Itämeren fysiikka, tila ja tulevaisuus

Kai Myrberg, Matti Leppäranta ja Harri Kuosa

Itämeren fysiikka, tila ja tulevaisuus

YLIOPISTOPAINO

Helsinki University Press

P A L M E N I A

Graafinen suunnittelu ja toteutus: Heikki Jantunen

PL 4 (Vuorikatu 3 A)
00014 Helsingin yliopisto
books@yliopistopaino.fi
Fax (09) 7010 2374
www.yliopistopaino.fi/kirjamyynti
www.palmenia.helsinki.fi

© 2006 Tekijät ja Yliopistopaino
Tämän teoksen kopiointi on tekijänoikeuslain mukaisesti kielletty.

Yliopistopaino Kustannus
Palmenia-sarja
ISSN 1795-8598;17
ISBN 951-570-654-8
ISBN 951-570-675-0 (PDF)

Yliopistopaino
Helsinki 2006

Esipuhe 7

1. Johdanto 9

2. Itämeri ja sen tutkimus 15

- 2.1 Itämeren kehitys 15
- 2.2 Itämeren jako eri altaisiin 17
- 2.3 Itämeri numeroina 18
- 2.4 Tutkimustyön historiaa Suomessa ja muualla 19

3. Fysikaalisen tutkimuksen menetelmät 25

- 3.1 Tutkimusmatkat 25
- 3.2 Kiinteät asemat 33
- 3.3 Kaukohavainnointi 35
- 3.4 Mallit 38

4. Syvyysuhteet ja hydrografia 44

- 4.1 Topografian pääpiirteet 44
- 4.2 Eri altainen topografiset piirteet ja pohjan laatu 45
- 4.3 Hydrografian peruspiirteet 54
- 4.4 Itämeren vesirunko 63

5. Vesitase ja lämpötila 80

- 5.1 Sää ja ilmasto 80
- 5.2 Meren ja ilmakehän välinen veden ja lämmön vaihto 89
- 5.3 Vesitase 92
- 5.4 Suolan säilymislaki 96
- 5.5 Lämpötila 98

6. Veden liikkeet 103

- 6.1 Itämeren kiertoliike ja virtauskentän yleispiirteitä 103
- 6.2 Virtausdynamiikan perusteita – skaala-analyysi 107
- 6.3 Tärkeitä erikoistapauksia merten dynamiikassa 110
- 6.4 Itämeren virtausdynamiikan pääpiirteet ja vedenvaihto 111
- 6.5 Aaltoliike 122

7. Itämeren jääolot 138

- 7.1 Itämeren jäätyminen 138
- 7.2 Jään rakenne ja ominaisuudet 139
- 7.3 Jään kasvu ja sulaminen 145
- 7.4 Ajojäät 149
- 7.5 Jäämallit 158
- 7.6 Jääpeitteen vaikutukset Itämereen 159

8. Kriittiset prosessit ja ääritilanteet 162

- 8.1 Meri-ilmakehä vuorovaikutus 163
- 8.2 Kumpuaminen 166
- 8.3 Rintamat ja intruusioidet 169
- 8.4 Suolapulssit 170
- 8.5 Poikkeukselliset vedenkorkeudet 177

9. Itämeren toiminta systeeminä 182

- 9.1 Taustaa 182
- 9.2 Havaitut muutokset 185
- 9.3 Ihmisen vaikutus Itämereen 188
- 9.4 Globaalimuutoksen vaikutus Itämereen 190
- 9.5 Tutkimuksen haasteita 194

10. Lähdeluettelo 197

Kirjoittajat 202

Esipuhe

Itämeri on meidän meremme ja meitä asuu sen valuma-alueella 85 miljoonaa ihmistä. Itämeri on merenä nuori, sillä vasta noin 9.000 vuotta sitten sen pohjoisimmatkin osat vapautuivat jään alta. Itämeri on ollut asuttu lyhyen historiansa alusta asti ja se on tarjonnut asukkailleen sekä ravintoa että mahdollisuuden harjoittaa merenkulkua. Tänä päivänä sen monista kauniista alueista, kuten saaristoista ja rannikoista, nauttivat suuret ihmisjoukot joka kesä.

Itämeri on kuitenkin juuri ihmisen vaikutuksesta joutunut viimeisen sadan vuoden aikana suuren ulkoisen ravinnekuormituksen alaiseksi, ja lisäksi erilaisia ympäristömyrkyjä on joutunut mereen huomattavia määriä. Näin Itämeren tila on selkeästi huonontunut. Vasta 1970-luvulta lähtien kiinnostus meremme suojeluun ja huoli sen tulevaisuudesta ovat kasvaneet huomattavasti. Meriympäristön tilan kehitys on herättänyt keskustelua paitsi tutkijoiden myös suuren yleisön keskuudessa.

Meriekosysteemin toiminnan sekä siinä ilmenevien syy–seuraussuhteiden ymmärtäminen on vaikeaa. Monet seikat, kuten rehevöitymiseen liittyvien leväkukintojen lisääntyminen ja vedenlaadun yleinen heikkeneminen, riippuvat merten fysikaalisia, kemiallisia ja biologisia prosesseja säätelevistä tekijöistä. Fysiikka määrää ne ulkoiset olosuhteet, joissa biologis-kemialliset prosessit tapahtuvat. Siten meren fysikaalisten ominaisuuksien ja prosessien tuntemus muodostaa perustan Itämerisysteemin toiminnan kokonaisvaltaisessa ymmärtämisessä.

Itämeren fysikaalisen oseanografian opetus on maassamme ollut varsin kapealla pohjalla keskittyen Helsingin yliopistoon ja sen Fysikaalisten tieteiden laitoksen geofysiikan osastoon. Professori Matti Leppäranta aloitti kurssin *Itämeren oseanografia* luennoinnin 1990-luvun puolivälissä. Kiinnostus kurssia kohtaan on hiljalleen

kasvanut. Dosentti Kai Myrbergin luennoissa vuodesta 2002 lähtien kurssilla on ollut 15–20 opiskelijaa useilta eri aloilta ja useista korkeakouluista.

Itämeren fysikaalisen oseanografian opetuksen pedagogisena ongelmana on ollut se, ettei minikään kielistä sopivaa oppikirjaa ole ollut saatavilla. Alalta on olemassa runsaasti eritasoisia tietoa, mutta tämä tieto on melko hajallaan, eikä kokonaisvaltaista kirjallisuutta ole vielä paljon. Tieteelliset julkaisut ovat usein yliopistollista perusopetusta silmälläpitäen liian vaikeaselkoisia ja yksityiskohtiin meneviä, eikä niitä luonnollisesti ole kirjoitettu oppikirjamuotoon. Siksi syntyi ajatus kirjoittaa suomenkielinen oppikirja Itämeren fysikaalisesta oseanografiasta. Itämeren biologian opetuksen ongelmana on myös ollut fysikaalisten perusteiden oppimateriaalin puuttuminen. Nyt tehtyä suomenkielistä oppikirjaa tullaan käyttämään korvaamaan tätä puutetta.

Tässä kirjassa tarkastellaan Itämeren fysikaalisia ominaisuuksia ja prosesseja. Meren lämpötilous, liikkeet (virtaukset, vedenkorkeusmuutokset) sekä jäätyminen, niihin liittyvät kulkeutumis- ja sekoittumisprosessit, ja veden kerrostuneisuuden muutokset säätelevät niitä olosuhteita, joissa meren biologis-kemialliset prosessit tapahtuvat. Tämän vuoksi kirjassa kuvataan myös lyhyesti meren fysiikassa tapahtuvien muutosten ekologisista vasteista, pohditaan ihmisen vaikutusta Itämeren tilaan ja tarkastellaan Itämeren tulevaisuutta globaali ilmastomuutos huomioiden. Kaiken kaikkiaan meren fysiikan ymmärtäminen laajassa perspektiivissä on tähdellistä tietoa kaikille merentutkijoille, meriensuojeluun liittyvään päätöksentekoon osallistuville tahoille ja yleensäkin kaikille Itämerestä kiinnostuneille kansalaisille.

Tämä oppikirja palvelee kotimaisen geotieteellisen yliopisto-opetuksen tarkoituksia. Moni-

mutkaiset Itämeren fysiikan perusasiat puetaan suomen kielelle aineopintotasoiseksi oppimateriaaliksi, jolloin vieraaseen kieleen liittyvät ongelmat vältetään. Kirja muodostaa edellä mainitun kurssin *Itämeren oseanografia* sisällön. Sitä voidaan soveltaa myös lähialojen koulutuksessa. Esityksen tavoitteena on helppolukuisuus sekä perusasioiden ja pidemmälle menevien tarkasteluiden erottelu toisistaan, jolloin se soveltuu hyvin sekä pää- että sivuaineopiskelijoille. Lisäksi kirja sopii perusteokseksi myös tutkijanuralle siirtyneille henkilöille. Kirjaa voidaan myös käyttää annettaessa täydennyskoulutusta peruskoulun yläasteen sekä lukion fysiikan, maantieteen ja biologian opettajille.

Yliopisto-opiskelijan on hyvä hallita esitietona oseanografian perusteet, jotta kirjan sisällön voi täydellisesti omaksua. Tärkeimpänä taustatietona kurssin *Itämeren oseanografia* menestyksellä suorittamiselle on geofysiikan osastolla luennoitava kurssi *Meritieteen perusteet I*. Lisätukea tarjoavat kurssit *Meritieteen perusteet II* sekä *Virtausoppi*. Vaihtoehtoisesti taustatietoa saa jostakin oseanografian perusteoksesta, esimerkiksi George L. Mellorin kirjasta *Introduction to Physical Oceanography* (Mellor 1996). Oppimisen tukena on lisäksi hyödyllistä seurata geofysiikan osaston ja Merentutkimuslaitoksen internet-sivustoja (www.geophysics.helsinki.fi ja www.fimr.fi).

Kirjan pääosan muodostavat Itämeren fysikaalisen oseanografian perusteet, jotka on kirjoitettu dosentti Kai Myrbergin ja professori Matti Leppärannan yhteistyönä. Osuudet Itämeren ekosysteemivasteista, ihmisen vaikutuksesta Itämereen ja pohdinnat Itämeren ekologian tulevaisuuden näkymistä on laatinut professori Harri Kuosa.

Tämän kirjan kirjoittamisen on mahdollistanut monien ihmisten ja organisaatioiden tuki. Tahdomme erityisesti kiittää seuraavia tahoja.

Itämeren oseanografian oppeja olemme saaneet vanhemmilta kollegoiltaamme ja työtöve-

reiltamme. Tästä syystä tahdomme esittää kiitoksemme opettajillemme, professorit Pentti Mälki, Åke Niemi, Erkki Palosuo ja Aarno Voipio sekä Dr.Sci. Rein Tamsalu. Edelleen kiitämme kollegoitamme FL Pekka Alenius, Ph.D. Oleg Andrejev, FM Riikka Hietala, professori Jouko Launiainen, Ph.D. Andreas Lehmann, professori Peter A. Lundberg, professori Alexei Nekrasov, professori Anders Omstedt, MMT Heikki Pitkänen, Dr.Sci. Vladimir Ryabchenko, professori Kunio Shirasawa ja professori Tarmo Soomere. Lisäksi kiitämme Itämeren oseanografia -kurssin osallistujien ja kurssiassistenttien kommentteja vuosien varrella.

Suuret kiitokset kuuluvat piirtäjä Pirkko Nummiselle, joka on tehnyt suuren työn kuvien laadinnassa ja viimeistelyssä. Kirjan tekstin ovat tarkastaneet DI Maria Gästgifvars, FM Riikka Hietala ja fil.yo. Ansku Leppäranta. Heille kuuluu erityinen kiitos raskaan urakan suorittamisesta.

Monet henkilöt ovat tämän lisäksi auttaneet meitä ja suhtautuneet myönteisesti kirjan syntyn. Kiitokset siitä kuuluvat seuraaville henkilöille: FM Jan-Erik Bruun, B.Sc. Patrick B. Eriksson, Ph.D. Nils Gustafsson, dosentti Jari Haapala, kirjastos sihteeri Helena Huttunen, FM Seija Hällfors, professori Kimmo Kahma, dosentti Seppo Kaitala, Ph.D. Toshiyuki Kawamura, merikapteeni Riitta Kyynäräinen, FM Ari O. Laine, FM Riku Lumiaro, dosentti Lasse Makkonen, tietotekniikka-asiantuntija Antti Nevalainen, FM Leena Parkkonen, FT Heidi Pettersson, FT Jouko Pokki, ylijohtaja Eeva-Liisa Poutanen, kenttämestari Henry Söderman, FM Laura Tuomi ja FM Jouni Vainio.

Kirja on saanut eri muodoissa taloudellista tukea. Kiitämme Suomen Tiedeseuran Sohlbergin Delegaatiota, Merentutkimuslaitosta, Helsingin yliopiston Fysikaalisten tieteiden laitosta ja Tvärminnen eläintieteellistä asemaa.

1. Johdanto

Itämeri on monin tavoin ainutlaatuinen meri. Se on pieni ja matala allas, joka on yhteydessä valtameriin ahtaiden Tanskan salmien kautta (kuva 1.1). Itse asiassa se koostuu useista altaista ja jokaisella näistä on erilaiset fysikaaliset ja topografiset ominaisuutensa. Vedenvaihto Tanskan salmien läpi on rajoittunutta. Sen takia Itämeren vesi on murtovettä, jonka suolaisuus on vain viidesosa valtameren suolaisuudesta. Vaihtelevat rannikon muodot ja saaristot antavat vahvan leiman Itämerelle. Tämä pitkänomainen alue sijoittuu lauhkean ilmaston ja subarktisen ilmaston väliin, ja talvisin Itämeri jäätyy, ankarina talvina jopa kauttaaltaan.

Itämeri on hyvin vanha painauma peruskalliossa. Viime jääkauden jälkeen se on muotoutunut maankohoamisen ja valtameren pinnan korkeuden muutosten vaikutuksesta. Nykyisen kaltainen murtovesiallas Itämeri on ollut vain noin 2.000 vuotta. Maankohoaminen on vuosisatojen saatossa muuttanut itämerellistä maisemaa. Täällä on mahdollista seurata, miten maa nousee merestä ja miten maanpäällinen elämä vähitellen valtaa uuden maan. Ihminenkin on mukautunut Itämeren kehitykseen asutuksen levittäytyessä.

Veden suolaisuuskerrostuneisuus on Itämeren keskeisimpiä ominaisuuksia. Sen takia syvänteiden vesi vaihtuu huonosti, ja etenkin keskusaltaassa on happiongelmia. Hapettoman, kuolleen syvännealueen laajuus sykkii vedenvaihdon määrämässä tahdissa. Tämä piirre on luonnostaan

Kuva 1.1. Karttakuva Itämerestä ja sen valuma-alueesta.

Itämereen kuuluva. Ihmisen aiheuttama kuormitus on viime vuosikymmeninä lisännyt hapenkulutusta ja entisestään heikentänyt Itämeren tilaa ennen kaikkea rehevöitymisen kautta. Koko vesimassan vaihtumisaika on peräti noin viisikymmentä vuotta, mistä johtuen Itämeren vesien puhdistuminen on hidasta. Parantuminen kestäisi pitkään, vaikka nykyisiä päästörajoituksia tiukennettaisiin.

Itämeren ekologiaan vaikuttavat sen nuoruus, murtovesiluonne ja fysikaaliset ominaispiirteet. Itämeren suhteellinen nuoruus merkitsee sitä, että siihen on kulkeutunut vain harvalukuinen joukko lajeja. Jääkauden jälkeinen aika on ollut liian lyhyt omien murtovesilajien kehittymiseen

ja vain harva makean veden tai valtameren laji on pystynyt sopeutumaan Itämereen. Lajistosta puuttuukin enin osa valtamerten suurista eläin- ja leväryhmistä. Koko ekosysteemi on siten hyvin herkkä häiriöille, sillä yhden lajin, erityisesti avainlajin, häviäminen saattaa muuttaa koko elinympäristön luonnetta. Näin on käynyt ainolle monivuotiselle suurelle levällemmekin, rakkolevälle. Se hävisi vuosiksi eräiltä osilta rannikkoamme, mikä vaikutti muun muassa kalastoon. Samoin jonkin lajin äkillinen menestyminen vaikuttaa koko ekosysteemiin, kuten on käynyt rehevöitymisestä hyötynneen sinilevän, *Nodularia spumigenan*, kohdalla (kuva 1.2). Koska monet lajit esiintyvät levinneisyytensä äärirajoilla, suhteellisen pienetkin muutokset elinympäristössä näkyvät herkästi. Itämeren erityinen luonne näkyy myös sen kalastossa. Tärkein yksittäinen kalalajimme silakka, joka on Atlantin sillin pienempi muoto, on sopeutunut Itämeren murtoveteen. Elinympäristön muutokset näkyvät silakan hyvinvoinnissa ja siten kalastuksessa. Myös monet muut kalamme kuten lohi ja turska ovat herkkiä elinympäristön muutoksille.

Maailman valtamerissä on kolme merkittävää murtovesiallasta, suurimmasta pienimpään lueteltuina: Musta meri, Itämeri ja Chesapeaken lahti Amerikan Yhdysvaltojen itärannikolla. Näissä altaissa on suolaisuudessa voimakas pystysuuntainen kerrostuneisuus. Itämeri on näistä ainoa jääkauden kokenut allas, jossa maa kohoaa. Mustan meren koillinen allas, Asovan meri, jäätyy yleensä talvisin. Mustan meren vedenvaihto on hyvin hidasta ja vesi on 200 metrin syvyyden alapuolella hapeton (keskisyvyys on 1.100 metriä).

Itämeri – germaanisilla kielillä ja suomen kielellä Itämeri, viroksi länsimeri [Läänemeri] ja slaavilaisilla sekä balttilaisilla kielillä Baltian meri – on yksi maailman tutkituimpia merialueita. Sitä reunustaa yhdeksän valtiota ja sen valuma-alueella asuu noin 85 miljoonaa ihmistä. Myös geopolitisesti Itämeri on mielenkiintoinen alue. Sen ran-

Kuva 1.2. Itämeren erityispiirteitä ovat sinileväkukinnat. Mikroskooppikuvassa (kuvan oikea leveys noin 0.1 mm) on avomerien kukintoja muodostava *Nodularia spumigena*. Se pystyy sitomaan kaasumaista typpeä erilaissoluillaan (heterosyytit). *Nodularia* erittää makrosamyrkkyä. (Merentutkimuslaitos/Seija Hällfors)

tavaltioista kaikki, paitsi Venäjä, ovat Euroopan Unionin jäsenvaltioita, ja kolme on Pohjoismaita. On ymmärrettävää, että raskaasta kuormituksesta kärsivä sekä vuosittain ainakin osin jäätyvä meri on laajan ja monipuolisen kansainvälisen tutkimuksen kohteena, mikä on ohjannut eritaustaiset maat tiiviiseen kanssakäymiseen.

Itämeren haavoittuvuus oli jo vuosikymmeniä sitten tiedossa ja sen tilan seurannan sekä suojelun edesauttamiseksi on tehty laajaa kansainvälistä yhteistyötä. Tästä syystä – ja Suomen aloitteesta – Itämerivaltiot solmivat vuonna 1974 Itämerisopimuksen, joka velvoittaa jäsenmaat huolehtimaan havainto-ohjelmasta ja luovuttamaan perusaineiston yhteiseen tietokantaan sekä suojelemaan Itämerta. Toimintaa hallinnoi Itämeren suojelukomissio HELCOM (Helsinki Commission). Tästä huolimatta Itämeren tila on vähitellen huonontunut, päästöt ja riskit ovat kasvaneet, ja suojelu on tullut yhä tärkeemmäksi.

Tämä kirja on ensimmäinen yliopistollinen oppikirja Itämeren fysiikasta ja sen kytkennästä Itämeren tilaan sekä tulevaisuuteen. Sen kohderyhmänä ovat opintojen keskivaiheissa olevat

Kuva 1.3. Bengtskärin majakka (valmistunut 1906) sijaitsee 25 kilometriä Hangosta lounaaseen. Se on Pohjoismaiden suurin. Majakoiden henkilöstö osallistui meritieteelliseen havaintotoimintaan jo 1800-luvulta lähtien. (Merentutkimuslaitos/Riku Lumiaro)

geofysiikan, hydrobiologian ja limnologian opiskelijat, mutta teos on rakennettu niin, että luki-on oppimäärä riittää esitiedoksi. Kirja soveltuu myös aikuiskoulutukseen, kuten lukion opettajien täydennyskoulutukseen ja palvelee yleensä alalla toimivien tutkijoiden ja viranomaisten käsikirjana.

Kirja koostuu yhdeksästä luvusta. Johdantoluku luo yleiskatsauksen Itämeren peruspiirteisiin sekä käy läpi kirjan sisällön ja käytetyn lähdekirjallisuuden. Toisessa luvussa tutustutaan Itämeren kehityksen eri vaiheisiin ja esitetään nykyisen Itämeren jako eri altaisiin. Itämeren tutkimuksen historiaan luodaan katsaus erityisesti Suomen osuutta tarkastellen. Tärkeitä tieteellisiä tuloksia mainitaan myös muiden maiden tutkimuksista. Luku 3 ”Fysikaalisen tutkimuksen menetelmät” perehdyttää lukijan koko oseanografisen tutkimuksen kannalta hyvin oleelliseen asiaan eli mittaus toimintaan, joka käynnistyi aikoinaan

majakoilta (kuva 1.3). Siinä esitellään ensin tutkimusaluksia, havaintoasemien toimintaa ja tavallisimpien mittalaitteiden toimintaperiaatteita. Lisäksi tarkastellaan kaukokartoitusmenetelmien hyödyntämistä oseanografisessa tutkimuksessa, ja lopuksi esitellään lyhyesti matemaattisen mallintamisen perusteita. Mallit antavat tärkeää tietoa fysiikan prosesseista, joita mittausten avulla ei pystytä tutkimaan riittävän kattavasti, ja ne soveltuvat fysikaalisten ilmiöiden ja tapahtumien ennustamiseen ja tutkimiseen.

Luku 4 ”Syvyysuhteet ja hydrografia” tarkastelee Itämeren eri altain pohjatopografiaa ja pohjan laatua. Keskeinen osuus on Itämeren hydrografian, lähinnä lämpötilan, suolaisuuden ja tiheyden, esittämisellä. Tämä kattaa Itämeren kerrostuneisuuden peruspiirteet vuodenaikaisvaihteluineen sekä lämpötilan ja suolaisuuden jakaumat horisontaali- ja vertikaalisuunnissa.

Kuva 1.4. Ajojäämaisema. Itämerellä on jäätä 5–7 kuukautta vuosittain. (Matti Leppäranta)

Seuraavassa luvussa ”Vesitase ja lämpötalous” käsitellään aluksi Itämeren alueen ilmaston yleispiirteitä sekä meren ja ilmakehän vuorovaikutusta. Tämän jälkeen seuraa Itämeren alueen vesitase eli sadannan, haihdunnan, jokivirtaamien ja Pohjanmeren kanssa tapahtuvan vedenvaihdon keskinäiset suuruussuhteet. Itämeren pinnan energiatasetta tarkastellaan yksityiskohtaisesti ja esitetään laskenta-algoritmit sen eri komponenteille. Lopuksi katsotaan, kuinka ilmakehän lämmittävä ja jäädyttävä vaikutus etenee Itämeren vesirungossa.

Luvun 6 ”Veden liikkeet” alussa luodaan katsaus Itämeren yleiseen kiertoliikkeeseen tilastollisten havaintoanalyysien avulla ja esitellään havaintoja erilaisista virtausdynamiikan ilmiöistä ja prosesseista. Virtausdynamiikan yhtälöihin tehdään suuruusluokka-analyysi ja selvitetään virtausten synnyn kannalta keskeiset tekijät. Lisäksi tutki-

taan eräitä erikoistapauksia: inertialiike, geostrofinen virtaus ja Ekman-virtaus. Tämän jälkeen luodaan katsaus vedenkorkeuksiin vaikuttaviin tekijöihin ja tarkastellaan niiden dynamiikkaa. Luvussa tarkastellaan myös monipuolisesti aaltoliikettä, mukaan lukien matalan veden aallot kuten Seiche-aalto, sisäiset aallot sekä tuulen nostattama aallokko.

Luvun 7 aiheena ovat Itämeren jääolot (kuva 1.4). Itämeren jääpeite kattaa vuosittain 10–100 prosenttia sen pinta-alasta ja on merkittävä meren fysiikkaa ja ekologiaa ohjaava tekijä. Aluksi tarkastellaan Itämeren jään muodostumista, rakennetta ja ominaisuuksia – se on rakenteellisesti napamerten merijään kaltaista. Jään paksuuskasvu ja sulaminen käsitellään seuraavaksi, ja sen jälkeen aiheena ovat ajojää, morfologia ja dynamiikka. Lopuksi esitellään jäätalven kehitystä kuvaavia matemaattisia malleja.

Kuva 1.5. Albert Edelfelt: Leikkiviä poikia rannalla (1884). (Ateneumin taidemuseo, kuvataiteen keskusarkisto/Hannu Aaltonen.)

Luku 8 ”Kriittiset prosessit ja ääritilanteet” käsittelee Itämeren kannalta keskeisiä ja myös kriittisiä prosesseja. Se lähtee liikkeelle ilmastosta ja säästä, esitellen niitä kuvaavan Pohjois-Atlantin Oskillaation, NAO:n (North Atlantic Oscillation). Lisäksi tarkastellaan ilmakehän ja meren vuorovaikutusta eräissä ääritilanteissa. Seuraavaksi käsitellään kumpuamista eli dynamiikan pintaan syvemmistä vesikerroksista ajamaa, kesäoloissa kylmää ja usein ravinteikasta vettä. Tämän jälkeen tulevat erilaiset intruusiot ja rintamat, joissa vesimassan ominaisuudet hypähdyksenomaisesti muuttuvat. Seuraavaksi käsitellään suolapulssi eli Itämereen Tanskan salmien kautta epäsäännöllisin väliajoin tuleva suolaisen veden

tavallista voimakkaampi sisäänvirtaus, joka tuulettaa syvänteiden vesimassat. Luvussa paneudutaan myös vedenkorkeuksien lyhyt- ja pitkäaikaisiin muutoksiin sekä poikkeuksellisiin vedenkorkeuksiin, joihin liittyy tulvatilanteita. Lopuksi tarkastellaan vielä jääpeitteen vaihteluita.

Viimeinen, 9. luku kokoaa Itämerestä saadun opin yhteen ja esittää arvioita Itämeren tulevaisuudesta. Itämeressä tapahtuneita fysikaalisen tilan muutoksia meritieteellisten mittaustoiminnan alusta nykypäivään asti tarkastellaan analysoimalla meriveden korkeuden, suolaisuuden, lämpötilan ja jääpeitteen aikasarjoja. Meren fysiikan luonnollisten vaihteluiden ekologisia

vasteita havainnollistetaan esittämällä valaistus-oloissa ja happitilanteessa tapahtunut kehitys. Luomme myös katsauksen ihmisen vaikutuksista Itämereen, kuten rehevöitymiseen, happitilanteeseen, meriliikenteeseen ja jokien säännöstelyyn. Pohditaan myös, mitä olisi tehtävä Itämeren tilan parantamiseksi eli parhaimmillaan sen palauttamiseksi ennen ihmisen vaikutusta olleeseen tilaan (kuva 1.5). Seuraavaksi analysoimme Pohjois-Euroopan ilmaston kehitysnäkymiä IPCC:n (Intergovernmental Panel on Climate Change) ilmastoskenaarioiden pohjalta. Keskilämpötilan, sademäärien ja tuulien muutosten vastetta Itämeren fysiikkaan arvioidaan. Ilmastomuutokseen liittyvät ekologiset vasteet Itämeressä kuvaamme lyhyesti. Kirjan lopuksi pohditaan sitä, miten paljon me tällä hetkellä tiedämme Itämerestä, ja mitkä ovat suurimmat edessä olevat tutkimukselliset haasteet.

Itämerestä on runsaasti tieteellistä kirjallisuutta, jota on käytetty tätä teosta laadittaessa. Kirjan lopussa on lähdeluettelo, joskaan tässä yhteydessä ei ole tarkoitus esittää Itämeren tutkimuksen kirjallisuuskatsausta. Oheislukemiseksi voidaan

mainita erityisesti seuraavat yleisesitykset, jotka sisältävät Itämeren fysiikan kuvauksia. On huomattava, että kyseiset kirjat ovat esityksen vaikeustasolta ja tyyliltään toisistaan poikkeavia.

Voipion ja Leinosen (1984) suomenkielinen kirja on yleistajuinen, havainnollinen ja poikkitieteellinen esitys, jota voi suositella lukemiseksi perustasolta lähdetessä. Moderni esitys Itämeren oseanografiasta löytyy Fonseliukselta (1996), mikä on yksi tämän kirjan tärkeimmistä lähteistä. Stigebrandt (2001) ja Rodhe (1999) esittävät laajahkoja kokooma-artikkeleja Itämeren fysikaalisista prosesseista. Varhempia teoksia ovat Magaardin ja Rheinheimerin (1974) ja Voipion (1981) poikkitieteelliset Itämerikirjat sekä Mälkin ja Tamsalun (1985) Itämeren dynamiikkaa käsittelevä monografia. Itämeren tutkimustuloksia löytyy edelleen kokoussarjojen kokoomateoksista, tärkeimpiä ovat olleet sarja ”Conference of Baltic Sea Oceanographers” sekä ”BALTEX-Conference”. Tieteellisiä artikkeleja on hajanaisesti eri julkaisusarjoissa, erityisesti Itämeren alueella julkaistavissa sarjoissa.

2. Itämeri ja sen tutkimus

2.1 Itämeren kehitys

Itämeren allas on geologian näkökulmasta katsoen vanha painuma, joka jääkausina on ollut mannerjään peitossa. Itämerellä tarkoitetaan tätä allasta ja sen kehitystä viime jääkauden jälkeen. Se sai alkunsa, kun mannerjäätikkö oli perääntynyt sen etelärannikon tienoille noin 15.000 vuotta sitten (kuva 2.1). Noin 3.000 vuotta myöhemmin jään reuna oli linjalla Gotlanti – Viron pohjoisrannikko – Neva. Suomen eteläosista jää vetäytyi 10.000–11.000 vuotta sitten, ja heti sen jälkeen myös asutus levisi sinne. Perämeren alueen mannerjäätikön reuna saavutti noin 9.000 vuotta sitten. Kaikki Itämeressä esiintyvät eläin- ja kasvilajit ovat luonnollisesti levinneet siihen vasta jääkauden jälkeen. Jäätikön suuri massa aiheutti kallioperään suuren painauman, jonka hidas palautuminen aiheuttaa maankohoamisilmiön.

