeksite suurimad väärtused just 1980ndatel.

#### 4.1.4. Veekogude tüübitunnused ja ökoloogilise seisundi indikaatorid on kliimatundlikud

Veepoliitika Raamdirektiiv sätestab, et veekogude ökoloogilise seisundi hindamine peab toimuma veekogude kategooriate ja tüüpide kaupa. **Kliima võimalikku mõju veekogude tüüpidele** ega seisundi indikaatoritele VRD ei käsitle, kuna selle dokumendi vastuvõtmisel ei olnud kliimamuutuse temaatika veel tänapäevast akuutsust saavutanud. Nagu näitas läbiviidud analüüs (Nõges et. al., 2007), on VRD poolt väljapakutud tüpoloogiaskeem A kliimamuutuste suhtes üsna tundetu ja vaid rannikuvee soolsus võib muutuda sedavõrd, et mõned veekogumid võivad oma tüüpi muuta (Tabel 4.1). Paindlik tüpoloogiaskeem B, mis sisaldab nii kohustuslikke kui fakultatiivseid tunnuseid, loetleb fakultatiivsete tunnuste all tervet rida kliima suhtes väga tundlikke näitajaid, nagu jõe vooluenergia, keskmine jõepinna laius, vee viibeaeg järvedes ning suletud lahtedes, järvede veepinna kõikumise ulatus ja segunemistingimused ning hoovuste kiirus ja segunemistingimused rannikumeres. Mõningad soovitatud fakultatiivsed tüübitunnused, nagu keskmine õhutemperatuur ja selle kõikumise ulatus, veetemperatuuri kõikumise ulatus ja sademed, kuuluvad aga otseselt kliimaatiliste näitajate hulka.

Eestis, kus **jõgede puhul** kasutatakse süsteemi A poolt kinnitatud tüübitunnuseid, järvede ja rannikuvee puhul aga B süsteemi, on tüübitunnuste valikul kas juhuslikult või ettenägelikult välditud paljusid kliimatundlikke parameetreid. Jõgede tüpoloogia põhineb valgla suurusel ja geoloogilistel tunnustel, mida peegeldab vee permanganaatne hapnikutarve. Niinimetatud 'orgaanilist' valglatüüpi iseloomustab pruunikas vesi ja PHT 90% tõenäosusega väärtus üle 25 mgO/l. Kui kliimamuutuse tulemusena huumusainete sisaldus meie pinnaveses peaks muutuma, on võimalik nimetatud piiri lähedal paiknevate vooluveekogumite nihkumine ühest tüübist teise, mis suuremaid probleeme ei tekita, nõuab aga vastavalt muutunud tüübile teistsuguste kvaliteediklassi piiride rakendamist. Jõgede praegu kehtiv lihtsustatud tüpoloogia ei vasta kuigi hästi biotoopide jaotusele Eesti jõgedes ja tagab vaid vormiliselt VRD nõuete täitmise. Praegu kehtiv PHT kriteerium on elustiku seisukohalt indiferentne ja olulisem tunnus oleks vee karedus. Jõgede seisundi hindamisel kasutatava põhjaelustiku seisukohalt on määrava tähtsusega, kas jõesängi põhi on kivise või pehme settega, fütoplanktoni seisukohalt aga see, kas jõel ülesvoolu on järvi või mitte. Kalastikku ei saa hinnangutes kasutada ajutise vooluga (väikese valgla) jõgedes, kus kalad enamasti puuduvad või esinevad seal lühiajaliselt suurvee ajal. Tüübitunnuste ebakohasuse tõttu ei ole ka nende muutumisel vooluvete ökoloogilise seisundi määramise seisukohalt olulist tähendust. **Järvede puhul** on loobutud VRD poolt pakutud sügavusskaalast ja sügavaid ning madalaid järvi eristatakse püsiva termilise kihistuse olemasolu või puudumise alusel. Nagu järvede peatükist nähtub, tugevneb temperatuuri tõustes kihistumise stabiilsus ja mõningad 'madalad' järved võivad kvalifitseeruda tulevikus 'sügavateks'. Ka **rannikumeres** eristab sesoone termilise kihistumise puudumine või olemasolu rannikuvee tüüpe V (Väinameri) ja VI (Liivi laht). Kui tulevikus peaks Väinameri hakkama ilmutama sesoone kihistumise märke, tuleks kaaluda täiendavate tüübitunnuste rakendamist nende veekogumite eristamiseks, sest vastasel korral tuleb mõlema tüübi puhul rakendada ühiseid kvaliteediklasside piire, mis praegu on oluliselt erinevad. Et vähendada veekogude arvu, mis jäävad kahe tüübi piirile ja võivad sõltuvalt tingimustest langeda kas ühte või teise tüüpi, on soovitatav tüpoloogia loomisel võimalikult palju arvestada looduses esinevaid loomulikke tunnuste grupeeringuid, mida saab välja selgitada klasteranalüüsi või muude ordineerimistehnikate abil.

**Tabel 4.1.** VRD veekogude tüpoloogias kasutatavad füüsilised ja keemilised tegurid, mis määravad veekogumi tunnused ning sellest tulenevalt elustiku struktuuri ja koosseisu. Tärnidega on tähistatud kliimatundlikud tunnused vastavalt autorite eksperthinnangule: \* - vähene kliimatundlikkus, \*\* - suur kliimatundlikkus. Allajoonitud tunnused on kasutusel Eesti VRD tüpoloogias

	Jõesed	Järved	Rannikumeri
<i>Süsteem A</i>			
Kinnitatud liigitus	<p>Liigitus vastavalt geograafilisele kõrgusele kõrge &gt;800 m keskmine 200–800 m madalik &lt;200 m</p> <p><u>Liigitus vastavalt valgla pindalale</u> väike 10–100 km<sup>2</sup> keskmine &gt;100–1000 km<sup>2</sup> suur &gt;1000–10.000 km<sup>2</sup> väga suur &gt;10.000 km<sup>2</sup></p> <p><u>Geoloogia</u> lubjarikas ränirikas orgaaniline</p>	<p>Liigitus vastavalt kõrgusele kõrge &gt;800 m keskmine 200–800 m madalik &lt;200 m</p> <p>Liigitus keskmine sügavuse alusel, aluseks madal &lt;3 m keskmine 3–15 m sügav &gt;15 m</p> <p>Liigitus pindala alusel väike 0,5–1 km<sup>2</sup> keskmine 1–10 km<sup>2</sup> suur 10–100 km<sup>2</sup> väga suur &gt;100 km<sup>2</sup></p> <p>Geoloogia lubjarikas orgaaniline</p>	<p><u>Aasta keskmise soolsuse põhjal*</u> &lt;0,5‰ magevesi 0,5–&lt;5‰ oligohaliinne 5–&lt;18‰ mesohaliinne 18–&lt;30‰ polühaliinne 30–&lt;40‰ euhaliinne</p> <p><u>Keskmine sügavuse põhjal</u> madal &lt;30 m keskmine 30–200 m sügav &gt;200 m</p>
<i>Süsteem B</i>			
Kohustuslikud tegurid	<p>geograafiline kõrgus geograafiline laius geograafiline pikkus <u>geoloogia</u> <u>suurus</u></p>	<p>geograafiline kõrgus geograafiline laius geograafiline pikkus <u>sügavus*</u> <u>geoloogia</u> <u>suurus</u></p>	<p>geograafiline laius geograafiline pikkus loodete ulatus <u>soolsus*</u></p>
Fakultatiivsed tegurid	<p>kaugus jõelähtest vooluenergia (sõltuv vooluhulgast ja langust)* keskmine veepinna laius* keskmine veesügavus* keskmine veepinna lang jõe põhisängi kuju ja iseloomustus jõe vooluhulga kategooria* jõeoru kuju tahkete osakeste äraanne põhjasetete keskmine koostis kloriidid õhutemperatuuri kõikumis-ulatus** keskmine õhutemperatuur** sademed**</p>	<p>keskmine sügavus* järve kuju vee viibeaeg** keskmine õhutemperatuur õhutemperatuuri kõikumis-ulatus** <u>segunemistingimused</u> (näiteks monomiktne, dimiktne, polümiktne)* <u>üldaluselisus</u> toitainesisalduse foon põhjasetete koostis veetaseme kõikumine**</p>	<p>hoovuse kiirus* <u>avatus lainetusele</u> keskmine veetemperatuur** <u>segunemistingimused**</u> hägusus vee viibeaeg (suletud lahtedes)** põhjasetete keskmine koostis veetemperatuuri kõikumis-ulatus**</p>

Tunduvalt tõsisem probleem, kui mõne veekogumi nihkumine ühest tüübist teise, on **kliima mõju veekogude ökoseisundi hindamise parameetritele**. VRD näeb ette bioloogilistel

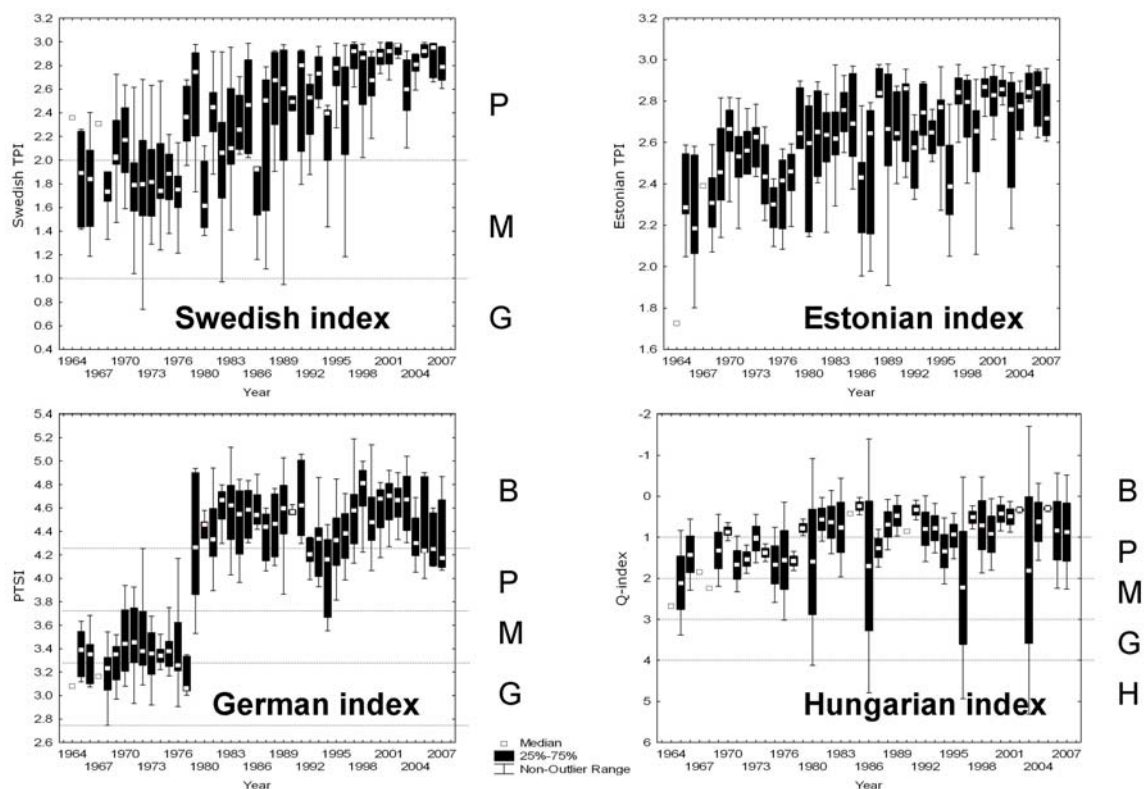
andmetel põhinevate näitajate kasutamist veekogude ökoloogilise seisundi hindamisel ja see on stimuleerinud massiliselt uute indeksite loomist (vt. ülevaadet Nõges et al., 2009), mille tundlikkus kliimategurite suhtes on teadmata. Kuna kliima mõju selgitamine vee kvaliteedi indeksitele vajab pikaajaliste andmete olemasolu ja spetsiaalset uuringut, võib see jääda pikka aega varjatuks. Euroopa Komisjoni juhendis veemajanduskavade koostamiseks kliimamuutuste tingimustes (CIS, 2009) ei eeldata, et VRD rakendamise perioodil (st. aastani 2027) oleks kliima signaal veekogude seisundi hindamisel kasutatavad parameetrites usaldusväärset eristatav muust inimõjust, kui üksikud erandjuhtumid välja arvata. Siiski on viimastel aastatel ilmnunud mõned näited Eesti riiklikus seires kasutatavate näitajate kliimatundlikkuse kohta on (Nõges et al., 2010; Tuvikene et al., 2010; Lauringson et al., 2011).

