

28.9.2012

Suomen merenhoitosuunnitelman valmisteluun kuuluva

Meriympäristön nykytilan arvio

A. JOHDANTO JA OMINAISPIIRTEET

Toimituskunta: Juha-Markku Leppänen, Eija Rantajärvi, Jan-Erik Bruun ja Joona Salojärvi



Suomen merenhoitosuunnitelman valmisteluun kuuluva

Meriympäristön nykytilan arvio

Meriympäristön nykytilan arvio koostuu kuudesta osasta:

- A. JOHDANTO JA OMINAISPIIRTEET
- B. ELINYMPÄRISTÖT, ELIÖYHTEISÖT JA SUOJELUALUEET
- C. MERENPOHJAN JA VESIPATSAAN ELIÖYHTEISÖT
- D. IHMISTOIMINNAN AIHEUTTAMAT PAINEET – OSA 1
- E. IHMISTOIMINNAN AIHEUTTAMAT PAINEET – OSA 2
- F. SOSIOEKONOMINEN ANALYYSI

Merenhoidon meren nykytilan arvio on valmisteltu ympäristöministeriön asettamassa merenhoidon suunnittelun asiantuntijatyöryhmässä, jonka puheenjohtajana on Juha-Markku Leppänen (Suomen ympäristökeskus) ja jäseninä Matti Aaltonen (Liikennevirasto), Penina Blankett (Ympäristöministeriö), Jan-Erik Bruun (Suomen ympäristökeskus), Michael Haldin/Jan Ekebom (Metsähallitus), Anna-Stiina Heiskanen/Heikki Pitkänen (Suomen ympäristökeskus), Johanna Ikävalko (Ilmatieteen laitos), Ulla Kaarikivi-Laine (Ympäristöministeriö), Mauri Karonen (Uudenmaan ELY-keskus), Antton Keto (Suomen ympäristökeskus), Aarno Kotilainen (Geologian tutkimuskeskus), Pasi Laihonon (Suomen ympäristökeskus), Anne Laine (Pohjois-Pohjanmaan ELY-keskus), Hans-Göran Lax (Etelä-Pohjanmaan ELY-keskus), Heikki Lehtinen (Maa- ja metsätalousministeriö), Olli Madekivi/Samu Numminen (Varsinais-Suomen ELY-keskus), Anita Mäkinen (Liikenteen turvallisuusvirasto Trafi), Stefan Nyman (Pohjanmaan ELY-keskus), Eeva-Riitta Puomio/Mikaela Ahlman (Uudenmaan ELY-keskus), Jouni Törrönen (Kaakkois-Suomen ELY-keskus), Matti Verta (Suomen ympäristökeskus), Antti Lappalainen (Riista- ja kalatalouden tutkimuslaitos). Jan-Erik Bruun toimii myös työryhmän sihteerinä.

Työhön on osallistunut lisäksi myös suuri joukko muita asiantuntijoita eri viranomaisista ja laitoksista; kirjoittajien nimet esitetään kappaleiden alussa.

SISÄLTÖ

1 Tiivistelmä.....	4
2 Johdanto	4
2.1 Alustava arvio ja valtioneuvoston asetuksen (980/2011) vaatimukset	6
2.2.1 Lähestymistapa	9
2.2 Itämeren ja Suomen merialueiden kuvaus.....	12
2.2.1 Itämeri.....	12
2.2.2 Suomen merialueet.....	14
2.3 Merialueiden jako meriympäristön tilan arvioinnissa	18
3. Olennaisia piirteitä ja ominaisuuksia sekä ympäristön tilaa koskeva analyysi	22
3.1 Fysikaaliset ja kemialliset ominaisuudet.....	22
3.1.1 Merenpohjan pinnanmuodostus	22
3.1.2 Merenpohjan syvyyskarttoitus.....	28
3.1.2 Vuosittaiset ja vuodenaikaiset lämpötilaolosuhteet sekä jääpeite, virtauksen nopeus, kumpuaminen, altistus aallokelle, sekoittumisominaisuudet, sameus, viipymäaika.....	32
3.1.3 Meriveden suolaisuus Suomen merialueilla	39
3.1.4 Kerrostuneisuus, sekoittuminen, kumpuaminen, virtaukset ja veden viipymä	45
3.1.5 Aallokko Suomea ympäröivillä merialueilla	49
3.1.6 Vedenpinnan korkeus Suomen rannikolla	53
3.1.7 Näkösyvyys eli veden kirkkaus	59
3.1.8 Hapen alueellinen ja ajallinen jakautuminen	67
3.1.9 Ravinteet ja orgaaninen kokonaishiili	80
3.1.9.1 Ravinteet	80
3.1.9.2 Orgaaninen kokonaishiili.....	88
Ravinteet ja meren tilaluokittelu	89
3.1.10 pH- ja pCO ₂ –profiilit tai vastaavat meren happamoitumista kuvaavat tiedot	94

1 TIIVISTELMÄ

Tämä alustava arvio Suomen merialueiden meriympäristön tämänhetkisestä tilasta on tehty Euroopan unionin meristrategiadirektiivin (2008/56/EY) mukaisesti. Suomessa meristrategiadirektiivi on pantu täytäntöön lailla vesienhoidon ja merenhoidon järjestämisestä (25.3.2011/272) ja valtioneuvoston asetuksella (980/2011) merenhoidon järjestämisestä.

Erittäin tiukan toteuttamisaikataulun vuoksi tätä meriympäristön tila-arviota varten ei ole tehty erillisiä aineistoanalyyskejä vaan se perustuu pääosin nykyisissä vesienhoitosuunnitelmissa oleviin rannikkovesien tilaluokitteluihin, lintu- ja luontodirektiivien mukaisiin arvioihin ja Itämeren suojelukomissiossa (HELCOM) tehtyihin tila-arvioihin. Kaupallisten kalakantojen tila-arviot perustuvat pääosin kansainvälisen merentutkimusneuvoston (ICES) tekemiin kanta-arvioihin.

Ei liene yllätys, että Itämeren tila on tässäkin arviossa kuvattu monelta osin huonoksi. Liiallinen ravinnekuormitus ja siitä seurannut rehevöityminen on koko Itämeren ongelma, mikä vaarantaa niin luonnon monimuotoisuuden säilymisen, ravintoverkon toiminnan kuin pohjan koskemattomuuden. Vieraslajeja on kulkeutunut Itämereen monia, haitallisia aineita on kertynyt etenkin ravintoverkon huipulle ja esimerkiksi dioksiinien pitoisuudet ylittävät eräissä kaloissa EU:n elintarvikienormien sallimat raja-arvot. Meriliikenteen onnettomuuksista mahdollisesti seuraavat kemikaali- ja etenkin öljypäästöt ovat uhka Itämeren eliöstölle ja ihmisen hyötykäytölle. Vedenalaisen melun määrää Itämerellä ja sen mahdollisia haittoja meriympäristölle ei vielä tunneta. Roskien määrän ei uskota nykyisellään haittaavan meriympäristöä ja sen käyttöä, mutta etenkin muovista syntyvien mikropartikkelien vaikutuksia ei vielä tunneta.

Itämeri on ominaispiirteittensä vuoksi herkkä ja haavoittuva ekosysteemi. Sen tarjoamat ekosysteemipalvelut ovat yhteiskunnalle sosiaalisesti ja taloudellisesti tärkeitä, jopa korvaamattomia. Itämeri on haavoittunut, muttei vielä henkitorissaan. Paraneminen vie aikaa, mutta meri toipuu sitä varmemmin mitä nopeammin tehokkaisiin hoitotoimenpiteisiin ryhdytään.

2 JOHDANTO

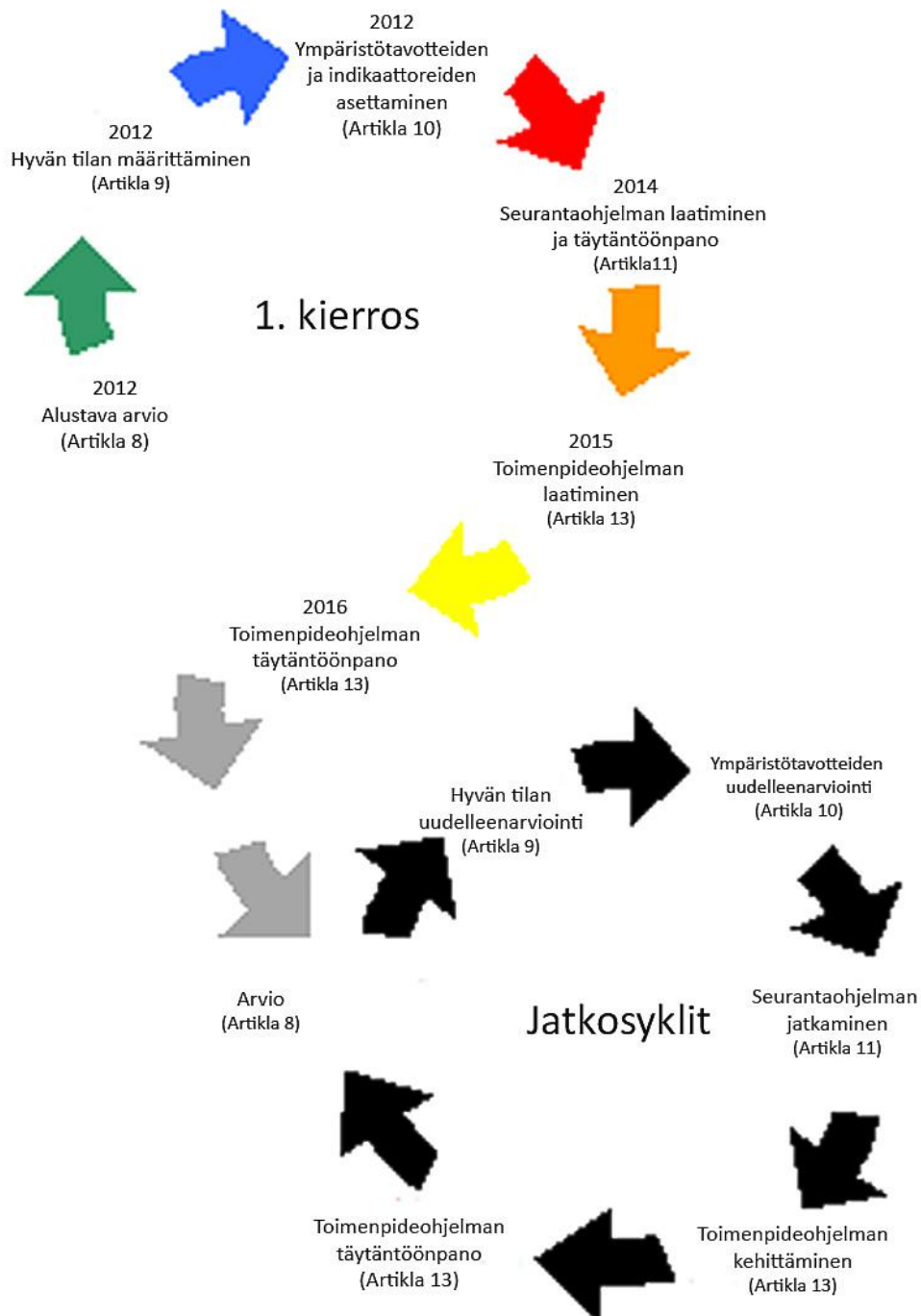
Euroopan unionin meristrategiadirektiivin (2008/56/EY) tavoitteena on luoda puitteet jäsenvaltioiden toimenpiteille, jotka ovat tarpeen meriympäristön hyvän tilan saavuttamiseksi ja ylläpitämiseksi vuoteen 2020 mennessä. Direktiivin mukaan jäsenvaltioiden on laadittava ja pantava täytäntöön merensuojelua koskevat strategiat. Meristrategioiden keskeisenä tavoitteena on taata terve ja toimiva ekosysteemi, eli eliöstön ja elottomien ympäristötekijöiden kokonaisuus. Meriympäristöön kohdistuvan ihmistoiminnan paineita on hallittava tavalla, joka mahdollistaa ympäristön hyvän tilan eikä vaaranna ekosysteemien kykyä reagoida ihmistoiminnasta aiheutuviin muutoksiin. Samalla mahdollistetaan merellisten hyödykkeiden ja palveluiden kestävä käyttö sekä nykyisille että tuleville sukupolville.

Itämeri on direktiivin täytäntöönpanossa yksi merialue, sitä ei jaeta osiin. Jäsenvaltiot laativat omat meristrategiansa suvereniteettinsa ja lainkäyttövaltansa alaisille alueille, mutta merialueen jakavilta jäsenvaltioilta edellytetään yhteistyötä, jotta strategiat olisivat kaikilta osiltaan koordinoituja ja johdonmukaisia ja noudattaisivat yhtenäistä lähestymistapaa.

Suomessa meristrategiadirektiivi on pantu täytäntöön täydentämällä lakia vesienhoidon järjestämisestä (30.12.2004/1299), jossa EU:n vesipuitedirektiivi – toinen keskeinen vesienhoitoa koskeva direktiivi – on saatettu Suomen lainsäädäntöön. Uusi laki on **laki vesienhoidon ja merenhoidon järjestämisestä (25.3.2011/272) ja sitä on täydennetty valtioneuvoston asetuksella (980/2011) merenhoidon järjestämisestä**.

Suomessa meristrategiaa kutsutaan merenhoitosuunnitelmaksi. Suomi tekee yhden merenhoitosuunnitelman, joka kattaa kaikki Suomen merialueet. Merenhoitosuunnitelmaan kuuluu **meren nykytilan alustava arvio, meriympäristön hyvän tilan määrittäminen, ympäristötavoitteiden ja niihin liittyvien indikaattoreiden asettaminen sekä seuranta- ja toimenpideohjelmat.** Merenhoitosuunnitelman hyväksyy valtioneuvosto. Alustava arvio meren nykytilasta, hyvän tilan määrittäminen ja ympäristötavoitteiden asettaminen tulee olla hyväksyttyinä heinäkuussa 2012, seurantaohjelmat vuonna 2014 ja toimenpideohjelmat vuonna 2015.

Merenhoitosuunnitelmat toteutetaan kuuden vuoden jaksoissa ja alustavaa arviota seuraava merenhoitosuunnitelman mukainen meren tilan arvio tehdään vuonna 2018.



Kuva 2-1.
Merenhoito-
suunnitelman
toimeenpanosykli.

2.1 ALUSTAVA ARVIO JA VALTIONEUVOSTON ASETUKSEN (980/2011) VAATIMUKSET

Alustavan arvion rakenne ja tavoitteet perustuvat meristrategiadirektiivin artiklaan 8, joka Suomen lainsäädännössä sisältyy vesien- ja merenhoitolain pykälään 26c ja pykäliin 6 ja 7 valtioneuvoston asetukseen merenhoidon järjestämisestä (980/2011).

Alustava arvio koostuu kolmesta osasta:

1. Vesien olennaisia piirteitä ja ominaisuuksia sekä ympäristön senhetkistä tilaa koskeva analyysi. Siinä käsitellään fysikaalisia ja kemiallisia ominaisuuksia, elinympäristöjä, biologisia ominaisuuksia ja se perustuu valtioneuvoston asetuksen liitteen 1 ohjeelliseen luetteloon eri tekijöistä (Taulukko 2.1-1).
2. Meriympäristön tilaan kohdistuvia vallitsevia paineita ja vaikutuksia, ihmisen toiminta mukaan lukien, käsittelevä analyysi, joka
 - perustuu asetuksen liitteen 2 ohjeelliseen luetteloon eri tekijöistä (Taulukko 2.1-2)
 - kattaa eri paineiden laadullisen ja määrällisen yhdistelmän sekä havaittavissa olevat suuntaukset ja
 - kattaa tärkeimmät kumulatiiviset vaikutukset ja synergivaikutukset sekä
 - huomioi yhteisön voimassa olevan lainsäädännön nojalla laaditut ja muut asiaan liittyvät arvioinnit, kuten HELCOM:n puitteissa laaditut arvioinnit.
3. Taloudellinen ja sosiaalinen analyysi on selvitys kyseisten vesien käytöstä sekä meriympäristön tilan huonontumisesta johtuvista kustannuksista.

Valtioneuvoston asetuksen mukaan Ympäristöministeriö yhteistyössä Suomen ympäristökeskuksen ja elinkeino-, liikenne ja ympäristökeskusten kanssa vastaa meriympäristön tilan alustavan arvion kokoamisesta.

Alustavan arvion perusteella tulee Suomen myös määrittää meriympäristön hyvän tilan ominaispiirteet ja ympäristötavoitteet ja niihin liittyvät indikaattorit huomioiden asetuksessa liitteessä 3 luetellut laadulliset kuvaajat, liitteen 2 ohjeellisen luettelon paineista ja vaikutuksista sekä liitteen 1 ohjeellisen luettelon piirteistä ja ominaisuuksista.

Meriympäristön tilan alustava arviointi, hyvän tilan määrittäminen ja sen saavuttamiseksi tai ylläpitämiseksi tarvittavien mitattavien ympäristötavoitteiden ja niihin liittyvien indikaattoreiden tulee olla valmiina 15.7.2012 mennessä.

Meriympäristön tila on hyvä, kun meri on ekologisesti monimuotoinen ja tasapainoinen, dynaaminen, luontaisessa olosuhteessaan puhdas, terve ja tuottava, ja kun meriympäristön käyttö on kestävä ja turvaa nykyisten ja tulevien sukupolvien meren käyttö- ja toimintamahdollisuudet.

Taulukko 2.1.-1. Asetuksen (980/2011) liitteen 1 ohjeellinen luettelo merivesien olennaisia piirteitä ja ominaisuuksia määritettäessä huomioon otettavista tekijöistä.

Fysikaaliset ja kemialliset ominaisuudet	<ul style="list-style-type: none"> - Merenpohjan topografia, syvyytiedot ja maankohoaminen. - Vuosittaiset ja vuodenaikaiset lämpötilaolosuhteet sekä jääpeite, virtauksen nopeus, kumpuaminen, meriveden korkeus, altistus aallokelle, sekoittumisominaisuudet, sameus, viipymäaika. - Suolaisuuden alueellinen ja ajallinen jakautuminen. - Ravinteiden (DIN, TN, DIP, TP, TOC) ja hapen alueellinen ja ajallinen jakautuminen. - pH- ja pCO₂-profiilit tai vastaavat meren happamoitumisen mittaamiseksi käytetyt tiedot.
Elinympäristöt	<ul style="list-style-type: none"> - Vallitsevat merenpohjan ja vesipatsaan elinympäristöt ja kuvaus niiden tyypillisistä fysikaalisista ja kemiallisista ominaispiirteistä, kuten syvyys, veden lämpötilan vaihtelualue, virtaukset ja muut veden liikkeet, suolaisuus, merenpohjan rakenne ja pinnan koostumus. - Erityisten elinympäristötyyppien määrittäminen ja osoittaminen, erityisesti niiden luontotyyppien, jotka luonnonsuojelulaissa (1096/1996) tai kansainvälisissä yleissopimuksissa tunnustetaan tai määritellään tieteellisesti tai biologisen monimuotoisuuden kannalta erityisen kiinnostaviksi. - Elinympäristöt alueilla, jotka ominaisuuksiensa, sijaintinsa tai strategisen merkityksensä vuoksi on syytä mainita. Näihin voi kuulua alueita, joihin kohdistuu voimakkaita tai erityisiä paineita, tai alueita, joita on syytä suojella erityisjärjestelyin
Biologiset ominaisuudet	<ul style="list-style-type: none"> - Kuvaus vallitseviin merenpohjan ja vesipatsaan elinympäristöihin liittyvistä biologisista yhteisöistä. Selvityksen olisi sisällettävä tietoja kasvi- ja eläinplanktoniyhteisöistä, mukaan luettuina lajit sekä vuodenaikainen ja maantieteellinen vaihtelu. - Tietoja putkilokasveista, makrolevistä ja vesisammalista ja selkärangattomista pohjaeläimistä, mukaan luettuina lajikoostumus, biomassa sekä vuosittais- ja vuodenaikaisvaihtelu. - Tietoja kalapopulaatioiden rakenteesta, mukaan luettuina populaatioiden runsaus, levinneisyys sekä ikä- ja kokorakenne. - Kuvaus merivesillä merilintulajien populaatiovaihtelusta, luonnollisesta ja tosiasiallisesta levinneisyysalueesta ja tilasta. - Kuvaus niiden merivesillä esiintyvien muiden lajien populaatiovaihtelusta, luonnollisesta ja tosiasiallisesta levinneisyysalueesta ja tilasta, jotka kuuluvat yhteisön lainsäädännön tai kansainvälisten sopimusten soveltamisalaan. - Selvitys vieraiden tuloalajien tai tarvittaessa alkuperäisten lajien geneettisesti poikkeavien muotojen ajallisesta esiintymisestä, runsaudesta ja levinneisyydestä merivesillä.

Meriympäristön tilaan kohdistuvia vallitsevia paineita ja vaikutuksia käsittelevän analyysin (ihmisen toiminta mukaan luettuna) on perustuttava asetuksen liitteen 2 ohjeelliseen luetteloon eri tekijöistä (Taulukko 2.1-2.) ja sen tulee kattaa eri paineiden laadulliset ja määrälliset yhdistelmät sekä havaittavissa olevat suuntaukset, tärkeimmät kumulatiiviset vaikutukset ja synergiavaikutukset sekä huomioitava yhteisön voimassa olevan lainsäädännön nojalla laaditut arvioinnit ja muut asiaan liittyvät arvioinnit, kuten HELCOM:n puitteissa laaditut arvioinnit.

Taulukko 2.1-2. Asetuksen (980/2011) liitteen 2 ohjeellinen luettelo, joka otetaan huomioon meriympäristöön vaikuttavaa toimintaa arvioitaessa.

Fyysinen menetys	<ul style="list-style-type: none"> - Tukahduttaminen (esim. keinotekoisilla rakennelmilla, ruoppausjätteen läjityksellä). - Tukkuminen (esim. pysyvillä rakennelmilla).
Fyysinen vahinko	<ul style="list-style-type: none"> - Muutokset liettymisessä (esim. purkupaikoilta, lisääntyneestä valumasta tai ruoppauksista tai ruoppausjätteen läjityksestä). - Kuluminen (esim. kaupallisesta kalastuksesta, veneilystä ja ankkuroinnista merenpohjaan aiheutuvat vaikutukset). - Valikoiva hyödyntäminen (esim. merenpohjan ja sen sisustan elollisten ja elottomien resurssien tutkimus ja hyödyntäminen).
Muut fyysiset häiriöt	<ul style="list-style-type: none"> - Vedenalainen melu (esim. merenkulusta ja vedenalaisista akustisista laitteista johtuva). - Roskaantuminen.
Hydrologisten prosessien häiriintyminen	<ul style="list-style-type: none"> - Merkittävät muutokset lämpötilaoloissa (esim. voimalaitosten purkuvedet) tai virtauksissa. - Merkittävät muutokset suolapitoisuusoloissa (esim. veden liikkeet estävillä rakennelmilla ja vedenotolla).
Vaarallisten aineiden aiheuttama pilaantuminen	<ul style="list-style-type: none"> - Synteettisten yhdisteiden (esim. vesiympäristölle vaarallisia ja haitallisia aineita koskevan valtioneuvoston asetukseen 1022/2006 kuuluvat vaaralliset ja haitalliset aineet, joilla on meriympäristön kannalta merkitystä, kuten torjunta-aineet, kiinnittymisenestoaineet ja lääkkeet, jotka ovat peräisin esim. hajakuormituspäästöistä, alusten päästöistä, ilmakehän laskeumasta ja jokien päästöistä, sekä biologisia vaikutuksia omaavat aineet) joutuminen meriympäristöön. - Muiden kuin synteettisten aineiden ja yhdisteiden (esim. raskasmetallit ja hiilivedyt, jotka ovat peräisin esim. alusten päästöistä, öljy- kaas- ja mineraaliesiintymien tutkimuksesta ja hyödyntämisestä ja ilmakehän laskeumasta ja jokiperäisestä kuormituksesta) joutuminen meriympäristöön. - Radionuklidien joutuminen meriympäristöön.
Aineiden järjestelmällinen ja/tai tahallinen laskeminen ympäristöön	<ul style="list-style-type: none"> - Muiden kiinteiden, nestemäisten tai kaasumaisten aineiden johtaminen meriympäristöön järjestelmällisesti ja/tai tahallisesti sikäli kuin se on sallittua muun yhteisön lainsäädännön ja/tai kansainvälisten sopimusten nojalla.
Ravinteiden ja orgaanisten aineiden lisääntyminen	<ul style="list-style-type: none"> - Lannoitteista ja muista typpi- ja fosforipitoisista aineista aiheutuva kuormitus (esim. päästöt piste- ja hajakuormituslähteistä, mukaan lukien maatalous, vesiviljely ja ilmakehän laskeumat). - Orgaanisista aineista aiheutuva kuormitus (esim. viemärit, vesiviljely, jokiperäinen kuormitus).
Biologinen häiriö	<ul style="list-style-type: none"> - Mikrobipatogeenien johtaminen meriympäristöön. - Vieraslajien meriympäristöön leviäminen ja lajien siirtäminen. - Lajien, satunnaiset sivusaaliit mukaan lukien, valikoiva hyödyntäminen (esim. kaupallinen ja virkistyskalastus).

Alustavan arvion sisällysluettelo perustuu pääosin edellä kuvattuun direktiivin antamaan ohjeistukseen.

Taloudellisen ja sosiaalisen analyysin teosta asetus ei anna yksityiskohtaisia ohjeita vaan ainoastaan olettaa, että se kattaa analyysin kyseisten vesien käytöstä sekä meriympäristön tilan huonontumisesta johtuvista kustannuksista. Direktiivin toimeenpanoa avustava WG ESA -ryhmä on laatinut yleiset ohjeet analyysin tekoon.

2.2.1 LÄHESTYMISTAPA

Ulla Kaarikivi-Laine ja Penina Blankett (Ympäristöministeriö)

Merenhoitoasetuksen mukaan alustavan arvion analyysissä on otettava huomioon muun lainsäädännön soveltaminen ja erityisesti vesienhoitosuunnitelmat sekä muun kansainvälisen yhteistyön puitteissa tehdyt selvitykset ja sitoumukset. Lisäksi alustavan arvion teossa on otettava huomioon mahdolliset jo olemassa olevat tietoaineistot ja erityisesti vesienhoitosuunnitelmissa ja kansainvälisen merensuojeluyhteistyön puitteissa tehdyt selvitykset.

Alustavan arvion teossa huomioon otettavat meren tilan 11 kuvaajaa, luettelot piirteistä, ominaisuuksista, paineista ja vaikutuksista sekä komission päätöksessä 2010/477/EU esitetyt arviointiperusteet ja indikaattorit muodostavat niin laajan kokonaisuuden, että nykyiset seuranta-aineistot eivät kata siitä kuin hyvin rajoitetun osan. Lisäksi useat seuranta-aineistot ovat ajalliselta ja paikalliselta kattavuudeltaan niin puutteellisia, että niiden perusteella on vaikeaa tehdä tilastollisesti luotettavia tila-arvioita. Siksi tämä ensimmäinen tila-arvio perustuu pääosin jo olemassa oleviin tila-arvioihin, jotka on laadittu joko EU-lainsäädännön vaatimuksesta tai HELCOM:n Itämeren suojelun toimintaohjelman (Baltic Sea Action Plan; BSAP) toimeenpanon yhteydessä.

Merenhoito edellyttää, että Itämeren jakavat jäsenvaltiot tekevät yhteistyötä alustavia arvioita laadittaessa. Jäsenvaltioiden on pyrittävä varmistamaan kaikin mahdollisin tavoin, että arviointimenetelmät ovat yhdenmukaisia koko merialueella tai osa-alueella ja että rajat ylittävät vaikutukset ja piirteet otetaan huomioon. Käytettäessä HELCOM:ssa sovittuja tila-arviotyökaluja (assessment tools) ja koko Itämeren kattavia tietoaineistoja, edellä esitetty vaatimus voidaan ottaa huomioon. Sama koskee Kansainvälisessä merentutkimusneuvostossa (ICES) tehtyjä kaupallisten kalakantojen arvioita.

MUIDEN EU-DIREKTIIVIEN JA KANSAINVÄLISTEN SEKÄ KANSALLISTEN SOPIMUSTEN VAATIMUKSET

Itämeren suojellaan sekä kansallisin että kansainvälisin toimin. Suomen omat toimet vaikuttavat pääasiassa rannikkovesien tilaan. Kansainvälisellä yhteistyöllä suojellaan avomerta.

EU-direktiivit ja hankkeet	kansainväliset sopimukset	kansalliset sopimukset	lait ja asetukset
1976, 2006	Uimavesidirektiivi (76/160) -> direktiivi (2006/7)		
1979	Lintudirektiivi (79/409/EEC) /tavoitteena suojella kaikkia luonnonvaraisia lintulajeja /Natura 2000-verkoston perustamisvelvoite (SPA-alueet; Special Protection Areas)		
1991	Nitraattidirektiivi (91/676/ETY) pyrkii suojelemaan veden laatua / estämällä maataloudesta peräisin olevia nitraatteja pilaamasta pohja- ja pintavesiä / edistämällä hyviä viljelykäytäntöjä.		
1991	Yhdyskuntajätevesidirektiivi /suojelemaan ympäristöä yhdyskuntajätevesipäästöiltä, ja edistetään jätevesien biologista käsittelyä sekä typen ja fosforin poistamista.		
1992	Luontodirektiivi (92/43/ETY) / tavoitteena tiettyjen luontotyyppien ja lajien suotuisa suojelun taso /Natura 2000 -verkoston perustamisvelvoite (SCI-alueet; Sites of Community Importance)		
2000	Vesipolitiikanpuitteidirektiivi (2000/60/EY) / Suomen rannikkovesien ekologisen tilan tulisi olla vähintäänkin hyvä vuonna 2015		
2002	EU:n yhteinen kalastuspolitiikka (YKP 2002)		
2006	Uimavesidirektiivi (2006/7/EY) /uimaveden laadun hallinnasta		
2007	EU:n meripolitiikka		
2008	Direktiivi ympäristön pilaantumisesta (2008/1/EY) /ehkäiseminen ja vähentäminen		
2008	Meristrategiadirektiivi (2008/56/EY) / yhteisön meriympäristöpolitiikan puitteista /Suomen meriympäristön tilan tulee olla hyvä vuoteen 2020 mennessä.		
1988	Baltic 21 ; Itämeren alueen kestävä kehityksen ohjelma (Itämeren maiden neuvosto) /maatalous, metsätalous, kalastus, liikenne, teollisuus, energia, matkailu		
1980, 2000	Itämeren merellisen ympäristön suojelusopimus eli Helsingin Sopimus → uudistettu sopimus → HELCOM /Itämeren rantavaltiot / velvoittaa vähentämään kuormitusta kaikista päästölähteistä, suojelemaan meriluontoa ja säilyttämään lajien monimuotoisuutta HELCOM / päätehtävä seurata ja kehittää sopimuksen velvoitteita		
2007	Itämeren suojelun toimintaohjelma (HELCOM Baltic Sea Action Plan, BSAP)		

EU-direktiivit ja hankkeet		kansainväliset sopimukset	kansalliset sopimukset	lait ja asetukset
1973, 1978, 2008		IMO eli kansainvälinen merenkulkujärjestö, kansainvälisesti sitovat määräykset MARPOL –yleissopimukset / koskevat aluksia ja niiden liikennöintiä, ympäristöturvallisuutta, päästöjä / Itämerellä voimassa mm. rikkipäästöjä, kiinteitä jätteitä ja öljyjätteitä koskevia erityismääräyksiä /Itämeri nimettiin erityisen herkäksi merialueeksi (PSSA) ¹ . Painolastivesien yleissopimus /Suomi on allekirjoittanut hyväksymisvaraumin; ratifiointi todennäköisesti vuonna 2012		
2004		ICES (International Council for the Exploration of the Sea; kansainvälinen merentutkimusneuvosto), jonka tehtävänä ovat muun muassa kaupallisten kalakantojen analyysit.		
2002		Valtioneuvoston periaatepäättös toimista Itämeren suojelemiseksi eli Suomen Itämeren suojeeluohjelma. Tavoitteena: / vähentää rehevöitymistä sekä parantaa Itämeren luonnon ja vesialueiden tilaa /vähentää öljy- ja kemikaalikuljetusten sekä vaarallisten aineiden aiheuttamia riskejä ja haittoja /säilyttää meri- ja rannikkoluonnon monimuotoisuus		
2005		Itämeren ja sisävesien suojelun toimenpideohjelma (ympäristöministeriö) / laadittu toteuttamaan valtioneuvoston periaatepäättöstä Itämeren suojelusta.		
2006		Valtioneuvoston periaatepäättös Suomen luonnon monimuotoisuuden suojelun ja kestäväen käytön strategiasta vuosille 2006–2016. (parhaillaan päivitetään strategian painopisteitä) / strategia ja sitä tukeva toimintaohjelma toteuttavat Biologista monimuotoisuutta koskevaa yleissopimusta		
2007		Valtioneuvoston päätös vesiensuojelun suuntaviivoista vuoteen 2015		
2009		Vesienhoitoalueiden vesienhoitosuunnitelmat (VNP 2009) Valtioneuvoston Itämeri-selonteko		
2009–2010		Kansallinen vesiviljelyohjelma ja ammattikalastusohjelma vuoteen 2015		
2010		Hallituksen Itämeri-sitoumus		
1961		Vesilaki (587/2011) ja lakia täydentävä valtioneuvoston asetus vesitalousasioista (1560/2011) /vesitalouden ja vesirakentamisen säätely		
1994		Merensuojelulaki (1415/1994) /säätää jätteiden laskemista mereen		
1996		Luonnonsuojelulaki (1096/1996) – ja asetus (160/1997) / mm. ylläpitää luonnon monimuotoisuutta, tukea luonnonvarojen ja luonnonympäristön kestävää käyttöä ja edistää luonnontutkimusta		
2000		Nitraattiasetus (931/2000) / maataloudesta peräisin olevien nitraattien vesiin pääsyn rajoittamisesta		
2000		Ympäristönsuojelulaki (2000/86) / vesien pilaantumisen ehkäisy (siirrettiin tähän vesilaista)		
2004		Laki vesienhoidon ja merenhoidon järjestämisestä (1299/2004) /Vesipolitiikanpuitteiden toimeenpano		
2006		Asetus yhdyskuntajätevesistä (888/2006) / sovelletaan ympäristönsuojelulain mukaista ympäristölupaa edellyttävään yhdyskuntajätevesien käsittelyyn ja johtamiseen		
2006,2009		Asetus vesiympäristölle vaarallisten tai haitallisten aineiden päästöistä ja huuhtoutumista (1022/2006) ja uusi asetus (342/2009), joka kumoaa aiemman /pohja- ja pintavesien suojelu ja niiden laadun parantaminen		
2009		Merenkulun ympäristönsuojelulaki (1672/2009) laivojen tavanomaiseen toimintaan / ehkäistä alusten toiminnasta aiheutuvaa ympäristön pilaantumista / kieltää haitallisten aineiden päästäminen veteen ja ilmaan / järjestää alusten jätteiden vastaanotto satamissa		
2011		Laki vesienhoidon ja merenhoidon järjestämisestä (272/2011) Asetus merenhoidon järjestämisestä (980/2011) /Meristrategiadirektiivin toimeenpano (Merenhoitosuunnitelma)		

Particularly Sensitive Sea Area (PSSA) -aseman voivat saada alueet, jotka ovat erityisen alttiita meriliikenteen aiheuttamille riskeille ja muille haitoille.

EU:n nykyisen Itämeren alueen strategian yksi keskeisistä haasteista on meriympäristön tilan kohentaminen ja pyrkimys kestävään ympäristöpolitiikkaan. Suomi koordinoi seuraavia meriympäristön tilaan vaikuttavia prioriteettialueita: rehevöitymisen vastaisia toimia (yhdessä Puolan kanssa), kestävä maa- ja metsätalouden ja kalastuksen toimenpiteitä (yhdessä Ruotsin kanssa) sekä meriliikenteen turvallisuutta (yhdessä Tanskan kanssa). Meriympäristön suojelua ja meriturvallisuutta edistävät toimenpiteet vaativat alueen kaikkien valtioiden, mukaan lukien Venäjän, samanaikaisia ja -suuntaisia toimia. Suomi on vuosia tehnyt lähialueyhteistyötä Venäjän ja Baltian maiden kanssa. Hankkeilla on muun muassa parannettu yhdyskuntajätevesien puhdistusta.

2.2 ITÄMEREN JA SUOMEN MERIALUEIDEN KUVAUS

Aarno Kotilainen ja Anu Kaskela (Geologian tutkimuskeskus)

Mikaela Ahlman (Uudenmaan ELY-keskus), Anne Laine (Pohjois-Pohjanmaan ELY-keskus), Hans-Göran Lax (Etelä-Pohjanmaan ELY-keskus)

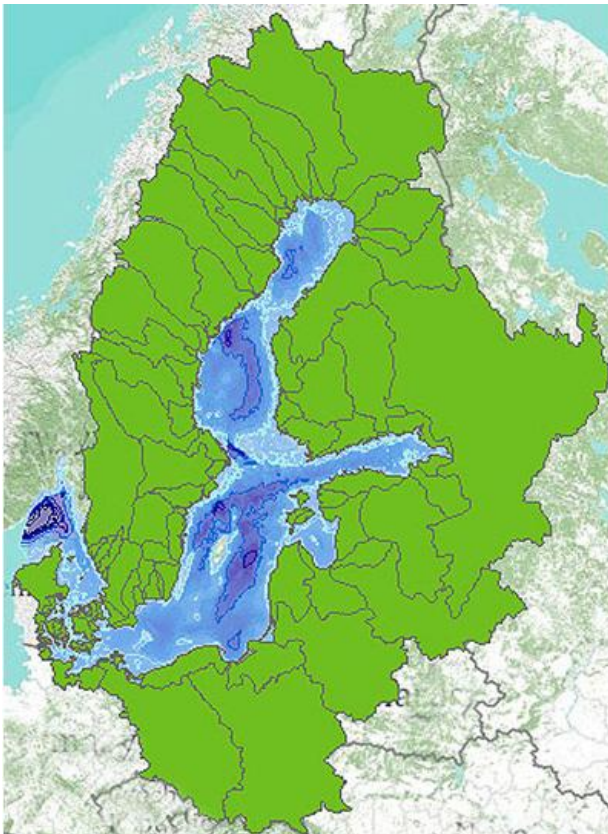
2.2.1 ITÄMERI

Itämeri on pieni, mantereiden lähes sulkema meri Atlantin valtameren koillisreunalla. Sen pinta-ala on noin 393 000 neliökilometriä (eli samansuuruinen kuin Suomen valtionalue) ja vesitilavuus noin 21 000 kuutiokilometriä. Itämeri on matala (keskisyvyys 54 m), ja se sijaitsee prekambrisella Fennoskandian kilvellä. Altaan mataluuden ja muodon vuoksi vesitilavuus on pieni ja vesi vaihtuu hitaasti.

Vaikka Itämeri on matala ja siten vähävetinen, on se kuitenkin vesitilavuudeltaan, Mustanmeren jälkeen, maailman toiseksi suurin murtovesiallas.

Itämeren altaan painanne mannerlaatalla on yli tuhat miljoonaa vuotta vanha. Vasta viimeisten jääkausien mahtavat mannerjääät ruhjoivat Itämeren altaan nykyiseen muotoonsa. Jääpeitteen sulaessa maankuoren kohoaminen oli alussa nopeaa ja tänäkin päivänä kohoaminen jatkuu, mutta hitaammin, Suomenlahdella ja Pohjanlahdella, voimakkaimmin Merenkurkussa ja Perämerellä.

Maankohoaminen, sulavasta jäädä vapautuva vesi ja valtameren vedenkorkeuden vaihtelu johtivat useiden makeiden ja suolaisten jaksojen kautta Itämeren nykyiseen vähäsuolaiseen murtovesivaiheeseen.



Kuva 2.2-1. Itämeren valuma-alue ja Itämeren topografinen kartta (Lähde:HELCOM).

Itämeri on geologisesti nuori ja suolaisuus on ollut lähellä nykytasoa vain muutamia tuhansia vuosia, joten tänne ei ole ehtinyt kehittyä varsinaista omaa lajistoa. Lajimäärä on pieni ja pääosa eliöistä on kotoisin makeista vesistä tai valtameristä – ne elävät Itämeressä elinolojensa äärirajoilla. Itämeressä elää vain muutama varsinainen murtovesilaji. Lajimäärä vähenee siirryttäessä eteläiseltä Itämereltä pohjoiseen.

Itämeren valuma-alue, eli alue jolta jokivirtaamat vähitellen päätyvät mereen, on varsin suuri. Sen laajuus on yli 1 600 000 neliökilometriä, joka on lähes neljä kertaa Itämeren pinta-ala (Kuva 2.2.1-1). Valuma-alueella asuu lähes 90 miljoonaa ihmistä: Itämereen huuhtoutuu laajalta alueelta kuormittavaa ainesta, joka sitten laimenee pieneen vesimäärään. Pieni vesitilavuus ja veden hidas vaihtuvuus tekevät Itämeren herkäksi likaantumiselle.

Itämerta ympäröivät kehittyneet teollisuusvaltiot ja se on yksi maailman saastuneimmista ja eniten tutkituista meristä.

Itämeri on yksi vilkkaimmin liikennöidystä merialueista ja tulevaisuudessa erityisesti öljykuljetusten määrän on arvioitu kasvavan merkittävästi. Suomen merialueista meriliikenne on vilkastunut erityisesti Suomenlahden alueella, jossa on useita öljysatamia.

Pohjoinen sijainti asettaa omat haasteensa: ainakin osa Itämerestä jäätyy talvisin, mikä vaikuttaa Itämeren ekosysteemiin ja lisää vilkkaan merenkulun onnettomuusriskiä. Itämeren keskisuoletisuus on alle 10 promillea: vesi on sekoitus Tanskan salmien kautta tulevaa valtameren vettä ja lukuisten jokien tuomaa makeaa vettä. Tanskan salmissa vesi on runsassuolaista toisin kuin lahtien perukoilla ja jokisuistoissa, kuten Perämerellä ja Itäisellä Suomenlahdella, missä vesi on lähes suolatonta. Itämeren altaan vesi on suolaisuuden mukaan kerrostunutta murtoveettä.

Matalien Tanskan salmien kautta Itämereen virtaavan veden määrä vaihtelee huomattavasti vuosien ja vuodenaikojen välillä. Suolapulsseja – jolloin satoja kuutiokilometrejä runsassuolaista ja hapekasta Pohjanmeren vettä työntyy lyhyessä ajassa Itämereen – esiintyy harvoin, viimeksi vuonna 2003. Voimakkaan suolapulssin vaikutukset heijastuvat Suomenlahdelle asti vaikuttaen ratkaisevasti sen tilaan.

Itämeren hydrografiaa on käsitelty tarkemmin "Meriympäristön nykytilan arvion" osioissa 3.1.3 "Meriveden suolaisuus Suomen merialueilla" ja 3.1.4 "Kerrostuneisuus, sekoittuminen, kumpuaminen, virtaukset ja veden viipymä."

2.2.2 SUOMEN MERIALUEET

Suomen merialue ja merivyyhykealue muodostuu aluevesistä (Laki Suomen aluevesien rajoista 18.8.1956/463) sekä talousvyyhykkeestä (Laki Suomen talousvyyhykkeestä 26.11.2004/1058). Aluevesien laajuus on 55.800 km² ja talousvyyhykkeen 29.100 km², eli yhteensä 22 % Itämeren kokonaispinta-alasta. Suomen merialue ulottuu varsinaisen Itämeren pohjoisosiin, kahteen suureen altaaseen: Suomenlahteen ja Pohjanlahteen.

SUOMENLAHTI

Suomenlahti on länsi-itäsuuntainen pitkänomainen lahti, jonka itäpäähän laskee Itämeren suurin joki, Neva, ja joka on suora jatke varsinaiselle Itämerelle ilman veden kiertoa rajoittavia pohjan harjanteita eli kynnyksiä.

Suomenlahden pohjoisrannikon kallioperä on kiteistä, mikä tekee maiseman ja merenpohjan erittäin rikkonaiseksi ja monimuotoiseksi. Se näkyy sokkeloisena saaristona sekä merenpohjan kohoumien ja painanteiden monimuotoisena kirjona erityisesti lahden pohjoisrannikolla.

Suomenlahti on fysikaalisilta ominaisuuksiltaan kuin suuri jokisuisto. Lahden pituus on 400 km, leveys vaihtelee välillä 48–135 km, pinta-ala on 29 570 km², keskisyvyys 37 m ja suurin syvyys 123 m. Suomenlahden tilavuus on 1 103 km³, joka on vain noin 5 % koko Itämeren tilavuudesta.

POHJANLAHTI

Pohjanlahti on Itämeren pohjoisin allas, joka on pohjakynnysten vuoksi melko eristynyt muusta Itämerestä. Tämä pinta-alaltaan suuri, etelä-pohjoissuuntainen pitkänomainen allas voidaan jakaa edelleen viiteen osa-alueeseen: **Saaristomeri, Ahvenanmeri, Selkämeri, Merenkurku ja Perämeri.**

SAARISTOMERI

Saaristomeri on matala ja sen kallioperä on kiteistä, mikä tekee maiseman ja merenpohjan erittäin rikkonaiseksi ja monimuotoiseksi: se näkyy sokkeloisena saaristona sekä merenpohjan kohoumien ja painanteiden monimuotoisena kirjona. Salpausselkien reunamuodostumat ja kallioperän ruhjovyöhykkeiden syvät "kanjonit" rikastuttavat pohjaympäristöä entisestään. Tyypillisiä alueelle ovat myös paikoin merenpohjalta kohoavat savikummut: ne ovat nuorempien sedimenttikerrostumien verhoamia kallioperän kohoumia ja moreenimuodostumia. Kallioluodot ovat alueelle tyypillisiä.

Saaristomeren mataluudesta ja rikkonaisuudesta johtuen vedenvaihto alueella on rajoittunutta, eikä siellä ole selvää avomerialuetta.

Tuhansine saarineen alue muodostaa – yhdessä jatkeena olevan Tukholman saariston kanssa – maailmankin mittakaavassa ainutlaatuisen kokonaisuuden.

AHVENANMERI

Ahvenanmeri sijaitsee siirrosvyöhykkeellä ja pohjanmuodot ovat jyrkkiä. Itämeren syvävesi pääsee vain vähäisessä määrin Ahvenanmeren eteläpuolella olevien harjanteiden yli Pohjanlahteen. Ahvenanmaan ja Ruotsin välisessä salmessa Märketin majakan läheisyydestä on mitattu alueen syvin kohta, 301 metriä.

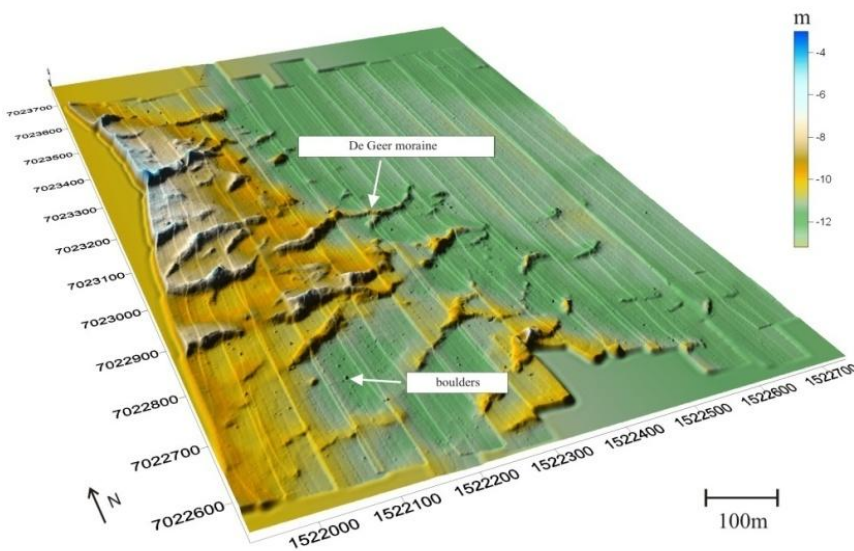
SELKÄMERI

Itämeren pääaltaalta, Suomenlahdelta ja Saaristomeren valuma-alueelta tulevat vedet kulkeutuvat Saaristomeren kautta edelleen Selkämerelle.

Selkämerellä ikivanhaa prekambrista kallioperää peittävät sedimenttikivet, jotka tasoittavat merenpohjan topografiaa. Ulappa-alueiden merenpohjan suhteellisen tasainen topografia on seurausta merenpohjan sedimenttikivikerrostumista. Selkämeren syvin kohta on 293 metriä ja se sijaitsee Ruotsin puolella.

MERENKURKKU

Merenkurkun alue on matala (< 25 m) ja sen merenpohjalle ovat tyypillisiä lohcareiset moreenimuodostumat (Kuva 2.2.1-2). Merenkurkun sisäsaaristossa maa-alueiden pinta-ala on huomattavasti vesipinta-alaa suurempi. Alueelle luonteenomaisten matalien suojaisten selkien vedenvaihto ulkosaaristoon on heikkoa. Niiden keskisyvyys on tyypillisesti noin viisi metriä ja usein niihin virtaa joki, jonka valuma-alueella on runsaasti sulfaattimaita. Sulfaattimaiden valuma-vedet ovat ajoittain hyvin happamia ja tästä johtuen osa sisäsaariston pintavesistä on happamia. Alueella on useita fladoja ja kluuvijärviä, jotka ovat seurausta maankohoamisesta ja maanpinnan tasaisesta profiilista.



Kuva 2.2.1-2.
Monikeilakaikuluotaimella
tuotettu kuva merenpohjan
pinnanmuodostuksesta Vaasan
Saaristossa, Merenkurkussa. Siinä
erottuvat hyvin mm. De Geer -
moreenimuodostumat sekä
merenpohjalla olevat erilliset
lohkareet. (Muokattu: Kotilainen
ja muut 2011).

Merenkurkun ulkosaaristossa maa-alueiden pinta-ala on pienempi kuin vesialueen ja saaret ovat pieniä. Alueella on runsaasti laaja-alaisia matalikoita (< 10 m), joiden pohjanlaatu on erittäin mosaiikkimaista. Pääosin pohjat ovat kovaa eroosio- tai transportaatiopohjaa.

Merenkurkussa Uumajan ja Vaasan välillä on laaja saaristoalue, mutta Suomen puolella varsinaisia saaristoja on lähinnä vain Kokkolan ja Vaasan välillä.

PERÄMERI

Perämeren rannikko on alavaa ja tasaista; loiva profiili jatkuu ulos merelle, joka on pitkälle varsin matalaa. Perämerellä rannikkoa ei voida selkeästi jakaa ulko-, keski- ja sisäsaaristoon. Rannikko on avoin: matalia saaria on vain vähän ja ne ovat etäällä toisistaan. Ulkosaaristo on muodostunut lähinnä moreenista, jossa on sekaisin lohcareita, kiviä ja soraa. Pohjassa on laajoja, hiekan peittämiä alueita.

Perämereltä puuttuvat lähes kokonaan kallioluodot, jotka ovat tyypillisiä eteläiselle Pohjanlahdelle ja Saaristomerelle. Pohjoista Perämeren luonnehtivat laajat jääjokien kasaamat hiekkakerrostumat. Aallot ovat aikojen kuluessa kuljettaneet hiekkaa uusille alueille, ja useiden hiekkaisen saarten muoto ja koko muuttuu jatkuvasti. Jokisuistoissa on runsaasti jokien mukanaan kuljettamaa hienorakeista ainesta. Merenpohjalla esiintyvät vanhat jokiuomat tuovat oman lisänsä vedenalaisen maisemaan.

Ulapa-alueiden pohjan muodot ovat suhteellisen tasaisia, mikä on seurausta merenpohjan sedimenttikivikerrostumista.

Maankohoamisen myötä maa valtaa alaa ja rantaviiva siirtyy ulapalle päin. Perämeren syvin kohta on 146 metriä ja se sijaitsee Ruotsin puolella.

Meren **syvyys** vaikuttaa moniin sen fysikaalisiin, kemiallisiin ja biologisiin ominaisuuksiin.

Rannikkovedet ovat matalia, yleensä alle 60 metrin syvyyttä (Kuva 2.2.1.-3); paikoitellen näillä alueilla on runsaasti saaria. Saaret ja vedenalaiset kynnykset heikentävät vedenvaihtoa, mikä muun muassa lisää saaristoalueiden rehevyyttä.

Suomen rannikkovesissä on eniten saaria Saaristomerellä, mutta myös Suomenlahdella. Saaria on paikoitellen myös Pohjanlahden pohjoisemmissa osissa, eniten Merenkurkun alueella.

Vaikka rannikkovesien vesitilavuus on yleensä pieni, on tuottavan kerroksen osuus yleensä suurempi kuin syvemmällä avomerialueilla. Matalissa rannikkovesissä ei muodostu *suolaisuuskerrostuneisuutta* – lukuun ottamatta eräitä yksittäisiä syviä alueita.

Itämeren **avomerialueilla**, missä vesisyvyys on yli 60 - 70 metriä, *suolaisuuskerrostuneisuus* on vallitseva olotila. Syvän veden suolaisuuskerrostuneisuus voi säilyä vuosikausia estäen veden sekoittumisen pohjaan asti, mikä heikentää happitilannetta pohjanläheisessä vedessä.