Kun perääntyvän mannerjäätikön eteläreuna oli Salpausselän kohdalla noin 11.000 vuotta sitten, sulamisvesistä oli muodostunut sub-arktinen Baltian jääjärvi, jonka katsotaan olevan Itämeren varhaisin vaihe (kuva 2.2). Tällöin maankohoaminen oli jo voimakasta eikä valtameriyhteyttä ollut. Jään sulamisvedet liikkivat länteen päin, mahdollisesti Tanskan salmien kautta. Noin 10.000 vuotta sitten, jään reunan edelleen vetäydyttyä pohjoiseen tapahtui suuri luonnonkatastrofi: Baltian jääjärveen avautui

Kuva 2.1. Jään vetäytyminen Itämeren alueelta vuosina nykyhetkestä taaksepäin. (Piirretty Voipion ja Leinosen [1984] kuvasta.)

valtameriyhteys Keski-Ruotsin kautta jääjärven pinnan alentuessa samalla noin 26 metriä. Suolaista vettä pääsi sisään ja suolaisuus kasvoi nopeasti, sillä kanava Pohjanmereen leveni.

Itämeren suolainen Yoldiameri-vaihe alkoi (kuva 2.2). Mereen tuli eliöstöä Pohjanmereltä, muun muassa *Yoldia arctica* simpukka, jonka mukaan vaihe on nimetty. Vaiheen alkaessa Pohjanlahti oli vielä jäätikön peitossa, ja se päättyi noin 1.000 vuotta myöhemmin, kun valtameriyhteys katkesi. Tämä johtui siitä, että maan kohoaminen oli eustaattista merenpinnan nousua nopeampaa (eustaattinen merenpinnan vaihtelu johtuu valtameren veden tilavuuden vaihtelusta). Alkoi taas jään sulamisvesistä ja joista laskevan makean veden hallitsema järvivaihe (Ancylusjärvi) mannerjäätikön ulottuessa yhä Perämerelle (kuva 2.2). Vaihe sai nimensä makean veden *Ancylus fluviatilis* -kotilosta.

Kuva 2.2. Itämeren vaiheet, jäätikön laajuus ja maankohoaminen: Baltian jääjärvi, Yoldiameri, Ancylusjärvi ja Litorinameri. (Piirretty Voipion ja Leinosen [1984] kuvasta.) Alhaalla piirrokset simpukasta ja kotiloista, joiden mukaan vaiheet on nimetty. Lymnea-kotilo viittaa Limneanmereen, joka seurasi Litorinamerta 4000 vuotta sitten. (Piirtänyt Harri Kuosa.)

Yoldia arctica -simpukka

Ancylus fluviatilis -kotilo

Littorina-kotilo

Lymnea-kotilo

Kuva 2.3. Itämeren jako eri altaisiin. (Piirretty Fonseliuksen [1996] kartan pohjalta.)

2.2 Itämeren jako eri altaisiin

Noin 7.500 vuotta sitten maanpinnan kohoamisen ollessa pohjoisessa suurempaa kuin etelässä, vesimassat työntyivät etelään, ja valtameren pinnan samalla kohotessa Ancyclusjärveen syntyi valtameriyhteys Tanskan salmien kautta. Tätä uutta vaihetta kutsutaan Litorina-mereksi (kuva 2.2). Suolapitoisuus oli hieman nykyistä suurempi, mistä on todisteena *Littorina*-kotilon esiintyminen. Tämän jälkeen suolaisuus alkoi hiljalleen alentua. Limneanmeren (*Lymnea*-kotilon mukaan) vaihe alkoi 4.000 vuotta sitten, ja nykyisen kaltainen Itämeri muodostui noin 2.000 vuotta sitten suolaisuuden edelleen hiukan alennettua. Itämeren eliöstöön on jäänyt niin sanottuja jäännös- eli reliktilajeja sekä suolaisen että makean veden kausista.

Itämeri on luokiteltu Atlantin valtameren pieneksi välimereksi (kuva 2.3). Siihen rajoittuu Pohjanmerestä uloimpana Skagerrak, josta etelään sijaitseva Kattegat on Pohjanmeren ja Itämeren välinen vaihettumisvyöhyke. Itämeren uloimmaksi osaksi luetaan Tanskan salmet, jotka toimivat yhdyssiteinä Pohjanmeren ja Itämeren sisäosien välillä. Salmet koostuvat Juutinraumasta sekä Belttien merestä, johon kuuluvat Mecklenburgin lahti, Kielin lahti, Vähä-Beltti ja Iso-Beltti.

Itämeren maantieteellinen jako eri merialtaisiin perustuu paljolti rannikon muotoihin, *kynnyksiin* sekä muihin luonnollisiin muodostumiin. Kynnyksellä tarkoitetaan kahden merialtaan välisen vesialueen minimisyvyyttä, eli

Taulukko 2.1. Itämeren karakterisoivia lukuarvoja (Itämeren katsotaan rajoittuvan Kattegatiin).

Suure	karakterisoiva lukuarvo
Pinta-ala	392.978 km ²
Keskisyvyys/maksimisyvyys	54 m/459 m
Valuma-alue	1.649.550 km ²
Ikä	(10 ⁴ vuotta), 2.000 vuotta nykyisessä muodossa
Todellinen maannousu ¹	-1 --> 9 mm/vuosi
Veden vaihtumisaika	50 vuotta
Suolaisuus min/max	0/32 ‰
Keskisuolaisuus	7,4 ‰ (1/5 valtameren suolaisuudesta)
Gotlannin altaan suolaisuus (pinta/pohja)	6-7 ‰/11-13 ‰
Jäätyvä pinta-alaosuus vuosittain	10-100 %
Perustuotanto ²	30-250 g C m ⁻² a ⁻¹
Ympäriöivien valtioiden lukumäärä (2006)	9
Valuma-alueen valtioiden lukumäärä (2006)	14
Valuma-alueen asukasluku (2006)	85 miljoonaa

¹Näennäinen maannousu = todellinen maannousu-eustaattinen efekti

²Yksikkönä g C m⁻² a⁻¹ = grammaa eloperäistä hiiltä neliömetrillä vuodessa.

syvyyttä, johon asti horisontaalinen vedenvaihto on mahdollista. Hydrografisen jaottelun pohjalta voidaan altain erillaisia vesimassoja tarkastella ja erotella ne toisistaan (luku 4).

Tutkittaessa Itämeren osia etelästä pohjoiseen ensimmäisenä Tanskan salmien jälkeen ovat Arkonan allas Ruotsin ja Saksan välissä sekä Bornholmin saaren itäpuolella oleva Bornholmin allas. Tämän jälkeen alkaa Gotlannin meri, joka koostuu itäisestä, läntisestä ja pohjoisesta Gotlannin altaasta sekä Gdanskian lahdesta. Arkonan allas, Bornholmin allas ja Gotlannin meri muodostavat niin sanotun Varsinaisen Itämeren. Läntisellä Gotlannin altaalla on myös Itämeren syvin kohta (Landsortin syväne, 459 metriä). Varsinaisen Itämeren itäpuolella on kaksi merenlahtea, Suomenlahti ja Riianlahti. Edellinen on länsi-itäsuuntainen pitkänomainen lahti, joka jatkuu Varsinaisesta Itämerestä ilman kynnystä. Riianlahti sijaitsee Viron ja Latvian alueella ja on varsinaisesta Itämerestä jossain määrin eristyksissä. Maantieteellisesti pohjoisin allas on Pohjanlahti. Tämä pinta-alaltaan suuri pohjois-eteläsuunnassa pitkänomainen allas jakaantuu

Perämereen, Selkämereen, Ahvenanmereen ja Saaristomereen.

2.3 Itämeri numeroina

Itämeren pinta-ala on 392.978 neliökilometriä ja keskisyvyys 54 metriä (taulukko 2.1), kun uloimmaksi alueeksi lasketaan Tanskan salmet. Atlantin pinta-ala on 88 miljoonaa neliökilometriä ja keskisyvyys on 3.300 metriä. Itämeren pinta-ala on siis vain 0,5 prosenttia ja keskisyvyys vain 1,7 prosenttia Atlantin valtamerestä. Pohjoisen Itämeren alueella tapahtuu edelleen maankohoamista jääkauden jäljiltä. Itämeren veden vaihtumisaika, noin 50 vuotta, tekee sen ekosysteemistä herkin, ihmisen toiminnan vaikutuksille alttiin merialueen. Itämeri on murtovesiallas, jossa suolaisuus pienenee Tanskan salmista pohjoiseen ja itään päin mentäessä noin 30 promillesta nollaan. Meren alasta jäätyy vuosittain 10-100 prosenttia.

Itämeren reunustaa nykyään 9 valtiota, joista 8 on Euroopan Unionin jäseniä. Valuma-alue, joka

Kuva 2.4. Kuvan keskellä on Suomen vanhin mareografi, joka sijaitsee Hangossa. Mittaustoiminta alkoi siellä jo 1887. (Merentutkimuslaitos/Patrick B. Eriksson)

on pinta-alaltaan 4 kertaa Itämeren suuruinen, kattaa 14 valtiota ja 85 miljoonaa asukasta.

2.4 Tutkimustyön historiaa Suomessa ja muualla

Fysikaalisen oseanografian kehityksen eri vaiheista Suomessa on olemassa yksityiskohtaisia katsauksia (Simojoki 1978 ja Mälkki 2001). Tässä käsitellään suomalaisten tutkimusten lisäksi tärkeimpiä muissa Itämeren maissa tehtyjä tutkimuksia, jotka ovat tuoneet oleellista uutta tietoa Itämeren fysiikasta.

Kokeellisen merentutkimuksen ensi askeleet otettiin Itämerellä vuonna 1871, kun saksalaiselta *Pommerania*-alukselta käsin tehtiin ensimmäiset hydrografiset (suolaisuus ja lämpötila)

mittaukset. Suomen merentutkimuksen varsinainen alku ajoittuu 1880-luvulle, mutta jo tätä aiemmin oli tehty joitain yksittäisiä tutkimuksia. Helsingin yliopiston fysiikan professori Gustaf Hällström tutki maankohoamisen ja Itämeren vedenkorkeusvaihteluiden syitä ja totesi tuulet merkittäväksi tekijäksi ilmanpainevaihteluiden lisäksi. Suomen Tiedeseuran järjestämät ensimmäiset vedenkorkeusmittaukset ajoittuvat jo 1840-luvulle. Vasta 1880-luvulla tapahtui geofysiikan tutkimuksen yleinen nousu Suomessa, ja vuonna 1887 perustettiin Suomen vanhin, edelleen toiminnassa oleva vedenkorkeusasema Hankoon (kuva 2.4) sekä 1904 myös edelleen toiminnassa oleva asema Helsinkiin. Samoihin aikoihin, 1880-luvulla, alkoivat säännölliset jää- ja hydrografiahavainnot, joista jälkimmäisten aloittamisessa oli keskeisenä henkilönä suomalainen

Kuva 2.5. Helsingin yliopiston fysiikan professori Theodor Homén (1858–1923, Helsingin yliopistomuseo Arppenauum). Homén oli keskeinen henkilö Suomen merentutkimuksen käynnistämässä ja organisoinnissa.

Oskar Nordqvist. Tutkimus eteni myös muualla: vuonna 1894 venäläinen amiraali Stephan Markarov julkaisi tutkimuksen Suomenlahden veden liikkeistä ja kerrostuneisuudesta.

Vuosi 1898 oli merentutkimuksen kannalta Suomessa käännteentekevä, sillä silloin alkoi säännöllinen tutkimustoiminta. Samana vuonna oli pohjoismaisessa konferenssissa sovittu hydrogra-

fisten mittausten aloittamisesta Itämerellä. Aloitteen tekijöinä olivat Otto Pettersson Ruotsista, Martin Knudsen Tanskasta ja Helsingin yliopiston fysiikan professori Theodor Homén Suomesta (kuva 2.5). Hänen johdollaan ensimmäinen suomalainen tutkimusretki alkoi 30.8.1898 *Suomi*-aluksella. Homén pyrki jo varhain kokonaisvaltaista merentutkimusta kohti muun muassa pitäen tärkeänä planktonmittausten kytkemistä hydrografisiin kenttätutkimuksiin. Tätä ajattelutapaa edusti myös Homénin työtoveri, professori J. A. Palmén, Tvärminnen eläintieteellisen aseman perustaja.

Merentutkimustyö lähti Pohjoismaissa laajalla rintamalla ripeästi käyntiin. Vuonna 1900 Martin Knudsen esitti kuuluisaksi tulleen teoriansa Itämeren ja Pohjanmeren vedenvaihdon laskeamisesta. Hän teki myös merkittävän havainnon: Itämereen tulee Pohjanmereltä epäsäännöllisin väliajoin suolaista vettä pohjanläheisessä kerroksessa. Nykyisin ilmiö tunnetaan suolapulssina.

Vuonna 1902 Suomen Keisarillinen Senaatti päätti perustaa Suomen Tiedeseuran alaisuuteen hydrografis-biologisen komission, jonka tehtävänä oli merentutkimus. Toiminta keskittyi aluksi lähinnä majakkalaivoilta tehtäviin mittauksiin. Työ eteni ripeästi, sillä oma tutkimusalus, *Nautilus*, saatiin kesäksi 1903 (kuva 2.6).

Kuva 2.6. Vuosina 1903–1939 käytössä ollut tutkimusalus *Nautilus*. (Merentutkimuslaitoksen kuvaarkisto)

Tutkimustyötä johti vuosina 1902–1910 T. Homén läheisessä yhteistyössä meteorologisen komission johtajan Anders Donnerin kanssa. Homénin seuraajana toimi yksi suomalaisen merentutkimuksen merkittävimmistä henkilöistä, Rolf Witting (1879–1944). Hän oli 1911–1918 hydrografis-biologisen komission johtajana ja mukana suunnittelemassa Merentutkimuslaitosta, jonka ensimmäisenä johtajana hän toimi sen perustamisvuodesta 1918 alkaen. Witting oli myös

Kuva 2.7. Majakkalaiva *Storkallegrund* asemapaikkalaan Vaasaan johtavalla väylällä 2,5 meripeninkulmaa länteen Judastenarnan karikosta. Varhaisin tieto Itämeren virtausoloista perustuu majakkalaivojen havaintoihin Alus palveli paikalla vuoteen 1957. (Suomen merimuseo)

aktiivinen vuonna 1902 perustetun Kansainvälisen Merentutkimusneuvoston ICES:in (International Council for the Exploration of the Sea) työssä. Vuosisadan alussa Witting kehitti suuresti mittaus toimintaa (jääpeite, hydrografia, virtaukset ja vedenkorkeus) ja mittalaitteita. Vuosina 1914–1915 alkoi myös systemaattinen jääkartojen laatiminen. Näihin aikoihin mittaus toimintaan tuli mukaan Gunnar Granqvist (1888–1965).

Wittingin ajatuksena oli suurten kokonaisuuk-sien aikaansaaminen. Hänen suunnitelmiinsa kuului muun muassa yhdistää Ilmatieteelli-sen Keskuslaitoksen meteorologiset tutkimuk-set hydrografis-biologisten tutkimusten kanssa ja saada aikaan monitahoinen tutkimuslaitos. Tämä ajatus ei ole vieras nykypäivänäkään. Ko-konaisvaltaiseen ajatteluun kuului esimerkiksi se, että veden lämpötilahavaintoja voitaisiin käyttää hyödyksi seuraavien kuukausien ilman lämpöti-lan ennusteissa, kun taas meteorologisia havain-toja voitaisiin hyödyntää virtausennusteiden laa-dinnassa. Jääolojen kytkentä sääoloihin oli myös tärkeää jääpalvelun kehittämisessä.

Wittingin tutkimustyö oli monipuolista ja liittyi perushydrografian ja virtausolosuhteiden selvittä-miseen (kuva 2.7) ja se ulottui hyvinkin pitkälle meneviin vedenkorkeus- ja vuorovesitutkimuk-siin, joissa paneuduttiin ensi kertaa vedenpinnan nollatason määrittelyongelmiin. Jo näinkin ai-kaisin saatiin hämmästyttävän paljon aikaan, ja ilman minkäänlaisten tietokoneiden apua! Tiedon laajuudesta osoituksena Wittingin julkaisuissa ku-vattiin jo 1910-luvulla Itämeren fysiikan perus-piirteet varsin hyvin (Witting 1912).

Suomalaisen fysikaalisen oseaanografian tut-kimuksen alkuvuosien tärkeistä henkilöistä on edellisten lisäksi mainittava seuraavat henkilöt tutkimuskohteineen: Erik Palmén (1898–1985, virtaukset ja meri–ilmakehä-vuorovaikutus), Eugénie Lisitzin (1905–1989, vedenkorkeus ja vuorovesi) ja Risto Jurva (1888–1953, jääolot).

1920-luvun oseaanografisen tutkimuksen voi-daan Suomessa katsoa koostuneen kolmesta pää-asiallisesta alueesta: jää, vedenkorkeus sekä hydro-grafia. Nämä alkuvuosien usein hyvinkin kattavat mittaukset muodostivat tärkeän pohjan pitkille aikasarjoille, joiden avulla voidaan nykypäivänä tutkia muun muassa ilmastossa esiintyviä vaihte-luita. Vedenkorkeuden mittaaminen, teknistä lai-tekehittelyä ja tarkkavaaituksia unohtamatta, oli mainittava kehityskohde, sillä aikavälillä 1921–1928 rakennettiin peräti 14 uutta vedenkorke-usasemaa Suomen rannikolle. Vedenkorkeus oli

erityisen tärkeellinen suure, koska virtauksien ja veden suolaisuus- ja lämpötilakerrostuneisuuden mittaaminen oli vielä vaikeaa. Vedenkorkeusmit-tausten avulla maankohoamisen arvioiminen tar-kentui, ja saatiin lisätietoa Itämeren ja Pohjanme-ren välisen vedenvaihdon yksityiskohdista.

Seuraavalla vuosikymmenellä tärkeitä tuloksia olivat Erik Palménin julkaisemat Pohjois-Itäme-ren virtauskartat (Palmén 1930) sekä tuulen ja virtausten välistä vuorovaikutusta käsittelevät tutkimukset. Gunnar Granqvist julkaisi ensim-mäiset Suomen rannikon lämpötila- ja suolai-suustilastot (Granqvist 1938). Tutkimukset Itä-meren ominaisheilahteluista eli Seiche-aalloista ja äärimmäisistä vedenkorkeuksista ovat myös maininnan arvoisia. Meren optiikan tutkimukset käynnistyivät mittauksilla näkösyvyydestä ja va-lon etenemisestä meressä. Myös tekninen kehitys otti askelia eteenpäin, sillä kehitetyn batytermo-graafin avulla voitiin mitata lämpötila syvyyden suhteen. Ruotsalaiset tutkijat (Gustafsson ja Kul-lenberg 1936) pystyivät virtamittausten avulla havaitsemaan Itämeressä niin sanotun inertia-liikkeen, ensimmäistä kertaa maailmassa. Ensimmäisten vuosikymmenten aikana tutkimustöiden tuloksina syntyi monia huomattavia suomalai-sia väitöskirjoja (Jurva 1937a, Granqvist 1938, Lisitzin 1938). Lisitzin oli ensimmäinen nai-nen, joka väitteli Suomessa fysiikan tohtoriksi. Yhdeksää kieltä taitanut Lisitzin valittiin myös ensimmäisenä naisena jäseneksi Suomen Tiede-seuran matemaattis-fysikaaliseen osastoon.

Tutkimuksen kehitystä 1940-luvulla häirit-si Toinen Maailmansota. Tutkimuksen saralla kuitenkin edistytettiin seuraavissa kysymyksissä: näkösyvyys, vuorovesi, jää, virtaukset sekä ener-giatase. Tuulten ja virtausten vuorovaikutusta sekä rannikon vaikutuksia virtauksiin pystyttiin kvantifioimaan. Ilmo Hela (1915–1976) julkaisi väitöskirjansa vedenkorkeustutkimuksista (Hela 1944). Kokeelliset veden sekoittumista koskevat tutkimukset aloitettiin ja ne jatkuivat seuraavina vuosikymmeninä. Hydrografian alalla edistytettiin ja edelleenkin käytössä olevaa perustietoa julkais-

tiin ensi kertaa (Brogmus 1952). Dietrich ym. (1957) esittivät, että vesirungon painekenttiä voidaan käyttää virtausten arviointiin myös Itämerellä (geostrofinen menetelmä).

Suomessa tuli alalle uutta sukupolvea 1950-luvulla. Ilmo Hela nimitettiin Merentutkimuslaitoksen johtoon 1955. Hänen tutkimuksensa, jotka ulottuivat 1970-luvulle asti, käsittelivät virtauksia ja veden sekoittumisprosesseja. Vuonna 1953 Erkki Palosuo julkaisi urauurtavan väitöskirjansa Itämeren ajojääkenttien tutkimuksesta. Merentutkimus astui Suomessa suuren askeleen eteenpäin, kun 1953 saatiin tutkimusalus *Aranda*. Aina vuoteen 1976 asti *Aranda* toimi myös yhteysaluksena Saaristomeren kelirikkoliikenteessä. Huomattavia yleisesityksiä tehtiin muun muassa Itämeren vedenkorkeuksista samalla kun kyseistä instrumentaatiota modernisoitiin (Lisitzin 1959). 1960-luvulle siirryttäessä teknisessä kehityksessä otettiin suuria askeleita eteenpäin, ja fysikaalisen oseaanografian kuva muuttui kohti ekstaktimpaa suuntaa. Ensimmäiset numeeriset mallilaskennat suoritti Sulo Uusitalo (1920–1985). Myös kaukokartoitussatelliitit tulivat tutkimuksen avuksi.

Tutkimus edelleen syventyi ja alan kasvu ilmeni uusina työpaikkoina 1970-luvulla. Merentutkimuslaitoksen henkilökunta kasvoi usealla kymmenellä henkilöllä, ja Helsingin yliopistoon saatiin maapallon vesivaipan geofysiikan professori (1967) sekä apulaisprofessori (1971). Virtaus- ja lämpötaloustutkimukset sekä mallitus edistyivät. Kiinnostus meriympäristön tilaan oli virinnyt 1960-luvulla ja tämän seurauksena vuonna 1974 perustettiin Itämeren suojelukomissio eli HELCOM (Helsinki Commission). Komission perustamisessa oli Akateemikko Ilmo Helalla keskeinen merkitys.

Itämeren jääntutkimukset kasvoivat voimakkaasti. Vuodesta 1970 lähtien Suomen ja Ruotsin kaikki tärkeimmät satamat Perämeren pohjukkaa myöten otettiin ympärivuotiseen käyttöön ja perustettiin yhteinen suomalais-ruotsalainen talvimerenkulun tutkimussäätiö. Tämä säätiö tuki

tutkimustyötä monipuolisesti: talvimerenkulun tekniikka, jääpeitteen kartoittaminen, jääolojen ennustaminen, sekä jään liikkeet ja ahojääät olivat rahoitettavia tutkimuskohteita. Suomessa otettiin vuonna 1976 käyttöön ensimmäisten joukossa koko maailmassa numeeriseen malliin perustuvat operatiiviset jääennusteet. Nämä laadittiin Merentutkimuslaitoksessa ja lähetettiin faksimilenä jäänmurtajille. Ennen kaikkea jään liikenoisuuden ennusteet olivat jäänmurtajatoiminnassa tärkeitä. Jääolojen kartoittamisessa NOAA-satelliitit (National Oceanographic & Atmospheric Administration) tulivat operatiiviseen käyttöön, ja Suomen päästessä ESA:n (European Space Agency) liitännäisjäseneksi vuonna 1987 kaukokartoitustutkimukset alkoivat laajentua. ESA:n täysjäseneksi Suomi tuli 1995.

Vedenkorkeuden mittaajärjestelmä automaatoitiin 1980-luvulla, ja tiedonsiirtojärjestelmästä tehtiin reaaliaikainen, mikä oli huomattava edistysaskel. Alettiin myös tehdä kasvavassa määrin tutkimusta Itämeren hydrografisten olojen pitkäaikaismuutoksesta, joissa vanhan mittausaineiston analyysillä oli keskeinen merkitys. Edellisellä vuosikymmenellä alkaneet meri-ilmakehävaikeudet ja vuorovaikutustutkimukset edistyivät, ja mittauksia analysoitiin modernien turbulenssiopillisten menetelmien avulla. 1970-luvulla alkaneet pinta-aallokon syntymekanismeihin liittyvät tutkimukset jatkuivat myös, ja meren ja ilman välisen kaasujenvaihdon tutkimukset alkoivat. Hydrodynaamisessa mallituksessa kehitys suuntautui virtaus- ja vedenkorkeusennusteiden laatimiseen. Myös Neuvosto-Virossa merentutkimuksen suunta oli kääntynyt Itämerelle. Virolaiset tutkijat tekivät huomattavia Itämeren hydrografian ja dynamiikan tutkimuksia 1980-luvulla.

Suomessa 1990-luvun huomattavat alan tapahtumat liittyivät edellisen vuosikymmenen lopussa uudistuneeseen aluskantaan. Uusi tutkimusala *Aranda* valmistui 1989 tarjoten moderneja mahdollisuuksia tehdä laajamittaista kokeellista tutkimusta. Samana vuonna *Särkkä* muutettiin tutkimusalukseksi ja uudelleen nimettiin

Kuva 2.8. Merentutkimuslaitoksen antama aaltoenuste ajalle 9. tammikuuta 2005 kello 08.00. Kyseisenä päivänä mitattiin lähes ennätyksellinen 7,2 metrin merkitsevä aallonkorkeus pohjoisella Itämerellä. Kartassa merkitsevä aallonkorkeus (metreinä) on kuvattu väreillä ja aallokon etenemissuunta nuolilla. Perämerellä olevat valkoiset alueet ovat jään peittämiä. (Merentutkimuslaitos/Laura Tuomi)

Muikuksi. Sillä on tehty Itämeren rannikkovyöhykkeen tutkimuksia. Tämän vuosikymmenen tutkimuksille oli lisäksi leimallista EU-rahoitteisten kansainvälisten projektien esiinmarssi. Erityisesti on mainittava BALTEX-ohjelma (Baltic Sea Experiment 1993–), jossa tutkitaan Itämeren energiatasetta ja veden kiertoa.

1990-luvulla suomalais-ruotsalainen Pohjanlahtivuosi 1991 sekä suomalais-virolais-venäläinen Suomenlahtivuosi 1996 olivat suuria projekteja. Itämeren voimistunut rehevöityminen johti meriympäristön tilaan liittyvän tutkimuksen lisääntymiseen ja sitä kautta sai aikaan operatiivisen leväseurannan (Alg@line) aloittamisen. Meriekosysteemiä tutkittiin muun muassa kolmidimensionaalisten, kytkettyjen hydrodynaamis-ekologisten mallien avulla. Vuonna 1994 tapahtuneen traagisen *Estonian* onnettomuuden

jälkeen kehitettiin kytketty ilmakehä-aaltomalli, jolla alettiin nopeasti laatia operatiivisia aaltoenusteita (kuva 2.8). Lisäksi merelle perustettiin automaattiset sää- ja aaltopojut, jolloin alettiin saada reaaliaikaisia havaintoja aallonkorkeudesta ja säästä merenkulun ja tutkimuksen tarpeisiin.

2000-luvulla operatiiviset sovellutukset ja teoreettiset tutkimukset ovat edelleen syventyneet ja mallitus on kehittynyt yhä nopeampien tietokoneiden avulla. Nyt ovat alkaneet myös koko Euroopan laajuiset EU-hankkeet, kuten GMES (Global Monitoring of Environment and Security of the European Area). Näissä hankkeissa Itämeri on myös mukana omalla tärkeällä panoksellaan. Leimallista nykyajan tutkimuksille ovat suuret hankkeet ja niiden mukanaan tuoma hallinnollistuminen. Kuitenkin yksittäisiä tutkimuskysymyksiä on paljon, ja vuodesta 2000 lähtien Suomessa on ilmestynyt yksi väitöskirja vuosittain fyysikaalisen oseanografian alalta. Nykyisessä tutkimuksessa Itämeren tila ja sen tulevaisuus ovat keskeisessä osassa.

Kansainvälinen merentutkimusyhteistyö on toiminut ICES:in kautta. Lisäksi Itämeren tutkijoiden yhteistyö on jatkunut 1950-luvulta lähtien Conference of the Baltic Oceanographers (CBO) kokoussarjana, ja 1990-luvun puolivälistä asti on pidetty eri alojen oseanografioiden yhteiskokouksia (Baltic Sea Science Conference). Täten Itämeren eri alojen tutkijoiden välinen yhteistyö ja tiedonvaihto ovat kehittyneet ja laajentuneet.

Suomessa alan perustutkimusta tehdään Merentutkimuslaitoksessa, Helsingin yliopiston Fysikaalisten tieteiden laitoksen geofysiikan osastolla ja Suomen ympäristökeskuksessa (SYKE). Soveltavaa meriympäristön tutkimusta tehdään Suomen ympäristökeskuksessa, kun taas VTT:ssä ja Teknillisessä Korkeakoulussa tehdään alaan liittyviä teknillisiin sovellutuksiin painottuvia tutkimuksia. Itämeren ekologiaa tutkitaan Helsingin, Turun ja Oulun yliopistoissa sekä Åbo Akademiassa.