**Näide 1.** Lauringson et al. 2011 uurisid oma töös erinevate tegurite mõju zoobentose koosluse indeksile (ZKI) ja näitasid, et eutrofeerumisel ja kliimaatilistel teguritel oli üsna võrdne mõju (vt. lähemalt 3.1.6.4.). Nende mõju raske eristatavuse tõttu, mida ähmastab veelgi täiendav sõltuvus merepõhja geomorfoloogilistest iseärasustest, soovitasid autorid loobuda sellesuunalistest jõupingutustest ja eristada veekogude haldamise seisukohalt kaht tüüpi häiringufaktoreid: (i) neid, mis on mõjutatavad kohalike haldusmeetmetega ja (ii) neid mis ei ole. Viimaste hulka kuuluks looduslik varieeruvus olgu see tingitud kliimamuutustest või mitte.

**Näide 2.** Võrtsjärve, kui Eesti parimini uuritud järve seisundi hindamisel fütoplanktoni alusel lähtudes VRD põhimõtetest tekivad vastuolud, mis on tingitud sellest, et fütoplankton reageerib toiteainekoormuse muutustele mittelineaarselt ja praegusel troofsustasemel kontrollib fütoplanktoni arengut rohkem veetase, kui väikesed muutused toiteainete väliskoormustes. Adekvaatse hindamisskaala tegemist raskendavad järgmised asjaolud:

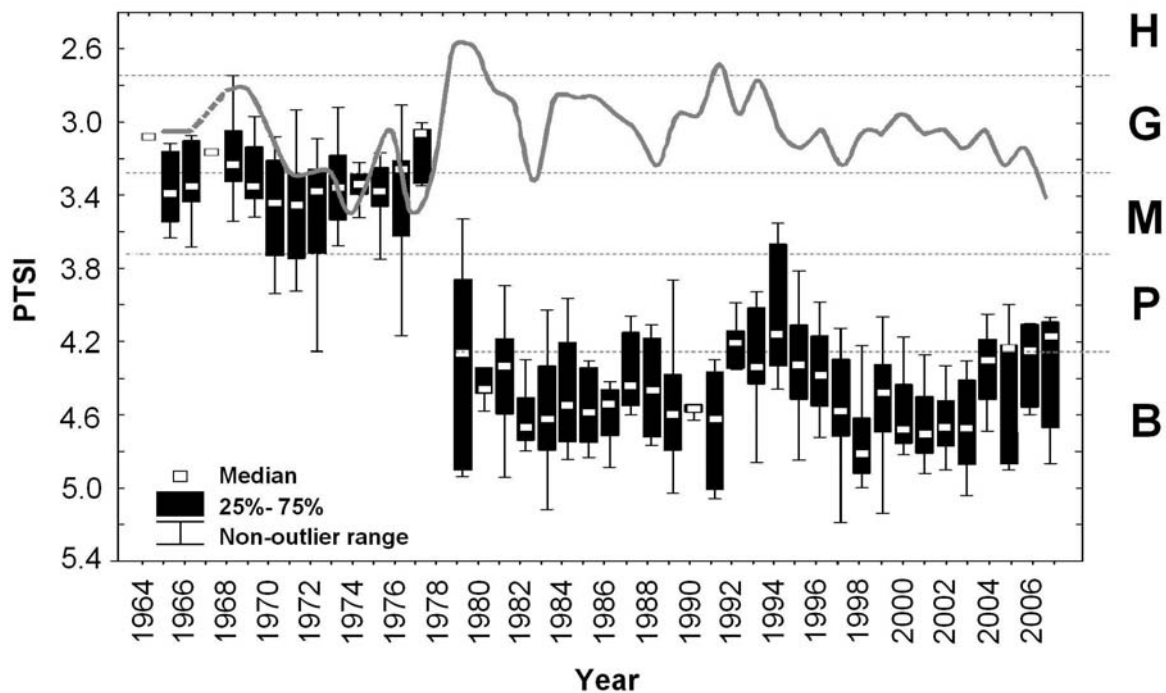
1. Looduslikel põhjustel muutuv veetase on Võrtsjärves suurim ökoloogiliste tingimuste varieeruvust põhjustav tegur, mille mõju fütoplanktonile avaldub kolme põhilise elutingimuse – valguse, fosfori ja lämmastiku kättesaadavuse muutuste kaudu. Äärmuslikud veetasemed, nii kõrg kui madalseisud, on looduslikuks häiringuks, mis koos inimsurve teguritega võivad põhjustada elastsuse ületamist ja süsteemihikke. Nii oli see 1978-79. aastate veetõusu ajal, mil hakkasid domineerima kaks uut liiki perekonnast *Limnothrix*. Olulisi muutusi põhjustas ka 1995-96 madal veeseis (Nõges & Nõges, 1999), kuid need olid elastsuse piires ega jäänud püsima.
2. Suurte toiteainekoormuste perioodil 1970ndatel aastatel oli järve fütoplankton tunduvalt liigirikkam ja kõrget troofsust näitavate liikide osakaal tunduvalt väiksem kui sellele järgneval perioodil, mil toiteainekoormus on oluliselt langenud (eriti märgatav langus toimus 1990ndatel). Selline olukord teeb võimatuks nn. mõju-efekt graafiku koostamise, mis peaks olema hindamisskaalade aluseks.
3. Olemasoleva fütoplanktoni aegrea (1964-2008) põhjal arvatud liigilisest koosseisust lähtuvad troofsusindeksid (Saksa PTSI, Rootsi ja Eesti TPI ning Ungari Q-indeks) näitavad Võrtsjärve troofsustasemes selget tõusutrendi, st. ökoloogilise seisundi halvenemist (joon. 4.1), kuigi toiteainekoormused näitavad kahanemistrendi (joon. 3.2.11) ja traditsiooniliste troofsusnäitajate, nagu üldfosfor, üldlämmastik, vee läbipaistvus ja klorofüll a põhjal koostatud koondindeks püsib valdavalt 'hea' klassi piires (joon. 4.2).
4. Looduslikes võrdlustingimustes (kui nendeks pidada aastatel 1911-13 registreeritud seisundit) iseloomustas järve igasuvine sinivetikaõitseng (Mühlen & Schneider, 1920), mille peamiseks põhjustajaks oli *Anabaena lemmermanni*. Hilisema suurenenud toiteainekoormuse tingimustes need õitsengud vaibusid.

Ülaltoodust järeldub, et hindamissüsteem, mis üritab kasutada fütoplanktoni näitajate ja toitainete vahelisi seoseid (kasutada fütoplanktonit kui toitainete taseme surrogaati, (näit. Nõges & Nõges, 2006), ei saa põhimõtteliselt anda häid tulemusi, kuna kõrge koormuse ajal olid planktoni näitajad veel suhteliselt head ega ole madala koormuse tingimustes paranenud. Võrtsjärve näide sunnib kahtlema mitmete üsna levinud seisukohtade paikapidavuses, näiteks selles, et fütoplanktoni liigiline koosseis peegeldab tundlikult toitainetes toimunud muutusi (Murphy et al., 2002) või et madalate järvede ökosüsteem reageerib kiiresti rakendatud parendusmeetmetele. Võrtsjärve näide tuleks liigitada teiste samasuguste näidete hulka, kus väliskoormuse vähendamine pole veel toonud oodatud tulemust. Seda võib olla VRD rakendamise eest vastutavatel ametkondadel raske omaks võtta, kuid küsimus on, kas me tahame hindamismeetodit, mis mõõdab meetmeid (koormuse vähenemist) või ökosüsteemi seisundit. VRD on selles suhtes selgel seisukohal, et kui keemiline ja bioloogiline hinnang annavad erineva tulemuse, hinnatakse veekogu seisund selle järgi, kumb näitab halvemat seisundit. Et fütoplanktoni liigilisel struktuuril põhinevad, kuid erinevatel põhimõtetel ülesehitatud indeksid näitavad Võrtsjärvel rakendatuna ühesugust üldist halvenemise trendi, võib öelda, et nende indeksite poolt näidatav muutus ökoloogilises seisundis on objektiivne. Selleks, et pöörata see tendents paranemise suunas, on ilmselt vaja veelgi vähendada järve välist toitainekoormust.



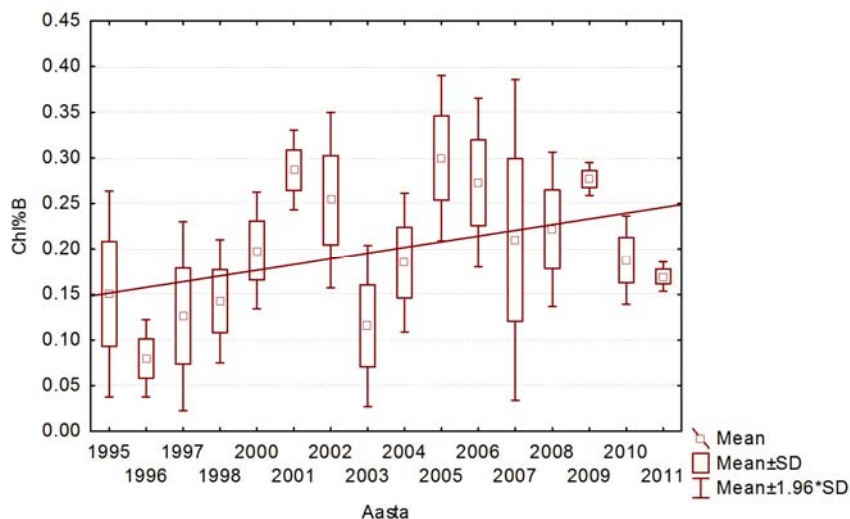
**Joon. 4.1.** Mõningate fütoplanktoni liigilisel koosseisul põhinevate ökoloogilise seisundi indeksite pikaajaline dünaamika Võrtsjärves. Tähtedega on tähistatud klassid H – väga hea, G – hea, M – kesine, P – halb ja B – väga halb. Ükski indeks ei olnud kohandatud Võrtsjärve jaoks, mistõttu kvaliteediklassidel on vaid suhteline tähendus.





**Joon. 4.2.** Pikaajalised muutused traditsioonilistel troofsusnäitajatel (TP, TN, Chl, Secchi) põhinevas seisundiindeksis (hall joon, veetaseme mõju detrenditud) ja fütoplanktoni liigilisel koosseisul põhinevas PTSI indeksis (karp-vurrud diagramm) Võrtsjärves.

**Näide 3.** Klorofüllü kontsentratsiooni tundlikkus vee tumenemise suhtes. Klorofüllü kontsentratsiooni peetakse üheks standardseimaks veekogude seisundi näitajaks, mistõttu ta on fütoplanktoni hulga näitajana laialdaselt kasutatav seirenäitaja (Solimini et al., 2008). Võrtsjärve pikas aegreas ilmnevad Chl a kontsentratsioonides tõusutrendid vegetatsiooniperioodi kõigil kuudel. Kuna vetikate biomass aga ei ole suurenenud, on tegu klorofüllü rakusisese kontsentratsiooni kasvuga. Alates 1995. aastast on klorofüllü protsent juuli- ja augustikuisel biomassis kasvanud 0,15%-lt 0,25%-ni (joon. 4.3) ehk peaaegu kahekordistunud. Klorofüll a on vetikate peamine fotosünteesi pigment ja selle rakusisese kontsentratsiooni kasv viitab valguslimitatsiooni tugevnemisele. Selle algpõhjus näib peituvat vee tumenemises huumusainete sisalduse kasvu tõttu. Viimast omakorda seostatakse nii kliimamuutuse (nt. Jennings et al., 2010) kui ka happeliste sadamete vähenemisega (Evans et al., 2005, 2006). Kuna Chl a näitab viimastel aastatel süstemaatiliselt halvemat vee kvaliteeti, kui mitmed teised bioloogilised näitajad ja Chl a trend on pigem loodusliku, kui inimtekkelise päritoluga, oleks õigustatud riiklikus seireprogrammis kasutatava klorofüllil põhineva kvaliteediskaala korrigeerimine. Veelgi õigem oleks aga Chl a asendamine vetikate biomassi näitajaga, mis on valgustingimuste muutlikkuse suhtes vähem tundlik.



**Joon. 4.3.** Klorofüll a protsentuaalse sisalduse pikaajaline muutlikkus Võrtsjärve fütoplanktoni biomassis (Chl%B) riikliku seire perioodil aastatel 1995-2011 (Tuvikene, 2012)

## 4.2. Võimalused kliimamuutuse mõju eritamiseks muust inimõjust ja nende rakendatavus Eesti riiklikus seireprogrammis

Vaatamata punktis 4.1 loetletud raskustele kliima mõju ilminguid muu inimõju tagajärgedest eristada, on selleks siiski praktikas mitmeid võimalusi. Üks osa nendest on kirjeldatud Euroopa Komisjoni poolt välja antud juhendis veemajanduskavade koostamiseks kliimamuutuse tingimustes (CIS, 2009), kuid mitmeid täiendavaid võimalusi võib leida ka teaduskirjandusest. Allpool vaadeldakse nimetatud võimalusi lähemalt ja arutatakse nende rakendatavust Eesti riiklikus seireprogrammis.