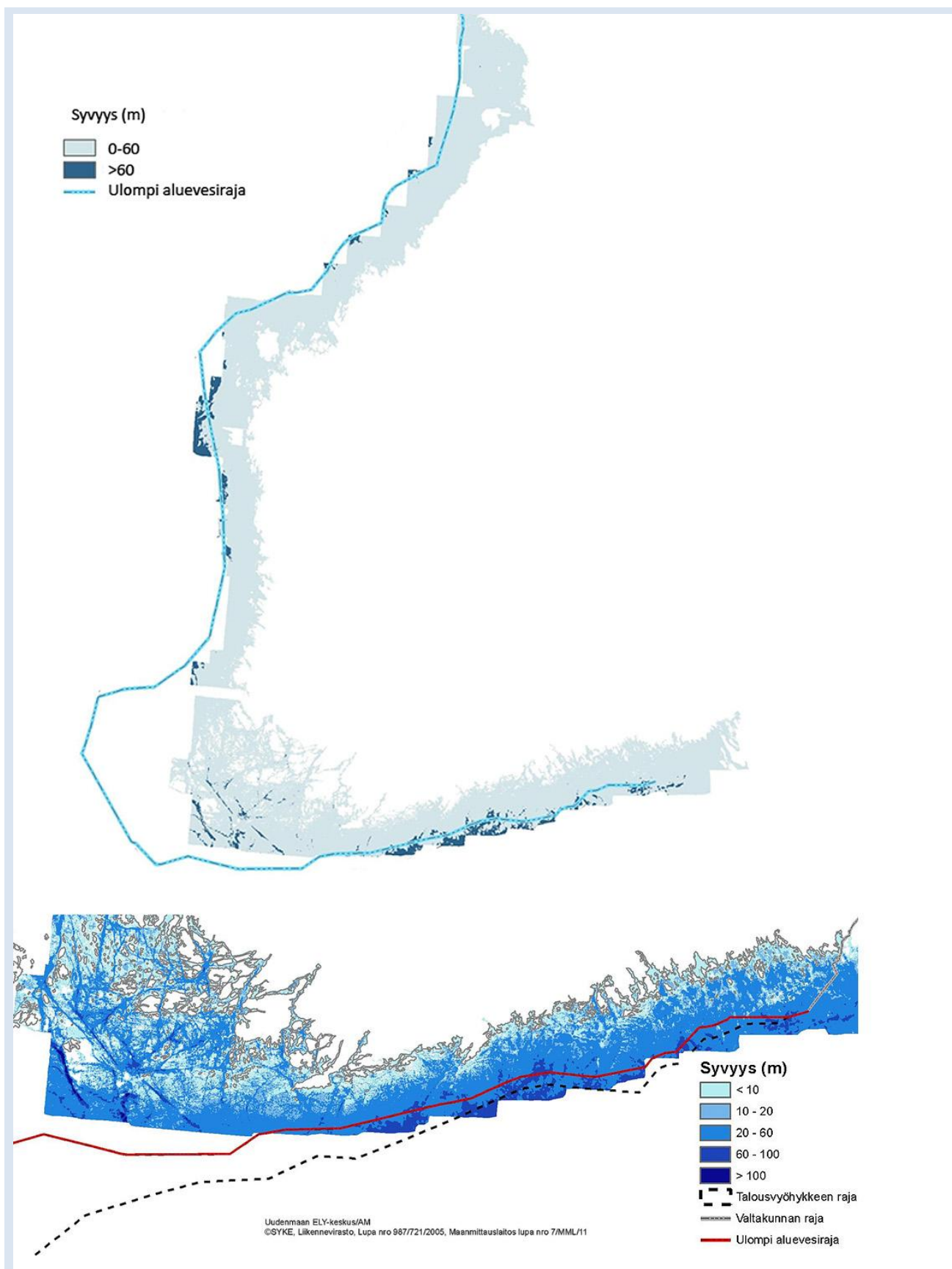
Pohjanlahdella suolaisuuskerrostuneisuus on heikko avomeren syvilläkin alueilla, koska sinne ei pääse kulkeutumaan runsassuolaisempaa syvävettä pohjoiselta Itämereltä – Saaristomeren ja Ahvenanmeren eteläpuoliset matalat kynnysalueet estävät sen.

Sen sijaan *lämpötilakerrostuneisuus* muodostuu kesällä sekä rannikonläheiseen veteen että avomerelle.

Mataluutensa takia rannikkovedet lämpenevät kesällä kuitenkin avomerialueita enemmän, mikä heijastuu esimerkiksi eliöyhteisöiden rakenteeseen. Rannikkovesissä *lämpötilakerrostuneisuus* onkin keskeinen tekijä pohjanläheisen veden happiongelmien syntyyn keski- ja loppukesällä. Kerrostuneisuus rikkoutuu aina syksyisin veden jäähtyessä. Tällöin rannikkovedet sekoittuvat pinnasta pohjaan asti.

Rannikkovedet ovat avomerialueita rehevämpiä ja sameampia, koska niihin joutuu valuma-alueelta luonnollisen huuhtouman mukana että ihmistoiminnan seurauksen enemmän kiintoainetta ja ravinteita kuin avomerelle. Matalilla rannikkoalueilla rehevyyttä lisää myös aika ajoin tuulen aikaansaama syvän veden kumpuaminen ja sen seurauksena pohjaan kerrostuneiden ravinteiden nousu takaisin pintaveteen. Suomenlahden pohjoisrannikko on erityisen herkkää kumpuamisaluetta.

Veden kerrostuneisuutta ja kumpuamista on käsitelty tarkemmin "Meriympäristön nykytilan arvion" osiossa 3.1.4 "Kerrostuneisuus, sekoittuminen, kumpuaminen, virtaukset ja veden viipymä."



Kuva 2.2.1.-3. Suomen merialueiden karkea syvyysluokittelu, alla tarkempi luokittelu Suomenlahden alueelta (Kartta:

2.3 MERIALUEIDEN JAKO MERIYMPÄRISTÖN TILAN ARVIOINNISSA

MERENHOIDON KATTAMAT VESIALUEET

Suomen aluevedet määritellään kansallisessa lainsäädännössä niin, että ne käsittävät valtakunnan maa-alueeseen välittömästi liittyvän meren osan. Aluevedet jakaantuvat sisäisiin aluevesiin sekä ulkoisiin aluevesiin eli aluemereen. Valtionalueeseen kuuluvat aluevedet ja kansainvälisellä vesialueella sijaitseva talousvyöhyke ovat kansallisen lainkäytön kannalta hyvin eriluonteisia alueita.

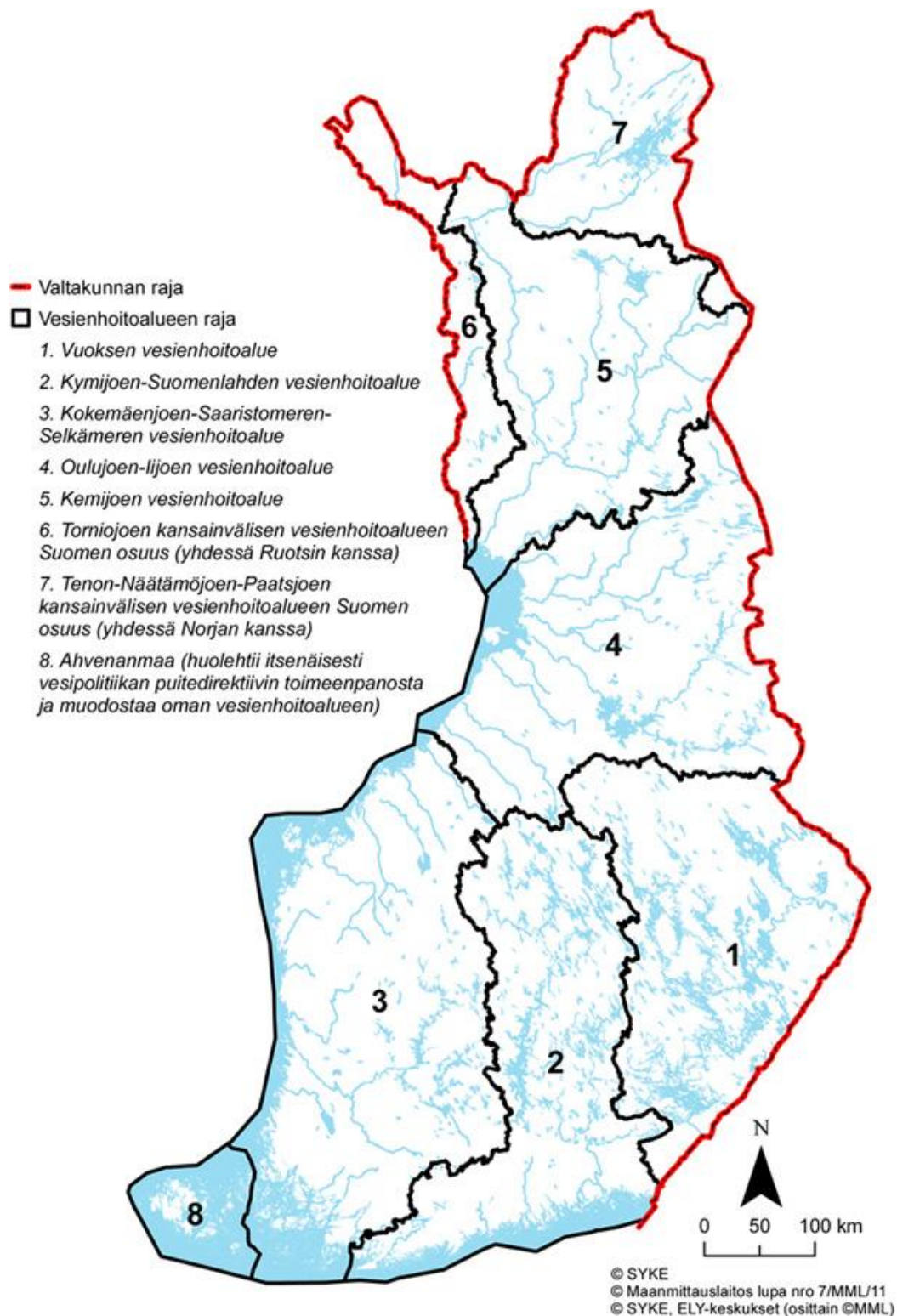
Laissa vesien- ja merenhoidon järjestämisestä merivesillä tarkoitetaan vesiä, merenpohjaa ja tämän sisustaa Suomen talousvyöhykkeellä, sekä rannikkovesiä, niiden merenpohjaa ja tämän sisustaa niiltä osin kuin meriympäristön tilaa koskevista erityisnäkökohdista ei määrätä vesienhoidon järjestämisessä. Merenhoito kattaa siis koko Suomen merialueen talousvyöhykkeen ulkorajasta rantaviivaan.

Merenhoitosuunnitelma on valmistettava ottaen huomioon merivesien luonnontieteelliset ominaispiirteet sekä laissa tarkoitetut vesienhoitoalueet ja vesienhoitosuunnitelmat sekä Ahvenanmaan maakunnan vesienhoitosuunnitelma.

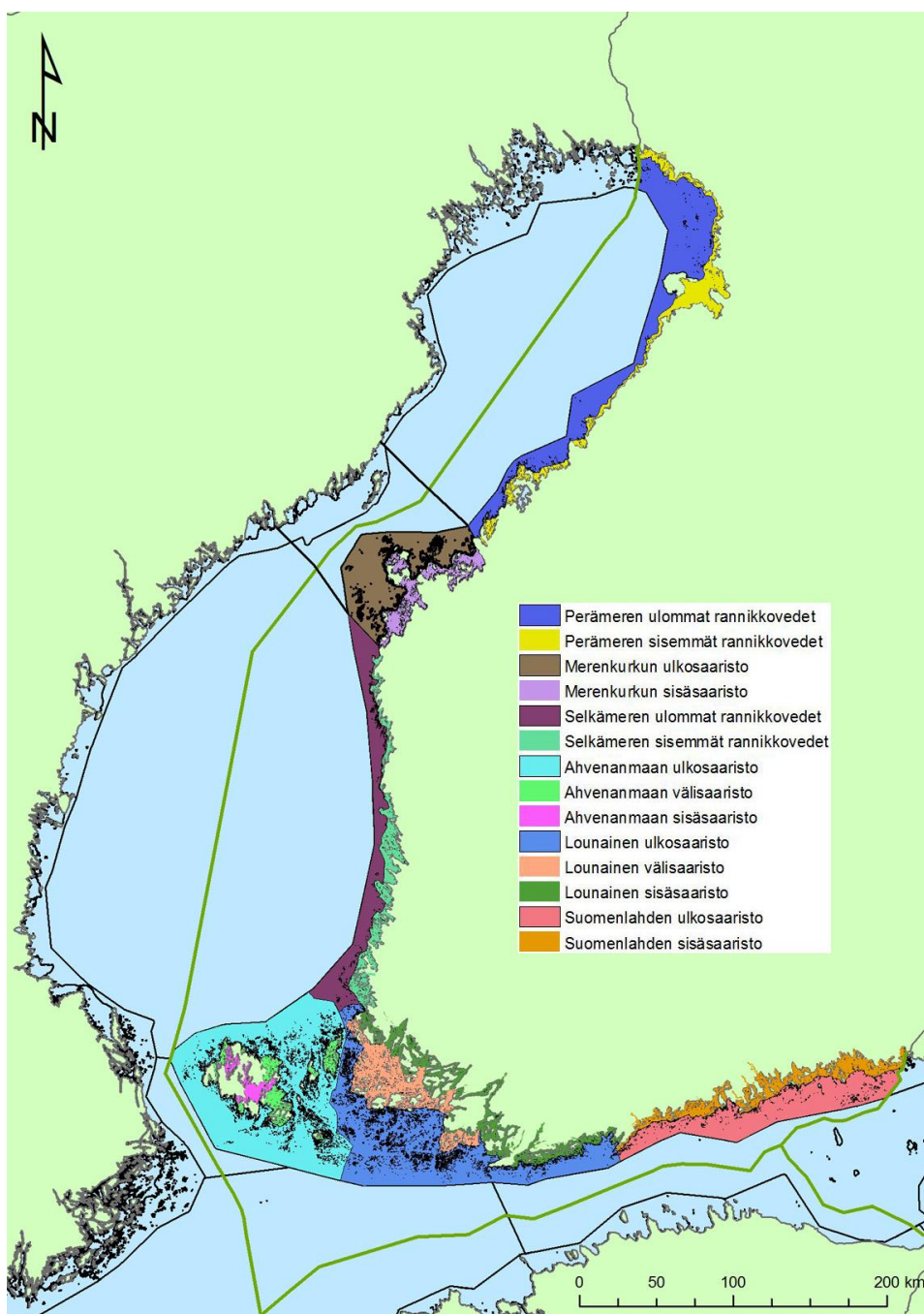
Suomi tekee yhden merenhoitosuunnitelman, joka kattaa koko Suomen merialueen. Vesienhoito jakaantuu useisiin vesienhoitoalueisiin ja niille tehdään kullekin oma vesienhoitosuunnitelma (Kuva 2.3-1). Suomen rannikkoalueet sisältyvät viiteen vesienhoitoalueeseen.

Merenhoitosuunnitelma on valmistettava ottaen huomioon merivesien luonnontieteelliset ominaispiirteet sekä laissa tarkoitetut vesienhoitoalueet ja vesienhoitosuunnitelmat sekä Ahvenanmaan maakunnan vesienhoitosuunnitelma.

Merialueiden erilaiset luonnontieteelliset ominaispiirteet tulee ottaa huomioon meren tilaa arvioitaessa. HELCOM:ssa alueellisina tila-arvioyksikköinä on käytetty avomerellä Itämeren eri altaita. Rannikon tila-arvioissa on sovittu käytettävän EU-jäsenvaltioiden vesipuitedirektiivin mukaisesti määrittämiä vesityyppejä, joita Suomen rannikolla on 11. Kuvassa 2.3-1 on esitetty vesienhoidon mukaiset vesienhoitoalueet sekä HELCOM:n tila-arvioissa käytetty merialuejako, mukaan luettuna Merenkurkun uusi jako (Kuva 2.3-2).



Kuva 2.3-1. Vesienhoidon mukaiset vesienhoitoalueet (Lähde: Vesistökuormituksen arviointi- ja hallintajärjestelmä (VEPS) ja Valvonta- ja kuormitustietojärjestelmä (Vahti)).



Kuva 2.3-2. Kartassa on esitetty vesienhoidonmukaiset rannikkotyytit sekä HELCOM:n tila-arviossa käytetty vesialuejako sekä talousvyöhykeraja (EEZ; vihreä viiva) (Aineiston lähde: HELCOM, SYKE).

Suomen rannikkovesien tyypittely on tarkentunut nykyiseen muotoonsa vesienhoidon suunnittelun edetessä. Tyypittely toimii direktiivin mukaisen ekologisen luokittelun pohjana. Rannikkovesillä tarkoitetaan sellaisen viivan maanpuoleisia pintavesiä, jonka jokainen piste on yhden meripeninkulman etäisyydellä meren puolella lähimmästä sen perusviivan pisteestä, josta sisäisten aluevesien leveys mitataan, ja jotka joissakin kohdissa rajoittuvat jokisuun vaihtumisaalueen ulkorajaan. Fysikaalis-kemiallisten ominaispiirteiden kannalta direktiivissä kuitenkin voidaan ottaa huomioon paljon laajempi vesialue, koska "kemiallisen tilan osalta käsitteeseen sisältyvät myös aluevedet" (Artikla 2/1), mikä periaatteessa tarkoittaa rannikkovesiä aina 12 merimailin etäisyydelle perusviivasta.

Suomen ensisijaiset tyypittelyperusteet olivat jako neljään merialueeseen sekä suolapitoisuus. Tärkeänä jaotteluperusteena oli myös jääpeitteen kesto ja aallokon vaikutus, mikä läheisesti liittyy suojaisuuteen ja saaristaisuuteen. Suomalaisissa saaristo-olosuhteissa suojaisuuden kautta vaikuttaa hyvin moni direktiivissä erikseen annettu tyypittelytekijä, kuten viipymä ja veden keskimääräinen lämpötila. Suojaisuuden mukaan esimerkiksi Suomenlahti jaettiin rannikonsuuntaisesti sisä- ja ulkosaaristoon. Tällä tavalla muodostettiin Suomen rannikoille kaikkiaan 11 erilaista rannikkovesityyppiä. Vesienhoidossa rannikkovesityypit on edelleen jaettu vesimuodostumiksi.

KEINOTEKOISET JA VOIMAKKAASTI MUUTETUT RANNIKKOVEDET

Vesienhoidon suunnittelussa on nimetty voimakkaasti muutetuiksi tai keinotekoisiksi ne vedet, joiden hydrologinen tai morfologinen muuttuneisuus on vesistörakentamisen tai säännöstelyn vaikutuksesta arvioitu niin suureksi, että vesistön ekologinen tila on sen vuoksi todennäköisesti hyvää huonompi. Nimitys (voimakkaasti muutettu, keinotekoinen) edellyttää myös, että hyvää tilaa ei voida saavuttaa aiheuttamatta kohtuutonta haittaa jollekin vesistön tärkeälle käyttömuodolle.

Vesienhoidon suunnittelussa on Suomen rannikkovesistä 13 rannikkovesimuodostumaa nimetty voimakkaasti muutetuiksi. Vesienhoidon suunnittelussa ei ole nimetty yhtään keinotekoista rannikkovesimuodostumaa.

3. OLENNAISIA PIIRTEITÄ JA OMINAISUUKSIA SEKÄ YMPÄRISTÖN TILAA KOSKEVA ANALYYSI

3.1 FYSIKAALISET JA KEMIAALLISET OMINAISUUDET

3.1.1 MERENPOHJAN PINNANMUODOSTUS

Aarno Kotilainen ja Anu Kaskela (Geologian tutkimuskeskus)

Merenpohjan fysikaalisilla ominaisuuksilla ja geologisella rakenteella on suuri merkitys meren ja merenpohjan elinympäristöille; ne paitsi luovat fysikaaliset raamit elinympäristöille myös muokkaavat niitä. Merenpohjan kallioperän rakenteen ja laadun, sekä viimeisten vuosimiljoonien aikana usein toistuneiden jääkausien vaikutus on ollut merkittävä nykyisten syvyysuhteiden ja pinnanmuotojen syntyyn. Tietoa merenpohjan geologisesta koostumuksesta on kerätty vuosikymmeniä, niin näytteitä ottamalla kuin erilaisia luotausmenetelmiä hyväksi käyttäen.

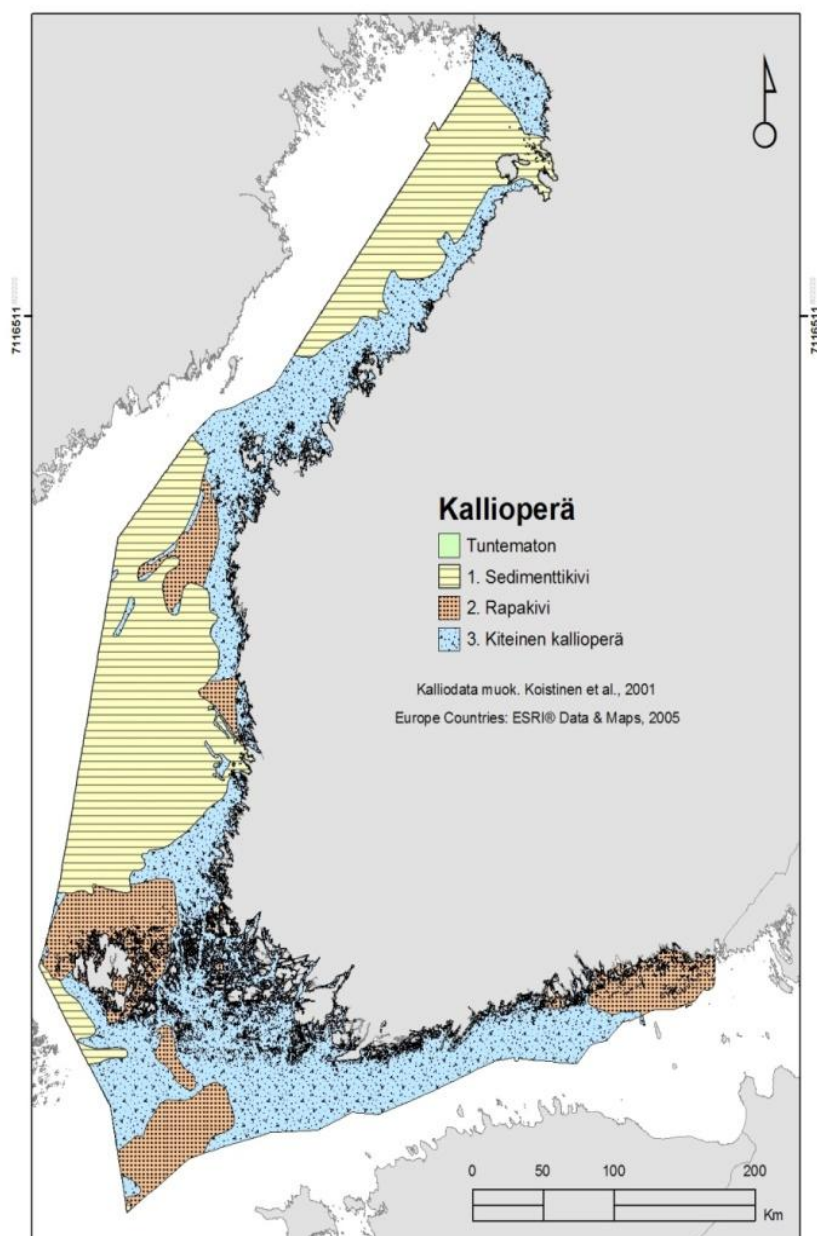
Vaikka ensimmäiset tutkimuskaikuluotaukset tehtiin Itämerellä jo 1950-luvulla, niin Suomen merialueen (EEZ -vyöhyke mukaan lukien) geologisista pohjarakenteista tunnetaan vasta noin 12 % merialueiden käytön suunnitteluun ja rakentamiseen soveltuvalla tarkkuudella (1:20 000 tai tarkempi). On huomioitava, että yksityiskohtaista ja tarkkaa geologista aineistoa on rajoitetuilta alueilta (monikeilakaikuluotain täyspeittoaineisto ja tiheä akustis-seismisten luotauksen verkko).

Tässä raportissa esitetyt yleistasoiset merenpohjan geologiset aineistot (mittakaava 1: 1 000 000) käsittävät koko Suomen merialueen, mutta soveltuvat vain laajojen alueiden havainnointiin ja kuvaamiseen. Huomioitavaa on, että aineistojen luotettavuus vaihtelee eri alueilla. Karttoja on tuotettu eri vuosikymmeninä, jolloin vaatimustaso ja käytetyt menetelmät ovat vaihdelleet. Tekninen kehitys alalla on ollut nopeaa.

KALLIOPERÄ

Suomi sijaitsee prekambriella kilpialueella. Suomen kallioperä on iältään merkittävästi vanhempaa kuin lähialueiden kallioperä. Kiteinen kallioperämme koostuu metamorfoituneista, kiteisistä kivilajeista (Kuva 3.1.1-1). Kiteisen kallioperän rakennetta luonnehtii tektoniset lineamentit ja ruhjevyyöhykkeet, jotka jakavat kallioperää lohkoihin (mm. Härme, 1961; Tuominen et al., 1973; Winterhalter et al., 1981; Kaskela and Kotilainen, 2009). Tämä näkyy esimerkiksi Saaristomeren ja Suomenlahden rannikon erittäin rikkonaisena, monimuotoisena maisemana.

Merialueilla, mm. Selkämerellä ja Perämerellä, prekambrista kallioperää peittävät sedimenttikivet. Ne kuuluvat Suomen nuorimpiin kivilajeihin ja ne ovat iältään meso- ja neoproterotsooisia (Kuva 3.1.1-1). Sedimenttikivillä on merenpohjan topografiaa/muotoja tasoittava vaikutus. Yleisesti ottaen voidaan todeta, että kiteisen kallioperän alueella merenpohja on rikkonaisempi ja monimuotoisempi kuin sedimenttikivien alueella (Kaskela and Kotilainen 2009; Kaskela et al. 2012).



Kuva 3.1.1-1. Suomen merialueiden kallioperä. (Muokattu: Koistinen et al. 2001).

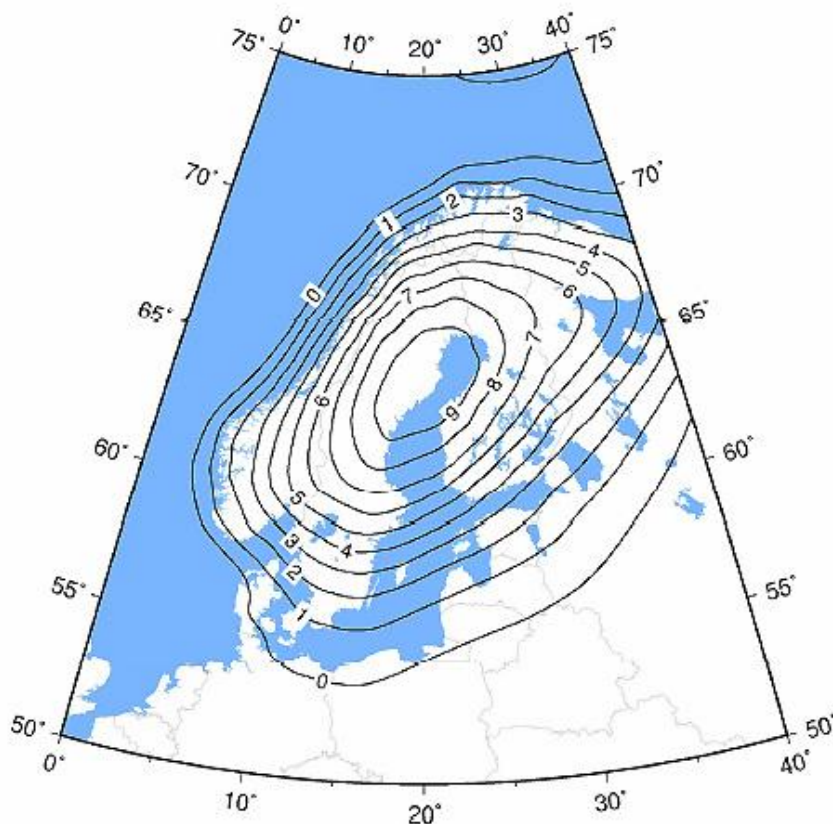
MERENPOHJAN NUOREMMAT KERROSTUMAT

Kvartäärikauden, eli viimeisten noin 2,6 miljoonan vuoden (Gibbard et al. 2010), aikana usein toistuneet jääkaudet (Mangerud et al. 1996) ovat kuluttaneet osan merenpohjan (ja maa-alueiden) varhaisemmista kerrostumista pois. Tästä syystä esimerkiksi jääkausien välisten lämpimien kausien, ns. interglasiaalien, aikaisia kerrostumia ei ole säilynyt merialueillamme paljonkaan, tai niitä ei ole löydetty. Valtaosa säilyneistä, nuoremmista kerrostumista on muodostunut vasta viimeisimmän jäätiköitymisen aikana ja sen jälkeen, viimeksi kuluneiden noin 25 000 vuoden aikana. Nämä kerrostumat, eli sedimentit, voidaan jakaa syntytapansa ja -ympäristönsä perusteella jäätikkösyntyisiin ja jääkauden jälkeisiin kerrostumiin. Jäätikkösyntyiset sedimentit ovat kerrostuneet jäätikön pohjalle tai edustalle, tai sulavedet ovat kasanneet niitä jäätikön reunaan ja eteen. Tähän ryhmään kuuluvat moreenit, jäätikköjokikerrostumat, kuten esimerkiksi harjut, ja glasiaalissavet eli lustosavet. Jääkauden jälkeisiin kerrostumiin kuuluvat Itämeren eri kehitysvaiheiden aikana kerrostuneet järvi- ja merisedimentit, jotka ovat pääsääntöisesti hienojakoisia sedimenttejä (silttejä, savia ja liejuja). Eroosivoimien, esimerkiksi rantaeroosion, kerrostamat karkeajakoiset sedimentit kuuluvat myös tähän ryhmään.

Merenpohjan sedimentoitumisalueilla päällimmäisenä ovat nykyisen Itämeren aikana eli viimeisten satojen vuosien kuluessa kerrostuneet liejusavet ja liejut. Paikoin savikerrostumien päällä, erityisesti rannikolla, on virtausten ja aaltojen kovemmilta pohjilta kuluttamaa karkeampaa ainesta: hiekkaa ja silttiä.

KERROSTUMISTA JA MERENPOHJAN KULUMISTA SÄÄTELEVÄT TEKIJÄT

Sedimenttien eroosioon, kulkeutumiseen ja kerrostumiseen vaikuttavat eri tekijät mm. veden syvyys, virtausnopeus, aineksen raekoko, ilmasto perustuotanto ja maankohoaminen.



Kuva 3.1.1-2.
Maankohoaminen Pohjois-Euroopassa mm/v (Vestöl, Ågren, Svensson).

Suomen merialueilla ilmastovyöhykkeelle tyypillinen vuodenaikaisvaihtelu säätelee mineraaliaineksen huuhtoumaa jokivesissä ja meriekosysteemin tuotantoa. Joet, tuuli ja jää kuljettavat mantereelta mereen humusta ja epäorgaanista ainesta. Nämä, samoin kuin meressä oleva orgaaninen aines sekä eroosion merenpohjasta irrottama aines, kulkeutuvat aaltojen, virtausten ja sisäisten aaltojen voimasta syvemmälle. Rannalta syvänteisiin tapahtuva kuljetus jatkuu kunnes virtaukset rauhoittuvat ja aines pääsee vajoamaan merenpohjalle. Rinnealueilla esiintyy myös ainesta kuljettavia ja kerrostavia massaliikuntia.

Aaltojen kulutus on voimakkainta matalilla alueilla ja heikkenee pohjan syvetessä. Paikallinen topografia aiheuttaa vaihteluita pohjavirtauksiin ja siten aineksen kulkeutumiseen. Mitä kauempana mantereesta kerrostumisallas on, sitä hienojakoisempaa on kerrostuva aines. Siellä missä perustuotanto on meressä suuri, myös sedimentoituvan orgaanisen aineksen määrä yleensä kasvaa. Orgaanisilla kerrostumilla on suuri merkitys sedimenttien geokemiaan, kuten merenpohjalle kulkeutuneiden haitallisten aineiden kertymiin sekä meren sisäiseen kuormitukseen. Pohjaeliöstön toiminta, esimerkiksi kaivaminen, voi sekoittaa merenpohjalle kerrostunutta sedimenttiä. Suomen merialueilla verrattain nopea maankohoaminen (1-9 mm/v) (Kuva 3.1.1-2) paljastaa aiemmin kerrostuneita sedimenttejä rantavoimien ja pohjavirtausten kulutettavaksi. Voimakkainta maankohoaminen on Perämeren alueella. Rantojen mataluudesta johtuen siellä paljastuu laajoja alueita suhteellisen lyhyellä aikajaksolla.

Vaihtelevien prosessien seurauksena meren pohjalla voi olla paljastuneena eri-ikäisiä kerrostumia jääkauden aikaisista tai varhaisemmista sedimenteistä nuoriin, juuri kerrostuneisiin liejuihin tai eroosiohiekkakerroksiin. Tästä syystä eri pohjanlaatualueiden esiintyminen on hyvin epätasaista. Aineksen eroosio, kuljetus ja kerrostuminen merenpohjalla vaihtelevat niin ajassa kuin paikassakin (Kotilainen ja Kohonen 2005). Kerrostuminen on harvoin jatkuvaa edes merten syvänteissä eikä se ole missään täysin samanlaista.

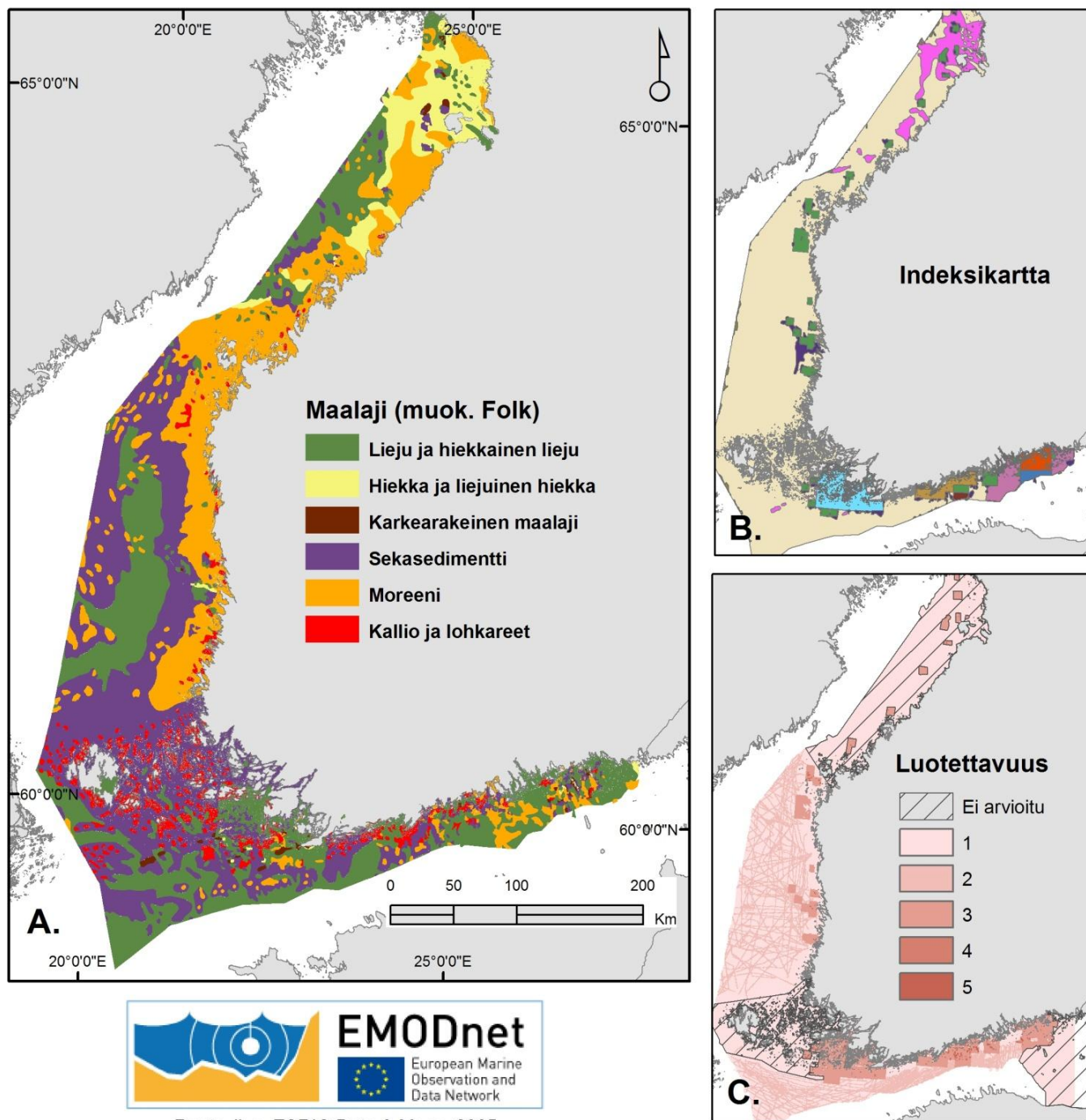
MERENPOHJAN MAALAJIKARTTA

Laajamittakaavainen (1:1 000 000) pintamaalajikartta Suomen merialueilta (Kuva 3.1.1-3 (A)) on tuotettu EU:n rahoittamassa EMODNET Geology – hankkeessa (<http://www.emodnet-geology.eu/>). Hankkeessa on koottu ja muokattu saatavilla olevaa merenpohjan geologista aineistoa EU:n pohjoisilta merialueilta ja ne on työstetty jatkuvaksi kartaksi. Käytetty alkuperäinen aineisto on hyvin monimuotoista; niin tarkkuus, kartoitusmenetelmät kuin esittämistavatkin vaihtelevat alueesta riippuen (Kuva 3.1.1-3 (B)).

Merenpohjan pintamaalajikartta on työstetty jatkuvaksi (yksittäisten karttojen rajat eivät juuri erotu lopputuotteessa) harmonisoinnilla. Harmonisointi ei paranna aineiston laatua tai tarkkuutta; se tekee aineistosta yhtenäisemmän näköisen. Tässä maalajiaineistot on sovitettu **kuuteen eri pintamaalajiluokkaan ns. Folkin maalajiluokitukseen sopiviksi**. Maalajisovitus on tehty joko näytteiden perusteella tai tutkijälähtöiseen arvioon perustuen, kuten Suomen merialueilla. Esitettyä merenpohjan pintamaalajikarttaa voidaan pitää suuntaa-antavana; siinä esitetään tietyn merialueen oletettu pääasiallinen pintamaalaji eikä se kerro mm. alueen monimuotoisuudesta (maalajien pienpiirteinen vaihtelu).

1. ...lieju – hiekkainen lieju (mud to sandy mud). Tähän luokkaan kuuluvat nykyisin kerrostuva lieju/liejusavi, sekä vanhemmat lieju- ja sulfidisavet.
2. ...hiekkainen ja liejuinen hiekka (sand and muddy sand). Tähän luokkaan kuuluvat merenpohjaa peittävät hiekkakerrostumat, jotka ovat kerrostuneet eroosion vaikutuksesta.
3. karkearakeinen sedimentti (coarse grained sediment). Tähän luokkaan kuuluvat hiekka- ja sora- ja graniittimutamat, mm. harjut ja reunamuodostumat.
4. ...sekasedimentti (mixed sediment). Tähän luokkaan kuuluvat pintamaalajikartassa glasiaalisavet. Merenpohjan pinnalle maankohoamisen myötä/tuloksena paljastuneet glasiaalikerrostumat ovat pinnaltaan kuluneita (esim. virtausten ja aallokon kuluttamia), ja näitä kovia savikerrostumia verhoaa usein ohut hiekka- ja/tai kivikerros.
5. ...moreeni – diamiktoni (till - diamicton)
6. ...kallio (bedrock), sisältää kiteisen peruskallion, sedimenttikivet ja lohkat.

Maalajiaineiston moninaisuudesta johtuen EMODNET Geology -hankkeessa tehtiin alustava merenpohjan maalajikartan luotettavuusarvio. Luotettavuutta arvioitiin asteikolla 1-8 (8 paras) luotauslinjojen peittävyys ja näytteenoton perusteella (Stevenson ja muut 2011). Suomen merialueilla maalajiaineiston luotettavuuden arvioitiin olevan tasolla 1-5 (Kuva 3.1.1-3 (C)).



Rantaviiva: ESRI® Data & Maps, 2005

Kuva 3.1.1-3. Merenpohjan maalajikoostumus Suomen merialueilla (EMODNET Geology hanke) mittakaavassa 1:1 000 000 (A). Kartta on tehty yhdistämällä olemassa olevaa aineistoa, harmonisoimalla ja yleistämällä sitä. Kartta antaa suuntaa-antavan yleiskuvan alueen merenpohjan pintamaalajeista. Indeksikartta (B) osoittaa tässä raportissa esitetyn merenpohjan maalajikartan valmistuksessa käytetyt lähdeaineistot. Merenpohjan maalajikartan tehtiin myös luotettavuusarvio (C) (Muokattu: Stevenson ja muut 2011.). Kartat 4. (B) ja (C) osoittavat ne alueet, joilta on olemassa suhteellisen tarkkaa tietämystä merenpohjan pinnanmuodostuksesta/geologiasta.

Kuvassa 3.1.1-3 esitetty pintamaalajikartta ja vedenalaisten maisemien paikkatietoanalyysit (Kotilainen ja Kaskela, 2011, Kaskela et al. 2012) antavat viitteitä merenpohjamme pinnanmuodostuksesta.

Pääpiirteissään voidaan todeta, että merenpohjamme pinnanmuodostukselle antaa leimansa kiteisen kallioperän rakenteen, ja jääkausien synnyttämien kulutus ja kasaantumismuotojen, aiheuttama rannikon merenpohjan rikkonaisuus. Kiteisen kallioperän rikkonainen topografia näkyy sokkeloisena saaristona, merenpohjan kohoumien ja painanteiden monimuotoisena kirjona erityisesti Suomenlahden pohjoisrannikolla ja Saaristomerellä. Saaristomerellä Salpausselkien reunamuodostumat ja kallioperän ruhjevöhykkeiden syvät "kanjonit" rikastuttavat pohjaympäristöä entisestään. Sen sijaan Selkämeren sekä Perämeren ulappa-alueiden merenpohjan suhteellisen tasainen topografia on seurausta merenpohjan sedimenttikivikerrostumista.

Moreeni on paljastuneena monin paikoin meren pohjassa, erityisesti Merenkurkussa, Selkämerellä ja itäisellä Suomenlahdella. Merenkurkun ja Vaasan Saariston merenpohja erottuu selkeästi Selkä- ja Perämeren pohjanmuodoista. Merenkurkku on hyvin matalaa seutua (alle 25 m) ja sen merenpohjalle ovat tyypillisiä lohkareiset moreenimuodostumat kuten De Geer moreenikentät (Nuorteva 1988, Aartolahti 1995, Reijonen 2004, Breilin et al. 2005, Kotilainen et al. 2012). Perämeren pohjassa on laajoja, hiekan peittämiä alueita. Merenpohjalla esiintyvät vanhat jokiuomat (Tulkki 1977) tuovat oman lisänsä Perämeren vedenalaiseen maisemaan.

Rannikon matalista vesistä ulommaksi merelle ja syvempiin vesiin siirryttäessä, erilaiset lieju- ja savikerrostumat peittävät usein merenpohjan kallioperää ja moreeneita tasoittaen merenpohjan topografiaa. Paikoin merenpohjalta kohoavat savikummut ovat noiden nuorempien sedimenttikerrostumien verhoamia kallioperän kohoumia ja moreenimuodostumia. Nämä ovat tyypillisiä erityisesti Saaristomerellä.

Jääkauden peruja oleva maankohoaminen muokkaa merenpohjaamme hitaasti mutta jatkuvasti. Maankohoaminen, erityisesti Merenkurkussa ja Perämerellä, paljastaa syvemmillä olevia merenpohjan kerrostumia virtauksien, aallokon ja jään kulutettavaksi. Matalilta rannoilta kuluva aines kulkeutuu kauemmaksi syvempiin vesiin ja kerrostuu rauhallisemmissa olosuhteissa taas merenpohjalle. Rantaviiva siirtyy ulapalle päin ja maa valtaa alaa. Elinympäristöt muuttuvat niin veden alla kuin rannikollakin vääjäämättömästi.

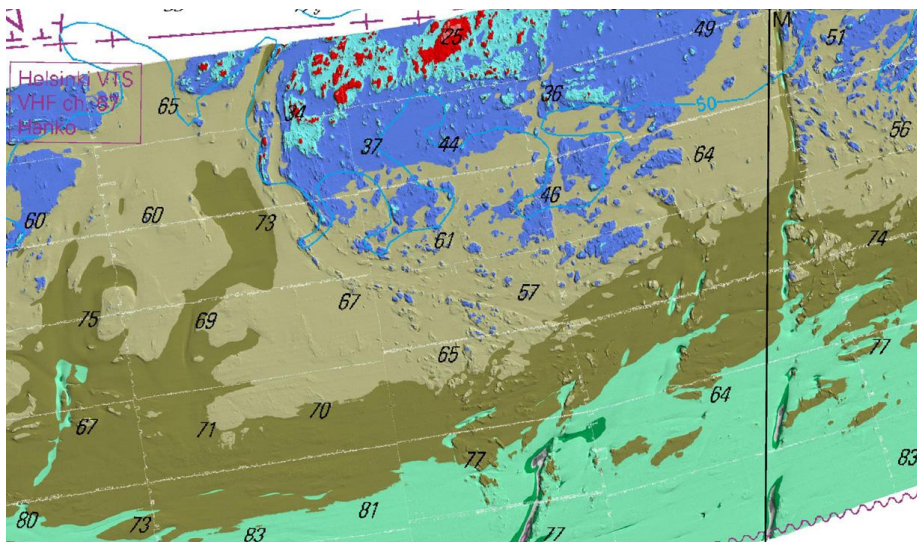
Tässä esitetyt tulokset antavat vain yleiskuvan merenpohjamme pinnanmuodostuksesta. On syytä korostaa, että tarkkaa tietoa merenpohjan pinnanmuodostuksesta on rajatuilta alueilta. Tällaista, esimerkiksi monikeilakaikuluotaamalla (Kuva 3.1.1-5) ja muilla akustis-seismisillä luotausmenetelmillä tuotettua, tietämystä tarvitaan mm. merialueiden käytön suunnittelun taustatiedoksi sekä merenpinnan pinnanmuodostuksen ja merenpohjan koskemattomuuden monitoroinnissa.

3.1.2 MERENPOHJAN SYVYYSKARTOITUS

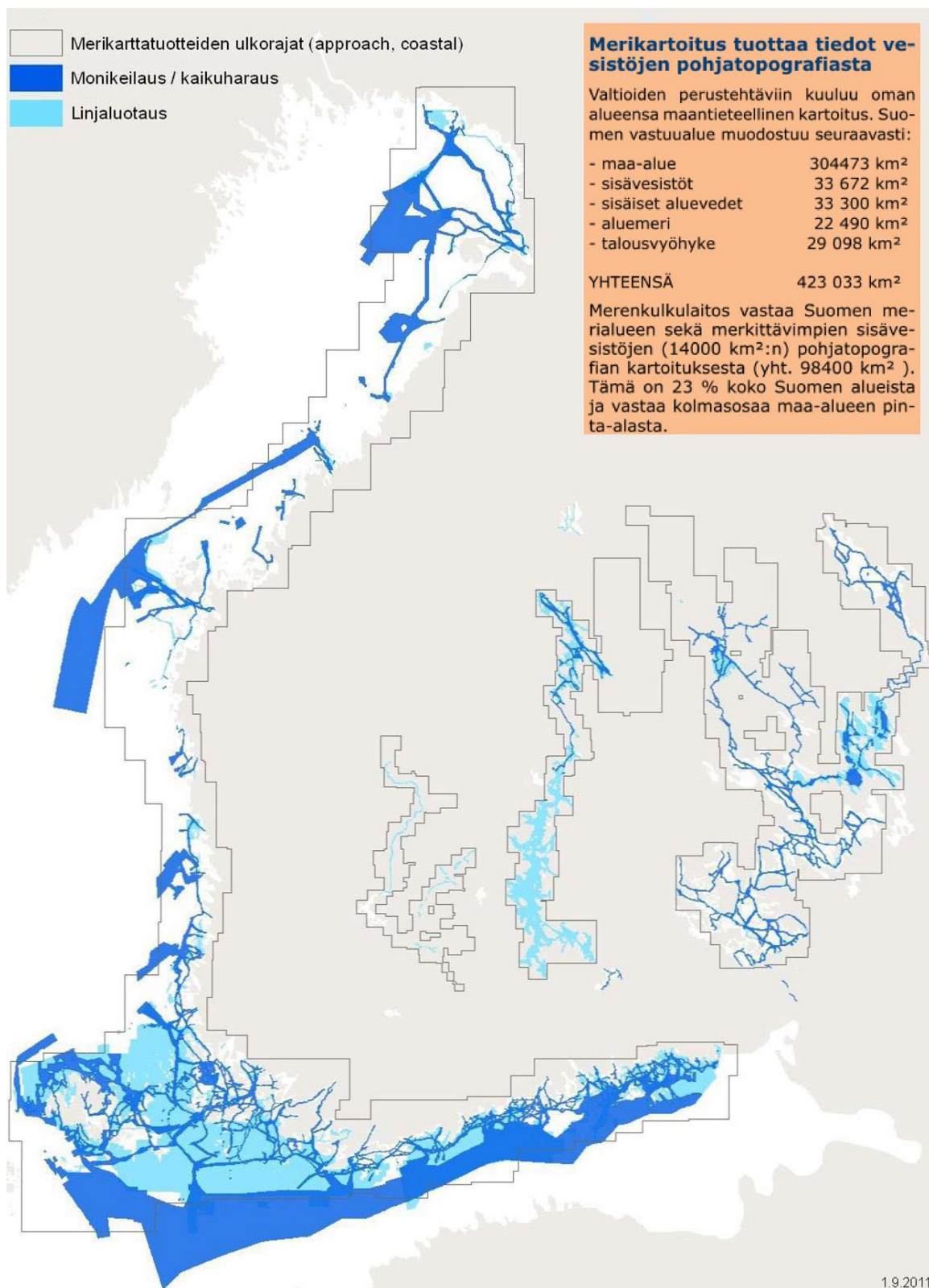
Rainer Mustaniemi (Liikennevirasto)

Suomen merialueiden syvyyskartoituksia on tehty jo usealla vuosisadalla erilaisiin tekniikoihin ja menetelmiin perustuen, mutta vasta 1990 -luvulla laajemmin merenmittauksessa käyttöön tulleet monikeilainlaitteistot (multibeam echosounder) ovat mahdollistaneet yksityiskohtaisen tiedon keruun merenpohjan muodoista ja rakenteista riittävän tehokkaalla tavalla (Kuva 3.1.2-1). Liikennevirasto vastaa Suomen merialueen ja liikenteellisesti merkittävimpien sisävesialueiden pohjatopografian kartoituksesta, osana viranomaisen vastuulla olevaa merikartoitustehtävää. Virastoissa on laajassa mittakaavassa suoritettu tai hankittu ko. menetelmään perustuen merenmittauksia vuodesta 1997 lähtien. Vuoden 2011 lopun tilanteessa nämä aineistot kattavat merialueilla n. 22.000 km² eli 25 % koko Suomen merialueesta (Kuva 3.1.2-2). Liikenneviraston suunnitelmissa on myös jatkossa hankkia tällaisia merenmittauksia, jolloin monikeilainaineistojen kattavuus tulee merkittävästi kasvamaan entisestään. Vuosina 2012–2013 on merenmittaushankintojen painopiste Pohjanlahdella.

Suomen merialueita on geologisesti kartoitettu noin 12 % mittakaavassa 1:20 000 tai tarkempi.



Kuva 3.1.2-1. Kuva esittää Suomenlahden merialueen pohjatopografiaa, joka on mallinnettu Liikenneviraston merenmittausaineistosta (Lähde: Liikennevirasto).



Kuva 3.1.2-2. Kuva esittää Liikenneviraston modernien meren syvyysmittausaineistojen aineistokattavuutta, tilanne 1.9.2011. Kuvasta puuttuu vuoden 2011 mittausalueet Selkämerellä ja Pohjois-Itämerellä; yhteensä lähes 8000 km². Tummansiniset alueet ovat monikeilausalueita. (Lähde: Liikennevirasto).

VIITTEET

- Aartolahti, T., 1995. Glacial geomorphology in Finland, In: Glacial Deposits in North – East Europe editors J. Ehlers, S. Kozarski and P. Gibbard. Balkema Publishers Rotterdam, pp. 37-50.
- André'n, E., André'n, T., Kunzendorf, H., 2000. Holocene history of the Baltic Sea as a background for assessing records of human impact in the sediments of the Gotland Basin. *Holocene*, 10, 687–702.
- Breilin, O., Kotilainen, A., Nenonen, K., and Räsänen, M., 2005. The unique moraine morphology, stratotypes and ongoing geological processes at the Kvarken Archipelago on the land uplift area in the western coast of Finland. In: Ojala, A. E. K. (ed.) Quaternary studies in the northern and Arctic regions of Finland : proceedings of the workshop organized within the Finnish National Committee for Quaternary Research (INQUA), Kilpisjärvi Biological Station, Finland, January 13-14th 2005. Geological Survey of Finland. Special Paper 40. Espoo: Geological Survey of Finland, pp. 97-111.
- Eronen, M., Glückert, G., Hatakka, L., van de Plassche, O., van der Plicht, J. and Rantala, P. , 2001. Rates of Holocene isostatic uplift and relative sea-level lowering of the Baltic in the SW Finland based on studies of isolation contacts. *Boreas*, 30, 17–30.
- Gibbard, P. L., Head, M. J., Walker, M. J. C. and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy. 2010. Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. *J. Quaternary Sci.*, Vol. 25 pp. 96–102. ISSN 0267-8179.
- Härme, M., 1961. On the fault lines in Finland. *Bulletin de la Commission Géologique de Finlande* 196, 437-444.
- Kaskela, A., Kotilainen, A., 2009. Bedrock influence on submarine geodiversity - example from the Baltic Sea. In: BSSC 2009. 7th Baltic Sea Science Congress 2009 : towards better understanding and improved technology for serving the society, August 17-21, 2009, Tallinn, Estonia: abstract book. Tallinn: Tallinn University of Technology, 128.
- Kaskela, A., Kotilainen, A.T., Al-Hamdani, Z., Leth, J. ja Reker, J. Seabed geomorphic features in a glaciated shelf of the Baltic Sea. *Coastal, Estuarine and Shelf Science* (2012). 10.1016/j.ecss.2012.01.008
- Koistinen, T., Stephens, M.B, Bogatchev, V., Norgulen, Ø., Wenneström, M., Korhonen, J., 2001. Geological Map of the Fennoscandian Shield, Scale 1: 2 000 000. Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden and the North-West Department of Natural Resources of Russia.
- Kotilainen, A., Kohonen, T., 2005. Selkämeren pohjan sedimentit : kerrostumishistoria ja sedimentaatiodynamiikka. In: Miten voit, Selkämeri?. Ympäristön tila Lounais-Suomessa 4. Turku: Lounais-Suomen ympäristökeskus, 14-19.
- Kotilainen, A.T., Kaskela, A.M., 2011. Geological modelling of the Baltic Sea and marine landscapes. In: Geoscience for society : 125th anniversary volume. Geological Survey of Finland. Special Paper 49. Espoo: Geological Survey of Finland, 293-303.
- Kotilainen, A.T., Kaskela, A.M., Bäck, S., Leinikki, J., 2012. Submarine De Geer moraines in the Kvarken Archipelago, the Baltic Sea. In: P.T. Harris, E.D. Baker (Eds.), *Seafloor Geomorphology as Benthic Habitat: GeoHab Atlas of Seafloor Geomorphic Features and Benthic Habitats*, Elsevier, Amsterdam, 289-298.
- Mangerud, J., Eystein, J., Landvik, J.Y. 1996. Late Cenozoic history of the Scandinavian and Barents Sea ice sheets. *Global and Planetary Change* 12, 11-26.
- Moros, M., Lemke, W., Kuijpers, A., Endler, R., Jensen, J.B., Bennike, O., Gingele, F., 2002. Regressions and transgressions of the Baltic basin reflected by a new high resolution deglacial and postglacial lithostratigraphy for Arkona Basin sediments (western Baltic Sea). *Boreas* 31, 151–162.
- Nuorteva, J., 1988. Akustisilla luotausmenetelmillä saatu kuva merenpohjan kvartaärikerrostumista. Summary: The study of Quaternary marine deposits by acoustic methods. Geologian tutkimuskeskus. Tutkimusraportti 82. Espoo: Geologian tutkimuskeskus. 32 p.
- Reijonen, A., 2004. Vedenalaisten moreenimuodostumien monimuotoisuus Merenkurkun Saaristossa (in Finnish). Helsingin yliopisto, Geologian laitos. Unpublished M.Sc Thesis 228, 102 p. 5.