3. Fysikaalisen tutkimuksen menetelmät

Kuva 3.0. Rolf Witting (1879–1944) on yksi suomalaisen merentutkimuksen historian merkittävimmistä henkilöistä. Hän toimi 1911–1918 Suomalaisen Tiedeseuran hydrografis-biologisen komission johtajana ja oli mukana suunnittelemassa Merentutkimuslaitosta, jonka ensimmäisenä johtajana hän toimi sen perustamisvuodesta 1918 aina vuoteen 1936. Wittingin laaja-alainen panos liittyi yhtäläillä laite- ja mittaustoiminnan kehittämiseen, kuin myös teoreettisiin tutkimuksiin. Myöhemmin Witting teki merkittävän valtiomiesuran toimimalla muun muassa sodan aikana ulkoasiainministerinä. (Merentutkimuslaitoksen kuva-arkisto)

3.1 Tutkimusmatkat

3.1.1 Tutkimusalukset

Merentutkimuksen tärkein työalusta on tutkimusalus (käytetään lyhennettä T/A). Tietoa meren sisäisistä ominaisuuksista ja ilmiöistä ei saada muulla tavalla kuin menemällä tutkimusaluksella merelle ja laskemalla mittauslaitteet veteen valittuun syvyyteen asti. Itämeren rantavaltioilla on omat tutkimusaluksensa meren tilan seuran-

taa ja tutkimuksia varten. Suomessa näitä aluksia on kolme: Merentutkimuslaitoksen T/A *Aranda* (kuva 3.1), Etelä-Savon ympäristökeskuksen T/A *Muikku* ja Geologisen tutkimuskeskuksen T/A *Geola*. T/A *Muikku* on Saimaan kanavan kautta operoinut sekä Saimaan vesistössä että Suomenlahdella. Lisäksi yliopistollisilla tutkimusasemilla ja alueellisilla ympäristökeskuksilla on pienempiä aluksia lähialueidensa tutkimuksiin.

Fysikaalisen oseanografian kenttätutkimuksissa tutkimusalukselta käsin tehdään havain-

Kuva 3.1. T/A *Aranda*, valmistumisvuosi 1989. (Merentutkimuslaitos/Henry Söderman)

toja tutkimuspisteillä eli *asemilla* tai asennetaan ja nostetaan kiinteästi ankkuroituja, jatkuvatoimisia mittalaitteita. Lisäksi joitakin mittauksia tehdään laivan kulkiessa. Asemien havaintoja yhdistetään poikkileikkauksiksi ja näitä edelleen kolmiulotteisiksi kuviksi. Itämerellä on joitakin vakiintuneita asemia, joissa on tehty mittauksia jo yli sadan vuoden ajan. Nämä ovat yleensä altaiden syvimpiä kohtia. Fysikaalisen oseanografian erityistutkimukset ovat koeohjelmia, joissa kootaan intensiivijaksoilta ja -alueilta havaintoaineistoa käyttäen koordinoitusti useampaakin laivaa sekä hyödyntäen samanaikaisesti ankkuroiduista mittalaitteista saatavaa aineistoa. Tällaiset erityistutkimukset ovat kestoltaan yleensä 1–4 viikkoa. Fysikaalisen tutkimuksen ”kokeet” ovat luonteeltaan erilaisia kuin esimerkiksi ekologisen merentutkimuksen koejärjestelyt. Ekologisissa kokeissa käsitellään yhtä muuttujaa kerrallaan siten, että käsittelyn tuottamia muutoksia verrataan käsittelemättömään yksikköön eli niin sanottuun kontrolliin. Ekologisten kokeiden avulla on selvitetty muun muassa ravinteiden vaikutuksia ekosysteemiin.

Aluksen paikantaminen tapahtuu nykyisin satelliitteihin perustuvaan GPS (Global Positioning System) -järjestelmään. GPS-järjestelmä on maailmanlaajuinen satelliittijärjestelmä, joka koostuu maahan ja avaruuteen sijoitetuista satelliiteista. GPS-järjestelmä on tarkoitettu paikantamiseen ja ajankäytön määrittämiseen. GPS-järjestelmä on laajalti käytetty ja se on tullut vakiintuneeksi monissa eri aloilla, kuten lentoliikenteessä, merenkulussa ja maanrakennuksessa.

Aluksen paikantaminen tapahtuu nykyisin satelliitteihin perustuvaan GPS (Global Positioning System) -järjestelmään. GPS-järjestelmä on maailmanlaajuinen satelliittijärjestelmä, joka koostuu maahan ja avaruuteen sijoitetuista satelliiteista. GPS-järjestelmä on tarkoitettu paikantamiseen ja ajankäytön määrittämiseen. GPS-järjestelmä on laajalti käytetty ja se on tullut vakiintuneeksi monissa eri aloilla, kuten lentoliikenteessä, merenkulussa ja maanrakennuksessa.

Kuva 3.2. CTD-luotaimen lasku alkamassa T/A Arandalla. (Merentutkimuslaitos/Ari O. Laine)

ning System) järjestelmään. Differentiaali-GPS-paikantimella (DGPS) päästään noin 10 metrin tarkkuuteen. Meren syvyys (H) määritetään tavallisella kaikuluotaimella: $H = \frac{1}{2}ct$, missä c on äänen keskimääräinen nopeus vertikaalisuunnassa ja t on äänisignaalin käyttämä aika laivasta meren pohjaan ja takaisin. Äänen nopeus c riippuu veden lämpötilasta (T), suolaisuudesta (S) ja paineesta (p). Se on täsmällisesti ottaen $c = \sqrt{K/\rho}$, missä K on kokoonpuristuvuusmoduuli ja ρ on tiheys. Hyvä likiarvo saadaan kaavasta

$$c = c(T, S, h) = c_0 + c_T T + c_{T^2} T^2 + c_S (S - 35 \text{ ‰}) + c_h h \quad (3-1)$$

missä h on syvyys, joka vastaa paineen vaikutusta, ja vakiot ovat $c_0 = 1.449 \text{ m/s}$, $c_T = 4,6 \text{ m/(s } ^\circ\text{C)}$, $c_{T^2} = -0,55 \text{ m/(s } ^\circ\text{C}^2)$, $c_S = 1,4 \text{ m/(s } \text{‰})$ sekä $c_h = 0,017 \text{ s}^{-1}$. Jos $T = 0 \text{ } ^\circ\text{C}$, $S = 6 \text{ ‰}$, ja $h = 0$, on $c = 1.408 \text{ m/s}$; edustava likiarvo on siis Itämerellä $c \approx 1,4 \text{ km/s}$. Vain korkeissa lämpötiloissa ($T > 15 \text{ } ^\circ\text{C}$) päästään lähelle äänen nopeuden arvoa $c \approx 1,3 \text{ km/s}$. Äänen taajuutta säätämällä voidaan myös tarkastella pohjan laatua. Keilalla kaikuluotauksella voidaan tuottaa kaksiulotteisia kuvia pohjan topografiasta.

Havaintotoimintaa rajoittaa jossain määrin käytännön toimenpiteiden hitaus. Kun tutkimusaluksen kulkunopeus on vain 10–15 solmua (1 solmu = 1 meripeninkulma tunnissa = 1.852 m/h), asemien välisiin matkoihin menee paljon aikaa. Mittauslaitteet lasketaan mereen mekaanisilla vinsseillä noin 1 m/s nopeudella, mutta matalilla merillä, kuten Itämerellä, tämä ei ole kovin aikaa vievää.

3.1.2 Hydrografiset asemahavainnot

Meritieteellisellä asemalla perinteinen fysikaalinen mittaussarja on *hydrografinen luotaus* eli veden lämpötilan ja suolaisuuden profiilien mitaus pinnasta pohjaan. Hydrografiseen luotaukseen otetaan toisinaan mukaan myös ekologiaa ja kemiallisia suureita, kuten veden sameus, happipitoisuus ja fluoresenssi. Tarkoituksena on saada tietoa meriveden fysikaalisista ominaisuuksista sekä luotaustietoja yhdistämällä kartoittaa merivesien kiertoiliikettä.

Hydrografia mitataan nykyisin CTD (Conductivity–Temperature–Depth) -luotaimella (kuva 3.2). Luotain lasketaan pinnalta miltei pohjaan asti, jolloin se samalla mittaa tasaisin väliajoin veden lämpötilan, sähkönjohtokyvyn ja paineen. Näistä saadaan laskennallisesti määrite-

tyksi suolaisuus ja tiheys sekä mittausten syvyydet. Syvyydet h saadaan hydrostaattisesta laista $p = p_0 + \rho gh$, missä $g = 9,81 \text{ m/s}^2$ on painovoiman kiihtyvyys ja p_0 on paine painnalla (ilmanpaine). Likimain (1 % tarkkuudella) paine-eroa 10 kPa = 1 dbar (desibaari) vastaa yhden metrin syvyysero, ja siksi ”syvyys” ilmaistaan toisinaan suoraan desibaareina. Luotauksien pystysuuntainen erotuskyky on 1–100 cm, lämpötilan tarkkuus on 0,005 °C, ja suolaisuuden tarkkuus on 10^{-5} (0,01 ‰ -yksikköä). CTD-luotaimissa voi olla myös muita sensoreita ja siihen voidaan liittää vesinäytteiden kerääjäjärjestelmä eli rosette.

Ennen 1970-lukua hydrografiset mittaukset tehtiin Nansen-pulloilla, joissa on elohopealämpömittari sekä näytteenottosäiliö. Pullosarja lasketaan vajjerissa mereen, jolloin mittaussyvyydet määräytyvät pullojen kiinnityskohdista vajjerissa. Lämpömittarissa ja pullossa on mekanismi, joka lukitsee elohopeapatsaan ja sulkee pullon mittaussyvydellä. Vesinäytteestä määritetään suolaisuus laboratorioissa sähkönjohtavuuteen perustuvan *salinometrin* avulla.

Meriveden suolaisuus S tarkoittaa vedessä olevien liuenneiden suolojen suhteellista massaa, ja se ilmaistaan yleensä promilleina (‰). Se on tunnettava tarkasti, koska se vaikuttaa merkittävästi meriveden tiheyteen. Mittausteknisesti suolaisuus määritetään sähkönjohtokyvyn R ja lämpötilan T perusteella käyttäen empiiristä sovitusta $S = S(R, T)$. Aiemmin sähkönjohtavuus määritettiin suhteutettuna ”standardimerivesi”-referenssiin. Vuonna 1981 otettiin käyttöön IOC:n (International Oceanographic Commission, UNESCO) standardi, jonka mukaan niin sanottu käytännöllinen suolaisuusasteikko PSS78 (Practical Salinity Scale 1978) tulee meriveden sähkönjohtavuudesta suhteutettuna väkevyydeltään 32,4356 ‰ olevan kaliumkloridiliuoksen sähkönjohtavuuteen 15 °C lämpötilassa ja normaalipaineessa. Nämä kaksi eri referenssiä antavat saman ja oikean tuloksen riittävällä tarkkuudella.

Itämeren veden sähkönjohtavuus on suuruusluokkaa 1 S/m. Meriveden suolojen suhteet ovat käytännössä samat kaikilla merillä, toisin sanoen merivesi on vain väkevyydeltään vaihteleva liuos, ja siksi tavallisia valtameriin säädettyjä algoritmeja voidaan käyttää suoraan Itämerellä. Suomen järvien tutkimuksissa käytetään yksinkertaisia laskentakaavoja suolaisuuden määrittämiseksi sähkönjohtavuudesta, sillä niissä pitoisuudet ovat pieniä eivätkä vaikuta merkittävästi veden tiheyteen. Yleensä riittää arvio $S \approx 0,6 \cdot R(25 \text{ °C})$, kun R :n yksikkö on $\mu\text{S/cm}$ ja se on lämpötilan suhteen kiinnitetty referenssiin 25 °C (Huom. $S = \text{Siemens} = \text{ohmi}^{-1} = \Omega^{-1}$). Koska $1 \text{ S/m} = 10^4 \mu\text{S/cm}$, johtokyky 1 S/m antaa suolaisuuden $S \approx 6 \text{ ‰}$.

Meriveden tiheyttä ei käytännössä mitata suoraan, vaan se lasketaan IOC:n standardoiman empiirisen tilayhtälön avulla lämpötilasta, suolaisuudesta ja paineesta, $\rho = \rho(T, S, p)$. Yhtälöstä kerrotaan tarkemmin seuraavassa luvussa. Tiheys on määritettävä tarkasti, sillä pienetkin tiheyserot voivat vaikuttaa veden kiertoliikkeeseen. Paineen vaikutus tiheyteen on Itämeren syvimmissä kohdassa (459 metriä) noin 0,2 prosenttia.

Auringonsäteilystä näkyvä valo ja osa ultraviolettisäteilyä tunkeutuu mereen ja siellä se absorboituu muuttuen lämmöksi ja kemialliseksi energiaksi sekä siroaa. Sisään pääsee siis yhteyttämiseen käyttökelpoista säteilyä eli PAR-spektrikaistaa (Photosynthetically Active Radiation) 400–700 nm. Absorptio ja sironta määräytyvät veden optisten ominaisuuksien perusteella ja ne vaikuttavat merkittävästi pintakerroksen fysiikkaan, kemiaan sekä biologiaan. Luonnonvesien *optisesti aktiivit aineet* ovat vesi itse, kelta-aines, kiintoaines ja klorofylli. Kelta-aines sisältää erilaisia orgaanisia yhdisteitä ja se absorboi hyvin lyhytaaltoista valoa.

Vesi muuntaa etenevän säteilyn spektriä huomattavasti. Kirkkaammissa valtamerissä sininen valo tunkeutuu syvimmälle, aina 100 metriin asti, kun taas ultraviolettisäteily tunkeutuu vain vajaan metrin paksuiseen pintakerrokseen. Itä-

Kuva 3.3. Spektrofotometrillä mitataan vesinäytteestä valon spektristä vaimenemista. (Tvärminnen eläintieteellinen asema/Antti Nevalainen)

merellä valon tunkeutumisvyvyys on parhaimmillaan noin 20 metriä; syvimmälle tunkeutuvat valon vihreät aallonpituudet, sillä kelta-aines siirtää Itämerellä spektrin huippua pidempiin aallonpituuksiin. Valon tunkeutumisvyvyys määrää myös yhteyttävän kerroksen syvyyden, joka olennaisesti vaikuttaa meren ekologiaan. Lisäksi veden optiset ominaisuudet kertovat veden laadusta ja toimivat myös veden kiertoliikkeen jäljittiminä, kun niiden avulla voidaan seurata esimerkiksi samean jokiveden kulkeutumista ja sekoittumista mereen jokisuusta lähtien.

Veden optiikan perinteinen instrumentti on Secchi-levy. Tämä on 30 cm halkaisijaltaan oleva valkoinen, pyöreä levy, joka lasketaan veteen. Suurin syvyys, jossa levy voidaan paljain silmin nähdä, on määritelty näkösyvyudeksi. Menetelmän etu on sen yksinkertaisuus, ja lisäksi historiallista näkösyvyysaineistoa on Itämereltä olemassa noin 100 vuoden ajalta vertailuja varten.

Veden sameus määritetään valon vaimenemisnopeuden avulla; tavallisesti se tarkoittaa, kuinka monta prosenttia valo vaimenee yhden metrin matkalla. Kehittyneempiä mittalaitteita ovat *in situ* spektriset tai integroivat säteilymittarit, jotka laskettuina veteen eri syvyyksille kertovat säteilyn etenemisestä vedessä. Ne mittaavat säteilytasoa tai veden optisia ominaisuuksia. Optiikan tutkimuksissa otetaan myös vesinäytteitä, joista laboratoriossa määritetään valon kulkuun vaikuttavien optisesti aktiivisten aineiden pitoisuudet (kuva 3.3).

3.1.3 Ankkuroinnit ja mittaukset liikkuvasta aluksesta

Tutkimusaluksia ja muitakin laivoja käytetään myös automaattisten mittauslaitteistojen asennukseen ja purkuun. Mittarisarjat ankkuroi-

daan pohjaan, ja ne rekisteröivät lyhyemmän tai pidemmän ajan kulloisenkin tutkimuksen tarkoituksen mukaisesti. Systeemiin kuuluvat tavallisesti lämpötilan, johtokyvyn ja virtauksen mittaukset eri syvyyksillä. Suolaisuus lasketaan lämpötilasta ja johtokyvystä, kuten CTD-luotaimen tapauksessa.

Virtausmittareita on erityyppisiä. Perinteisessä pistevirtausmittarissa on nopeuden itseisarvon integroiva roottori ja nopeuden hetkellisen suunnan ilmaiseva peräsin. Niillä tehdään yleensä pitkäaikaismittauksia, joissa rekisteröintiväli on 10–60 minuuttia. Seuraavassa luokassa ovat kaksiulotteiset vektorimittarit, jotka kertovat nopeuden horisontaaliset komponentit ja antavat siten perinteistä mallia tarkempaa tietoa veden ja liikemäärän kulkeutumisesta. Kolmiulotteista virtauskenttää mitataan profiloivilla, akustisilla Doppler-virtausmittareilla, jotka perustuvat vedessä olevien hiukkasten aiheuttamaan äänisignaalin takaisinsirontaan. Vektorimittarit ja profiloivat Doppler-mittarit ovat avainasemassa meren dynamiikan perustutkimuksessa ja kartoituksessa. Turbulenssimittarit mittaavat virtauskentän nopeita fluktuaatioita. Niitä käytetään erityisesti rajakerrostutkimuksissa, kun tarkastellaan liikemäärän vaihtoa merialtaiden pinnalla ja pohjassa. Jos lisäksi mitataan lämpötilan ja johtokyvyn fluktuaatioita, saadaan myös turbulenttinen lämmön ja suolan siirto määräytyksi.

Tutkimusaluksissa on automaattisia mittalaitteita, jotka keräävät tietoa merestä laivan kulkessa. Näihin kuuluvat akustiset virtausmittarit, runkolämpömittarit, jotka mittaavat veden lämpötilan laivan rungon sisäpuolelta, sekä jatkuva-toimiset läpivirtauslaitteistot, joissa voidaan mitata merivesipumpun jatkuvasti pumppaamasta pintavedestä muun muassa lämpötila, johtokyky ja fluoresenssi. Laivoissa on lisäksi automaattinen sääasema ja tarkempia ilman rajakerrostutkimuksia varten keulasta ulos työnnettävä säämittauspuomi. Sääasemissa on lähestulkoon tavanmukainen säähavaintolaitteisto, joka mittaa

ilmanpainetta, ilman lämpötilaa, ilman kosteutta sekä tuulen nopeutta ja suuntaa. Lisäksi auringonsäteilyn mittareita on ollut käytössä. Aluksilla tehdyt säähavainnot ovat ensiarvoisen tärkeitä, sillä ulkomerellisiä sääasemia on hyvin vähän.

Varsinaisten tieteellisten tutkimusalueiden lisäksi meritieteellistä tietoa on kerätty muiltakin laivoilta. Pintaveden lämpötilatietoa on kerätty useilta linjalaivoilta runkolämpömittarin avulla. Muutamilla Itämeren linjalaivoilla on myös läpivirtauslaitteisto, johon on liitetty automaattinen vesinäytteenotto. Fluoresenssia jatkuvasti mittaamalla ja analysoimalla vesinäytteet saadaan tietoa levistä. Tämä Alg@line-järjestelmä on toiminut Merentutkimuslaitoksessa vuodesta 1993 lähtien ja se on omalla allallaan ollut urauurtavaa seurantatutkimusta.

3.1.4 Jääntutkimukset

Itämerellä on vuosittain jäätä 5–7 kuukauden ajan. Rannikolla ja saaristossa on *kiintojäättä*, joka on paikallaan aivan alku- ja loppupalvea lukuun ottamatta, kun taas ulkomerellä on *ajojäättä*, joka ajelehtii tuulten ja virtausten vaikutuksesta. Jääpeitteisillä alueilla tarvitaan tutkimustyössä erikoistoimenpiteitä. Tutkimusalueet voivat vielä liikkua jään reunan tuntumassa ja ohuessa jäässä, mutta eivät yleensä kykene kulkemaan Pohjanlahden, Suomenlahden ja Riianlahden normaaleissa jääoloissa. Suomen T/A *Aranda* on jääluokaltaan Super 1A jäävahvistettu alus, mutta riittämättömän konetehon takia sekin voi liikkua hyvin paksuissa Itämeren jäissä vain jäänmurtajan avustuksella.

Jääpeitteisillä merillä käytetään *ajelehtivia jääasemia*, jotka ovat jäähän kiinnitettyjä ja kulkeutuvat sen liikkeen mukana. Itämerellä on turvallisuussyistä käytetty jäähän ankkuroituja aluksia jääasemien tukikohtina. Ajelehtivien jääasemien lisäksi jääntutkimuksia on tehty myös

Kuva 3.4. Marjaniemi Hailuodossu on toiminut useiden jääntutkimusten tukikohtana. Paikka on kiinto- ja ajojään rajavyöhykkeellä. (Matti Leppäranta)

Itämeren majakoilta ja ulkosaarilta (kuva 3.4). Jääasemien havaintotoiminta kohdistuu jäähän, jäänalaiseen veteen ja sääoloihin. Vettä ja säätä tutkitaan talvella periaatteessa samaan tapaan kuten avovesikautena, joskin olosuhteet ovat talvella hankalammat. Toisaalta jääpeite kylläkin tarjoaa oivan alustan niin jäänalaisiin kuin jäänpäällisiin rajakerrostutkimuksiin. Jääntutkimusten kannalta jään ja veden vuorovaikutus on keskeinen tutkimuskohde, joka sisältää jään ja veden välisen kitkan, lämmönsiirron vedestä jäähän sekä suolan/makean veden vuon jäästä veteen.

Oseanografisten ja meteorologisten mittauksen lisäksi jääpeitteestä tehdään monipuolisia tutkimuksia, sillä jäällä on oma tutkimuksellinen ja käytännöllinen mielenkiintonsa, ja lisäksi jääpeite on sängen keskeinen tekijä meren ja ilmakehän välisessä energian ja materian vaihdossa. Jääntutkimukset voidaan jakaa tutkimuskohteen koon puolesta kolmeen kategoriaan: mikrokoko-

luokka (10^{-4} – 10^{-1} m), paikallinen kokoluokka (10^{-1} – 10^2 m) ja makrokokoluokka (10^2 – 10^5 m). Jäälautojen koko on paikallisen ja makrokokoluokan raja-alueella (10^2 – 10^3 m).

Mikrokokoluokan tutkimuksissa analysoidaan jään kiderakennetta ja epäpuhtauksia. Työ perustuu jäänäytteiden ottamiseen ja niiden analysointiin laboratoriossa. Jäänäytteistä höylätään kylmälaboratoriossa (lämpötila alle -5 °C) ohutheitä (noin $10\text{ cm} \times 10\text{ cm}$, paksuus alle 1 mm), joista määritetään kiderakenne. Näytteen sulamisvedestä mitataan jään suolaisuus ja tarkastellaan jässä olevia muita epäpuhtauksia. Tuloksena saadaan myös tietoa jään laadusta ja sen muodostumistavasta. Ehjää näytettä on myös mahdollista kartoittaa elektronimikroskooppien avulla, jolloin päästään tarkempaan tietoon epäpuhtauksien laadusta ja rakenteesta.

Jäässä elävien eliöiden tutkiminen luonnossa on erittäin hankalaa. Näytteenotto muuttaa aina tutkittavan kohteen luonnosta ja häiritsee

Kuva 3.5. Suomen kiinteiden meritieteellisten asemien ja mareografien verkosto.

prosesseja. Jään eliöiden aktiivisuutta ja lajistoa tutkitaan sekä kentällä tehtävin kokein että laboratorio-oloissa sulatetuista näytteistä. Näytteiden sulatus vaikuttaa kuitenkin haitallisesti tutkittaviin eliöihin. Jään biologinen tutkimus onkin vielä voimakkaassa kehitysvaiheessa erityisesti menetelmiensä suhteen.

Paikallisen kokoluokan tutkimuskohteina ovat jään ja lumen paksuus sekä *jään morfologiset rakenteet*. Ehyen, yhtenäisen jäälevyn paksuus on erittäin tärkeä suure, sillä se kertoo jäässä olevasta kylmävarastosta, jääpeitteen eristävydestä sekä jään lujuudesta. Siitä voidaan tehdä pienellä alueella havaintoja kairausten avulla. Lumitutkimukset ovat myös keskeisessä asemassa ennen kaikkea koska lumi eristää lämpöä, heijastaa ja siirtää auringonsäteilyä takaisin sekä vaimentaa

sitä nopeasti lumen sisällä, ja muodostaa sohjouduttuaan kohvajäätä.

Lämmönsiirto ilma-lumi-jää-vesi -systeemeissä ja siitä seuraava jään paksuuden kehitys on yksi paikallisen kokoluokan pääkysymyksistä. Jäähän ja lumeen asennetaan automaattisia mittalaitteita rekisteröimään jään lämpötilaa sekä jään yllä ja alla olevia meteorologisia ja oseanografisia olosuhteita. Ajojääkentillä muodostuu jään puristuksessa morfologisia rakenteita kuten ahtojäävalleja, ja näiden geometriaa ja sisäistä rakennetta kartoitetaan kairausten ja kaikuluotausmenetelmien avulla. Myös sukeltajia on käytetty havaintotyössä, useinkin jään alaiseen biologiseen näytteenottoon. Sukeltaja pystyy keräämään näytteitä häiriten mahdollisimman vähän ympäristöä.

Makrokokoluokan tutkimuskohteina ovat jääkenttien rakenne ja jään ajelehtiminen. Rakenteen tärkeimmät kysymykset ovat jään laatu, jäälautat ja jään paksuus. Jään paksuus vaihtelee paljon. Ohut uusi jää on muutaman senttimetrin paksuista, tyypillinen kiintojään ja ajojään tasaisten alueiden paksuus on 20–60 cm, kun taas ahtojäät ovat usein 5–15 metriä paksuja. Rakenteen kartoitus perustuu pääasiassa kaukokartoitusmenetelmiin, joista on puhe enemmän kohdassa ”kaukohavainnointi” myöhemmin tässä luvussa. Jään paksuus on suurin jään kartoitusongelma, sillä hyvää, käyttökelpoista menetelmää ei sitä varten ole. Käytännössä kaukohavainnoista on epäsuorasti arvioitu paksuutta joitakin pintareferenssejä hyväksi käyttäen, mutta tällainen arvio on tutkimustarkoituksiin sangen heikkoa.

Makrokokoluokan havaintotyötä tehdään myös operatiivisesti Itämeren jääpalveluissa ja tulokset julkaistaan joka päivä ilmestyvissä jääkartoissa. Näissä esitetään pintalämpötila, jääpeitteen laajuus sekä jään alueelliset tyypilliset paksuudet ja jään laatu.

Jääasemilla tehdään mittauksia jään ajelehtimisestä sekä itse aseman ajelehtimisestä että lähialueille asennettujen automaattiasemien avulla. Jään liikkeen mittauksissa on käytetty samanlaisia ajopoijuja kuin pintavirtausten tutkimuksissa. Jään ajelehtimisnopeus voi olla samaa luokkaa kuin pintavirtauksilla, mutta ankarina talvina jäät ovat paksuja ja liikkuvat sydäntälvellä heikosti pohjoisella Itämeren alueella.

3.2 Kiinteät asemat

Kiinteitä havaintoasemia on perustettu Itämeren rannikoille ja saarien edustalle jo 1800-luvulla, ja jotkin niistä tarjoavat arvokkaita pitkiä aikasarjoja tutkimukseen. Näillä asemilla on joko kiinteitä rekisteröiviä mittalaitteita tai havaintopisteitä, joilla käydään säännöllisesti näytteenotossa. Seuraavassa kerrotaan Suomen asemista (kuva 3.5).

3.2.1 Vedenkorkeus

Vedenkorkeutta mitataan *mareografiasemilla*, joita Suomessa on 13: Kemi, Oulu, Raahе, Pietarsaari, Vaasa, Kaskinen, Mäntyluoto, Rauma, Turku, Föglö, Hanko, Helsinki ja Hamina. Vanhimmat on perustettu yli 100 vuotta sitten, ensimmäisenä (1887) Hanko (kuva 2.4). Asemalla on mereen yhteydessä oleva kaivo, jossa tapahtuvia vedenpinnan korkeuden muutoksia mareografi rekisteröi verrattuna kiinteään referenssiin. Korkeusreferenssi on geodeettisella tarkkavaaistuksella määritetty kullekin mareografille.

Vedenpinnan kiinnittäminen tiettyyn nollatasoon nähden maapallon kaltaisella geoidilla on hankala ongelma, jonka yksityiskohtainen käsittely jätetään tämän kirjan ulkopuolelle. Aihetta on käsitellyt esimerkiksi Lisitzin (1966). Mareografin alla oleva maa saattaa liikkua, jolloin tämän pisteen korkeus muuttuu. Mareografin korkeuspiste vaaitetaan vuosittain lähellä olevan peruskallioon sidotun kiintopisteen suhteen. Nämä kiintopisteet puolestaan ovat sidottuja geodeettiseen korkeusjärjestelmään N60. Geodeettisia korkeusjärjestelmiä on Suomessa tällä hetkellä käytössä kolme: NN, N43 ja N60 (www.fmr.fi).

Suomen ensimmäinen tarkkavaaitus tehtiin vuosina 1892–1910, minkä tuloksena saatiin korkeusjärjestelmä NN, ”normaalinolla”. Tämän järjestelmän nollakohdaksi otettiin Helsingin Katajanokan laiturissa sijainneen vedenkorkeusasteikon nollakohta, joka oli 30,465 metriä Suomen pääkiintopisteen alapuolella. Pääkiintopiste sijaitsee Helsingissä Tähtitieteellisen observatorion läheisyydessä. Suomen toinen tarkkavaaitus tehtiin vuosina 1935–1975. Sen tuloksista vuodelta 1935–1955 määriteltiin korkeusjärjestelmä N43. Tällöin ei käytetty koko vaaitusverkkoa eikä myöskään otettu huomioon maankohoamisen vaikutusta mittausajalta.

Korkeusjärjestelmä N60 laskettiin kahden ensimmäisen vaaituksen perusteella maanko-

hoaminen huomioon otettuna. Sen katsotaan noudattavan geoidia paremmin kuin aiemmat järjestelmät. Käytännön tarpeita varten Meren-tutkimuslaitoksella on otettu käyttöön niin kut-suttu *teoreettinen keskivesi* (MW), joka on arvio vedenkorkeuden pitkäaikaisesta keskiarvosta. Siinä on otettu huomioon maan kohoaminen sekä valtameren vedenpinnan hidas nousu eli eustaattinen vedenkorkeuden muuttuminen. Näiden muutosten vuoksi teoreettinen keskive-si muuttuu vuosittain. Se vastaa arkikokemusta siitä onko vesi korkealla eli keskiveden yläpuolel-la ja päinvastoin. Esimerkiksi radiossa luettavat ja sanomalehdissä ilmoitettavat vedenkorkeudet annetaan teoreettisen keskiveden suhteen.