### 4.2.1. Euroopa Komisjoni soovitused

Veepoliitika Raamdirektiivi ühtse rakendamise strateegia juhend-dokument nr. 24 (CIS, 2009) on välja töötanud rea kliimamuutusega kohanemise juhtprintsipi kõigi veemajanduskava koostamise etappide jaoks. Veekogude ökoloogilise seisundi hindamist seireandmete alusel ja realistlike eesmärkide püstitamist seisundi säilitamiseks või parandamiseks käsitlevad neli esimest printsiipi.

#### 4.2.1.1. Printsiip 1: Otseste ja kaudsete kliimamuutusest põhjustatud survetegurite hindamine

*EL liikmesriigid peavad koostama ülevaate inimtegevuse mõjust pinna- ja põhjavee kogumitele (sh. punkt- ja hajureostus, veevõtt). Kõik need surved on potentsiaalselt kliimatundlikud ja on kasulik eristada esmaseid surveid teisestest. Esmased surved väljendavad kliimategurite otses mõjus, mis kutsuvad esile muutusi looduslikes süsteemides (nt. ainevahetusprotsesside kiirenemine temperatuuri tõustes või kontsentratsioonide lahjenemine sademete kasvust tingitud suuremate vooluhulkade tõttu). Teisesed surved on tingitud inimtegevuse muutustest muutavas kliimas (nt. suurenev veevõtt veekogudest põua tingimustes). Riskihinnangud, mis põhinevad kitsalt vaid olemasolevate survete analüüsil, olla ekslikud, kuna nad ei arvesta olulisi, kuid hetkel varjatud tegureid, mis pikemas perspektiivis hakkavad mõjutama veekogude seisundit.*

Juhend hindab tõenäoliseks, et kaudsed surved, mis on tingitud inimtegevusest kliimamuutuse leevendamisel ja kliimamuutusega kohanemisel (nt. suurenev veevõtt niisutussüsteemide tarbeks, uute tulvatõkete rajamine või energiakultuuride mõju vee hulgale ja kvaliteedile) avaldavad veekogudele tulevikus suuremat mõju, kui otsesed kliimategurid.

Ülevaade inimtegevuse survetest Eesti veekogudele koostati kehtivate veemajanduskavade ettevalmistamise käigus ja selle tulemused on ära toodud käesoleva ülevaate tabelites 3.1.1, 3.3.3, 3.4.2 ja 3.5.1. Käesolev ülevaade käsitleb valdavalt vaid kliimamuutusest tingitud esmaseid surveid Eesti veeökosüsteemidele. Teatud määral on teisesed surved sisse kirjutatud IPCC emissioonistsenaariumidesse (vt. pt. 2.2). Kuna praeguse teadmiste taseme juures sisaldub väga suur määramatus nii kliimaprognoosides kui ka looduslike ökosüsteemide reaktsioonides esmastele kliimaatilistele surveteguritele, oleks püüd teiseste survetegurite rolli hinnata puhas spekulatsioon. Kui meretaseme tõusu ja suurenenud tormisuse tingimustes peaks päevakorda kerkima teatud hüdrotehniliste rajatiste ehitamine, on praegune mereseire, mererannikute seire ja põhjataimestiku seire rannikumeres piisavaks fooniks võimalike keskkonnamõjude hindamisel.

#### **4.2.1.2. Printsip 2: Kliimamuutuse esmane tuvastamine I. Oluliste pikaajaliste andmeridadega seirejaamade säilitamine kontrollseire võrgustikus**

*Seireandmeid on vaja, et reageerida kliimamuutuse signaalidele kohe, kui nad ilmnevad. Seetõttu on oluline hinnata, kuidas kõige paremini kasutada olemasolevate võrgustike poolt kogutud andmeid ja säilitada oluliste pikaajaliste andmeridadega seirejaamu ka edaspidi kontrollseire võrgustikus*

Olemasolevate andmete analüüs võib ilmsiks tuua teadmiste lünki, mida saab täita vaid täiendavate seireandmete kogumisega. Kliimamuutuse mõjude usaldusväärseks väljaselgitamiseks on vajalik vähemalt 20 aasta pikkuste seeriade olemasolu ja nende ühisanalüüs meteoroloogiliste andmetega, et vältida liialt suure kaalu andmist ilmnunud lühiajalistele muutustele.

Eestis on veekogude uurimine ja seire pikkade traditsioonidega ning kõigi veekategoriate kohta leidub pikaajalisi andmeridu. Allpool on antud lühiülevaate pikaajalistest andmetest Eesti veeökosüsteemide kohta.

#### **Rannikumeri**

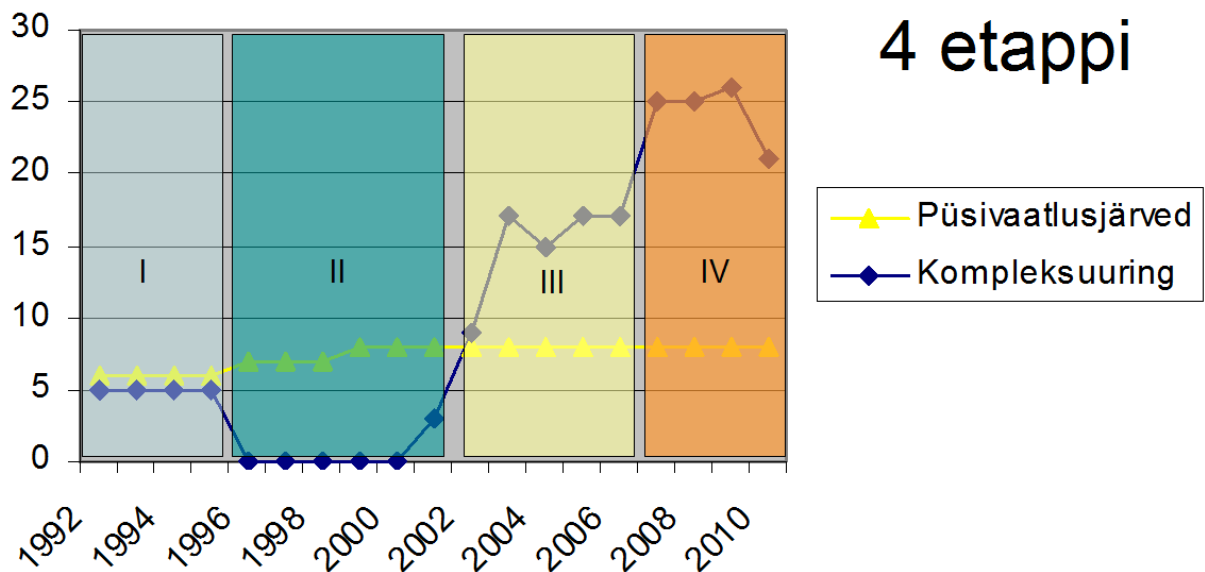
Mereuringud on ajalooliselt jaotunud mitmete ametkondade ja instituutide vahel. VRD seisukohalt olulisim hüdrobioloogiline seire toimus alates 1950ndatest aastatest Tallinnas asuva mereihtioloogia laboratooriumi baasil, millel olid välibaasid Pärnus ja Kihnus. 1974. a. kandus bioloogiliste uuringute põhirõhk üle Tartusse, TA Zooloogia ja Botaanika Instituudi juurde loodud merebioloogia sektorisse, mis 1980ndate aastate lõpul orienteerus ümber jõgede uurimisele. 1980-90ndatel aastatel toimusid mereuringud TA Termofüüsika ja Elektrofüüsika Instituudis, TA Ökoloogia ja Mereuringute Instituudis ja Eesti Mereinstituut. Hilisemal ajal koondusid merefüüsika alased uuringud peamiselt TTÜ Meresüsteemide Instituuti ja bioloogilised uuringud Tartu Ülikooli Eesti Mereinstituuti. Seoses ametkondlike ümberkorraldustega on vaatlusvõrgustikus, uurimismeetodites ja andmebaaside haldamises toimunud mitmeid muutusi, mistõttu paljud andmerekad on katkenud või pole homogeenised. See-eest on kõrgtehnoloogiliste meetodite laialdase rakendamise tõttu mereuringuis (kaugseire, kontaktseire liinilaevadelt, töö uurimislavadel jms.) ning tänu osalemisele HELCOMi seirevõrgustikus laekunud suuremahuline ja mitmekülgne andmestik kliimamuutuste mõju tuvastamiseks.

### *Suurjärved*

Esimesed kompleksed uurimisandmed **Võrtsjärve** kohta pärinevad Tartu Ülikooli juures asuva Loodusuurijate Seltsi järvekomisjoni välitöödelt aastatel 1911-1913 (Mühlen & Schneider, 1920), mis võimaldavad hinnata järve seisundit 100 aastat tagasi, mida teatud tinglikkusega võib pidada järve looduslikeks võrdlustingimusteks (Nõges, 2003). Võrtsjärve hüdroloogilise režiimi uurimisele pani aluse Rannu-Jõesuus 1921. aastal rajatud veemõõdupost, kus igapäevane veetaseme mõõtmini jätkub tänini. Veetemperatuuri igapäevaseid mõõtmisi Rannu-Jõesuus alustati 1947. a. Igakuised hüdrobioloogilised andmerekad Võrtsjärve kohta algavad valdavalt 1964. aastast, hüdrokeemia kohta 1968. aastast (vt. lähemalt Nõges et al., 2001) ja need on olnud aluseks kliima mõju uuringutele mitme teadusprojekti raames. **Peipsi** uuringute ajaloost annavad ülevaate Kangur et al. (2001). Esimesed kompleksed uuringud Peipsil tehti Venemaa poolt 1930ndatel aastatel (Sokolov, 1941; Petrov, 1947). Esimesed hüdromeetriaamad rajati 1902, neist Eesti poolt Vasknarvas ja Praagal, mis mõningate pausidega töötavad siiani, 1920 ndatel aastate algul rajati hüdromeetriaam Mustvees. Veetemperatuuri igapäevaseid mõõtmisi Peipsil alustati 1947. a. Järjepidevad hüdrokeemilised andmed algavad 1950. a. Eestipoolsed hüdrobioloogilised uuringud Peipsil algasid 1962. a. Alates 1992. a. lõppes ligipääs järve Venemaapoolsesse ossa jäävatele seirepunktidele. 1997. aastal Eesti Vabariigi ja Vene Föderatsiooni vahel sõlmitud piiriveekogude kaitse ja säästliku kasutamise alase koostöö kokkuleppe raames on alates 2001. aastast läbi viidud ühisekspeditsioone nii Peipsi-Pihkva järvele kui ka **Narva veehoidlale** ja riikide vahel toimub seireandmete vahetus (Protokoll, 2011). Kuid seniajani on lahendamata Peipsi järve veebilansi arvutamine, samuti järve summaarse sissevoolu määramine, kuna jõgede sissevoolu andmete vahetamist Eesti ja Venemaa vahel ei toimu. See asjaolu teeb raskeks kui mitte võimatuks järve reostuskoormuse ja ainete bilansi korrektse arvutamise.

### *Väikejärved*

Ott & Kõiv (1999) näitavad oma ülevaates, et väikejärvede uuringud keskendusid pikka aega järvede kirjeldamisele, arvelevõtmisele ja tüpiseerimisele. Suurema sagedusega külastati mitmeid järvi nagu Pühajärve, Saadjärve, Nohipalu Valgõ- ja Mustjärve, Valguta Musjärve, Verevi järve jt., kuid kuni 1992. aastani ei saa rääkida püsivaatlusjärvedest. Edasise uurimisperioodi saab tinglikult jagada neljaks osaks, mida iseloomustab püsivaatlusjärvede võrgu väljakujunemine (joon. 4.4). Nohipalu Mustjärve, Nohipalu Valgjärve, Pühajärve, Rõuge Suurjärve, Viitna Pikkjärve ja Uljaste järve on peaaegu sama programmi kohaselt uuritud juba 1992. aastast peale, Ähijärve alates 1996. aastast, Suurlahte 1999. aastast. Loetletud kaheksas järves on uuringud toimunud iga-aastaselt. Alates 2002. aastast on ülevaateseire järvedena lisandunud seireprogrammi järjest uusi järvi. Veekogudes uuritakse hüdrokeemiat, füto- ja bakterplanktonit, litoraali suurselgrootuid ja suurtaimestikku. Seire IV etappi alates 2007. aastast iseloomustab üleminek uuele VRD nõuetele vastavale seireprogrammile, mille kohaselt seiresse lisandusid kalade ja valgla uuringud ning ka hüdro-morfoloogilised hinnangud. Aastas uuritavate järvede arv jõudnud antud rahastamise taseme juures võimalikkuse piirile. Pärast nõukogude perioodi lõppesid hüdroloogilised vaatlused väikejärvedel, mis raskendab ilmastiku- ja hüdroloogiliste tegurite mõju hindamist nende ökosüsteemidele.