- Stevenson, A., Kotilainen, A., Kaskela, A., Alanen, U., Asch, K., Schubert, C., van Heteren, S., van de Ven, T., Thorsnes, T., Verbruggen, K., Robinson, A., Guinan, J., Graves, H. and the Project Team. 2011. Preparatory Actions for a European Marine Observation and Data Network. Lot No 2 – Geological data. EMODnet Geology Project Draft Final Report. 40 p. <https://webgate.ec.europa.eu/maritimeforum/node/2183> (26.1.2012).
- Tulkki, P., 1977. The bottom of the Bothnian Bay, geomorphology and sediments. Merentutkimuslaitoksen julkaisu 241, 1-89.
- Tuominen, H.V., Aarnisalo, J., Söderholm, B., 1973. Tectonic patterns in the Central Baltic Shield. Bulletin of the Geological Society of Finland 45, 205-217.
- Virtasalo, Joonas J.; Kotilainen, Aarno T.; Räsänen, Matti E.; Ojala, Antti E. K. 2007. Late-glacial and post-glacial deposition in a large, low relief, epicontinental basin : the northern Baltic Sea. *Sedimentology* 54 (6), 1323-1344.
- Winterhalter, B., Flodén, T., Ignatius, H., Axberg, S., Niemistö, L., 1981. Geology of the Baltic Sea. Teoksessa: Voipio, A. (ed.) *The Baltic Sea*. Elsevier Oceanography Series 30, 1–121.
- Witkowski, A., Broszinski, A., Bennike, O., Janczak-Kostecka, B., Jensen, J.B., Lemke, W., Endler, R., Kuijpers, A., 2005. Darss Sill as a biological border in the fossil record of the Baltic Sea: evidence from diatoms. *Quaternary International* 130, 97–109.
- Zilliacus, H., 1981. De Geer -moränerna på Replot och Björkö i Vasa skärgård. *Terra* 93, 12-24.

3.1.2 VUOSITTAISET JA VUODENAIKAISET LÄMPÖTILAOLOSUHTEET SEKÄ JÄÄPEITE, VIRTAUKSEN NOPEUS, KUMPUAMINEN, ALTISTUS AALLOKOLLE, SEKOITTUMISOMINAISUUDET, SAMEUS, VIIPYMÄAIKA

3.1.2.1 MERIVEDEN LÄMPÖTILA SUOMEN MERIALUEILLA

Pekka Alenius (Ilmatieteen laitos)

Itämeren lämpötilaoloja luonnehtivat suuret vuodenaikaisvaihtelut pintakerroksessa ja kaksi kertaa vuodessa, keväällä ja syksyllä, tapahtuva ylimmän kerroksen täydellinen pystysuora sekoittuminen. Itämeren "lämpötila-muisti" ei siksi ulotu kovin pitkälle.

Suomen avomerialueilla pintalämpötilan keskimääräinen vuotuinen vaihteluväli on talven hieman alle 0 °C:sta kesän noin 19 °C:een. Kesän lämpimimmän ajan pintalämpötilan keskihajonta on runsaat 1.5 °C, joten on tavanomaista, että pintalämpötila ylittää avomerelläkin 20 °C. Perämeren ulapalla veden lämpötila on kesällä ylimmillään 13–16 °C.

Koska meri lämpenee auringon säteilyn vaikutuksesta aivan pinnasta alkaen, voi merenpinnan lämpötila aivan tyyninä kesäpäivinä olla useita asteita korkeampi kuin muutamaa metriä syvemmällä. Yleensä merellä kuitenkin tuulee sen verran, että tapahtuu pintakerroksen sekoittumista ja mereen muodostuu tasalämpöinen pintakerros, joka syvenee pikkuhiljaa kesän kuluessa.

Talvella pintakerroksen lämpötila laskee nollan alapuolelle ja merenpinta alkaa jäätymään. Alusvedessä lämpötila on harvoin suurempi kuin 2,5-4 °C.

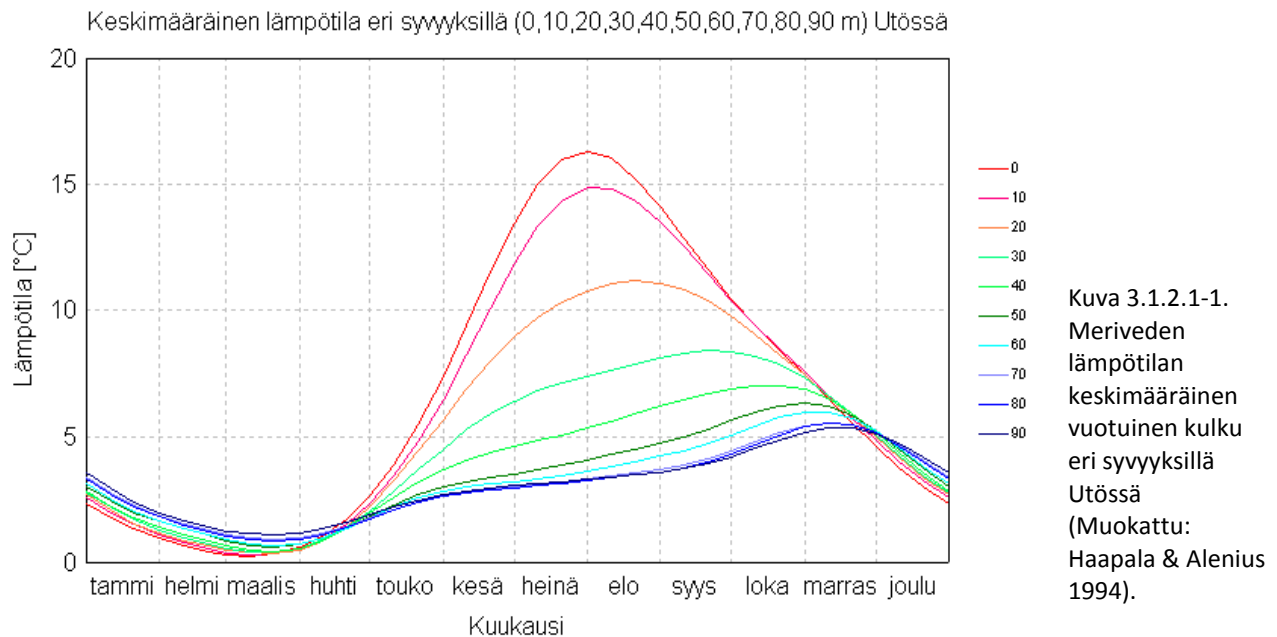
LÄMPÖTILAN VUOTUINEN KULKU

Talvella meren ylin kerros on sekoittunut melko tasalämpöiseksi lähellä jäätymispistettä olevaksi vesimassaksi. Riippuen suolaisuudesta meriveden **jäätymispiste** on hieman alle 0 °C.

Makean veden tiheydellä on maksimiarvonsa kun veden lämpötila on 4 °C. Veden suolaisuus vaikuttaa veden tiheyteen siten, että maksimitiheyttä vastaava lämpötila laskee suolaisuuden kasvaessa. Suomen merialueilla **maksimitiheyden lämpötila vaihtelee** suolaisuuden vaihtelun johdosta makean veden 4 °C:sta 7 ‰ suolaisen veden 2,5 °C:een.

Syksyllä meren pinnan jäähtyessä vesi tulee raskaammaksi ja painuu syvemmälle kunnes kohtaa syvemmällä olevaa suolaisempaa ja raskaampaa vettä. Tämä kierto jatkuu kunnes koko ylin kerros on lämpötilaltaan maksimitiheyttään vastaavan lämpöistä. Pinnan edelleen jäähtyessä pintavesi muuttuu kevyemmäksi kuin alempana oleva vesi ja kierto loppuu. Meren pinta jatkaa jäähtymistään ja useimmiten jäätyy keskitalvella Suomen merialueilla.

Keväällä pinnan lämpeneminen saa aikaan uuden pystysuoran kiertoliikkeen kun kylmä pintavesi lämmitessään tulee ensin raskaammaksi kuin syvemmällä oleva vesi. Tämä jatkuu siihen asti, että pintaveden lämpötila ylittää maksimitiheyden lämpötilan, jolloin pystysuora kierto loppuu. Sen jälkeen merenpinta alkaa lämmetä nopeasti. Aallokon aiheuttama sekoittuminen jakaa kuitenkin lämpöä syvemmälle pintakerrokseen, joka pikkuhiljaa paksuneen kesän kuluessa noin 20 metrin paksuiseksi jokseenkin tasalämpöiseksi kerrokseksi. Tämän pintakerroksen alle jää kylmää, niin sanottua vanhaa talvivettä. Vanhan talviveden kylmin osa on tyypillisesti 50 m syvällä. Lämpö kulkeutuu syvälle hitaasti ja siksi lämpötilan vuotuinen vaihtelu on sitä pienempää mitä syvemmälle mennään. Kuitenkin vielä lähes 100 m syvälläkin lämpötilalla on useiden asteiden vuotuinen vaihteluväli. Syvien vesien lämpötilamaksimi esiintyy sitä myöhemmin vuodesta mitä syvemmälle mennään. Kun pintalämpötila saavuttaa maksiminsa keskimäärin heinä-elokuun vaihteessa, saavuttaa 90 m syvyydessä oleva vesi lämpötilamaksiminsa vasta marraskuun alussa.



LÄMPÖTILAN PITKÄAIKAISVAIHTELUT

Meriveden pintalämpötilan pitkäaikaisvaihteluiden selvittämistä hankaloittaa se, että merellä tehdyt havainnot eivät useinkaan muodosta selkeää aikasarjaa, josta analyysin teko olisi helppoa. Suuri vuodenaikainen vaihtelu ja pienemmän skaalan ilmiöt aiheuttavat havaintoihin vaihteluita, jotka eivät välttämättä kuvasta pitkäaikaista muutosta vaan havaintohetken olosuhteiden vaihtelua tai eri vuosien havaintojen eriaikaisuutta. Aikaisemmissa tutkimuksissa lämpötilan pitempiaikaisia vaihteluita on käsitelty tarkastelemalla lämpötilaa eri vuodenaikoina erikseen (Alenius, 1996).

Talvisin meren pintakerroksen lämpötila on alhainen, lähellä jäätymispistettä, joten talven kylmyys ei näy meriveden lämpötilassa, joka ei voi laskea jäätymispistettä kylmemmäksi.

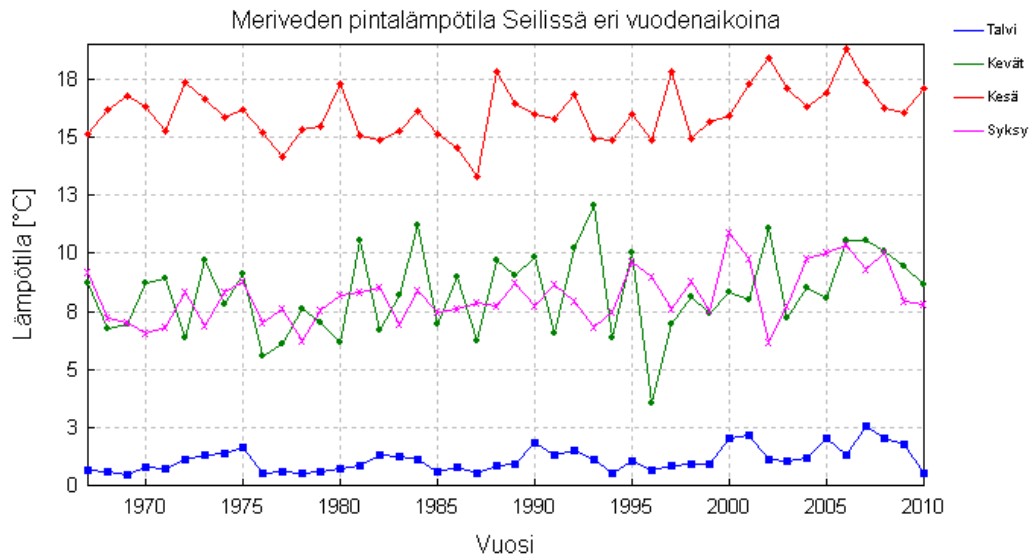
Eri vuodenaikojen tarkastelussa on otettava huomioon lämpötilan vuotuisen kiertoa liittyvät fysikaaliset tekijät, joista tärkeimpiä ovat kevään ja syksyn vaiheet, jolloin meren pintalämpötila "kohtaa" maksimitiheydenlämpötilan. Silloin meren ylin kerros sekoittuu mekaanisesti pelkästään veden omien ominaisuuksien takia. Nämä ajankohdat jakavat vuodenkulun fysikaalisesti luonnollisiin osiin, joiden pituudet vaihtelevat vuodesta toiseen.

1900-luvun alussa meriveden lämpötila oli viileämpää ja huomattavaa lämpenemistä tapahtui 1930-luvulle asti (Alenius and Haapala, 1992). Sen jälkeen tapahtui taas hienoista viilenemistä 1960-luvulle, josta 1990-luvulle ei ollut havaittavissa systemaattista muutosta – lukuun ottamatta Perämeren ja Saaristomeren, joissa viileneminen jatkui 1990-luvulle (Alenius and Haapala, 1992).

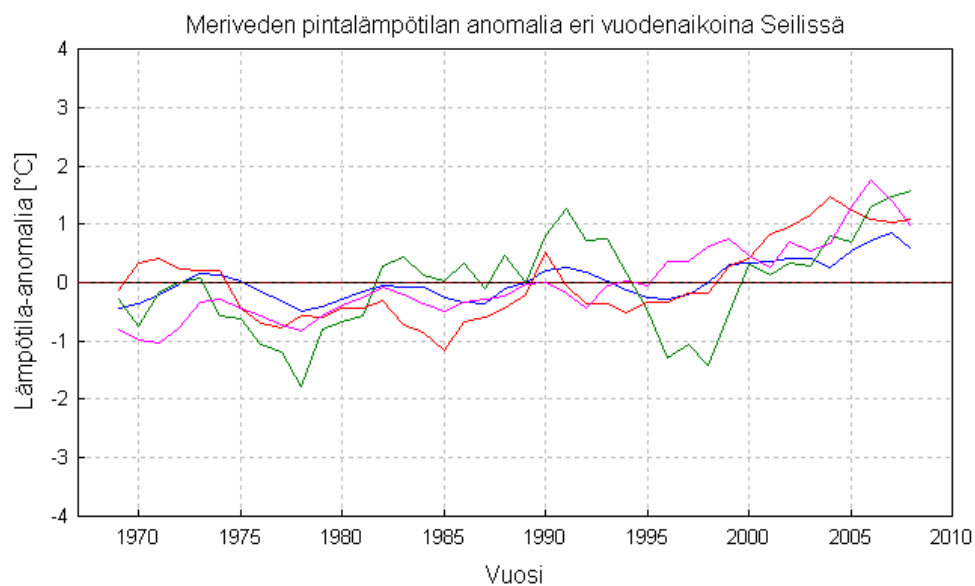
Ainakin Saaristomerellä on 1990-luvun puolivälin jälkeen tapahtunut hienoista meriveden lämpenemistä.

Kaikkina vuodenaikoina 1900-luvun pari ensimmäistä vuosikymmentä olivat selvästi viileämpiä kuin myöhemmät ajat. Suomenlahdella noin 1940-luvulta alkaen ovat kesän lämpötilat hieman laskeneet, mutta muiden vuodenaikojen lämpötiloissa ei trendiä juuri havaita.

Esimerkiksi Suomenlahdella näyttää 1990-luvun alkuun mennessä erityisesti kevään lämpötila nousseen. Viimeaikaisten havaintojen (Seili Saaristomeren) valossa eri vuodenaikojen muutokset ovat samansuuntaisia ja osoittavat hienoista lämpenemistä 2000-luvulla.



Kuva 3.1.2.1-2.
Meriveden
pintalämpötila eri
vuodenaikoina
Saaristomerellä
Seilissä
(Aineiston lähde:
Ilmatieteen
laitos)



Kuva 3.1.2.1-3.
Meriveden
pintalämpötila eri
vuosina
keskimääräiseen
arvoon verrattuna
eri vuodenaikoina
Seilissä
Saaristomerellä
(Aineiston lähde:
Ilmatieteen laitos).

VIITTEET

- Alenius P. 1996: Effect of the climatic changes to the hydrography of the Baltic Sea. – Final Report, SILMU, The Finnish Research Programme on Climate Change, Publications of the Academy of Finland 4/96, pp. 215-220.
- Alenius P. and Haapala J. 1992: Hydrographic variability in the Northern Baltic in the twentieth century. – ICES mar. Sci. Symp., 195: 478-485.
- Haapala J., Alenius P., 1994: Temperature and salinity statistics for the Northern Baltic Sea 1961 – 1990, Finnish Marine Research, 262, 51- 121.

3.1.2.2 JÄÄPEITE

Ari Seinä (IL)

KESKIMÄÄRÄINEN JÄÄTALVI

Itämeri peittyy jäähän vuosittain.

Jäätyminen alkaa rannikon läheisyydessä ja etenee siitä merelle päin. Ensimmäisenä jäätyminen alkaa Perämeren pohjoisosan rannikon edustalla keskimäärin marraskuun alkupuolella edeten siitä etelään. Suomenlahdella jäätyminen alkaa keskimäärin joulukuun alkupuolella sen itäisimmästä osasta edeten länteen päin. Merenkurkku jäätyy keskimäärin vuodenvaihteessa.

Tammikuun puolessa välissä Perämeri on kokonaan jään peittämä. Samaan aikaan Suomenlahdella jää ulottuu idästä Lavansaariin. Helmikuun alussa Selkämeri on puoleksi jäässä ja Suomenlahti on jäätynyt kokonaan. **Laajin tilanne saavutetaan helmikuun lopulla – maaliskuun alussa**, jolloin yhtenäinen jääpeite ulottuu pohjoisesta Tukholman leveyspiirin eteläpuolelle. Tämän jälkeen jääpeitteen laajuus alkaa pienentyä ja jäät alkavat sulaa.

Huhtikuun alussa pohjoinen Itämeri, Suomenlahden länsiosan ulappa ja eteläisen Selkämeren ulappa ovat avoimet; kuun loppuun mennessä Selkämeri ja Suomenlahti ovat avoimet. Perämerellä eteläosan ulappa on avoin toukokuun alkupuoliskolla ja sen pohjoinen osa kuun loppupuolella.

Jäätalven pituus on keskimäärin Perämeren rannikolla 5-6 kuukautta, ja sen ulapalla 4-5 kuukautta; Merenkurkussa 3-3,5 kuukautta; Selkämerellä rannikolla 4-4,5 kuukautta ja ulapalla 1-2,5 kuukautta; Ahvenanmerellä rannikolla noin 1,5 kuukautta ja ulapalla noin kuukausi; Saaristomerellä rannikolla noin 4 kuukautta ja suurilla selillä noin 1,5 kuukautta; pohjoisella Itämerellä 20–40 päivää; Suomenlahden rannikolla jäätalvi on keskimäärin 3,5–4,5 kuukauden, ja ulapalla 1,5–3,5 kuukauden pituinen.

Lähes kaikki kiintojään ulkopuolella oleva jää on jossain määrin ahtautunutta. **Ahtojään** alueellinen jakautuminen on riippuvainen vallitsevista tuulista, joten niiden paikat ovat eri vuosina erilaiset.

ITÄMEREN JÄÄTALVEN ANKARUUS 1971–2011 JA SUURIN JÄÄPEITTEEN LAAJUUS

Vaikka suurin vuotuinen jääpeitteen laajuus onkin vain hetkellinen tilanne, se **korreloi hyvin jäätalven ankaruuden kanssa**. Täten sitä voidaan käyttää talven ankaruusparametrina: esimerkiksi Maarianhaminan talven ilman lämpötila korreloi jään suurimman laajuuden kanssa $p = >0.9^2$.

Vuotuisen suurimman jääpeitteen pinta-ala on vaihdellut välillä 49 000 - 420 000 km², joka on 11–100 % Itämeren, Kattegatin ja Skagerrakin yhteenlasketusta pinta-alasta. Keskimäärin jää peittää 218 000 km² alueen (1720–2011 keskiarvo).

Perämeri ja itäinen Suomenlahti jäätyvät joka vuosi; keskimäärin jää ulottuu laajimmillaan pohjoiselle Itämerelle, noin 59. leveyspiirille. Kerran vuosikymmenessä, erittäin ankarana talvena, vain pienehkö alue eteläisellä Itämerellä pysyy jäättömänä.

Talvesta 1720 alkaen on Itämeri peittynyt kokonaan jäähän 11 kertaa, eli keskimäärin neljä kertaa vuosisadassa. **Suurin vuotuinen jääpeitteen laajuus saavutetaan tammikuun ja maaliskuun välillä, tavallisesti helmi-maaliskuun vaihteessa.**

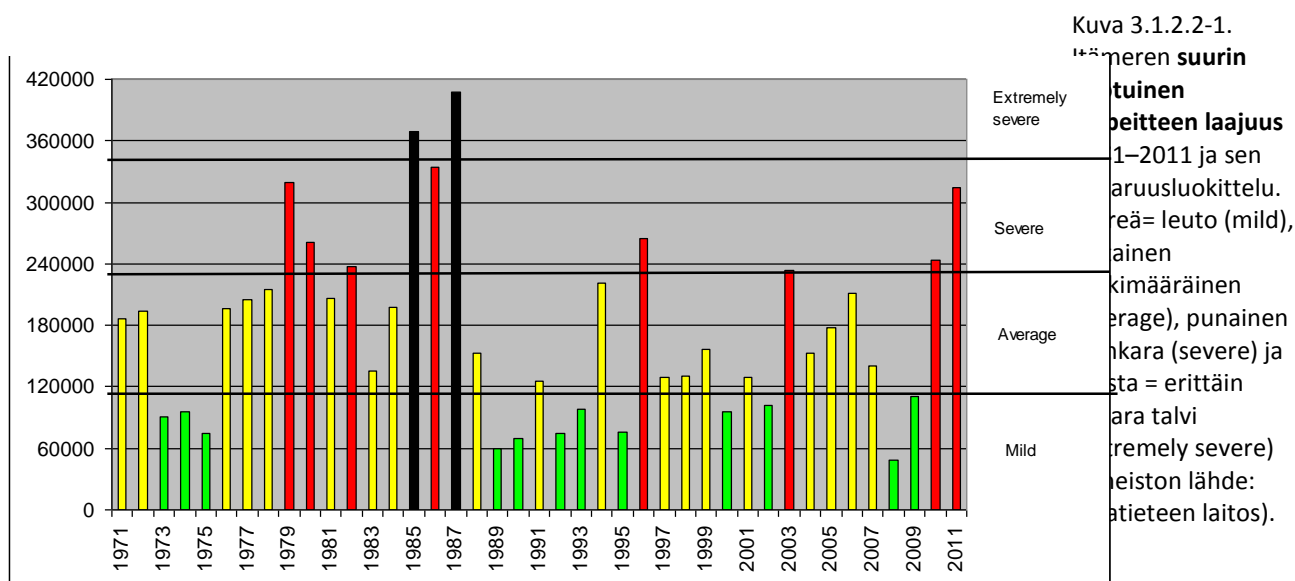
² Seinä, Ari & Palosuo, Erkki: The classification of the maximum annual extent of ice cover in the Baltic Sea 1720-1995. Based on the material collected by Risto Jurva (winters 1720-1940) and the material of the Ice Service of the Finnish Institute of Marine Research (winters 1941-1995). -*Meri - Report series of the Finnish Institute of Marine Research* No 27. pp. 79-91. Helsinki 1996.

JÄÄPEITTEEN VAIHTELUT JA PITKÄAIKAISMUUTOKSET

Jäätalven ankaruuteen vaikuttavat useat tekijät. Määräävänä on NAO -indeksi ja siihen liittyvä matalapaineiden reitti. Ankarina talvina Venäjän korkeapainealue vaikuttaa alueella.

Jäätalvet voidaan jakaa ankaruusluokkiin. Esimerkiksi talvien 1971–2011 keskiarvo on ollut noin 177 000 km², pienin 49 000 km² talvella 2008 ja suurin 407 000 km² talvella 1987 (Taulukko 3.1.2.2-1 ja Kuva 3.1.2.2-1). Vuosikymmenten keskiarvoista 1971–2011 lauhin on ollut 1990-luku ja ankarin 1980-luku (Taulukko 3.1.2.2-2 ja Kuva 3.1.2.2-2).

Tarkastellessa viimeistä sataa vuotta pitkäaikainen keskiarvo on ollut vuodesta 1912 aina 1960-luvun lopulle noin 200 000 km² (176 000 km² - 210 000 km²). Tästä alkaen on tapahtunut laskua, siten että 2010-luvulla se on noin 160 000 km².

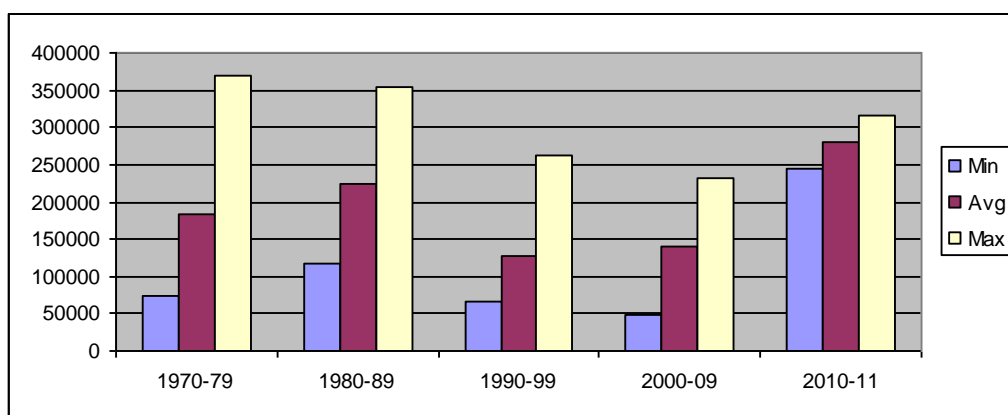


Talvi	Laajuus km2	Ankaruusluokka	Talvi	Laajuus km3	Ankaruusluokka
1971	186000	Average	1992	74000	Mild
1972	194000	Average	1993	98000	Mild
1973	91000	Mild	1994	221000	Average
1974	96000	Mild	1995	76000	Mild
1975	75000	Mild	1996	265000	Severe
1976	196000	Average	1997	129000	Average
1977	205000	Average	1998	130000	Average
1978	215000	Average	1999	157000	Average
1979	319000	Severe	2000	96000	Mild
1980	261000	Severe	2001	129000	Average
1981	206000	Average	2002	102000	Mild
1982	237000	Severe	2003	233000	Severe
1983	135000	Average	2004	153000	Average
1984	198000	Average	2005	178000	Average
1985	369000	Extremely severe	2006	211000	Average
1986	334000	Severe	2007	140000	Average
1987	407000	Extremely severe	2008	49000	Mild
1988	153000	Average	2009	110000	Mild
1989	60000	Mild	2010	244000	Severe
1990	70000	Mild	2011	315000	Severe
1991	126000	Average			

Taulukko 3.1.2.2-1. Itämeren jäätalven ankaruus 1971–2011. Jääpeitteen laajuus ja sen ankaruusluokittelu: Vihreä= leuto (mild), keltainen keskimääräinen (average), punainen = ankara (severe) ja punainen = erittäin ankara (extremely severe) (Aineiston lähde: Ilmatieteen laitos).

Taulukko 3.1.2.2-2. Itämeren **jäätalven ankaruus** 1971–2011. **Vuosikymmenarvot** (Aineiston lähde: Ilmatieteen laitos).

	Min	Avg	Max
1970-79	74000	184600	370000
1980-89	117000	224833	355000
1990-99	66000	127500	262000
2000-09	49000	139400	232000
2010-11	244000	279500	315000
1960-2009			
Avg.	76500	169083	304750



Kuva 3.1.2.2-2.
Itämeren **jäätalven ankaruus** 1971–2011.
Vuosikymmenarvot
(Aineiston lähde: Ilmatieteen laitos).

JÄÄN VAIKUTUKSET

Rannikko- ja saaristoalueella jää vaikuttaa meren pohjaan ja rantoihin. Jää kuluttaa, muokkaa ja siirtää kuollutta materiaalia sekä kasvillisuutta. Eroosio on seurausta jään liikkeestä, jota aiheuttavat tuuli, vedenpinnan korkeuden muutokset sekä jään lämpölaajeneminen. Alkutilalla jääolosuhteet ovat suotuisat jääeroosiolle noin neljän viikon ajan. Perämerellä on alueita, joilla rantaan työntyvä jääeroosio on lähes jokavuotista ja joilla on esiintynyt voimakasta jääeroosiota keskimäärin 5-10 vuoden välein.

Jääpeite vaikuttaa myös meren kerrostuneisuuteen eri tavoin. Jääpeite estää tuulen aiheuttamaa mekaanista sekoittumista, mutta sillä ei ole sanottavaa merkitystä, koska meren ylin kerros on jo sekoittunut ennen jäätymistä. Jään ja avoveden reunat ovat kuitenkin alueita, joissa voi syntyä kumpuamista. Jäätymisellä on myös vaikutusta kerrostuneisuuteen siten, että jään muodostuessa suolaa vapautuu jäätyvästä vedestä sulaan veteen. Keväällä jään sulaminen sitoo lämpöä ja hidastaa veden lämpenemistä. Sulava jää alentaa tilapäisesti pintakerroksen suolaisuutta, koska jää on pääosin makeaa vettä. Itämeren pintakerroksen suolaisuudella on vuotuinen kulkunsa, johon jään sulamisen lisäksi vaikuttavat maalta tulevat sulamisvedet.

VIITTEET

Alenius, Pekka., Seinä, Ari., Launiainen, J. & Launiainen, S.: Sea ice and related data sets from the Baltic Sea, AICSEX – metadata report – MERI - Report Series of the Finnish Institute of Marine Research No. 49, 2003, pp. 3-13.

Anonymus: Jäätalvet 1971-75 Suomen merialueilla / Ice Winters 1971-75 along the Finnish Coast – Finnish Marine Research N:o 245. pp. 1-63. Helsinki 1978.

Anonymus: Jäätalvet 1976-80 Suomen merialueilla / Ice Winters 1976-80 along the Finnish Coast – Finnish Marine Research N:o 249. pp. 1-61. Helsinki 1982.

Launiainen, J., Seinä, A., Alenius, P., Johansson, M. & Launiainen S.: Atmospheric reflections to the Baltic Sea ice climate – in Anders Omstedt and Lars Axell (eds.): Fourth Workshop on Baltic Sea Ice Climatology, Norrköping, Sweden 22-24-May, 2002 – SMA & SMHI Oceanographi Nr 72, 2003.

Leppäranta, Matti & Seinä, Ari: Freezing , maximum annual ice thickness and breakup of ice on the Finnish coast during 1830-1984. *Geophysica* 21 (2): 87-104. 1985.

Leppäranta, M. ; Palosuo, E.; Grönvall, H.; Kalliosaari, S.; Seinä, A. & Peltola J.: Itämeren jäätalven vaiheet (leveyspiiriltä 57 N pohjoiseen / Isvinterns fasor i Östersjön (Norr om latitud 57 N) / Phases of the ice season in the Baltic Sea (North of latitude 57 N).- *Finnish Marine Research* 254 Supplement 2.: 1-83. 1988.

Seinä, Ari & Kalliosaari, Simo: Jäätalvet 1981-1985 Suomen merialueilla / Ice Winters 1981-1981 along the Finnish Coast – Finnish Marine Research N:o 254. pp. 1-63. Helsinki 1987.

Seinä, Ari & Kalliosaari, Simo: Jäätalvet 1986-1990 Suomen merialueilla / Ice Winters 1986-1990 along the Finnish Coast – Finnish Marine Research N:o 259. pp. 1-61. Helsinki 1991.

Seinä, Ari & Peltola, Jarmo: Jäätalven kesto aika ja kiintojään paksuustilastoja Suomen merialueilla 1961-1990/Duration of ice season and statistics of fast ice thickness along the Finnish coast 1961-1990. -*Finnish Marine Research* 258:1-46. 1991.

Seinä Ari: Ice time series of the Baltic Sea.-in Matti Leppäranta & Jari Haapala (eds.) Proceedings of the first workshop on the Baltic Sea ice climate, Tvärminne, Finland, 24-26 August 1993. pp 87-90. *University of Helsinki, Department of Geophysics, report series in geophysics no 27*. Helsinki 1993.

Seinä, Ari: Extent of ice cover 1961-1990 and restrictions to navigation 1981-1990 along the Finnish coast./Jääpeitteen laajuus 1961-1990 ja meriliikennerajoitukset 1981-1990 Suomen merialueilla.- *Finnish Marine Research* 262:3-34. 1994.

Seinä, Ari & Palosuo, Erkki: The classification of the maximum annual extent of ice cover in the Baltic Sea 1720-1995. Based on the material collected by Risto Jurva (winters 1720-1940) and the material of the Ice Service of the Finnish Institute of Marine Research (winters 1941-1995) .-*Meri - Report series of the Finnish Institute of Marine Research* No 27. pp. 79-91. Helsinki 1996.

Seinä, Ari; Grönvall, Hannu, Kalliosaari, Simo & Vainio, Jouni: Ice seasons 1991-1995 along the Finnish coast / Jäätalvet 1991-1995 Suomen merialueilla. -*Meri - Report series of the Finnish Institute of Marine Research* No 27. pp. 1-78. Helsinki 1996.

Seinä, Ari; Grönvall, Hannu; Kalliosaari, Simo & Vainio, Jouni: Ice seasons 1996-2000 in Finnish sea areas / Jäätalvet 1996-2000 Suomen merialueilla. - MERI- Report Series of the Finnish Institute of Marine Research No 43, pp1-98. Helsinki 2001.

Seinä Ari; Eriksson, Patrick; Kalliosaari, Simo & Vainio, Jouni: Ice Seasons 2001-2005 in Finnish Sea areas / Jäätalvet 2001-2005 Suomen merialueilla, Meri-Report Series of the Finnish Institute of Marine Research No. 57, 2006 pp 1-94, Helsinki 2006.

Seinä, Ari: Ice Season 2005-2006 - in Riitta Olsonen (ed.) FIMR Monitoring of the Baltic Sea Environment – annual report 2006, Meri-Report Series of the Finnish Institute of Marine Research No. 59, 2007 pp 6-11.

Seinä, Ari: Ice Season 2006/2007 - in Riitta Olsonen (ed.) FIMR Monitoring of the Baltic Sea Environment – annual report 2007, Meri-Report Series of the Finnish Institute of Marine Research No. 629, 2008 pp 51-55.

Schmeltzer, Natalija; Seinä, Ari; Lundqvist, Jan-Eric & Sztobryn, Marzenna: Ice – in Rainer Feistel, Günter Nausch & Nobert Wasmund (eds.) State and Evolution of the Baltic Sea, 1952-2005: A Detailed 50-Year Survey of Meteorology and Climate, Physics, Chemistry, Biology, and Marine Environment, John Wiley & Sons Inc. 2008, pp. 199-240.

Talvet 2006-2011: Ilmatieteen laitoksen arkisto.

3.1.3 MERIVEDEN SUOLAISUUS SUOMEN MERIALUEILLA

Pekka Alenius (Ilmatieteen laitos)

Hans-Göran Lax (Etelä-Pohjanmaan ELY-keskus)

SUOLAISUUDEN MERKITYS MERIYMPÄRISTÖSSÄ

Meriveden tiheys riippuu sekä veden lämpötilasta, että suolaisuudesta ja siksi suolaisuudella on merkittävä vaikutus meren fysikaalisiin ominaisuuksiin ja vedessä tapahtuviin liikkeisiin. Suolaisuus vaikuttaa myös meren koko ekosysteemiin.

Itämeren veden suolapitoisuus on oleellisesti valtamerten suolapitoisuutta pienempi, Suomen merialueilla se on keskimäärin vain noin 1/6 valtamerten suolaisuudesta. Suomen merialueilla suolaisuus vaihtelee sekä merialueelta toiselle, että syvyyssuunnassa.

Varsinaisella Itämerellä keskimäärin noin 60 metrin syvyydessä on kerros (**suolaisuuden harppauskerros eli halokliini**), jossa suolapitoisuus kasvaa nopeasti syvyyden kasvaessa. Samalla veden tiheyskin kasvaa jolloin halokliini on myös **tiheyden harppauskerros, pyknokliini**. Tämä kerros erottaa ylempien kerrosten ja syvien kerrosten vedet tehokkaasti toisistaan. Vuotuinen pystysuora sekoittuminen, joka johtuu meriveden pintakerroksen lämpötilan vuodenaikaisvaihtelusta ulottuu halokliiniin asti ja sen alapuolinen vesi jää eristyksiin.

Halokliinin alapuolinen vesi uudistuu vain vaakasuorien tai pitkien pohjaa kulkevien virtausten (ns. horisontaalisen konvektion) ansiosta. Näitä virtauksia syntyy erityisesti silloin kun Pohjanmereltä virtaa Itämereen otollisissa säätilanteissa huomattavat määrät suolaista vettä. Itämereen jokien ja sadannan kautta tuleva makea vesi ylläpitää kerrostuneisuutta tuomalla merivettä kevyempää makeaa vettä meren pintakerrokseen. Merkittävä suolaisen veden tulo Itämereen pohjia pitkin on Tanskan salmien mataluuden takia harvinaista.

Kun syvien vesien uudistuminen on vähäistä, satunnaista ja hidasta, kuluu syvien vesi happi biologisissa hajotusprosesseissa aikojen kuluessa helposti loppuun. Happipitoisuus pienenee vääjäämättä, ellei uutta Pohjanmeren pintakerrosten suolaista happipitoista vettä virtaa riittävästi Itämereen. Pohjanmeren vesi on suolaisuutensa takia painavampaa kuin Itämeren pintakerrosten vesi ja se virtaa siksi syvällä, jopa pohjaa pitkin, Itämereen.

Eteläisellä Itämerellä on useita altaita, joita erottaa toisistaan altaiden keskiosia matalammat kynnysalueet. Näin Itämeren syvänteiden vesien uudistuminen on sitä vaikeampaa ja hitaampaa mitä pohjoisemmaksi varsinaisella Itämerellä tullaan. Suomen alueilla tämä ilmiö koskee pohjoisen varsinaisen Itämeren aluetta ja Suomenlahtea. Pohjanlahden ja Saaristomeren tilanne on toinen.

Pohjanlahtea erottaa varsinaisesta Itämerestä Ahvenanmeren pohjoisosassa matalampi kynnysalue ja matala Saaristomeren. Pohjanlahti on siten ajateltavissa samankaltaiseksi kuin Itämeri suhteessa Pohjanmereen sillä erotuksella, että kynnysalue on syvempi Pohjanlahden ja varsinaisen Itämeren välillä kuin Itämeren ja Pohjanmeren välillä. Itämeren yläkerroksen, eli sen joka sekoittuu syksyisin ja talvisin pystysuorasti, happipitoinen vesi virtaa Pohjanlahteen helposti ja painuu siellä syvemmälle suuremman suolaisuutensa takia. Sama toistuu Selkämeren ja Perämeren välillä. Pohjanlahdella ei luonnollisista fysikaalisista syistä ole siksi esiintynyt pohjanläheisiä happikatoja kuten varsinaisella Itämerellä ja Suomenlahdella. Saaristomeren taas on niin matalaa, että siellä vesi sekoittuu syksyisin ja talvisin lähes kaikkialla pohjaan asti.

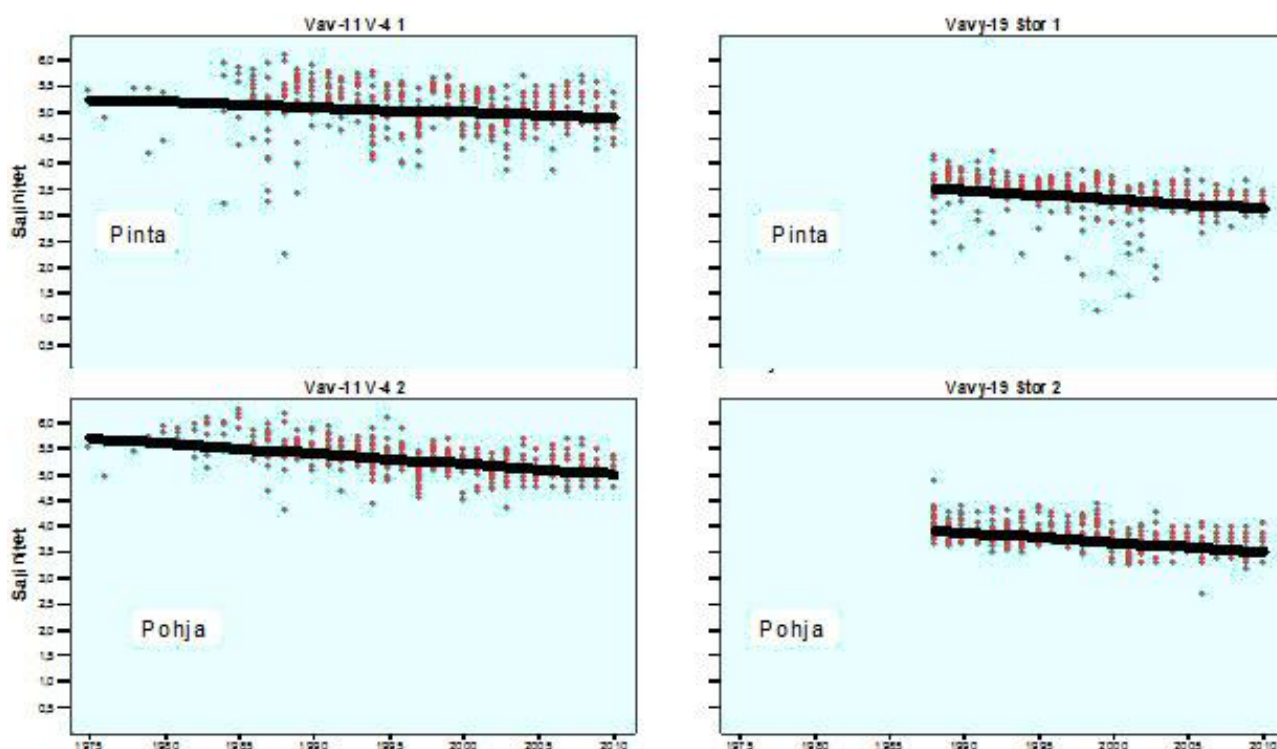
SUOLAISUUS SUOMEN MERIALUEILLA

Suomen rannikoiden tuntumassa suolaisuuden pystysuora ero pohjan ja pinnan suolaisuuksien välillä on yleensä noin 1 – 1,5, mutta ajoittain lahtien pohjukoissa yli 2 (suolaisuus on dimensioton suure). Aivan jokisuistoja lukuun ottamatta Suomen itärajalta Santiossa mitatut suolaisuudet ovat pinnalla vähän yli 4 ja pohjalla kesällä yli 6, Tyypillisesti Suomenlahden, Saaristomeren ja Selkämeren pintasuolaisuus on vähän yli 6, mutta Merenkurkussa Perämeren puolella enää noin 5 ja Perämeren pohjoisosissa vain 2,5 -3,5. Suolaisuus vaihtelee vain hieman vuodenajoittain. Pintakerrosten suolaisuuden vuodenaikaisvaihteluun on syynä sekä jääpeitteen muodostuminen syksyllä ja sulaminen keväällä, että jokivesien määrän vuodenaikaiset vaihtelut erityisesti keväisten sulamisvesien ansiosta. Siten jäiden sulamisen jälkeen jokien kevättulvien aikaan pintasuolaisuus on pienimmillään ja talvella suurimmillaan. Perämerellä talvikerrostuminen on selvä. Suurten jokien tuomat vedet leviävät jään alla laajalle rannikkoalueelle ja muodostavat makean veden kerroksen suolaisemman veden päälle. Kesällä kerrostuneisuutta ei samalla tavoin pääse syntymään.

MERIALUEKOHTAISIA TARKENNUKSIA

MERENKURKKU

Merenkurkun ulkosaaristossa pinta- ja pohjaläheisten vesien suolaisuuden erot ovat yleensä pienet tietyllä alueella, mutta vaihtelevat selvästi etelä-pohjoissuunnassa. Pintavedessä vuodenaikaiset vaihtelut voivat olla suuria, eteläosissa suolaisuus vaihtelee 4,5 ja 6 välillä ja pohjoisosissa 3 ja 4 välillä (Kuva 3.1.3-1). Erityisesti pohjoisosissa näkyy jokien vaikutus ulkosaariston asti ajoittaisina alhaisena suolapitoisuutena pintavedessä, voiden olla jopa alle 2 (Vavy 19, Kuva 3.1.3-1). Alhaisimmat arvot on yleensä mitattu huhtikuussa, kun jokien virtaamat ovat korkeimmillaan. Eteläosassa (Vav-11) vaihtelee suolaisuus pintavedessä nopeasti ja epäsäännöllisesti johtuen meriveden virtaussuunnista ja siitä, kuinka kauan tietty virtaussuunta vallitsee. Joskus alueella on vallitsevana Perämeren pintavesi ja joskus Selkämeren. Sisäsaaristossa vesi voi ajoittain olla lähes makeaa, mikäli alueelle laskee joki ja alue on sellainen, että se on yhteydessä ulkosaaristoon ainoastaan kapeiden salmien kautta. Saaristoalueilla joihin, jokia ei purkaudu suolaisuus vaihtelee 3-4,5 välillä.



Kuva 3.1.3-1. **Merenkurkun** suolaisuuden vaihtelut ajanjaksolla 1975–2010 pintavedessä (A) ja pohjanläheisissä vesissä (B) ulkosaaristossa. Asema Vav-11 edustaa alueen eteläosaa ja Vavy-19 pohjoisosaa. Trendiviiva on tehty käyttämällä Fitline smoother metodia (Aineiston lähde: Suomen ympäristöhallinnon vedenlaaturekisteri (PIVET)).

SUOLAISUUDEN PITKÄAIKAISVAIHTELUT

Suomen eteläisillä merialueilla varsinaisella Itämerellä (LL15) pintaveden suolaisuus kasvoi 1960-luvun alusta 1980-luvun alkupuolelle ja on sen jälkeen laskenut noin arvon 7 tuntumasta arvon 6 tuntumaan. Syvien vesi suolaisuus sen sijaan pieneni 1970-luvun lopulta aina 1990-luvun puoliväliin, mutta on kasvanut taas 1980-luvun tilanteen tasolle. Tähän on ollut syynä Itämereen tulevien suolaisten vesien purkauksen väheneminen 1970-puolivälin jälkeen.

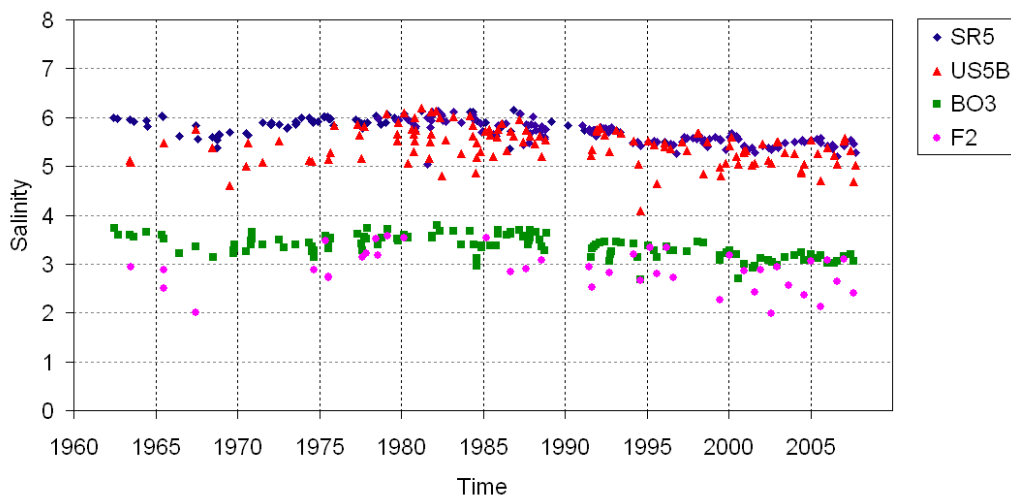
Suomenlahden keskiosassa (LL7) pintasuolaisuus vaihtelee vuodesta toiseen, mutta mitään merkittävää trendiä ei ole näkyvissä. Syvän veden suolaisuus on ehkä hieman pienentynyt 1970-luvun lopulla alkanutta stagnaatiovaihetta edeltäneeltä tasolta, mutta viimeisten parin vuosikymmenen ajan vaihtelut ovat tapahtuneet jokseenkin saman perustason ympärillä. Pohjakerroksen suolaisuuden vaihtelu vuodesta toiseen Suomenlahdella johtuu siitä, että lahdella vallitsee länsi - itä suuntaan alenevan suolaisuuden tilanne, jossa vesimassojen kulloinkin liikkuminen lahden pituussuuntaisesti näkyy suolaisuusvaihteluissa selvästi.

Saaristomerellä pintasuolaisuus vaihtelee, mutta laski 1970-luvun tasosta 1990-luvulle noin tasolta 7 tasolle 6. Vuotuiset vaihtelut ovat suhteellisen suuria. Näyttää kuitenkin siltä, että nykyinen tilanne vastaa vuoden 1990 jälkeistä vuotuista vaihtelua. Samankaltainen tilanne näyttää vallinneen myös syvemmissä vesissä: viimeisten parin vuosikymmenen vaihtelut ovat olleet pieniä.

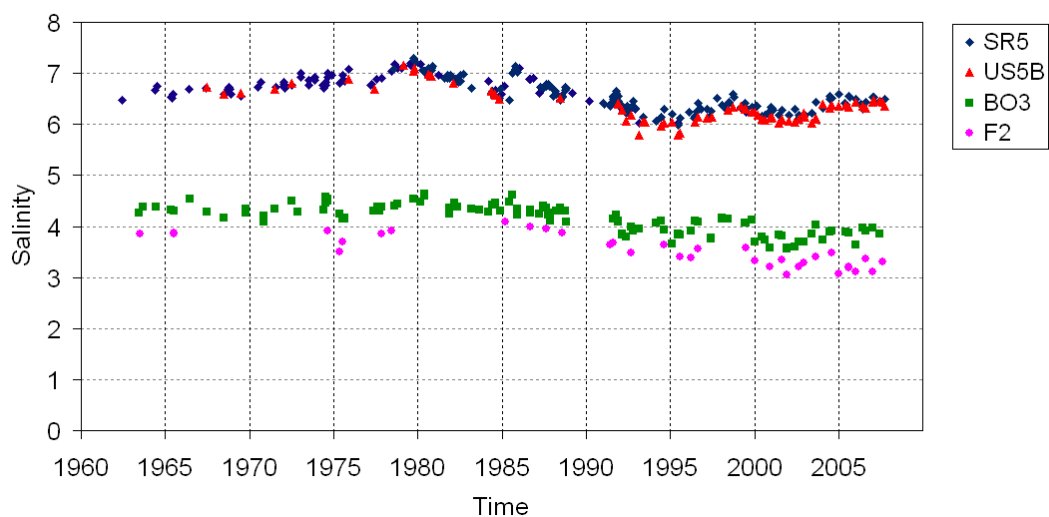
Selkämerellä pintakerroksen suolaisuus on nykyisin selvästi (yli 0,5) pienempi kuin vielä 1980-luvun puoliväliin asti. Syvässä vedessä suolaisuus pieneni 1980-luvun alkupuolelta 2000-luvun alkupuolelle samaan tapaan kuin pintavedessä, mutta on sittemmin hienokseltaan noussut.

Kuvan 3.1.3-1 mukaan Merenkurkun eteläosan pohjanläheisen veden suolaisuus on laskenut noin 0,5 ‰ vuodesta 1988 vuoteen 2008. Alueen pohjoisosan pohjanläheisen veden suolaisuus laski noin 0,5 ‰ vuoteen 2000 ja on sen jälkeen pysynyt sillä tasolla. Molemmilla alueilla pintaveden suolaisuuden vaihtelut ovat suuria ja erityisesti pohjoisella alueella Kyrönjoen vaikutukset pintavedeen aiheuttavat suuria vaihteluja.