3.2.2 Hydrografia, virtaukset, jää ja sää

Hydrografisia asemia alettiin perustaa noin 100 vuotta sitten. Ne ovat yleensä merivartio- tai luotsiasemia. Kiinteitä havainto- ja näytteenot-topisteitä oli aiemmin runsaammin, mutta ny-kyisin toimivia ovat enää Krunnit, Valassaaret, Seili, Utö ja Tvärminne. Asemilla tehdään kiin-teissä pisteissä lämpötilaluotaus ja otetaan vesi-näytteet suolaisuuden määrittämiseksi. Havain-toja on tehty vertikaalisuunnassa 5–10 metrin välein, kolmesti kuukaudessa (kuukausien 1., 11. ja 21. päivinä). Asemien tuottamat aikasar-jat ovat tarjonneet ensiarvoisen tärkeitä tietoa Itämeren fysikaalisen tilan pitkäaikaiseen seurantaan ja ilmastomuutoksen vaikutusten tut-kimuksiin.

Säännöllisiä virtausmittauksia ei enää tehdä, mutta ennen niitä kerättiin majakkalaivoilla muun havaintotoiminnan ohessa (kuva 2.7), mihin perustuen jo 1900-luvun alussa julkais-tiin karttoja Itämeren keskimääräisestä kierto-liikkeestä. Näiden havaintojen puuttuminen on

pahin lovi Itämeren fysiikan kiinteässä havain-toverkossa.

Jääoloja seurataan kiinteillä paikoilla Suomen rannikolla ja saaristossa. Siihen kuuluu paikallis-ten jääkarttojen laadinta sekä jään laadun ja pak-suuden havainnointi. Työ liittyy ennen kaikkea operatiivisen jääpalvelun toimintaan Itämeren jääoloja kartoitettaessa. Mutta havaintosarjois-ta on kasvanut myös tieteellisesti merkittäviä, pitkiä aikasarjoja, joista nähdään jäätyminen ja jäänlähdon ajankohtien sekä jään paksuuden il-mastollisia vaihteluita. Lisäksi niissä on runsaasti yksityiskohtaista tietoa rannikko- ja saaristoalu-eiden jäätilanteen kehityksestä erilaisina talvina. Vanhimmat havaintosarjat ovat jo 175 vuoden pituisia.

Merisäätä on havainnoitu aiemmin miehite-tyillä majakoilla sekä rannikko- ja saaristoasemil-la, mutta nykyisin tiedonkeruu perustuu auto-maattiasemien verkostoon. Näitä automaatti-asemia on Suomella noin 40. Merellistä säätä hyvin edustavia asemia ovat Kemi 1, Marjanie-mi, Nahkiainen, Ulkokalla, Tankar, Valassaaret, Kristiinankaupunki Majakka, Tahkoluoto, Iso-kari, Kumlinge, Märket, Nyhamn, Bogskär, Utö, Russarö, Harmaja, Kallbådagrund, Orrengrund ja Rankki. Ulkomerellisten sääasemien määrä Itämeren alueella on kuitenkin kokonaisuu-dessaan valitettavan pieni, millä on vaikutus-ta merisään ennustustarkkuuteen. Sääasemilla tehdään havaintoja säätilan perussuureista ku-ten ilmanpaineesta, sademäärästä, ilman läm-pötilasta ja kosteudesta, sekä tuulen nopeudesta ja suunnasta. Miehityillä asemilla havaitaan myös pilvisuus. Synoptiseen havaintoverkostoon havainnot toimitetaan kolmen tunnin välein. Auringon säteilyä rekisteröiviä asemia Suomessa on vain neljä: Helsinki, Jokioinen, Luonetjärvi ja Sodankylä.

3.2.3 Mittauspoijut

Pinnan sekä pinnanläheisiä mittauksia tehdään automaattisten mittauspoijujen avulla. Nämä voivat olla paikalleen ankkuroituja poijuja tai vapaasti ajelehtivia ajopoijuja.

Pintavirtauksia kartoitetaan ajopoijujen avulla. Näitä paikannetaan satelliittiteknikkaan perustuvien Argos- ja GPS-järjestelmien avulla. Argos-järjestelmä on perustettu 1970-luvulla, ja sen päämaja on Toulousessa, Ranskassa. Argos-poijuihin on joskus lisätty myös ilmakehän tai meren pintakerroksen ominaisuuksia mittaavia antureita. Niitä on käytetty lähinnä pitkäaikaisen pintakuljetuksen seurantaan sekä veden ja ilman energianvaihdon tutkimuksiin. Poijujen avulla tehdyt ajelehtimiskokeet antavat tietoa ainesten kulkeutumisesta ja dispersiosta meren pinnalla, mikä on tähdellinen seikka esimerkiksi mereen joutuneen öljyn leviämisen arvioinnissa.

Tuulen nostattamaa pinta-aallokkoa mitataan kiinteästi ankkuroidulla aaltopoijulla. Tämä liikkuu vapaasti pystysuunnassa aallonkorkeuden vaihteluiden mukana ja mittaa samalla kiihtyvyyttä (a), jonka avulla voidaan integroida poijun vertikaalinen liikerata ja siis aallonkorkeuden ξ kehitys mekaniikan peruslakien mukaan, $d^2\xi/dt^2 = a$. Edelleen käytetään kiinteästi ankkuroituja sääpoijuja täydentämään sääasemaverkostoa.

3.3 Kaukohavainnointi

3.3.1 Ilma-alukset

Lentokone ja helikopteri ovat ilmasta tehtävän kaukokartoituksen mittausalustat. Niitä on jo kauan käytetty visuaalisiin tiedustelulentoihin, ja 1960-luvulla niihin alettiin lisätä instrumentointia. Merentutkimuksessa näitä menetelmiä rajoittaa kuvauskaistan leveys, jonka on käytännössä oltava lentokorkeuden suuruusluokkaa.

Niinpä esimerkiksi Suomenlahden kartoitukseen tarvittaisiin useita ylilentöjä, jolloin kuvaus veisi paljon aikaa ja sen kustannukset nousisivat suuriiksi. Satelliittikaukokartoituksen teknologia oli jo 1990-luvun alkuun mennessä kehittynyt niin hyväksi, että se oli jo pitkälti syrjäyttänyt ilmastatehtävän kartoituksen. Nykyisin ilma-alusten käyttö tulee kyseeseen erityisten meritieteellisten kokeiden tukiaineistojen hankinnassa sekä nopeassa operatiivisessa toiminnassa, kun toimintaan sopivia satelliittikuvia ei ole heti saatavilla.

Rannikkovesien tilan valvonnasta vastaavilla viranomaisilla (Suomessa SYKE) on monipuolinen järjestelmä operatiivista valvontaa varten. Rajavartiolaitoksen lentokaluston instrumentointiin kuuluu videokuvauslaitteita, lämpökamera sekä tutka, joita käytetään päästövalvonnassa sekä ympäristövahinkojen, kuten öljy- tai kemikaalionnettomuuksien, sattuessa. Jääpalvelut ovat käyttäneet lentokoneita ja helikoptereita jäätiedusteluun ja lämpötilakartoituksiin 1930-luvulta lähtien, mutta satelliittiteknologian kehittyessä niiden käyttö on miltei poistunut.

3.3.2 Satelliitit

Kaukokartoitussatelliitit ovat tuoneet paljon uutta merten tutkimukseen jo 1960-luvulta lähtien. Niiden vahvuutena ovat usein toistuvat laaja-alaiset kartoitukset, kun taas heikkoutena on se, että informaatiota saadaan vain meren pinnasta. Optisilla kanavilla voidaan tutkia näkösyvyyden paksuista pintakerrosta, mutta muilla käytettävissä olevilla kanavilla havaitaan vain ohut meren pintafilemi.

Satelliitit kuvaavat maapallon pintaa ja pinnan ominaisuuksia sähkömagneettisten signaalien avulla. Signaaleilla on oma taajuus eli *kanava*, ja eri taajuus- tai aallonpituuskaistoja kutsutaan *ikkunoiksi*. Itämerellä satelliitteja hyödynnetään seuraavan kaavion mukaan:

Aallonpituus	Nimi	Kartoituskohteet
380–760 nm	Optinen eli näkyvän valon ikkuna ¹	Jää, biologinen tuotanto, levät, päästöt
760 nm–3 µm	Lähi-infrapunaikkuna	Jää, levät, päästöt
5–10 µm	Terminen infrapunaikkuna	Jää, veden pintalämpötila
0,1–100 cm	Mikroaaltoikkuna	Jää, aallokko, tuuli, pintalämpötila, pinnankorkeus

¹Ekologisissa tutkimuksissa on tärkeä optisen ikkunan osaikkuna 400–700 nm, eli yhteyttävän valon ikkuna (Photosynthetically Active Radiation, PAR)

Kaukokartoitusmenetelmät jaetaan passiivisiin ja aktiivisiin: edellinen mittaa kohteesta tulevaa luonnollista säteilyä ja jälkimmäinen mittaa satelliitin itse lähettämänsä signaalin takaisinsirontaa. Passiivisia menetelmiä ovat pintakerroksesta sironneen auringonsäteilyn ja pinnan emittoiman lämpösäteilyn mittaukset, aktiivisia puolestaan laser ja tutka. Auringonsäteilyn hyödyntämistä merenpinnan tai meren pintakerroksen havainnointiin rajoittaa vuorokaudenaika ja pilvisuus, kun taas lämpösäteilyn käyttöä rajoittaa vain pilvisuus. Ainoastaan mikroaaltoikkunasta löytyy aallonpituuksia, jotka läpäisevät ilmakehän kaikissa sääoloissa. Passiivista mikroaaltoimenetelmää eli mikroaaltoirradiometriä käytetään paljon valtamerten tutkimuksessa, mutta Itämerellä sen soveltuvuutta rajoittaa vakavasti pieni altainen koko, sillä instrumentin erotuskyky on 20–30 kilometriä.

Merijää on tärkeä kaukokartoituksen sovellusalue. Näkyvän valon ikkunassa eli valokuvassa jää on vettä vaaleampaa, erityisesti lumipeitteinen jää, koska jää sirottaa paremmin valoa kuin vesi. Lisäksi valokuvissa näkyy erilaisia jään laatuja ja geometrisia muotoja, kuten kiintojään reuna ja erillisiä jäälautoja. Vastaavanlainen kontrasti on edelleen lähi-infrapunan alueella. Kun ilman lämpötila on nollan alapuolella, lämpökuvaukseen saadaan kontrasti jään ja avoveden pintalämpötiloista, ja lisäksi silloin paksumpi jää on pintalämpötilaltaan kylmempää. Mikroaltoaikuvauksessa kontrasti löytyy sekä pintalämpötilasta että emissiokertoimesta passiivisen menetelmän

tapauksessa ja sirontakertoimesta tutkaa käytettäessä (kuva 3.6). Myöhäiskevään jäällä, kun pinta on märkä ja jäällä on sulavesilammikoita, kaikki kontrastit ymmärrettävästi heikkenevät ja satelliittikartoituksen antama tieto tulee epävarmemmaksi. Satelliittikuvia yhdistämällä voidaan edelleen määrittää jääkentässä tapahtuneet siirtymät kuvaushetkien välillä. Jäissä on paljon piirteitä kuten jäälautoja ja ahtojäävalleja, jotka voidaan tunnistaa ja paikantaa perättäisistä kuvista.

Pintalämpötila saadaan parhaiten määritetyksi termisen infrapunaikkunan kautta. Menetelmän tarkkuus on noin 1 °C, joten merkittävät lämpötilaerot saadaan hyvin selville. Altainen rantojen ja keskialueiden välillä on useiden asteiden lämpötilaeroja. Erityisesti havaitaan veden kulkeutumisen aiheuttamia piirteitä lämpötilajakautumassa sekä kumpuamisen aiheuttamia kylmän veden vyöhykkeitä rannikoilla. Satelliitin mittaama lämpötila tulee ainoastaan ohuesta (1 mm) pintafilemistä, joten se ei aina edusta hyvin koko pintakerroksen lämpötilaa. Erityisesti tyyninä tai heikkotuulisina kesäpäivinä aurinko voi nostaa pintafilemin lämpötilan paljon pinnanalaista vettä lämpimämmäksi. Lämpötilatiedolla on jonkin verran käytännön tarvetta, ja niinpä ainakin Ruotsissa Itämeren lämpötilakarttoja julkaistaan läpi vuoden.

Leväkukintoja, jokivesien purkautumista mereen ja haitallisten aineiden päästöjä voidaan seurata optisen ja lähi-infrapunaikkunan kautta. Erityisesti leväkukintojen havaittavuutta on

Kuva 3.6. Satelliitin ERS-2 ottama SAR-tutkakuva Perämereltä 25.2.1997. Oikeassa alareunassa on Pohjanmaan rannikkoa. Kiintojään edustalla on raitio, jossa tapahtuu voimakas takaisinsironta aallokon takia. Ulompana merellä näkyy erikokoisia ajojäälauttoja.

viime vuosina tutkittu Itämerellä paljon (kuva 3.7). Satelliittimittaukset soveltuvat kuitenkin vain pinnalla esiintyvien kukintojen havaitsemiseen. Lisäksi Itämereen valuva kelta-aines aiheuttaa ongelmia kuvien tulkinnassa muun muassa siten, että maailman merten levämääriä kartoitavissa kuvissa Itämeri, erityisesti Pohjanlahti, on esiintynyt myös talvella hyvin runsastuottoisena ("punaisena") alueena. Itämerelle onkin kehitetty omat leväalgoritmit kuvatulkitusta varten. Pinnalla esiintyvien sinileväkukintojen kartoittamisen kehitystyössä on jo onnistuttu hyvin ja nykyisin voidaan seurata sinileväkukinnan kehitystä ja laajuutta päivittäin sään sen salliessa. Lisäksi uudet satelliitit tulevat edelleen edistämään levämäärien seuranta. Satelliittikartoitus tuskin tulee kuitenkaan korvaamaan täysin me-

Kuva 3.7. Terra/Aqua -satelliitin MODIS-kuvista prosessoitu maksimi klorofylli-*a* -tilanne Itämerellä heinäkuussa 2005. (Merentutkimulaitos/Seppo Kaitala ja Henrik Stutz)

rellä tehtäviä havaintoja, sillä niillä ei saa selville esimerkiksi lajikoostumusta.

Itämeren dynamiikan tutkimuksissa voidaan satelliittitietoa käyttää suoraan ja epäsuorasti, mutta tämä sovellusalue ei ole ollut kovin laajasti tutkimuksissa mukana. Välillisesti kaikki pinnalla kelluvat kappaleet ja pinnan ominaisuudet toimivat pintavirtausten jäljittiminä, ja siten jotakin tietoa dynamiikasta saadaan kaikkien ikkunoiden kautta. Tutkan avulla saadaan vielä muunkinlaista tietoa. Tutkan havaitsema takaisinsironta riippuu pinnan karkeudesta, ja tämän riippuvuuden avulla saadaan tietoa aallokosta. Aallokko-algoritmeja on kehitetty myös operatiiviseen käyttöön. Meren sisäinen dynamiikka vaikuttaa epäsuorasti pinnan karkeuteen tuottamalla konvergenssi/divergenssi -vyöhyk-

Taulukko 3.1. Itämerellä tavallisimmin hyödynnettävät kaukokartoitussatelliitit.

Nimi	Ikkunat	Erotuskyky	Toistojakso	Haltija
NOAA ¹	Optinen – infrapuna	1,1 km	<1 vrk	USA
Terra/Aqua	Optinen – infrapuna	250 m	1 vrk	USA
ERS ²	Tutka	30 m	3/35/178 vrk	ESA
Radarsat	Tutka	10–500 m	n. 5 vrk	Kanada
SSM/I ³	Mikroaaltoradiometri	25 km	1 vrk	USA
ENVISAT	Optinen – infrapuna – mikroaallot	Riippuu ikkunasta	Riippuu ikkunasta	ESA

¹National Oceanographic and Atmospheric Administration; ²European Remote Sensing Satellite; ³Special Sensor Microwave/Imager

keitä, kuten usein sisäisten aaltojen tapauksessa on laita.

Satelliittien tutkasignaaleja käyttävät korkeusmittarit eli altimetrit piirtävät jo melko tarkasti valtamerten pinnan topografiaa, joka on suoraan kytköksissä geostrofiseen virtaukseen (katso luku 6). Altimetria on hyödynnetty Itämerellä kyllä geodeettisissa tutkimuksissa, mutta dynamiikan puolella Itämeren pieni koko on yhä rajoittava tekijä.

Itämerellä käytetään satelliittikuvia laajasti operatiiviseen toimintaan ja tutkimukseen (taulukko 3.1). Tärkeimmät operatiivisen toiminnan sovellusalueet ovat jäätilanteen ja pintalämpötilan kartoitus sekä haitallisten leväkukintojen ja haitallisten päästöjen havaitseminen. Jäätilanteen kartoituksen perustana ovat NOAA, Terra/Aqua ja RADARSAT -satelliittien tuottama monen kanavan kattama informaatio. Pintalämpötilan sekä leväkukintojen ja haitallisten päästöjen havaitsemiseen käytetään NOAA- ja MODIS-kuvia. Mikroaaltoradiometriä sekä RADARSATia edeltäviä tutkasatelliitteja kuten Euroopan avaruusjärjestön (ESA) ERS-satelliitteja on käytetty jääolojen tutkimustarkoituksiin, ja nykyisin ESan monikanavaista uuden sukupolven ENVISAT-satelliittia (2002–) käytetään Itämerellä erilaisiin kaukokartoitustutkimuksiin.

3.4 Mallit

3.4.1 Perusteet

Meritieteessä käytetään paljon malleja ilmiöiden ymmärtämiseksi ja ennustamiseksi. Mallit voidaan ensi vaiheessa jaotella matemaattisiin ja fysikaalisiin malleihin.

Fysikaaliset mallit ovat laboratorioihin rakennettuja pienoismalleja, joilla voidaan tehdä koikeita hallituissa olosuhteissa. Esimerkiksi vedenalaisen kummun vaikutus veden virtaukseen on yksi tällainen ongelma, jota voidaan lähestyä fysikaalisen mallin avulla. Toisena esimerkkinä voidaan laivatekniikan alalta mainita laivan kulkuominaisuuksien tutkiminen laivasta rakennetun pienoismallin avulla. Tyypillistä fysikaalisille malleille on, että niillä voidaan tutkia jotain yksittäistä kysymystä mutta ei kokonaisvaltaisia ongelmia. Niinpä esimerkiksi Itämeren kierto liikettä ei voida ratkaista Itämerestä rakennetun pienoismallin avulla. Siksi fysikaalisten mallien käyttö on meritieteessä jäänyt melko vähäiselle sijalle, eikä niitä käsitellä tässä kirjassa.

Matemaattiset mallit perustuvat tutkittavaa ilmiötä hallitsevien matemaattisten yhtälöiden ratkaisemiseen. Itämeren fysiikassa näitä matemaattisia yhtälöitä on pieni määrä, minkä ansiosta voidaan saavuttaa pitkälle meneviä tuloksia. Merten fysiikan perusyhtälöt ovat:

- (i) Liikemäärän säilymlaki eli liikeyhtälö (kolmelle nopeuskomponentille)
- (ii) Tilayhtälö
- (iii) Massan säilymlaki eli jatkuvuusyhtälö
- (iv) Lämpömäärän säilymlaki
- (v) Suolaisuuden säilymlaki

Yleisen kiertoliikkeen sekä lämpö- ja suolatalouden yhtälöissä tuntemattomia muuttujia on seitsemän: kolme virtausnopeuskomponenttia, paine, tiheys, lämpötila ja suolaisuus. Ratkaisemalla

kiinnitetään yleensä meren pintaan tai pohjan alle, ja se otetaan positiivisena ylöspäin; puhtaisa vertikaalimalleissa (z , t)-avaruudessa on sen sijaan kätevää ottaa z -koordinaatti positiivisena alaspäin ja pitää sen nollassa merenpinnassa. Tässä teoksessa noudatetaan tällaista käytäntöä, ellei erikseen toisin sanota.

Allaolevassa laatikossa on kuvattu matemaattisten mallien osat. Asian havainnollistamiseksi viereen on sijoitettu Itämeren vedenkorkeusmallin osat.

Yleinen kuvaus	Esimerkki: vedenkorkeusmalli
Mallin yhtälöt	Liikeyhtälö ja jatkuvuusyhtälö
Mallin muuttujat	Virtausnopeus ja vedenkorkeus
Mallin fysiikan parametrit ¹	Kitkakertoimet (tuuli, pohja, sisäinen)
Mallin numeeriset parametrit ²	Hilakoko, aika-askel
Mallin syöttötiedot	Sään kehitys
Mallin tulostustiedot	Vedenkorkeuden ennuste

¹ Suureet, joille voidaan kiinnittää erilaisia arvoja ja joiden avulla malli saadaan säädettyä toimiaan mahdollisimman hyvin.

² Tietokoneen tehosta riippuvat parametrit säätävät mallin yhtälöiden ratkaisun numeerisen tarkkuuden.

kaikki yhtälöt samanaikaisesti, saadaan merivesien fysikaalisen tilan kehitys ja kiertoliike selville. Tästä yhtälösystemistä voidaan myös rakentaa yksinkertaistettuja malleja erilaisia tutkimusongelmia varten. Esimerkiksi vedenkorkeutta voidaan hyvin laskea homogeenisen nesteen mallilla, jolloin edellä olevista yhtälöistä vain (i) ja (iii) tarvitaan.

Lisäksi on Itämeren fysiikan aloja, joissa käytetään erikoistarkoituksiin sopivia malleja. Valon etenemistä vesirungossa mallitetaan sähkömagneettisen säteilyn yhtälöillä, ja ajojään liikettä mallitetaan yleisen jatkumomekaniikan liikeyhtälöillä.

Matemaattiset mallit kuvaavat siis tutkittavia suureita ja niiden muutoksia paikan ja ajan suhteen. Piste aika-avaruudessa on (x, y, z, t) , joista x on itäkoordinaatti, y on pohjoiskoordinaatti, z on vertikaalikoordinaatti ja t on aika. Kolmiulotteisissa malleissa vertikaalikoordinaatin nollassa

Mallin kalibrointi tai säätäminen tarkoittaa mallin parametrien optimointia siten, että sen tuottamat tulokset vastaavat hyvin havaintoja. Kalibroinnissa saatujen parametriarvojen pitää olla sopivia myös muissa tilanteissa, jotta malli toimisi ”yleispätevästi”. Olemassa olevat mallit voidaan jakaa kolmeen kategoriaan: analyttiset, numeeriset ja tilastolliset mallit.

3.4.2 Analyttiset mallit

Aikana ennen tietokoneita matemaattisen fysiikan tehtävät oli yksinkertaistettava riittävän pitkälle, jotta yhtälöille voitiin johtaa analyttinen ratkaisu. Analyttiset mallit ovat algebrallisia yhtälöitä tai differentiaaliyhtälöitä, jotka voidaan ratkaista analyttisin menetelmin. Meritieteessä yksi kuuluisia analyttisiä malleja on Ekmanin spiraali, joka kertoo, että tuulen ajovirta kiertyy

(pohjoisella pallonpuoliskolla) oikealle tuulen suunnasta ja virtauksen nopeus pienenee eksponentiaalisesti syvemmälle edettäessä (katso kohta 6.3.2). Nykyisin nämä mallit ovat vähemmän keskeisessä asemassa mutta kylläkin edelleen tärkeitä, sillä niiden kautta on mahdollista ”nähdä metsä puilta”.

Esimerkki. Beerin lain käyttö valon vaimenemiseen vedessä. Yksinkertainen valon kulkua kuvaava malli perustuu Beerin lakiin, jonka mukaan valon vaimeneminen on verrannollinen sen määrään. Jos valon irradianssi on $E = E(z, \lambda)$, missä z on syvyys ja λ on valon aallonpituus, on $dE/dz = \kappa E$, missä κ on valon vaimenemiskerroin. Tämän ratkaisu on

$$E(z, \lambda) = E(0, \lambda) \exp\left(-\int_0^z \kappa dz'\right)$$

Parametri κ on vielä valittava; siihen voidaan käyttää mitattua tietoa tai sille voidaan olettaa jokin realistinen jakautuma. Erityisesti kun $\kappa = \text{vakio}$, eksponenttifunktio integroituu suoraan muotoon $\exp(-\kappa z)$.

3.4.3 Tilastolliset ja stokastiset mallit

Tilastolliset mallit perustuvat tilastollisiin yhteyksiin syöttösuureiden ja ennustussuureiden välillä. Ne eivät välttämättä sisällä oletuksia ilmiön fysiikasta, vaan tilastomenetelmien avulla etsitään istuvia sovituksia havaintoaineistoihin. Tilastollisia malleja käytettiin erityisesti ennen numeeristen mallien aikakautta, mutta nykyisin ne ovat käyttökelpoisia yksinkertaisuutensa ansiosta. Varsin suosittu menetelmä on monilla aloilla ollut yksinkertainen lineaarinen regressio, jossa havaintoaineistoon sovitetaan suora minimoimalla sovitusrvirheen varianssi. Muita menetelmiä ovat esimerkiksi empiiriset ortogonaaliset funktiot, autokovarianssianalyysi ja Markovin ketjut. Toisaalta tilastollisten mallien

avulla voidaan myös kompressoida havaintoaineistoja fysikaalisten yhteyksien selvittämiseksi sekä käyttämiseksi muunlaisten mallien vertailuaineistona.

Esimerkki. Tilastollinen malli. Pinnalla kelluvan kappaleen ajelehtimisnopeutta u mallitetaan usein lineaarisella mallilla

$$u = \underline{A}u_a + b + \varepsilon$$

missä u_a on tuulen nopeus, $\underline{A}$ on lineaarinen operaattori, joka kiertää ja lyhentää tuulivektoria, b on systemaattinen taustaliike (johtuu tuulesta riippumattomista merivirroista) ja ε on virhetermi. Suureet u , u_a , b ja ε ovat vektoreita. Lineaarisen regression avulla voidaan havainnoista määrittää suureet $\underline{A}$ ja b minimoimalla virheen varianssi. Vektori $\underline{A}u_a$ edustaa puhdasta tuulen ajovirtaa, ja se on voimakkuudeltaan 2–5 % tuulen nopeudesta ja kulkee 10–40 astetta tuulen suunnasta oikealle. Suure $\underline{A}$ riippuu kelluvan kappaleen muodosta ja uppoumasta, mutta suure b taas määräytyy puhtaasti taustalla vallitsevan virtaustilanteen mukaan. Optimoitua mallia sovellettaessa asetetaan $\varepsilon = 0$ ja b pyritään arvioimaan muun tiedon perusteella; kun tuuli on voimakas, vallitsee Itämerellä relaatio $|\underline{A}u_a| \gg |b|$.

Stokastiset mallit ovat yleensä fysiikkaa sisältäviä differentiaaliyhtälöitä, joissa muuttujille ja mahdollisesti myös parametreille annetaan deterministinen ja stokastinen eli satunnainen komponentti. Ideana on ratkaista suoraan fysiikan lakien kautta satunnaistekijöiden merkitys tarkasteltavassa fysikaalisessa systeemissä. Stokastiset mallit voivat edelleen olla analyttisiä tai numeerisia.

Esimerkki. Veden lämpötilaa T voidaan tarkastella stokastisella mallilla

$$\frac{dT}{dt} = \mu(T_a - T) + \varepsilon$$

missä t on aika, μ on relaksaatiokerroin, T_a on ilman lämpötila, ja ϵ on satunnaispakote, jonka keskiarvo on nolla. Yhtälön ratkaisu on

$$T = \int_{-\infty}^t \exp[\mu(s-t)](\mu T_a + \epsilon) ds$$

Vaikka lämpötilan muutoksia ajava stokastinen termi on, se integroitaessa kumuloi lämpötilan kehitykseen nollasta eroavan lisätermin. Systeemiin aiheutetut häiriöt vaimenevat pois relaksaatioajan μ^{-1} puitteissa, ja puhdas satunnaishäiriö syöttötiedoissa muuntuu muistini omaavaksi vaihteluksi veden lämpötilassa.

3.4.4 Numeeriset mallit

Fysikaalisen meritiiteen perusyhtälöt ovat pääsääntöisesti tavallisia differentiaaliyhtälöitä tai osittaisdifferentiaaliyhtälöitä. Koska luonnonolaisissa reunit ovat monimutkaisia ja pakote ajallisesti ja paikallisesti vaihtelevaa, analyttisillä malleilla ei päästä tutkimaan kovin realistisia tilanteita. Ongelmat voidaan tällöin ratkaista numeeristen menetelmien avulla likimääräisesti tietokoneita käyttäen. Meritieteellisissä numeerisissa malleissa käytetään lähestulkoon aina *äärellisten differenssien* menetelmiä ratkaisualgoritmien laatimisessa (katso alempana).

Ratkaisun konstruointi lähtee liikkeelle *hilasta* (kuva 3.8) tai 2–3 lomittaista hilaa sisältävästä hilaryhmästä. Hila on laskentasolukko, jossa kuhunkin hilan solmupisteeseen on tarkoitus hakea laskettavana olevien suureiden arvot. Hila kiinnitetään yleensä paikka-avaruuden (x, y, z) kiinteisiin pisteisiin, ja ajassa t se etenee tietyin aika-askeleen verran kerrallaan. Koordinaatistoon $(x, y, z; t)$ asetetaan siis diskreetit hilapisteet $(x_i, y_j, z_k; t_p)$. Mallin perusyhtälöt kuvaavat ratkaistavia funktioita $f_\ell(x, y, z; t)$, ja numeerisessa tehtävässä tuntemattomia ovat näiden funktioiden arvot $f_\ell(x_i, y_j, z_k; t_p)$ kaikissa hilapisteissä.

Äärellisten differenssien menetelmässä derivaatat korvataan erotusosamäärillä. Funktion $f =$

Kuva 3.8. Numeerisissa malleissa käytetään hiloja eli laskentasolukoita, joissa kuhunkin solmupisteeseen lasketaan ennustettavien suureiden arvot. Samassa mallissa voi olla useampi hila lomittain.

$f(x, y, z; t)$ aikaderivaattaa approksimoidaan usein etuerotuksella ja paikkaderivaattoja keskeiserotuksilla; suoraan derivaatan määritelmästä saadaan

$$\begin{aligned} \frac{\partial f}{\partial t} &\approx \frac{f_{p+1} - f_p}{t_{p+1} - t_p}, \quad \frac{\partial f}{\partial x} \approx \frac{f_{i+1} - f_{i-1}}{2\Delta x}, \\ \frac{\partial^2 f}{\partial x^2} &\approx \frac{f_{i+1} - 2f_i + f_{i-1}}{(\Delta x)^2} \end{aligned} \quad (3-2)$$

missä on oletettu, että paikkahila on tasavälinen, $\Delta x = x_{i+1} - x_i$ on vakio. Vastaavasti hoituvat muut paikkakoordinaatit $\partial f / \partial y$ ja niin edelleen. Kun erotusosamäärät sijoitetaan mallin perusyhtälöihin derivaattojen paikoille, saadaan algebrallinen yhtälöryhmä tuntemattomien $f_\ell(x_i, y_j, z_k; t_p)$ ratkaisemiseksi. Hilapisteiden lukumäärä on yleensä suuri, minkä takia tarvitaan suurta laskentakapasiteettia kaikkien tuntemattomien ratkaisemiseksi.