**Joon. 4.4.** Väikejärvede seire etapid (Ott, 2010)

### Jõed

Jõgede seire hõlmab EMHI poolt läbiviidavat jõgede äravoolu, veetaseme ja veetemperatuuri mõõtmist automaatjaamde võrgustikus ligi 70 jõel. Kohati tehakse ka kohapeal olevate vaatlusjaamade poolt täiendavaid vaatlusi nagu jäänähtuste ja jää paksuse määramine. Eesti riiklik jõgede hüdrokeemilise seire võrk hõlmab 58–65 seirekohta; seireandmete kokkuvõtteid koostab Tallinna Tehnikaülikooli Keskkonnatehnika Instituut. Jõgede hüdrobioloogilist seiret viib läbi Eesti Maaülikooli põllumajandus- ja keskkonnainstituut suurematel jõgedel koos nende tähtsamate lisajõgedega. Pikimad vaatlusread on veetaseme ja äravoolu kohta (ca 90 aasta pikkune vaatlusrida on 11 jõe kohta), kusjuures lävendite arv on aja jooksul suurtes piirides muutunud. Äravoolu mõõtmistega on hõlmatud enamike suuremate maastikuliste piirkondade jõed, välja arvatud Kagu-Eesti kõrgustikud ja Vooremaa. Kuna kliimamuutuse, sh. tsüklilise muutuse mõju veekogudele on erinev maastikuliselt erinevate valglate puhul, siis on põhjendatud taastada äravoolu mõõtmine Ahja jõe ülemjooksul (Koorvere mõõtepost) ning Võhandu jõe ülemjooksul (ülalpool Sõmerpalut). Neil valglatel on otsene inimõju väike ja tulemused kajastavad paremini looduslike tegurite ajalisi muutusi kui enamikus teistes hüdromeetriaajaamades.

Eesti jõgede varasemast hüdrokeemilisest uuritusest alates 1946. a., kui asjaga hakkas tegelema ENSV Hüdrometeoroloogia-teenistuse Valitsus ning omaaegse Lõuna-Eesti Keskkonnakaitse Laboratooriumi seirest annab ülevaate Järvet (1994). Praegusel ajal võetakse hüdrokeemia proove sõltuvalt eesmärgist 6 kuni 12 (24) korda aastas ja analüüsid teeb Keskkonnauuringute kesklabor.

Hüdrobioloogilised uuringud algasid 1994. aastal ja need viiakse läbi roteeruvate tsüklitena. Igal aastal analüüsitakse ligikaudu 60 jõelõiku. Esimestel aastatel toimus töö suuremate jõgede kaupa, viimastel aastatel alamvesikondade kaupa. Varasema andmestiku puudumise ja praeguse roteeruva proovivõtu strateegia tõttu ei ole jõgede bioloogia kohta pikaajalisi andmeridu moodustunud. Rohkem andmeid on olemas Suure Emajõe ja Narva jõe kohta, kuid kuna mõlemad voolavad välja suurtest järvedest, on nende elustiku koostis ebatüüpiline, ega iseloomusta Eesti jõgesid keskmiselt.

### ***Märgalad***

Hiljutise ülevaate soouuringuist Eestis on andnud Järvet (2010) ning Järvet & Reinapu (2010). Eesti soouuringud on koondunud Toomale, kus praegu tegutseb EMHI sooseire sektor, kes jätkab 60 aastat tagasi asutatud soohüdroloogiajaama tööd. Tooma sooseiresektor kuulub EMHI hüdrooloogilisse vaatlusvõrku ning on terves Euroopas andmekogult ainulaadne märgalade uurimise keskus. Vaatlusvõrk haarab Männikjärve raba, osa Linnusaare rabast ja Männikjärve rabast põhjas asuva kuivendatud siirde- ja madal soo. Vaatlusvõrk oli rajatud ja vaatlusprogramm koostatud nii, et see kajastaks võimalikult paljude soo mikromaastike veebilansi elemente ja mikrokliimat (Järvet, 2010). Sektor kogub andmeid nii meteoroloogia kui hüdroloogia valdkonnas. Hüdrooloogiliste vaatluste käigus mõõdetakse sooveetaset ja äravoolu, kogudes andmeid erinevatest raba mikromaastikest ja erineva sügavusega kihtidest. Meteoroloogilised vaatlused toimuvad nii mineraalpinnasel kui rabapinnasel. Andmeid kogutakse erinevatel kõrgustel õhutamperatuuri ja õhuniiskuse, tuule kiiruse ja suuna, sademete hulga ja esinemisaja kohta. Mõõdetakse ka vee aurumist laukast ja raba pinnalt. Talvel mõõdetakse lumekihi paksust, pinnase külmumise sügavust ning määratakse lume veearu.

Tänase seireprogrammi tähelepanu on pööratud pikaajaliste kliimaatiliste või inim mõjust tekitatud muutuste jälgimisele looduslikel rabadel ja nende kuivendatud äärealadel. Soostiku hüdrooloogilist režiimi mõjutavad ka järvede, eriti Endla ja Männikjärve veetase. **Kahjuks ei ole siiani järvede veetaseme vaatlusi tehtud.** EMHI asus 2003. aastal Phare projekti raames vee seiresüsteemi arendamiseks moderniseerima hüdrooloogilist seirevõrku ning uuendama andmeedastus-, andmetöötlus- ja analüüsisüsteeme. Tehnoloogiline moderniseerimise raames on uuendatud seiresüsteeme Männikjärve rabas ja mineraalmaa meteoväljakul. Statsionaarse seire raames on kasutada kaks meteoväljakut (üks rabas, teine mineraalmaal), koos hüdromeetria jaama jõgedel ja ojadel, teostatakse aurumise mõõtmisi raba- ja laukapinnalt, lisaks on soovetähtsaks mõõdetud ja mõõteviad vaatlussihtidel, hüdrogeoloogilised puurkaevud põhjavee taseme mõõtmiseks ning vaatlusväljakud lumikatte paksuse ja veearu määramiseks ning soopinna külmumise mõõtmiseks erineval sügavusel. Lisaks äravoolu ja põhjavee hüdrooloogilise uurimisele on alates 1950-est aastatest üsna rohkesti materjali kogunenud ka vee keemiliste omaduste kohta. Veekeemia seireprogramm käivitati 1964. aastal. 1971. aastast on pidev vaatlusrida Linnusaare ojast. Hiljem hakati veeproove võtma Männikjärve ja Linnusaare raba laugastest ning älvestest ning rabavee seire jätkub praeguseeni. Uusi pikaajalise seire alasid soodes (rabades) ei ole põhjust avada, vaid koondada tegevus Tooma sooseire jätkamiseks vähemalt senisel viisil.

Kull et al (2008) rõhutavad, et vooluveekogudega seotud kaldamärgalad vajavad oma suure dünaamilisuse tõttu spetsiifilist seiret. Erinevalt muudest lävenditest, kus 1-4 proovivõttu aastas annavad rahuldava tulemuse, on veekaitsepuhvrite seires vaja suurt proovivõtu sagedust, et tabada üksikutest ilmastikusündmustest tekitatud lühiajalisi ainete ärakande tippe. Lammiökosüsteemide kui veekogudega väga tihedalt seotud süsteemide süvendatud uurimiseks on otstarbekas taastada veetaseme vaatlused Soomaal Halliste jõel endises Tipu vaatluskohas, Alam-Pedja looduskaitsealal Palupõhjas (Emajõe veerežiimi jälgimiseks) ning Kasari luhas.

#### **4.2.1.3. Printsip 2: Kliimamuutuse esmane tuvastamine II. Kliimamuutuste suhtes tundlikemate veekogude (nn. kliimamuutuse „tulipunktide“) uurimuslik seire**

*Teadmine selle kohta, millal ja kus kliimamuutuse mõju võib olla esmaselt tuvastatav, aitab suunata uurimuslikku seiret ja aruandlust kõige tundlikumatele veekogudele (st. kliimamuutuse „tulipunktidele“). Kliimamuutuse indikaatorite kasutamine suurendab kliimamuutuse mõju varajast tuvastamist ja lühendab kohanemismeetmete rakendamiseks kuluvat aega.*

Et kliimamuutuse mõjusid võimalikult ruttu avastada, võiks juhendi kohaselt tundlike alade uurimusliku seire sagedus olla suurem, kui VRD kontrollseire miinimumsagedus. Siiski, nagu juhend rõhutab, saab kliimamuutuse mõju veenvalt tõestada vaid vähemalt 20 aasta pikkuste mõõtmisseeriade koosanalüüsil meteoroloogiliste andmetega. Kui teatud veekogutüüpide puhul kliima mõju kahtlus üles kerkib, tuleks esmalt selgitada, kas see võib kahtluse alla seada veekogu hea seisundi saavutamise.

Kliimategurid mõjuvad vee-ökosüsteemidele koos muude surveteguritega nagu reostus, veevõtt, kalapüük ning veekogu füüsilised voolu- või tasemerezhhiimi muutused. Seetõttu saab kliimamuutuse "tulipunkte" leida asetades kaardikihtidena kohakuti kliimategurite, inimtegevuse surve ja ohustatud elupaikade ning liikide jaotused. Piirkondades, kus survemaksimumid langevad kokku tundlike aladega, võibki oodata muutuste kõige kiiremat avaldumist. Üheks kliimamuutuse "tulipunktide" kontseptsiooni loojaks on Filippo Giorgi (2006), kes koos koostöös teiste uurijatega on välja töötanud kaardid mitmete maailma piirkondade jaoks (Diffenbaugh et al., 2007; 2008; Giorgi & Bi, 2009). Samadel põhimõtetel on loodud ka kaardid näiteks Kanada ranniku, jõestike ja turbaalade kliimatundlikkuse kohta (vt. link Natural resources Canada).

Veeökosüsteemide kliimatundlikkuse suhtes võib kirjandusest leida mitmesuguseid seisukohti. Walmsley et al. (2007) hindasid mäestiku- ja rannikuökosüsteeme kliimamuutuse suhtes tundlikeimaks. Mäestike puudumise tõttu Eestis võib need siin arutelust välja jätta. Rannikumere ökosüsteemide puhul peavad nimetatud autorid olulisteks surveteguriteks temperatuuri ja meretaseme tõusu, millele kliimaga seotud teguritest liituvad suurenev häiringute sagedus (nt. tormid) ja võõrliigid. Loodusdirektiivi kõige ohustatumate elupaigatüüpide nimekirja kuuluvad kaks Läänemere mereelupaigatüüpi – karid ja liivamadalad ning rannikelupaikadest rannikulõukad ehk laguunid, jõgede lehtersuudmed, laiad madalad lahed ning liivased ja mudased pagurannad. Loodusdirektiivi olulistest elupaikadest on rannikuveekogumite keemilise seisundi operatiivseiresse haaratud neli ala Lääne-Eesti vesikonnas (Kassari-Õunaku, Pakri, Haapsalu ja Matsalu lahed), ökoloogilise seisundi operatiivseiret neist ühelgi ei toimu.

Esimese katse elupaikade rahvusvahelise klassifitseerimissüsteemi loomiseks Läänemere piirkonnas tegi HELCOM (1998). Kuid see nn. "Läänemere mere- ja rannikubiotoopide ning biotoobikomplekside punane loend" pole kogu Läänemere mitmekesisuse kirjeldamiseks piisavalt üksikasjalik. Ka Euroopa Keskkonnaagentuuri (EEA) poolt Euroopa Liidu looduse infosüsteemi (EUNIS) osana pakutav Euroopa elupaikade üldine klassifikatsioon on osutunud Läänemere kohalike olude kirjeldamiseks liiga üldiseks ja ebapiisavaks. Läänemere idaosa eripära paremaks kirjeldamiseks ja ühtse süsteemi loomiseks ühiste teadusuuringute tarbeks on Eesti hüdrobioloogid töötanud LIFE-Loodus projekti „Merekaitsealad Läänemere idaosas" raames välja oma klassifikatsiooni (Martin et al., 2010). Selles grupeeritakse elupaigad kõigepealt vastavalt lainetuse mõjule (varjatud, mõõdukalt avatud või avatud),

seejärel vastavalt merepõhja iseloomule (pehme või kõva), ning lõpuks vastavalt tüüpiliste taimeliikide või muude elusorganismide (näiteks karpide) esinemisele.

Kliima soojenemisega kaasnev jääkatte vähenemine Läänemerel seab ohtu viiherhülge elupaigad, kes tänapäeval on jagunenud kolme põhilisse üksteisest eraldunud asurkonda: Soome lahes, Liivi lahes ja Botnia lahes (Dippner et al. 2007).