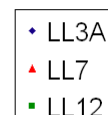
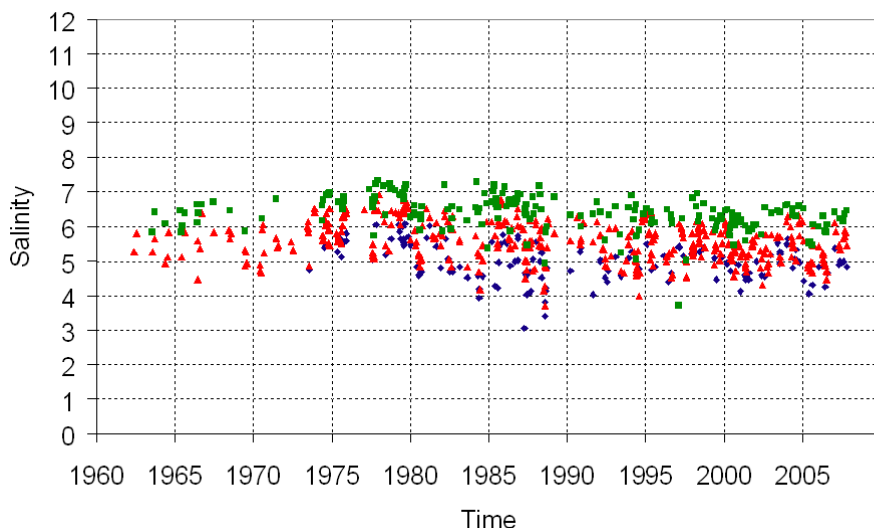
Perämeren pintasuolaisuus näyttää pysyneen viimeiset 10 vuotta jokseenkin samalla yleisellä tasolla (noin 3 ‰ ympärillä), joka on hieman alempi kuin 1980-luvulla (3,5 ‰ ympäristössä). Syvän veden suolaisuus on ilmeisesti käyttäytynyt samankaltaisesti, joskin havainnoissa on hajontaa, joka vaikeuttaa tulkintaa.



Kuva 3.1.3-2.
Pintaveden
suolaisuuden
vaihtelu
Pohjanlahdella
(SR5 ja US5B
Selkämeren
etelä- ja
pohjoisosa,
BO3 ja F2
Perämeren
etelä- ja
pohjoisosa).
(Alenius ym.
2008).



3.1.3-3. Syvän
veden
suolaisuuden
vaihtelu
Pohjanlahdella
(SR5 ja US5B
Selkämeren
etelä- ja
pohjoisosa, BO3
ja F2 Perämeren
etelä- ja
pohjoisosa).
(Alenius ym.
2008).

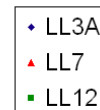
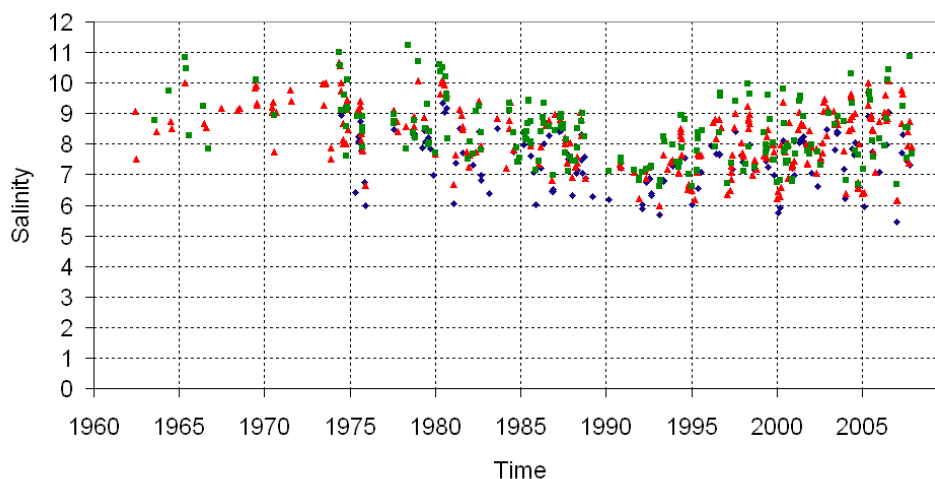


3.1.3-4.

Pintaveden
suolaisuuden
vaihtelu

Suomenlahden keskiosassa

(LL3A Haminan,
LL7 Helsingin ja
LL12 Hangon
leveyspiirillä).)
(Alenius ym.
2008).



Kuva 3.1.3-5.

Syvänveden
suolaisuuden
vaihtelu

Suomenlahde n keskiosassa

(LL3A
Haminan, LL7
Helsingin ja
LL12 Hangon
leveyspiirillä)
(Alenius ym.
2008).

SUOLAIKUUDEN MUUTTUMINEN ILMASTONMUUTOSSKENAARIOIDEN VALOSSA

Ilmastomuutoskenaarioiden perusteella on arvioitu Itämeren suolaisuusolojen mahdollisia muutoksia seuraavan 100 vuoden kuluessa. Mikäli ilmasto muuttuu ennakoidulla tavalla lämpenevään suuntaan sekä sadanta ja tuuliolot muuttuvat, on päätelty, että Itämeri muuttuisi vähäsuolaisemmaksi (suolaisuuden muutos noin 2,5). Itämeren ei silti arvioida muuttuvan makeanveden altaaksi. Suolaisuuden horisontaalinen ja vertikaalinen jakauma säilyisivät muodoltaan nykyisen kaltaisina, joten suolaisuuden vaikutus meren muihin fysikaalisiin oloihin säilyisi. Biologiisiin oloihin alentunut suolaisuus kuitenkin vaikuttaisi, koska eliöt ovat sopeutuneet tiettyyn suolaisuuteen tai suolaisuusvälille ja on mahdollista, ettei kaikille eliöille sopivia oloja enää esiintyisi.

Ilmastomuutoksen vaikutusta Itämeren ekosysteemiin on käsitelty tarkemmin "Meriympäristön nykytilan arvion" osiossa 4.4.3.

Itämeren suolaisuuden mahdollisista muutoksista tehdyt arviot ovat hyvin vaihtelevia ulottuen 45%:n suolaisuuden vähenemisestä aina 4%:n suolaisuuden kasvuun nykyiseen verrattuna. Näistä muutoksista huolimatta kerrostuneisuuden arvioidaan säilyvän siten, että selvästi suolaisuudeltaan erilaiset pintakerros ja syvän veden kerros säilyvät. Näin ollen myös syvien vesien rajallisen vedenvaihdon ongelmat säilyvät.

SUOLAIKUUDEN MITTAUKSET

Meriveden suolapitoisuus ilmoitetaan grammoina kilogrammassa merivettä. Suolaisuus on siis suure, jolla ei ole yksikköä, koska se on suhdeluku. Perinteisesti suolaisuus on ilmoitettu promilleina (tuhannesosina, ‰), jolloin suolaisuuden numeroarvot ovat arkikäyttöön sopivia. Valtamerten suolapitoisuus on merialueesta ja syvyydestä riippuen välillä 32–37. Itämeren pintaveden suolapitoisuus vaihtelee välillä 2–16. Pienimmät arvot esiintyvät Suomenlahden ja Pohjanlahden perukoiden pintavedessä ja suurimmat Saksan rannikolla. Suomen merialueilla pintaveden suolaisuuden vaihteluväli on keskimäärin 2–7.

Meriveden lämpötilaa ja suolaisuutta pidetään helpoimmin mitattavina meriveden ominaisuuksia kuvaavina suureina ja niitä onkin mitattu jo pitkästi yli 100 vuotta. Kansainvälisen merentutkimusneuvoston (ICES) tietokanta sisältää Itämeren mittauksia vuodesta 1899 alkaen. Suolaisuuden määrittävät ovat muuttuneet aikojen saatossa titrauksesta johtokyvyn mittaukseen ja suolaisuuden laskemiseen kansainvälisesti sovitulla yhtälöllä. Nykyaikainen helppo ja nopea suolaisuuden määrittäminen perustuu meriveden lämpötilan, sähkönjohtokyvyn ja paineen yhtäaikaisiin mittauksiin, joista lasketaan UNESCO:n alaisen hallitusten välisen meritieteellisen komission (IOC) vahvistamilla kaavoilla suolaisuus. Näitä yhtälöitä on käytetty vuodesta 1982 lähtien sopimusten mukaan meritieteessä kaikkialla maailmassa aineistojen vertailukelpoisuuden takaamiseksi. Uusi parannettu suolaisuuden laskukaava on hyväksytty IOC:ssä 2010. Vanhat ja uudet menetelmät ovat tarkasti tunnettuja ja keskenään vertailtuja, joten niillä saatuja tuloksia pidetään vertailukelpoisina. Suolaisuuden vaihteluista ja muutoksista on mittaustietoa ainakin 110 vuoden ajalta.

Meriveden suolapitoisuutta on mitattu niin tutkimusalusten tutkimusmatkoilla kuin rannikon tuntumassa olevilla kiinteillä meritieteellisillä havaintopisteillä. Havaintojen teko merellä on aina hidasta ja vaikeaa, joten havainnoista muodostuvat aikasarjat eivät juuri koskaan ole tasavälisiä eivätkä ajallisesti ja alueellisesti kattavia. Toisin kuin meriveden lämpötilalle, meriveden pintasuolaisuudelle ei ole näihin asti ollut olemassa mitään toimivaa kaukokartoitusmenetelmää. Siksi analyysit joudutaan perustamaan harvoin ajallisesti epätasavälisiin havaintoihin. Suolaisuuden muutokset ovat kuitenkin vähäisempiä kuin lämpötilan, joten yleiset päätelmät ja muutosten seuraaminen ovat mahdollisia.

VIITTEET

Alenius P., Haahti H., Hietala R., 2007: Hydrography, oxygen and nutrients conditions. In Olsonen R. Ed. FIMR monitoring of the Baltic Sea Environment – Annual report 2006, Meri, 59, 37 – 57.

Alenius P., Haahti H., Hietala R., 2008: Hydrography, oxygen and nutrient conditions. In Olsonen R. Ed. FIMR monitoring of the Baltic Sea Environment – Annual report 2007, Meri, 62, 57 – 72.

Haapala J., Alenius P., 1994: Temperature and salinity statistics for the Northern Baltic Sea 1961 – 1990, Finnish Marine Research, 262, 51- 121.

Hughes S. L., Holliday N. P., Berszynska-Möller A. Eds. 2011: ICES Report on Ocean Climate 2010, ICES Cooperative Research report 309.

3.1.4 KERROSTUNEISUUS, SEKOITTUMINEN, KUMPUAMINEN, VIRTAAUKSET JA VEDEN VIIPYMÄ

Pekka Alenius (Ilmatieteen laitos)

KERROSTUNEISUUS JA SEKOITTUMINEN

Meriveden **kerrostuneisuudella** tarkoitetaan meriveden lämpötilan, suolaisuuden ja tiheyden pystysuoraa vaihtelua ja päällekkäin olevia erilaisia vesimassoja. Itämeri on voimakkaasti kerrostunut ja kerrostuneisuudella on myös voimakas vuodenaikainen kulku, koska vesi sekoittuu kaksi kertaa vuodessa syvyysuunnassa.

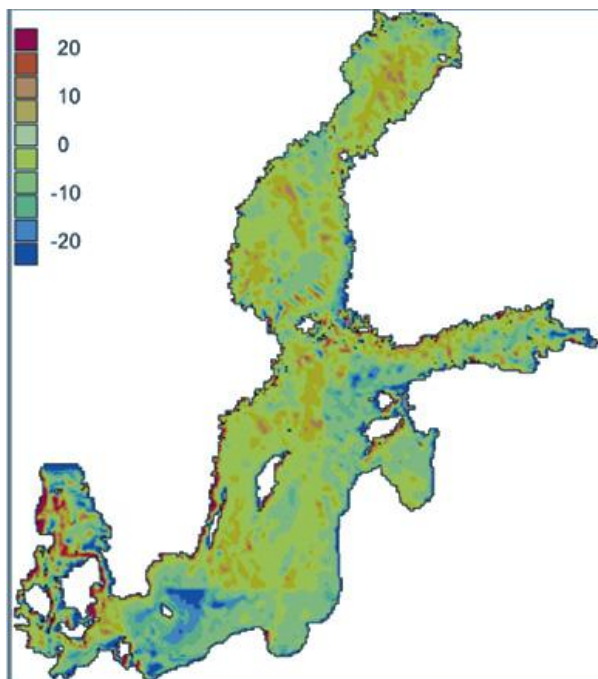
Meriveden **tiheys** riippuu epälineaarisesti veden lämpötilasta, suolaisuudesta ja paineesta niin, että sen tiheysmaksimi (tilanne, jossa veden paino on suurimmillaan) on suolaisuudesta riippuen eri lämpötiloissa.

Makean veden tiheysmaksimi on 4 °C asteisena; veden, jonka suolaisuus on 10, tiheysmaksimi on 1,9 °C asteisena. Itämeren vesi on tiheimmillään ennen jäätymistään, noin 2-3 °C asteisena – suolapitoisuudesta riippuen. Tätä kylmempi tai lämpimämpi vesi on kevyempää. Maksimitiheyden lämpötila osuu meillä siten tyypillisesti kevääseen ja syksyyn, jolloin tapahtuu ylimmän kerroksen luontainen voimakas pystysuora sekoittuminen. Tämä "nollaa" Itämeren pintakerroksen "lämpötilamuistin" kaksi kertaa vuodessa.

KUMPUAMINEN

Kumpuamisilmiön – jossa meren pintaan nousee suhteellisen nopeasti vettä syvemmltä – syyt tunnetaan hyvin. Säännöllisten mittausten vähyyden takia kumpuamistilanteet havaitaan kuitenkin yleensä helpoimmin tutkimushankkeitten mittaussarjoista. Osviittaa saadaan myös rannikoiden vedenkorkeusasemien jatkuvista lämpötilamittauksista.

Kumpuamisessa tuuli kuljettaa rannikon läheisen lämpimän pintaveden ulapalle ja tilalle nousee kylmempää pintakerroksen alapuolista vettä. Suomen merialueilla pintakerros on kesällä tyypillisesti 10 - 20 metriä paksu. Pintakerroksen ja sen alapuolella olevan vesimassan lämpötilaero voi olla 10 °C, siksi kumpuamisen selvin seuraus on pintaveden nopea kylmeneminen. Syvemmillä ollut vesi on usein ravinteikkaampaa kuin pintavesi, joten pintakerrokseen nousee kumpuamisessa myös ravinteita. Globaalisti kumpuaminen on erittäin merkittävä ilmiö meren biologisen tuottavuuden kannalta.



Kuva 3.1.4-1. Numeerisella mallilla lasketut kumpuamisindeksit Itämerellä. Indeksien arvot ovat prosenttilukuja ja näkyvät kuvassa väreinä, positiiviset arvot tarkoittavat kumpuamista ja negatiiviset veden painumista (Myrberg ja Andrejev 2003).

Itämeren alueella lounaistuulet ovat vallitsevia ja ne suosivat kumpuamista varsinkin Suomen etelärannikolla. Samasta syystä Pohjanlahdella kumpuaminen on yleisempää Ruotsin rannikolla kuin Suomen rannikoilla.

Itämeren kumpuamista on tutkittu erityisesti numeeristen mallien avulla (Myrberg ja Andrejev 2003, Lehmann ja Myrberg 2008). Malleilla on pystytty arvioimaan kumpuamiselle otollisia alueita ja kumpuamistilanteiden yleisyyttä.

Kumpuamisen edellytyksiä eteläisen Suomen rannikolla arvioi Haapala (1994). Hänen tutkimuksensa on alueelta, joka Myrbergin ja Andrejevin laskelmien mukaan on merkittävimpiä kumpuamisalueita Suomen rannikoilla. Haapalan mukaan kumpuaminen edellyttää vähintään tietyn suuruista tuuli-impulssia, jossa tuulen kestoajalla on merkitystä siten, että kumpuamisen synty edellyttää 60 tunnin tuulen vaikutusta. Kumpuamisen syntyyn vaikuttavat myös meren kerrostuneisuuden voimakkuus ja tuulen nopeus.

Ilmaston mahdollisten muutosten myötä voi kumpuamisen edellytyksissä tapahtua muutoksia.

VIRTAUKSET

Veden kerrostuneisuus, sekoittuminen, veden viipymä ja kumpuaminen ovat kaikki ilmiöitä, joilla on läheinen yhteys meriveden virtauksiin. Itämeren virtaukset ovat pääasiassa tuulten aiheuttamia eikä pysyviä merivirtoja esiinny. Virtausten pysyvyys riippuu paikasta ja vuodenajasta. Pysyvyydellä tarkoitetaan virtauksen vektorinopeuden ja skalaarinopeuden suhdetta. Jos virtaus kulkee aina samaan suuntaan, sen pysyvyys on 100 %. Jos virtauksen suunta vaihtelee jatkuvasti niin, että vesi palaa aikojen kuluessa lähtöpaikkaansa, pysyvyys on nolla. Virtaukset ovat yleensä pysyvämpiä lähellä rannikkoa, koska rannikko ohjaa virtausta suuntaansa. Avomerellä virtauksen pysyvyys on pienempi, koska virtaus pääsee helpommin kääntymään eri suuntiin. Parhaimmillaankin virtausten pysyvyys on korkeintaan noin 60 %.

Tuulten lisäksi Itämeren virtauksiin vaikuttavat jokien tuoma makea vesi, maapallon pyöriminen ja altainen muodot ja topografia.

Suomen rannikoilla ei ole jatkuvia virtausmittauksia tehty vuosikymmeniin. Majakkalaivojen jäätyä pois käytöstä ovat virtausmittauksetkin loppuneet. Pitkistä havaintosarjoista on saatu jo 1900-luvun alkuvuosikymmeninä pääteltyä Suomea ympäröivien merialueiden virtausten yleiset piirteet. Nykyisin virtauksia arvioidaan numeerisilla malleilla, joiden toiminta arvioidaan vertaamalla malleilla laskettua kiertoliikettä havainnoista tehtyihin päätelmiin.

Paitsi virtausmittausten vähäisyyttä, tarjoavat merellä tehtävät mittaukset yleensäkin riittämättömästi tietoa kerrostuneisuuden muutoksista, sekoittumisesta, veden viipymästä ja kumpuamisesta. Näiden ilmiöiden aika- ja paikkaskaalat ovat sellaisia, että niiden hyvään havainnoimiseen tarvittaisi huomattavan paljon jatkuvia mittauksia. Näidenkin ilmiöiden tutkimisessa on siksi käytetty numeerisia malleja. Koska numeeristen mallien kuvaustarkkuutta on laskentatehon kasvaessa saatu lisättyä, pystytään malleilla entistä paremmin kuvaamaan niitä ilmiöitä, jotka ovat Suomen merialueille tyypillisiä ja kerrostuneisuudesta riippuvaisia.

VEDEN VIIPYMÄ

Veden viipymää Itämeren eri altaissa on vaikea mitata. Siksi sitä on arvioitu vesitaseen ja Itämeren ja Pohjanmeren välisen vedenvaihdon havainnoista. Perinteinen arvio on, että **koko Itämeren veden viipymä on 33 vuotta** (Elken ja Matthäus 2008). Useilla numeerisilla malleilla lasketut pitkäaikaissimulaatiot ovat päättyneet samansuuruiseen arvioon (Meier 2007). Malleilla on arvioitu myös erikseen veden viipymää tai ikää Suomea ympäröivillä merialueilla (Andrejev, Myrberg ja Lundberg 2004, Myrberg ja Andrejev 2006, Meier 2007). Merkittäviä tutkimuksia ovat mm. Myrbergin ja Andrejevin 2003 Suomenlahdella, Myrbergin ja Andrejevin Pohjanlahdella, sekä Meierin 2005 koko Itämerellä tekemät tutkimukset. Numeeristen mallien ominaisuuksista johtuen laskelmat ovat epätarkkoja mutta suuntaa-antavia ja kuvaavat hyvin merialueiden keskinäisiä eroja. Veden viipymä on sidoksissa paitsi suuren skaalan virtauksiin, myös meren pyörteisiin ja merialtainen välisiin yhteyksiin.

Suomenlahti on varsinaisen Itämeren jatkeena avoin ja siksi vedenvaihto on tehokasta ja veden viipymä lyhyt: Andrejevin ja Myrbergin (2004) laskelmien mukaan lähes kaikki Suomenlahden vesi uudistuu 5 vuodessa.

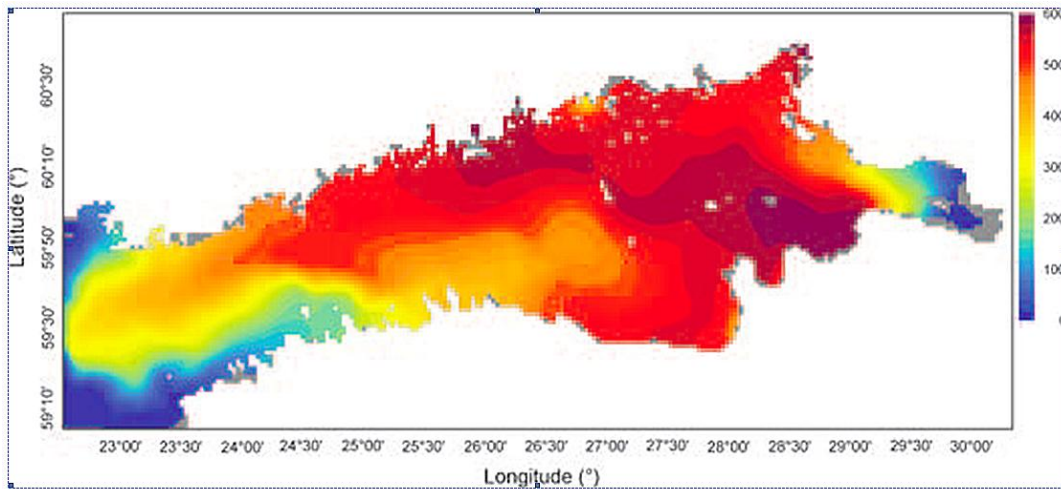
Pohjanlahden erottaa varsinaisesta Itämerestä kapeat ja/tai matalat alueet ja siksi veden viipymä siellä on pitempi: 7 vuotta (Myrberg ja Andrejev 2004).

Meierin (2007) tulosten mukaan veden viipymä olisi vielä pidempi: pisimmillään yli 30 vuotta varsinaisella Itämerellä ja Pohjanlahdella ja Suomenlahdella yli kaksinkertainen Andrejevin ja Myrbergin (2004) arvioihin verrattuna.

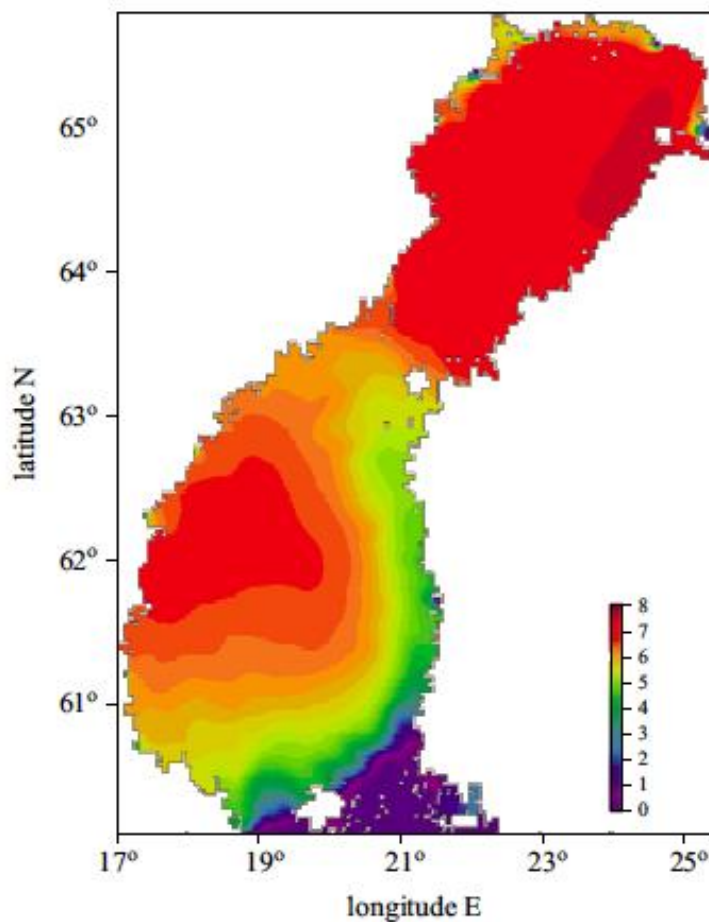
Pohjanläheisen veden iäksi mallitulokset antavat vielä pidempiä aikoja kuin pintakerroksessa (Kuva 3.1.4-3).

Perämeren vesimassa vaihtuu nopeasti runsaista tulovirtaamista ja pienestä vesitilavuudesta johtuen. Yksinkertaisesti vesitaseiden ja vesitilavuuden mukaan laskettu viipymä on vain 5,3 vuotta. Merenkurkun kautta virtaa suuria määriä vettä. Perämeren altaasta poistuu pääasiassa vähäsuolaista pintavettä ja vastaavasti Selkämerestä virtaa sisään

hieman suolaisempaa vettä. Perämeren Suomen puoleisella rannikolla virtaukset kulkevat pääosin pohjoiseen. Avovesikausina tuuli on merkittävin virtauksia aiheuttava tekijä.



Kuva 3.1.4-2. Veden ikä pinnan läheisessä kerroksessa (2.5 – 7 m) Andrejevin ja Myrbergin (2004) numeeristen mallilaskelmien mukaan.



Kuva 3.1.4-3. Veden ikä vuosina Pohjanlahdella Myrbergin ja Andrejevin (2006) numeeristen mallilaskelmien mukaan.

VIITTEET

Andrejev O., Myrberg K., Lundberg P. A., 2004: Age and renewal time of water masses in a semi-enclosed basin – application to the Gulf of Finland, *Tellus A*, 56, 548 – 558.

Haapala J. 1994: Upwelling and its influence on nutrient concentration in the coastal area of the Hanko Peninsula, entrance of the Gulf of Finland. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 38, 507 – 521.

Lehmann A., Myrberg K., 2008: Upwelling in the Baltic Sea – A review. *Journal of Marine Systems*, 74, S53 – S12.

Meier H. E. M., 2007: Modeling the pathways and ages of inflowing salt- and freshwater in the Baltic Sea, *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 74, 610 – 627.

Myrberg K., Andrejev O., 2003: Main upwelling regions in the Baltic Sea – a statistical analysis based on three-dimensional modelling. *Boreal Environment Research*, 8, 97 – 112.

Myrberg K., Andrejev O., 2006: Modelling of the circulation, water exchange and water age properties of the Gulf of Bothnia., *Oceanologia*, 48, 55 – 74.

3.1.5 AALLOKKO SUOMEA YMPÄRÖIVILLÄ MERIALUEILLA

Heidi Pettersson (Ilmatieteen laitos)

AALLOKON MERKITYS MERIYMPÄRISTÖSSÄ

Aallokko on kaikille merellä liikkujille, niin ammattimerenkulkijoille kuin vapaa-ajan veneilijöille keskeinen meriturvallisuuteen liittyvä tekijä. Tosi aikaisen aallokkotiedottamisen lisäksi tietoa ja tilastoja aallokko-oloista hyödynnetään rannikolla ja merellä tehtävässä rakennustoiminnassa sekä väylä- ja laivasuunnittelussa. Aallokko muuttaa meren yläpuolista tuulikenttää sekä pintavirtausta ja vaikuttaa sitä kautta muun muassa tuulilohiin ja öljyn kulkeutumiseen. Aallokko murtuvine aaltoineen on tehokas meren pintakerroksen sekoittaja ja sillä on myös tärkeä rooli meren ja ilmakehän välisen hiilidioksidin vaihdossa. Aallokon vaikutus ei rajoitu pelkästään veden pintakerrokseen, vaan matalalla Itämerellä riittävän suuren ja pitkän aallokon vaikutus ulottuu pohjaan asti. Pohjalla aaltojen aiheuttama edestakainen veden liike irrottaa pohjasta materiaalia vesikerrokseen virtausten vietäväksi vaikuttaen näin pohjan läheisten kerrosten fysikaalisiin, kemiallisiin ja biologisiin prosesseihin. Näiden ilmiöiden tutkimisen lisäksi aaltomittauksia hyödynnetään myös itse aaltojen kasvumekanismien tutkimuksissa tarkempien laskentamenetelmien ja aallokon ennustemallien kehittämiseksi. Pitkien aallonmittausaikasarjojen avulla voidaan seurata aallokko-olojen muutoksia ja niiden vaikutusta meriympäristöön.

AALLOKON KASVU

Aallokon kasvuun vaikuttavat tuulen nopeus, kesto aika ja pyyhkäisymatka. Tuulen nopeus määrää aallokon kasvunopeuden ja sen kuinka korkeaksi aallokko voi kasvaa. Tuulen kesto ajalla tarkoitetaan aikaa jonka tuuli pysyy samasta suunnasta. Pyyhkäisymatkalla tarkoitetaan avoimen vesialueen pituutta tuulen tulosuunnassa. Aallokon kasvu pysähtyy kun tuulen kesto aika tai pyyhkäisymatka alkaa rajoittaa tai aallot ovat jo täysin kehittyneitä. Aallokon korkeuteen vaikuttaa pienentävästi merialueen leveys tuulen tulosuunnassa. Kun veden syvyys on aaltojen kannalta matalaa, mataloituva vesi voi aiheuttaa aallokkokeskittymiä, aallokon suuntamuutoksia, aallokon jyrkkenemistä sekä aallokon vaimenemista. Matalan ja pitkänomaisista altaista koostuvalla Itämerellä yllämainitut tekijät antavat omat paikalliset erikoispiirteensä Itämeren aallokko-oloille (mm. Kahma ja Pettersson 1994, Pettersson et al. 2010).

Epäsäännöllisen aallokon korkeus ilmaistaan merkitsevänä aallonkorkeutena. **Merkitsevä aallonkorkeus, H_s** , vastaa likipitään aaltojen kannalta syvässä vedessä aaltojen korkeimman kolmanneksen keskiarvoa tai kokeneen merenkulkijan silmin havainnoimaa aallokon korkeutta. Korkein yksittäinen aalto aallokossa on noin kaksinkertainen merkitsevään aallonkorkeuteen nähden.

AALLOKKOMITTAUKSET

Suomea ympäröivien merialueiden aallokkoa on mitattu muutaman vuoden jaksoissa eri paikoissa 1970-luvulta lähtien (Kahma 1976, Kahma et al. 1983, Kahma ja Pettersson 1993, Pettersson 1994, Pettersson 2001, Pettersson ja Boman 2001, Kahma et al. 2003, HELCOM Indicator Fact Sheets 2005–2011). Nykyisin Suomessa vakiintuneita jatkuvatoimisia aallonmittauspaikkoja on kaksi. Varsinaisen Itämeren pohjoisosassa (Pohjoinen Itämeri, 59°15,0' P, 21°00,0' I) mittauksia on tehty vuodesta 1996 lähtien ja Helsingin edustalla (Helsinki, 59°57,9' P, 25°14,1' I) mittaukset käynnistettiin uudelleen vuonna 2001. Vuonna 2011 aloitettiin mittaukset myös Selkämeren keskiosassa (61°48,0' P, 20°14,0' I). Itämeren pohjoisosat jäätyvät vuosittain ja mittauksia tehdään avovesikautena jääriski ajan ulkopuolella laitteiston rikkoutumisen estämiseksi.

Suomen lisäksi aaltomittauksia Itämerellä tekevät myös muut maat. Avomerellä mittauspoijuja on muun muassa Selkämeren eteläosassa, varsinaisen Itämeren luoteis- ja eteläosassa sekä Arkonan merellä ja Bornholmin lähistöllä. Vuodesta 2005 lähtien Itämeren avomerialueiden aallokko-oloista on raportoitu vuosittain HELCOM:n Indicator Fact Sheet-raportteina (http://www.helcom.fi/environment2/ifs/en_GB/cover/). Joissakin maissa, kuten Virossa, tehdään rannikon läheisyydessä mittauksia ja silmin tehtyjä havaintoja paikallisesta aallokosta.

AALLOKKO-OLOT SUOMEA YMPÄRÖIVILLÄ MERIALUEILLA

Suomea ympäröivät merialueet muodostavat erikokoisia ja -muotoisia altaita joiden aallokot ovat vastaavasti erilaisia sekä korkeudeltaan että suuntakäyttäytymiseltään. Ulkomerellä tehtyjen mittausten mukaan korkeimmat merkitsevät aallonkorkeudet ovat Perämerellä Ulkokallan lähistöllä 3,1 metriä, Selkämeren eteläosissa 5,5 metriä, Helsingin edustalla 5,2 metriä ja Hangon edustalla 6,0 metriä. Varsinaisen Itämeren pohjoisosassa on joulukuussa 2004 mitattu 8,2 metrin merkitsevä aallonkorkeus, joka on myös toistaiseksi korkein Itämerellä mitattu aallokko (Tuomi et al. 2011). Nämä korkeimmat mitatut merkitsevät aallonkorkeudet kuvaavat myös eri merialtaiden eroja. Suurimmat aallokot ovat Itämeren suurimmalla altaalla eli varsinaisella Itämerellä. Myös Selkämerellä aallokko pääsee kasvamaan varsin suureksi. Perämeren aallokko on jonkin verran pienempää altaan koon takia. Suomenlahdella aallokko on pienintä keskiosissa lahden kapeimmalla kohdalla: mitattu 5,2 metrin merkitsevä aallonkorkeus oli harvinainen ja lyhytkestoinen tilanne. Itämeren pitkänomaiset altaat vaikuttavat aallokon suuntaominaisuuksiin: kasvava aallokko pyrkii kääntymään pidemmän pyyhkäisymatkan suuntaan. Esimerkiksi Suomenlahden keskiosissa hallitseva aallokon suunta on lähes aina lounaasta tai idästä.

Aaltomittaukset ovat aina paikallisia ja ne eivät myöskään aina kata ajallisesti kovimpien tuulten tilanteita. Näitä tilanteita on tyypillisesti ennen jäiden tuloa talvella jolloin aallonmittauspoijut on nostettava jäältä turvaan. Analysoidut aaltomallitulokset antavatkin yllämainittuja lukuja korkeampia arvoja. Esimerkiksi varsinaisella Itämerellä 9,0 - 9,5 metrin merkitsevät aallonkorkeudet ovat mallitulosten mukaan mahdollisia (Tuomi et al. 2011).

Suomen rannikon saaristo vaimentaa aallokkoa tehokkaasti. Saarten varjostuksen ja veden mataluuden aiheuttama aallokon vaimentumisen määrä ja suuntaominaisuuksien muuttuminen riippuvat voimakkaasti ulkomereltä tulevan aallokon ominaisuuksista sekä paikallisesta saarien määrästä ja koosta sekä pohjan muodosta (Kahma 1983, Kahma et al. 2004). Merialueilla olevat matalikot kuten Suomen Leijonan alueella olevat, voivat sopivissa olosuhteissa keskittää aaltoja jolloin matalikon kohdalla merkitsevä aallonkorkeus kasvaa ja muodostuu voimakkaita tyrskyjä.

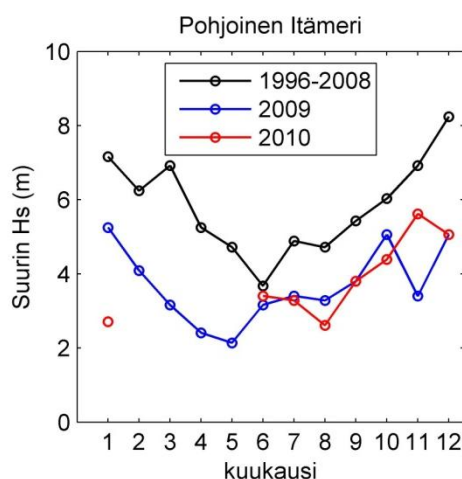
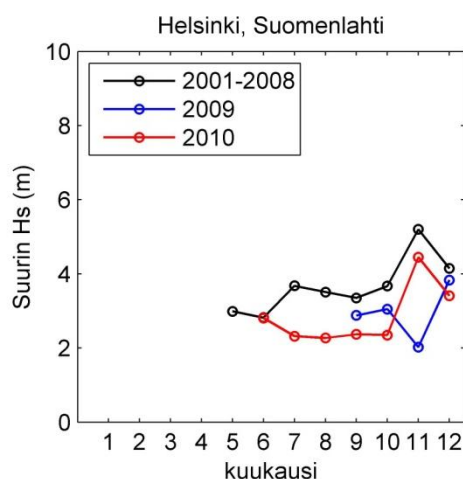
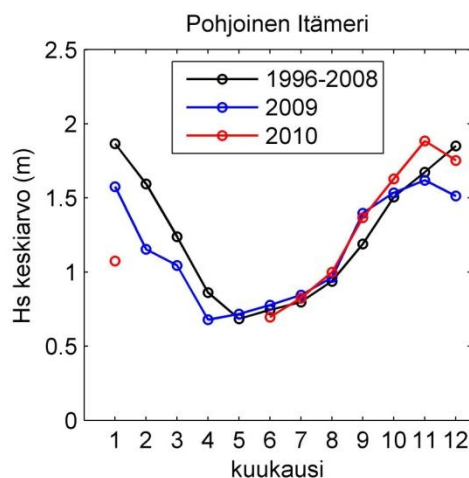
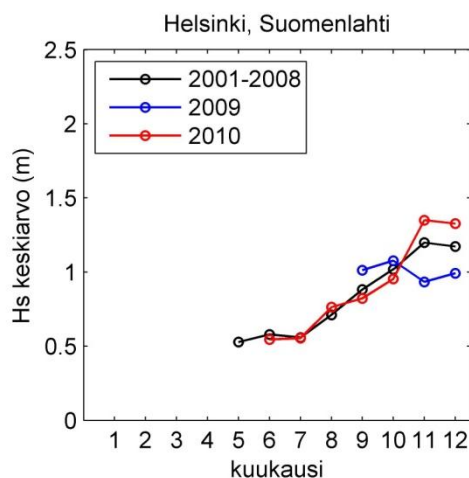
MERKITSEVÄN AALLONKORKEUDEN VUOTUINEN KÄYTTÄYTYMINEN

Kuvassa 3.1.5.-1 on vuosina 2009 ja 2010 mitattujen merkitsevien aallonkorkeuksien kuukausikeskiarvot ja -maksimi-arvot varsinaisen Itämeren pohjoisosasta ja Helsingin edustalta verrattuna pidemmän ajan arvoihin. Vuonna 2009 Pohjoisen Itämeren aaltopoiju voitiin pitää ankuroituna läpi koko talven kun taas vuonna 2010 jääpeite kasvoi niin laajaksi että poiju jouduttiin poistamaan. Helsingin edustalla mittauskausi on tyypillisesti toukokuusta joulutammikuun vaihteeseen, mutta vuonna 2009 mittauskausi jäi lyhyemmäksi laiteongelmien takia. Vuotuisen jääpeitteen laajuuden vaihtelevuudesta johtuen pidemmän ajan keskiarvot kevätkaudella eivät kata kaikkia vuosia joita kuvassa on ilmoitettu (Pettersson et al. 2010, Pettersson et al. 2011).

Pidemmän ajan keskiarvoista nähdään merkitsevän aallonkorkeuden tyypillinen vuotuinen kulku. Kesä kautena kuukausikeskiarvot ovat hieman vajaat puolet siitä mitä kuukausikeskiarvot ovat talvikaudella. Helsingin edustalla kesän keskiarvot ovat 0,6 metrin luokkaa, varsinaisen Itämeren suuremmalla altaalla kevät-kesän keskiarvot ovat 0,7 – 0,9 metriä. Syys- ja talvikaudella Pohjoisella Itämerellä kuukausikeskiarvot ovat 1,2 - 1,8 metriä, Helsingin edustalla 0,9 – 1,4 metriä. Kesäkuukausien korkeimmat merkitsevät aallonkorkeudet voivat olla varsin suuria, Helsingin edustalla lähes neljä metriä ja pohjoisella Itämerellä viisi metriä. Kesäkauden korkean aallokon kesto aika on kuitenkin lyhyt. Vuotuiset vaihtelut kuukausikeskiarvoissa syys-talvikaudella ovat suuria. Helsingin edustalla oli vuonna 2009 marras-joulukuussa selkeästi pienempää aallokkoa kuin keskimäärin kun taas vuonna 2010 samaan aikaan aallokko oli selvästi korkeampaa. Pohjoisella Itämerellä puolestaan joulukuu oli kumpanakin vuonna tavanomaista pienempää, samaten kuin alkuvuoden mittausjaksoilla.

AALLOKKO-OLOJEN PITKÄAIKAISMUUTOKSET

Jatkuvampia aaltomittauksia varsinaisen Itämeren pohjoisosassa on tehty lähes 15 vuoden ajan, Suomenlahdella 10 vuoden ajan. Suurten vuotuisien vaihteluiden takia mittausaikaasarjat Itämereltä ovat toistaiseksi vielä niin lyhyitä että aallokkoisuuden pitkäaikaisia muutoksia ei niistä voida vielä luotettavasti tulkita.



Kuva 3.1.5-1. Merkitsevän aallonkorkeuden kuukausikeskiarvot (yläkuvat) ja kuukauden korkeimmat arvot (alakuvat) avovesikautena. Vasemmanpuoliset kuvat: asema Helsinki, oikeanpuoliset kuvat: asema Pohjoinen Itämeri. Pitkän ajan keskiarvot eivät kevätkaudella kata kaikkia vuosia jota kuvassa on ilmoitettu (Aineiston lähde: Ilmatieteen laitoksen aaltohavainnot).

VIITTEET

Kahma, K. K. 1976: Preliminary results of wind wave measurements in the southern part of the Bothnian Sea. - 10th Conference of the Baltic Oceanographers. Paper No 1. Helsinki 1976. 8 pp.

Kahma, K. 1983: Alustava selvitys aallokosta Suomen rannikko- ja sisävesiväylillä. (A preliminary report on the wave climate on shipping routes on Finnish coastal and inland waters.) - Finnish Institute of Marine Research, Technical Report, 58 pp

Kahma, K. K., E. Rantanen and J. Saarinen 1983: Aaltohavainnot eteläiseltä Selkämereltä (Wave data from the southern Bothnian Sea) 1973-1975, 1981. Finnish Institute of Marine Research, Internal Report 1/83.

Kahma, K.K ja H. Pettersson 1993: Aaltohavainnot Suomenlahdelta 1982-1985. Wave statistics from the Gulf of Finland. Merentutkimuslaitos. Sisäinen raportti 1993(1): 10 s., 17 liitel.

Kahma, K.K. and H. Pettersson 1994: Wave growth in a narrow fetch geometry -The Global Atmosphere and Ocean System, vol. 2, pp. 253-263.

Kahma, K.K. H. Pettersson and L. Tuomi 2003: Scatter diagram wave statistics from the Northern Baltic Sea. Meri, No 49, report series of the Finnish Institute of Marine Research, pp. 15-32.

Kahma, K. K., H. Pettersson, L. Tuomi and H. Jokinen 2004: Wave climate along the Svinö-Degerby route. - Finnish Institute of Marine Research report 10 pp.

Pettersson, H. 1994: Aaltohavaintoja eteläiseltä Selkämereltä -suuntamittauksia 1992. Directional wave statistics from the southern Bothnian Sea 1992 - Merentutkimuslaitos, sisäinen raportti 1994(5), 23 s.

Pettersson, H. ja H. Boman 2001: Marraskuun myrsky jätti jälkensä myös aallokko- ja vedenkorkeustilastoihin. Vuosikertomus 2001, Merentutkimuslaitos, s. 6-7.

Pettersson, H., K. K. Kahma and L. Tuomi 2010: Wave Directions in a Narrow Bay - Journal of Physical Oceanography, vol. 40 No 11, pp 155-169. doi:10.1175/2009JPO4220.1

Pettersson, Heidi, H. Lindow and D. Schrader 2010: Wave Climate in the Baltic Sea 2009. HELCOM Indicator Fact Sheets 2010. Online. http://www.helcom.fi/environment2/ifs/en_GB/cover/

Pettersson, Heidi, H. Lindow and D. Schrader 2011: Wave Climate in the Baltic Sea 2010. HELCOM Indicator Fact Sheets 2011. Online. http://www.helcom.fi/BSAP_assessment/ifs/en_GB/cover/

Tuomi, L., K.K. Kahma and H. Pettersson 2011: Wave hindcast statistics in the seasonally ice-covered Baltic Sea. Boreal Env. Res. 16:451-452. In press

3.1.6 VEDENPINNAN KORKEUS SUOMEN RANNIKOLLA

Hanna Boman ja Milla Johansson (Ilmatieteen laitos)

MIHIN VEDENKORKEUSHAVAINTOJA TARVITAAN

Vedenkorkeustietoja tarvitaan muun muassa merikartoituksessa sekä meri- ja rannikkoalueen rakennustoiminnassa ja satama- ja väyläsuunnittelussa yhdessä aallokkotietojen ja -tilastojen kanssa. Tosi aikaisia havaintoja tarvitaan merenkulkua varten ja ne ovat, kuten aallokkotiedotkin, myös meriturvallisuuteen liittyvä tekijä. Havaintoja hyödynnetään myös ennustemallien kehittämisessä. Pitkien aikasarjojen avulla tutkitaan ilmastomuutoksen vaikutuksia Itämeren vedenkorkeuteen. Pitkät aikasarjat ovat ensiarvoisen tärkeitä myös jääkauden jälkeisen maankohoamisen tutkimisessa ja määrittämisessä.

Vuonna 2010 voimaan tulleen tulvalain (620/2010) mukainen tulvariskien alustava arviointi valmistui 22.12.2011, jolloin Maa- ja metsätalousministeriö nimesi Elinkeino-, liikenne- ja ympäristökeskuksien ehdotuksesta Suomen merkittävät tulvariskialueet. Meren rannikon osalta merkittäviä tulvariskialueita nimettiin neljä kappaletta, jotka sisältävät Haminan, Kotkan, Loviisan, Helsingin, Espoon, Turun, Raision, Naantalin ja Rauman rannikkoalueita. Näille alueille laaditaan vuoden 2013 loppuun mennessä tulvavaara- ja tulvariskikartat sekä vuoden 2015 loppuun mennessä tulvariskien hallintasuunnitelmat. Suunnitelmissa tullaan esittämään toimenpiteet merkittävien tulvariskialueiden tulvariskien hallitsemiseksi sekä tulvien haitallisten vaikutusten pienentämiseksi.

Vedenkorkeustietoja ilmoitetaan yleisölle internetin, radion, teksti-tv:n, sanomalehtien ja automaattisen Merisääpalvelun välityksellä. Näissä tiedotteissa korkeusjärjestelmänä käytetään teoreettista keskivettä, joka on käytännön tarpeita varten tehty vuosittain muuttuva ennuste vedenkorkeuden pitkäaikaisesta keskiarvosta. Ennusteessa otetaan huomioon maankohoaminen ja merenpinnan hidas nousu. Vedenkorkeustietoja toimitetaan myös geodeettisissa korkeusjärjestelmissä (NN, N43, N60, N2000).

MERENPINNAN KORKEUDEN MITTAAMINEN

Merenpinnan korkeutta mitataan Suomen rannikolla kolmellatoista asemalla, mareografilla, jatkuvatoimisilla rekisteröivillä laitteilla. Mittaustoiminta alkoi Hangossa vuonna 1887 ja Helsingissä 1904. Muut asemat perustettiin 1920-luvulla paitsi Raumalle 1933. Aluksi rekisteröintilaitteet olivat paperirullille piirtäviä, mutta nykyisiltä digitaalisilta, automaattisilta laitteilta havaintoja kerätään tosiaikaisesti. (Johansson et al. 2001).

Mareografit on sijoitettu riittävän lähelle toisiaan, että vedenkorkeuden muutokset voidaan laskea melko tarkasti koko Suomen rannikkoalueella.

ITÄMEREN PINNAN KORKEUSVAIHTELUT JA NIIDEN SYYT

Itämeren vedenkorkeusvaihtelu syntyy yhdistelmänä lyhytkestoisista paikallisista vaihteluista (Johansson et al. 2001, Johansson et al. 2004) sekä pitkällä aikavälillä tapahtuvista kokonaisvesimäärän muutoksista (Johansson et al. 2003, Johansson et al. 2004). Lyhytkestoiset vaihtelut syntyvät paikallisen sään muutoksista ja ovat siten luonteeltaankin paikallisia. Niihin vaikuttavat eniten tuulen suunta ja voimakkuus sekä ilmanpaineen vaihtelu, joka pystyy tuottamaan useiden kymmenien senttimetrien vedenkorkeusvaihtelun. Vuoroveden osuus vedenkorkeusvaihtelussa on Suomen rannikolla vain muutamia senttimetrejä.

Seisovat aaltoliikkeet eli seichet syntyvät merellä lähinnä tuulen ja ilmanpaineen vaikutuksesta. Suomenlahden ja varsinaisen Itämeren yhdessä muodostamalle altaalle seiche on tyypillinen ilmiö ja sen vedenkorkeusvaikutus korostuu lahtien pohjukoissa. Pienessä mittakaavassa samanlainen edestakainen heilahdusliike voidaan nähdä kylpyammeessa.

Jos alueella vallitsee matalapaine ja voimakas tuuli puhaltaa sopivalta suunnalta veden heilahtaessa kohti lahden pohjukkaa, vedenpinta voi nousta lahdella hyvin korkealle. Jos lisäksi Itämeren pinta (kokonaisvesimäärä) on ennakolta useita kymmeniä senttimetrejä keskimääräistä korkeammalla, mahdollisuus poikkeuksellisen suureen vedenpinnan nousuun on olemassa. Tällaisessa tilanteessa syntyivät ennätykselliset vedenkorkeudet Suomenlahdella ja Baltian länsirannikolla 9.1.2005.

Muutokset valtameren pinnan korkeudessa ja Pohjois-Atlantin sääolosuhteissa vaikuttavat Itämeren pinnankorkeuden pitkäaikaisvaihteluun. Vedenvaihto Tanskan salmien kautta vaikuttaa Itämeren kokonaisvesimäärään ja siten vedenpinnan korkeuteen kaikkialla Itämeren rannikoilla. Itämeren kokonaisvesimäärän vaihtelu voi vaikuttaa vedenpinnan korkeuteen enimmillään runsaan yhden metrin.

Itämeren vedenkorkeusvaihteluille on ominaista vuodenaikoihin liittyvä jaksollisuus, joka johtuu lähinnä tuulen ja ilmanpaineen käyttäytymisen vuotuisesta vaihtelusta. Keskimääräinen vedenkorkeus on korkeimmillaan joulukuussa ja matalimmillaan huhti-toukokuussa. Suurimmat lyhytkestoiset vaihtelut sattuvat yleensä syys- ja talviaikoina. Vuosikeskiarvo voi vaihdella Suomen rannikolla 30-35 cm, enimmillään lahtien pohjukoissa.

Vuosina 1971-2010 keskimääräinen vuorokausivaihtelu on ollut paikasta riippuen 11-23 cm ja suurimmillaan 68-180 cm. Molemmissa korkeimmat lukemat ovat peräisin Suomenlahden itäisimmältä asemalta Haminasta ja matalimmat Ahvenanmerellä sijaitsevasta Föglöstä. Suurimmat lyhytkestoiset vaihtelut ovat sattuneet syksyllä tai talvella (22.9. - 2.3.). Nämä tiedot eivät ole muuttuneet vuosien 1971-2008 vastaaviin verrattuna.

KORKEIMMAT VEDENKORKEUDET

Suomenlahden mareografeilla korkeimmat merivedenkorkeudet mitattiin tammikuussa 2005, jolloin Haminassa merivesi nousi +197 cm:iin, Helsingissä +151 cm:iin ja Hangossa +132 cm:iin. **Turussa** merivesi nousi samaan aikaan +130 cm:iin. **Föglössä** merivesi on ollut korkeimmillaan tammikuussa 2007, +102 cm.

Selkämeren pohjoisosan mareografilla Kaskisissa mitattiin tammikuussa 1984 +148 cm. Samana päivänä **Merenkurkussa** Vaasassa vesi nousi korkeimmillaan +144 cm:iin.

Perämerellä Kemin edustalla vedenkorkeus on ollut korkeimmillaan syyskuussa 1982, jolloin Mauri-myrskyn aikana mitattiin +201 cm.

VEDENKORKEUS SUOMEN RANNIKOLLA VUONNA 2009

Pitkän ajan keskiarvoihin verrattuna merenpinta oli vuonna 2009 Suomen rannikolla tammi- ja huhtikuussa noin 10 cm ja helmikuussa sekä marras-joulukuussa noin 20 cm keskimääräistä alempana, muina aikoina lähes keskimääräisellä tasolla (Kuva 3.1.6-1). Vuoden 2009 keskiarvo oli noin 5 cm keskimääräistä alempana.

Ennätysellisen korkeita vedenkorkeuslukemia ei vuonna 2009 mitattu. Sen sijaan kesäkuun neljäntenä päivänä vedenpinta laski Pohjanlahden pohjoisosassa tavanomaista alemmas, jolloin Pietarsaareissa mitattiin kesäkuuden ennätysalhainen vedenkorkeus, -52 cm (-50) keskiveden suhteen, aiempi ennätys (cm) suluissa. Kemissä sivuttiin aiempaa kesäkuun ennätystä, -77 cm. Toukokuun 28. päivänä vedenpinta kävi Pohjanlahden pohjoisosassa ajankohtaan nähden tavanomaista korkeammalla; Kemissä mitattiin tuolloin +75 cm keskiveden suhteen, kun toukokuun ennätyskorkea lukema on siellä +89 cm. Muutoin vedenpinnan vaihtelu oli voimakkainta syys- ja talviaikaan tavanomaiseen tapaan.

Vuonna 2009 vuorokausivaihtelu oli keskimäärin 10 - 23 cm, alimmat lukemat Föglössä ja Mäntyluodossa, suurin Haminassa. Suurimmillaan vuorokausivaihtelu oli 34 - 113 cm, alin Föglössä ja korkein Oulussa.