Esimerkki (jatkoa aiempaan vedenkorkeusmalliesimerkkiin). Itämeren vedenkorkeusmallissa ratkaistavia funktioita on kolme: horisontaaliset nopeuskomponentit u ja v sekä vedenkorkeus ξ . Jos hilan paikkaväli on 10 kilometriä, Itämeren alueelle mahtuu noin 4.000 hilapistettä, jolloin tuntemattomia $u(x_i, y_j)$, $v(x_i, y_j)$, $\xi(x_i, y_j)$ on kussakin aika-askeleessa yhteensä 12.000 kappaletta. Jos edelleen aika-askel on 10 minuuttia, vedenkorkeu-

t_0	0,0	alkuehto = ...				5,00
...						
t_p	0,0	0,50	1,00	2,00	4,00	5,00
t_{p+1}	0,0	0,50	1,05	2,10	3,90	5,00
t_{p+2}	0,0	0,51	1,10	2,18	3,62	5,00
...						
$t = \infty$	0,0	1,00	2,00	3,00	4,00	5,00

Kuva 3.9. Esimerkki laskennan etenemisestä lämpötilamallissa hetkestä t_p hetkeen t_{p+2} . Tässä $Q=0$ ja $D\Delta t/(\Delta z)^2=0,1$. Reunaehdot ovat 0 ja 5 °C ja kun $t = \infty$, lämpötilajaukama on lineaarinen.

den vuorokauden mittaisen kehityksen ennustamiseksi on ratkaistava 1.728.000 tuntematonta.

Hilakoko paikkakoordinaateissa määrätään annetun ongelman perusteella, mutta sitä viime kädessä rajoittaa laskentakapasiteetti. Pienempi hilakoko antaa aina tarkemman ratkaisun, mutta vaatii yhä enemmän laskenta-aikaa. Merten fysiikassa vallitsee horisontaalisen ja vertikaalisen suunnan välillä voimakas anisotropia eli horisontaaliset mittasuhteet ovat monta kertaa suurempia kuin vertikaaliset. Siksi horisontaalinen hilaväli on aina suuri, 0,1–10 kilometriä sovelluksesta riippuen, kun taas vertikaalinen hilaväli on suuruusluokkaa 1–50 metriä. Kun paikkahila on kiinnitetty, aika-askeleen valinta riippuu käytetystä numeerisesta menetelmästä. Aika-askeleen täytyy pystyä kuvaamaan ulkoisen pakotteen vaikutuksia, jolloin sen pituus saa olla korkeintaan kymmenesosan pakotteen ajallisten vaihteluiden jaksonpituuksista. Toisaalta numeerisen ratkaisun stabiliteettivaatimus voi asettaa myös ylärajan aika-askeleen pituudelle.

Esimerkki. Vertikaalinen lämpötilamalli. Tarkastellaan yksinkertaista vertikaalista lämpötilamallia. Perusyhtälö on

$$\frac{\partial T}{\partial t} = D \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \kappa \frac{Q}{\rho c} \exp(-\kappa z)$$

missä T on lämpötila, D on lämmön diffuusio-kerroin, $Q = Q(t)$ on auringonsäteily pinnassa, c on veden ominaislämpö ja κ on auringonsäteilyn vaimenemiskerroin. Eulerin menetelmän mukaan tätä yhtälöä approksimoidaan äärellisten differenssien avulla seuraavasti:

$$\frac{T(t_{p+1}, z_k) - T(t_p, z_k)}{\Delta t} = D \frac{T(t_p, z_{k+1}) - 2T(t_p, z_k) + T(t_p, z_{k-1}))}{(\Delta z)^2} + \frac{Q(t_p)}{\rho c} \exp(-\kappa z_k)$$

missä aika-askel $\Delta t = t_{p+1} - t_p$ ja hilaväli $\Delta z = z_{k+1} - z_k$ ovat vakioita. Piste z_0 on meren pinnassa ja piste z_N pohjassa. Kun lämpötila ajanhetkellä t_p tunnetaan, yhtälöstä voidaan suoraan laskea lämpötila ajanhetkillä t_{p+1} ja niin edelleen (kuva 3.9). Lämpötilan $T(t_{p+1}, z_k)$ laskeminen edellyttää, että lämpötila tunnetaan pisteissä $T(t_p, z_{k-1})$, $T(t_p, z_k)$ ja $T(t_p, z_{k+1})$; reunapisteisiin z_0 ja z_N lämpötila on tuotava reunaehtojen kautta.

Reunaehdoiksi voidaan asettaa kiinteät lämpötilat pinnalla ja pohjalla, $T(t_p, z_0) = T_o$ ja $T(t_p, z_N) = T_b$. Tällöin systeemiä ohjaavat auringonsäteilyn tuoma lämmitys ja lämmön diffuusio reunojen kautta ulos. Aika-askelten määrä riippuu sii-

tä, miten pitkästä ajassa ulottuvasta laskennasta on kyse, kun puolestaan vertikaalikoordinaatin hilapisteiden määrä kiinnitetään etukäteen. Jos meren syvyys on 100 metriä, hilaväliksi voitaisiin ottaa 0,5 metriä, jolloin näiden hilapisteiden lukumääräksi tulisi 200. Eulerin menetelmän stabiliteettikriteeri antaa $D\Delta t < (\Delta z)^2/2$; jos otetaan $D = 0,01 \text{ m}^2/\text{s}$, on siis oltava $\Delta t < 12,5$ sekuntia.

3.4.5 Itämeren tärkeimmät mallit

Itämeren fysiikassa tavanmukaiset mallit voidaan jakaa käyttötarkoituksen mukaan seuraaviin luokkiin:

- (1) Vertikaalimallit. Lasketaan lämpötilan, suolaisuuden ja virtausnopeuden vertikaalisia profiileja. Vedenlaatusovelluksissa otetaan mukaan myös ainespitoisuuksia.
- (2) Laatikkomallit eli box-mallit. Jaetaan Itämeri altaisiin ("laatikoihin"), ja laaditaan omat mallit altaille ja niiden vuorovaikutukselle.
- (3) Vedenkorkeusmallit. Lasketaan meriveden kulkeutumista ja vedenpinnan korkeutta. Sovelluksissa tavoitteena on ensisijaisesti ennustaa vedenkorkeuden kehitystä rannikolla.
- (4) Virtausmallit. Lasketaan meriveden virtauskentän horisontaalista ja vertikaalista osaa eli meren kiertoliikettä. Osana virtausmalleja ovat pinnalla kelluvien kappaleiden ja aineiden ajautumismallit.
- (5) Aallokkomallit. Lasketaan tuulen nostattaman aallokon kehittymistä.
- (6) Jäämallit. Lämpötilousmalleilla lasketaan jään paksuuntumista ja sulamista ja dynamiikkamalleilla ajojaan liikettä.
- (7) Merelliset ilmastomallit. Ratkaistaan Itämeren ilmastoprobleema eli lasketaan veden tila, kiertoliike ja jäätalven kehitys. Siten saadaan kokonaiskuva Itämerestä fysikaalisena systeeminä ja voidaan laatia itämerellisiä ilmastoskenaarioita.

Mallien tärkein *reunaehto* on meren pinnassa, ja se määräytyy meren ja ilmakehän välisestä vuorovaikutuksesta ja auringonsäteilystä. Meren ranta ja pohja ovat passiivisia eli ne vaikuttavat geometriansa ja kitkan kautta ohjaavasti veden liikkeeseen. Tanskan salmissa on meren vapaa reuna, jonka kautta Itämeri on vuorovaikutuksessa Pohjanmeren kanssa. Joissain tapauksissa tämä reuna voidaan keinotekoisesti sulkea, mutta muutoin on sen läpi tuleva vesi, lämpö ja suola määritettävä. Edelleen tarvitaan myös *alkuarvot* laskennan aloitushetkeltä. Ne voidaan konstruoida havainnoista tai sitten asettaa jokin yksinkertainen tilanteeseen sopiva alkutila. Jälkimmäisessä tapauksessa siirtämällä laskennallista nollahetkeä kauemmas yli systeemin muistiajan taakse, saadaan alkutilan epätarkkuus häivytytyksi.

Vedenkorkeusmalli, aallokkomalli, jäämalli sekä pintakuljetusmalli ovat nykyään myös operatiivisessa ennustuskäytössä Itämerellä. Ennustusajojen pakotteena on sääennuste, jonka ajallinen ulottuvuus asettaa ylärajan merellisten ennusteiden laatimiseen. Lisäksi tarvitaan vapaa reuna Tanskan salmiin, kun halutaan hyviä useamman vuorokauden ennusteita.

Matemaattisia malleja on nykyisin verrattain hyvin saatavilla. Jokaisen ei ole tarvetta itse konstruoida malleja, mutta sen sijaan on kyllä syytä tuntea mallimaailman ajatustapa ja mahdollisuudet. Vaikkei itse mallia konstruoisikaan, on hyvä tehdä mallilla monipuolisia testejä sen ominaisuuksien ymmärtämiseksi, aivan kuten tutkija tekee kokeita luonnossa sen ilmiöiden ymmärtämiseksi.

Tämä kirja ei käsittele mallien konstruointia – siihen on olemassa runsaasti kirjallisuutta – vaan Itämeren fysiikkaa. Siksi malleihin ei mennä syvemältä, mutta fysiikan esittelyssä kyllä käytetään mallien tuloksia hyväksi.

4. Syvyysuhteet ja hydrografia

4.1 Topografian pääpiirteet

Itämeren tyypillinen piirre on sen mataluus: keskisyvyys on vain 54 metriä, ja syvin kohta, Landsortin syväne Tukholman ja Gotlannin välissä, on 459 metriä. Itämeren pinta-alakin on pieni, 392.978 km² ja sen tilavuus on 21.205 km³. Itämeri on jakautunut alaisiin, joiden geometria ja morfologia ovat erilaisia syvänteineen, matalikoineen ja painumineen. Rannikkoalueet ovat suurelta osin saaristoisia ja aallokon muovaamia. Kaikki tämä lisää omalta osaltaan Itämeren fysiikan monimuotoisuutta.

Itämeren katsotaan alkavan lounaassa Kattegatin eteläsuulta. Rannikko ja pohjatopografia vaihtelevat suuresti. Pääpiirteet ovat pre-glasiaalista alkuperää; ero nykyiseen pohjaan on muuttamista metreistä kymmeniin metreihin. Topografian muutoksia ovat jääkauden jälkeen aiheuttaneet kulkeutumisprosessit ja sedimentaatio. Pohja on karkea siellä, missä sedimentaatio on ollut vähäistä.

Viime jääkauden jälkeisenä aikana on tapahtunut maankohoamista Itämeren alueella (kuva 4.1). Kun vähennetään havaitusta vedenkorkeudesta vesibalanssin osuus, jäljelle jäävät maankohoamisen ja valtameren eustaattisen pinnannousun vaikutukset. Ne voidaan yhdistää suhteelliseksi maankohoamisluvuksi, joka kuvaa maan kohoamista suhteessa keskimääräiseen vedenkorkeuteen. Suhteellinen maankohoaminen on

Kuva 4.0. Professori Gunnar Granqvist (1888–1965) vaikutti merkittävällä tavalla Merentutkimuslaitoksen mittaustoiminnan kehittämiseen. Hän oli Wittingin ja Jurvan aikana vt. johtajana useaan otteeseen. Granqvistillä oli pitkä ura takanaan ensin Suomen Tiedeseuran hydrografis-biologisissa tutkimuksissa ja sen jälkeen Merentutkimuslaitoksen palveluksessa. Granqvistin toimintakausi kesti kaikkiaan 36 vuotta aina vuoteen 1955. (Merentutkimuslaitoksen kuva-arkisto)

suurinta aivan pohjoisessa, Kemissä $7,20 \pm 0,27$ mm/vuosi, kun Haminassa se on $1,62 \pm 0,26$ mm/vuosi (eustaattinen vedenkorkeuden nousu on nyt muutamia millimetrejä vuodessa). Suhteellisen maankohoamisen nollassa kulkee Viron eteläpuolella. Sen eteläpuolella maa laskee näennäisesti. Aivan uusimpien tulosten mukaan myös Suomenlahden tasalla suhteellinen maankohoaminen on vähitellen pysähtymässä. Tämä johtuu siitä, että valtameren pinnan eustaattinen kohoaminen näyttää viime aikoina kiihtyneen.

Kuva 4.1. Maankohoaminen Itämeren alueella millimetreinä vuodessa: + merkki tarkoittaa maankohoamista -merkki vajoamista. Kuvassa ei ole huomioitu merenpinnan eustaattista nousua. (Piiirretty Voipion ja Leinosen [1984] kuvasta.)

Jääkauden jälkeen Itämerellä on tapahtunut pohjaan vajoavan aineksen kerrostumista eli sedimentaatiota (Voipio ja Leinonen 1984). Osassa Itämerästä tämä on jatkunut jokseenkin ilman ulkoista häiriötä siten, että vanhimmat kerrostumasarjat löytyvät eteläiseltä Itämereltä, josta mannerjää ensiksi vetäytyi. Sedimentin paksuus vaihtelee eri alueiden välillä. Perämerellä se on yli 10 metriä, Selkämerellä 40–50 metriä ja Gotlannin altaalla noin 30 metriä. Lähellä jäätikön reunaan kerrostuminen oli nopeaa, vuosikertymä oli useita senttimetrejä. Jään edelleen vetäytyessä sedimentaationopeus pieneni ja nykyään se on noin 1 mm/vuosi syvimmissä altaissa. Sedimenteissä on selkeä jako karkean ja hienon aineksen välillä: kerrostuman alaosassa on karkeaa hiekkaa ja soraa, kun taas aineksen yläosassa on hienompaa hiesua ja savea. Syvien altaiden ulkopuolella sedimentaationopeus on huomattavasti pienempi, eikä 50 metriä matalammalla alueella tapahdu pysyvää sedimentoitumista, sillä aaltojen vaikutus ulottuu pohjaan saakka ja pohjasavi saattaa liittyä eli pohjalla tapahtuu eroosiota.

4.2 Eri altaiden topografiset piirteet ja pohjan laatu

Luvun 2 allasjaotuksen mukaan seuraavassa käydään läpi Itämeren altaiden topografiset piirteet (kuva 4.2). Yksityiskohtaisen pohjatopografian kuvauksen löytää Fonseliuksen (1996) julkaisusta, johon tässä oleva esitys pitkälti perustuu. Pohjan laatuun liittyvät tarkastelut perustuvat Voipion ja Leinosen (1984) esitykseen. Tarkasteluissa myös Kattogat on mukana, koska se on tärkeä Itämeren ja Pohjanmeren välissä oleva vyöhyke.

Altaiden välisessä vedenvaihdossa on tärkeää kiinnittää huomio Itämeren kynnyksiin. Kynnyssyvyys on suurin syvyys, jolla voidaan horisontaalisessa suunnassa kulkea altaasta toiseen. Kynnyssyvyyteen asti altaiden välinen vedenvaihto on tehokasta. Kuvassa 4.3 on esitetty skemaattisesti veden eteneminen Itämeren sisäosiin erilaisten kynnysten yli.

Itämeren altaiden pinta-alat, tilavuudet sekä syvyysuhteet antavat yleiskuvan topografiasta (taulukko 4.1). Selkeästi suurin allas on Gotlannin meri. Sen pinta-ala 151.920 km² on 39 prosenttia koko Itämeren alasta ja sen tilavuus 10.824 km³ on 51 prosenttia koko Itämeren tilavuudesta, mikä selittyy altaan suurella keskisyvyydellä (71 metriä). Toinen suuri allas on Pohjanlahti, jonka pinta-ala on 115.516 km². Sen tilavuus on kuitenkin vain 6.369 km³, koska keskisyvyys (55 metriä) on pienempi kuin Gotlannin altaan. Bornholmin allas, pinta-alaltaan 38.942 km², on seuraavaksi suurin allas, keskisyvyys 46 metriä, jolloin tilavuudeksi saadaan 1.780 km³. Neljäntenä on Suomenlahti, pinta-ala 29.498 km² (8 prosenttia Itämerestä) ja tilavuus 1.098 km³ (5 prosenttia Itämerestä). Keskisyvyys Suomenlahdella on noin 37 metriä, mikä on jo selvästi Itämeren keskiarvon alapuolella. Tanskan salmet, Arkonan allas, Gdanskian lahti ja Riianlahti ovat kaikki pinta-alaltaan ja tilavuudeltaan varsin pieniä, vaikkakin Tanskan

Kuva 4.2. Itämeren pohjatopografian pääpiirteet ja sen suhteen tärkeimpien paikkojen nimet. (Piirretty Fonseliuksen [1996] kuvasta.)

salmien rooli Itämeren ja Pohjanmeren välisessä vedenvaihdossa on keskeinen.

Varsinainen Itämeri on vakiintunut tarkoittamaan Itämeren keskusalueen altaita Tanskan salmista itäisiin ja pohjoisiin suuriin lahtiin asti. Se koostuu Arkonan ja Bornholmin altaista sekä Gotlannin merestä, joka voidaan jakaa itäiseen,

läntiseen ja pohjoiseen altaaseen ja Gdanskian lahteen (taulukko 4.1).

Itämeren syvyysoloja voidaan tarkastella myös hypsografisten käyrien avulla. Nämä kuvaavat syvyysien kumulatiivista syvyysjakaumaa (kuva 4.4). Itämeren mataluus tulee käyriä hyvin esille: noin 12 prosenttia Itämeren alasta kattaa alueet,

Kuva 4.3. Skemaattinen kuva kynnyksistä Itämeren altaiden välillä.

joilla syvyys on yli 100 metriä, ja vain 2,5 prosenttia alasta kattaa yli 150 metrin syvyiset alueet.

4.2.1 Kattegat ja Lounainen Itämeri

Kattegat on matala (keskisyvyys 23 metriä) Itämeren ja Pohjanmeren välinen allas, vesimassojen vaihtumisvyöhyke, jonka ei katsota kuuluvan kumpaankaan näistä meristä (kuva 4.5A). Siihen tulee Pohjanmereltä, Skagerrakista suolaista Atlantin vettä, joka laimentuu ja jatkaa matkaansa Itämereen. Itämeren vettä menee Kattegatista

Skagerrakiin pintavirtauksena ja jatkaa matkaansa länteen Norjan rannikkovirtana, jossa se voidaan jäljittää alhaisen suolaisuutensa ansiosta. Skagerrak on keskisyvyydeltään 230 metriä. Sen ja Kattegatin välillä ei ole kynnystä. Kattegatin ja Skagerrakin rajana on linja Skagen–Marstrand. Kattegatissa on paikallisia syvänteitä, kuten Anholtin lähellä (100 metriä). Ruotsin rannikkoa myötäilevän kanaalin syvyys on 75–100 metriä madaltuen etelään päin. Tanskan salmien ulko-reunalla, Itämeren portilla, Kattegatin syvyys on 20–40 metriä.

Taulukko 4.1. Itämeren altaiden ja Kattegatin mitat (Fonselius 1996).

	A	H _{kesk}	H _{max}	Tilavuus
yksikkö	km ²	m	m	km ³
Merialue				
Kattegat	22.287	23	130	515
Itämeri (Tanskan salmien kanssa)	392.978	54	459	21.205
Itämeri (ilman Tanskan salmia)	372.857	56	459	20.918
Tanskan salmet	20.121	14	81	287
Belttien meri	17.821	15	81	260
Juutinrauma	2.300	12	53	27
Arkonan allas	19.068	23	53	442
Bornholmin allas	38.942	46	105	1.780
Gotlanninmeri	151.920	71	459	10.824
Gdanskin lahti	25.234	57	114	1.439
Itäinen Gotlannin allas	63.478	77	249	4.911
Pohjoinen Gotlannin allas	28.976	71	150	2.056
Läntinen Gotlannin allas	34.232	71	459	2.418
Suomenlahti	29.498	37	123	1.098
Riianlahti	17.913	23	51	405
Pohjanlahti	115.516	55	293	6.369
Ahvenanmeri	5.477	75	301	411
Saaristomeri	8.893	19	104	169
Selkämeri	64.886	66	293	4.308
Perämeri	36.260	41	146	1.481

Tanskan salmiin lasketaan kuuluviksi Belttien meri ja Juutinrauma [Öresund]. Rajalinjat Kattegatiin ovat Hasenør–Själlands Odde Jyllannista Själlantiin sekä Gilleleje–Kullen Själlanista Skåneen. Tämä alue onkin ratkaisevassa asemassa Itämeren ja Pohjanmeren välisessä vedenvaihdossa. Pirstaleinen Belttien meri koostuu seuraavista vesialueista Tanskan rannikon ja saarten välillä: Iso-Beltti Själlannin ja Fynin välissä, Smaalands farvandet, Mecklenburgin lahti, Fermanin Beltti, Kielin lahti sekä vesialueet Fynin eteläpuolella, Vähä-Beltti ja Fynin saaren pohjoispuoliset alueet sekä Århusin lahti. Belttien meressä syvyysoivat vaihtelevat. Syvimmissä kanaaleissa Iso-Beltin pohjoisosissa syvyys on jopa 60 metriä, mutta yleensä se on Iso-Beltissä 20 metriä, Vähä-Beltissä alle 15 metriä.

Tanskan salmet rajoittuvat etelässä Darsser Örtin ja Gedserin niemen kautta kulkevalle linjalle. Siinä on Pohjanmeren ja Itämeren vedenvaihdon kannalta todellinen topografinen kynnys, Darssin kynnys, jonka syvyys on 18 metriä. Iso-Beltin läpi ulottuu kapea kanaali aina Kattegatista Darssin kynnnykselle asti, missä myös määräytyy enimmäissyvyys Itämerelle tuleville aluksille.

Juutinrauma sijaitsee Tanskan ja Ruotsin välissä. Sitä rajoittaa etelässä linja Stevns Klint–Falssterbon niemi. Juutinrauman pohjoisosissa syvyys on yleensä 23–26 metriä, mutta Landskronan pienessä syvänteessä, Ven-saaren eteläpuolella, maksimisyvyys on peräti 53 metriä. Juutinrauman merkitys Itämeren ja Pohjanmeren välisessä vedenvaihdossa on suuri. Ruotsin puoleisessa Flintin kanaalissa kynnysyvyys on 8,6 metriä ja

Kuva 4.4. Itämeren syvyyden hypsografiset käyrät eli syvyyksien kumulatiiviset jakautumat. A) Kaikille syvyyksille, B) Yli 100 metrin syvyyksille, C) Yli 150 metrin syvyyksille.

Tanskan puolella 8 metriä Drogdenin kanaalis-
sa. Kynnyksestä etelään Itämeren puolella syvyys
kasvaa noin 20 metriin.

Lounaisella Itämerellä (kuvat 4.5A–B) on kak-
si pientä allasta: Tanskan salmiin rajoittuva Ar-
konan allas, jonka maksimisyvyys on 53 metriä

(Arkonan syväne), ja Bornholmin allas Born-
holmin saaren itäpuolella. Altaiden välinen kyn-
nyssyvyys Hamraren salmessa Skånen ja Born-
holmin välissä on 45 metriä. Bornholmin altaan
tyypillinen syvyys on 60–80 metriä ja maksimi-
syvyys on 105 metriä (Bornholmin syväne),

Kuva 4.5. Itämeren pohjatopografia (m). A) Skagerrak, Kattegat ja Lounais-Itämeri. B) Pääallas. C) Riianlahti ja Suomenlahti. D) Pohjanlahti (piirretty Fonseliuksen (1996) mukaan). B–D ovat seuraavilla sivuilla.

kun taas Bornholmin saaren lounaispuolella on varsin matalaa (20–25 metriä). Syvin väylä sisemmäs Itämereen, Itäiseen Gotlannin altaaseen, on Stolpen kanaali (kynnyssyvyys 60 metriä). Pohjoisessa Bornholmin allasta rajoittavat Ruotsin rannikko ja Midsjön matalikko.

4.2.2 Gotlannin meri

Gotlannin meri koostuu Gdanskin lahdesta ja Gotlannin altaasta ja kattaa lopun Varsinaisesta Itämerestä Arkonan ja Bornholmin altaiden jälkeen (kuva 4.5B). Gdanskin lahti rajoittuu linjalle Briusterort–Rozewie. Gotlannin allas on Itämeren keskusalalla, joka jaetaan itäiseen, läntiseen ja pohjoiseen osaan. Leveä vedenalainen harjanne Gotlannista Puolan rannikolle erottaa läntisen ja itäisen altaan toisistaan. Siihen kuuluvat matalikot: Hoburg Bank (minimisyvyys 10 metriä)–Pohjoinen Midsjön matalikko (9 metriä)–Eteläinen Midsjön matalikko (13 metriä)–Lawica Slupska (8 metriä). Ainoastaan Stolpen kanaali puhkaisee tämän harjanteen.

Itäiseen altaaseen kuuluvat Stolpen kanaali, Gotlannin syvänne saaren itäpuolella ja Fårön syvänne (205 metriä), joka sijaitsee Gotlannin koillispuolella. Stolpen kanaalin kautta kulkee syvin yhteys Bornholmin altaan ja Gotlannin meren välillä. Sen keskisyvyys on 90 metriä ja kynnyssyvyys 80 metriä Gotlannin altaan suuntaan. Itäinen Gotlannin allas on laaja-alainen, maljanmuotoinen syvännealue, jonka suurin syvyys on 249 metriä. Kynnyssyvyys Fårön syvänteeseen on 140 metriä. Fårön syvänteen, ja siten itäisen Gotlannin altaan, kynnyssyvyys Pohjoiseen Gotlannin altaaseen on 115 metriä. Fårön saaren ja Gotlannin välissä on Fårön kanaali. Itäisen Gotlannin altaan rajalinja Pohjoiseen altaaseen on hieman Gotlannin

yläpuolella linjalla Fårö–Gotska Sandön–Ristna. Kynnyssyvyys Gotlannin syvänteestä Gdanskin lahteen on 100 metriä, ja Gdanskin lahdella suurin syvyys on 114 metriä (Gdanskin syväne). Puolan, Kaliningradin alueen ja Liettuan edustalla on kaksi suurta laguunia, Vistulan lahti ja Kuurin haffi, joista jälkimmäinen on tunnettu meripihkasta.

Pohjoinen Gotlannin allas ulottuu Suomenlahteen ja Pohjanlahteen asti. Hydrografisesti Suomenlahti on Gotlannin altaan jatke, koska välillä ei ole kynnystä. Pohjoisen altaan topografia on hyvin vaihtelevaista, ja siinä on laajoja yli 150 metriä syviä alueita. Pohjoisessa aluetta rajoittaa 45 metrin syvyinen Ahvenanmaan kynnys, kun taas lounaassa rajana Läntiseen Gotlannin altaaseen on linja Fårö–Kopparstenarna–Tukholman ulkosaaristo.

Läntiseen Gotlannin altaaseen kuuluu Landsortin syväne (459 metriä), koko Itämeren syvin kohta. Se on puolikuun muotoinen halkeama, jonka seinämät ovat hyvin jyrkät. Lisäksi altaaseen kuuluu Norrköpingin syväne (205 metriä). Västervikin (mantereen) ja Visbyn välillä on lisäksi alueita, joissa syvyys on 150 metriä. Etelään päin mennessä allas mataloituu siten, että Hoburgin ja Midsjön matalikoilla ja Bornholmin suunnalla syvyys on 20–40 metriä. Öölannin saari kuuluu tähän altaaseen. Öölannin ja Ruotsin mantereen välissä syvyys on alle 20 metriä.

Varsinaisen Itämeren syvänteissä pohjan pinnan laatu on Suomenlahden suulta Gdanskin lahteen asti hiesua, savea ja liejusavea. Keskussyvän-

KUVA 4.5 B. Pääallas

teiden pehmeiden pohjien ja rannikon välissä on laajoja sora- ja hiekka-alueita, jotka usein jatkuvat läheisillä rannikoilla.

KUVA 4.5 C. Riianlahti ja Suomenlahti.

4.2.3 Riianlahti

Riianlahti sijaitsee Viron ja Latvian välissä (kuva 4.5C). Se on melko eristyksissä Gotlannin merestä, sillä välissä ovat Viron saaret Hiidenmaa ja Saarenmaa. Lännessä rajana on Irben salmessa linja Sörve–Ovisi. Pääasiallinen vedenvaihto tapahtuu kahden salmen kautta Saarenmaan reunoilla. Leveämpi näistä salmista on etelään avautuva Irben salmi, jonka leveys on 27 kilometriä, poikkipinta-ala 0,37 km² ja kynnyssyvyys 21 metriä. Koillisessa on matala Väinämeri (keskisyvyys alle 10 metriä), joka on yhteydessä useiden salmien kautta Riianlahden pääaltaaseen (Suursalmi Muhun ja Viron mantereiden välissä) sekä Pohjoiseen Gotlannin altaaseen. Riianlahden maksimisyvyys on 51 metriä ja keskisyvyys 29 metriä. Sen rannat ovat paljolti hiekkaisia dyynejä ja ulompana on vain kaksi saarta, Ruhnu ja Kihnu. Riianlahti on virok- si Liivilahti, joka tarkoittaa hiekkaista lahtea.

4.2.4 Suomenlahti

Suomenlahti on Itämeren itäisin allas, jota rajoittavat Suomi, Viro ja Venäjä (kuva 4.5C). Tällä kapealla ja pitkänomaisella altaalla ei ole kynnystä Gotlannin merelle, mutta länsireunana on pidetty Pöösapea–Osmussaari–Hankoniemi-linjaa. Suomenlahti mataloituu itään päin. Syvimmät alueet (80–100 metriä) sijaitsevat lahden länsi- ja eteläosissa; suurin syvyys (Paldiskin syväne) on 123 metriä. Viron rannikko on selväpiirteinen ja Narvaan asti melko syvä (40–80 metriä), kun taas Suomen rannikko on matala (20–40 metriä) ja saaristoinen. Suomenlahden itäpäässä on matalaa, sillä Seiskarin itäpuolella syvyys on alle 40 metriä ja aivan Nevan suulla vettä on enää alle 5 metriä. Kerrostumat pohjassa ovat jakautuneet mosaiikkimaisesti siten, että syvänteissä on savikkoja ja rinteillä sekä matalimmilla alueilla hietikkoja, moreeni- ja sorapohjia.

tai jopa kallioita. Suomenlahden perukka Virolahdelta Pietariin on laakeaa hiekkaa ja sorapohjaa.