Ühe enamlevinud seisukoha järgi on siseveekogude tundlikkus kliimamuutuse suhtes sõltuv nende sügavusest ja mahust (Gerten & Adrian, 2001). Suurem veemaht tagab veekogu suurema termilise stabiilsuse ja sügavamate järvede reaktsioon on ka teistele survetegurite toimele, nagu näiteks toiteainekoormus, suhtes sujuvam (Scheffer et al., 2001). Sügavamates ja suuremates veekogudes on suurem tingimuste diapaseen, mis jätab organismidele võimalusi pagulate leidmiseks veekogu piires. Näiteks hõlmab organismidele kahjulik UV kiirgus madalates veekogudes oluliselt suurema osa veemassist, kui sügavates (Häder et al., 2007). Seega võib väikesi madalaid järvi pidada kindlasti kliimamuutuse suhtes üheks tulipunktiks. Teine küsimus on, kas pidada tundlikumaks väiksema või suurema troofsustasemega, pehmema või karedama veega järvi. Mõnes mõttes võiks eutrofeerunud järvi pidada tundlikumateks, kuna seal liitub kliima mõjule ka suurenenud toiteainekoormus, teisalt on eutroofsemates järvedes tundlikumad liigid hävinud ja järele jäänud tolerantid laia ökoloogilise amplituudiga liigid, mis tõenäoliselt ka kliimategurite survele paremini vastu peavad. Kõrgema troofsusega järved levivad Eesti tingimustes enamasti mineraalmaal ja seetõttu on nende vee karbonaatide sisaldus suurem, mis annab neile ka parema puhverdusvõime pH kõikumiste vastu. Nimetatud põhjustel võib Eestis tundlikumaks ja seetõttu ka kliima mõju suhtes ohustatumaks pidada madala troofsusega pehmeveelisi järvi, mille elustikus on säilinud mitmeid reostuskoormuse suhtes tundlikke liike. Väikejärvede ökoloogilise seisundi operatiivseire hõlmab nelja pehmeveelist järve (Uljaste, Nohipalu Mustjärv, Nohipalu Valgjärv, Uljaste), millest vaid Nohipalu Valgjärve (suurim sügavus 11,7 m, keskmine 6,2 m) võib pidada sügavaks järveks ja sedagi vaid Eesti oludes.

Ökosüsteemide tundlikkuse suurenemine kliimamuutuse suhtes koos vee vähenemisega kehtib ka jõgede puhul. Nii on lähtejõed oluliselt tundlikumad kliimamuutuse suhtes kui kõrgema järgu jõed, kuna nende elustik sisaldab rohkem külmalembesid liike (Kaplan et al., 2008). See muudab lähtejõed ka eriti tundlikuks valgla toimuvate raiete suhtes. Metsapuhvri säilitamine allikate ja lähtejõgede ümber muutub kliimamuutuse tingimustes eriti tähtsaks, kuna see vähendab pindmist erosiooni ja puuvõrade varjutav efekt ning metsa mikrokliima hoiavad vee jahedana, mis on oluline lõhilastele ja teistele külma vett eelistavatele liikidele. Jõgede kontiinumikontseptsiooni kohaselt (Vannote et al., 1980) sõltub kogu jõgikonna seisund lähtejõgede seisundist. Eesti vooluvetest moodustavad lähtejõed suure osa. Paljud neist on vaid ajutise vooluga ja kalade puudumise tõttu neist enamikus kujuneb omanäoline selgrootute loomade kooslus. Väikese <math> < 10 \text{ km}^2 </math> valgla lähtejõed seireprogrammi ei kuulu ja seirejõgede osas vajaks kliimatundlikkuse aspekt veel uurimist.

Potentsiaalsete kliimamuutuse tulipunktide kaardistamine Eestis ja nende kaasatuse selgitamine seirevõrgustikku annaks võimaluse uurimuslikku seiret kliimamuutuse mõju varajaseks avastamiseks teadlikult suunata.



#### **4.2.1.4. Printsip 3: Muutuste seire looduslikel võrdlusaladel**

*Inimtegevusel ja kliimamuutusel võib vesikonna piires olla sarnane mõju veekogude seisundi hindamiseks kasutatavatele kvaliteedielementidele. Seetõttu on teave muutuste looduslikel võrdlusaladel, kus definitsiooni kohaselt on inimõju minimaalne, peamiseks viisiks nende kahe mõjurigrupi toime eristamiseks.*

Selle printsiibi eduka rakendamise näiteks võiks tuua Põhjamere lõunaosas tehtud uuringud (Kröncke & Reiss, 2010). Nimetatud töös toodi välja kliimategurite ja nendega seotud näitajate trendide mõju elustiku mitmekesisusele ja mitmetele biootilistele multimeetrilistele indeksitele selles suhteliselt looduslikus seisundis olevas mere osas. Kui eeldada, et need indeksid reageerivad kliimatilistele mõjudele sarnaselt ka suurema inimtegevuse survega aladel, võiks need mõjud lihtsa lahutamistehtega teineteisest eraldada. Tegelikult see nii lihtne ei ole.

Selle lähenemise rakendamisel on kaks raskendavat asjaolu: (i) Rangelt võttes selliseid piirkondi, kus inimõju puuduks, enam ei eksisteeri, kuna ainete, sh. lämmastikuühendite atmosfäärne kauglevi ulatub kõikjale ja (ii) ei anna looduslike võrdlusalade uurimine mingit teavet selle kohta, kuidas reageerivad kliimamuutusele muust inimõjust juba kahjustatud veekogude ökosüsteemid. Nii näiteks on eutroofses ja hüpertroofses seisundis olevates järvedes näidatud kindlat seost kliima soojenemise ja sinivetikaõitsengute sageduse ning ulatuse vahel (Paerl & Huisman, 2008; 2009), kuid sama tüüpi võrdlusjärvedes see ei avalduks, kuna toiteainete sisaldus on neis sinivetikaõitsengute tekkeks liiga madal.

Peamine eesmärk looduslike võrdlusalade seirel on selle aluse säilitamine, millel põhineb veekogude seisundi hinnang. Kui võrdlusalade seisund peaks muutuma, on äärmiselt oluline selgitada välja selle muutumise põhjused, et otsustada, kas seda veekogu saab edaspidi võrdlusalana kasutada või mitte. Kui muutuse põhjusena kahtlustatakse kliima mõju, saab seda veenvalt tõestada vaid piisavalt pikaajaliste seireandmete põhjal, mis näitavad usaldusväärseid seoseid meteoroloogiliste andmetega. Välja arvatud olukorrad, kus ökosüsteem on jõudnud mõne temperatuurist või hüdroloogiast põhjustatud murdepunkti lähedale, ei peaks nõrkadel kliimatrendidel olema veekogude seisundile olulist mõju, kuna ilmastiku aastatevahelised erinevused ületavad neid ulatuse poolest mitmekordselt. Seetõttu tuleb veekogude seisundiklassid defineerida piisavalt laiad, et need mahutaksid ka antud veekogu tüübile iseloomuliku aastatevahelise erinevuse. Lühiajaliste seireandmete põhjal otsust kliima mõju kohta võrdlusveekogudele langetada ei saa.

Üldise järeldusena väidab kliima mõju arvestamise juhend (CIS, 2009), et arvestades praegusi kliimamuutuse prognoose, ei peaks võrdlustingimusi ja nende alusel loodud veekogude hindamisskaala vajama muutmist VRD kehtivusperioodil, so. 2027. aastani ilma kliima mõju veenva tõestuseta. Kui siiski nähakse selget ohtu, et kliimamuutus seab VRD eesmärkide saavutamise kahtluse alla, tuleb see veemajanduskavas ära märkida, kuna selle varajane teadmine võimaldab planeerida meetmete rakendamist ja vahendite optimaalsemat kasutamist.

Juhul, kui seireandmed annavad selget tunnistust võrdlusalade seisundi muutumisest, soovib juhend järgmisi samme:

- Et paremini eristada kliimamuutusest ja teistest inimõjudest tingitud muutusi, tuleb jätkata üheaegset meteoroloogilist ning veekogude keemilist ja bioloogilist seiret, et

tõestada seosed kliima ja veekogude ökoloogilise seisundi muutlikkuse vahel. Eriti oluline on pikkade andmeridadega seirejaamade töö jätkamine.

- Kasuta ühetaolisi kliima näitajaid nagu nt. NAO indeks erinevate proovivõtutingimuste (nt. kuiv ja kuum, niiske ja jahe) kirjeldamiseks. Kasuta paleorekonstruktsioone ja muid kaudseid näitajaid, et selgitada välja looduslike tingimuste varasema muutlikkuse kogu ulatus antud võrdlusalal aastakümnete jooksul.
- Analüüsi perioodiliselt tingimusi ja survetegureid võrdlusaladel, et teha kindlaks, kas nad võrdlusaladena ikka veel kasutatavad on.
- Pööra tähelepanu kliima mõju eristamisele muust inimõjust.
- Tea, et antropogeense kliimamuutuse tõestamine keskkonnamuutuse põhjusena on keerukas ja väldi täheldatud lühikeste trendide ületähtsustamist.
- Uuri kliima muutlikkuse ja kliimamuutuse koostoimet teiste inimtegevusest tingitud survetega ja lähtu meetmete kavandamisel nende tegurite koondsurve tõttu halvenenud veekogu seisundist.

Eestis on võrdlusveekogumid üsna hästi seireprogrammis esindatud (Tabel 4.1). Ida-Eesti seisuveekogumite võrdlusalade number (10) sisaldab ka Peipsit ja Võrtsjärve, mis tegelikkuses võrdlusveekogud ei ole, kuid on oma tüüpide ainsad esindajad. Järelejäävast kaheksast kuuluvad kuus (Nohipalu Mustjärve, Nohipalu Valgjärve, Pühajärve, Rõuge Suurjärve, Viitna Pikkjärve ja Uljaste) igal aastal külastatavate püsiseirealade hulka. Lääne-Eesti võrdlusveekogumitest on samaaegselt püsiseirealaks Suurlaht ning Koiva vesikonnas Ähijärv. Seega on järvede võrdlusalad seireprogrammiga eeskujulikult kaetud.

Vooluveses, kus elustikuseires püsiseirealad puuduvad, on ka võrdlusalade andmestik hõre ja pikki vaatlusseeriaid ei moodustu. Kliimamuutuse mõju tuvastamiseks oleks oluline püsiseirejaamade loomine soovitatavalt võrdlusveekogumitele, kust igaastane proovivõtt saaks aluseks pikkade vaatlusriidade moodustumisele tulevikus.

**Tabel 4.1.** Veekogumite koguarv, seiratavate veekogumite arv ja seiratavate võrdlusveekogumite arv kolmes Eesti vesikonnas

Vesikond	Vooluveekogumid			Seisuveekogumid			Rannikuveekogumid		
	Koguarv	Seiratavaid	Võrdlus-veekogumeid	Koguarv	Seiratavaid	Võrdlus-veekogumeid	Koguarv	Seiratavaid	Võrdlus-veekogumeid
Ida-Eesti	263	108	14	44	43	10	2	2	0
Lääne-Eesti	356	125	13	43	41	5	14	14	2
Koiva	20	5	1	8	8	2			
Kokku:	639	238	28	95	92	17	16	16	2

Rannikumere seiret viiakse läbi vastavalt HELCOM Läänemere seire programmi COMBINE eeskirjadele (Manual for Marine Monitoring in the COMBINE Programme of HELCOM) ning kooskõlas vee raamdirektiivi nõudmistega. Võrdlusalad määratleti Läänemere kohta

ühiselt Põhjamaade Ministrite Nõukogu projekti DEFINE (2004-2006) raames. Eesti rannikumeres on kaks võrdlusala – Soela väinas ja Liivi lahes – mida seiratakse igaastaselt. Kliimamuutuse mõju Läänemerele on põhjalikult uuritud pikemaajalise uurimisprojekti BACC (BALTEX Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin) raames, mille esimene suurem kokkuvõte ilmus mõne aasta eest (BACC Author Group, 2008) ja uut kokkuvõtet planeeritakse lähiajal (BACC II, 2012 in press).

Kolme esimese printsiibi rakendamine peaks juhendi kohaselt tagama kliimamuutuse mõju õigeaegse avastamise ja kui ilmneb, et need mõjud võivad ohtu seada VRD poolt püstitatud hea seisundi saavutamise, rakendub neljas printsiip, mis käsitleb püstitatud eesmärkidest vabastamise võimalusi.