VEDENKORKEUS SUOMEN RANNIKOLLA VUONNA 2010

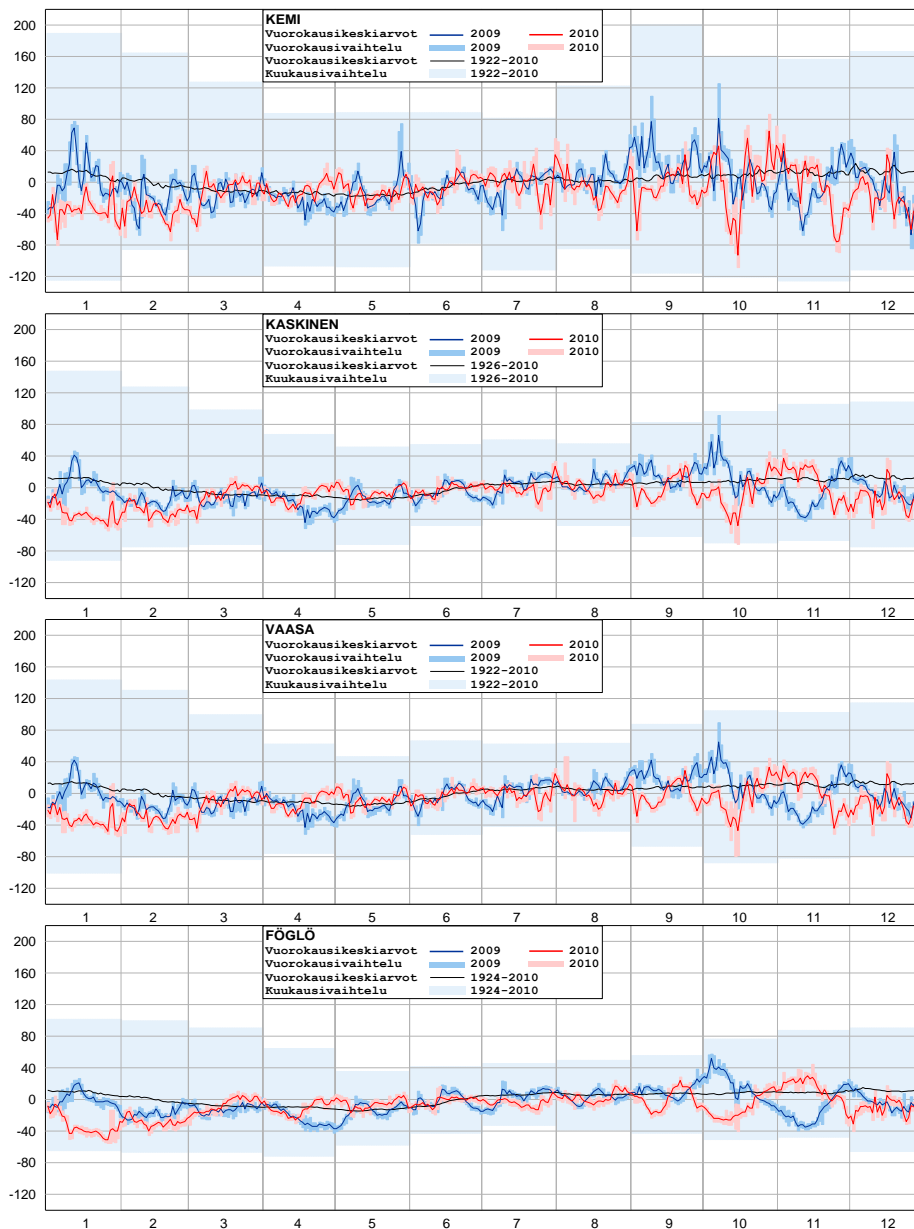
Vuonna 2010 merenpinta oli Suomen rannikolla tammikuussa 45 cm, helmikuussa ja joulukuussa noin 30 cm sekä heinä-marraskuussa noin 10 cm keskimääräistä alempana, muina aikoina lähes keskimääräisellä tasolla (Kuva 3.1.6-1). Vuoden 2010 vuosikeskiarvo oli 10 - 13 cm keskimääräistä alempana, alhaisimmillaan Pohjanlahden ja Suomenlahden perukoilla. Matalampia tai yhtä matalia vuosikeskiarvoja on havaittu aiemmin paikasta riippuen 4-7 kertaa, kun mittausvuosia on ollut vähintään 78 (Rauma) ja enimmillään 124 (Hanko).

Ennätysellisen matalia vedenkorkeuslukemia havaittiin tammikuussa Hangossa -79 cm (-78), Helsingissä -93 cm (-92) ja Haminassa -115 cm (-110), aiempi ennätysarvo (cm) suluissa. Helmikuussa Haminassa mitattiin helmikuiden alhaisin lukema -104 cm (-101) ja heinäkuussa Hangossa sivuttiin heinäkuuden alhaisinta mitattua arvoa, -30 cm.

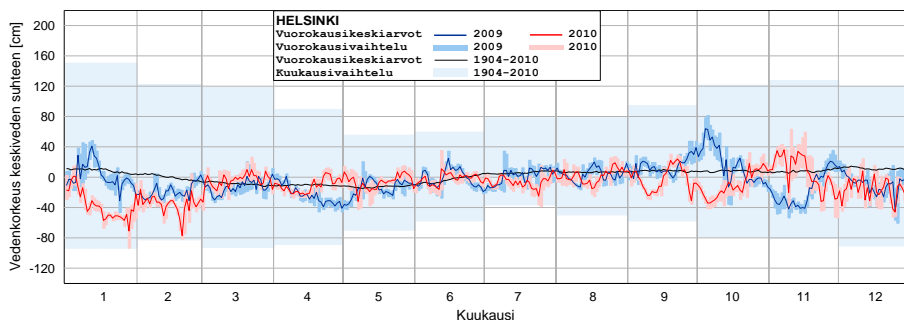
Vuorokausivaihtelu oli vuonna 2010 keskimäärin 11 - 24 cm, alimmat lukemat Föglössä, Raumalla ja Mäntyluodossa, suurin Haminassa. Suurimmillaan vuorokausivaihtelu oli 42 - 91 cm, alin Föglössä ja korkein Haminassa.

Heinäkuun 29. päivänä ja elokuun 8. päivänä Suomenlahden rannikolla esiintyi paikallisia äkillisiä vedenkorkeusvaihteluita, joihin liittyi voimakasta virtausta. Yleisö raportoi ilmiöistä ja niiden todettiin olleen

meteorologisista syistä johtuvia, käyttäytymiseltään tsunamin kaltaisia mutta mittasuhteiltaan merkittävästi vaatimattomampia ilmiöitä, meteotsunameja. Tsunamien tapaan myös meteotsunamit vahvistuvat tai heikkenevät veden syvyyden vaihteluiden vaikutuksesta. Sunnuntai-iltana 8.8.2010 Suomenlahden ylittänyt ukkonen ja puuskarintama aiheuttivat nopeita vedenpinnan vaihteluja. Puuskarintamassa tuuli puhalsi kovimmillaan yli 25 m/s, jolloin Suomen rannikolla vesi ensin kohosi ja sitten laski rintaman siirryttyä mantereelle ylle. Helsingissä havaittiin tuolloin hyvin nopeita vaihteluita. Haminan mitta-asemalla vedenpinta nousi kello 21:30 alkaen nopeasti 20 cm, jonka jälkeen laski 43 senttimetriä 40 minuutissa. Myös heinäkuun 29. päivänä Helsingissä vedenkorkeus heitteli erittäin nopeasti rauhallisen jakson jälkeen. Helsingin havainto-asemalla vaihtelu oli tuolloin 30 cm luokkaa.



Kuva 3.1.6-1. Vedenkorkeus keskiveden suhteen (cm) vuosina 2009-2010 Kemissä, Vaasassa, Kaskisissa, Föglössä ja Helsingissä (Aineiston lähde: Ilmatieteen laitoksen vedenkorkeushavainnot).

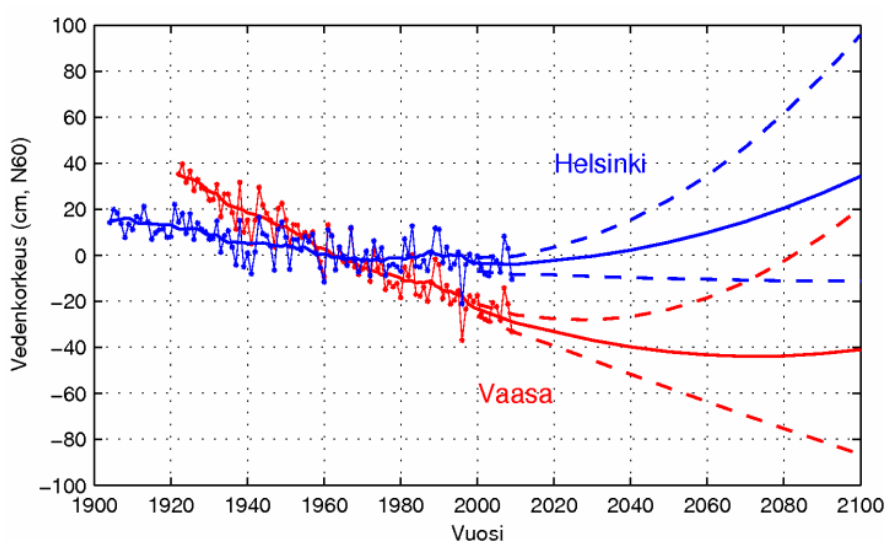


ITÄMEREN VEDENKORKEUDEN PITKÄAJAISMUUTOKSET JA ILMASTONMUUTOKSEN VAIKUTUS

Itämeren pohjoisosassa vaikuttaa jääkauden jälkeinen **maankohoaminen**. Menneinä vuosikymmeninä keskivesi on laskenut Suomen rannikolla maan suhteen, koska maankohoaminen on ollut merenpinnan nousua voimakkaampaa (Johansson et al. 2003). Maan kohoaa edelleen vakionopeudella. Sen sijaan **merenpinnan nousu** on kiihtynyt ja sen ennustetaan edelleen kiihtyvän. Tästä syystä keskiveden lasku on tasaantunut viime aikoina Suomenlahdella.

Voimakkaimman maankohoamisen alueella Pohjanlahden pohjoisosissa maankohoamisen odotetaan olevan merenpinnan nousua voimakkaampaa tulevaisuudessakin; Vaasassa keskiskenaario ennustaa keskiveden korkeuden laskevan n. 5 cm vuoteen 2020 mennessä ja n. 10 cm vuoteen 2100 mennessä (kuva 3.1.6-2). Suomenlahdella, missä maankohoaminen on hitaampaa, keskiveden korkeuden arvioidaan Helsingin kohdalla nousevan joitakin senttimetrejä vuoteen 2020 mennessä ja n. 40 cm vuoteen 2100 mennessä. (Johansson et al. 2004; Johansson 2010; Venäläinen et al. 2010). Epävarmuudet kasvavat mitä pidemmälle tulevaisuuteen arviot tehdään, ja ovat useita kymmeniä senttejä vuosisadan lopulla. Suurimmat epävarmuudet liittyvät mannerjäätiköiden käyttäytymiseen ilmaston lämmetessä.

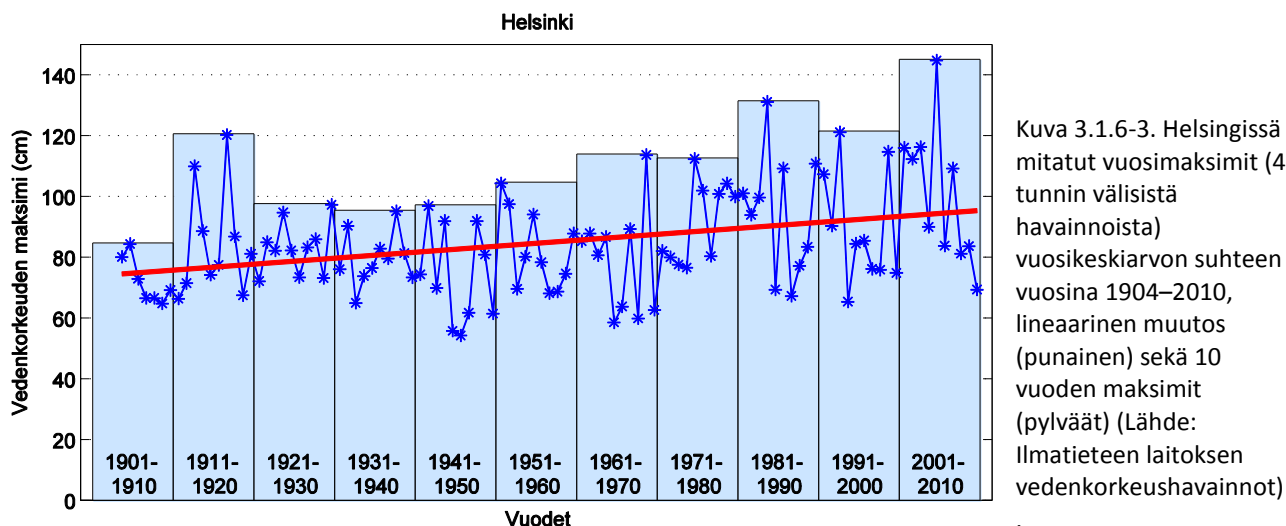
Kiihtyvän merenpinnan nousun taustalla on maailmanlaajuinen **ilmastonmuutos** – meriveden lämpölaajeneminen ja mannerjäätiköiden sulaminen. Hallitustenvälisen Ilmastopaneelin (IPCC) skenaarioiden mukaan valtamerien pinta nousisi 18 - 59 cm vuoteen 2100 mennessä (IPCC 2007). Toisenlaisiakin ennusteita on esitetty; korkeimmillaan valtamerien pinnan on arvioitu voivan nousta jopa kaksi metriä, jos mannerjäätiköiden virtaukset nopeutuvat voimakkaasti (Pfeffer et al. 2008). Sulamisvedet eivät jakaannu tasaisesti kaikkialle. Mannerjäätiköt vaikuttavat maapallon painovoimakenttään, ja niiden sulaessa vesi pakenee pois sulavan jäätikön läheltä (Mitrovica et al. 2001). Siksi Suomen rannikon kannalta Länsi-Antarktiksien sulaminen on tärkeämpi epävarmuustekijä kuin Grönlannin jäätikön sulaminen.



Kuva 3-1-6-2. Keskimääräiset vedenkorkeuden muutokset Helsingissä ja Vaasassa. Havaitut vuosikeskiarvot (pallot) ovat laskeneet 1900-luvun alusta nykypäivään. Laaja epävarmuusväli (katkoviivoilla) aiheutuu erityisesti epävarmuudesta mannerjäätiköiden tulevassa käyttäytymisessä. Keskiskenaario = yhtenäinen viiva (Aineiston lähde: Ilmatieteen laitoksen vedenkorkeushavainnot, Ilmasto-opas: <http://ilmasto-opas.fi/fi/ilmastonmuutos/suomen-muuttuva-ilmasto/-/artikkeli/338246aa-d354-4607-b087-cd9e0d4a3d04/itameren-pinnankorkeuden-muutokset.html>).

Keskimääräiseen vedenkorkeuteen ja ääriarvoihin Itämeren rannikolla vaikuttavat myös kokonaisvesimäärän muutokset. Ne aiheutuvat pääasiassa veden virtauksesta sisään ja ulos Tanskan salmien kautta. Pohjanmeren ja Itämeren välillä voi olla merkittävä vedenkorkeusero, koska kapeat ja matalat salmet hidastavat virtausta ja estävät erojen tasoittumisen. Erojen syntymiseen vaikuttavat pääasiassa sääolot salmien alueella – esimerkiksi vallitseva länsituuli painaa vettä Itämerelle ja pitää Itämeren pinnan korkealla.

Vedenkorkeuden maksimi- ja vuoden sisäinen vaihtelu ovat kasvaneet 78 - 124 vuoden mittausjaksolla (Kuva 3.1.6-3) (Johansson et al. 2001, Johansson 2010). Muutoksen syiden ja mahdollisten tulevien muutosten arvioiminen edellyttää lisäselvityksiä kokonaisvesimäärän ja säätekijöiden vaikutuksesta.



VIITTEET

IPCC, 2001. *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (Houghton J.T., Ding Y., Griggs D.J., Noguer M., van der Linden P.J., Dai X., Maskell K. & Johnson C.A. (eds.)). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881 pp.

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* (Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

Johansson, M., Boman, H., Kahma, K. K., Launiainen, J., 2001. Trends in sea level variability in the Baltic Sea. *Boreal Environment Research* 6, 159-179.

Johansson, M.M., Kahma, K.K. & Boman, H., 2003. An Improved Estimate for the Long-Term Mean Sea Level on the Finnish Coast. *Geophysica* 39(1-2): 51-73.

Johansson, M.M., Kahma, K.K., Boman, H. & Launiainen, J., 2004. Scenarios for sea level on the Finnish coast. *Boreal Environment Research* 9: 153-166.

Johansson, M., 2010. Ilmastonmuutos ja merenpinta – Lämpeneminen nostaa valtamerien pintaa. *Ilmansuojelu* 1/2010.

Mitrovica, J.X., Tamisiea, M.E., Davis, J.L. & Milne, G.A., 2001. Recent mass balance of polar ice sheets inferred from patterns of global sea-level change. *Nature* 409 (6823), 1026–1029.

Pfeffer, W.T., Harper, J.T. & O'Neel, S., 2008. Kinematic Constraints on Glacier Contributions to 21st-Century Sea Level Rise. *Science* 321 (5894), 1340–1343.

Venäläinen, A., Johansson, M., Kersalo, J., Gregow, H., Jylhä, K., Ruosteenoja, K., Neitiniemi-Upola, L., Tietäväinen, H., Pimenoff, N., 2010. Pääkaupunkiseudun ilmastotietoja ja -skenaarioita. Teoksessa: Pääkaupunkiseudun ilmasto

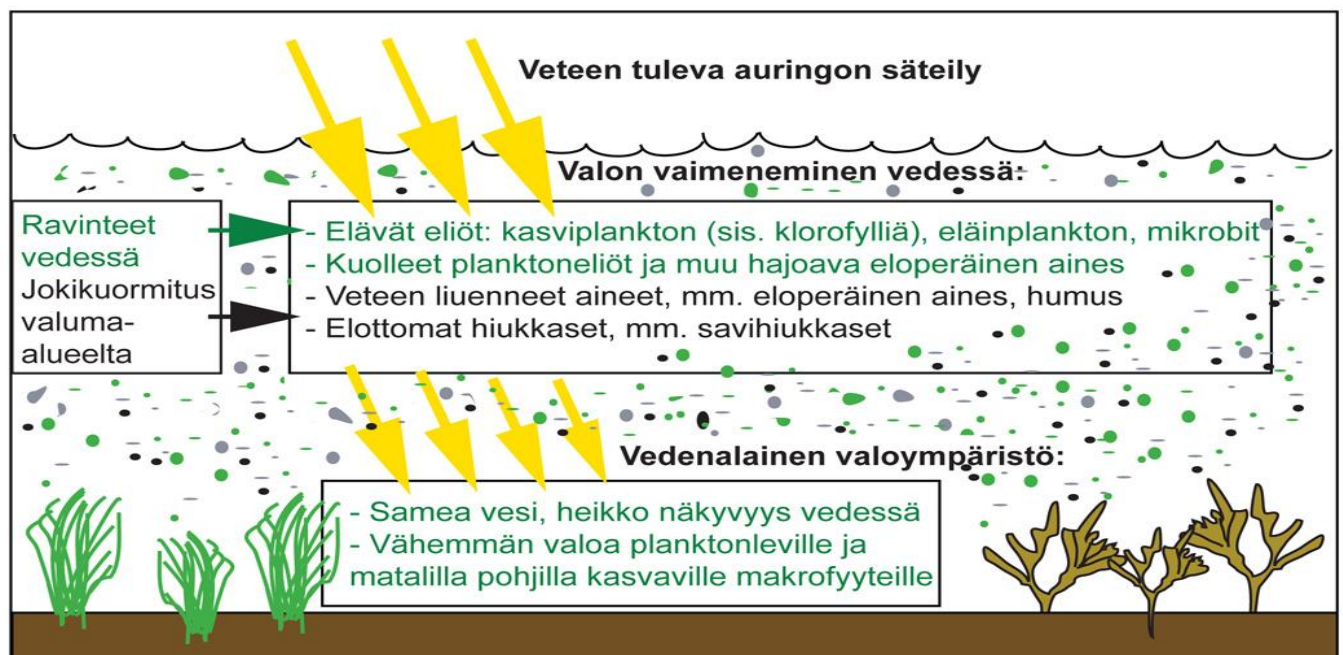
muuttuu. Sopeutumisstrategian taustaselvityksiä. HSY Helsingin seudun ympäristöpalvelut, HSY:n julkaisu 3/2010, s 12-35. ISBN (nid.) 978-952-6604-04-6, ISBN (pdf) 978-952-6604-05-3

3.1.7 NÄKÖSYVYYS ELI VEDEN KIRKKAUS

Vivi Fleming-Lehtinen (Suomen ympäristökeskus)

Hans-Göran Lax (Etelä-Pohjanmaan ELY-keskus), Anne Laine (Pohjois-Pohjanmaan ELY-keskus), Annukka Puro-Tahvanainen (Lapin ELY-keskus), Heli Perttula, Janne Suomela (Varsinais-Suomen ELY-keskus)

Näkösyvyys kuvaa veden kirkkautta. Sitä mitataan ns. Secchi-levyllä (pyöreä valkoinen levy); näkösyvyys on syvyys, jossa Secchi-levy – vedenpinnan yläpuolelta katsottuna – laskettaessa häviää näkyvistä tai nostettaessa tulee uudelleen näkyviin. Se indikoi veteen kohdistuvan valon heikkenemistä vesipatsaassa absorptioon ja sironnan myötä. Valon heikkenemiseen vaikuttaa paitsi vesi itsessään, myös siihen liuenneet aineet ja siinä olevat elolliset ja elottomat partikkelit. Itämeressä vedenkirkkauteen vaikuttavat merkittävämmiin värilliset liuenneet orgaaniset aineet (CDOM) sekä pienet orgaaniset partikkelit, joista tärkein on yleensä kasviplankton (Kuva 3.1.7-1).



Kuva 3.1.7-1. Kaavakuva tekijöistä, jotka vaikuttavat veden sameuteen Itämeressä. Rehevöitymiseen kytkeytyneet tekijät on merkitty vihreällä.

Itämereltä 1900-luvun alusta lähtien kerätty sarja näkösyvyyshavaintoja mahdollistaa veden kirkkauden pitkäaikaisten muutosten arvioimisen. Näitä tietoja voidaan hyödyntää myös Itämeren rehevöitymiskehitystä arvioitaessa, yhdessä muiden rehevöitymisen indikaattorien kanssa. Itämeren suojelukomission (HELCOM) rehevöitymisen tilanarviossa vedenkirkkautta kuvaava näkösyvyys liitetään rehevöitymisen suoriin seurauksiin. Vedenkirkkaus vaikuttaa myös vedenalaisten eliöiden elinympäristöön, joten se voidaan lisäksi nähdä monimuotoisuuden kohdistuvana paineena.

Näkösyvyyttä indikaattorina käytettäessä on oleellista tiedostaa, että vedenkirkkauden muutoksiin vaikuttavat rehevöitymisen ohella muutkin tekijät. Näiden tekijöiden osuus on erityisesti Itämeren tyyppisissä optisessa mielessä moninaisissa vesissä suuri ja voi vaihdella alueellisesti. Erityisesti Perämerellä ja Suomenlahdella näkösyvyyden muutoksia arvioitaessa on otettava huomioon vaihtelu ja mahdollinen pitkäaikaismuutos liuenneen orgaanisen aineen pitoisuuksissa. Tästä johtuen, näkösyvyyden tavoitetasot on määritettävä kullekin alueelle erikseen. Näkösyvyys ei myöskään muutu lineaarisesti veden väriä lisäävän aineen tai partikkelien lisääntyessä vedessä, vaan korkeilla pitoisuuksilla vaikutukset näkösyvyyteen ovat suurempia kuin alhaisilla pitoisuuksilla.

NÄKÖSYVYYDEN PITKÄAIKAISMUUTOKSET

Suomea ympäröivillä avoimilla merialueilla näkösyvyys on laskenut merkittävästi kuluneen sadan vuoden aikana. **Perämerellä ja Selkämerellä** näkösyvyyden lasku on tasaantunut 2000-luvulla, mutta **Suomenlahdella ja Pohjoisella Itämerellä** lasku on jatkunut (Kuva 3.1.7-2) (Fleming-Lehtinen & Laamanen 2012).

MERIALUEKOHTAISIA TARKENNUKSIA

Suomenlahden rannikolla näkösyvyys on pienentynyt 1970-luvulta lähtien koko rannikko-osuudella Haminasta Hiittisiin.

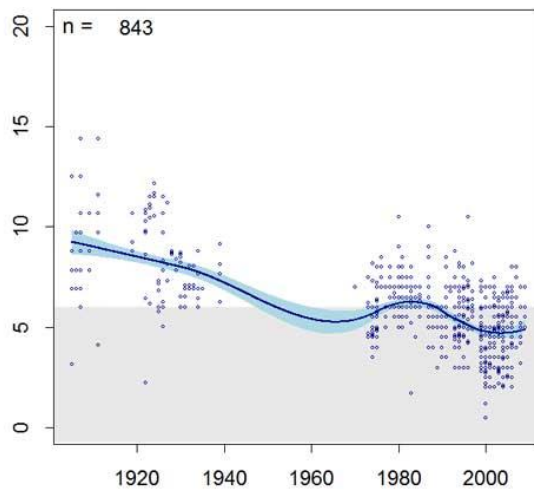
Saaristomerellä näkösyvyys on pienentynyt useilla seurantapaikoilla 15 – 60 % viimeisten vuosikymmenten aikana. 2000-luvulla näkösyvyyden pieneneminen on monin paikoin kuitenkin tasaantunut. Aivan rannikon tuntumassa näkösyvyys ei ole muuttunut 1980-luvun jälkeen. Näillä alueilla näkösyvyys on ollut pieni jo aiemminkin.

Eteläisellä Selkämeren rannikkovesillä näkösyvyudessa ei ole tapahtunut suuria muutoksia pitkällä aikavälillä, mutta Uudenkaupungin merialueella näkösyvyudet ovat jonkin verran pienentyneet. Rauman, Eurajoen, Luvian ja Porin edustalla ei ole muutossuuntia näkösyvyyksissä. Merikarvian ulkosaaristossa näkösyvyys on parantunut viimeisen 30 vuoden aikana.

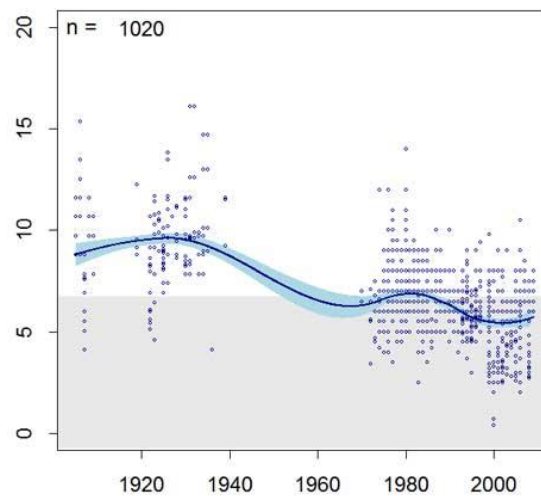
Merenkurkku on matala ja laajat alueet ovat syvyydeltään alle 10 metriä. Merenkurkku toimii kuin salmi Selkämeren ja Perämeren välillä. Tästä johtuen veden virtausnopeus on aika ajoin korkea (jopa 1 m/s), mikä yhdessä aallokon kanssa samentaa vettä. Näiden lisäksi myös jokivedet aiheuttavat samentumista. Edellä mainitut tekijät vaikeuttavat veden sameuden käyttämistä parametrina rehevöitymiselle.

Havainnot osoittavat, että ajanjaksolla 1975 – 2000 on kesäajan näkösyvyys (kesäkuu – syyskuu) ollut keskimäärin 3,4 m eteläisillä osilla ja noin 4,2 m pohjoisilla osilla. Mitatut maksimiavot eteläisillä osilla ovat 6,1 m ja pohjoisilla osilla 7 m. Vesienhoidon vesientilataustarkastelussa näkösyvyys Merenkurkun ulkosaaristossa vaihtelee hyvän ja tyydyttävän välillä siten, että tilanne on pohjoisosissa vähän parempi. Alueen pohjoisosassa suuntaus vaikuttaa olevan kohti parempaa näkösyvyyttä, kun eteläosan suuntaus on epäselvempi (Kuva 3.1.7-3).

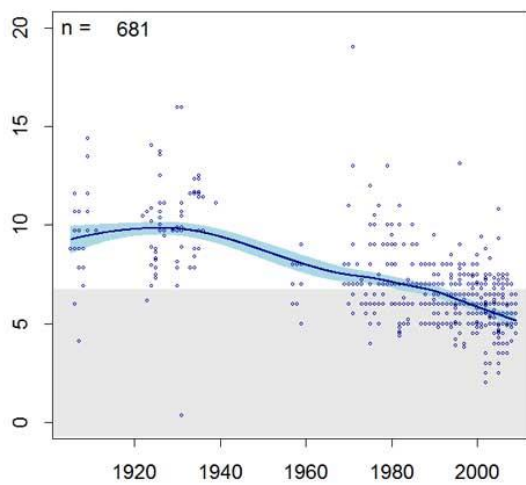
a)



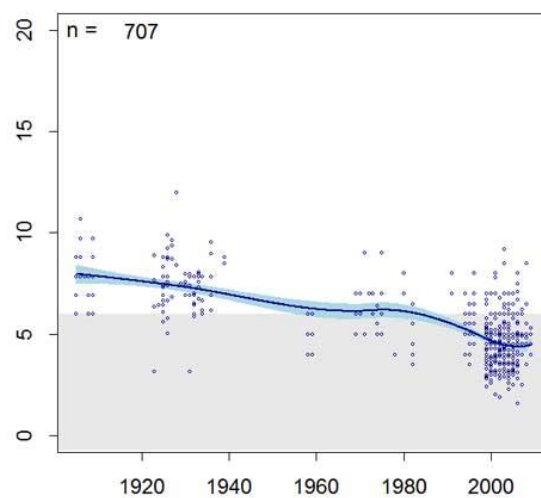
b)



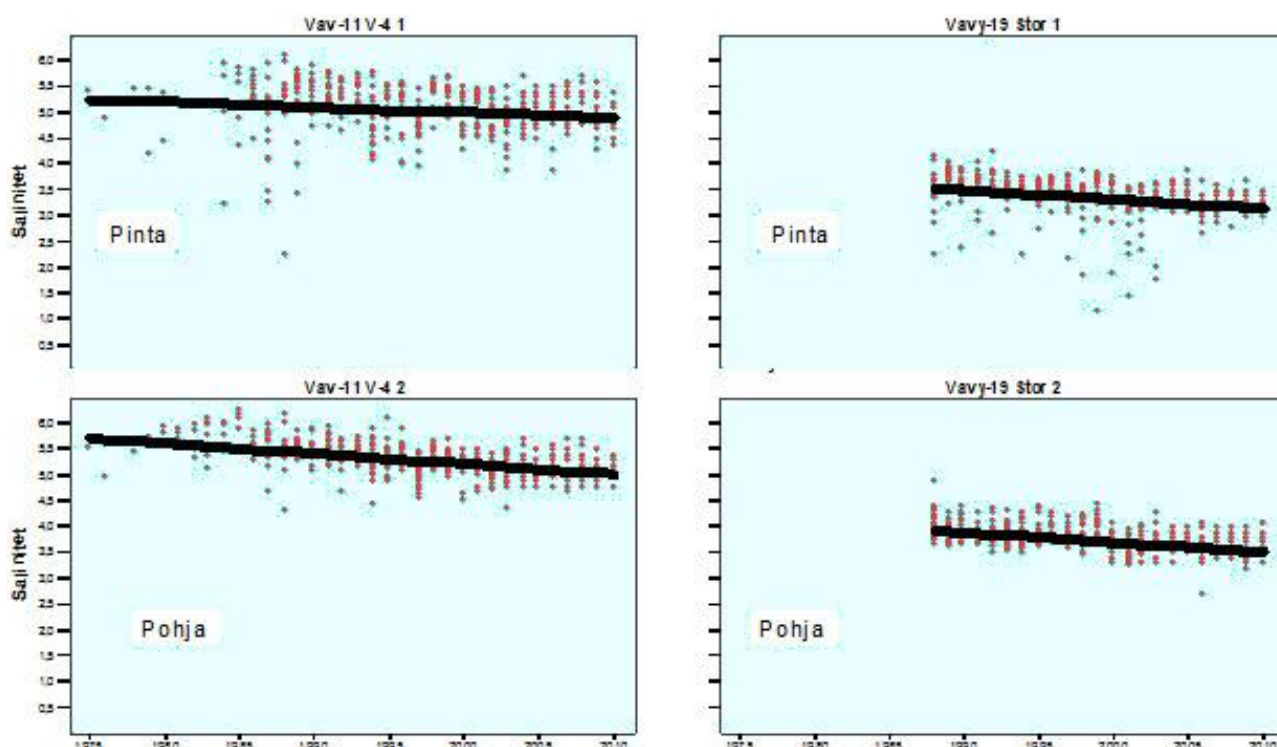
c)



d)

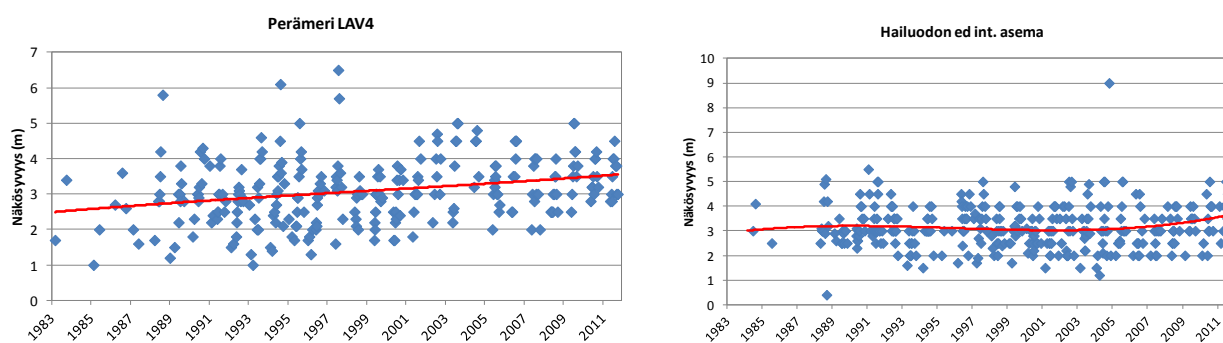


Kuva 3.1.7-2. Näkösyvyyden kehitys avoimella a) Perämerellä, b) Selkämerellä, c) Pohjoisella Itämeren altaalla ja d) Suomenlahdella metreissä vuosina 1905-2009. Havainnot on merkitty sinisillä pisteillä, kuvan yläreunaan on merkitty havaintojen lukumäärä (n). Sininen viiva kuvaa havaintojen tason pitkäaikaista muutosta (LOESS epälineaarinen regressiosovitus) ja viivaa ympäröivä vaaleansininen alue 95% luottamusväliä sovituksesta. Tavoitetason alapuolelle jäävä taso on merkitty harmaalla (Lähde: HELCOM http://www.helcom.fi/BSAP_assessment/eutro/Secchi/en_GB/status/.)



Kuva 3.1.7-3. Näkösyvyyden vaihtelut Merenkurkun etelä- (Vav-11) ja pohjoisosissa (Vavy-19) ajanjaksolla 1975-2010. Suora viiva on vesienhoidon luokituksen raja-arvo hyvän ja tyydyttävän välillä. Trendiviiva on tehty käyttämällä Fitline smoother -metodia (Aineiston lähde: Suomen ympäristöhallinnon vedenlaaturekisteri (PIVET)).

Perämerellä aikasarjoja veden näkösyvyydestä on saatavissa ulompien rannikkoalueiden intensiiviasemilta. Kemin edustan intensiiviasemalla (Perämeri LAV4) näkösyvyydellä on ollut kasvava suuntaus 1980-luvulta lähtien. Oulun edustan intensiiviasemalla (Hailuodon edusta) näkösyvyydessä vastaavaa pitkän aikavälin muutosta ole havaittavissa, vaikkakin viime vuosina näkösyvyys näyttäisi kasvaneen hieman (Kuva 3.1.7-4).



Kuva 3.1.7-4. Veden näkösyvyyden kehitys kahdella Perämeren rannikon pisteellä (Kemin edustan intensiiviasema LAV4 sekä Hailuodon edustan intensiiviasema) vuosina 1983 - 2011.

VESIENHOIDON TILA-ARVIOT

Vesienhoidon kriteereillä tehdyssä näkösyvyyteen perustuvassa rannikkoalueiden tilaluokittelussa (Kuva 3.1.7-5) koko itäisen Suomenlahden rannikkoalue on luokiteltu tyydyttäväksi. Poikkeuksena ovat muutamit rehevät sisälahdet, kuten Virolahti.

Näkösyvyyden perusteella koko Uudenmaan saaristo on luokiteltu tyydyttäväksi. Poikkeuksina ovat Raaseporin Bromarvin alue, joka on hyvässä tilassa ja Loviisanlahti, joka on välttävissä tilassa.

Saaristomeri on näkösyvyyden perusteella valtaosaltaan tyydyttävässä tilassa. Rannikonläheiset vedet ovat välttävissä, muutamien paikoin huonossa tilassa.

Selkämeri on näkösyvyyden perusteella tyydyttävässä tilassa lukuun ottamatta välttäviä alueita Porin Pihlavanlahdella ja sen edustalla sekä osassa Luvian saaristoa.

Näkösyvyyden perusteella eteläisen Merenkurkun sisäsaaristo ja osa pohjoisen Merenkurkun ulkosaaristoa luokitellaan hyvään tilaan, kun taas laajat ulkosaaristoalueet ovat tyydyttävässä tilassa pohjoisen Merenkurkun luokittelematonta ulkosaaristoaluetta lukuun ottamatta.

Perämeren rannikkovesissä näkösyvyys ilmentää laajalti hyvää tilaa. Ulkomeren eteläisin osa Lapuanjoen edustalla on luokiteltu välttävään tilaan.

HELCOM:N TILA-ARVIOT

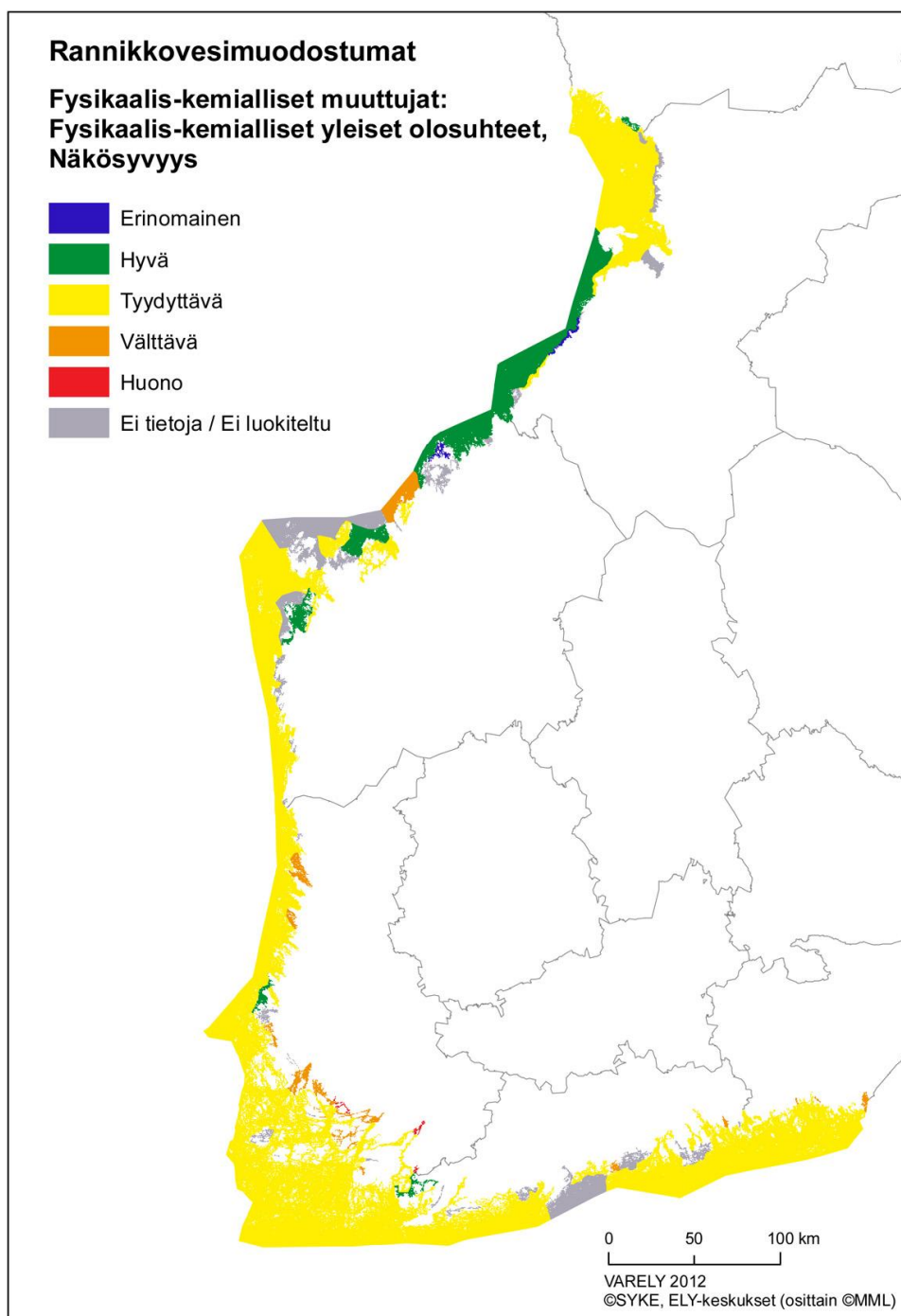
HELCOM on tila-arviossaan määritellyt meren tilaa Itämeren merialueilla näkösyvyyden avulla (Kuvat 3.1.7-6 ja 3.1.7-7). Tila-arvio perustuu ekologiseen laatusuhteeseen (Ecological Quality Ratio, EQR), eli tämänhetkisen tilan ja määritetyn referenssitason suhteeseen, ottaen huomioon sallitun poikkeaman referenssitasosta.

Näkösyvyyden referenssitason määrittämisessä on käytetty hyväksi historiallista aineistoa. Hyvän ekologisen tilan saavuttaminen edellyttää referenssitason saavuttamista sallitun poikkeaman puitteissa. Sallituksi poikkeamaksi on asetettu 25 %, paitsi jos on todettu syy muuttaa tätä – kuten Perämerellä, jossa sallittu poikkeama on 33 % johtuen veden korkeasta humuspitoisuudesta.

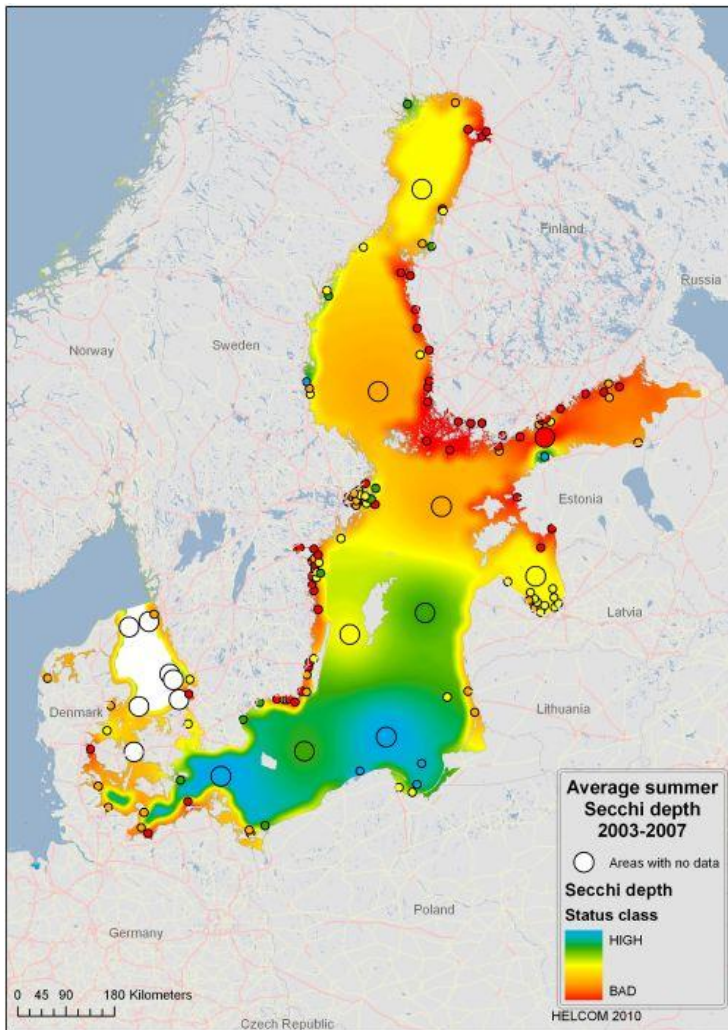
Näkösyvyyden arvioidaan olevan Perämerellä kohtalainen (moderate), Selkämerellä ja Pohjoisella Itämerellä huono (poor) ja Suomenlahdella heikko (bad) (Taulukko 3.1.7-2).

Taulukko 3.1.7-2. Näkösyvyyden nykytila (status), referenssitaso (ref cond), sallittu poikkeama referenssitasosta (acc dev), ekologinen laatusuhde (eqr) sekä tilanarvio (score; kohtalainen = moderate, huono = poor, heikko = bad) (Lähde HELCOM http://www.helcom.fi/BSAP_assessment/eutro/Secchi/en_GB/status/).

Area	Status (m)	Ref cond (m)	Acc dev	EQR	Score
Bothnian Bay	4.7	8.0	0.33	0.59	MODERATE
Bothnian Sea	5.6	9.0	0.25	0.63	POOR
Northern Baltic Proper	5.4	9.0	0.25	0.60	POOR
Gulf of Finland	4.3	8.0	0.25	0.54	BAD

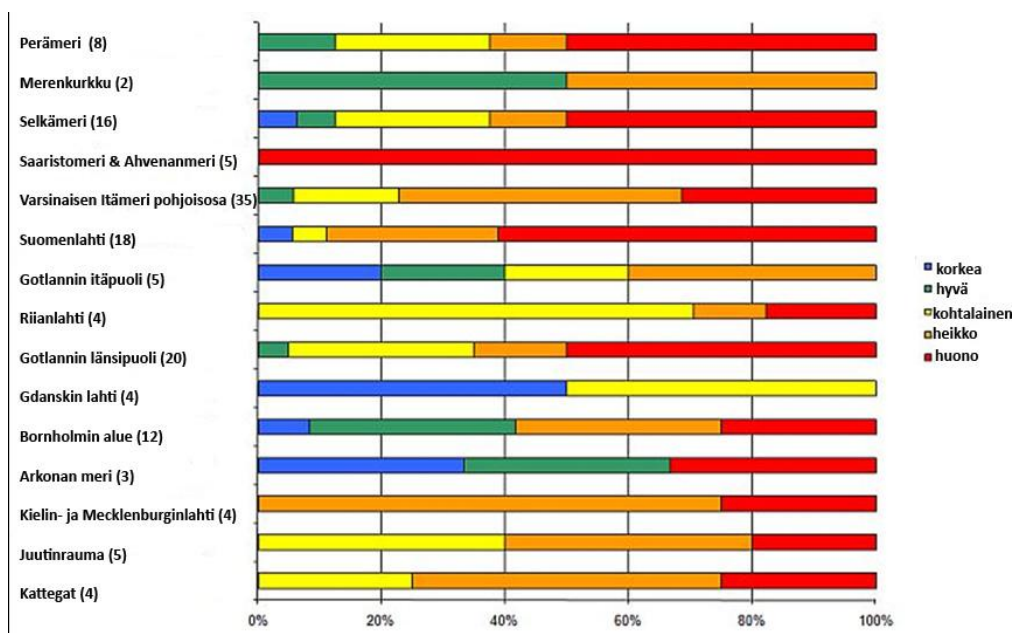


Kuva 3.1.7-5. Suomen rannikkovesien luokitus näkösyvyyden perusteella. Luokitus perustuu vesienhoidon mukaisen ekologisen luokituksen luokkarajoihin, jotka vaihtelevat riippuen rannikkovesityypistä. Aineistona vuodet 2000 – 2006/2007. Osa padotuista merenlahdista on luokiteltu järvinä, minkä takia ne näkyvät kartalla harminä kuten luokittelemattomat ja puuttuvan tiedon alueet (Aineiston lähde: ympäristöhallinnon HERTTA-tietojärjestelmä).



Kuva 3.1.7-6. HELCOM näkösyvyyden ekologiseen laatusuhteeseen (EQR) perustuva tilanarvio ajanjaksolle 2003-2007. Väritys: Sininen = korkea, vihreä = hyvä, keltainen = kohtalainen, oranssi = heikko, punainen = huono, valkoinen = ei aineistoa. (lähde: HELCOM, http://www.helcom.fi/BSAP_assessment/eutro/Secchi/en_GB/status/).

Avomerellä vedenkirkkautta alentaa epäsuorasti ravinteiden lisääntyminen, ja suorasti tai epäsuorasti orgaanisen aineen lisääntyminen vesipatsaassa (kappale 4.7). Rannikolla vedenkirkkauteen voi vaikuttaa myös ihmisen aiheuttamat fyysiset muutokset, kuten ruoppaus ja läjitys (kappale 4.1) ja liettyminen (kappale 4.2).



Kuva 3.1.7-7. Näkösyvyyteen perustuva ekologinen tilaluokittelu eri Itämeren osa-alueilla, mitattuna Secchi -syvyytenä, vuosina 2003-2007. (Lähde: HELCOM, http://www.helcom.fi/BSAP_assessment/eutro/Secchi/en_GB/status/)

VIITTEET

Fleming-Lehtinen, V. & Laamanen, M., 2012. Long-term changes in Secchi depth and the role of phytoplankton in explaining light attenuation in the Baltic Sea. *Estuarine, coastal and shelf science* 2012; 102-103: 1-10.

HELCOM 2009. Eutrophication in the Baltic Sea, p. 1-148. *Baltic Sea Environment Proceedings*.

HELCOM coreset indikaattori: näkösyvyys 2011. How far are we from clear water? http://www.helcom.fi/BSAP_assessment/eutro/Secchi/en_GB/status/

HELCOM. Approaches and methods for eutrophication target setting in the Baltic Sea region (*HELCOM TARGREV – raportti tekeillä, julkaistaan 2011 Baltic Sea Environment Proceedings*).

Varsinais-Suomen elinkeino-, liikenne- ja ympäristökeskus 2011. Kirkkaasta sameaan. Meren kuormitus ja tila Saaristomerellä ja Ahvenanmaalla. Varsinais-Suomen elinkeino-, liikenne- ja ympäristökeskuksen julkaisuja 6/2011. Turku 2011. 116 s.

3.1.8 HAPEN ALUEELLINEN JA AJALLINEN JAKAUTUMINEN

Jan-Erik Bruun (Suomen ympäristökeskus)

Mikaela Ahlman (Uudenmaan ELY-keskus), Jouni Törrönen (Kaakkois-Suomen ELY-keskus), Hans-Göran Lax (Etelä-Pohjanmaan ELY-keskus), Janne Suomela (Varsinais-Suomen ELY-keskus)

HAPETTOMUUDEN SYYT

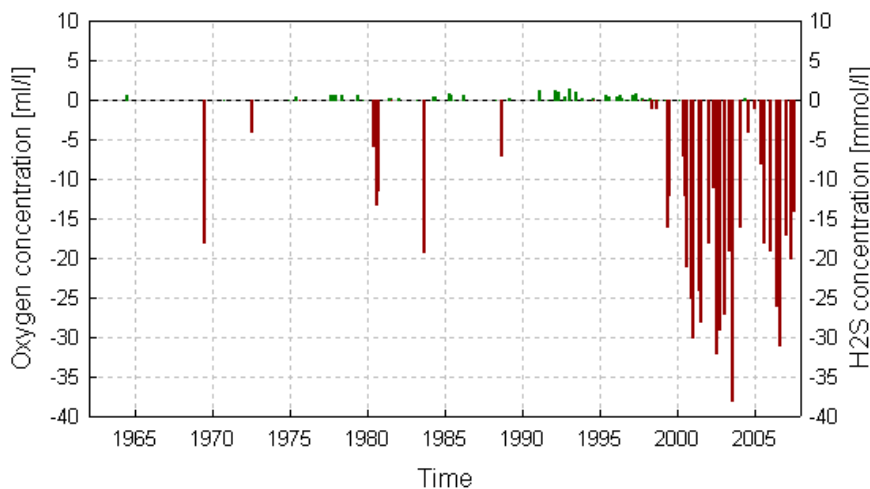
Suolaisempi vesi on raskaampaa ja laskeutuu pohjalle. Varsinaisen Itämeren syvänteissä ja läntisellä Suomenlahdella, noin 60 metristä pohjaan on vesikerros, jonka suolapitoisuus on merkittävästi pintavedestä suurempi. Kerroksien tiheyseroista johtuen happea ei kulkeudu pintavedestä syväveteen. Yksinkertaistettuna voi sanoa, että tämä on avoimen Itämeren happipulan perimmäinen syy. Seisaktaneessa syvävedessä biologiset hajotusprosessit kuluttavat jäljelle jääneen hapen nopeasti loppuun ja rikkivetyä alkaa muodostua.

Merialueiden eroja ja hydrografiaa on käsitelty tarkemmin "Meriympäristön nykytilan arvion" osioissa 2.2.2 "Suomen merialueet", 3.1.3 "Meriveden suolaisuus Suomen merialueilla" ja 3.1.4 "Kerrostuneisuus, sekoittuminen, kumpuaminen, virtaukset ja veden viipymä."