Hankoniemen itäpuolelta Tammisaaresta työntyy pohjoiseen Pohjanpitäjänlahti. Se on noin 10 kilometriä pitkä ja suurimmalta syvyydeltään 42 metriä (kynnyssyvyys 6 metriä). Se on Suomen ainoa varsinainen vuono. Pohjanpitäjänlahti on pysyvästi kerrostunut; Mustionjoen tuoma makea vesi virtaa suolaisemman syvän veden kerroksen päällä. Syvä vesi uudistuu lähinnä syksyisin, joten kesällä Pohjanpitäjänlahden pohjassa on selvää happikatoa.

4.2.5 Pohjanlahti

Pohjanlahti on hydrografisesti rajattu alue, jonka ominaisuudet ovat melko lailla erilaiset kuin muun Itämeren, sillä se on kynnysten ja saariston vuoksi pitkälti eristyksissä (kuva 4.5D). Siihen lasketaan kuuluvaksi Saaristomeri, Ahvenanmeri, Selkämeri ja Perämeri. Selkämeren erottaa Ahvenanmerestä Ahvenanrauma, Saaristomerestä saariston ulkoreuna ja Perämerestä Merenkurkku. Ahvenanraumaa ja Merenkurkkua ei tässä lasketa itsenäisiksi merialtaiksi, vaan edellinen kuuluu Ahvenan-

KUVA 4.5 D. Pohjanlahti

mereen ja Selkämereen ja jälkimmäinen Selkämereen ja Perämereen.

Ahvenanmeri koostuu kahdesta altaasta. Eteläisemmän maksimsyvyys on 220 metriä (Lågskärin syväne), ja kynnyssyvyys Gotlannin merelle on 70 metriä hyvin kapeassa kanaalissa. Myös pohjoiseen altaaseen päin kynnyssyvyys on 70 metriä Söderarmin ja Lågskärin välistä. Ahvenanmeren ja samalla Suomen vesialueiden syvin kohta on 301 metriä, Eckerön ja Grisslehamnin välillä. Kyseistä syvännettä kutsutaan Ahvenansyvänteeksi [Ålandsdjup], josta useita noin 150 metriä syviä kanaaleja johtaa vettä Ahvenanrauman kautta Selkäme-

relle, mutta etelässä oleva noin 70 metrin kynnys määrää tosiasiallisesti Selkämerelle pääsevän veden suolaisuuden. Eräissä lähteissä tälle kynnykselle annetaan myös 45 metrin syvyys, mutta 70 metriä on ilmeisesti oikea arvo. Ahvenanmeren ja Selkämeren rajalinjana on Söderön koillinen niemi–Ormö–Norrsjär–Märkeskallan–Märket–Långö–Eckerö.

Saaristomeri sijaitsee Ahvenanmeren ja Suomen mantereiden välissä. Selkämerelle rajalinja on Saltvikin pohjoisin niemi–Landtö–Kauritsala–Lokalahti. Saaristomeri on matalikkoa. Siellä on tuhansia saaria ja sitä kutsutaankin ”meren ja maan mosaiikiksi”. Kolme 30–40 metriä syvää kanaalia johtaa Saaristomeren läpi pohjoiseen ja vastaa osasta Selkämeren ja Gotlannin meren välistä vedenvaihtoa. Kynnyssyvyys Selkämeren suuntaan on 18 metriä. Pääkanava kulkee Kihdin selän kautta. Saaristomeren syvyys on alle 40 metriä, mikä rajoittaa Pohjoisen Gotlannin altaan syvän veden pääsyn Selkämerelle.

Selkämeren erottaa Perämerestä rajalinja: Ismo–Raippaluoto–Björkö–Lappören–Valassaret–Haddingin niemi. Se on itä-länsisuunnassa epäsymmetrinen siten, että Suomen puolella pohjan muoto on loiva, kun taas Ruotsin puolella rannikko on jyrkkä ja pohjanmuoto epäsäännöllinen. Lisäksi Ruotsin rannikolla on pohjoisessa pienehköjä vuonoja. Tätä aluetta kutsutaan Korkearannikoksi [Höga Kusten]. Selkämeren eteläosa on matala ja topografia on vaihtelevaa. Laaja syvännealue ulottuu eteläiseltä Selkämereltä aluksi itäkoilliseen Finngrundetin matalikon ohi, minkä jälkeen syvännealue jatkuu pohjoiseen, myöhemmin kääntyen länteen Ruotsin rannikkoa kohti. Syvin kohta, Ulvön syväne (293 metriä), on lähellä Ruotsin rannikkoa. Keskellä Selkämerta on paleotsooisia kalkkikivialueita, jotka ovat muodostuneet noin 400 miljoonaa vuotta sitten. Näillä alueilla pohjan muoto on varsin tasainen.

Merenkurkku, joka yhdistää Selkämeren ja Perämeren, on melko matala (maksimisyvyys 65 metriä). Alueella on kaksi 25 metriä syvää kynnystä, Holmöarnin etelä- ja pohjoispuolella ja Suomen puolella on Vaasan laaja saaristoalue. Maantieteellisesti Merenkurkusta puhutaan usein omana alueenaan (eteläreuna: Hörnefors–Vaasa, pohjoisreuna: Käringsjär–Stubben). Meritieteessä Merenkurkku kuuluu sekä Selkämereen että Perämereen. Tämä on perusteltua, sillä kyseessä ei ole allas, jolla olisi omat hydrografiset olonsa, vaan salmi. Merenkurkun pohja-aines on soraa, hiekkaa ja kivikkoa. Karkeus johtuu siitä, että voimakkaat virtaukset huuhtovat hienomman aineksen pois.

Itämeren pohjoisin allas on Perämeri. Se on topografialtaan itä-länsisuunnassa epäsymmetrinen kuten Selkämeri. Alueella on kaksi painumaa, joista pohjoinen on pienempi. Pohjois-Perämerellä on laaja saaristoalue, jonka suurin saari on Hailuoto. Perämeri on suurelta osin melko matalaa ja sen keskisyvyys on vain 41 metriä. Suurin syvyys (146 metriä) on Luulajan kaakkoispuolella. Perämerellä rannikon läheisyydessä on hiekka- ja sorapohjaa. Molemmissa syvänteissä sen sijaan 40–60 metriä syvemmällä pohja on hiesua.

4.3 Hydrografian peruspiirteet

Hydrografia on varsin hankala käsite, koska sille ei ole olemassa täsmällistä määritelmää. Sillä tarkoitetaan yleisesti merten vesirungon fysikaalisten tilasuureiden ja kemiallisten ominaisuuksien kenttiä. Tässä kirjassa tutkitaan erityisesti fysikaalisia tilasuureita: suolaisuutta, lämpötilaa ja tiheyttä. Fysikaalisessa meritieteessä hydrografiaan sisällytetään myös eräitä kemiallisia ominaisuuksia lähinnä veden kiertokulun ja ekologisen yleistilanteen selittämisessä. Tällaisia ominaisuuksia ovat esimerkiksi happipitoisuus, sameus ja ravinteiden pitoisuudet.

4.3.1 Meriveden tilayhtälö

Meriveden tiheys (ρ) on fysikaalisen merentutkimuksen eräs keskeisimpiä suureita. Se on massan (m) ja tilavuuden (V) suhde

$$\rho = \frac{m}{V} \quad (4-1)$$

eli mitä pienemmässä tilavuudessa V tietty vesimassa m on, sitä suurempi on sen tiheys. Meriveden tilayhtälö antaa tiheyden muiden tilasuureiden funktiona ja se voidaan ilmaista yleisessä muodossa

$$\rho = \rho(S, T, p) \quad (4-2)$$

missä S on suolaisuus, T on lämpötila ja p on paine. Nesteiden fysiikasta ei ole saatavissa teoreettisia menetelmiä tilayhtälön konstruointiseksi. Toisin on kaasujen fysiikassa, jossa ideaalikaasun mallia voidaan soveltaa laajalti. Niinpä meriveden tilayhtälö on konstruoitu empiirisiin menetelmin, ja siitä on laadittu kansainvälinen standardi (kaavaliite tämän luvun lopussa).

Merivesi on kemialliselta koostumukseltaan kaikkialla samanlaista, vain sen väkevyys vaihtelee. Tämä tarkoittaa sitä, että eri suolojen keskinäiset suhteet ovat vakiot. Sen takia tilayhtälössä riittää kokonaissuolaisuus. Tiheyden yksikkö on SI-järjestelmän mukaan kg/m^3 . Suolaisuuden yksikkönä tässä käytetään promillea, ja lämpötilalle käytetään tavallisesti Celsius-asteita ($^{\circ}\text{C}$), joskus SI-yksiköiden mukaista Kelviniä (K).

Tilayhtälö kirjoitetaan muodossa

$$\rho = \frac{\rho(S, T, 0)}{1 - p / K(S, T, p)} \quad (4-3)$$

missä $\rho(S, T, 0)$ on tiheys nollapaineessa ja $K(S, T, p)$ on kokoonpuristumiskerroin; molemmille on olemassa oma standardiyhtälönsä (UNESCO 1981). Meriveden kokoonpuristuminen on suuruusluokkaa $0,5 \cdot 10^{-4} \text{ bar}^{-1}$; 200 metrin syvyydessä paine on noin 20 bar ja ko-

koonpuristuminen on siis 0,1 prosenttia. Absoluuttisesti tämä on saman kuin yhden suolaisuuden promilleyksikön muutoksen vaikutus tiheyteen. Käytännön ongelmissa tiheyden paikalliset vertikaalimuutokset ovat ratkaisevia stabiliteetin kannalta ja Itämerellä paineen vaikutus ei vielä niissä tunnu. Sen sijaan (tilayhtälön epälineaarisuuden takia) valtamerten syvissä vesissä paineen paikallinen vaikutus on huomioitava.

Itämerellä kokoonpuristumista ei siis yleensä huomioda tiheyslaskuissa eli $K \rightarrow \infty$. Paineen vaikutus on suurimillaan Landsortin syvänteen 459 metrissä: tiheys kasvaa noin 0,2 prosenttia, kun vesipartikkeli viedään pinnasta pohjaan. Syvänteen vesipatsas on kokonaisuudessaan puristunut noin 0,5 metriä veden kokoonpuristuvuuden takia.

Meriveden tiheys on Itämeressä tyypillisesti $1.000\text{--}1.010 \text{ kg/m}^3$. Valtamerissä pintaveden tiheys on 1.025 kg/m^3 , kun $T=0\text{--}10 \text{ }^{\circ}\text{C}$, $S=35$ promillea ja $p=p_0$ missä p_0 on ilmanpaine.

Meriveden tiheyden pystysuuntaisessa jakaumassa tulee esille toisenlainen paineen vaikutus: *adiabaattinen muutos*. Tällä tarkoitetaan tilannetta, jossa vesipartikkeli ei ole lämmön vaihdossa ympäristönsä kanssa, mutta sen lämpötila muuttuu ympäröivän paineen muuttuessa. Kun vesipartikkeli nousee ylöspäin meressä, ympäröivän veden hydrostaattinen paine pienenee, jolloin vastaavasti tiheys pienenee, ja vesipartikkelin laajenemiseen tarvittava työ kuluttaa sen sisäistä energiaa. Näin vesipartikkelin lämpötila laskee. Vastaavasti vesipartikkelin mennessä syvemmälle sen tiheys ja lämpötila kasvavat, kun ympäröivä vesi tekee siihen työtä. Tätä lämpötilan muutosta kutsutaan adiabaattiseksi muutokseksi ja sillä on merkitystä vesirungon stabiliteettia tarkasteltaessa.

Potentiaalilämpötila tarkoittaa lämpötilaa, joka vesipartikkelilla on, kun se tuodaan adiabaattisesti pintaan sen suolaisuutta muuttamatta. Potentiaalitiheys on potentiaalilämpötilan

Kuva 4.6. Meriveden tiheys, jäätymispiste ja maksimitiheyden lämpötila (piirretty Pickardin ja Emeryn (1990) kuvasta). Tiheys (kg/m^3) on $1000 + \sigma_t$.

määrittää tiheys. Adiabaattisen lämpötilamuutoksen suuruus Γ on noin $0,003 \text{ }^\circ\text{C}/\text{bar}$ ($\approx 0,03 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$). Sen vaikutuksesta Itämerellä vesipartikkeli jäähtyy $0,03 \text{ }^\circ\text{C}$, kun se tuodaan 100 metrin syvyydeltä pintaan.

Itämerellä vesi on kerrostunutta. Kerrostuneisuusolot voivat kuitenkin olla varsin erilaisia riippuen vesimassan *stabiiliteetista*, joka riippuu veden tiheyden pystyjakaumasta. Käytännössä kerrostuneisuus on aina stabiili tai neutraali. Stabiilissa tilanteessa kevyempi vesi on raskaamman päällä, ja neutraalissa tilanteessa potentiaalitiheys on syvyyden suhteen vakio. Jos pintaveden tiheys kasvaa, se pyrkii vajoamaan ja kevyt vesi nousee ylöspäin. Näin estyy epästabiilin tiheysjakauksen muodostuminen. Veden pystysuuntainen sekoittuminen jatkuu, kunnes kerrostuneisuus on muuttunut stabiiliksi tai neutraaliksi. Stabiili-

teetille E voidaan esittää matemaattinen määritelmä muodossa

$$E = -\frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial \rho}{\partial S} \frac{\partial S}{\partial z} + \frac{\partial \rho}{\partial T} \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \Gamma \right) \right] \quad (4-4)$$

Tarkasteltava vesimassa on stabiili, jos $E > 0$, neutraali, jos $E = 0$, ja epästabiili, jos $E < 0$. Jos suolaisuus on vakio, neutraalisti kerrostuneessa meressä lämpötila kasvaa syvemmälle mennessä adiabaattisen muutoksen verran.

4.3.2 Meriveden maksimitiheys ja jäätymispiste

Veden tiheys pienenee veden lämmitessä, kun lämpötila on suurempi kuin maksimitiheyden

Kuva 4.7. Skemaattinen kuva auringon säteilyn heijastuksesta, absorptiosta ja sironnasta vesirungossa.

lämpötila T_m . Kun lämpötila laskee T_m :n alapuolelle, tiheys pienenee veden edelleen jäätyessä (kuva 4.6). Sen sijaan suolaisuuden ja paineen kasvaessa tiheys kasvaa aina. Pintaveden suolaisuutta pienentää mereen tuleva makea vesi, ja sitä puolestaan kasvattavat haihtuminen ja veden jäätyminen. Meriveden jäätyessä veden suolaisuus kasvaa, koska jään kasvu hylkii suolaa. Kun pintaveden tiheys kasvaa alla olevan veden tiheyttä suuremmaksi, seuraa veden vapaa pystysuuntainen sekoittuminen eli konvektio. Vesi vajoaa alaspäin, kunnes vallitseva tiheys vastaa sen omaa tiheyttä. Tällaista lämpötila- ja suolaisuusvaihteluista aiheutuvaa prosessia kutsutaan termohaliiniseksi konvektioksi.

Suolaisuus vaikuttaa meriveden jäätympisteeseen T_f ja maksimitiheyden lämpötilaan T_m siten, että suolaisuuden kasvaessa nämä alenevat likimain lineaarisesti (kuva 4.6):

$$T_f = -0,055 \cdot 10^3 S \quad (4-5a)$$

$$T_m = 3,98 - 0,216 \cdot 10^3 S \quad (4-5b)$$

Itämerellä pintaveden suolaisuus vaihtelee laajasti (0–10 promillea), ja sen takia myös jäätympiste vaihtelee suuresti ($-0,55$ – 0 °C). Valta-merillä jäätympiste on $-1,5$ ja -2 °C välillä. Jäätympisteeseen on olemassa myös tarkempi standardi kaava (tämän luvun kaavaliite), mutta Itämeren tutkimuksissa yllä oleva lineaarinen yhtälö tavallisesti riittää.

Makean veden maksimitiheyden lämpötila on $3,98$ °C. Suolaisuuden kasvaessa maksimitiheyden lämpötila alenee. Tämä aleneminen on nopeampaa kuin jäätympisteiden tapauksessa, ja ennen pitkää maksimitiheyden lämpötila painuu jäätympisteiden alapuolelle. Sellaista vesimassaa, jonka maksimitiheyden lämpötila on korkeampi kuin sen jäätymlämpötila, kutsutaan *murtovedeksi*. Suolaisuus on silloin pienempi kuin $24,7$ promillea. Kun suolaisuus on riittävän alhainen ($S < 0,1$ promillea), sillä ei ole käytännön merkitystä tiheyden kannalta ja vesi kelpaa talousvedeksi.

Itämerellä maksimitiheyden lämpötila on aina yli nolla astetta. Esimerkiksi 10 promillen suolaisuudessa maksimitiheyden lämpötila on noin 2

°C. Syksyllä Itämeren vesi alkaa jäähtyä pinnalta käsin. Jäähtyvä vesi muuttuu raskaammaksi ja vajoaa alaspäin niin kauan, kunnes se kohtaa vettä, jolla on sen kanssa sama tiheys. Itämerellä suolaisuus on syvällä suurempi kuin pintakerroksessa, ja konvektiivinen sekoittuminen ei sen takia syksyllä ja talvella ulotu pohjaan asti. Jos suolaisuusero on suurempi kuin 0,5 promillea pintaveden ja syvemmillä olevan veden välillä (kuten Itämerellä miltei aina on), niin lämpötilamuutoksiin liittyvät tiheysmuutokset ovat suolaisuuden aiheuttamia pienempiä.

Kun pintavesi edelleen jäähtyy, niin vähitellen sen lämpötila alittaa maksimitiheyden lämpötilan. Tällöin vesi muuttuu aiempaa kevyemmäksi, eikä se enää sekoitu allaolevien vesimassojen kanssa. Siksi jäähtyminen tapahtuu ohuessa pintakerroksessa jäätymispistettä lähestyttäessä, ja vesi jäätyy vaikkei koko tasasuolaisen kerroksen lämpötila olisi saavuttanut jäätymispistettä. Prosessi on samankaltainen kuin järvillämme syksyisen täyskierron jälkeen, mutta Itämeressä kierto rajoittuu tasasuolaiseen kerrokseen.

Valtamerten veden maksimitiheyden lämpötila on huomattavasti jäätympisteen alapuolella, eikä sitä koskaan käytännössä saavuteta, toisin sanoen vesi jäätyy sitä ennen. Tasasuolaisen kerroksen pystysuuntainen sekoittuminen jatkuu jäätymiseen asti, joten jään muodostus vaatii, että koko tämä vesipatsas on saavuttanut jäätympisteen lämpötilan. Tämä tarkoittaa sitä, että tietyn tilavuuksisen valtamerivesimassan on luovutettava huomattavasti enemmän energiaa ilmakehään kuin vastaavan murtoveden, jotta jäätyminen alkaisi. Weddellin, Grönlannin ja Rossin merillä vesi on tasasuolaista, ja konvektio ulottuu talvella pohjaan asti.

Itämeren jäätymisessä suolaisuudella on vain sekundäärinen merkitys. Jäätympiste on hieinan nollan alapuolella, ja pintakerros sekoittuu maksimitiheyden lämpötilaan, joka on hieman alempi kuin järvissä. Pääasiallisena jäätymissyynä on alueen kylmä ilmasto ja siihen nähden Itämeren lämpövaraston hidas uusiutuminen.

4.3.3 Veden väri ja sameus

Meriveden väristä ja sameudesta puhuttaessa tarkoitetaan perimmältään veden vuorovaikutusta auringonsäteilyn kanssa. Auringonsäteilyssä on mukana kaikkia aallonpituuksia, mutta vesi läpäisee käytännössä vain ultraviolettia säteilyä ja näkyvää valoa (380–760 nm). Säteilyn vapaa-etenemistä estävät (i) absorptio eli säteilyn imeytyminen veteen ja muuttuminen lämmöksi sekä kemialliseksi energiaksi ja (ii) sironta eli säteilyn hajaantuminen eri suuntiin (kuva 4.7). Luonnonvesien optisiin ominaisuuksiin vaikuttavat vesi itse sekä vedessä olevat optisesti aktiiviset aineet, ja aine-säteily vuorovaikutus riippuu säteilyn aallonpituudesta. Näin ollen säteilyn absorptio- ja sirontaspektrit kertovat veden ominaisuuksista. Lisäksi auringonsäteilyn tunkeutumissyvyys kertoo, kuinka syvälle auringon tuoma lämpöenergia jakautuu ja kuinka syvälle biologinen perustuotanto voi ulottua.

Auringonsäteilyä kuvataan irradianssina, joka kertoo tason pinta-alayksikölle lankeavan säteilyn ylä- tai alapuolisesta puoliavaruudesta. Tuleva säteily ilmaistaan yläpuolelta tulevana irradianssina $E_d = E_d(z; \lambda)$, missä λ on aallonpituus, ja takaisinpalautuva osa on taas alapuolelta tuleva irradianssi $E_u = E_u(z; \lambda)$. Näiden suhde

$$r(z; \lambda) = \frac{E_u(z, \lambda)}{E_d(z, \lambda)} \quad (4-6)$$

on reflektanssi. Kun tuleva ja lähtevä irradianssi integroidaan aallonpituuden suhteen, saadaan tuleva ja lähtevä kokonaissäteily $Q_s(z)$ ja $Q_r(z)$. Näiden suhde meren pinnassa on *albedo*, $\alpha = Q_r(z)/Q_s(z)$.

Irradianssin yksikkönä on $W/(m^2 \text{ nm})$, teho pinta-alayksikköä ja aallonpituusyksikköä kohden. Ekologisessa tutkimuksessa säteilyn määrä ilmaistaan valokvantteina, $\mu\text{mol}/(m^2 \text{ s})$, jonka spektrijakautuma on

Kuva 4.8. Näkösyvyys Perämerellä, Selkämerellä, Pohjoisella Gotlannin altaalla ja Bornholmin altaalla 1900–2000. (Merentutkimuslaitos)

$$q(z; \lambda) = \frac{\lambda}{hc_0} E(z; \lambda) \quad (4-7)$$

missä $h = 6,6255 \cdot 10^{-34}$ Js on Planckin vakio ja $c_0 = 2,9979 \cdot 10^8$ m/s on valon nopeus tyhjiössä; $1 \mu\text{mol} = 6,022 \cdot 10^{17}$ kvanttia.

Tyynestä pinnasta heijastuminen noudattaa Fresnelin peiliheijastuslakia, jonka mukaan säteilyn tulokulma ja lähtökulma ovat yhtä suuret. Peiliheijastuminen on riippumaton valon aallonpituudesta, mutta se riippuu säteilyn tulokulmasta. Kun auringon korkeuskulma on yli 20° , suoran säteilyn heijastuminen on aina alle 5 %. Matalilla korkeuskulmilla suoran säteilyn heijastavuus kasvaa nopeasti, mutta toisaalta silloin hajasäteilyn määrä kasvaa, ja kokonaisheijastavuus jää tasolle 6,6 %. Aaltoilevasta vesipinnasta tapahtuu eri suuntiin peiliheijastuksia, jotka summautuvat diffuusiksi heijastumiseksi.

Valonsäde taittuu rajapinnassa Snellin lain mukaisesti:

$$n \sin j = \sin i, \quad (4-8)$$

missä n on taitekerroin, i on tulokulma, ja j on taittuneen säteen lähtökulma. Ilma/vesi rajapinnan taitekerroin on noin 1,33. Takaisinsironta vesirungon sisältä kohtaa alhaaltapäin vesi/ilma rajapinnan, jossa tapahtuu taas heijastumista ja läpityöntymistä. Tämän rajapinnan taitekerroin on $1/n$, ja tulokulman on oltava pienempi kuin $48,5^\circ$, jotta lähtökulman sini olisi korkeintaan yksi ja siten läpityöntymistä voisi päästä tapahtumaan. Jos tulokulma on suurempi, tapahtuu kokonaisheijastus. Vesi/ilma rajapinnan peiliheijastavuus on siksi alhaaltapäin noin 50 %. Takaisin vesirungosta lähtevän säteilyn spektri riippuu veden ja siinä olevien optisesti aktiivisten aineiden ominaisuuksista, minkä takia ylhäältä päin tarkasteleva ihmissilmä tai satelliitti näkee erilaisia värisävyjä. Sisältä tuleva säteily on suuruusluokkaa 10 % pinnan peiliheijastuksesta ja tulee noin puolen näkösyvyyden paksuisesta kerroksesta.

Kuva 4.9. Vasen kuva: Valon vaimenemisspektrit Gdanskin lahdella ja Gotlannin meressä sekä niiden vertailu normaalien rannikkomerien veden ja puhtaan veden vaimenemisspektriin. Oikea kuva: Valon absorptio- ja kaantuminen puhtaan veden (a_w), kelta-aineen (a_y) ja kiintoaineen (a_p) osuuksiin Itämeren rannikkovesissä. (Piirretty Deran [1992] mukaan.)

Luonnonvesien tärkeimmät *absorboivat* elementit ovat (i) vesi itse (tärkein, erityisesti punaisella ja infrapuna-alueella), (ii) kelta-aines (liuenneita orgaanisia aineita), (iii) klorofylli, ja (iv) kiintoaines. Kelta-aines on saanut nimensä optiikasta. Se sisältää erilaisia orgaanisia aineksia, jotka absorboivat erityisesti lyhyitä aaltoja. Tämän takia valon spektrin huippu siirtyy pidempiin aallonpituuksiin, eli veden väri kellertyy, kun kelta-aineksen määrä kasvaa. Myös kiintoaines absorboi yleensä enemmän lyhytaaltoisella alueella. Klorofyllin absorptio on aallonpituuden suhteen hyvin selektiivistä: maksimit ovat kaistoilla 430–440 nm ja 660–690 nm. Siron- ta aiheutuu veden tiheyden fluktuaatioista sekä kiintoainespattikkeista, joiden aiheuttama si- ronta riippuu niiden koosta. Alle mikrometrin

kokoiset partikkelit sirottavat voimakkaimmin lyhyitä aaltoja, kun taas suuremmilla partikke- leilla aallonpituusriippuvuus on heikompi.

Absorptio ja siron- ta aiheuttavat sen, että sä- teily vaimenee syvyyden mukana. Puhtaassa ve- dessä auringonsäteily pystyy tunkeutumaan noin 100 metrin syvyyteen, kun taas sameissa rannik- kovesissä tunkeutumissyvyys on vain muutamia metrejä. *Näkösyvyys* määritellään syvyydeksi, jo- hon asti Secchi-levy näkyy, ja *eufootinen syvyys* määritellään syvyydeksi, jossa auringonsäteilyn taso on 1 % pintaan tulevasta nettosäteilystä. Eufootinen syvyys on noin 1,5 kertaa näkösy- vyys. Itämerellä on tehty Secchi-levyhavaintoja jo noin sadan vuoden ajan, ja niistä on selvästi nähtävissä veden sameneneminen 1900-luvun ai- kana (kuva 4.8).

Kuva 4.10. Tyypilliset lämpötilan, suolaisuuden ja σ_T :n profiilit (σ_T = tiheys-1000 kg/m³) Gotlannin altaalla mittauspisteessä BY15 (lähde: Merentutkimuslaitos). A) Talvi. B) Kevät. C) Kesä. D) Syksy.

Kuva 4.11. Lämpötilan vertikaaliprofiilin vuodensisäinen kehitys Selkämerellä vuonna 1977. (Piirretty Ale-niuksen [1978] mukaan.)

Säteilyn vaimenemista vedessä kuvataan Beerin lailla

$$\frac{dE}{dz} = -cE \quad (4-9)$$

missä $c = c(\lambda)$ vaimenemiskerroin. Jos c ei riipu syvyydestä, ratkaisu antaa eksponentiaalisen vaimenemisen $E(z; \lambda) = E(0; \lambda) \exp\{-c(\lambda)z\}$. Valaisituksen vaimenemista kuvataan myös valon kokonaismäärän $Q_v = \int_v E(z; \lambda) d\lambda$, $V = (380 \text{ nm}, 760 \text{ nm})$, avulla. Käytetään aallonpituudesta riippumatonta efektiivistä vaimenemiskerrointa A siten, että $Q_v(z) = Q_v(0) \exp(-Az)$, jolloin siis syvyydellä $z = 1/A$ on valon kokonaisenergia vaimentunut osaan $1/e$ pinta-arvosta. Empiirisenä tuloksena on saatu, että näkösyvyys $\approx 2/A$.

Merten optisessa luokittelussa Itämeri kuuluu Jerlovin tyyppiin III, sameat rannikkome-

ret (kuva 4.9). Näiden optista tutkimusta vaikeuttaa runsas kelta-aineksen ja kiintoaineksen määrä, jolloin optisen takaisinsironnan inversio meriveden ominaisuuksiin ei aina ole yksikäsitteinen. Runas kelta-aines absorboi valon lyhyttä aallonpituuksia, ja siksi veden väri – siitä takaisinsiroavan valon väri – on siirtynyt Itämeressä sinisestä keltaiseen suuntaan. Kiintoaineksen absorptiospektri on sen sijaan melko tasainen aallonpituuden suhteen, mikä harmaannuttaa Itämeren väriä.

Voimakkaan perustuotannon aikana klorofylli absorboi valosta sinisen ja punaisen värin aallonpituuksia, jolloin merestä takaisinsiroavassa valossa alkaa vihreä dominoida. Muista pigmentteistä johtuen vesi voi olla ruskeaa tai jopa punaista ajoittain.

Kuva 4.12. Lämpötilan keskimääräinen vuosittainen kulku Utössä eri syvyyksillä. (Piirretty Launianen [1982] mukaan.)

4.4 Itämeren vesirunko

4.4.1 Vesimassat ja veden kerrostuneisuus, halokliini ja termokliini

Edellä on esitelty meriveden tilayhtälö ja siihen liittyviä peruskäsitteitä. Nyt siirrytään Itämeren hydrografian tarkasteluun. Keskeisin elementti on veden kerrostuneisuus ja siihen liittyvät hydrografian muutosvyöhykkeet.