#### ***Printsiip 4: Eesmärkide püstitamine.***

*Ehkki veemajanduskavad näevad teatud juhtudel ette kehtivatest nõuetest vabastamist, ei saa vabastuste rakendamine VRD poolt sätestatud põhjendusega olla peamiseks strateegiaks kliima muutlikkuse ja kliimamuutuse tagajärgedega toimetulekuks. Seetõttu võib kliimamuutust kasutada nõuetest vabastamise põhjendusena vaid juhtudel, kus on veenvaid tõendeid ja kindlus selles, et ennustatavale kliimast tingitud muutusega võitlemiseks puuduvad adekvaatsed meetmed, mistõttu tuleb püstitada tavapärasest madalamad eesmärgid.*

Ehkki see printsiip ei puuduta otseselt enam seiret, on seireandmed ja eriti looduslikel võrdlusaladel täheldatud olulised muutused selleks aluseks, mis võimaldab teatud erandite rakendamist. Kuna kliimamuutuste ennustused sisaldavad vähemalt seni väga suurt määramatust, jääb nende alusel vabastuste rakendamine pigem teoreetiliseks, kui praktiliseks võimaluseks.

### **4.2.2. Lisavõimalused**

#### ***4.2.2.1. Hüdro meteoroloogiliste üksiksündmuste ning kontrastse ilmastikuga aastate uurimine***

Erineva ilmastikuga aastate võrdlemine ja üksikute äärmuslike ilmastikunähtuste mõju uurimine vee ökosüsteemidele on laialt levinud alternatiiv kliima mõju uuringutes, mis aitab üle saada heade pikaajaliste andmete kroonilisest nappusest tingitud probleemidest. Nii näiteks annab märksõnade "heat wave 2003" ja "lakes" otsing ScienceDirect-is 6580 kirjet, mis hõlmavad väga erinevaid valdkondi füüsikalisesest limnoloogiast (Jankowski et al., 2006), ja fütoplanktoni arengust (Tolotti et al., 2007), patogeensete bakterite (Cogo et al., 2004), ja kala parasiitideni (Wegner et al., 2008). Peale otsese mõju järve soojusbilansile ja temperatuuri stimuleeriva või pärssiva mõju üksikutele organismidele või nende rühmadele, võib ökosüsteemi seisundi jaoks oluline olla meteoroloogiliste sündmuste ajastus ja ajaline järjestus (Straile et al., 2010, Nõges P. et al., 2011). Arvestades ökosüsteemide elastsust ja kohanemisvõimet, on siiski ilmne, et üksiku äärmusliku sündmuse või aasta mõju ökosüsteemile ei ole täielikult võrreldav olukorraga, kus sellised tingimused oleks kujunenud pikaajalise aeglase muutusena ja seda kahel põhjusel:

1) Lühiajaline järsk muutus ei võimalda tasakaalustada ökosüsteemis valitsevat suurt vastastikuste seoste kompleksi, kus mitmed lülid vajavad kohastumiseks pikemat aega. Selle tulemusel tekkinud pinged võivad mõjuda mõnedele lülidele katastroofiliselt, teisi aga soosida, mille tagajärjeks võivad olla üksikute liikide ootamatud puhangud. Ka võib selline üksiksündmus toimida lülitusmehhanismina, mis viib süsteemi uude olekusse, nagu eelpoolkirjeldatud Võrtsjärve näites (4.1.4. näide 2).

2) Lühiajaline muutus võib olla talutav paljudele tundlikele organismidele, kel on ebasoodsate perioodide üleelamiseks välja kujunenud vastavad kohastumused puhkestaadiumide, pagulatesse varjumise ja rännete näol. Tingimuste taastumisel selliste organismide arvukus tavaliselt taastub, kuid pikaajalised kõrvalekalded mõjuksid neile hukutavalt.

Kuigi äärmusaastate meetod ja üksiksündmuste uurimine võivad anda väärtuslikke vihjeid ökosüsteemi arengusuundade kohta, tuleb nimetatud põhjustel olla ettevaatlik lühiajaliste uuringute põhjal kaugeleulatuvate järelduste tegemisest. Sellele vaatamata on vajalik äärmusolukordade senisest detailsem analüüs, eriti veevaeste perioodide mõju vooluveekogude ökosüsteemidele. Esmajoones tuleb väga veevaestel aastatel kaardistada kuivaks jäävad jõelõigud ning täpsustada madalate järvede veetase ning veetaimestiku levik.

#### ***4.2.2.2. Muutuste koherentsi uuringud omavahel mitteühendatud veekogudes***

Üheks võimaluseks lokaalsetest teguritest ajendatud ja kliimaga seotud muutuste eristamiseks on sündmuste nn. koherentsusuuringud, mille käigus püütakse leida suuremal alal sünkroonselt toimuvaid muutusi, mis võiks olla kliimaatilise signaali ilminguks (Nõges & Nõges, 2011). Euroopas läbi viidud uuringu (Livingstone et al., 2010) kohaselt reageerisid eri piirkondade järvede füüsikalised parameetrid, näiteks veetemperatuur, jäänähtuste ajastus, termilise kihistumise iseloom ja veetase reguleerimata järvedes, kliimaparameetrite muutumisele küllaltki koherentselt, keemiliste ja bioloogiliste näitajate puhul see kooskõla vähenes. Lühiajalises perspektiivis käituvad kõige ühetaolisemalt eri piirkondade veekogude pinnakihi temperatuurid. Sügavate järvede põhjakihi temperatuur muutub eri järvedes vähem koherentselt kui pinnatemperatuur, sest sõltub järvede segunemise iseloomust. Temperatuuri hüppekihist allapoole jääva veemassi, hüpolimnioni, füüsikalised ja keemilised näitajad määratakse suuresti kevadisel segunemisperioodil enne kihistumise algust valitsenud ilmastikuolude poolt, see kliimasignaal võib hüpolimnionis säilida kogu kihistumisperioodi vältel ning mõjutada sealseid hapnikuolusid ja veekeemiat. Aastate ja dekaadide lõikes on koherentne vastus põhjapoolkera kliimamuutustele jälgitav veetemperatuuris, jää tekke ja sulamise ajastuses ning jõgede vooluhulkades.

Häid võimalusi suuremal alal sünkroonselt toimuvate muutuste jälgimiseks võiks anda kaugseire meetodite rakendamine siseveekogude uuringuis. Rannikumere kaugseire on riikliku seireprogrammi osa juba 2005. aastast, kus seda kasutatakse vee omaduste (fütoplanktoni, hõljumi ja huumusainete hulk, vee läbipaistvus, jne.) hindamiseks, põhjataimestiku katvuse ja võimalusel ka liigilist koosseisu kaardistamiseks madalates rannavetes ning potentsiaalselt toksiliste tsüanobakterite õitsengute tuvastamiseks ja seireks. Ka järvede teatud parameetreid (jää tekke ja jäämineku aeg, pinnatemperatuur, veetase, klorofüllisisaldus, vee läbipaistvus, veeõitsengute levik) on võimalik jälgida kaugseire meetoditega. Suuremate järvede puhul on kasutatav satelliitkaugseire, aga väiksemate järvede puhul peab kasutama lennuvahendil paiknevaid kaugseire sensoreid (Kutser, 2007). Seiret võib vastavalt eesärkidele (sesoonne lühiajaline sünkroonsus, paljuaastane sünkroonsus) teostada erineva sagedusega igapäevasest kuni kord aastas toimuvate seirereidideni. Näiteks kalda- ja/või põhjataimestikuga kaetud alade muutuste jälgimiseks piisab kord aastas kogutavast informatsioonist. Järvede puhul on tõenäoliselt võimalik jälgida ka teatud parameetrite (roostike levik, rannajoone muutused, õitsengud) juba toimunud pikaajalisi muutusi kuna enam vähem sama ruumilise ja spektraalse lahutusega Landsat seeria satelliitide andmeid on võimalik saada alates aastast 1971. Landsat seeria satelliidid on küll konstrueeritud maismaa uurimiseks ning nii tumedate objektide kui meri ja järved jaoks

on nende tundlikus kasin, aga näiteks muutused järvede veetasemes ja kaldataimestiku pindalades ning võib olla ka mõned vee karakteristikud (fütoplanktoni hulk?) peaks olema Landsat'ide piltidelt tuvastatavad.

#### **4.2.2.3. Andmete detrendimine teadaoleva inimõju või teadaoleva loodusliku varieeruvuse suhtes**

Häid võimalusi loodusliku varieeruvuse ja inimõju eristamiseks annavad mitmesugused statistilised meetodid. Üheks selliseks on trendi kõrvaldamine andmetest. Lihtsamal juhul on trend lineaarne, kuid ta võib olla ka mõne muu funktsiooniga kirjeldatav. Meetodi idee seisneb selles, et kui samu näitajaid mõjutab nii looduslik muutlikkus kui lokaalne inimtegevus ja neist ühe dünaamika on teada, saab selle mõju andmestikust kõrvaldada. See eeldab siiski ka teatud lisainformatsiooni olemasolu selle kohta, kas tegurid mõjuvad vaadeldavat näitajat teineteisest sõltumatult (nn. aditiivse mudeli järgi) või üks võimendab teise toimet (nn. multiplikatiivne mudel).

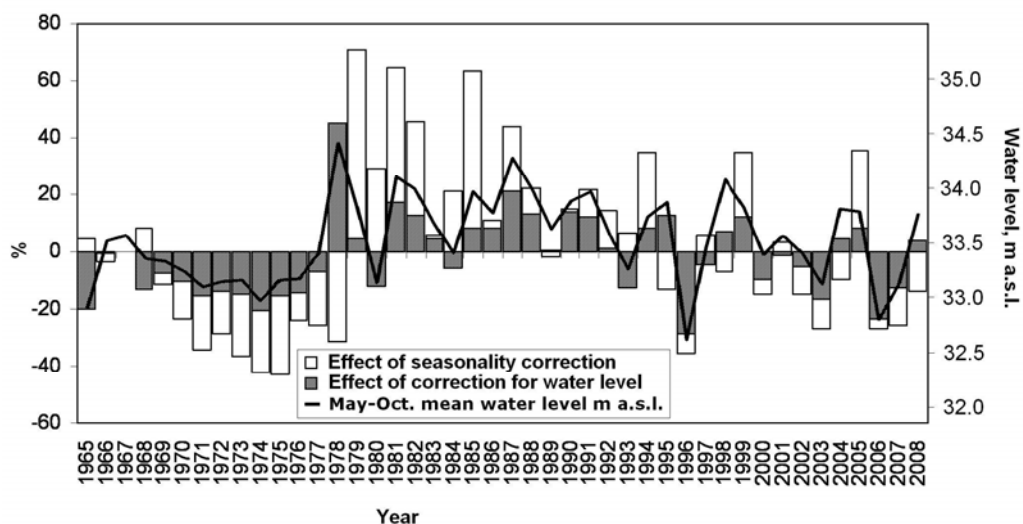
Ökoloogilise seisundi hindamise parameetreid võivad oluliselt mõjutada järgmised looduslikud tegurid:

1. Füüsikaliste, keemiliste ja bioloogiliste näitajate (nt. temperatuur, pH, lahustunud O<sub>2</sub>, fotosünteesi kiirus jt.) ööpäevane muutlikkus, mis osaliselt on tingitud öö ja päeva korrapärasest vaheldumisest, kuid mis sisaldab ka ilmastikust tingitud stohhastilist komponenti.
2. Näitajate sesoonne muutlikkus, mis suhteliselt sarnaselt aastast-aastasse kordub ja mida mõjutavad meteoroloogiliste tingimuste aastatevahelised erinevused, kutsudes esile fenoloogilisi muutusi nähtuste sesoonses ajastuses.
3. Pikaajalised muutused atmosfääri tsirkulatsioonimustrites, nagu Põhja-Atlandi ostsillatsioon (NAO; Hurrell, 1995) või lõuna ostsillatsioon El Niño (ENSO; Philander, 1990), mis erinevate mehhanismide kaudu mõjutavad veeökosüsteemide näitajaid.