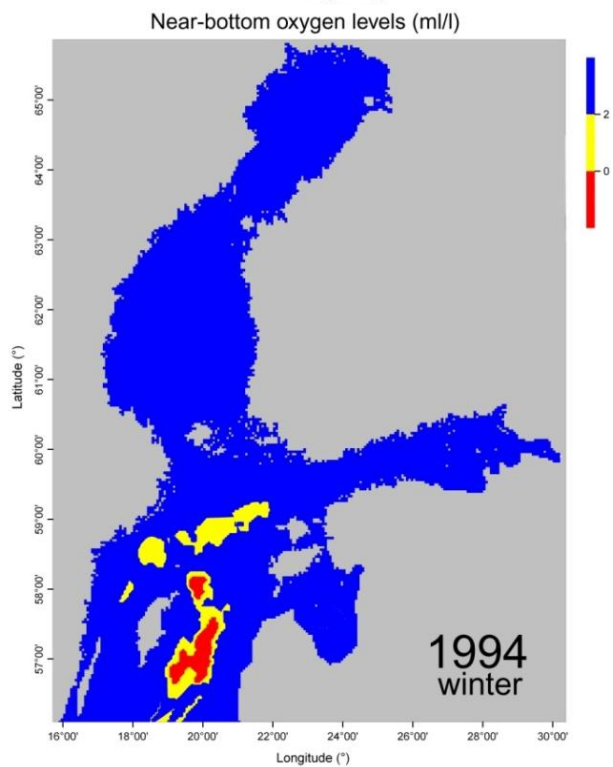
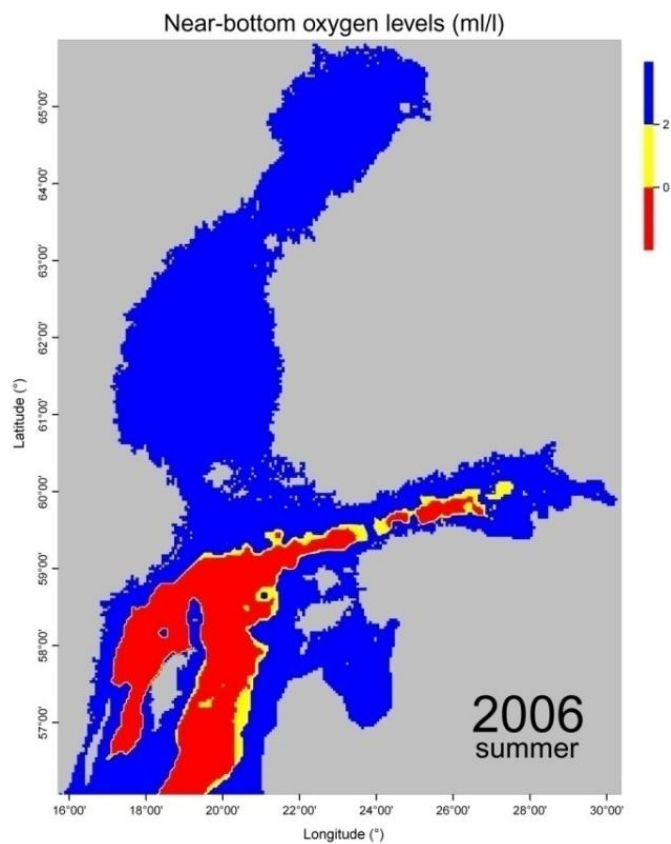
Suomenlahden rannikkovyöhykkeellä on runsaasti saarien ja matalikkojen eristämiä altaita, joissa vesi vaihtuu hitaasti. Näiden alueiden seisaktaneessa syvävedessä hapettomuus on kesäisin säännöllistä. Vesi sekoittuu kuitenkin syvyysuunnassa syksyisin, mistä syystä hapettomuus rannikolla ei ole jatkuvaa vaan kausiluontoista.

Rannikkovyöhykkeen matalissa vesissä (Kuva 2.2.1-3), missä vesi ei ole suolaisuuskerrostunutta, estää kesäaikainen lämpötilakerrostuneisuus veden pystysuuntaisen sekoittumisen ja hapen kulkeutumisen pintavedestä pohjanläheiseen veteen. Voimakas levätuotanto pintavedessä lisää hajotustoimintaa pohjanläheisessä vedessä, mikä paikoitellen kuluttaa hapen loppuun. Kun uutta happea ei tule tilalle kehitty pohjanläheiseen veteen happivaje ja alkaa muodostua myrkyllistä rikkivetyä. Suuri ravinnekuormitus ja sen seurauksena rehevöityminen on rannikkovesien hapettomuuden perimmäinen syy.

Aika ajoin suolaista ja hapekasta valtameren vettä tunkeutuu Tanskan salmien kautta Itämereen. Koska valtamerivesi on murtovettä raskaampaa, vain suurimmat, satojen kuutiokilometrien kokoiset suolavesipulssit voivat tunkeutua varsinaisen Itämeren syvänteisiin ja Suomenlahdelle asti. Tällaisia voimakkaita syvävedenvirtauksia on viimeisen viidenkymmenen vuoden aikana esiintynyt 1970-luvun lopussa, 1980-luvun puolessa välissä ja 1990-luvulla. Tällä vuosituhanella ei merkittäviä suolapulsseja ole esiintynyt lainkaan (Kuva 3.1.8-1). Nykyään hapenpuute varsinaisen Itämeren alueella onkin hälyttävä. Se vaikuttaa voimakkaasti biologiseen monimuotoisuuteen ja uhkaa tuhota osan meren elämästä myös Suomenlahdella.



Kuva 3.1.8-1. Varsinaisen Itämeren pohjanläheisen veden hapellisten ja hapettomien tilanteiden pitkäaikaisvaihtelu. Hapipitoisuus on kuvattu vihreillä, ylöspäin osoittavilla pylväillä ja rikkivety punaisilla alaspäin osoittavilla pylväillä (Lähde: FIMR Monitoring of the Baltic Sea Environment – Annual report 2007 - MERI-Report Series of the Finnish Institute of Marine Research No. 62, 2008).



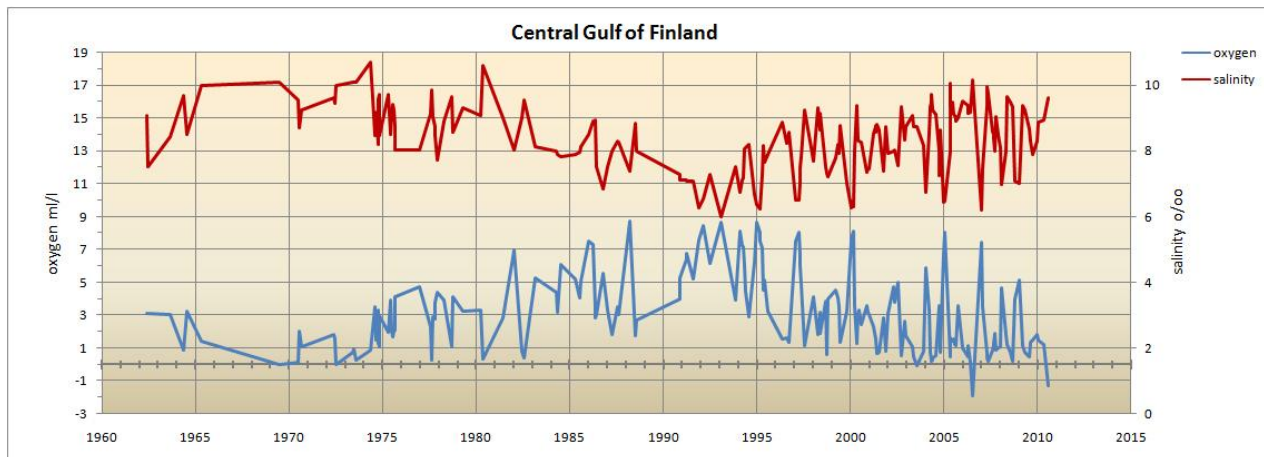
Kuva 3.1.8-2. Esimerkkejä Itämeren pohjanläheisen happitilanteen vuosien välisestä vaihtelusta: vuoden 1994 talven tilanne ja vuoden 2006 kesätilanne.

Punainen= hapeton alue jossa on rikkivetyä, keltainen= alhainen happitaso (0-2 ml/l) ja sininen= happea yli 2 ml/l (Aineiston lähde: Suomen ympäristökeskuksen merihavaintorekisteri, Itämeriportaali-tiedote 30.8.2006:

http://www.itameriportaali.fi/fi/ajankohtaista/itameri-tiedotteet/fi_FI/itameri-tiedotteet/).

Suomenlahden avomerialueen ja Varsinaisen Itämeren pohjanläheisen veden happitilanteella on selvä yhteys. Suomenlahti on suhteellisen matala merialue. Sen vesikerrosten liikkeitä ohjaa suurelta osin ilmastolliset tekijät. Esimerkiksi kesällä vuonna 2006 (Kuvat 3.1.8-2 ja 3.1.8-3) hapetonta vettä kulkeutui Suomenlahteen poikkeuksellisen runsaasti kuukauden kestäneen itätuulijakson jälkeen. Länteen kulkeutunut pintavesi korvautui lännestä virtaavalla pohjanläheisellä vedellä (SYKE 2006).

Happitilanteen vaihtelu **Suomenlahden avomerialueen** syvänteissä on siis jatkuvassa muutoksessa (Kuva 3.1.8-3). Vaihtelua esiintyy myös vuodenaikojen välillä.

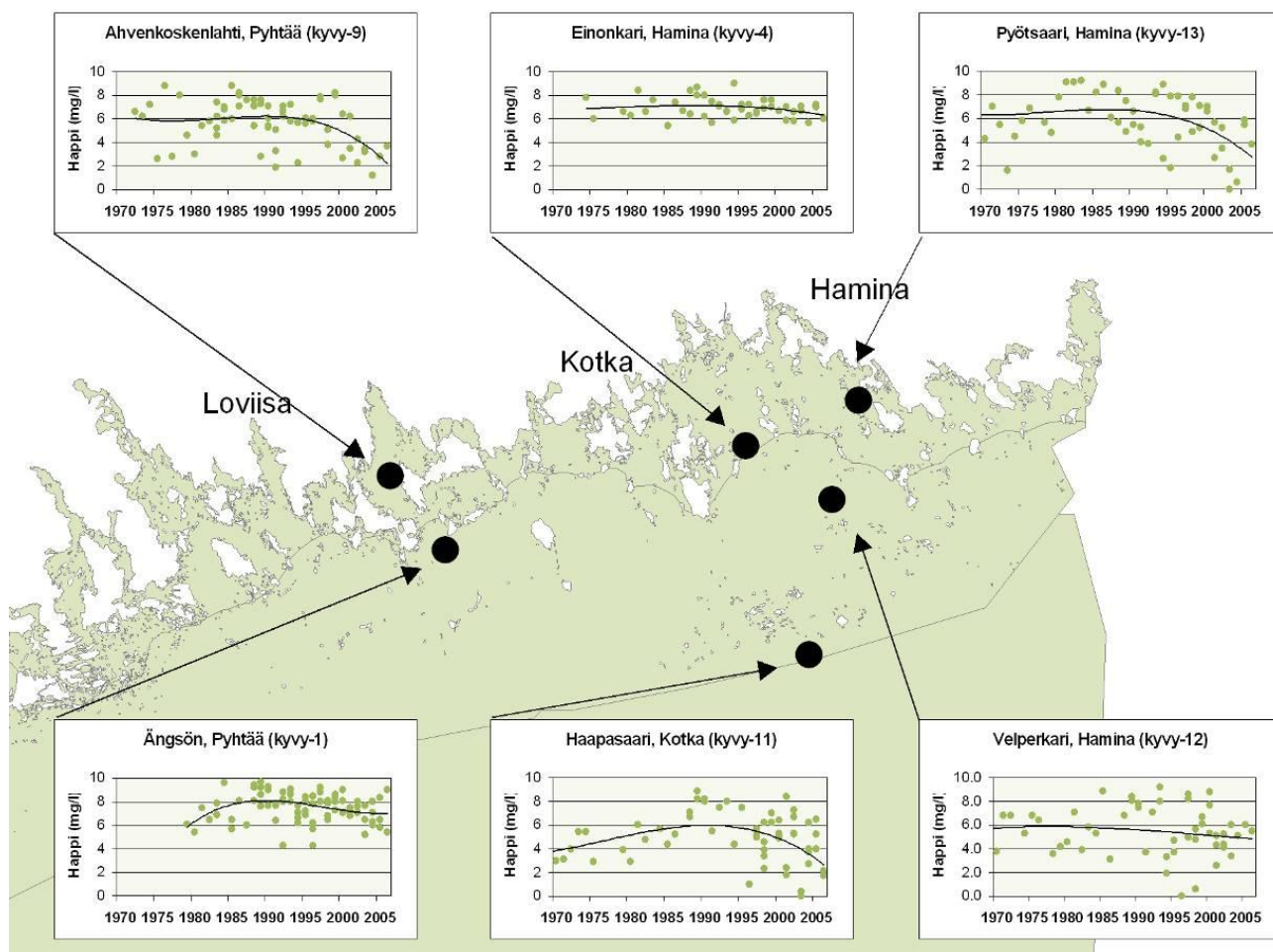


Kuva 3.1.8-3. Pohjanläheisten happi- (oxygen) ja suolapitoisuuksien (salinity) pitkäaikaisvaihtelu **Keskisellä Suomenlahdella** vuosina 1962-2010. Negatiivinen happipitoisuus on se määrä mikä tarvitaan vedestä mitatun rikkivedyn hapettamiseksi (Aineiston lähde: Suomen ympäristökeskuksen merihavaintorekisteri).

MERIALUEKOHTAISIA TARKENNUKSIA

SUOMENLAHTI

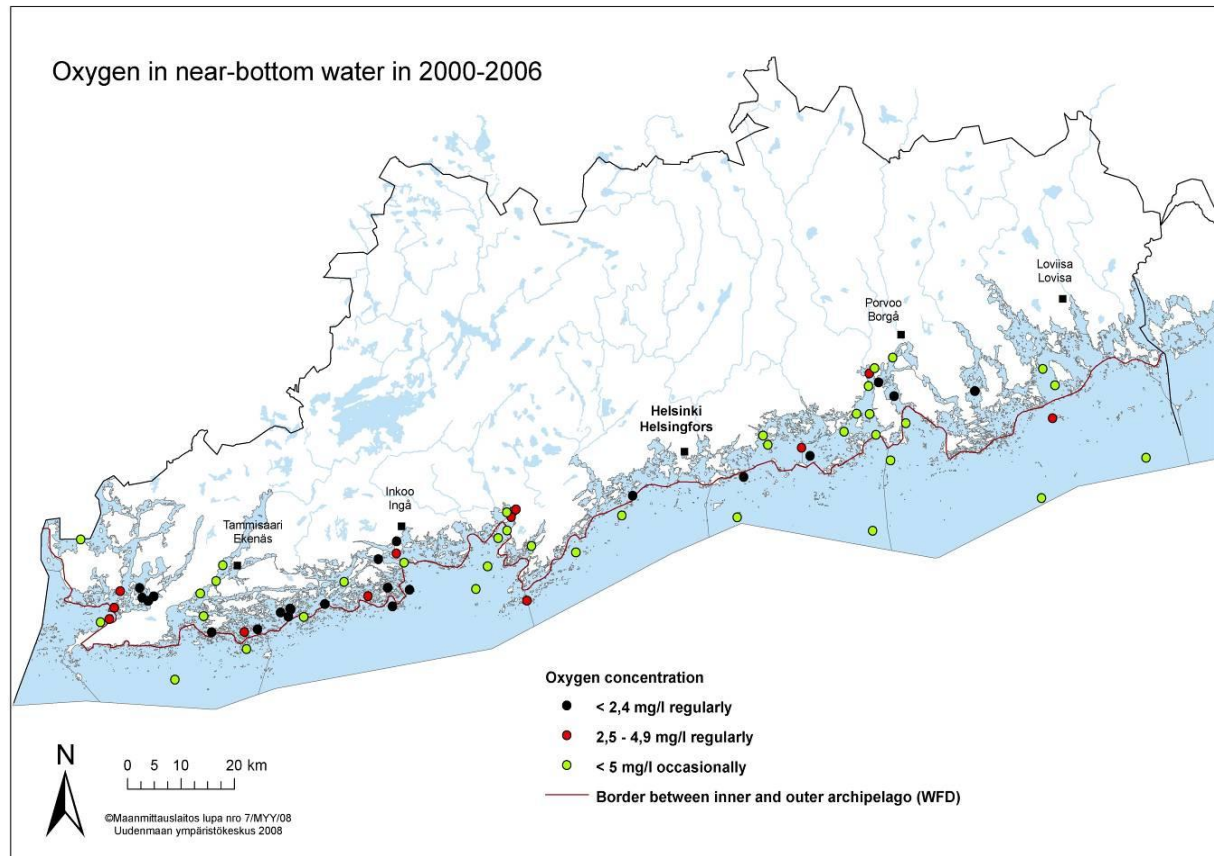
Itäisen Suomenlahden rannikko, Virolahdelta Kotkaan, on geomorfologisten ominaisuuksien perusteella erityisen altis hapettomuudelle ja siitä johtuvalle sisäiselle kuormitukselle (Henriksson & Myllyvirta, 2006). Mantereen ja alueen ulompien osien välillä on useita vyöhykkeitä jyrkkäreunaisia ja selväpiirteisiä kraatterimaisia syvänteitä. Leveä saaristovyöhyke ja lukuisat syvänteet ja matalat kynnysalueet estävät tehokkaasti pohjanläheisen veden vaihtumista ja hapettomuutta muodostuu tästä syystä herkästi. Saariston sisäosissakin pohjat ovat usein eloperäistä sulfidiliejua ja ajoittaista, sääolosuhteista riippuvaa hapettomuutta ja sisäistä kuormitusta esiintyy tyynten säiden vallitessa yleisesti jo noin kymmenen metrin syvyydellä. Ihmisen aiheuttama ravinnekuormitus ja varsinkin hapettomuutta ja sisäistä kuormitusta suosiva geomorfologia, ovat aikaansaaneet sen, että alue on pohjien- ja vedenlaadun suhteen ollut Suomen rannikon huonokuntoisin. (Henriksson & Myllyvirta, 2006).



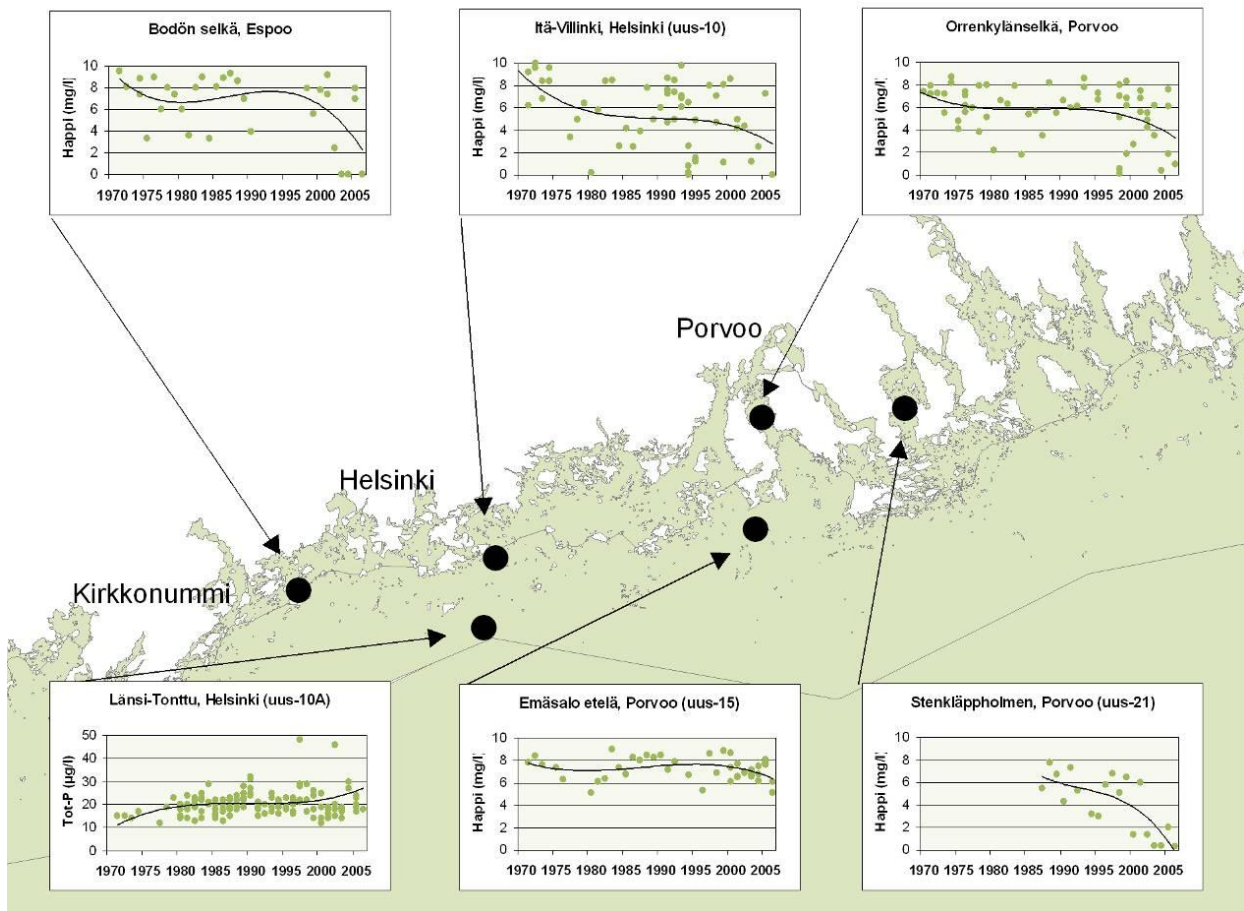
Kuva 3.1.8-4. Happipitoisuus itäisen Suomenlahden rannikon pohjanläheisessä vedessä keskipitkällä 1980-2006 ($\text{ml O}_2 = 0.7 \times \text{mg O}_2$) (Aineiston lähde: ympäristöhallinnon pintavesitietojärjestelmä HERTTA).

Itäisen Suomenlahden avomerialueella syvänteiden happitilanne heikkeni selvästi 1990-luvun lopun ja 2000-luvun alkuvuosina (Kuva 3.1.8-4), mutta ulkosaaristoalueella rannikkovesien tila on hieman parantunut vuoden 2006 jälkeen. Sisäsaaristossa hapettomuutta esiintyy edelleen. Matalissa ja voimakkaammin rehevöityneissä rannikkovesissä kesäaikainen lämpötilakerrostuminen estää hapen pääsyn pohjalle, mikä voimistaa rehevöitymistä kiihdyttävää sisäistä kuormitusta (mm. tutkimusalue Muikun Suomenlahti-tutkimusmatkat, <http://www.ymparisto.fi/default.asp?contentid=392739&lan=fi>).

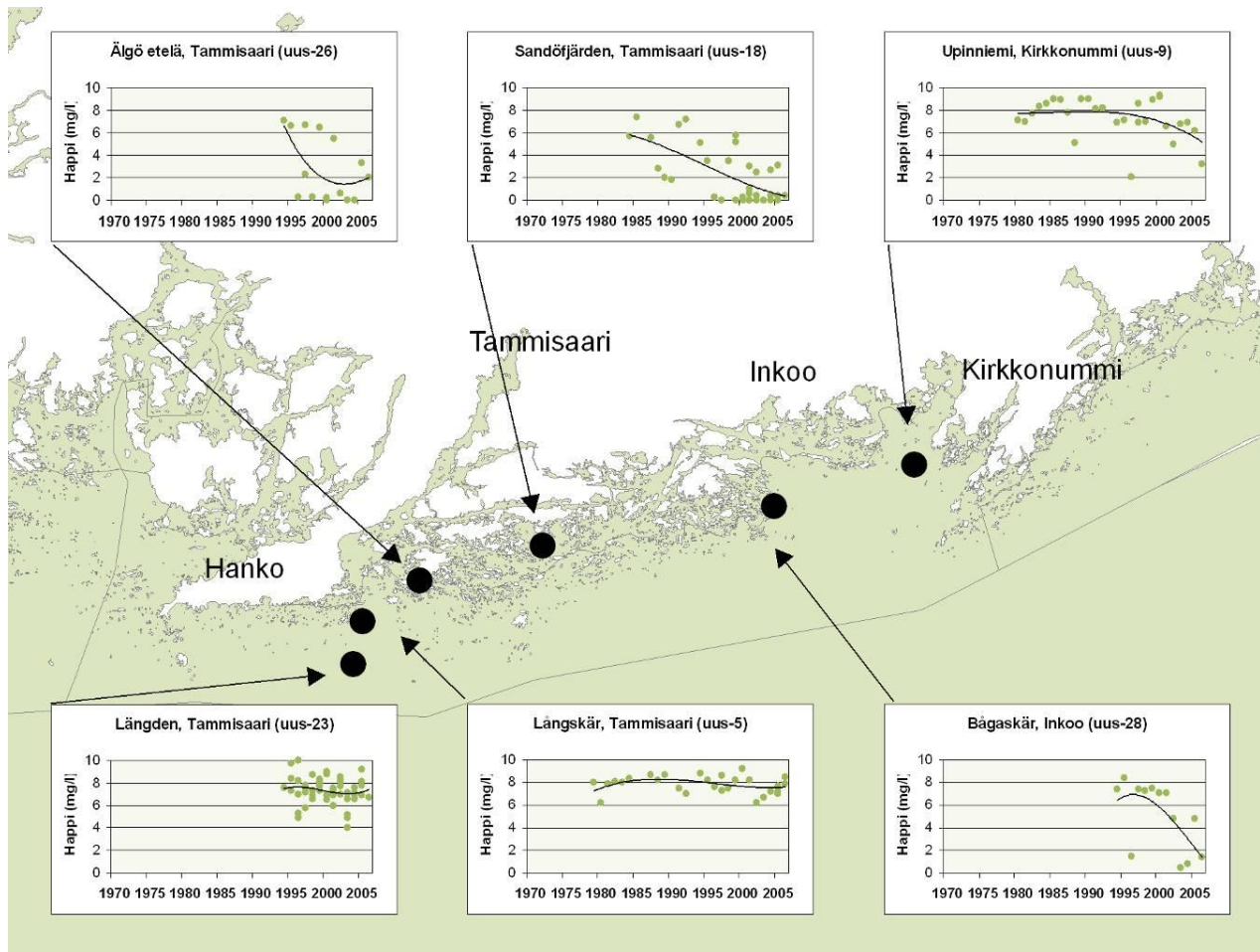
Läntisen ja Keskisen Suomenlahden rannikkovesissä happiongelmat yleistivät 2000-luvun alussa. Vuosina 2001-2002 saaristopohjat kärsivät ensimmäistä kertaa laajalti happikadosta ja sen jälkeen happitilanne on toistuvasti ollut heikko loppukesällä (Kuvat 3.1.8-6 ja 3.1.8-7). Happivajetta tai täydellistä happikatoa esiintyy kaikissa syvyyksissä (Kuva 3.1.8-5). Happitilanne pohjanläheisessä vedessä heikkenee keskipitkällä ja hapettomuus nousee loppukesällä pohjan yläpuoliseen vesimassaan, jopa termokliiniin asti niin, että melkein puolet koko vesimassasta kärsii happivajeesta. Saaristossa vesimassa hapettuu syksyllä kun lämpötilakerrostuneisuus rikkoutuu ja vesi sekoittuu.



Kuva 3.1.8-5. Uudenmaan rannikon happitilanne 2000-2006 ($\text{ml O}_2 = 0.7 \times \text{mg O}_2$) (Aineiston lähde: ympäristöhallinnon pintavesitietojärjestelmä HERTTA).



Kuva 3.1.8-6. Happipitoisuus Uudenmaan itäsaariston pohjanläheisessä vedessä keskipitkällä 1980-2006 ($\text{ml O}_2 = 0.7 \times \text{mg O}_2$) (Aineiston lähde: ympäristöhallinnon pintavesitietojärjestelmä HERTTA).



Kuva 3.1.8-7. Happipitoisuus Uudenmaan saariston pohjanläheisessä vedessä keskipitkällä 1980-2006 ($\text{ml O}_2 = 0.7 \times \text{mg O}_2$) (Aineiston lähde: ympäristöhallinnon pintavesitietojärjestelmä HERTTA).

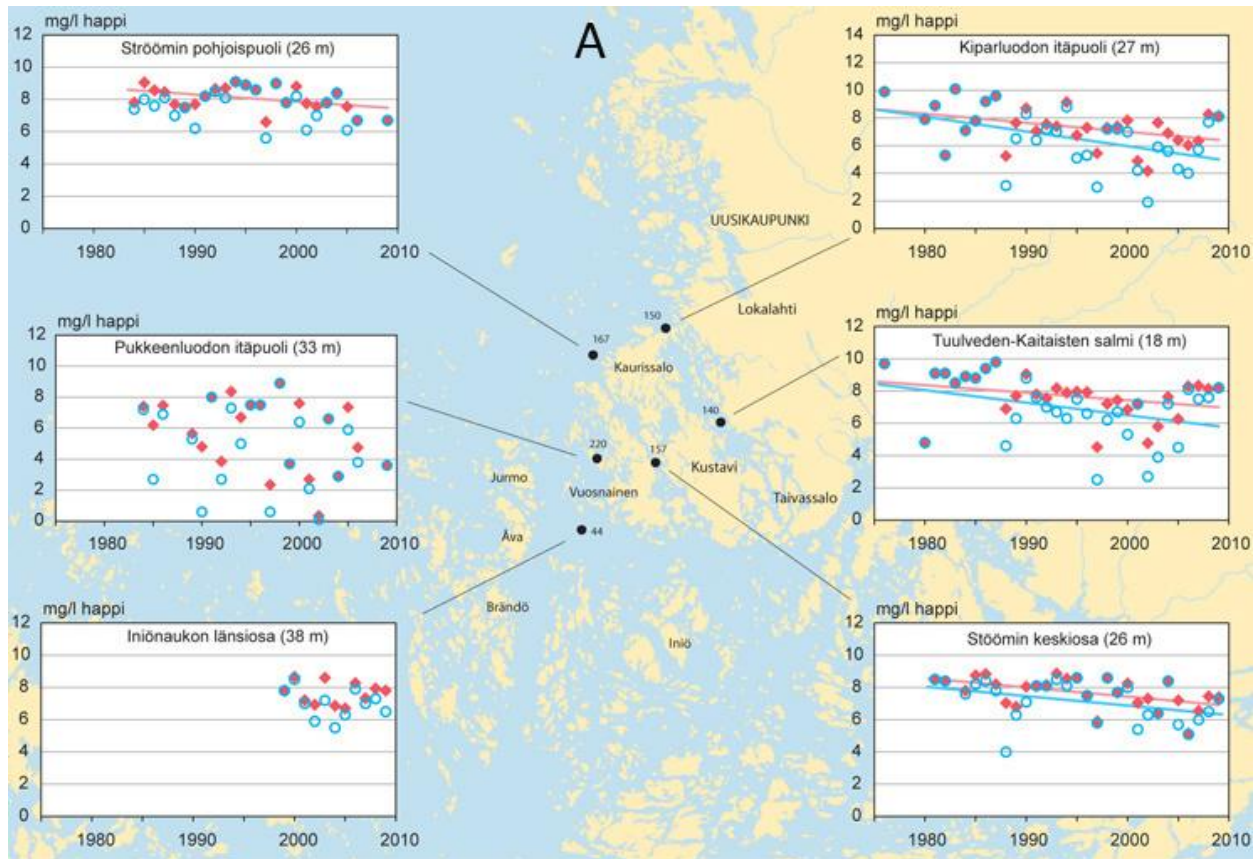
POHJANLAHTI

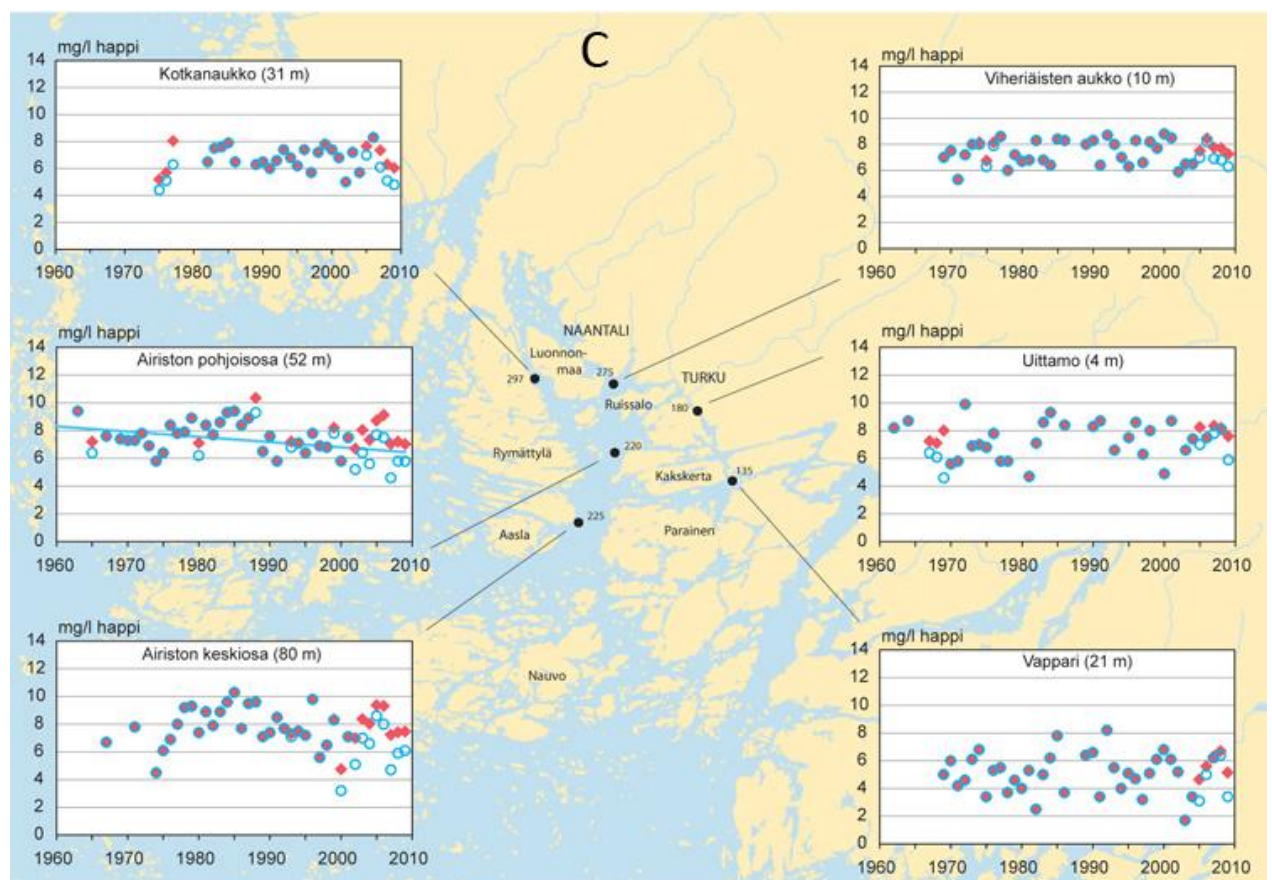
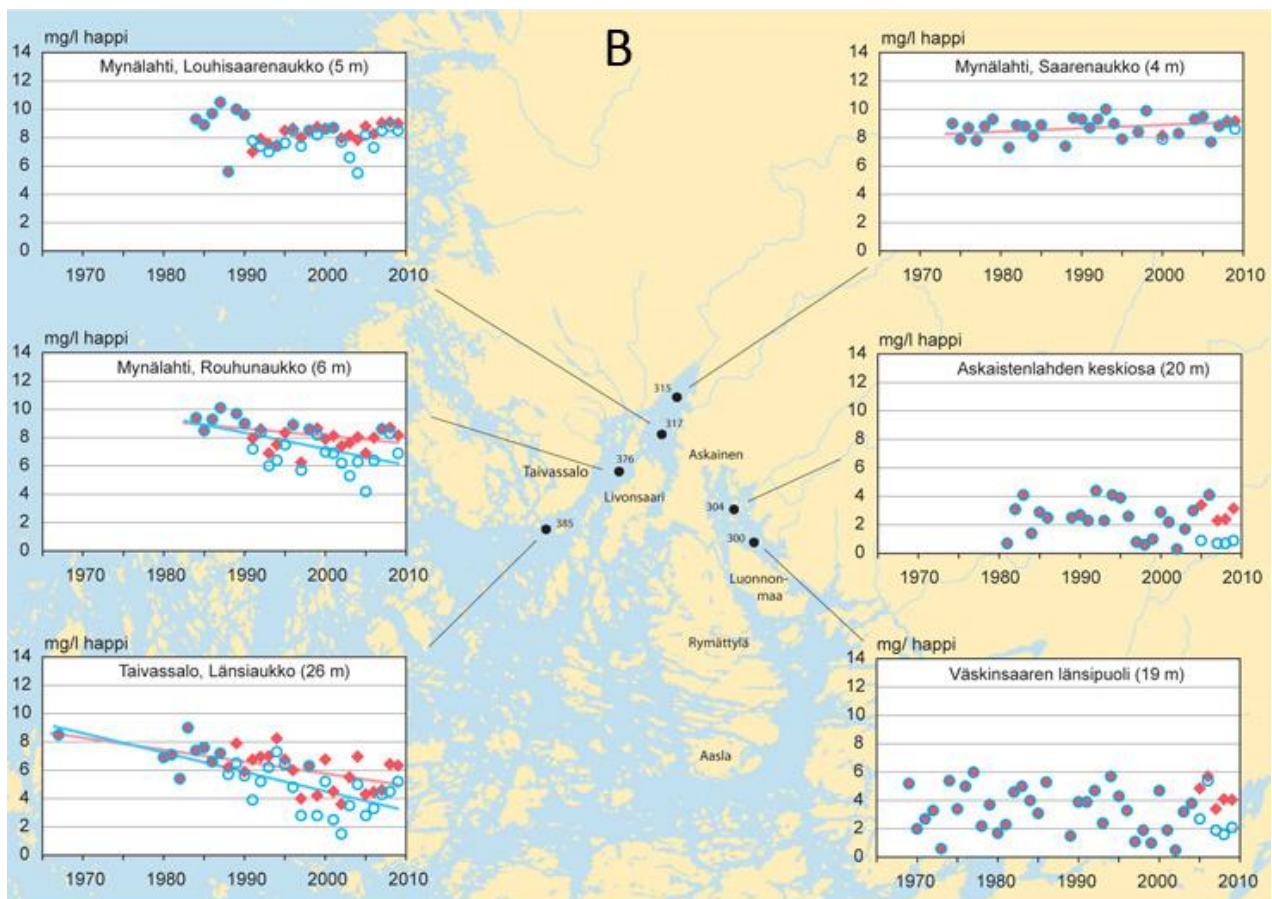
Saaristomerellä on runsaasti eristäytyneitä syvänteitä joissa vesi vaihtuu hitaasti. Seisahtaneessa syvävedessä hapettomuus on kesäisin säännöllistä. Kaikkein syvimät alueet ovat yhteydessä aluetta halkoviin kanjoneihin, joissa virtaukset edesauttavat veden vaihtumista ja ehkäisevät hapetta kuluttavan orgaanisen aineksen kerrostumista. Sen sijaan matalammat 20–40 m syvät altaat ovat usein kerrostumisalueita, joissa alusveden happi kuluu nopeasti loppuun.

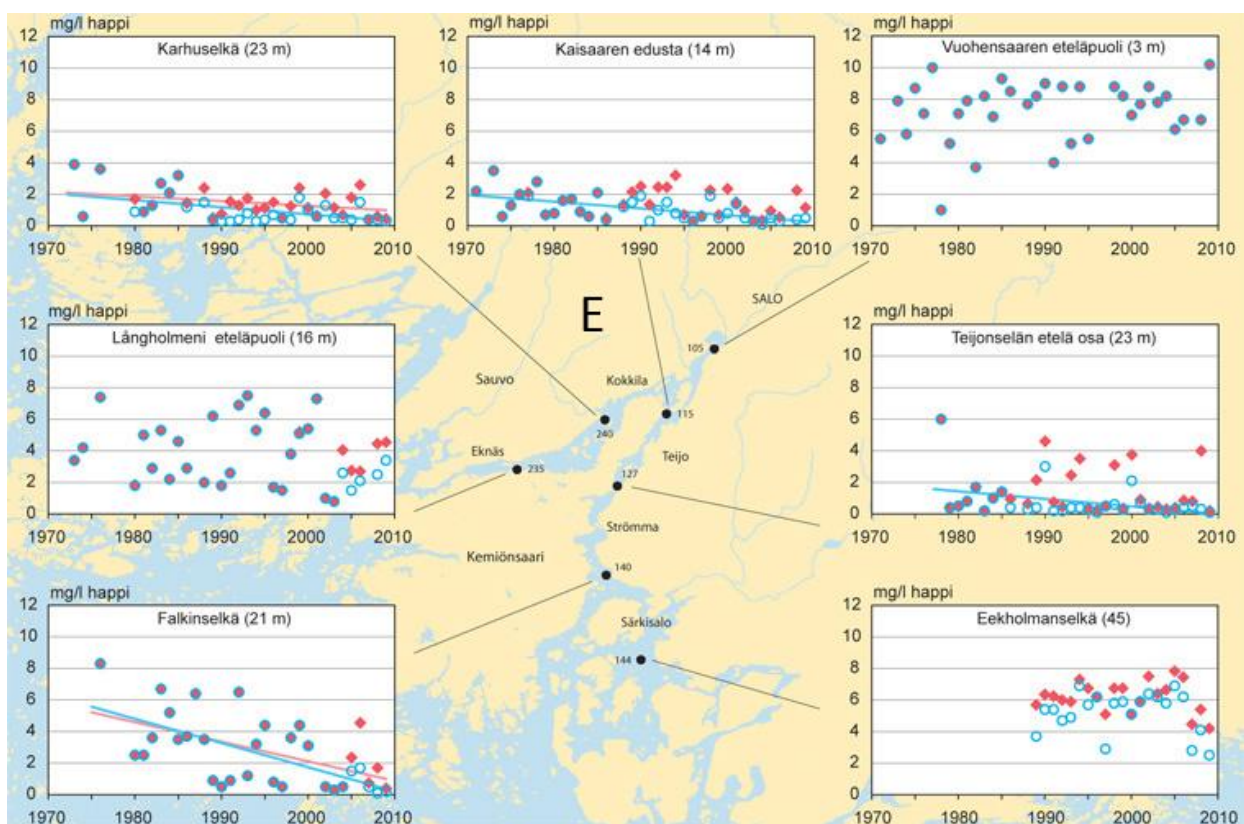
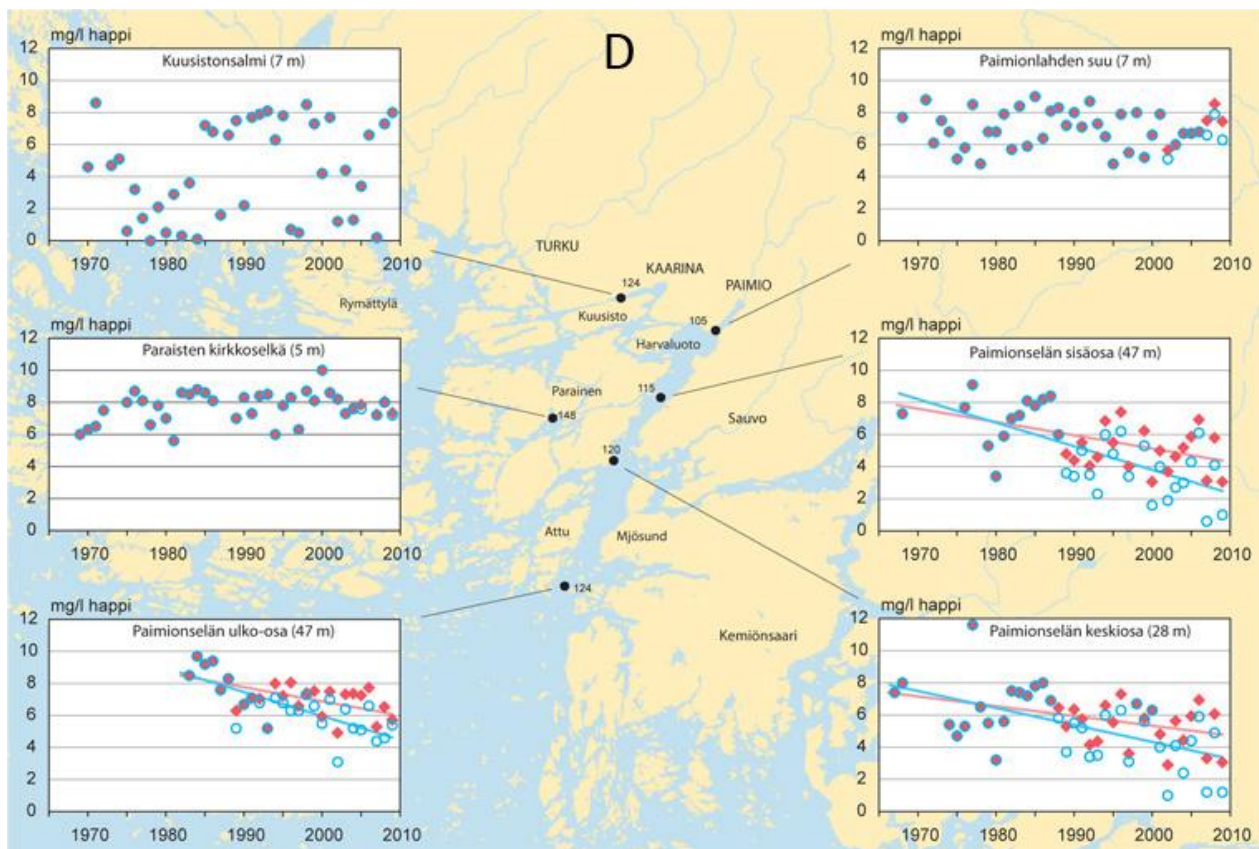
Saaristomerellä vesi sekoittuu yleensä syvyysuunnassa syksyisin, mistä syystä hapettomuus ei ole näillä alueilla jatkuva olotila.

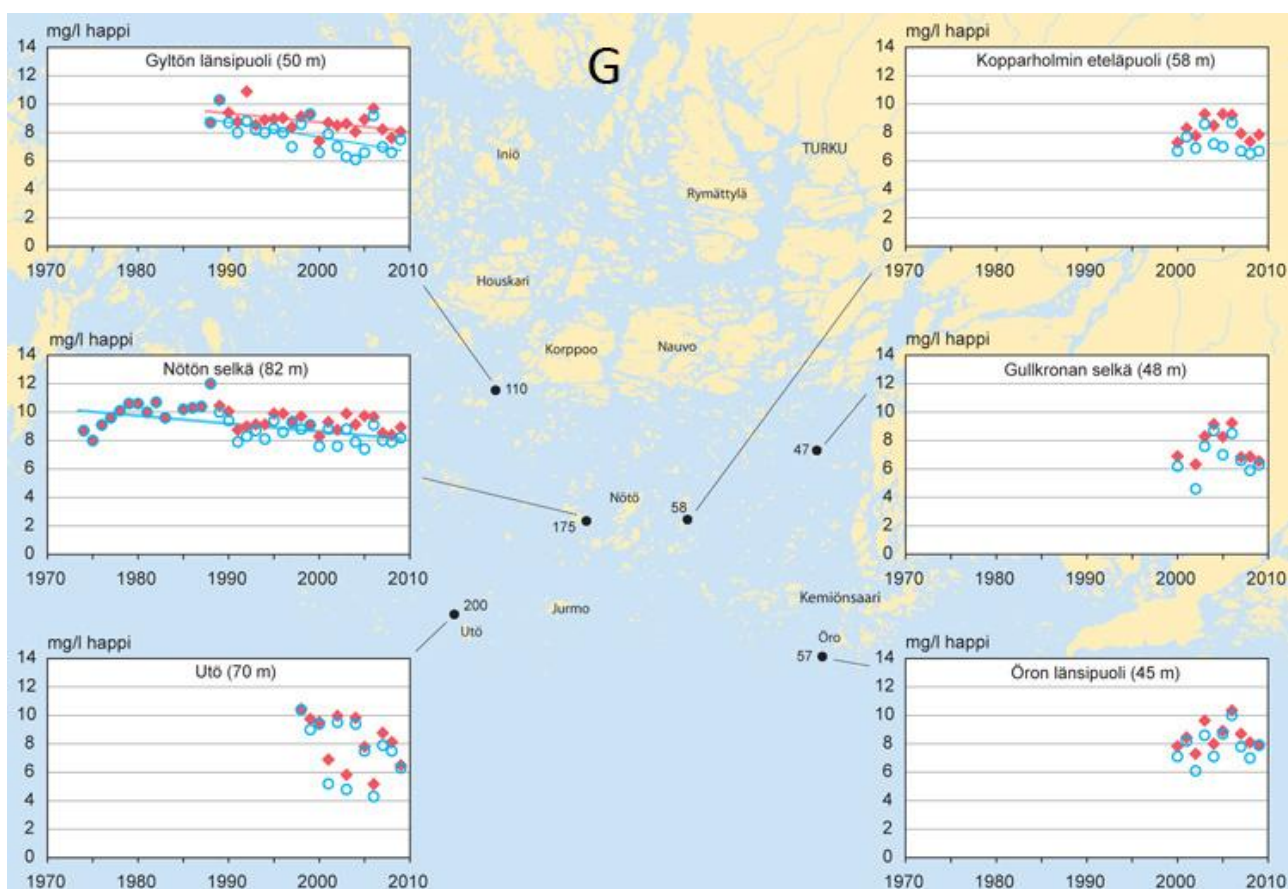
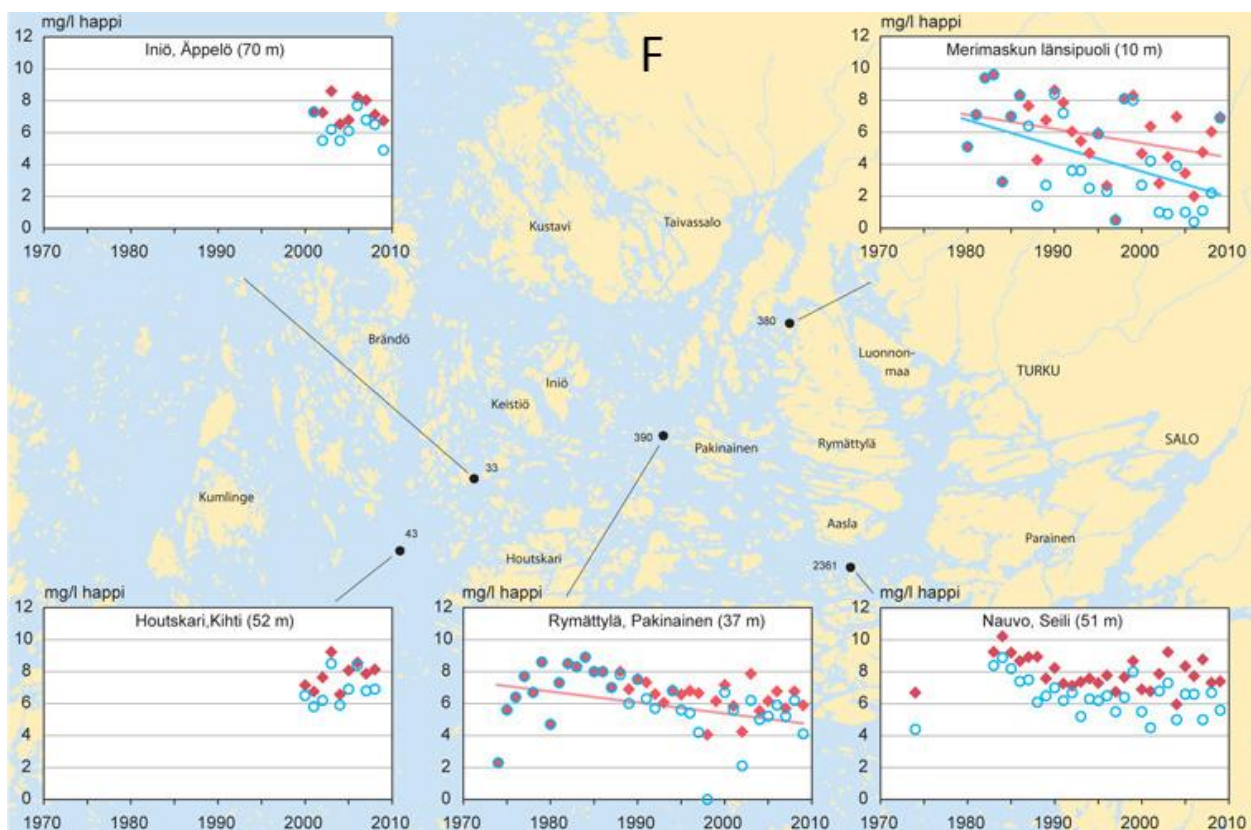
Saaristomerellä pohjanläheisen veden happitilanne on heikentynyt viime vuosikymmeninä. Hapen puutetta esiintyy pohjanläheisessä vedessä loppukesäisin monin paikoin erityisesti sisä- ja välisaaristossa. Ulkosaariston happitilanne on parempi (Kuvat 3.1.8-8 (A-H)).