Merten vesimassasta erotetaan *vesityyppejä* lämpötilan ja suolaisuuden perusteella. Esimerkiksi Pohjois-Atlantilla erottuu suolainen ja lämmin Välimeren vesi. Vesityypit karakterisoivat eri vesimassoja ja auttavat jäljittämään merten kiertoiliekettä. Lämpötila ja suolaisuus ovat niin sanottuja konservatiivisia suureita. Niiden kokonaismäärä (tai keskiarvo) voi muuttua ainoastaan reunojen kautta, kun taas vesirungon sisällä tapahtuu vain lämpötilan ja suolaisuuden kuljetusta ja sekoittumista. Vesimassojen kulkeutuessa virtausten mukana ja kohdatessa toisensa, raskaampi vesimassa painuu kevyemmän alle. Itämerellä suolaisuus pitkälti määrittää vesityypit. Pohjanmereltä tulevat vesimassat Tanskan

salmista yhä etääntyessään vajoavat syvempään ja muodostavat seuraavien altainen syviä vesiä.

Konvektion ja tuulen aiheuttaman sekoittumisen vaikutuksesta vesirunkoon muodostuu homogeenisia vesimassoja, kerroksia, joissa tiheys on vakio. Kerrosten välissä on tiheyseroja. Mitä suurempi tiheysero rajapinnan eri puolilla on, sitä pienempää on sekoittuminen rajapinnan läpi. Itämeren vesirungossa erotetaan pintakerros, peitekerros ja alusvesi. Pintakerros on ylin tasalämpöinen kerros, ja peitekerros on ylin tasan suolainen kerros, johon pintakerros kuuluu. Alusvesi on peitekerroksen alapuolella oleva vesi. Näitä käsitellään tarkemmin kohdassa 4.4.3.

Rajakerrosta kahden eri vesimassan välillä kutsutaan harppauskerrokseksi eli kliiniksi. Termi kliini [cline] tarkoittaa ”kaltevaa”, sillä profiilikuvat ovat yleensä muuten suoria, mutta kliinien kohdilla kaltevia. Tällaisessa kerroksessa tiheys muuttuu voimakkaasti muutamien metrien matkalla eli muutos on luonteeltaan hypähdyksellistä. Lämpötilan harppauskerrosta kutsutaan *termokliiniksi*, suolaisuuden *halokliiniksi* ja tiheyden *pyknokliiniksi*. Nimi halokliini johtuu

Kuva 4.13. Itämeren vesirungon suolaisuuden (‰) rakenne eri vuodenaikoina poikkileikkauksilla Kattegat–Suomenlahti keskilinjaa pitkin, Kattegat–Itäinen Gotlannin allas länsi–itä –suunnassa ja Pohjanlahti. A) Helmikuu, B) Toukokuu, C) Elokuu, D) Marraskuu. Helmikuussa on jääoloista johtuen ainoastaan Kattegat–Suomenlahti –poikkileikkaus. (Piiirretty Bockin [1971] mukaan.)

siitä, että aiemmin veden suolaisuus määritettiin titraamalla kloriniteetti vedestä, josta tuloksena saatiin halogeenien summa vedessä. Voimakas, pysyvä halokliini esiintyy Itämerellä yleensä noin 40–80 metrin syvyydessä. Halokliinin esiintymissyvyydessä esiintyy ajallisia ja paikallisia vaih-

teluita, joiden syitä tarkastellaan myöhemmin (kuva 4.10)

Tiettyä vesimassaa voivat rajoittaa rannikko, pohja tai toiset vesimassat, joilla on eri suolaisuus tai lämpötila. Pohjanmuodoista, kuten kynnyksistä ja kapeikoista johtuen vesimassan liike

Kuva 4.14. Itämeren vesirungon lämpötilan (°C) rakenne eri vuodenaikoina poikkileikkauksilla Kattegat–Suomenlahti keskilinjaa pitkin, Kattegat–Itäinen Gotlannin allas länsi–itä –suunnassa ja Pohjanlahti. A) Helmikuu, B) Toukokuu, C) Elokuu, D) Marraskuu. Helmikuussa on jääoloista johtuen ainoastaan Kattegat–Suomenlahti –poikkileikkaus. (Piirretty Lentzin [1971] mukaan.)

rajoittuu tietylle alueelle. Kahden vesimassan vaakasuuntaisella rajavyöhykkeellä veden hydrografiset ominaisuudet muuttuvat hypähdyksenomaisesti. Tätä vyöhykettä kutsutaan *rintamaksi*, jossa tiheampi vesimassa vajoaa kevyemmän alle.

Tällainen horisontaalinen tiheysero voi johtua esimerkiksi klimatologisista syistä, jolloin konvektio on jatkuvaa. Tällöin muodostuu rintama ja siinä oleva paine-ero ajaa horisontaalivirtaukset rintaman suuntaisesti ja siis säilyttävästi.

4.4.2 Vuosisykli

Varhain keväällä jään lähdön jälkeen aurinko lämmittää ohuen vesikerroksen (kuva 4.11). Tällöin meren pinnan energiatase on positiivinen, eli meri saa enemmän lämpöä kuin luovuttaa. Vesi saavuttaa tällöin nopeasti maksimitiheyden lämpötilan (eteläisellä Itämerellä veden lämpötila ei välttämättä alita maksimitiheyden lämpötilaa talven aikana), minkä jälkeen lämpenevä pintavesi muuttuu kevyemmäksi kuin sen alla oleva vesi. Konvektio lakkaa ja muodostuu lämpötilan harppauskerros eli *termokliini* ohuen, lämpimän pintakerroksen ja syvemmällä olevan kylmän veden välille. Auringonsäteily vaikuttaa lisäksi termokliinin syvenemiseen imeytyessään veteen suunnilleen näkösyvyyden verran. Termokliinin paksuus on tyypillisesti 5–10 metriä, ja sen täsmällinen muoto, toisin sanoen lämpötilan pystysuuntainen profiili, vaihtelee melko paljon. Kesän edetessä lämmin pintakerros paksune jossain määrin tuulen aiheuttaman mekaanisen sekoittumisen vaikutuksesta. Termokliini edesauttaa toisaalta myös jokien tuoman makean veden pysymistä pintakerroksessa, koska pystysuuntainen sekoittuminen on termokliinin läpi heikkoa. Tämä puolestaan vahvistaa tiheyseroa termokliinin ylä- ja alapuolen välillä, joten nämä kaksi prosessia vahvistavat toinen toisiaan.

Keväällä levien niin sanottu kevätukukinta alkaa jo heti jäiden lähdettyä. Mikroskooppiset levät liikkuvat pintakerroksessa, jossa keväällä valo riittää perustuotantoon. Tällöin jopa heikko termokliini estää ravinteiden täydentymistä alemmista vesikerroksista, mikä johtaa nopeasti ravinteiden ja sitä kautta kevätukukinnan lopumiseen. Kevätukukinnassa voi kuitenkin olla useita huippuja, mikäli tuulet rikkovat välillä syntyneen kerrostuneisuuden ja pinnalle tulee lisää ravinteita. Kevätukukinta päättyy levien nopeaan laskeutumiseen pohjalle eli niin sanottuun sedimentaatioon ravinteiden loputtua.

Termokliini muodostuu kesällä voimakkaaksi ja lämpötila voikin laskea siinä kymmenellä asteella muutaman metrin matkalla. Termokliini estää melko tehokkaasti tuulen ja aallokon sekoittavan vaikutuksen ulottumasta sen alapuoliseen vesimassaan. Se estää myös hyvin lämmön ja materian vaihdon pintakerroksen ja syvempien kerrosten välillä, millä seikalla on suuri vaikutus myös meren biologis-kemiallisiin prosesseihin (katso luku 8, kumpuaminen). Lämmin ja tyyni ilma kesällä saavat aikaan sen, että homogeenisen pintakerroksen paksuus ei kasva suuremmaksi kuin 10–15 metriä (kuva 4.11). Kesällä leviä esiintyy pääasiassa vain termokliinin yläpuolella. Termokliinin alapuolella on liian vähän valoa yhteyttämiseen. Pinnassa ravinteita on vähän tarjolla, sillä kaikki vapaat ravinteet on käytetty biomassan muodostamiseen. Eräät liikkumiskykyiset levät kuitenkin voivat vaeltaa termokliinin läpi hakemaan ravinteita syvemmältä. Siksi leviä voidaan löytää pysyvän halokliinin rajaltakin 80 metrin syvyydestä.

Itämerellä, kuten useilla jäätyvillä merillä, muodostuu kesällä niin sanottu dikoterminen kerros peitekerroksen pohjalle. Kun talven jälkeen peitekerros alkaa lämmitä pinnasta ja alusvesi on läpi vuoden 3–6 °C lämpöistä, peitekerroksen pohjalle jää vesimassa, jossa lämpötila on minimissään (kuvat 4.10, 4.11). Pohjakerroksen korkeisiin lämpötiloihin on syynä lämpimän veden advektio etelämpää. Dikoterminen kerros säilyy läpi kesän ja katoaa vasta syksyn konvektiossa. Sitä on muodostumismekanisminsa takia kutsuttu myös (vanhaksi) talvivedeksi. Näin lämpötilalla onkin kesäaikaan kolmikerrosrakenne.

Elokuun lopussa merenpinnan energiatase kääntyy negatiiviseksi, pintavesi jäähtyy, tulee raskaammaksi ja vajoaa. Tällöin homogeenisen pintakerroksen paksuus alkaa kasvaa ja samalla termokliini heikkenee (kuva 4.11). Prosessi jatkuu syksyn edetessä, jolloin lämpöä siirtyy alaspäin konvektion vaikutuksesta. Esimerkiksi 30

Kuva 4.15. Suolaisuuden keskimääräinen vuosittainen kulku Utössä eri syvyyksillä. (Piiirretty Launiaisen [1982] mukaan.)

metrin syvyydellä lämpötilamaksimi saavutetaan vasta lokakuun alussa, kun se on pinnalla heinä-lokuun vaihteessa (kuva 4.12). Samalla levä-tuotanto hiipuu, sillä syksyn valomäärä ei riitä kompensoimaan leväsolujen kiertoa syvälle. Syksyllä ja alkutalvella peitekerroksen vesi muuttuu isotermiseksi (lämpötila on syvyyden suhteen vakio) termohaliinisen konvektion ja mekaanisesti pakotetun (tuulen ajaman) sekoittumisen seurauksena. Vaikka Itämeren veden maksimitiheyden lämpötila on tyypillisesti noin 2–3 °C, koko peitekerroksen lämpötila jäähtyy yleensä tätä alemmaksi, usein lähelle lämpötilaa 0 °C tehokkaan mekaanisesti pakotetun sekoittumisen ansiosta. Halokliinia ei kuitenkaan kumpikaan sekoitusmekanismi kykene läpäisemään.

Talvitermokliini on ohut kerros, jossa lämpötila kasvaa suunnilleen jäätymispisteestä maksimitiheyden lämpötilaan, ja se muodostuu näin ollen halokliinin kohdalle. Joissakin olosuhteissa talvitermokliini voi jäädä halokliinin yläpuolelle. Tällöin talvitermokliinin ja halokliinin välinen

vesikerros pysyy koko talven isotermisenä. Horisontaalisen advektion vaikutuksesta alusveden lämpötila voi kuitenkin paikoin olla korkeampi kuin maksimitiheyden lämpötila. Jään laajuus on maksimissaan 15.2.–15.3. välisenä aikana, jonka jälkeen säteilytase kääntyy positiiviseksi ja kevätulanta käynnistyy.

4.4.3 Vesirungon rakenne

Itämeren kerrostuneisuuden tärkein piirre on suolaisuuden kaksikerroksinen, voimakas ja pysyvä rakenne (kuva 4.13). Syynä tähän ovat jokien tuoma makea vesi lähinnä idästä ja pohjoisesta sekä Pohjanmereltä Tanskan salmien kautta Itämereen virtaava suolainen vesi. Halokliinin syvyyteen vaikuttavat veden sekoitusmekanismien (tuuli, konvektio) tehokkuus sekä kynnysten syvyydet. Halokliinin paikka vaihtelee ajan suhteen melko vähän Tanskan salmia lukuunottamatta. Tyypillisesti halokliinin syvyys on 40–80

Kuva 4.16 TS -diagrammit eräille Pohjois-Itämeren asemille: F2 (Perämeri), BO3 (Perämeri), US5B (Selkämeri), SR5 (Selkämeri), F64 (Ahvenanmeri) ja IU6 (Saaristomeri). Diagrammien tasa-arvonkäyrät antavat σ_T :n. (Piirretty Haapalan ja Aleniuksen [1994] mukaan.)

Taulukko 4.2. Itämeren kerrostuneisuuden pääpiirteet.

Kerros	Paksuus	Ylläpito	Esiintyminen
Peitekerros	40–80 m	Tuuli, konvektio	Koko vuosi
Kesäajan pintakerros	10–20 m	Lämmönsyöttö	Kesä
Kesäajan termokliini	5–10 m	Tuuli, aurinko	Kesä
Dikoterminen kerros	Peitekerroksen pohjalla	Talviolot	Kesä
Pysyvä halokliini	10–20 m	Vesitase	Koko vuosi
Alusvesi	Halokliini–pohja	Advektio	Koko vuosi
Sekundäärinen halokliini	noin 125 m–pohja	Advektio	Ajoittaisesti

metriä, mutta Lounais–Itämeren matalilla alueilla se on pienempi. Alueilla, joissa kerrostuneisuus on heikko (pystysuuntaiset suolaisuuserot ovat pieniä), halokliini voi syys- ja talvimyrskyn yhteydessä kadota. Näin voi tapahtua esimerkiksi läntisellä Suomenlahdella. Idässä Nevan tuoman makean veden vaikutus on suuri, ja suolaisuus kasvaa lineaarisesti syvyyden mukana. Pohjanlahdella halokliini on heikohko, sillä suolaisuuden pystymuutokset ovat melko pieniä. Etelä- ja Keski–Itämeren syvillä alueilla tilanne on erilainen, sillä halokiini on siellä varsin pysyvä ja voimakas.

Peitekerros ulottuu halokliinin, jonka paksuus on 10–20 metriä. Halokiinin alapuolinen vesikerros ei ole suorassa vuorovaikutuksessa tuulen ja konvektion aiheuttaman sekoittumisen kanssa, vaan sitä ylläpitää suolaisen veden advektio pohjoiseen. Tällöin suolaisuus pohjan lähellä pienenee etäännyttäessä Tanskan salmista. Alusvedessä suolaisuus kasvaa lineaarisesti syvyyden suhteen. Vanhan alusveden ja uuden Tanskan salmien kautta tulleen suolaisen veden välille voi muodostua myös sekundäärinen halokliini noin 125 metrin syvyydelle. Tämä ei kuitenkaan ole pysyvä ilmiö.

Suolaisuuden vaihtelu vaikuttaa ratkaisevasti Itämeren eliölajien levinneisyyteen. Suurin osa aidoista merilajeista ei pysty sopeutumaan Itä-

meren murtoveteen, joten niitä esiintyy lähinnä vain Itämeren eteläosassa. Vähäsuolaisemmissa osissa esiintyy puolestaan myös makean veden lajeja. Itämeren lajisto onkin köyhää juuri eliöille vaikean murtovesiluonteensa vuoksi.

Suolaisuuden jakaumissa on vuodenaikaisvaihteluita, mutta ne ovat selkeästi heikompia kuin vastaavat lämpötilan vaihtelut. Suolaisuuden minimi havaitaan alkukesällä, kun kevätvalunta on joista levinnyt meren pintakerrokseen. Termokliinin muodostuminen (kuva 4.14) ja siitä seuraava pystysuuntaisen sekoittumisen heikkous vahvistavat makean veden pysymistä pintakerroksessa ja siten suolaisuuden minimiä. Minimissään suolaisuus on normaalisti noin 0,5 promillea talvisia maksimiarvoja pienempi. Suolaisuuden minimi havaitaan jonkin aikaa jokivirtaamien kevätmaksimin jälkeen: esimerkiksi Utössä viive on noin 2,5 kuukautta (kuva 4.15), mikä merkitsee keskimääräistä virtausnopeutta muutamia senttimetrejä sekunnissa. Suolaisen veden sisäänvirtaus ja heikko pystysuora sekoittuminen kesällä aikaansaavat alusveden suolaisuuden maksimin. Talvitalanteessa taas veden pystysekoittuminen on voimakasta, jolloin suolaisuuserot pinnan ja pohjan välillä jossain määrin pienenevät. Näin tapahtuu eniten lähellä rannikkoa, jossa halokliinia ei ole. Tällöin havaitaan pintakerroksessa suolaisuuden vuosimaksimi ja pohjassa sen vuosiminimi.

Kuva 4.17. Keskimääräisen suolaisuuden (‰) horisontaalijakauma Itämerellä heinäkuussa.

A) Pinnalla, B) Pohjassa (Piirretty Bockin [1971] mukaan.)

Suolaisuuden ja lämpötilan välistä yhteyttä voidaan tarkastella graafisesti TS (temperatuur-salinity) -diagrammin avulla (kuva 4.16). Esiytystavan otti käyttöön norjalainen merentutkija Helland-Hansen vuonna 1916. Diagrammin avulla voidaan erottaa erilaisia vesimassoja ja arvioida niiden alkuperää ja sekoittumista. Näin TS- diagrammista tulee hyvin ”venynyt” pistejoukko. Itämeren TS-käyrät ovat koukunmuotoisia ja ilmentävät jatkuvaa kerrostuneisuutta mieluummin kuin puhtaita vesimassoja. Ne

osoittavat advektion vaikutuksia ja pystysuoran sekoittumisen rajoittumista halokliiniin. Pystyviiva liittyy pintakerrokseen ja lämpötilakerrostuneisuuteen, kun taas vaakaviiva alusveteen ja suolaisuuskerrostuneisuuteen. Vaakaviiva nousee pystyviivasta koukkumaisesti hieman oikealle, sillä alusveden lämpötila kasvaa syvempään mennessä. Koukkujen sijainti liukuu S-akselilla Tanskan salmista etäännyttäessä.

Kesällä peitekerroksen yläosaan muodostuu pintakerros ja termokliini. Tämä pintakerros ei ole

4.4.4 Suolaisuuden ja lämpötilan vaihtelu eri altaissa

aina homogeeninen, vaan siinä voi olla myös useita porrasmaisia pieniä lyhytkestoisia termokliinejä. Sekoittuneella pintakerroksella tarkoitetaan homogeenistä kerrosta, jossa lämpötilan vertikaalimuutos ei ylitä tiettyä, sovittua arvoa (esim $0,1\text{ }^{\circ}\text{C/m}$, taulukko 4.2). Yksittäisestä lämpötilaprofilista termokliinin voi määrittää yleensä helposti, mutta myös hankalasti tulkittavia tilanteita esiintyy. Useista havainnoista on mahdollista tilastollisesti analysoida termokliinin syvyyden vaihteluita.

Itämeren suolaisuus laskee yleisesti ottaen etäännyttäessä Tanskan salmista (taulukko 4.3). Keskimäärin virtaukset kiertävät altaissa vastapäivään, minkä vuoksi suolaisuus ja lämpötila ovat korkeampia altaiden itäosissa (kuvat 4.17 ja 4.18).

Kattegatissa suolaisuudessa on voimakas kaksisakerakenne (kuva 4.13), sillä pinnassa virtaa ulos Itämeren murtovetä ja syvemmällä virtaa kohti Itämerä Skagerrakista peräisin oleva suolainen valtamerivesi. Näiden vesikerrosten välil-

Kuva 4.18. Keskimääräisen lämpötilan (°C) horisontaalijakauma Itämerellä heinäkuussa.

A) Pinnalla, B) Pohjassa (Piirretty Lentzin [1971] mukaan.)

lä on yleensä pysyvä, varsin voimakas halokliini noin 15 metrin syvyydellä. Pintasuolaisuus on 18–26 promillea ja pohjasuolaisuus 32–34 promillea. Belttien meressä on myös normaalisti kaksikerrosrakenne siten, että pinnassa on Itämeren vettä (8–10 promillea) ja pohjalla Kattegatin alusvettä, jonka suolaisuus voi olla jopa 32–33 promillea. Belttien meren pitkänomaisuudesta ja mataluudesta johtuen suolaisuusolot vaihtelevat paljon tuulten suunnan, voimakkuuden ja keston mukaan. Iso-Beltissä vesi voi olla homogeen-

nistä silloin kun sekoittuminen on voimakasta. Juutinraumassa on kolmea eri vesityyppiä. Pintavesi on peräisin Itämerestä (suolaisuus 8–10 promillea) sekä Kattegatista (suolaisuus 18–24 promillea) ja alusvesi on Kattegatista (suolaisuus 30–34 promillea).

Eteläisellä Itämerellä merialtaat ovat matalia ja halokliini on voimakas, koska suolaisen veden sisääntuloalue on lähellä ja alueen läpi virtaa pintakerroksessa ulos Itämeren pintavettä. Arkonan altaassa halokliini on keskimäärin 40–45 metrin

Taulukko 4.3. Suolaisuuden tyypilliset arvot Itämeren eri altaissa (Bock 1971). On huomioitava, että varsinkin Lounais-Itämerellä ja Suomenlahdella vaihtelut ovat varsin suuria.

Allas	Suolaisuus (‰)		Halokliini
	Pinta	Pohja	Syvyys (m)
Perämeri	2–4	4–4,5	50–60
Selkämeri	5–6	6–7	60–80
Suomenlahti	0–6	(0)3–9	60–80
Riianlahti	4,5–6	6–7	20–30
Gotlanti	6,5–8	9–13	60–80
Bornholm	7,3–8,5	13–17	50–55
Arkona	7,5–8,5	10–15	40–45
Beltit	8–24	10–30	
Kattegat	18–26	32–34	15–20

syvyydellä. Pintaveden suolaisuus on tyypillisesti 7,5–8,5 promillea, voimakkaan sisäänvirtauksen yhteydessä altaan keskiosissa jopa 11 promillea. Darsserin ja Drogdenin kynnysten luona voi suolaisuus nousta 17 promilleen. Alusveden suolaisuus vaihtelee tyypillisesti 9 ja 15 promillen välillä, vaikkakin hetkellisesti voidaan havaita tätäkin suurempia arvoja. Peitekerros Bornholmin altaassa on 50–55 metriä paksu ja sen suolaisuus on 7,3–8,5 promillea. Alusveden suolaisuus on 13–17 promillea, eikä siinä esiinny niinkään vuodenaikaisvaihtelua, vaan suolaisen veden epäsäännöllisestä sisäänvirtauksesta johtuvaa vaihtelua (kuva 4.17, taulukko 4.3).

Itäisessä Gotlannin altaassa pysyvä halokliini on 60–70 metrin syvyydellä. Peitekerroksen suolaisuus vaihtelee 7 ja 8 promillen välillä. Halokliinin alapuolella suolaisuus on 100 metrin syvyydellä 9–12 promillea, 200 metrin syvyydellä 11,5–13 promillea. Baltian rannikoiden matalilla alueilla suolaisuus on huomattavasti näitä arvoja pienempi, varsinkin jokisuiden läheisyydessä. Pohjoisessa Gotlannin altaassa pintaveden suolaisuus on alempi kuin itäisessä johtuen veden vastapäiväisestä kiertoliikkeestä, jossa itäisen Gotlannin altaan vesi sekoittuu Suomenlahden ja Pohjanlahden makeampiin vesiin. Pintasuolaisuus on pohjoisessa altaassa 6–7,3 promillea, kun halokliinin alla se on 9,8–11,5 promillea ja pohjan lähellä Landsortin syvänteessä 10–11,5 promillea. Läntisessä altaassa pintasuolaisuus on 6,3–7,7 promillea, kun taasen halokliinin alapuolella 100 metrin syvyydessä suolaisuus on 8,7–10,3 promillea. Gotlannin altaan voimakas kerrostuneisuus ja suuri syvyys aiheuttavat happiongelmia pohjavesissä. Nämä tuulettuvat vain voimakkaiden suolaisten ja hapekkaiden Pohjanmereltä tulevien niin sanottujen suolapulsien yhteydessä keskimäärin kerran 10 vuodessa (katso luku 8).

Riianlahdella on suolaisuudessa myös kaksikerroksinen rakenne: siellä on ohut pintakerros ja halokliini 20–30 metrin syvyydellä. Pintavesi

on varsinaista Riianlahden vettä, kun Itäisestä Gotlannin altaasta peräisin oleva lämmin ja suolainen alusvesi pääsee sisään Irben salmesta. Pintakerroksen suolaisuus on 4,5–6 promillea, alusveden enimmillään 7 promillea.

Suomenlahdella vallitsee myös osin kaksikerroksinen rakenne. Suomenlahti on Gotlannin altaan uloke, jonka itäpäässä laskee Neva mereen. Tästä johtuen suolaisuudessa on voimakas itä-länsisuuntainen vaihtelu. Pintasuolaisuus kasvaa itäpohjukan nollasta länsiosan 6–6,5 promilleen. Halokliini löytyy lähinnä vain Suomenlahden länsi- ja keskiosissa ja sen syvyys on 60–80 metriä. Pohjan lähellä suolaisuus on länsiosissa 7–9 promillea, keskiosissa 5–8 promillea ja idässä 0–5 promillea. Suomenlahden pohjanläheisissä vesikerroksissa esiintyy myös usein happiongelmia. Tämä liittyy kesäkerrostuneisuuteen ja alueelle tulevaan suureen ravinnekuormitukseen.

Pohjanlahden kerrostuneisuus poikkeaa huomattavasti Itämeren keskusaltaan oloista. Se on paljon heikompi ja pohjavedet vaihtuvat hyvin, joten happiongelmia ei ole. Kerrostuneisuus on kuitenkin riittävän voimakas estämään vesirungon pystysuuntaisen sekoittumisen pohjaan asti syksyisen jäähtymisen aikana, ja pohjavedet uudistuvat vain alusveden virtausten ansiosta. Heikko halokliini voidaan Selkämerellä erottaa 60–80 metrin syvyydeltä, Perämerellä 50–60 metristä. Kerrostuneisuus riippuu jokivirtaamisesta sekä sisään- ja ulosvirtauksesta Pohjanlahden ja Gotlannin meren välillä.

Ahvenanmeressä pintaveden suolaisuus on 5,25–6,25 promillea, kun taas suolaisuus noin 200 metrin syvyydessä on 7–7,75 promillea. Ahvenanmeren vesi, kuten Selkämerenkin, on lähinnä Gotlannin altaan peitekerroksen vettä, vaikka jonkin verran suolaisempaa vettä pääsee kynnysten yli. Toisinaan pääsee Ahvenanmeren kautta virtaamaan pohjanläheisessä kerroksessa suolaista vettä Selkämerelle asti, jolloin pinnassa poistuu vastaava määrä makeaa vettä Itäme-

Taulukko 4.4. Pinta- ja pohjalämpötilan (°C) keskimääräiset arvot Itämeressä eri vuodenaikoina (Lentz 1971). Lämpötilat taulukossa ovat keskimääräiset pinta/pohjalämpötilat tammi-, huhti-, heinä- ja lokakuussa.

Allas	Lämpötila (°C): pinta/pohja			
	Tammikuu	Huhtikuu	Heinäkuu	Lokakuu
Perämeri	jää	jää	13–15/1–4	4–6/3–5
Selkämeri	osin jäässä	osin jäässä	13–15/3–7	5–8/3–8
Suomenlahti	0–2 (itä jäässä)	0–2 (itä jäässä)	15–17/2–5	9–11/3–5
Riianlahti	0–1	0–1	17–18/7–15	9–11/5–9
Gotlanti	2–3,5/3–6	1–2/2–5	15–17/5–10	10–12/4–9
Bornholm	4/5–8	2–3/3–5	16/5–6	11–12/7–9
Arkona	3–4/4–5	3–5/2–4	16/7–13	12/9–12
Beltit	2–3,5/3–5	5/4–5	16/8–14	12/12
Kattegat	3/5–6	5/5	16–17/8–11	10–11/10–12

ren pääaltaalle ja tämän seurauksena Selkämeren kerrostuneisuus vahvistuu.

Selkämerellä pintasuolaisuus on 4,8–6,0 promillea ja alusveden suolaisuus 150 metrin syvyydellä 6,4–7,2 promillea. Perämerellä pintaveden suolaisuus on 2–3,8 promillea ja pohjan lähellä 100 metrin syvyydessä 4–4,5 promillea. Pohjanlahteen laskee useita suuria jokia, joiden suistossa suolaisuus painuu nolnaan (kuva 4.17).

Itämeren lämpötilan kehitys on varsin erilaista pinta- ja pohjakerroksissa. Pinnan energiataseen voimakkaan vuodenaikaisvaihtelun seurauksena pintaveden lämpötila saavuttaa kesällä maksiminsa ja talvella miniminsä, jolloin ainakin osa merestä myös jäätyy. Pohjanläheisen, halokliinin alapuolisen vesikerroksen, lämpötilan vuosivaihtelu on pientä ja riippuu varsinkin etelässä enemmänkin Tanskan salmien suunnasta tulevasta advektiosta. Kulkeutuessaan pohjoiseen lämmin vesi suolaisuutensa takia painuu alaspäin. Tämän takia pohjavedet ovat lämpimiä, esimerkiksi Gotlannin altaan keskussyvänteessä 4–6 °C, pohjoisempaan tyypillisesti 2–4 °C. Pintakerrokseen syntyy kesällä termokliini, jonka syvyys on keskikesällä 15–30 metriä koko Itämeren alueella. Termokliinin muodostuminen alkaa Etelä-Itämerellä toukokuun alkupuolella, kun taas Perämerellä se tapahtuu vasta kesäkuussa. Vastaavasti termokliinin syveneminen alkaa pohjoisessa jo elokuun lopus-

sa, kun etelässä tämä tapahtuu vasta kuukautta myöhemmin (kuva 4.14). Vain suhteellisen harva eliölaji on pystynyt sopeutumaan Itämeren vaihtelevaan lämpötilaan, erityisesti kylmään talveen. Monet lajit ovatkin kehittäneet erilaisia talvehtimisstrategioita, joihin kuuluvat muun muassa erityiset kestosolut tai kasvun pysähtyminen talvella. Kevään kasviplanktonkukinnan muodostavat kylmän veden levät, jotka puolestaan viettävät kesän pohjasedimentissä lepomuotoina.