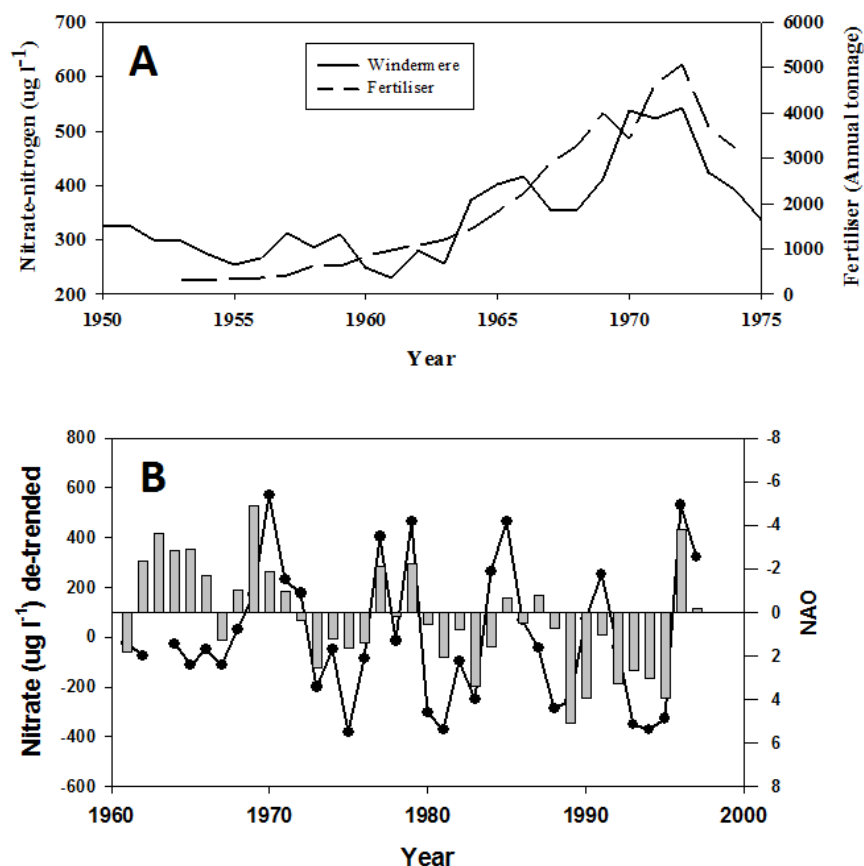
Ööpäevase muutlikkuse mõju vähendamiseks seireandmetele tuleks seiremõõtmisi teha alati samal kellaajal (Loftis et al., 1991). Sesoonsuse mõju kõrvaldamiseks on kasutusel mitmeid aegridade analüüsi meetodeid nagu sesoonne lõhustamine (seasonal decomposition; Cleveland & Tiao, 1976) ja sesoonne silumine (seasonal smoothing; Gardner, 1985). Sesoonsuse kõrvaldamine on eriti oluline lünklike andmete puhul, kus sesoonide esindatus aastati erineb, kuna see suurendab oluliselt andmeridade homogeensust. Praktikast jäetakse sesoonsusest tingitud probleemide tõttu sageli hulgaliselt andmeid veekogude seisundi hindamisest välja ja piirduakse vaid ühe sesooni, enamasti suve andmetega. Sel moel võib minna kaduma olulist informatsiooni ja järelduste tegemine vähestele andmetele toetudes suurendab eksimise võimalusi.

Vörtsjärves, kus NAO ja sellest sõltuva veetaseme mõju domineerivad seisundinäitajate (TN, TP, Chl a, fütoplanktoni biomass, vee läbipaistvus Secchi järgi) muutlikkuses, stabiliseeris sesoonsuse ja veetaseme muutuste mõju kõrvaldamine neid oluliselt (joon. 4.5) ja võimaldas neist moodustada suhteliselt stabiilse seisundi üldnäitaja (joon. 4.2).

Vastupidise näite, kus teadaoleva inimõju kõrvaldamine andmestikust võimaldas välja tuua kliimateguritest põhjustatud trendi, on toonud George et al., 2004 (joon. 4.6). Suur tõus väetiste kasutuses Inglismaa järvede piirkonnas põhjustas olulise tõusu järvede nitraadisalduses ja alles pärast selle trendi kõrvaldamist nitraatide andmetest ilmnis nende tugev seos Põhja-Atlandi ostsillatsiooni indeksiga.



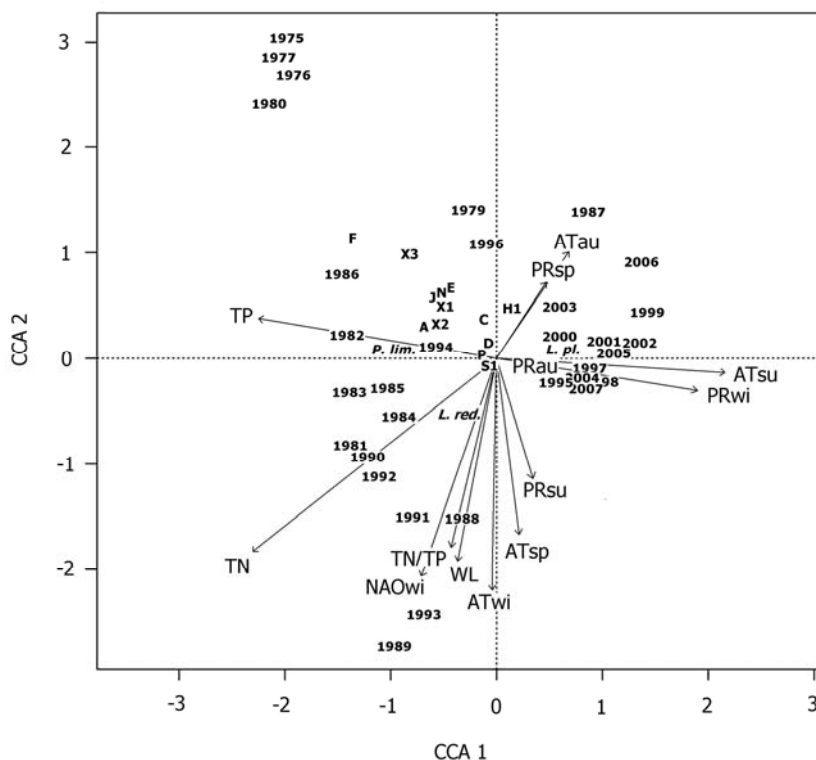
**Joon. 4.5.** Sesoonsuse ja muutuva veetaseme kõrvaldamisest tingitud parandi suurus (%) vegetatsiooniperioodi (mai – oktoober) keskmisele fütoplanktoni biomassile Võrtsjärves (Tuvikene et al., 2010)



**Joon. 4.6.** Näide teadaoleva inimõju kõrvaldamiseks andmestikust, et tuua välja seoseid kliimaatiliste teguritega. A – Nitraatide kontsentratsioon Windermere järves ja väetiste kasutus järve valglas; B – väetiste kasutuse suhtes detrenditud nitraatide kontsentratsioon Windermere järves ja NAO indeks.

#### 4.2.2.4. Mitmemõõtmeliste statistiliste meetodite rakendamine

Statistilised ordineerimismeetodid võimaldavad mitmemõõtmelise tunnusruumi analüüsi, kus teguritena võib vaadelda nii inimõju kui looduslikke tegureid ja objektideks võivad olla proovipunktid, liigid, aastad jms. Sel moel on võimalik saada ülevaatlik pilt süsteemi struktuuri kujundavatest põhiteguritest ning tegurite võimalikust koosmõjust, samas grupeeruvad objektid tunnusruumis vastavalt sarnasusele ja see annab võimaluse näiteks ühe või teise teguri suhtes tundlike indikaatororganismide eristamiseks, aga ka analoogaastate väljatoomiseks. Ordineerimismeetoditest tuntumad on faktor- ja peakomponentanalüüs, mitmemõõtmeline skaleerimine, vastavusanalüüs, kanooniline (korrelatsioon)analüüs ja kanooniline vastavusanalüüs. Eesti veeseire andmete töötlemisel on ordineerimismeetodeid kasutatud näiteks Eesti rannikumeres määndvetikate (Torn et al., 2004), fütobentiliste mikrotsüanooside (Reitalu et al., 2002) ja põhjaloomastiku koosluste (Lauringson, 2005) jaotumise kirjeldamiseks ning Võrtsjärves bakteriplanktoni (Kisand & Nõges, 2004) ja fütoplanktoni struktuuri kirjeldamiseks (Nõges et al., 2010). Näitena viimasest tööst on toodud fütoplanktoni funktsionaalsete rühmade, kolme dominantliigi ja uurimisaastate 1975-2007 jaotus mitmemõõtmelises tunnusruumis, mis kirjeldab toiteainete ning sesoonsete kliimatiliste tegurite mõjuvälja (joon. 4.7).



**Joon. 4.7.** Võrtsjärve fütoplanktoni funktsionaalsete rühmade, kolme dominantliigi ja uurimisaastate 1975-2007 jaotus canoonilise vastavusanalüüsi mitmemõõtmelises tunnusruumis, mis kirjeldab toiteainete ning sesoonsete kliimatiliste tegurite mõjuvälja. TP – üldfosfori koormus; TN – üldläämastiku koormus; NAO – Põhja-Atlandi ostsillatsioonindeks; AT – õhutemperatuur; PR – sademete hulk; wi – talv; sp – kevad; su – suvi; au – sügis; *P. lim.* – *Planktolyngbya limnetica*; *L. red.* – *Limnothrix redekei*; *L. pl.* – *L. planktonica*; 1975-2007 – aastad; A, C, D, E, F, H1, J, N, X1, X2, X3 – fütoplanktoni funktsionaalsed rühmad Reynolds et al. (2002) järgi (Nõges et al., 2010)

### 4.3. Soovitused seireprogrammi tõhustamiseks

#### 1) Üldised soovitused

- a) Hüdrobioloogilise ja hüdrokeemilise seire tulemusi on senistes seirearuannetes vaid harvadel juhtudel püütud seostada hüdroloogiliste või meteoroloogiliste näitajatega. See võib luua olukorra, kus isegi tugevate seoste olemasolu korral neid ei tuvastata, kuna selliseks seostamiseks puudub vastav tellimus.
- b) Potentsiaalsete kliimamuutuse tulipunktide kaardistamine Eesti kohta ja nende kaasatuse selgitamine seirevõrgustikku annaks võimaluse uurimuslikku seiret kliimamuutuse mõju varajaseks avastamiseks teadlikult suunata.

#### 2) Hüdrometeoroloogiline seire

- a) Tuleks taastada hüdroloogilised vaatlused väikejärvedel, mis võimaldaks ilmastiku- ja hüdroloogiliste tegurite mõju hindamist nende ökosüsteemidele.
- b) On põhjendatud taastada äravoolu mõõtmine Ahja jõe ülemjooksul (Koorvere mõõtepost) ning Võhandu jõe ülemjooksul (ülalpool Sõmerpalut). Neil valgetel on otsene inimõju väike ja tulemused kajastavad paremini looduslike tegurite ajalisi muutusi kui enamikus teistes hüdromeetriaaamades.

#### 3) Väikejärvede seire

- a) Hoida seire uuringuid sellisel põhjalikkuse tasemel, et säiliks võimalus seletada järvedes toimuvaid ökoloogilisi mehhanisme. Ei tohiks rahulduda ainult ökoloogilise seisundi koondhinnanguga.
- b) Ülevaate- ja operatiivseire juurde peaks lülitama uurimusliku seire, mis valmistaks ette veekogude võimalikku tervendamist ja meetmekava (setete uuringud, vee- ja ainebilanss)
- c) Fooniveekogude leidmiseks peaks seiresse lülitama paleolimnoloogilised tööd.

#### 4) Suurjärvede seire

- a) Chl a näitab Võrtsjärves viimastel aastatel süstemaatiliselt halvemat vee kvaliteeti, kui mitmed teised bioloogilised näitajad. Chl a trend on vetikate kohastumuslik reaktsioon huumusainete sisaldusest tingitud valgustingimuste halvenemisele. Seega on põhjus pigem loodusliku, kui inimtekkelise päritoluga ja oleks õigustatud riiklikus seireprogrammis kasutatava klorofüllil põhineva kvaliteediskaala korrigeerimine. Veelgi õigem oleks aga Chl a asendamine vetikate biomassi näitajaga, mis on valgustingimuste muutlikkuse suhtes vähem tundlik.

#### 5) Jõgede seire

- a) Kaaluda jõgede tüpoloogia muutmist selliselt, et see vastaks paremini elupaikade jaotusele Eesti jõgedes.
- b) Ülevaate saamiseks kliimamuutuse võimalikust mõjust jõgede ökosüsteemidele tuleks lülitada jõgede ökoloogilise seisundi seiresse igal aastal seiratavad jõelõigud võrdlusveekogumite hulgast.

#### 6) Märjalade seire

- a) Kaldamärjalad ja lammid vajavad oma suure dünaamilisuse tõttu spetsiifilist seiret. Erinevalt muudest lävenditest, kus 1-4 proovivõttu aastas annavad rahuldava tulemuse, on veekaitsepuhvrite seires vaja suurt proovivõtu sagedust, et tabada üksikutest ilmastikusündmustest tekitatud lühiajalisi ärakande tippe.
- b) Turbasammalde liigilise koosseisu ja liikide vahekorra jälgimine rabades omab tähtsust, kui eesmärgiks on kliimamuutuse mõju selgitamine.