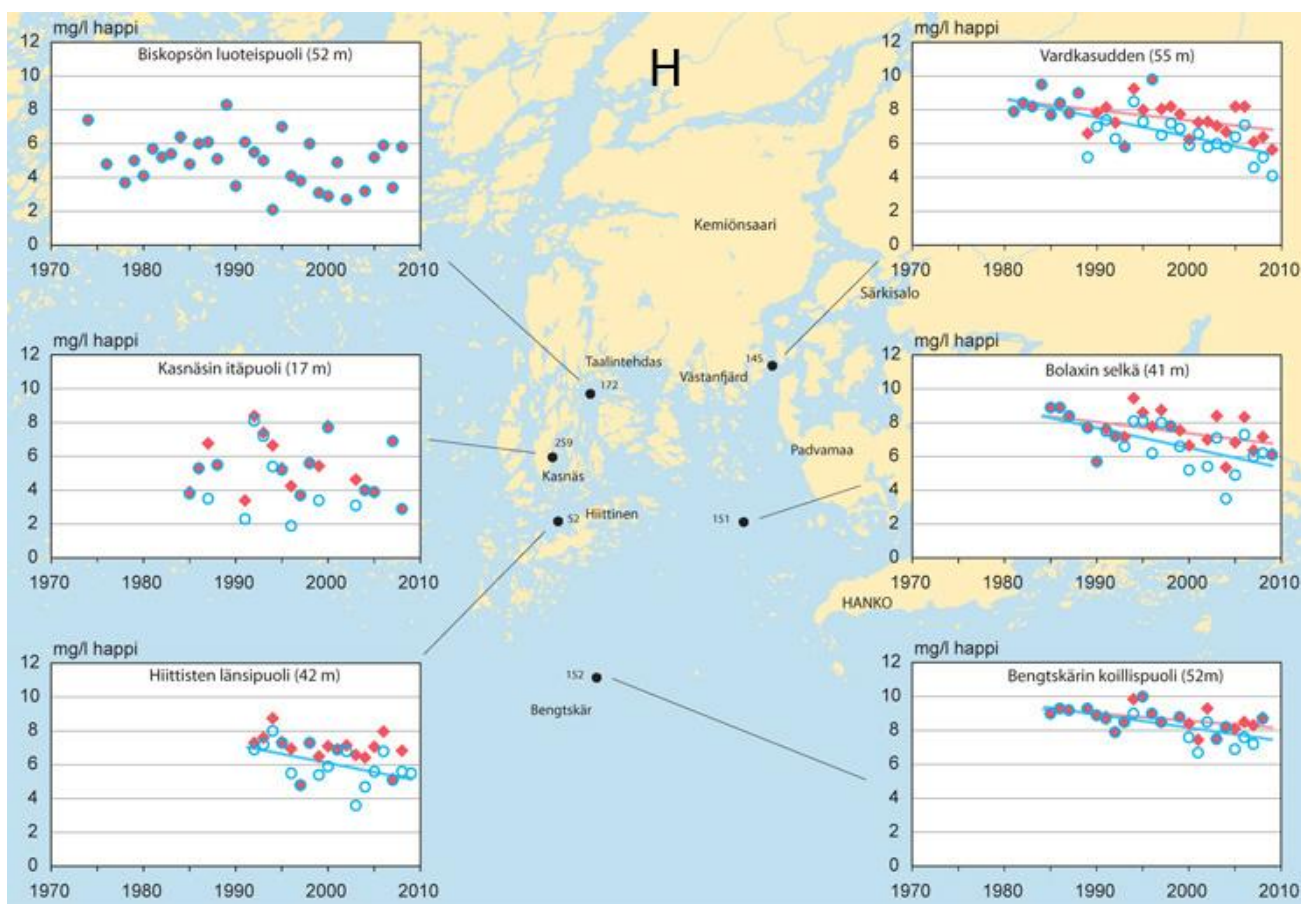
Kuvat 3.1.8-8 (A-H) (alla ja seuraavilla sivuilla). Pohjanläheisen veden happipitoisuuden keskiarvo ja alin mitattu pitoisuus kesällä Saaristomerellä eri osissa. Havaintosarjojen alkuvuosi vaihtelee paikasta riippuen. Paikan syvyys nimen jälkeen (m). Sininen ympyrä=kesän alin mitattu pitoisuus, punainen vinoneliö = kesän keskiarvo. Viivat kuvaavat tilastollisesti merkitsevää muutosta. A) Kustavin–Taivassalon merialue, B) Mynälahti ja Asikaistenlahti, C) Turun edustan merialue, D) Kaarinan ja Paraisten merialue sekä Paimionlahti ja Paimionselkä, E) Halikonlahti, F) Keskinen Saaristomeri, G) Eteläinen Saaristomeri, H) Kaakkoinen Saaristomeri (ml $O_2=0.7 \times \text{mg } O_2$) (Aineiston lähde: ympäristöhallinnon pintavesitietojärjestelmä HERTTA).











Eteläisen Selkämeren rannikkovesissä pohjanläheisen veden happitilanne on parempi kuin Saaristomerellä, koska vedet ovat siellä matalampia, vesi sekoittuu paremmin ja veden kesäaikainen kerrostuminen on vähäisempää.

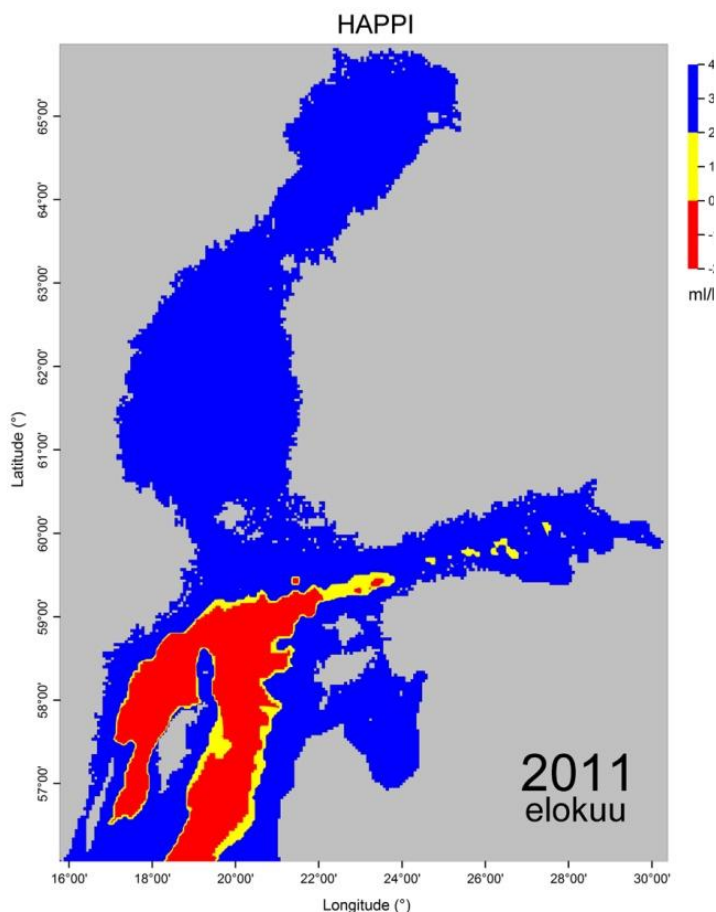
Merenkurkussa esiintyy hapenpuutetta sisäsaariston lahdissa. Usein syynä on näiden merenlahtien vähäinen veden vaihtuvuus, ja se, että niiden pohjiin on kerääntynyt runsaasti orgaanista ainesta, kuten kuollutta levämassaa. Koska jääpeite kattaa nämä alueet pidemmän ajan, vesitilavuus on pieni, hapenkulutus on suuri, ja veden vaihtuvuus lahden ulkopuolelle vähäistä, ilmenee hapenpuutetta. Sen sijaan ulkosaaristossa hapettomuus on harvinaista ja pienialaista.

Hapettomien alueiden laajuutta ja esiintymistä ei tarkkaan tunneta, mutta erityisesti ankarien talvien aikana hapettomuus on varsin yleistä. Avovesikauden aikana hapenpuutetta ilmenee ainoastaan paikallisesti pienialaisissa syvänteissä.

Rannikon läheisillä alueilla, joihin kohdistuu ravinnekuormitusta ja joissa veden vaihtuvuus on vähäistä, happitilanne voi paikallisesti olla jonkin verran heikompi.

Perämerellä pohjanläheiset vedet ja pohjien eliöyhteisöt eivät kärsi hapenpuutteesta. Pohjalla hapen kyllästysaste on yleensä 80 - 95 %. Rannikkoalueellakaan ei ole tiedossa alueita, jotka kärsisivät hapettomuudesta. Hyvät happiolosuhteet johtuvat pääasiassa kahdesta seikasta:

1. Vesimassan heikko kerrostuneisuus talvisin sallii veden sekoittumisen, jolloin päällysvesi hapettaa pohjanläheistä vettä.
2. Pohjanläheinen vesi saa täydennystä Selkämereltä virtaavasta vedestä. Merenkurkun kynnnyksen vuoksi Selkämereltä pääsee ainoastaan hapekasta päällysvettä Perämereen.



Kuva 3.1.8-12. Itämeren pohjien happitilanne elokuussa vuonna 2011. Punainen = hapeton alue, jossa on rikkivetyä, keltainen = alhainen happitaso (0-2 ml/l) ja sininen= happea yli 2 ml/l. (Aineiston lähde: Suomen ympäristökeskuksen merihavaintorekisteri, Itämeriportaali-tiedote 30.8.2011:

http://www.itameriportaali.fi/fi/ajankohtaista/ita-meri-tiedotteet/fi_FI/itameri-tiedotteet/).

NYKYTILANNE

Vuoden 2011 kesällä Varsinaisen Itämeren happitilanne (Kuva 3.1.8-12) oli pääpiirteessään samanlainen kuin se on ollut 1990-luvun jälkeen. Tanskan salmien läpi Itämereen kulkeutuneet pienet, lähes vuosittaiset suolavesivirtaukset ovat ylläpitäneet vahvaa suolaisuuden harppauskerrosta (halokliinia) minkä seurauksena hapeton kerros on säilynyt pitkään lähes muuttumattomana. Muutosta Itämeren happitilanteeseen ei ole odotettavissa ennen kuin Itämereen tunkeutuu runsaasti uutta valtamerivettä.

Matalien rannikkovesien happiongelmiaan Tanskan salmien kautta tuleva suolapulssi ei sen sijaan vaikuta. Ainoa ratkaisu on ravinnekuormituksen huomattava vähentäminen. Silloin levätuotanto pintavedessä pienenee ja pohjalle vajoaa vain sen verran orgaanista ainetta, että sen hajottamiseen riittää happea.

VIITTEET

Henriksson, M. & Myllyvirta, T. 2006. Suomen rannikkoalueen luokittelu rehevöitymisriskin perusteella. Klassificering av Finlands kustområde på basen av eutrofieringsrisk. Itä-Uudenmaan ja Porvoonjoen vesien- ja ilmansuojeluyhdistys r.y. Tutkimusraportti 83 s.

SYKE 2006, Suomenlahden happikatoalue poikkeuksellisen laaja, pohjan tila heikompi kuin kertaakaan 2000-luvulla – SYKE-Itämeriportaalien tiedote 16.8.2006.

Varsinais-Suomen elinkeino-, liikenne- ja ympäristökeskus 2011. Kirkkaasta sameaan. Meren kuormitus ja tila Saaristomerellä ja Ahvenanmaalla. Varsinais-Suomen elinkeino-, liikenne- ja ympäristökeskuksen julkaisu 6/2011. Turku 2011. 116 s.

3.1.9 RAVINTEET JA ORGAANINEN KOKONAISHILII

3.1.9.1 RAVINTEET

Mika Raateoja (Suomen ympäristökeskus)

Janne Suomela, Heli Perttula (Varsinais-Suomen ELY-keskus), Hans- Göran Lax (Etelä-Pohjanmaan ELY-keskus)

Itämeren ravinnetasoista ja -suhteista on julkaistu paljon tieteellistä kvantitatiivista tietoa. Tällä hetkellä Itämeren ravinnekiertoihin liittyviä epäselviä tai kiistanalaisia аспекteja ovat muun muassa typen sidonnan merkitys typen kierrossa (Wasmund et al. 2001), orgaanisten typpi- ja fosforijakeiden merkitys planktonlevien tuotannolle (Eilola and Stigebrandt 1999, Nausch et al. 2004) sekä minimiravinnekysymys (Tamminen and Andersen 2007).

HELCOM on julkaissut rehevöitymisindikaattoreita, temaattisia raportteja, laajoja selvityksiä Itämeren tilasta ja siihen vaikuttavista tekijöistä (HELCOM 2003, 2009; www.helcom.fi). Lisäksi rannikkovaltioiden tutkimuslaitokset (esim. SMHI, IOW, MTL, SYKE) ovat julkaisseet pitkäaikaisiin seuranta-aineistoihin perustuvia tilaselvityksiä (Andersson and Andersson 2006, Olsonen 2007, Viklund 2009, Feistel et al. 2008).

Ravinteita käsitellään myös "Meriympäristön nykytilan arvion" osiossa 4.7.1 "Ravinnekuormitus".

RAVINTEIDEN MERKITYS

Veden ravinnesisältö määrittää merialueen tuottavuuden ja on keskeisin rehevöitymisindikaattori. Ravinnesisältöön kuuluvien ravinejakeiden määrät, jakeiden käyttökelpoisuus ja jakeiden keskinäiset suhteet määrittävät planktonlevien tuotantopotentiaalin eli syntyvän orgaanisen aineen määrän. Kaikki muut merialueen perustuotantoon vaikuttavat tekijät – kuten valon määrä ja veden lämpötila – vaikuttavat vain ravinnepotentiaalin puitteissa.

Tuotettu orgaaninen aines siirtyy ravintoverkossa korkeammille tasoille määrittäen esimerkiksi alueen ekosysteemipalveluista kalakantojen koon ja hyödynnettävyyden. Ravinejakeiden keskinäisissä suhteissa esiintyvät epäsuhat saattavat haitata alueen kestävää käyttöä esimerkiksi haitallisten leväkukintojen muodossa.

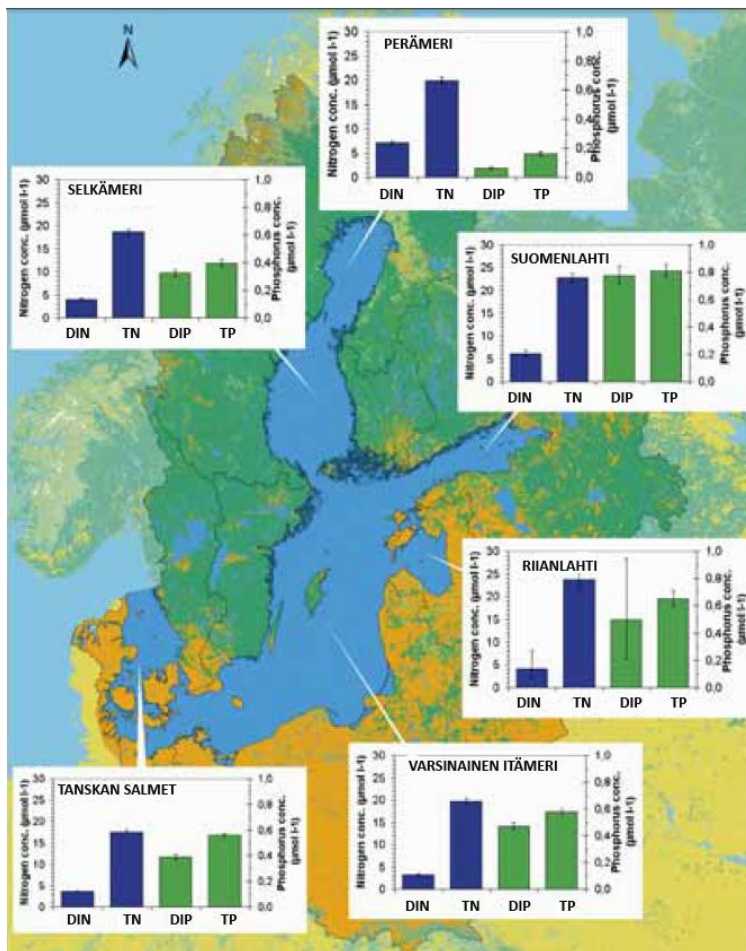
Merialueen ravinnesisällön ja merialueen tuottaman orgaanisen aineen määrän välillä vallitsee selvä korrelaatio. Ravinnesisällön nousua kutsutaan rehevöitymiseksi, joka aiheuttaa sekä suoria (esimerkiksi planktonlevien määrän kasvu) että välillisiä (esimerkiksi alusveden happiongelmat) vaikutuksia.

Tässä keskitytään havaittuihin ravinnetason muutoksiin ottamatta kantaa rehevöitymisen seurauksiin.

RAVINNEJAKEET JA MINIMIRAVINNE

Tässä kappaleessa käsiteltävien makroravinteiden - typen ja fosforin - on havaittu toimivan Itämerellä minimiravinteina (Kuva 3.1.9.1-1).

Myös epäorgaaniset piyhdisteet ovat oleellisia perustuottajien rakennusaineita (esim. piilevät), mutta niiden ei ole toistaiseksi havaittu toimivan minimiravinteina Itämerellä. Tulevaisuudessa piin määrä saattaa kuitenkin muodostua kriittiseksi tekijäksi ainakin planktonlevien kevätukinnan määrittäjänä (Humborg et al. 2008).



Kuva 3.1.9.1-1. Typen ja fosforin alueelliset jakaumat Itämerellä. Perämerellä perustuotanto on fosforirajoitteista, Selkämeri on vaihtumisvyöhyke, ja Suomenlahti on selkeästi typpirajoitteinen. Nitrogen conc. = typpipitoisuus, Phosphorus conc. = fosforipitoisuus (HELCOM 2009).

Typpi ja fosfori esiintyvät vesiympäristössä liuenneina epäorgaanisina ja orgaanisina yhdisteinä sekä orgaanisina partikkeleihin sidottuina yhdisteinä.

Vain liuenneet epäorgaaniset typen (DIN) ja fosforin (DIP) ravinnejakeet ovat suoraan planktonlevien hyödynnettävissä: typpellä ammonium (NH_3), nitriitti (NO_2) ja nitraatti (NO_3) [eli $\text{DIN}=\text{NH}_3+\text{NO}_2+\text{NO}_3$]; fosforilla fosfaatti [eli $\text{DIP}=\text{PO}_4$].

Tässä kappaleessa käytetään jatkossa parametrejä DIN^3 ja DIP. Avomerialueiden kokonaisfosforista 80 – 90 % koostuu PO_4 :sta (HELCOM 2009). Kokonaistypestä suuren osan muodostavat orgaaniset typpi yhdisteet, joiden hyödynnettävyydestä planktonlevien käyttöön ei ole täyttä selvyyttä (Eilola and Stigebrandt 1999).

Ravinnejakeiden kokonaismäärä määrittää planktonlevien tuotantoon eli kasvuun potentiaalisesti käytettävissä olevat ravinnemäärät. **Ravinnesuhteet** puolestaan määrittävät sen, kuinka suuri osa ravinnepotentiaalista sitoutuu ravintoverkkoon. Tärkein tuotantoa määrittävä ravinnesuhde on DIN/DIP -suhde (Lignell *et al.* 2003); siinä ilmenevä vaihtelu tuo esiin minimiravinteiden eli tuotantoa oleellisesti rajoittavan ravinnejakeen.

Itämeren alueella **minimiravinne** vaihtelee alueittain ollen joko typpi tai fosfori (Tamminen and Andersen 2007), mikä heijastaa meren monimuotoisuutta sekä makean ja meriympäristön vuorottelua. Minimiravinne vaihtelee myös Suomea ympäröivillä merialueilla (Tamminen and Andersen 2007). Karkeasti jaotellen: typpi rajoittaa tuotantoa **Varsinaisella Itämerellä ja Suomenlahdella**. Fosfori on minimiravinne **Saaristomerellä** rannikon tuntumassa ja ainakin ajoittain sisäsaaristossa, kun taas väli- ja ulkosaaristossa se on yleensä typpi. **Selkämeri** on vaihtumisvyöhyke, jonka eteläosa on typpirajoitteista ja pohjoisosa typen ja fosforin yhteisrajoitteista aluetta. **Perämerellä** minimiravinne on järvi alueiden tapaan – fosfori. Rannikkoalueilla minimiravinne vaihtelee riippuen osittain maalta tulevasta ravinnekuormituksesta. **Kaikilla Suomen merialueilla fosforin merkitys tuotannolle on suurempi rannikkoalueilla kuin vastaavilla avomerialueilla.**

³ Huom. osassa DIN -tuloksia NH_3 ei ole mukana.

Viime vuosikymmeninä rihmamaisten sinilevien määrä on lisääntynyt Itämerellä. Sinilevillä on kyky sitoa ilmakehästä veteen liuennutta typpeä, mikä tekee sinilevien tuotannon fosforirajoitteiseksi. Suomenlahdella ja varsinaisen Itämeren pohjoisosassa minimiravinne saattaa muuttua kasvukauden aikana tyyppisestä fosforiin, kun sinileväkukintojen sitoma typpi vapautuu veteen myös muiden leväryhmien käyttöön (Larsson *et al.* 2001).

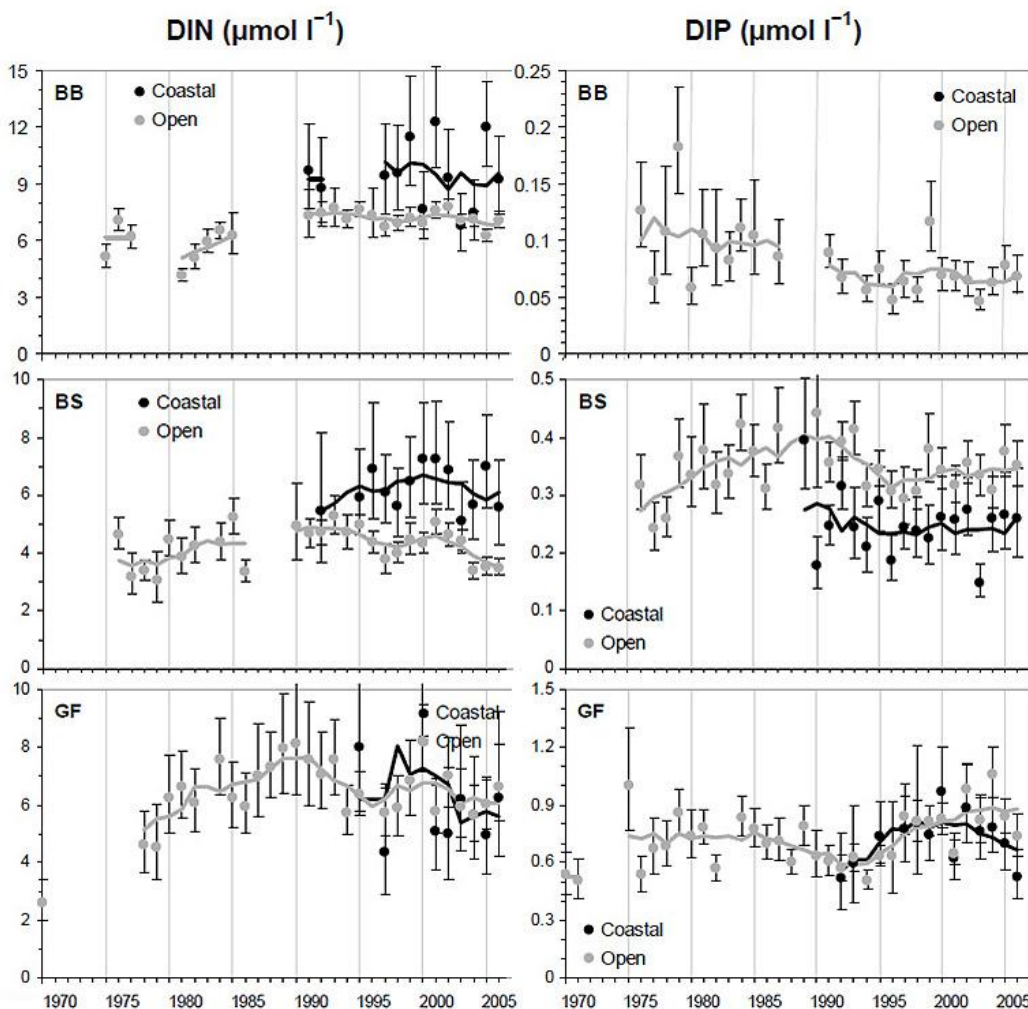
RAVINNETASON MUUTOKSET: PITKÄ AIKASKAALA

Teollistumisen aikaskaalassa Itämeren ravinnepitoisuudet ovat nousseet merkittävästi. Katsottaessa tilannetta Suomea ympäröivillä merialueilla esiteollisista ajoista nykypäivään avomerialueiden **DIP -taso** on kaksinkertaistunut Suomenlahdella, noussut selvästi Selkämerellä, mutta pysynyt suurin piirtein samana Perämerellä (Savchuk *et al.* 2008).

Avomerialueiden **DIN -taso** on lähes kaksinkertaistunut Suomenlahdella sekä noussut hieman Perämerellä ja Selkämerellä (Olsonen 2007). **Trendit koskevat avomerialueita.**

Suurin pitoisuuksien nousu, mikäli havaittu, on useimmiten tapahtunut 1960 - 80 -luvuilla, jonka jälkeen 1990-luvulla tason nousu on saattanut laantua tai jopa kääntyä laskuun.

Saaristomerellä DIP -pitoisuudet kasvoivat vielä 1990-luvullakin ja 2000-luvun alussa. Nämä poikkeavat trendit osoittavat sen, että jokaista Suomea ympäröivää merialuetta tulee kohdella omana kokonaisuutenaan; Perämeri poikkeaa ravinneympäristöltään muista merialueista ollen lähempänä makeavetistä kuin meriekosysteemiä (Kuva 3.1.9.1-2).



Kuva 3.1.9.1-2 DIP (liuennut epäorgaaninen fosfori) ja DIN (liuennut epäorgaaninen typpi) -tasojen ajallinen muutos Perämerellä (BB), Selkämerellä (BS) ja Suomenlahdella (GF). Useimmiten suurimmat arvot on havaittu 1980-90 luvuilla, poikkeuksena Suomenlahden fosforitaso. Huom. nämä aikasarjat eivät kuvaa esiteollista tasoa. Coastal = rannikko, open = avomeri (HELCOM 2009).

Yleinen ravinnetaso on noussut esiteollisista ajoista niin merkittävästi ja mereen kohdistuvat paineet muuttuneet niin voimakkaasti, että se kyseenalaistaa esiteollisen tason käyttöä referenssitasona arvioitaessa vesiensuojelutoimenpiteiden vaikuttavuutta. Esiteollista ravinnetilannetta ei enää tulla saavuttamaan kaikkein rehevöityneimmillä alueilla. Oleellista olisi etsiä mallinnuksen avulla se tila, joka voidaan saavuttaa onnistuneella ja realistiseen resursointiin perustuvalla vesiensuojelupolitiikalla ja käyttää tätä tasoa referenssitasona.

RAVINNETASON MUUTOKSET: LYHYT AIKASKAALA

Itämeren alueen ilmasto sanelee pitkälti vuosien väliset ravinnetasomuutokset: lähinnä jokivirtaamien määrän ja vesipatsaan syvyysuuntaisen sekoittumisen kautta. Tämä vaihtelu heijastelee lähinnä niitä mekanismeja, jotka tuovat valuma-alueen ravinnekuormituksen meren pintakerrokseen levien käyttöön, eikä sillä ole yhteyttä mahdollisiin muutoksiin valuma-alueen ihmistoiminnassa.

Kasvukautena muodostuneen orgaanisen aineen hajotessa syksyllä vapautuu ravinteita, jotka kasvattavat syvänveden ravinnetasoa. Samanaikainen lämpötilakerrostuneisuuden purkautuminen mahdollistaa ravinteiden nousun pintavesiin; pintaveden ravinnepitoisuudet ovat siksi talvella korkeimmillaan. Rehevyytasovertailuissa käytetään indikaattoreita ja selvityksiä (HELCOM 2009), jotka tukeutuvat pintavesikerroksen talviaikaiseen ravinnetilanteeseen. Talvella pintaveden ravinnetasot ovat korkeimmillaan eikä biologinen toiminta sanottavasti vaikuta ravinnetasoon. Täten talvitilanne tarjoaa luotettavimman pohjan rehevöitymiskehitystä kuvaaville aikasarjoille.

Planktonlevien keväinen kukintahuippu kuluttaa pintaveden ravinteita aina minimiravinteiden loppumiseen asti. Sen jälkeen kasvukautinen tuotanto perustuu pitkälti ravintoverkon sisällä tapahtuvaan ravinteiden kiertoon pintavedessä, tai fysikaalisten tekijöiden syvemältä nostamiin ravinnevarastoihin. Tällöin kasvua määrittävänä tekijänä on ravinnejakeen kiertonopeus pintakerroksessa – ei sen määrä; tällöin ravinnemääriin perustuvat indikaattorit eivät toimi. Rihmamaiset sinilevät poikkeavat kaavasta sitomalla osan tarvitsemastaan tyypestä ilmakehästä.

RAVINNETASO: MERIALUEIDEN SUHDE TOISIINSA

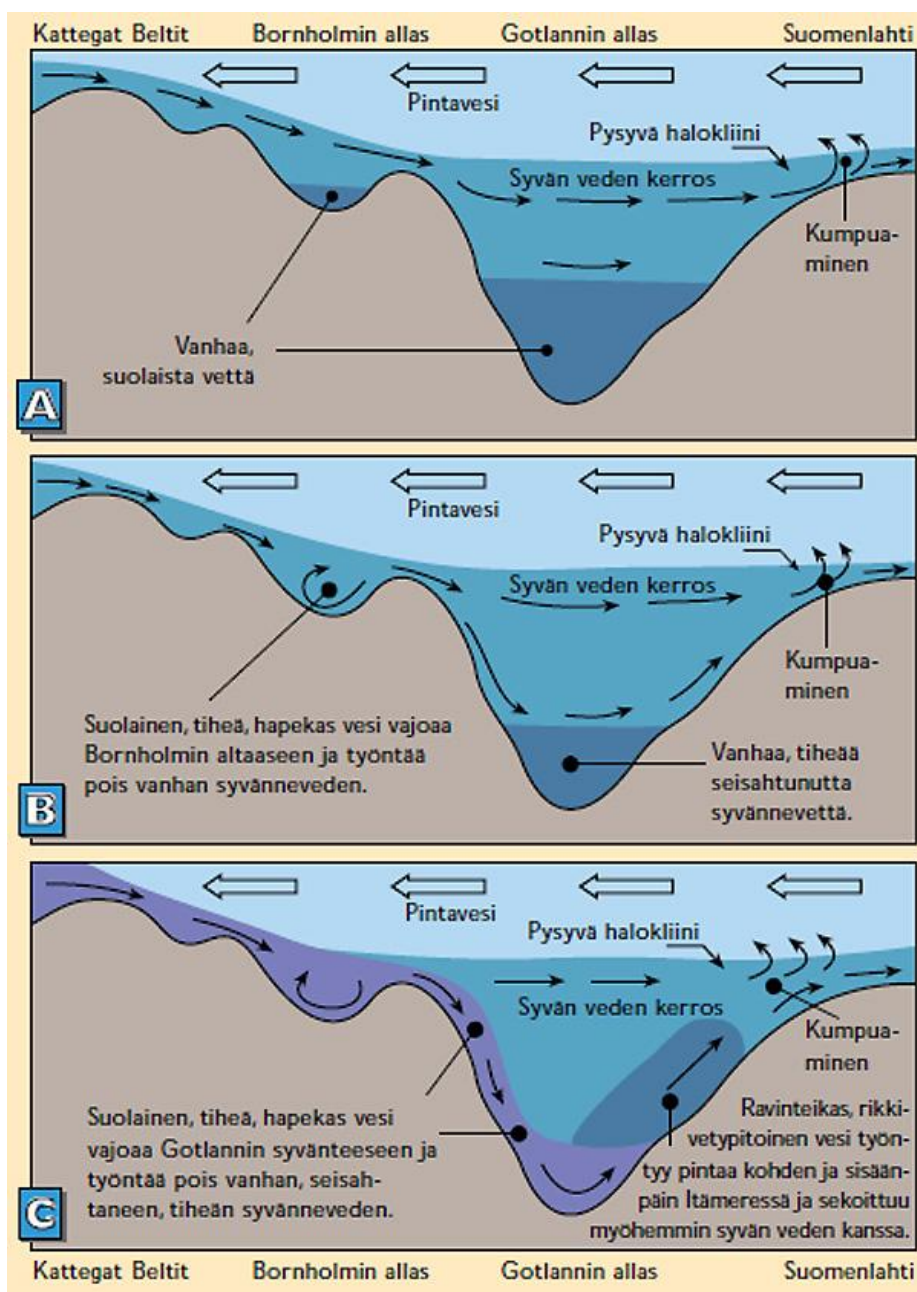
Suomea reunustavien merialueiden ravinnetaso on korkein Suomenlahdella, erityisesti PO_4 :n osalta. Pohjanlahdella DIP -taso laskee pohjoiseen päin mentäessä Saaristomereltä Perämerelle, kun taas typen osalta tilanne on päinvastainen; DIN -taso Perämerellä on huomattavan korkea, ollen Suomenlahden tasolla.

Osa havaituista ravinnetasojen eroista selittyy valuma-alueelta tulevalle kuormituksella; Saaristomerellä muihin merialueisiin verrattuna heikommasta vedenvaihdosta. Osa selittyy merialueen mahdollisella sisäisellä taipumuksella ravinnetason nousuun (ns. sisäinen kuormitus). Tämä vesipatsaan ominaisuuksiin liittyvä ilmiö erottaa Suomea ympäröivät merialueet toisistaan (Leppäranta and Myrberg 2009).

Tuotannon kannalta on oleellista, että ravinteet pääsevät veden valoisaan pintakerrokseen, jossa yhteyttäminen tapahtuu. Kaikki vesipatsaan syvyysuuntaiset tiheysmuutokset (kerrostuneisuus) hidastavat ravinteiden pääsyä pintaveteen ja vähentävät täten pitkällä aikaskaalalla pintaveden ravinnetasoa ja alueen rehevyyttä. Kesällä lämpötilan vaihtumisvyöhykkeen (termokliini) vuoksi pintaveden ravinnetaso on alhainen ja planktonlevien tuotanto on pitkälti riippuvainen pintavedessä tapahtuvasta ravinteiden kierrätyksestä.

Itämerelle tyypillisen suolaisuuden vaihtumisvyöhykkeen (halokliini) olemassaolo tai puuttuminen on puolestaan merkittävä merialueiden ravinnetasojen eroja selittävä tekijä. Halokliini on pysyvä rakenne ja esiintyessään heikentää hapen kulkeutumista alapuoliseen vesimassaan aiheuttaen syvänveden happiongelmia, mikä lisää veteen vapautuvan PO_4 :n määrää ja vähentää liukoisten typpijakeiden määrää biokemiallisten prosessien kautta (Kuva 3.1.9.1-3).

Katso myös "Meriympäristön nykytilan arvion" osio 4.7.1 "Ravinnekuormitus" kappale " Pohjasta takaisin veteen vapautuvat ravinteet (ns. sisäinen kuormitus)."



Kuva 3.1.9.1-3. Vesipatsaan rakenne-ero Suomenlahden ja Varsinaisen Itämeren välillä. Varsinaisella Itämerellä oleva halokliini muodostaa pysyvän esteen veden pystysuuntaiselle sekoittumiselle, aiheuttaen osaltaan syväveden happiongelmia (Furman et. al. 1998)

Suomenlahdella halokliini heikkenee sualueelta itää kohden mentäessä. Suomenlahden suullakin halokliinin voimakkuus vaihtelee ajallisesti varsinaisen Itämeren vesimassojen liikkeiden pakottama. Halokliinin aiheuttama ravannesuhteiden muuttuminen ja DIP:n määrän lisääntyminen on osasyynä Suomenlahden voimistuneeseen rehevöitymiseen.

Saaristomerellä ja Suomenlahden sisäosissa ei esiinny halokliiniä johtuen alueen mataluudesta, joskin suolapitoisuus on syvemmällä hieman suurempi kuin pintavesikerroksessa.

Merialueita ja niiden hydrografiaa on käsitelty "Meriympäristön nykytilan arvion" osioissa 2.2.2 "Suomen merialueet", 3.1.3 "Meriveden suolaisuus Suomen merialueilla" ja 3.1.4 "Kerrostuneisuus, sekoittuminen, kumpuaminen, virtaukset ja veden viipymä."

MERIALUEKOHTAISIA TARKENNUKSIA

VARSINAISEN ITÄMEREN POHJOISOSA

Varsinaisen Itämeren Suomea läheisin osa sijaitsee Suomenlahdelta, eteläiseltä Itämereltä ja Pohjanlahdelta tulevien virtausten leikkauspisteessä, joten Itämeren koko valuma-alueelta tuleva kuormitus määrittää sen ravinnetilanteen. Alueen ravinnetason muutokset liittyvät siis koko varsinaisen Itämeren tason muutoksiin. Alueen ravinnetaso on kasvanut koko sodanjälkeisen teollistumisen ajan aina 1980-luvulle saakka, jonka jälkeen tilanne on pysynyt samanlaisena tai taso on hieman laskenut. Tällä hetkellä tyypillinen talvitaso on 4 - 5 $\mu\text{mol/l}$ DIN ja 0,5 - 0,6 $\mu\text{mol/l}$ DIP. Alue on selkeästi typpirajoitteinen DIN/DIP -suhteella 8 - 10 (yläraja 16 - 20).

Alueella vaikuttava halokliini muodostaa voimakkaan veden syvyysuuntaisen tiheysgradientin ja happitilanne on heikentynyt sen alapuolisessa vesimassassa. Tilanne on omiaan vähentämään planktonleville käytettävissä olevan typen määrää biokemiallisten prosessien vuoksi (denitrifikaatio) ja lisäämään planktonleville käytettävissä olevan fosforin määrää ("sisäinen kuormitus"). Viime vuosikymmenen aikana alue on muuttunut yhä voimakkaammin typpirajoitteiseksi systeemiksi (Raateoja *et al.* 2011).

SUOMENLAHTI

Suomenlahden ravinnetaso on fosforin osalta korkein Suomea ympäröivistä merialueista. Alueen kohonneisiin ravinnepitoisuuksiin kiinnitettiin huomiota jo 1960-luvulla (Fonselius 1969). $\text{NO}_2 + \text{NO}_3$ -taso nousi voimakkaasti 1970 ja 1980-luvuilla, jonka jälkeen se on ollut loivassa laskusuunnassa vesiensuojelutoimenpiteiden sekä typen biogeokemiallisessa kierrossa tapahtuneiden muutosten vuoksi.

PO_4 -taso puolestaan nousi 1990-luvulla sisäisen kuormituksen voimistuessa huolimatta valuma-alueella suoritetuista vesiensuojelutoimenpiteistä. Fosforitaso on säilynyt 1990-luvun kohonneella tasolla. Pietarin jäteveden tehostuneet käsittelytoimenpiteet tulevat kuitenkin vaikuttamaan tasoon lähivuosina – vähentäen erityisesti veden DIP:n määrää. Tällä hetkellä tyypillinen talvitaso on 6-8 $\mu\text{mol/l}$ DIN ja 0,6-0,8 $\mu\text{mol/l}$ DIP; Suomenlahti on selkeästi typpirajoitteinen DIN/DIP -suhteella 10 (yläraja 16 - 20).

Suomenlahti on ravinnekuormituksen suhteen kaksijakoinen: 1) Suomen rannikkoalue on rikkonainen ja täten oma ravinnekuormituksemme vaikuttaa ulkomereltä tulevan kuormituksen lisäksi sen ravinnetasoon. 2) Ulappa-alueen ravinnetasoa säätelevät Nevan ja Pietarin ravinnekuormitus ja Itämeren virtauksien tuomat ravinteet Itämeren muista osista. Pietarin osuus kuormituksesta on viime vuosina voimakkaasti vähentynyt.

Halokliinin alaisissa vesissä fosforipitoisuudet ovat huomattavasti korkeampia kuin sen yläpuolisissa vesissä. Sama pätee pääasiassa myös typelle, mutta halokliinin alapuolisissa vesissä happitilanne säätelee voimakkaasti sekä liukaisen typen määrää että sen jakeiden esiintymistä.

Vesiensuojelutoimenpiteiden tavoitteiden toteutumista vaikeuttaa varsinaisen Itämeren ajoittain voimakas vaikutus: vähähappinen ja ravinteikas syvävesi työntyy Suomenlahdelle muodostaen pohjanläheisen vesikerroksen, jonka huono happitilanne kasvattaa sisäistä kuormitusta. Suomenlahdelle syvänveden myötä tulleen DIP:n määrä ja "sisäinen kuormitus" voivat yhdessä lisätä Suomenlahden ravinnemääriä hyvin merkittävästi lyhyelläkin aikavälillä (kuukausia, vuosia), kompensoiden osin ulkoisten ravinnepäästöjen vähentämisen. Edellä mainitut tekijät ovat muuttaneet alueen viime vuosikymmenen aikana voimakkaammin typpirajoitteiseksi systeemiksi (Raateoja *et al.* 2011).

POHJANLAHTI

Pohjanlahdella halokliini on heikko, koska varsinaisen Itämeren syvävesi pääsee vain vähäisessä määrin Ahvenanmeren eteläpuolella olevien harjanteiden yli. Selkämerelläkin syvien vesien happitaso on hieman pintavettä alhaisempi, mutta heikot syvyysuuntaiset tiheyserot eivät estä veden syvyysuuntaista sekoittumista eivätkä näin ollen aiheuta sisäistä kuormitusta (Raateoja 2011). Perämerellä halokliinia ei ole, eikä myöskään merkittävää syvyysuuntaista ravinnetason muutosta niinä aikoina, jolloin termokliinia ei ole.

Pohjanlahden syvävedessä ei esiinny happiongelmia, eikä fosforia täten vapaudu pohjilta vesipatsaaseen (Leppäranta and Myrberg 2009). Tämä on merkittävä seikka sille, miksei avomerialueiden rehevöityminen ole edennyt Pohjanlahdella samaan tahtiin kuin Suomenlahdella. Suuntaus ei tule muuttumaan lähivuosikymmeninä ilman suurusuuntaisia muutoksia alueen ilmastossa (Raateoja 2011).

Saaristomeri on matala, rikkonainen ja vedenvaihto on alueella rajoittunut; niinpä se on herkkä rehevöitymiskehitykselle.

Saaristomeren fosforipitoisuus on kasvanut kesällä ja talvella sekä pintavedessä että pohjanläheisessä vedessä. Typpipitoisuus ei ole kasvanut niin voimakkaasti.

Pintaveden kesäaikainen kokonaisfosforipitoisuus (TP) on kasvanut valtaosassa Saaristomerta 1980-luvun alkupuolelta 2000-luvun loppupuolelle (2004–08) 15–60% ja osittain tätäkin enemmän. Kasvu kuitenkin taittui 2000-luvulle tultaessa lukuun ottamatta osaa ulkosaaristoa, jossa kasvu jatkoi 2000-luvullakin. Osassa sisäsaaristossa pitoisuustaso on ollut viime vuosina hieman alempi kuin 1990-luvulla. Nykyään pintaveden pitoisuustaso vaihtelee Saaristomeren eri osissa välillä 0,5-6 $\mu\text{mol/l}$.

Pohjanläheisen veden kesäaikainen TP -pitoisuus on kasvanut vielä enemmän kuin pintavedessä. Yli puolella seurantapaikoista pitoisuus on noussut 1980-luvun alusta yli 60 % ja muutamilla paikoilla kaksin- tai jopa moninkertaistunut. Pitoisuuden kasvu on taittunut monin paikoin 2000-luvun alkupuolella. Tasaantuminen ei ole kuitenkaan ollut yhtä selvää kuin pintavedessä. DIP:n kasvu on ollut TP:n kasvuakin suurempaa. Pintaveden talviaikainen TP -pitoisuus on kasvanut 1980-luvulta lähtien lukuun ottamatta eräitä rannikonläheisiä vesialueita. 2000-luvulla pitoisuudet ovat kuitenkin paikoin sisäsaaristossa pysyneet ennallaan tai pienentyneet.

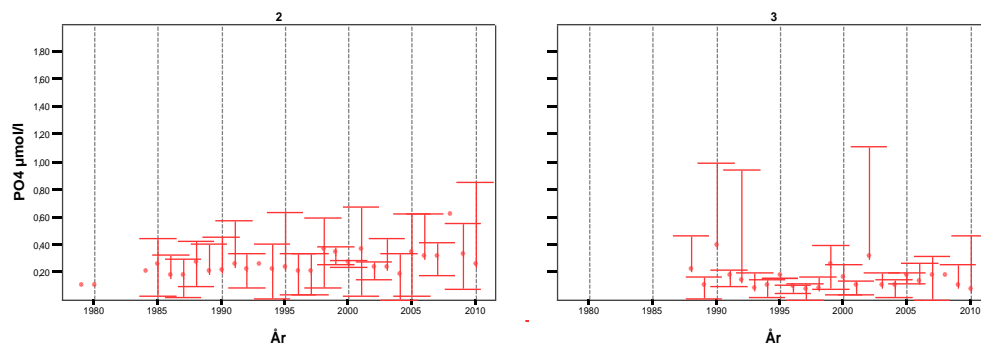
Pintaveden ja pohjanläheisen veden kesäaikaiset kokonaistyyppipitoisuudet (TN) ovat nykyään pääosin samalla tasolla kuin 1980-luvun alkupuolella. Vain paikoin sisä- ja välisaaristossa pitoisuustaso on jonkin verran kasvanut.

Pintaveden talvinen TN -pitoisuus on nyt monin paikoin sisäsaaristossa korkeampi kuin 1980-luvun alkupuolella, mutta ulkosaaristossa ei näyttäisi tapahtuneen muutoksia viimeisten 30 vuoden aikana. Turun edustalla pitoisuus on paikoin laskenut.

Selkämeri on hitaasti rehevöitynyt 1980-luvulta alkaen ja kehitys on ollut erityisen näkyvää asutuskeskusten rannikkoalueilla 1990-luvulta alkaen (Sarvala and Sarvala 2005). Avomerialueilla DIN -taso nousi 1970 ja 1980-luvuilla, jonka jälkeen taso on ollut laskussa. Rannikkoalueilla tuo taso on kuitenkin joko säilynyt tai noussut näihin päiviin asti. Avomeren DIP -taso puolestaan laski 1990-luvulla 1980-luvun huipputasosta ja on tämän jälkeen säilynyt tällä tasolla. Tällä hetkellä avomeren tyyppillinen talvitaso on 3-4 $\mu\text{mol/l}$ DIN ja 0,2-0,3 $\mu\text{mol/l}$ DIP. Selkämeri on minimiravinteiden suhteen tyyppi ja fosforin vaihtumisvyöhykkeellä DIN/DIP -suhteella 12 - 15 (yläraja 16 - 20).

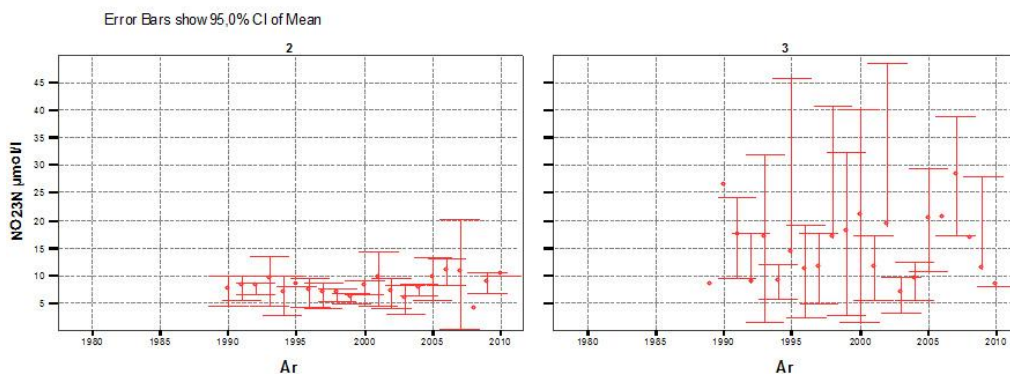
Itämeren pääaltaan ravinnekuormitus vaikuttaa Selkämeren tilaan välillisesti syväveden kautta, kun taas Suomenlahdelta ja Saaristomeren valuma-alueelta tulevat vedet kulkeutuvat Saaristomeren kautta edelleen Selkämerelle. Näiden vesien rehevöittävä vaikutus ulottuu ainakin Uudenkaupungin ja Rauman edustan merialueille ja näkyy vedenlaadun muutoksina. Selkämeren yleistilaan vaikuttavat pääasiassa etelästä tulevat ravinteet, maatalouden ravinnekuormitus ja Perämereltä tuleva typpikuormitus. Yhdyskuntien ja teollisuuden ravinnekuormitus aiheuttaa lähinnä paikallisia ongelmia kohtuullisen kapealle rannikkovyöhykkeelle, koska vedet sekoittuvat ja laimenevat Selkämeren rannikkoalueella tehokkaasti.

Merenkurkun eteläosan ulkosaariston pintavesissä DIP -taso vaihtelee 0,2-0,4 $\mu\text{mol/l}$, kun taas pohjoisosissa taso on yleensä alle 0,2 $\mu\text{mol/l}$. Talven DIP -tasossa ei ole selvää ajallista trendiä, mutta pieni alueellinen tasoero on havaittavissa siten, että eteläosissa taso on vähän korkeampi (Kuva 3.1.9.1-4).



Kuva 3.1.9.1-4. DIP talvikeskiarvot (hajontapylväs: 95% keskiarvosta)(joulukuu-maaliskuu) Merenkurkun ulkosaariston pintavedessä (2=eteläosassa, 3=pohjoisosassa) (Aineiston lähde: Suomen ympäristöhallinnon vedenlaaturekisteri (PIVET)).

DIN- taso vaihtelee Merenkurkun eteläosassa 5-10 µmol/l, kun taas pohjoisosassa vaihtelu on huomattavasti suurempaa (10-20 µmol/l), luultavasti johtuen Kyrönjoen vaikutuksesta. Pitoisuuksien vuosien sisäiset ja vuosien väliset vaihtelut ovat ajanjaksolla 1980-2010 olleet niin isot, ettei selvää trendiä voi erottaa (Kuva 3.1.9.1-5).



Kuva 3.1.9.1-5. DIN talvikeskiarvot (joulukuu-maaliskuu) Merenkurkun ulkosaariston pintavedessä (2=eteläosassa, 3=pohjoisosassa) (Aineiston lähde: Suomen ympäristöhallinnon vedenlaaturekisteri (PIVET)).

Merenkurkun eteläosan DIN/DIP -suhde vaihtelee talven pintavesissä 20 - 40 välillä, joten eteläinen ulkosaaristo on yleensä fosforirajoitteinen, mutta voi aika ajoin olla myös typpirajoitteinen. Pohjoisen ulkosaariston vastaava suhde on 60 - 160 välillä, joten alue on melkein aina fosforirajoitteinen.

Perämeri on ravinnetasoltaan alhaisin Suomea ympäröivistä merialueista. Sen ravinnetasot eivät ole nousseet muiden merialueiden tyyliin; sen DIN -taso nousi hieman 1980-luvulla, mutta sen DIP -taso laski 1970-luvulta vuosituhannen vaihteeseen saakka. Tällä hetkellä avomeren tyypillinen talvitaso on 7-8 µmol/l DIN ja <0.1 µmol/l DIP. Perämeri on minimiravinteiden suhteen voimakkaasti fosforirajoitteinen DIN/DIP -suhteella 70 - 80 (alaraja 25-30). Perämerta rasittavat kuormituslähteet poikkeavat myös muiden merialueiden vastaavista. Sen valuma-alueita hallitsevat metsät ja suot. Pääosa mereen päätyvistä ravinteista on peräisin valuma-alueen luontaisesta huuhtoumasta, joka ei johdu ihmisen toiminnasta. Ulkoista ihmisen toiminnasta aiheutuvaa ravinnekuormaa muodostuu maa- ja metsätaloudesta, ojituksista sekä turvetuotannosta (Kronholm *et al.* 2005). Perämeren ravinnetasapaino on pitkälti suurten jokivirtaamien sanelemaa.

Kasvukauden aikana Perämeren rannikkoalueen teollisuuden ja yhdyskuntien ravinnepäästöjen vaikutukset rehevyytasoon ovat havaittavissa kuormitusalueiden välittömässä läheisyydessä. Näillä alueilla voi ajoittain myös tyyppi olla tuotantoa rajoittava minimitekijä.

3.1.9.2 ORGAANINEN KOKONAISHIILI

Vivi Fleming-Lehtinen ja Antti Räike (Suomen ympäristökeskus)

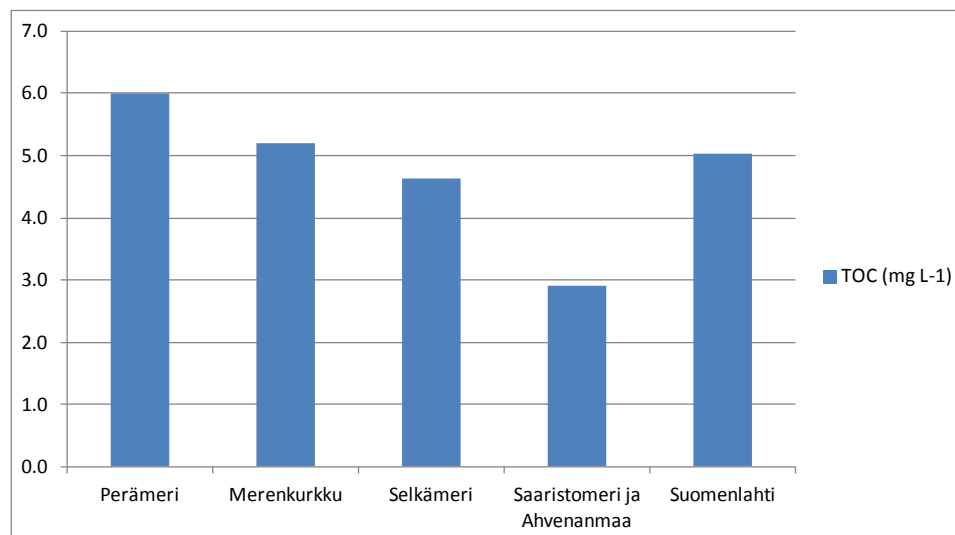
Vaikka ravinnekuormituksen aikaan saama orgaanisen aineen lisääntyminen meriekosysteemissä on ollut rehevöitymisen torjumisen pääteema, myös ihmisen aiheuttama muu orgaanisen aineen lisäys on huomioitava osana rehevöitymisprosessia (Nixon 1995). Orgaanisen kokonaishiilen pitoisuuksia ei ole toistaiseksi otettu huomioon HELCOM:n Itämeren rehevöitymisen tila-arviossa (HELCOM 2009), eikä niille ole asetettu tavoitetasoja Itämerellä. Orgaanista hiiltä ei ole myöskään sisällytetty vesipuitelidirektiivin edellyttämään rannikkovesien tyypittelyyn ja ekologiseen luokitteluun (Vuori et al. 2006).

Orgaanisia hiiliyhdisteitä syntyy meressä levien ja muiden elävien organismien tuotannossa (kappale 3.1.9.1), mutta niitä tulee mereen myös ulkopuolelta etenkin jokivesien tuomana (kappale 4.7.2). Itämeressä, kuten muillakin boreaalisilla rannikonläheisillä merialueilla, maalta tulleen hiilen osuus orgaanisesta kokonaishiilestä on erityisen suuri (Alling et al. 2008). Osa maalta tulevasta orgaanisista hiiliyhdisteistä hajoaa meressä valokemiallisten reaktioiden ja bakteerien toiminnan seurauksena ja poistuu vedestä hiilidioksidina. Lisäksi osa orgaanisesta hiilestä saostuu ja sedimentoituu, joten vain osa jää vesipatsaaseen (Algsten et al. 2006).