## Kasutatud kirjandus

- BACC Author Group, 2008. Assessment of climate change for the Baltic Sea Basin. Springer-Verlag, Berlin.
- BACC II, 2012. Assessment of climate change for the Baltic Sea Basin (in press).
- CIS, 2009. River basin management in a changing climate. Common Implementation Strategy for the Water Framework Directive (2000/60/EC), Guidance document 24. European Commission, 141 pp.
- Cleveland, W. P. & G. C. Tiao, 1976. Decomposition of seasonal time series: a model for the Census X-11 program. *Journal of the American Statistical Association* 71: 581–587.
- Diffenbaugh, N.S., J.S. Pal, F. Giorgi and X.J. Gao, 2007: Heat stress intensification in the Mediterranean climate change Hotspot. *Geophysical Research Letters*, 34, L11706.
- Diffenbaugh, N.S., F. Giorgi & J.S. Pal, 2008: Climate change hotspots in the United States. *Geophysical Research Letters*, 35, L16709.
- Dippner, J., Graham, P. L., Gustafsson, B., Heino, R., Omstedt, A., Smith, B., Tuomenvirta, H., Von Storch, H., Vuglinsky, V., Vuorinen, I. 2007. Climate Change in the Baltic Sea Area. *Balt. Sea Environ. Proc.* 111: 37-38.
- EEA, 2010. EU 2010 biodiversity baseline. EEA Technical report No 12/2010.
- Evans, C.D., Monteith D.T and Cooper D.M., 2005. Long-term increases in surface water dissolved organic carbon: observations, possible causes and environmental impacts, *Environmental Pollution* 137, 55-71.
- Evans, C.D., Chapman, P.J., Clark, J.M., Monteith, D.T. and Cresser, M.S., 2006. Alternative explanations for rising dissolved organic carbon export from organic soils, *Global Change Biology* 12, 2044-2053.
- Gardner, E. S. Jr., 1985. Exponential smoothing: the state of the art. *Journal of Forecasting* 4: 1–28.
- George, D.G., S.C. Maberly & D.P. Hewitt, 2004. The influence of the North Atlantic Oscillation on the physical, chemical and biological characteristics of four lakes in the English Lake District, *Freshwater Biology* 49: 760–774.
- Gerten, D. & R. Adrian, 2000. Climate-driven changes in spring plankton dynamics and the sensitivity of shallow polymictic lakes to the North Atlantic Oscillation *Limnol. Oceanogr.* 45: 1058–1066.
- Giorgi, F., 2006: Climate change Hot-Spots. *Geophysical Research Letters*, 33, L08707.
- Giorgi, F. & X. Bi, 2009: The Time of Emergence (TOE) of GHG-forced precipitation change Hot-Spots. *Geophysical Research Letters*, 36, L06709.
- HELCOM, 1998. Red List of marine and coastal biotopes and biotope complexes of the Baltic sea, Belt Sea and Kattegat. *Balt.Sea Environ. Proc.* 75. 115 pp.
- Hurrell, J. W., 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation regional temperatures and precipitation. *Science* 269: 676–679.
- Häder, D.-P., H. D. Kumar, R. C. Smith & R. C. Worrest, 2007. Effects of solar UV radiation on aquatic ecosystems and interactions with climate change. *Photochem. Photobiol. Sci.*, 6: 267-285.
- Jennings, E., M. Järvinen, N. Allott, L. Arvola, K. Moore, P. Naden, C. N. Aonghusa, T. Nöges and G. A. Weyhenmeyer, 2010. Impacts of Climate on the Flux of Dissolved Organic Carbon from Catchments. Ch. 12 in D. G. George (ed.), *The Impact of Climate Change on European Lakes*, Aquatic Ecology Series 4, Springer, p. 199-220.
- Järvet, A. 2010. 100 aastat soouuringute algusest Toomal. – *Eesti Loodus*, nr 9, lk. 6–12.
- Järvet, A. 1994. Eesti jõgede hüdrokeemiline uuritus. - *Eesti jõgede ja järvede seisund ning kaitse*. Tallinn, 1994, 65-82.

- Järvet, A. & G. Reinapu, 2010. Kuidas Eestis praegu soid uuritakse. Ajaleht "Vooremaa", 23.09. 2010
- Kröncke, I., Reiss, H., 2010. Influence of macrofauna long-term natural variability on benthic indices used in ecological quality assessment. *Mar. Pollut. Bull.* 60, 58–68.
- Kangur, K., J. Haberman, A. Kangur, P. Kangur, A. Milius, H. Mäemets, R. Laugaste & E. Pihu, 2001. History of investigations on the ecosystem of Lake Peipsi. *Proc. Estonian Acad. Sci. Biol. Ecol.* 50: 169–179.
- Kaplan, L. A., T. L. Bott, J. K. Jackson, J. D. Newbold & B. W. Sweeney, 2008. Protecting headwaters: The scientific basis for safeguarding stream and river ecosystems. Stroud Water Research Center. Avondale: 20 pp.
- Kisand, V. & T. Nõges, 2004. Abiotic and biotic factors regulating dynamics of bacterioplankton in a large shallow lake. *FEMS Microbiology Ecology* 50: 51–62.
- Kröncke, I. & H. Reiss, 2010. Influence of macrofauna long-term natural variability on benthic indices used in ecological quality assessment. *Mar. Pollut. Bull.* 60:58–68.
- Lauringson, V., 2005. Eutrofeerumise mõju põhjaloomastiku kooslustele Eesti rannikumeres. Magistritöö. TÜ Zooloogia ja hüdrobioloogia instituut. Tartu.
- Lauringson, V., J. Kotta, P. Kersen, Ü. Leisk, H. Orav-Kotta & I. Kotta. 2012. Use case of biomass-based benthic invertebrate index for brackish waters in connection to climate and eutrophication. *Ecological Indicators* 12: 123-132.
- Loftis, J. C., G. B. McBride & J. C. Ellis, 1991. Considerations of scale in water quality monitoring and data analysis. *Journal of the American Water Resources Association* 27: 255–264.
- Martin, G., Möller, T., Kotta, J., Daynus, D., Aigars, J., Bucas, M., Jermakovs, V., Siaulys, A., Saskov, A., 2010. Benthic Marine Habitats of the Eastern Baltic Sea. *Estonian Marine Institute Report Series nr. 15.*
- Murphy, K.J., Kennedy, M.P., McCarthy, V., O'Hare, M.T., Irvine, K. and Adams, C. (2002) A review of ecology based classification systems for standing freshwaters, SNIFFER Project Number: W(99)65, Environment Agency R&D Technical Report: E1-091/TR.
- Mühlen, M. von zur. & Schneider, G. 1920. Der See Wirzjerw in Livland. *Archiv für die Naturkunde des Ostbaltikums*, 14.
- Nõges, P. 2003. Milliseks hinnata Võrtsjärve praegust ökoloogilist seisundit fütoplanktonis 90 aasta jooksul toimunud muutuste põhjal? *Rmt. Möls, T., Haberman, J., Kongo, L., Kukk, E. & E. Möls (toim.) Eesti LUS-i Aastaraamat*, 81, Nordon, Tartu: 60-81.
- Nõges, T. & Nõges, P. 1999. The effect of extreme water level decrease on hydrochemistry and phytoplankton in a shallow eutrophic lake. – *Hydrobiologia* 409: 277-283.
- Nõges, P. & Nõges, T. 2006. Indicators and criteria to assess ecological status of the large shallow temperate polymictic lakes Peipsi (Estonia/Russia) and Võrtsjärv (Estonia). *Boreal Environment Research* 11: 67-80.
- Nõges, P., A. Kangur, A. Järvalt & T. Nõges, 2001. History of hydrological and biological investigations of Lake Võrtsjärv. *Proc. Estonian Acad. Sci. Biol. Ecol.* 50: 180–193.
- Nõges P., W. Van de Bund, A. C. Cardoso, & A. S. Heiskanen. 2007. Impact of climatic variability on parameters used in typology and ecological quality assessment of surface waters - implications on the Water Framework Directive. *Hydrobiologia* 584: 373–379.
- Nõges, P., U. Mischke, R. Laugaste & A. G. Solimini, 2010. Analysis of changes over 44 years in the phytoplankton of Lake Võrtsjärv (Estonia): the effect of nutrients, climate and the investigator on phytoplankton-based water quality indices. *Hydrobiologia* 646: 33–48.
- Nõges P., Nõges T., Ghiani M., Sena, F., Fresner R., Friedl M., Mildner J. 2011. Increased nutrient loading and rapid changes in phytoplankton expected with climate change in

- stratified South European lakes: sensitivity of lakes with different trophic state and catchment properties. *Hydrobiologia*. 667:255-270.
- Nöges, T., Arst, H., Laas, A., Kauer, T., Nöges, P., Toming, K. 2011. Reconstructed long-term time series of phytoplankton primary production of a large shallow temperate lake: the basis to assess the carbon balance and its climate sensitivity. *Hydrobiologia*. 667: 205-222.
- Petrov, V. V. 1947. Factors forming the ichthyofauna of Lake Pskovsko-Chudskoe. *Izv. VNIORKh*, 26, 3–110 (in Russian).
- Philander, S. G., 1990. *El Niño, La Niña and the Southern Oscillation*. Academic Press, San Diego: 293 pp.
- Reitalu, T., J. Paal & G. Martin, 2002. Phytobenthic microcoenoses along Estonian exposed seashores. *Proc. Estonian Acad. Sci. Biol. Ecol.* 51: 257-276.
- Reynolds, C. S., V. Huszar, C. Kruk, L. Naselli-Flores & S. Melo, 2002. Towards a functional classification of the freshwater phytoplankton. *Journal of Plankton Research* 24: 17–428.
- Scheffer, M., S. Carpenter, J. A. Foley, C. Folke & B. Walker, 2001. Catastrophic shifts in ecosystems. *Nature* 413: 591-596.
- Sigmund, A.-M., 2006. Euroopa Majandus- ja Sotsiaalkomitee arvamus teemal Kliimamuutustest tingitud probleemide lahendamise — kodanikuühiskonna roll. *Euroopa Liidu Teataja C 318*: 0102 – 0108.
- Sokolov, A. A. (ed.) 1941. *Lake Chudsko-Pskovskoe*. Gosud. Gidrometeorol. Izd., Leningrad (in Russian).
- Solimini, A. G., A. C. Cardoso, J. Carstensen, G. Free, A-S. Heiskanen, N. Jepsen, P. Nöges, S. Poikane & W. van de Bund. 2008. The monitoring of ecological status of european freshwaters. In Quevauviller, P., U. Borchers, C. Thompson, T. Simonart (eds.), *The Water Framework Directive: ecological and chemical status monitoring*. John Wiley & Sons, Ltd, Chippenham, Wiltshire: 29-60.
- Suursaar, Ü. & T. Kullas, 2006. Influence of wind climate changes on the mean sea level and current regime in the coastal waters of west Estonia, Baltic Sea. *Oceanologia* 48: 361–383.
- Torn, K., G. Martin, H. Kukk & T. Trei, 2004. Distribution of charophyte species in Estonian coastal water (NE Baltic Sea). *Scientia Marina* 68 (Suppl. 1): 129-136.
- Tuvikene, L., T. Nöges & P. Nöges, 2010. Why do phytoplankton species composition and “traditional” water quality parameters indicate different ecological status of a large shallow lake? *Hydrobiologia* 660: 3-15.
- Tuvikene, L. (vast. täitja), 2012. Võrtsjärve hüdrobioloogiline seire. 2011. a. aastaaruanne. Eesti riikliku keskkonnaseire allprogramm siseveekogude seire. Eesti Maaülikooli põllumajandus- ja keskkonnainstituut. Tartu.
- Walmsley, C.A., R.J. Smithers, P.M. Berry, M. Harley, M.J. Stevenson & R. Catchpole (eds.) 2007. *MONARCH – Modelling Natural Resource Responses to Climate Change – a synthesis for biodiversity conservation*. UKCIP, Oxford, 100pp.

### **Interneti allikad:**

- Kutser, T., 2007. Mere kaugseire pikaajaline programm.  
[http://seire.keskkonnainfo.ee/seireveeb/aruanded/8099\\_Kaugseire\\_pikaajaline\\_plaan.doc](http://seire.keskkonnainfo.ee/seireveeb/aruanded/8099_Kaugseire_pikaajaline_plaan.doc)
- Manual for Marine Monitoring in the COMBINE Programme of HELCOM.  
[http://www.helcom.fi/groups/monas/CombineManual/en\\_GB/main/](http://www.helcom.fi/groups/monas/CombineManual/en_GB/main/)
- Natural resources Canada. The Atlas of Canada. Potential impacts of climate change.  
<http://atlas.nrcan.gc.ca/site/english/maps/climatechange/potentialimpacts>. Viimati vaadatud: 15. 01. 2012.

Ott, I., 2010. Väikejärvede ökoloogilise seisundi muutustest ja seire korraldusest. Ettekanne Seirefoorumil 4. nov. 2010. [www.keskkonnainfo.ee](http://www.keskkonnainfo.ee). Viimati vaadatud: 15. 12. 2011.

Protokoll, 2011. Eesti-Venemaa piiriveekogude kaitse ja säästliku kasutamise ühiskomisjoni XIV istungi protokoll.  
<http://www.envir.ee/orb.aw/class=file/action=preview/id=1176816/Protokoll+2011+e.k..pdf>