Useisiin orgaanisiin hiiliyhdisteisiin on sitoutunut ravinteita, jotka sellaisenaan eivät yleensä ole leville käyttökelpoisia. Nämä orgaaniset hiiliyhdisteet voivat kuitenkin toimia toisenvaraisten organismien ravintona, lisäten valosta riippumattoman tuotannon osuutta ravintoverkossa (Wikner & Hagström 1999). Tätä kautta orgaaniset hiiliyhdisteet aiheuttavat hapenkulutuksen lisääntymistä, mikä on ongelma erityisesti pimeissä, kerrostuneissa pohjanläheisissä vesissä, joihin ei yhteyttämällä tuoteta uutta happea. Värilliset orgaaniset hiiliyhdisteet vaikuttavat lisäksi veden valonläpäisevyyteen vähentämällä yhteyttävän vesikerroksen laajuutta. Ravinteiden lisäksi orgaaniseen hiileen on usein sitoutuneena ympäristölle haitallisia raskasmetalleja ja suuri osa Itämeren raskasmetallikuormasta tulee jokien kuljettaman hiilivirtaaman mukana (Roos & Åström 2006).

Orgaanisen kokonaishiilen pitoisuuksia on mitattu osalla rannikon havaintoasemista säännöllisesti, joillakin jopa 1970-luvulta lähtien (Fleming-Lehtinen et al. *in prep*). Avomeriseurannassa orgaanista kokonaishiiltä ei mitata, joten avomerialueiden osalta tilanarvio on yksittäisten tutkimusprojektien tekemien havaintojen varassa (Skoog et al. 2011).

Suomen rannikkoalueilla keskimääräinen orgaanisen kokonaishiilen pitoisuus pintavedessä vaihtelee välillä 2,9 – 6,0 mg L⁻¹ merialueesta riippuen (Kuva 4.1.9.2-1). Suurimpia pitoisuudet ovat Perämerellä, kun sen sijaan Saaristomerellä pitoisuudet ovat selvästi muita alueita alhaisempia. Perämeren ja Merenkurkun rannikolla määrät ovat nousseet 1980-luvulta tähän päivään, mutta muilla merialueilla ei muutosta ole havaittu.



Kuva 4.1.9.2-1. Keskimääräinen orgaanisen kokonaishiilen pitoisuus rannikolla pintavedessä (TOC, mg L⁻¹) viiden vuoden keskiarvona ajanjaksolle 2007-11. Havaintoasemien lukumäärä merialuetta kohti vaihtelee kolmesta kuuteen (Lähde: Fleming-Lehtinen et al. *in prep*).

Avomereltä havaintoja orgaanisen kokonaishiilen pitoisuudesta pintavedessä on niukasti. Perämerellä, Selkämerellä ja Pohjoisella Itämerellä 1990-luvulla tehtyjen mittausten mukaan pitoisuus pintavedessä touko-kesäkuussa oli 3,7–3,9 mg L⁻¹ (Skoog et al. 2011, Gustafsson et al. 2000).

VESIENHOIDON TILA-ARVIOT

Pintaveden talviaikaiseen kokonaisfosforipitoisuuteen perustuva tila-arvio on esitetty kuvassa 3.1.9.1-6. Luokituksessa on käytetty vesienhoidon ekologisen luokittelun kriteerejä.

Kymijoen vaikutusalueella jokivesi leviää talvella jään alaisessa pintavesikerroksessa laajalle eikä anna luokitteluun soveltuvaa tietoa talviaikaisista ravinnepitoisuuksista ko. rannikkoalueella.

Suomenlahden läntinen saaristo, Porkkalanniemestä Saaristomerelle, ns. Lounainen sisä- ja ulkosaaristo on luokiteltu fosforipitoisuuden perusteella. Ulkosaariston tila on pääasiassa tyydyttävä, mutta sisäsaariston eri osissa tilanne vaihtelee hyvästä tyydyttävään. Suomenlahden sisäsaaristoa läntistä saaristoa lukuun ottamatta ei ollut kuitenkaan mahdollista luokitella talviaikaisten fosforipitoisuuden perusteella puuttuvien luokkarajojen takia.

Saaristomeri on fosforipitoisuuden perusteella pääasiassa tyydyttävässä tilassa. Eteläisellä Saaristomerellä ja Houtskarinvuonon - Iniön - Kustavin merialueella on laajoja luokittelemattomia alueita, koska niiltä ei oteta näytteitä talvisin. Kustavin pohjoisosassa ja Kemiönsaaren sekä Särkisalon merialue on paikoin hyvässä tilassa. Eräät rannikonläheiset lahdet on fosforin perusteella luokiteltu välttäviksi.

Selkämeren eteläosa on kokonaisfosforipitoisuuden perusteella pääosin tyydyttävä samoin kuin Pihlavanlahti. Hyvässä tilassa olevia alueita on Porin edustalla ja paikoin Rauman ja Eurajoen merialueella. Preiviikinlahden ja Viasvedenlahden fosforitaso on hyvä samoin kuin Merikarvian edustan. Kaikilta alueilta ei ole vedenlaadun talvihavaintoja. Selkämeren pohjoisosassa on pääosin alhaisen fosforipitoisuuden perusteella hyvässä tilassa. Sisemmät rannikkovedet Kaskisten ja Närpiön välillä ovat kuitenkin tyydyttävässä tilassa.

Ulkosaariston osalta Merenkurkun eteläosa on pintaveden kokonaisfosforipitoisuuden perusteella pääosin tyydyttävässä tilassa, pohjoisosat ovat joko hyvässä tilassa tai arvioimatta vedenlaatatietojen puutteen vuoksi. Sisäsaariston osalta merenkurkun eteläisessä osassa pintavedet ovat fosforin perusteella hyvässä tai tyydyttävässä tilassa kun taas pohjoisosassa on tyydyttävässä tilassa. Pohjoisosan tilaan vaikuttaa laaja Kyrönjoen suistoalue.

Perämeren keski- ja eteläosien rannikkovesissä kokonaisfosforipitoisuus ilmentää laajalti hyvää, jopa erinomaista tilaa. Eteläisin osa on luokiteltu tyydyttävään tilaan, mutta Lapuanjoen edustalla oleva Andra Sjön on fosforipitoisuuden osalta huonossa tilassa.

Pintaveden talviaikaiseen kokonaistyyppipitoisuuteen perustuva tila-arvio on esitetty kuvassa 3.1.9.1-7. Luokituksessa on käytetty vesienhoidon ekologisen luokittelun kriteerejä.

Tyyppipitoisuuden perusteella itäisen Suomenlahden sisäsaaristo on pääasiassa tyydyttävässä tilassa ja ulkosaaristo hyvässä tilassa.

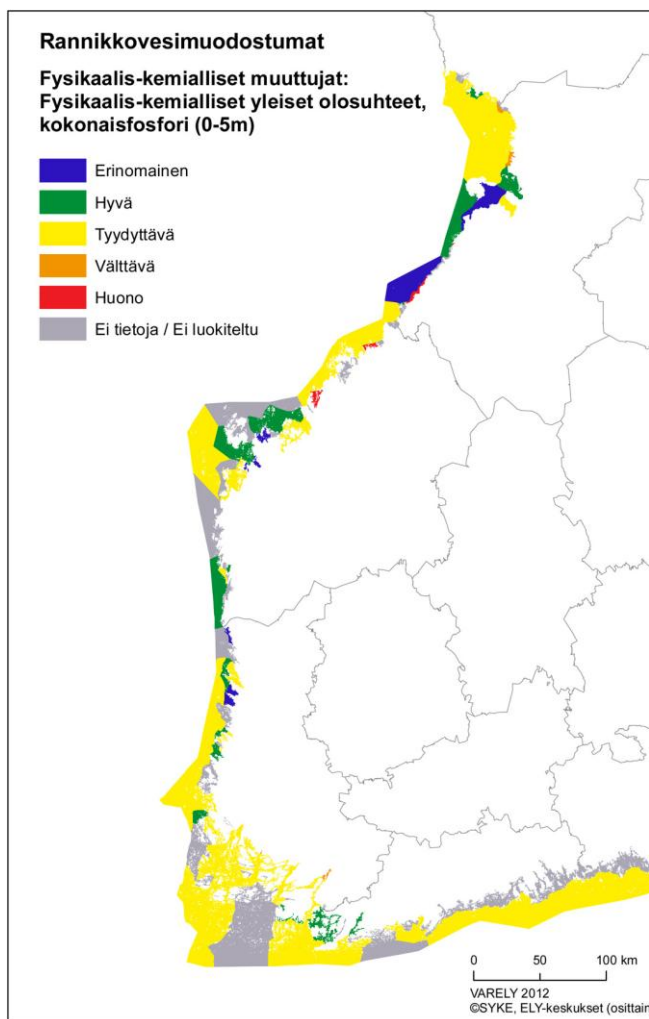
Läntisen Suomenlahden sisäsaariston osalta luokittelutulos vaihtelee hyvästä välttävään. Ulkosaariston tila on tyydyttävä.

Saaristomerien luokitus vaihtelee tyyppipitoisuuden perusteella hyvästä huonoon. Rannikonläheisten vesien tila on pääasiassa tyydyttävä tai huono. Saaristomerien kaakkois- ja keskiosat ovat enimmäkseen tyydyttävässä tilassa. Lounainen ulkosaaristo on hyvässä luokassa, mutta muualla ulkosaaristossa on laajoja luokittelemattomia vesialueita, koska niiltä ei oteta näytteitä talvisin.

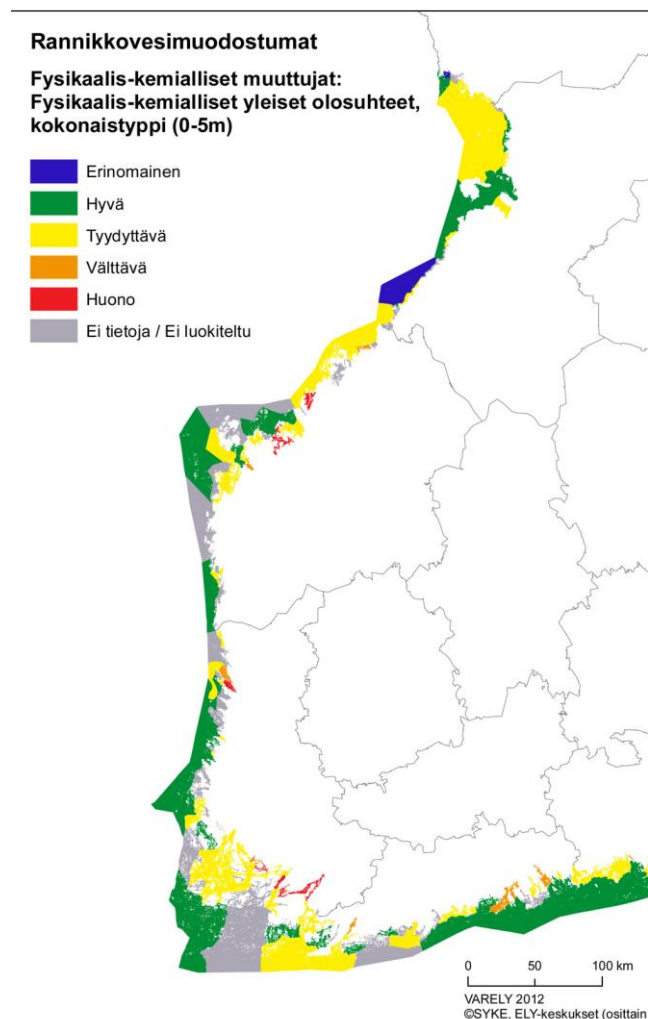
Selkämeren eteläosien kokonaistyyppipitoisuus on pääosin hyvällä tasolla. Tyydyttävä tila on osassa Porin edustaa ja Merikarvian rantavesissä. Pihlavanlahden sisäosien tyyppitilanne on huono ja ulompana välttävä. Osasta aluetta ei ole talvihavaintoja tyyppipitoisuudesta. Selkämeren pohjoisosassa on pääosin tyyppipitoisuuden osalta hyvässä tilassa. Sisemmät rannikkovedet Kaskisten ja Närpiön välillä ovat kuitenkin tyydyttävässä tilassa.

Merenkurkun sisäsaaristo ja jokisuut ovat tyyppipitoisuuden perusteella paikoitellen huonossa tai tyydyttävässä tilassa. Ulkosaaristo on tyyppipitoisuuden osalta laajalti hyvässä tilassa, tosin Merenkurkun pohjoisosassa on laaja luokittelematon alue, josta ei ole luotettavia talvinäytteitä.

Perämerellä kokonaistypen mukaan arvioitu luokka vaihtelee alueittain suuresti. Eteläisin osa on luokiteltu tyydyttävään tilaan ja Lapuanjoen edustalla oleva Andra Sjön on tyyppipitoisuuden perusteella huonossa tilassa.



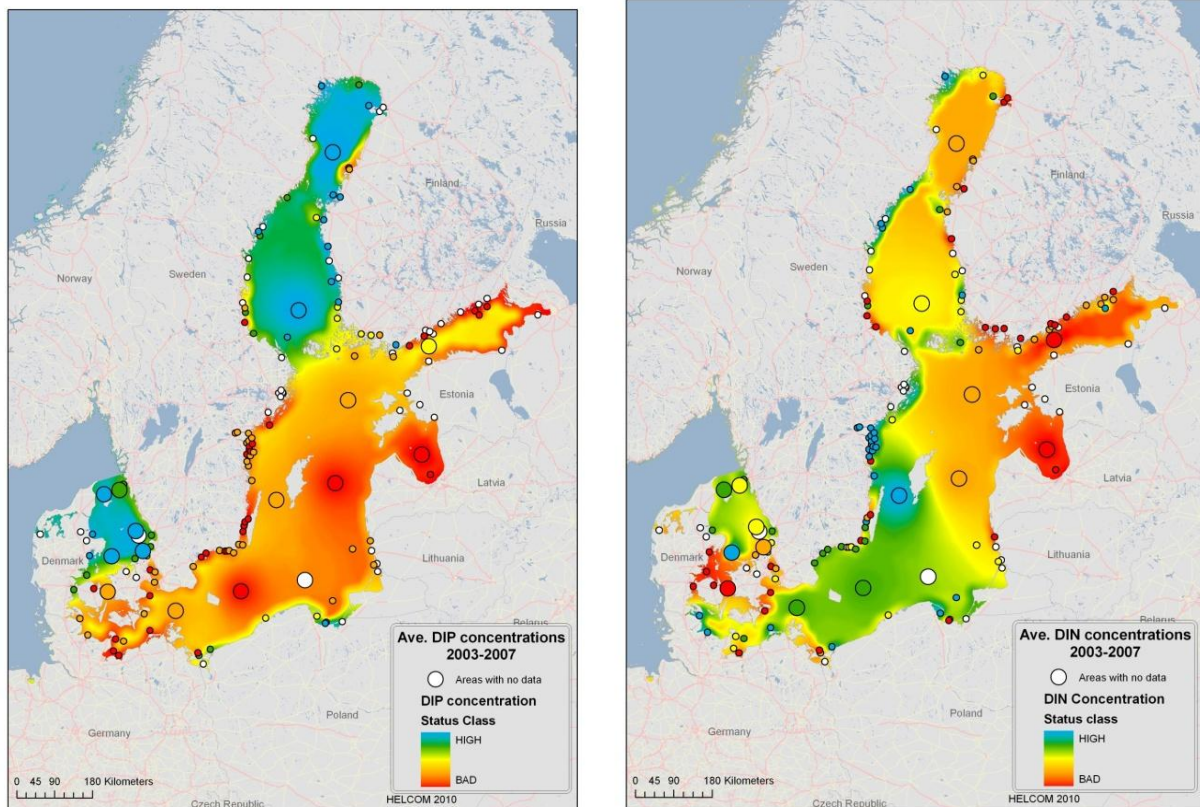
Kuva 3.1.9.1-6. Suomen rannikkovesien luokitus pintaveden fosforipitoisuuden perusteella. Luokitus perustuu vesienhoidon mukaisen ekologisen luokituksen luokkarajoihin, jotka vaihtelevat riippuen rannikkovesityypistä. Aineistona vuodet 2000 – 2006/2007. Osa padotuista merenlahdista on luokiteltu järvinä, minkä takia ne näkyvät kartalla harmaina kuten luokittelemattomat ja puuttuvan tiedon alueet (Aineiston lähde: ympäristöhallinnon HERTTA-tietojärjestelmä).



Kuva 3.1.9.1-7. Suomen rannikkovesien luokitus pintaveden tyypipitoisuuden perusteella. Luokitus perustuu vesienhoidon mukaisen ekologisen luokituksen luokkarajoihin, jotka vaihtelevat riippuen rannikkovesityypistä. Aineistona vuodet 2000 – 2006/2007. Osa padotuista merenlahdista on luokiteltu järvinä, minkä takia ne näkyvät kartalla harmaina kuten luokittelemattomat ja puuttuvan tiedon alueet (Aineiston lähde: ympäristöhallinnon HERTTA-tietojärjestelmä).

HELCOM:ssa on jäsenmaiden lähettämien havaintotietojen perusteella luokiteltu sovittujen periaatteiden mukaan meriympäristön tilaa yksittäisten muuttujien avulla sekä yhdistämällä eri muuttujia erilaisiksi kokonaisuuksiksi. Viimeisimmät tilaluokittelut löytyvät HELCOM:n Internet-sivuilta (http://www.helcom.fi/BSAP_assessment/en_GB/main/).

Ravinnepitoisuuksien mukaisessa meriympäristön tilan luokittelussa on HELCOM:ssa käytetty DIN ja DIP -talvipitoisuuksia ja Suomen merialueita koskevassa avomerien tilaluokittelussa sovittuja referenssi- ja tavoitetasoja (HELCOM 2007). Koko rannikon merialueen luokittelussa on käytetty vesipuitelidirektiivin mukaisia maiden käyttämiä raja-arvoja.



Kuvassa 3.1.9.1-8. Meriympäristön tilaluokittelu epäorgaanisten ravinnepitoisuuksien avulla (talviaikaisen liuenneen epäorgaanisen fosfaattifosforin (DIP) ja talviaikaisen liuenneen epäorgaanisen typen (DIN) mukaan). Avomerelle luokittelussa on käytetty HELCOM:ssa hyväksyttyjä allaskohtaisia raja-arvoja ja rannikolla vesipuitelidirektiivin mukaisia kansallisia raja-arvoja. Väriskaalan sininen ja vihreä edustavat meren hyvää tilaa ja keltainen, oranssi ja punainen väri indikoi, että tila meriympäristön tila ei ole hyvä. Valkoisilta havaintoalueilta ei ole aineistoa. Aineistona on käytetty vuosien 2003-2007 havaintoja. (HELCOM 2007) (http://www.helcom.fi/BSAP_assessment/eutro/NutrientConcentrations/en_GB/status/).

Avoimen Pohjanlahden DIP-pitoisuudet ovat pienemmät kuin hyvän tilan tavoitetaso joitakin rannikkoalueita lukuun ottamatta ja meren tila on luokiteltu hyväksi (Kuva 3.1.9.1-8). Saaristomerellä, Suomenlahdella ja Pohjoisella Itämerellä pitoisuudet ylittävät hyvän tilan raja-arvot sekä avomerellä että rannikolla.

DIN-pitoisuudet sitä vastoin ovat hyvän tilan raja-arvoja pienemmät vain paikoitellen lähinnä Pohjanlahdella.

VIITTEET

- Algesten, G, Brydsten, L, Jonsson, P, Kortelainen, P, Löfgren, S, Rahm, L, Räike, A, Sobek, S, Tranvik, L, Wikner, J & Jansson, M 2006. Organic carbon budget for the Gulf of Bothnia. *Journal of Marine Systems* 63, 155-161.
- Alling, V, Humborg, Ch, Mörrth, C-M, Rahm, L & Pollehne, F 2008. Tracing terrestrial organic matter by $\delta^{34}\text{S}$ and $\delta^{13}\text{C}$ signatures in a subarctic estuary. *Limnology and Oceanography* 53(6), 2594-2602.
- Andersson P.M. & Andersson L.S. 2006. *Long term trends in the seas surrounding Sweden: Part one - nutrients. SMHI reports oceanography.*
- Eilola K. & Stigebrandt A. 1999. On the seasonal nitrogen dynamics of the Baltic Proper biogeochemical reactor. *Journal of Marine Research* 57: 693-713.
- Feistel R., Nausch G. & Wasmund N. (Eds.) 2008. *State and evolution of the Baltic Sea, 1952-2005: a detailed 50-year survey of meteorology and climate, physics, chemistry, biology, and marine environment.* John Wiley & Sons, Hoboken, New Jersey
- Fleming-Lehtinen, V, Räike, A, Thomas, D & Kortelainen, P. Defining the role of TOC in coastal eutrophication processes. *Manuscript in preparation.*
- Fonselius S.H. 1969. Hydrography of the Baltic Sea basins. *III Fisheries Board of Sweden Series Hydrography* 23: 1-97.
- Furman E., Salemaa H. ja Välipakka P. 1998. Itämeri - Ympäristö ja ekologia kalvosarja. <http://www.ymparisto.fi/default.asp?node=11900&lan=fi>.
- Gustafsson, Ö, Widerlund, A, Andersson, P S, Ingri, J, Roos, P & Ledin, A 2000. Colloid dynamics and transport of major elements through a boreal river - brackish bay mixing zone. *Marine Chemistry* 71, 1-21.
- HELCOM 2003. *The Baltic marine environment 1999-2002.* Baltic Marine Environment Protection Commission (Helsinki Commission).
- HELCOM 2007. *HELCOM Baltic Sea action plan.* Baltic Marine Environment Protection Commission.
- HELCOM 2007. Towards A Baltic Sea unaffected by eutrophication. - HELCOM Ministerial Meeting, Krakow, Poland, 15 November 2007 (http://www.helcom.fi/stc/files/Krakow2007/Eutrophication_MM2007.pdf)
- 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 Environmental Proceedings* 115B. 148 pp..
- Humborg C., Rahm L., Donley D.J., Tamminen T. & von Bodungen B. 2008. Silicon and the Baltic Sea: Long-term Si decrease in the Baltic Sea - a conceivable ecological risk. *J. Mar. Syst.* 73: 221-222.
- Kirkkala T. 1998. *Miten voit, Saaristomeri? Ympäristön tila Lounais-Suomessa.*
- Kronholm M., Albertsson J. & Laine A. (Eds.) 2005. *Perämeri Life: Perämeren toimintasuunnitelma. Rapportserie, 1/2005.* Länsstyrelsen i Norrbottens län
- Larsson U., Hajdu S., Walve J. & Elmgren R. 2001. Baltic Sea nitrogen fixation estimated from the summer increase in upper mixed layer total nitrogen. *Limnol. Oceanogr.* 46: 811-820.
- Leppäranta M. & Myrberg K. 2009. *Physical oceanography of the Baltic Sea. Springer-Praxis books in geophysical sciences.* Praxis Publishing.
- Lignell R., Seppälä J., Kuuppo P., Tamminen T., Andersen T. & Gismervik I. 2003. Beyond bulk properties: responses of coastal summer plankton communities to nutrient enrichment in the northern Baltic Sea. *Limnol. Oceanogr.* 48: 189-209.
- Nausch M., Nausch G. & Wasmund N. 2004. Phosphorus dynamics during the transition from nitrogen to phosphate limitation in the central Baltic Sea. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 266: 15-25.
- Nixon, S W 1995. Coastal marine eutrophication: A definition, social causes and future concern. *Ophelia* 41: 199-219.
- Olsonen R. (Ed.), 2007. *FIMR monitoring of the Baltic Sea environment - annual report 2006.* Meri, 59. The Finnish Institute of Marine Research

- Raateoja M. 2011. Deep-water oxygen condition in the Bothnian Sea, Baltic Sea: are there chances for hypoxia? *Bor. Env. Res.* (submitted).
- Raateoja M., Kuosa H. & Hällfors S. 2011. Fate of excess phosphorus in the Baltic Sea: A real driving force for cyanobacterial blooms? *Journal of Sea Research* 65: 315-321.
- Roos, M. & Astrom, M. 2006. Gulf of Bothnia receives high concentrations of potentially toxic metals from acid sulphate soils. *Boreal Environmental Research* 11: 383-388.
- Sarvala M. & Sarvala J. (Eds.) 2005. *Miten voit Selkämeri? Report series Ympäristön tila Lounais-Suomessa*, 4. South-West Finland Environmental Centre (currently South-West Finland centre for economic development, traffic and the environment), 144 pp, in Finnish.
- Savchuk O.P., Wulff F., Hille S., Humborg C. & Pollehne F. 2008. The Baltic Sea a century ago - a reconstruction from model simulations, verified by observations. *J. Mar. Syst.* 74: 485-494.
- Skoog, A, Wedborg, M & Fogelqvist, E 2011. Decoupling of total carbon concentrations and humic substance fluorescence in an extended temperate estuary. *Marine Chemistry* 124, 68-77.
- Tamminen T. & Andersen T. 2007. Seasonal phytoplankton nutrient limitation patterns as revealed by bioassays over Baltic Sea gradients of salinity and eutrophication. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 340: 121-138.
- Wasmund N., Voss M. & Lochte K. 2001. Evidence of nitrogen fixation by non-heterocystous cyanobacteria in the Baltic Sea and re-calculation of a budget of nitrogen fixation. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 214: 1-14.
- Varsinais-Suomen elinkeino-, liikenne- ja ympäristökeskus 2011. Kirkkaasta sameaan. Meren kuormitus ja tila Saaristomerellä ja Ahvenanmaalla. Varsinais-Suomen elinkeino-, liikenne- ja ympäristökeskuksen julkaisuja 6/2011. Turku 2011. 116 s.
- Viklund K. (Ed.), 2009. *Havet 2009 - om miljötillståndet i svenska havsområden*. Naturvårdsverket, 112 pp
- Vuori, K-M, Bäck, S, Hellsten, S, Karjalainen S M, Kauppila, P, Lax, H-G, Lepistö, L, Londesborough, S, Mitikka, S, Niemelä, P, Niemi, J, Perus, J, Pietiläinen, O-P, Pilke, A, Riihimäki, J, Rissanen, J, Tammi, J, Tolonen, K, Vehanen, T, Vuoristo, H & Westberg, V 2006. Suomen pintavesien tyypittelyn ja ekologisen luokittelujärjestelmän perusteet. Suomen ympäristö 807. 151 pp..
- Wikner, J & Hagström, Å 1999. Bacterioplankton intra-annual variability: importance of hydrography and competition. *Aquatic Microbial Ecology* 20, 245-260.

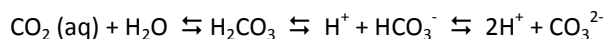
3.1.10 PH- JA PCO₂ –PROFIILIT TAI VASTAAVAT MEREN HAPPAMOITUMISTA KUVAAVAT TIEDOT

Matti Perttilä (Ilmatieteen laitos)

Hans-Göran Lax (Etelä-Pohjanmaan ELY-keskus)

MUUTTUJAT

Meriveden happamoitumisella (asidifikaatio) tarkoitetaan liuenneen hiilidioksidin aiheuttamaa pH-muutosta. Hiilidioksidin liuetessa muodostuva hiilihappo dissosioituu protoneiksi, bikarbonaatiksi ja karbonaatiksi:



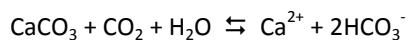
Hiilihapon ionisoitumistuotteiden bikarbonaatin ja karbonaatin sijasta käytetään tavallisesti alkaliniteettia (TA) ja epäorgaanisen hiilen kokonaispitoisuutta (TIC).

Hiilidioksidi liukenee veteen Henryn lain mukaan, joten liuenneen kaasun pitoisuus on suoraan verrannollinen hiilidioksidin osapaineeseen ilmakehässä.:

$$[\text{CO}_2](\text{aq}) = K_{\text{H}} p\text{CO}_2 \quad (K_{\text{H}} = \text{Henryn vakio hiilidioksidille})$$

Hiilidioksidin pitoisuus ilmakehässä on nykyisin noin 390 ppm (390 µatm), kasvaen vuosittain noin 1,4 ppm. Yhteyttämis- ja hajoamisreaktiot aiheuttavat noin ±5 ppm suuruisen vuodenaikaisvaihtelun muuten tasaisesti kasvavaan hiilidioksidin osapaineeseen ilmakehässä.

Hiilidioksidin pitoisuuden kasvu ilmakehässä johtaa hiilihapon pitoisuuden kasvuun vedessä, mikä aiheuttaa meriveden (tai minkä tahansa vesimassan) happamoitumisen. Pohjois-Euroopan graniittimaaperällä sijaitsevista järvivesistä ei ole maaperästä liennuttu kalsiumkarbonaattia juuri lainkaan, joten niiden pH seuraa suoraan ilmakehän hiilidioksidin liukenemisestä. Merivedessä on lisäksi vaikuttavana tasapainona kalsiumkarbonaatin reaktio hiilidioksidin kanssa.



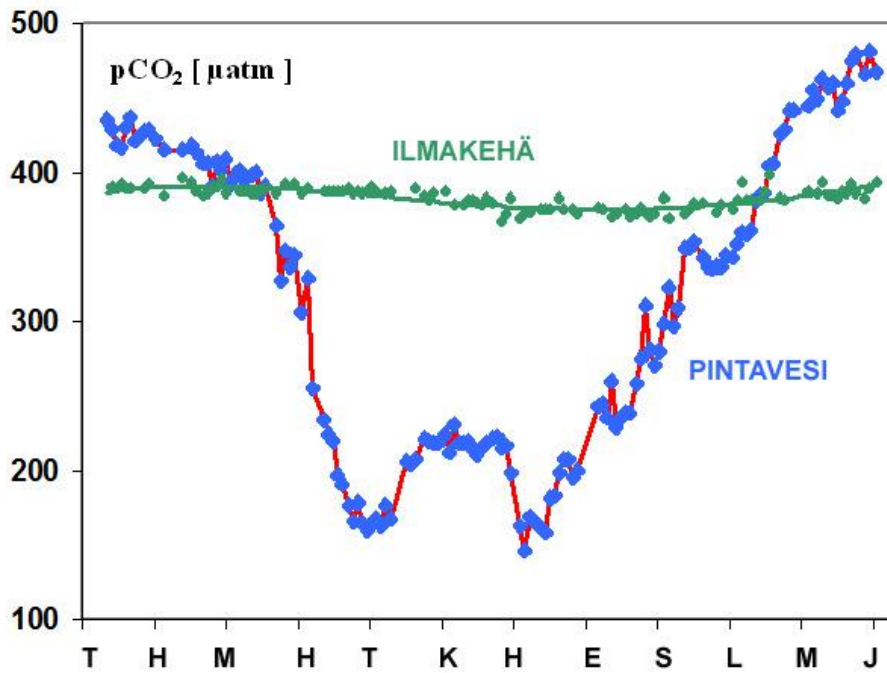
Hiilidioksidin lisäksi siis lisää kalsiumkarbonaatin liukoisuutta.

HAPPAMOITUMINEN

Epäorgaanisen hiilen komponenttien ja kalsiumkarbonaatin tasapainot riippuvat suoraan liuenneen hiilidioksidin pitoisuudesta, mikä siis aiheuttaa vesimassan happamoitumisen hiilidioksidin pitoisuuden kasvaessa. Happamoituminen tapahtuu hitaasti; jääkausien aikana pCO₂ ilmakehässä on ollut noin 280 µatm. Termodynaamisten tasapainovakioiden avulla voidaan laskea, että tasapaino-pH on tällöin merivedessä noin 8,28. Tällä hetkellä vallitsevassa n. 390 µatm CO₂-pitoisuudessa tasapaino-pH on vastaavasti 8,12. Muutos pH-yksiköissä on pieni, mutta vastaa n. 30% vetyionipitoisuuden nousua (pH = -log[H⁺]).

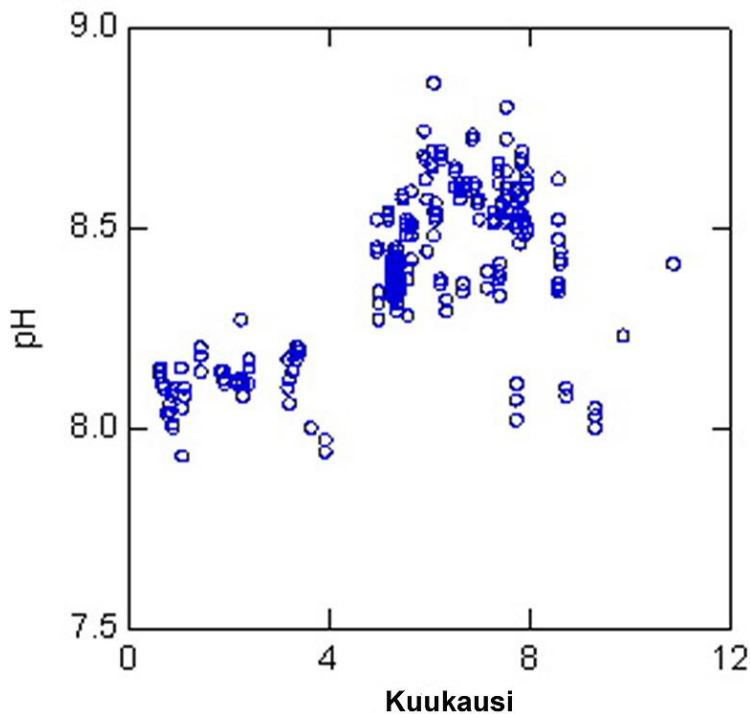
Periaatteessa hiilidioksidin lisääntyminen ja siitä seuraava happamoituminen johtaa eliöstön kalsiumkarbonaattia (pääasiassa kalsiittia tai aragoniittia) olevien tukirakenteiden heikkenemiseen ja vaikeuttaa niiden muodostumista (esimerkiksi WBGU, 2006, Raven et al., 2005).

Sekä pH:n alueellisen jakauman kuvausta että pitkäaikaismuutosten seurantaa vaikeuttaa voimakas vuodenaikaisvaihtelu. Tuotantokaudella biologinen kasvu on niin voimakasta, että orgaaniseen muotoon pelkistyvä hiilidioksidi ei ehdi korvautua meri-ilmakehäräjäpinnan läpi. Hiilidioksidipitoisuus pintakerroksessa saattaa laskea pienimmillään jopa alle 50 µatm, jolloin vastaavasti pH nousee arvoon noin 9. Itämerellä purjehtiviin rahtilaivoihin sijoitettujen jatkuvatoimisten mittalaitteiden avulla on todettu kuvan 1. mukainen vuodenaikaisvaihtelu, joka vastaa muillakin alueilla tapahtuvaa pCO₂-vaihtelua.



Kuva 3.1.10-1. Hiilidioksidin osapaineen kuukausivaihtelu pohjoisella Itämerellä ilmakehässä ja pintakerroksessa (Schneider, pers. comm.)

Orgaanisen aineksen hajotessa (hapettuessa takaisin hiilidioksidiksi) $p\text{CO}_2$ nousee yli ilmakehäpitoisuuden, ja pH laskee vastaavasti lähelle arvoa 8. Samalla alueella pitkäaikaisseurannassa havaittu pH:n vuodenaikaisseuranta vastaa hiilidioksidin vaihtelua (Ilmatieteen laitoksen seurantadata).



Kuva 3.1.10-2. pH:n kuukausivaihtelu pohjoisella Itämerellä pintakerroksessa (Lähde: Ilmatieteen laitos, Suomen ympäristökeskus).

On ilmeistä, että sekä pH:n alueellisen jakauman että pitkäaikaismuutosten todentamiseksi on valittava vuodenaika, jolloin ilmakehä ja meren pintakerros ovat tasapainossa; siis helmi-maaliskuussa; kausivaihtelun suuren hajonnan syynä on todennäköisesti juuri poikkeamat tästä tasapainovaiheesta, joka kuvan 3.1.10-1 mukaan on nopeasti ohimenevä tilanne. Eri vuosina meriveden pintakerroksen lämpötila lisäksi vaihtelee huomattavastikin, aiheuttaen lisää hajontaa pH-arvoihin.

ALUEELLINEN JAKAUMA

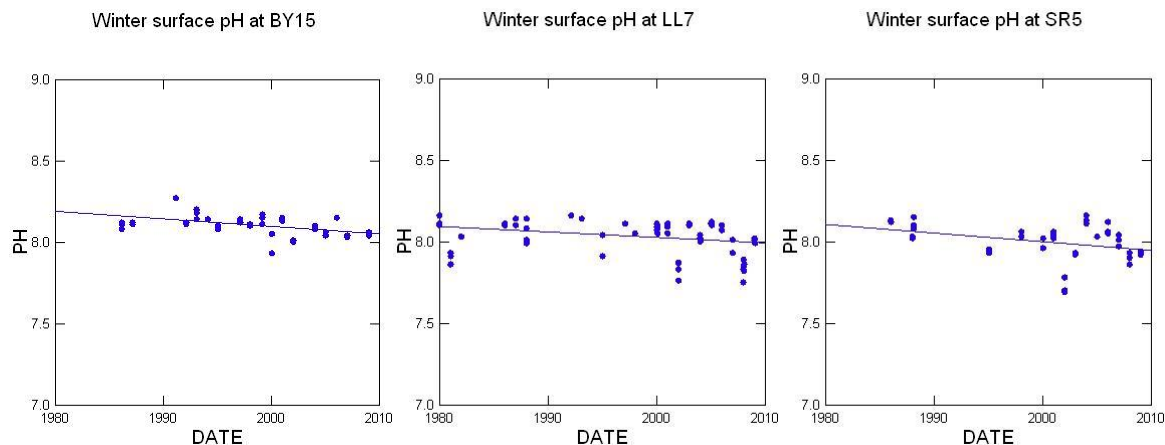
Epäorgaanisen hiilen kemiaan liittyvien havaintoparametrien jakaumaa Itämeren pintakerroksessa vuosina 2008 – 2010 on tutkittu BONUS/Baltic-C projektin puitteissa:

pH:n alueellinen vaihtelu pintakerroksessa aiheutuu pääasiassa liuenneen hiilidioksidin pitoisuudesta, johon puolestaan vaikuttavat paikalliset, perustuotantoon, hajoamiseen ja vesi-ilmakehäkaasunvaihtoon vaikuttavat tekijät (lämpötila, vuorokaudenaika, jääpeite), sekä hydrografiset tekijät (sekoittuminen, kumpuaminen). pH on pienimmillään Perämerellä, jossa matala suolaisuus ja valuma-alueen graniittimaaperä (valuman vähäinen karbonaattipitoisuus) lisäävät liuenneen hiilidioksidin happamoittavaa vaikutusta. Lisäksi jakaumaan vaikuttaa Perämerellä vallitsevat keskitalven olosuhteet näytteenottoajankohtana, kun taas etelämpänä on havaittavissa jo perustuotannon toiminnasta aiheutuvaa pH:n nousua. Riianlahdella pH:n korkeaan arvoon vaikuttaa lisäksi kalsiittimaaperän läpi virtaavan jokikuormituksen korkea karbonaattipitoisuus. Perämeren rannikon happamilla sulfaattimailla on vaikutusta lähinnä sulfaattimaiden jokisuistojen alueella.

Merenkurkun valuma-alueella on monta jokea, joiden vedet ovat ajoittain happamia. Niiden happamat vedet leviävät sisäsaariston pintaveteen. Happamien vesien vaikutusalueen laajuus on riippuvainen jokien virtaamista ja ympäristö - oloista saaristossa (jääpeite, aallokko, meriveden korkeus). Pinta-veden pH voi ääritapauksissa laskea alle viiden ja alkaliniteetti nollaan.

PITKÄAIKAISMUUTOKSET - PH

HELCOM -talviseuranta toteutetaan lähellä ideaaliajankohtaa joten sitä voidaan ilmeisesti käyttää hyväksi pH:n pitkäaikaismuutosten todentamiseksi. Muutokset eri merialueilla:



Kuva 3.1.10-4. pH:n pitkäaikaismuutokset pintakerroksessa pohjoisella Itämerellä talvikaudella (Gotlannin syväne BY15, Suomenlahti LL7, Selkämeri SR5) (Aineiston lähde: Ilmatieteen laitos, Suomen ympäristökeskus).

Muutokset ovat noin 0,002 – 0,004 pH-yksikköä vuodessa, vastaten teoreettista pCO_2 -kasvun perusteella laskettua pH-muutosta; tulokset perustuvat kuitenkin vain yhden laitoksen (MTL/SYKE) seurantatuloksiin. Yhdistettäessä useampien datantuottajien tulokset menetetään trendi hajonnan alle (Grimvall et al., 2010). Tähän on syynä, paitsi näytteenottoajankohtien ja pintalämpötilojen vaihtelu, myös jossain määrin Itämeren seurantaohjelmassa käytettävän mittausmenetelmän epätarkkuus. Näytteenoton ajankohta ja muut perustuotantoon vaikuttavat tekijät muodostavat erittäin merkittävän tekijän pitkäaikaismuutosten seurannassa, sillä kesäkauden pitkäaikaisseuranta osoittaa pH:n nousua, mikä on ilmeinen seuraus Itämeren rehevöitymisestä. Samoin hydrografiset prosessit, kuten kumpuaminen, voivat nopeastikin muuttaa pintakerroksen pH-arvoa. Pitkäaikaismuutosten analysointia vaikeuttaa myös se, että vaikka pH-seuranta on silloisessa Merentutkimuslaitoksessa aloitettu jo 1960-luvulla, ensimmäiset talvihavainnot, jotka siis ovat oleellisia happamoitumisselvityksissä, on aloitettu vasta vuoden 1980 tienoilla, aluksi Suomenlahdella, muualla myöhemmin.

Merenkurkussa veden suolaisuus on 1980-luvulta laskenut 0,5 ‰, mikä osaltaan pienentää meriveden puskurointikapasiteettiä. Riski on siis olemassa, että sulfaattimaista tulevien vesien happamoittava vaikutus erityisesti tietyillä sisäsaariston alueilla kasvaa. Pitkällä aikavälillä vaikutukset voivat näkyä myös ulkosaaristossa.

PH – MUUTOSTEN SYYT JA VAIKUTUKSET

Ilmakehän kanssa tasapainossa (talvikaudella helmi-maaliskuussa) olevan vesimassan pH-muutokset määräytyvät liuenneen hiilidioksidin määrästä. Muutos on väistämätön seuraus fossiilisten polttoaineiden käytöstä. Muutos on pieni verrattuna pH:n vuodenaikaisvaihteluun, johon vaikuttavat perustuotanto ja orgaanisen aineen hajoaminen.

Useimmat kemialliset ja biologiset prosessit ovat voimakkaasti pH-riippuvaisia, joten vähitellen pH-muutoksilla tulee olemaan havaittavia vaikutuksia. Kvantitatiivista tietoa on kuitenkin vielä varsin vähän. BONUS/Baltic-C hankkeessa on kerätty tietoa muutosten arvioimiseksi mallien avulla. Eräs yleisesti käytetty arviointimenetelmä perustuu kalsiumkarbonaatin suhteelliseen liukoisuuteen (ns. Ω – arvo):

$$\Omega = \frac{[Ca^{2+}][CO_3^{2-}]}{K_{sp}}$$

Kun liuenneen kalsiumin ja karbonaatin pitoisuuksien tulo < kalsiumkarbonaatin liukoisuustulo K_{sp} , eli kun $\Omega < 1$, katsotaan kalsiumkarbonaatin saostumisen vaikeutuvan, ja siis kalsiumkarbonaattia rakennusaineenaan käyttävien eliölajien elinolosuhteiden vaikeutuvan. Muutokset eivät kuitenkaan ole läheskään yksiselitteisiä voimakkaan vuodenaikaisvaihtelun takia; kasvukaudella pH on hyvin korkea, edistään kalsiumkarbonaatin saostumista. Itämerellä käytettävissä oleva data ei anna luotettavaa mahdollisuutta pitkäaikaisten Ω – muutosten arviointiin. Itämeren saliniteetti on kuitenkin varsin matala, joten kalsiumpitoisuus on selvästi pienempi kuin valtamerillä, ja siis vastaavasti Ω – arvot ovat pienempiä. Kausivaihtelu on voimakasta (Kuvat 3.1.10-5, 3.1.10-6).

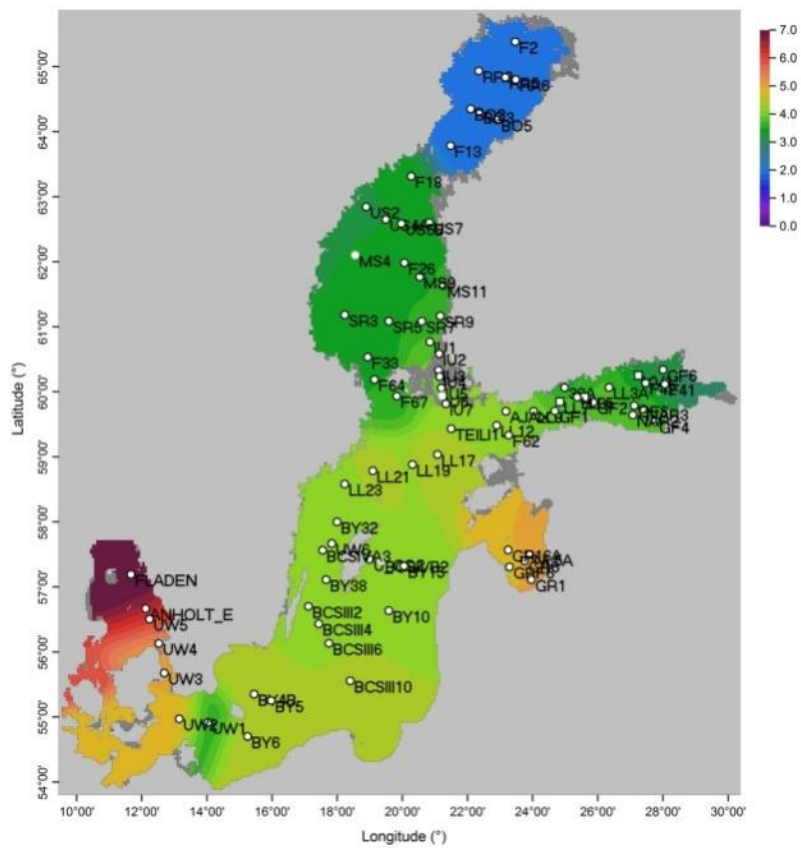
Sekä aragoniitin että kalsiitin (kalsiumkarbonaatin tärkeimmät olomuodot luonnossa) Ω – arvot ovat talvella lähellä arvoa 1, kun taas kesäarvot ovat huomattavasti suuremmat.

Hiilidioksidipitoisuuden nousuun liittyvät kalsiumkarbonaatin muodostumiseen (kalsifikaatioon) vaikuttavat uhat eivät ole vielä selvillä. Periaatteessa pH:n lasku vaikeuttaa kalsifikaatiota, ja laboratoriokokeissa on mm. todettu kalsifikaationopeuden pienentyvän noin 25 % kun pCO_2 nostetaan pitoisuuteen 740 ppm (vastaten noin v. 2100 tilannetta ellei CO_2 -päästöjä kyetä vähentämään) (Gazeau, 2007). Toisaalta on myös viitteitä siitä, että eliöstö kestää ainakin lyhytaikaisia pH-muutoksia. Itämerellä pintakerroksen pH saattaa voimakkaissa kumpuamistilanteissa laskea selvästi pienemmäksi kuin 8 ilman havaittavia biologisia vaikutuksia (Thomsen et al., 2010).

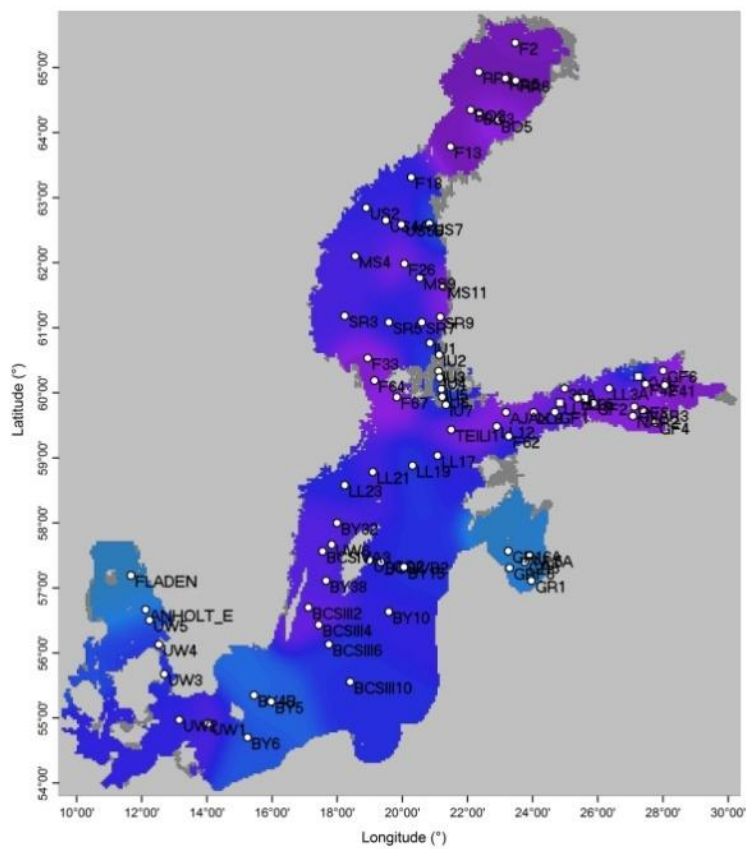
Itämeren pH-seurantaan ja pH-muutosten seurausten tutkimukseen olisi panostettava. Nykyisin käytössä oleva mittausmenetelmä ei ota suolaisuusmuutoksia huomioon. Pääpaino olisi asetettava talvihavaintoihin (tammi-helmikuussa).

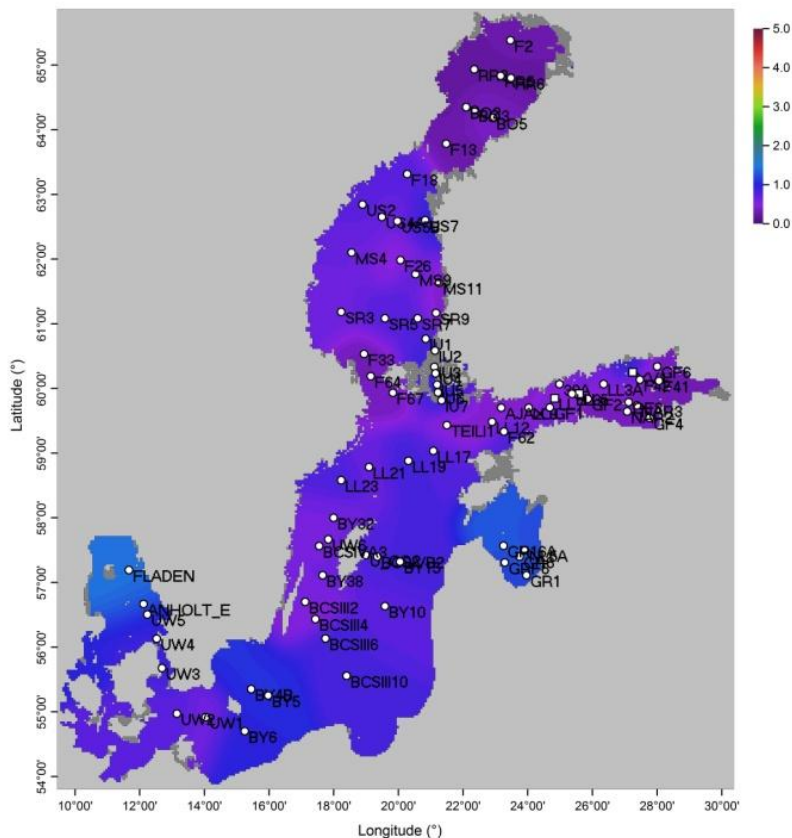
PITKÄAIKAISMUUTOKSET – ALKALINITEETTI

Alkaliniteetti on lähes konservatiivinen muuttuja, joten sen muutoksiin vaikuttaa ennen kaikkea saliniteetin muutokset, mutta myös valuma-alueella tapahtuvat muutokset. Veteen liukeneva/vedestä poistuva hiilidioksidi ei vaikuta alkaliniteettiin. Alkaliniteetti on suoraan verrannollinen saliniteettiin, mutta verrannollisuus vaihtelee merialueittain valuma-alueiden erilaisuudesta aiheutuen. Alkaliniteetin pitkäaikaismuutokset ovat varsin lieviä. Pohjanlahdella tulokset viittaavat lievään alkaliniteetin vähenemiseen ilmeisesti aiheutuen happaman laskeuman aiheuttamista muutoksista valuma-alueella. Vähenemistä ei ole havaittu merialueilla, joihin laskevat joet tulevat kalsiittimaaperän läpi (Hjalmarsson et al., 2008).



Kuva 3.1.10-5.
Aragoniitin Ω – jakauma
Itämeren pintavedessä
kesällä 2008-2010 (yllä)
ja talvella (Aineiston
lähde: BONUS/Baltic-C)





VIITTEET

Gazeau, F., Quiblier, C., Jansen, J.M., Gattuso, J.P., Middelburg, J.J., Heip, C.H.R., 2007. Impact of elevated CO₂ on shellfish calcification. *Geophys. Res. Lett.* 34, L07603, DOI: 10.1029/2006GL028554.

Grimvall, A., Omstedt, A. and Perttilä, M., 2010. Can observational pH data confirm the predicted acidification of Baltic Sea surface water? 6th Study Conference on BALTEX, Międzyzdroje, Island of Wolin, Poland, 14 to 18 June 2010.

Hjalmarsson, S., Wesslander, K., Anderson, L.G., Omstedt, A., Perttilä, M., Mintrop, L., 2009. Distribution, long-term development and mass balance calculation of total alkalinity in the Baltic Sea. *Continental Shelf Research* 28(4-5): 593-601.

Raven, J., 2005. Ocean acidification due to increasing atmospheric carbon dioxide. *Royal Society, London, Policy Document 12/05*.

Thomsen, J., Gutowska, M.A., Saphörster, J., Heinemann, A., Trübenbach, K., Fietzke, J., Hiebenthal, C., Eisenhauer, A., Körtzinger, A., Wahl, M., and Melzner, F., 2010. Calcifying invertebrates succeed in a naturally CO₂-rich coastal habitat but are threatened by high levels of future acidification. *Biogeosciences* 7, 3879–3891.

WBGU (German Advisory Council on Global Change), 2006. The Future Oceans – Warming Up, Rising High, Turning Sour. Special Report. WBGU, Berlin.