Meren pintalämpötila (taulukko 4.4, kuva 4.18a) seuraa ilman lämpötilaa viiveellä, koska meren lämpökapasiteetti on suuri. Vesi reagoi hitaasti ylhäältä tulevaan lämmön syöttöön, eli sen terminen inertia on suuri. Seuraavat lämpötilalukemat ovat pitkän aikavälin keskiarvoja, joten ne eivät kuvaa yksittäisiä vuosia. Tammikuussa Perämeri ja Suomenlahden itäosat ovat keskimäärin jäätyneet, kuten myös Riianlahti ja Ruotsin rannikkovedet. Gotlannin altaalla pintalämpötila on 2–3 °C, Lounais-Itämerellä 2–5 °C. Pohjaveden lämpötila on jäätyneillä alueilla hiukan nollan yläpuolella kasvaen etelän arvoihin 3–5 °C, Bornholmin altaalla jopa 8 °C:n lukemiin.

Huhtikuun puolivälissä jäätä on vielä Perämerellä, Selkämerellä ja itäisellä Suomenlahdella. Gotlannin altaalla pintaveden lämpötila on 1–2 °C. Sen sijaan Lounais-Itämerellä keväinen lämpeneminen on jo alkanut, ja pintave-

den lämpötila on 3–5 °C. Pohjanläheisen veden lämpötila on jäätyneillä alueilla hiukan nollan yläpuolella, kun Keski- ja Lounais-Itämerellä se on 2–5 °C.

Heinä-elokuun vaihteessa meriveden pintalämpötila on yleensä korkeimmillaan ja kerrostuneisuus voimakkaimmillan. Lämpötila on Pohjanlahdella 13–15 °C, Suomenlahdella 15–17 °C, ja muissa altaissa 15–18 °C. Pohjanläheinen lämpötila riippuu paljolti siitä, onko kysessä avomeri, jossa on termokliini vai matala rannikkoalue, jossa vesimassa on sekoittunut pohjaan asti. Täten pohjan läheinen lämpötila vaihtelee suurissa rajoissa. Perämerellä se on 1–4 °C, Selkämerellä 3–7 °C, Suomenlahdella 2–5 °C, kun matalalla Riianlahdella vaihtelu on edellämainituista syistä johtuen 7–15 °C välil-

lä. Gotlannin altaalla lämpötila on 5–10 °C ja Lounais-Itämerellä 7–14 °C asteen välillä (kuva 4.18, taulukko 4.4).

Lokakuussa pintaveden jäähtyminen on jo alkanut kaikkialla. Perämerellä pintaveden lämpötila on enää 4–6 °C, Selkämerellä 5–8 °C. Suomenlahdella ja Riianlahdella ollaan 9–11 °C vaiheilla, kun Keski- ja Lounais-Itämerellä vesi on vielä 10–12 °C lämmintä. Pohja- ja pintaveden lämpötilaero on lokakuussa mekaanisen ja termisen konvektion vuoksi paljon pienempi kuin heinä-elokuussa. Perämerellä pohjanläheinen lämpötila on 3–5 °C, Selkämerellä 3–8 °C ja Suomenlahdella 3–5 °C. Riianlahdella lämpötila on 5–9 °C, Gotlannin merellä 4–9 °C. Lounais-Itämerellä pohjanläheinen lämpötila on noin 10–12 °C.

Kaavaliite: Meriveden tilanyhtälö (UNESCO 1981, Gill 1982)

Meriveden tiheyden yhtälö havainnollistetaan tässä vaiheittain. Ensiksi makean veden tiheys $\rho_w(S=0)$ voidaan kirjoittaa muodossa

$$\rho_w = 999,842594 + 6,793952 \cdot 10^{-2} T - 1,120083 \cdot 10^{-6} T^4 + 6,536332 \cdot 10^{-9} T^5 - 9,095290 \cdot 10^{-3} T^2 + 1,001685 \cdot 10^{-4} T^3 - 1,120083 \cdot 10^{-6} T^4 + 6,536332 \cdot 10^{-9} T^5 \quad (4L-1)$$

Seuraavaksi saadaan meriveden tiheys ρ , kun paine $p=0$

$$\rho(S, T, 0) = \rho_w + S(0,824493 - 4,0899 \cdot 10^{-3} T + 7,6438 \cdot 10^{-5} T^2 + 5,3875 \cdot 10^{-9} T^4) + S^{3/2}(-5,72466 \cdot 10^{-3} + 1,0227 \cdot 10^{-4} T - 1,6546 \cdot 10^{-6} T^2) + 4,8314 \cdot 10^{-4} S^2 \quad (4L-2)$$

Lopulta, tiheys ρ voidaan kirjoittaa paineessa p

$$\rho(S, T, p) = \frac{\rho(S, T, 0)}{1 - p / K(S, T, p)} \quad (4L-3)$$

missä K on sekanttinen tilavuusmoduuli. Makean veden ($S=0$) tapauksessa saadaan K :lle $K = K_w$,

$$K_w = 19,652,21 + 148,4206T - 2,327105T^2 + 1,360477 \cdot 10^{-2} T^3 - 5,155288 \cdot 10^{-5} T^4 \quad (4L-4)$$

Seuraavaksi saadaan K :n arvo, kun paine $p=0$

$$K(S, T, 0) = K_w + S(54,6746 - 0,603459T + 1,09987 \cdot 10^{-2} T^2 - 6,1670 \cdot 10^{-5} T^3) + S^{3/2}(7,944 \cdot 10^{-2} + 1,6483 \cdot 10^{-2} T - 5,3009 \cdot 10^{-4} T^2) \quad (4L-5)$$

Lopulta, K voidaan kirjoittaa paineessa p

$$K(S, T, p) = K(S, T, 0) + p(3,239908 + 1,43713 \cdot 10^{-3} T + 1,16092 \cdot 10^{-4} T^2 - 5,77905 \cdot 10^{-7} T^3) + pS(2,2838 \cdot 10^{-3} - 1,0981 \cdot 10^{-5} T - 1,6078 \cdot 10^{-6} T^2) + 1,91075 \cdot 10^{-4} pS^{3/2} + p^2(8,50935 \cdot 10^{-5} - 6,12293 \cdot 10^{-6} T + 5,2787 \cdot 10^{-8} T^2) + p^2S(-9,9348 \cdot 10^{-7} + 2,0816 \cdot 10^{-8} T + 9,1697 \cdot 10^{-10} T^2)$$

Arvoja, joilla yhtälöä voi testata:

$$\rho(0,5,0)=999,96675, \rho(35,5,0)=1027,67547 \text{ ja } \rho(35,25,1000)=1062,53817$$

Meriveden jäätymispiste T_f

$$T_f = -0,0575 S + 1,710523 \cdot 10^{-3} S^{1,5} - 2,154996 \cdot 10^{-4} S^2 - 7,53 \cdot 10^{-3} p$$

5. Vesitase ja lämpötalous

5.1 Sää ja ilmasto

5.1.1 Yleinen ilmastotyyppi

Itämeri sijaitsee länsituulivyöhykkeen subarktisella reunalla, jossa ilmastoa hallitsevat merellinen Pohjois-Atlantilta tuleva länsivirtaus, mantereinen Venäjän ilmasto, ja polaarinen vyöhyke pohjoisessa. Vuodenaikaisvaihtelu ja vuosien välinen vaihtelu ovat suuria. Kesällä Itämeren pintaveden lämpötila on 20 °C tuntumassa, mutta talvella ainakin pohjoisilta ja itäisiltä osiltaan meri jäätyy. Länsivirtaus on voimakkaimmillaan lokakuusta helmikuulle ja heikoimmillaan huhtikuusta kesäkuulle. Polaaririntama on kesällä Itämeren pohjoispuolella, mutta talvella se yleensä ulottuu Itämerelle asti. Lämpiminä kesinä ja kylminä talvina ilmanpaine kenttä on keskimäärin normaalia tasaisempi ja tuulet heikompia, ja yleisesti esiintyy lukkiutuneita korkeapainetilanteita [blocking high], joissa säätila pysyy vakaana useitakin viikkoja.

Länsivirtauksen voimakkuutta kuvataan *NAO-indeksillä* (North Atlantic Oscillation). Sillä tarkoitetaan Azorien (Ponta Delgada) ja Islannin (Stykkisholmur) välistä ilmapaine-eroa. NAO-indeksi on positiivinen, kun etelässä on korkeapaine ja pohjoisessa matalapaine. Tällöin Itämeren alueella vallitsevat lauhat länsituulet. Matalapaineita eli sykloneita esiintyy merkittävästi ja ne kuljetta-

Kuva 5.0. Ilmo Helan (1915–1976) tieteellinen työ keskittyi virtausten, vedenkorkeuden ja meri-ilma-kehä -vuorovaikutusten tutkimuksiin. Helan johtajakauden (1955–1975) alussa aloitettiin Merentutkimuslaitoksessa biologiset tutkimukset. Uutena kohteena otettiin mukaan ympäristötutkimukset. Hela oli kansainvälisestä yhteistyöstä ja tutkimuspolitiikasta kiinnostunut. Hän toimi Kansainvälisen Atomiennergiajärjestön (IAEA) merentutkimuslaboratorion johtajana Monacossa sekä Suomen UNESCO-toimikunnan puheenjohtajana ja UNESCO:n hallitusneuvoston jäsenenä. (Merentutkimuslaitoksen kuva-arkisto)

vat mukanaan suuria lämpömääriä, jotka tasoittavat etelän ja pohjoisen lämpötilaeroja. Myös Pohjois-Atlantin virran (Golf-virran) vaikutus pääsee korostumaan, kun tuulet kuljettavat Pohjois-Atlantilta lämpöä itään päin. NAO-indeksin ollessa negatiivinen pohjoisessa on korkeapaine ja etelässä matalapaine. Tällöin meillä vallitsevat idän ja pohjoisen väliset tuulet, ja talvikuukausien keskilämpötilat ovat sängen alhaisia.

Itämeren alueen ilmastossa on varsin huomattavia paikallisia eroja. Pohjoisosat ovat polaaririntaman tuntumassa, ja ilmasto on tyypiltään lähellä mannerilmastoa, jossa kesän ja talven välillä vallitsevat suuret lämpötilaerot. Pohjoisesta purkautuu arktista ilmaa, jolloin talvet ovat kylmiä ja melko kuivia. Itämeren etelä- ja lounaisosat kuuluvat ilmastollisesti Keski-Euroopan lauhkeaan vyöhykkeeseen, jossa vuoden sisäiset lämpötilaerot ovat paljon pienempiä kuin pohjoisessa ja jossa lauhat lounaistuulet ovat vallitsevia. Itämeren keskiosissa esiintyy tilanteesta riippuen kumpaakin edellä mainittua ilmastotyyppiä. Voidaankin sanoa klassisen meteorologian sanoin, että Itämeren ilmasto vaihtelee polaaririntaman täsmällisen sijainnin mukaan.

Korkeille leveysasteille on ominaista myös voimakas lämmönluovutus talvella merestä ilmakehään ja vastaavasti lämmönsiirto eteläisiltä leveyskiltä pohjoiseen. Itämereenkin kertyy kesällä merkittävästi lämpöä, joka vapautuu talvella. Lämmönsiirto etelästä tapahtuu ilmakehässä polaaririntamaan syntyneiden matalapaineiden välityksellä. Itämeren alueen matalapaineet syntyvät juuri tämän polaaririntaman yhteyteen ilman lämpötilajakaumaan liittyvän barokliinisen instabiliteetin seurauksena (katso Holton 1979). Meressä taas Golf-virta tuo lämmintä vettä pohjoiseen pitkin Norjan rannikkoa, mutta suoraan Itämereen tämä kuljetus ei pääse matalan Pohjanmeren kattavan mannerjalustan ja ahtaiden Tanskan salmien läpi. Sen sijaan lämpöä pääsee kulkemaan Atlantilta Itämerelle ilmakehän kautta matalapainetoiminnan ansiosta. Tuloksena on sängen leuto pohjoinen ilmastoalue – itse asiassa missään muualla maapallolla ei näin pohjoisessa ilmasto sovi maanviljelykseen.

Taulukossa 5.1 on perustietoa Itämeren alueen keskimääräisistä kuukausittaisista ilmasto-oloista. Itämeri ja alueellinen ilmasto ovat jatkuvassa vuorovaikutuksessa. Syksyllä ja talvella meri on ilmaa lämpimämpi. Ilmakehän rajakerroksen kerrostuneisuus on epästabiili ja tuulet ovat

voimakkaita, minkä ansiosta turbulenttiset lämpövuot ovat suuria ja meri jäähtyy nopeasti. Kesällä ja alkukesällä ilma on merta lämpimämpi ja tilanne on päinvastainen. Pilvisyydellä on säteilytaseen kautta huomattava vaikutus lämpötilaan. Talven korkeapainejaksoina pilvettömällä ilmalla lämpötilat laskevat huomattavan alas pohjoisosissa. Keskimääräinen tuulen suunta on Kemissä kaakko-lounas -sektorissa ja Utössä etelä-länsi -sektorissa.

5.1.2 Ilman lämpötila

Talvella ilman keskilämpötila vaihtelee paljon Itämeren alueella meren jäätymisen takia (taulukko 5.1; kuva 5.1). Pohjoisessa se on -10 ja -12 °C välillä, kun taas avoveden tuntumassa lämpötila on vain muutaman asteen pakkasen puolella. Gotlannin altaalla, missä meri on normaalitalvina jäätön, ilman keskilämpötila on $0-2$ °C. Yleisesti avoveden ja ohuen jääpeitteen reunustamilla rannikoilla lämpötila on meren lämmittävän vaikutuksen takia useita asteita korkeampi kuin sisämaassa. Huhtikuussa lämpötilat ovat jo nousseet auringonsäteilyn vuoksi huomattavasti, ja lisäksi ero pohjoisen ja etelän välillä on pienentynyt. Pohjoisessa ilman keskilämpötila on 0 °C tuntumassa, kun meressä on vielä jäätä, keskiosissa se on noin 2 °C ja aivan etelässä jo $5-6$ °C. Suomea etelämpänä ilma on maa-alueilla muutaman asteen meren yläpuolista ilmaa lämpimämpää, koska auringonsäteily lämmittää lumetonta maanpintaa tehokkaasti. Sen sijaan pohjoisessa tätä eroa ei vielä ole, koska maa on sulamistilassa olevan lumen peitossa.

Kesällä ilman lämpötila on Itämeren alueella tasaisempi kuin talvella; heinäkuussa keskilämpötila on $12-17$ °C. Pohjoisessa vuoden sisäinen lämpötila-amplitudi on paljon etelää suurempi. Kesällä on kylmintä avomerellä ja lämpimintä sisämaassa; silloin lämmin ilma luovuttaa lämpöä kylmempään mereen. Syyskuussa tilanne on

Taulukko 5.1. Normaalikauden 1961–1990 ilmastotietoa kolmelta Itämeren alueen sääasemalta: Kemi lento-kenttä (65°47'N 24°35'E), Utö (59°47'N 21°23'E) ja Swinoujscie (53°52'N 14°10'E). Suomen asemien tiedot ovat Ilmatieteen laitoksen (1991) mukaan. Swinoujscien lähteet ovat seuraavat: Mietus ja Owczarek (1994) – ilman lämpötila, sademäärä ja tuulen nopeus, Kwiecien (1987) – pilvisuus (1951–1970) ja ilman kosteus (1956–1980).

Kemi	Lämpötila	Sademäärä	Pilvisuus	Ilman kosteus	Tuuli	
	(°C)	mm	1/8	%	m/s	suunta
Tammikuu	–12,4	32,3	5,6	86	3,7	165
Helmikuu	–11,5	25,8	5,7	86	3,7	171
Maaliskuu	–6,9	28,7	5,5	84	3,8	168
Huhtikuu	–0,5	26,1	5,3	77	3,9	153
Toukokuu	6,1	30,3	5,1	70	3,8	163
Kesäkuu	12,5	39,2	5,0	68	3,8	235
Heinäkuu	15,2	52,2	5,0	72	3,7	201
Elokuu	13,0	63,4	5,4	79	3,7	150
Syyskuu	7,9	58,1	5,8	84	3,9	194
Lokakuu	2,3	59,9	5,9	86	4,2	194
Marraskuu	–4,5	44,8	5,9	89	3,9	164
Joulukuu	–9,9	33,0	5,5	88	3,8	173

Utö	Lämpötila	Sademäärä	Pilvisuus	Ilman kosteus	Tuuli	
	(°C)	mm	1/8	%	m/s	suunta
Tammikuu	–2,1	33,1	6,3	85	7,9	244
Helmikuu	–3,5	21,5	6,0	87	6,9	198
Maaliskuu	1,7	23,5	5,4	86	6,5	193
Huhtikuu	1,9	28,9	5,2	85	5,8	237
Toukokuu	6,7	28,3	4,3	81	5,3	205
Kesäkuu	12,6	30,1	4,1	81	5,3	258
Heinäkuu	15,9	46,7	4,6	82	5,3	254
Elokuu	15,7	63,8	5,0	81	5,7	266
Syyskuu	11,9	60,1	5,6	82	6,7	257
Lokakuu	7,9	59,9	5,9	83	7,6	242
Marraskuu	3,8	62,8	6,4	83	8,1	245
Joulukuu	0,4	47,9	6,4	83	8,3	252

Swinoujscie	Lämpötila	Sademäärä	Pilvisuus	Ilman kosteus	Tuuli	
	(°C)	mm	1/8	%	m/s	suunta
Tammikuu	–0,6	39	5,8	87	4,2	–
Helmikuu	0,0	27	5,6	86	4,1	–
Maaliskuu	2,7	37	4,8	82	4,3	–
Huhtikuu	6,2	39	4,8	81	4,3	–
Toukokuu	11,3	45	4,6	79	4,2	–
Kesäkuu	15,1	53	4,3	79	3,9	–
Heinäkuu	16,9	52	4,6	80	3,6	–
Elokuu	16,9	55	4,6	80	3,7	–
Syyskuu	13,8	52	4,1	82	3,6	–
Lokakuu	9,6	45	5,0	86	3,7	–
Marraskuu	4,7	51	5,9	88	4,2	–
Joulukuu	1,1	48	6,0	88	4,1	–

taas kääntynyt päinvastaiseksi. Ilman keskilämpötila meren yläpuolella vaihtelee tällöin etelän 13 °C ja pohjoisen 8 °C välillä ja on korkeampi kuin mantereilla, sillä nyt meri luovuttaa lämpöä ilmaan. Keväinen hidas lämpeneminen ja syksyinen hidas jäähtyminen näkyvät merellisessä ympäristössä myös kasvukauden käynnistymisen ja päättymisen myöhentymisessä mantereisiin olosuhteisiin verrattuna.

Itämeren alueen sadannasta suurin osa liittyy matalapainetoimintaan eli kyse on *rintamasaateista*. Osa sateista on kuurotyyppisiä. Varsinkin keväällä ja alkukesällä kylmä Itämeri estää tehokkaasti kuuropilvien synnyn, mutta syksyllä ja alkutalvella tilanne on päinvastainen. Itämeren alueen sadannan määrittäminen on pysynyt ongelmallisena tähän päivään asti. Säähavaintoasemat sijaitsevat yleensä rannikoilla, eikä edustavia merellisiä havaintoja ole kuin joiltakin saarilta ja laivoilta. Sääutkaverkoston kattavuuden laajeneminen on kuitenkin jossain määrin parantamassa tilannetta, sillä tutkimittaukset ulottuvat avomerelle ja antavat kvalitatiivista tietoa sateiden esiintymisestä.

Itämeren etelärannikolla vuotuiset sademäärät ovat Puolan alueella yli 700 mm pienentyen länttä kohti (noin 500 mm). Sademäärät ovat yleisesti Itämeren itärannikoilla suurimmillaan (kuva 5.2). Tämä johtuu länsi- ja lounaistuulien vallitsevuudesta sekä rannikoiden aiheuttamasta kitkasta, orografian aiheuttamasta ilman pakotetun noston vaikutuksesta sekä maanpinnan lämpenemisen aiheuttamasta termisestä konvektiosta rannikon lähellä. On huomattava myös, että Itämeren länsiosissa, varsinkin pohjoisessa, Köli-vuoriston yli tulleet matalapaineet ovat ”kuivuneet” saapuessaan Itämerelle. Suomessa suurimmat vuosisademäärät saadaan maan lounaisosissa (noin 700 mm). Pohjoista kohti luvut pienenevät ja ovat Selkämerellä 500–600 mm ja Perämerellä jopa alle 500 mm. Ulkomerellä sademäärät ovat yleensä noin 400–500 mm/vuosi eli jonkin verran rannikoita pienempiä johtuen

ilmeisesti konvektiivisten sateiden pienestä määrästä ja orografian vaihteluiden puuttumisesta.

Kuukausittaiset sademäärät vaihtelevat välillä 20–60 mm (taulukko 5.1). Ne ovat yleisesti ottaen matalimmillaan talvella ja keväällä sekä korkeimmillaan kesällä ja syksyllä (kuva 5.3). Talvisaikaan jää peittää osaa Itämerestä. Jäätyminen siirtää pintaveden kiinteään olomuotoon, ja sen jälkeen sadanta kumuloituu jään pinnalle vapautuakseen veteen vasta sulamiskautena.

5.1.4 Tuuli

Tuulten suunnat ja voimakkuudet johtuvat matalapaine- eli syklonitoiminnasta Itämeren alueella ja siihen liittyvistä ilmanpaineen vaihteluista (kuva 5.4). Talviajan (joulukuu–helmikuu) tuulissa näkyy yleensä voimakas matalapaine-toiminta, joka aiheuttaa länsi-itä -tyyppiseen eli leveyspiirien suuntaisen kiertoliikkeen Pohjois-Euroopassa ja tuulet ovat yleensä etelän ja lännen väliltä. Sen sijaan kylminä talvina pohjoisen puoleiset tuulet tuovat kylmää, arktista ilmaa pitkälle Etelä-Itämerelle asti. Talvella saavutetaan myös tuulennopeuden maksimi. Vuosina 1991–1999 talven keskituuli oli 8–10 m/s (Niros et al. 2003), joskin eri havaintoasemien väliset erot ovat suurimmillaan juuri talvella.

Keväällä (maaliskuu–toukokuu) tuulennopeudet ovat talvisia arvoja pienempiä, koska syklonitoiminta on heikohkoa ja ilmakehän rajakerros on stabiili, mikä pienentää pintatuulen nopeuksia. Keskituulennopeus on tällöin 6–8 m/s. Tuulten suuntajakaumaa hallitsevat edelleen etelän ja lännen väliset tuulet, mutta myös pohjoisen kylmän ilman purkauksiin ja keväisiin lämpimiin kaakkoistuuliin liittyviä tilanteita esiintyy. Kesällä (kesäkuu–elokuu) matalapainetoiminta on heikoimmillaan ja tuulennopeudet vastaavasti pienimmillään: keskituulet ovat 6–7 m/s, ja tuulten suuntajakaumaa dominoivat lähinnä länsi- ja luoteistuulet. Silloin paikallis-

Kuva 5.1. Ilman
lämpötila (°C)
Itämeren ylä-
puolella Defan-
tin (1972) mu-
kaan: tammikuu
(A), huhtikuu
(B), heinäkuu
(C) ja syyskuu
(D).

A

B

C

D

Kuva 5.2. Vuosisademäärän alueellinen jakauma Itämerellä. Katkoviiva kuvaa 450 mm:n rajaa. (Piiirretty Brogmusin [1952] mukaan.)

ten rannikonläheisten maa- ja merituulten osuus on merkittävä, minkä takia tuulennopeudella on huomattava vuorokauden sisäinen vaihtelu. Syksyllä (syyskuu–marraskuu) tuulennopeudet jälleen kasvavat matalapainetoiminnan voimistuessa talvisiin arvoihin, keskinopeus on 8–10 m/s ja suunta yleensä etelän ja lännen väliltä.

Keskituuli antaa sinänsä yleiskuvan tuulten voimakkuudesta, muttei vielä kerro vaihtelusta. Suurimmat tuulennopeudet ovat yli 30 m/s ja niitä on havaittu marras–tammikuussa avomerellä, jossa rannikoiden aiheuttaman kitkan vaikutus on vähäisin. Kuitenkin suurten tuulennopeuksien osuus kaikista tuulitilanteista on varsin pieni: yli 17 m/s puhaltavien tuulten osuus on

alle 5 %, ja välillä 11–17 m/s olevia nopeuksia on 20–25 %. Yli 50 % havainnoista osuu välille 5–9 m/s, ja heikkoja tuulia (0–3 m/s) on noin 15 %. Verrattaessa merellisiä olosuhteita järviimme tuulen nopeuksissa on sangen huomattava ero.

5.1.5 Pilvisyys ja auringonsäteily

Pilvisyyden kuukausikeskiarvot ovat Itämeren alueella 4/8–6/8 (taulukko 5.1). Suurimmillaan pilvisyys on syksyllä ja talvella ja pienimmillään kesällä. Pohjoisessa kuukausikeskiarvojen vaihteluväli on pienempi (1/8) kuin muualla (2/8).

Kuva 5.3. Sateen vuodenaikaisvaihtelu eri merialueilla (piirretty Dahlströmin (1977) mukaan).

Joillakin säähavaintoasemilla tehdään suoria auringonsäteilyn mittauksia, mutta Itämeren merialueella ei kuitenkaan ole hyviä laatuvarmistettuja säteilyasemia. Suomessa lähimmät ovat Helsinki, jossa tosin on paikallisia ilmakehän sameusefektejä, sekä Jokioinen (taulukko 5.2). Tulevan säteilyn keskiarvo on pienimmillään joulukuussa (6 W/m^2) ja suurimmillaan kesäkuussa (249 W/m^2). Pilvisyyden kuukausikeskiarvo on Jokioisissa välillä 4,9–6,7, pienimmillään kesällä. Säteilystä tulee osa suorana säteilyä ja osa hajasäteilyä. Suoraa säteilyä tulee enemmän silloin, kun taivas on pilvetön ja auringon korkeuskulma suuri. Kesäkuussa suoran säteilyn osuus on keskimäärin 62 % kokonaissäteilystä. Hajasäteilyn

osuus on taas suhteellisesti suurin talvella (75 %). Kun taivas on paksun pilviverhon peitossa, säteilyä tulee karkeasti ottaen yhtä paljon kaikista suunnista.

Auringonsäteilyä voidaan arvioida laskennallisesti ajan, paikan ja sääolojen perusteella. Kaavat ovat muotoa

$$Q_s = T_{tr}(\theta, e) \sin\theta F(N, \theta) (r_o/r)^2 Q_{sc} \quad (5-1a)$$

missä T_{tr} on kirkkaan ilmakehän läpäisykerroin, θ on auringon korkeuskulma, e on ilman vesihöyrynpaine, F kuvaa pilvisyyden N vaikutusta, r on aktuaalinen ja r_o keskimääräinen maapallon etäisyys auringosta, ja $Q_{sc} = 1,37 \text{ kW/m}^2$ on au-

Taulukko 5.2. Auringonsäteilyn keskiarvo Jokioisten havaintoasemalla ($60^\circ 49'N$ $23^\circ 30'E$) vuosina 1971–1980. (Ilmatieteen laitos 1982)

Kuukausi	Kokonaissäteily	Hajasäteily	Pilvisyys
	W/m^2	%	1/8
Tammikuu	10	74	6,4
Helmikuu	36	63	6,0
Maaliskuu	91	50	5,5
Huhtikuu	150	46	5,6
Toukokuu	218	39	5,1
Kesäkuu	249	38	4,9
Heinäkuu	212	44	5,3
Elokuu	170	44	5,6
Syyskuu	94	51	5,9
Lokakuu	44	56	6,2
Marraskuu	14	66	6,7
Joulukuu	6	75	6,5

Kuva 5.4. Tuulen suuntajakauma prosentteina Gotlannin altaalla. Kuvassa on huomioitu vain yli 5 m/s suuruiset tuulet. A) Talvi, B) Kevät, C) Kesä ja D) Syksy. (Mälkki ja Tamsalu 1985)

rinkovakio eli auringosta kohtisuoralle pinnalle tuleva säteily ilmakehän ulkopuolella kun $r = r_0$. Astronomiset kaavat on annettu tämän luvun lopussa. Kirkkaalla ilmalla $F \sim 1$ ja täysin pilvisellä säällä on $F \sim 0,1$.

Zillmanin (1972) kirkkaan ilman läpäisykerroin ja Reedin (1977) pilvisyysskorjaus ovat

$$T_{tr} = \frac{\sin \theta}{1,085 \sin \theta + e(2,7 + \sin \theta) \cdot 10^{-3} + 0,01} \quad (5-1b)$$

$$F = 1 - 0,632N + 0,0019 \cdot \theta \quad (5-1c)$$

Alemmassa kaavassa korkeuskulma on otettava asteina. Näiden avulla voidaan myös konstruoida korjauskaavoja suorien mittauksien soveltamiseksi maa-asemilta läheisille merialueille; korjaukseen tarvitaan pilvisuus, ilman kosteus

sekä auringon korkeuskulma merellä ja vertailuasemalla.

Auringonsäteilystä meren pinnasta takaisin lähtevää osuutta Q_r kuvataan *albedolla* α , $Q_r = \alpha Q_s$ ($0 \leq \alpha \leq 1$). Tämä osuus sisältää pinnasta heijastuneen säteilyn sekä meren pintakerroksesta takaisin siroavan säteilyn. Perusarvona käytetään yleensä $\alpha = 7\%$ vesipinnalle, 50% kuivalle jäänpinnalle ja 85% kuivalle, puhtaalle lumipinnalle. Albedo on *näennäinen optinen ominaisuus*, joka kohteen lisäksi riippuu myös tulevan säteilyn suuntajakautumasta ja siis auringon korkeuskulmasta ja pilvisyydestä. Osa $(1-\alpha)Q_s$ tulevasta säteilystä jää mereen. Ainoastaan näkyvä valo tunkeutuu veteen metriä syvemmälle veteen, kun taas ultraviolett- ja infrapunasäteily imeytyvät hyvin lähellä pintaa.

Kuva 5.5. Haihdunnan kuukausiarvot Gotlannin altaalla kolmen eri arvion mukaan (piirretty Ehlinin (1981) mukaan): E_w – Palmén ja Söderman (1966), E_s – Simojoki (1949), E_b – Brogmus (1952).

5.2 Meren ja ilmakehän välinen veden ja lämmön vaihto

5.2.1 Haihdunta

Yleisimpien arvioiden mukaan haihdunta on Itämeren alueella vuositasolla 400–500 mm, mikä on jossain määrin vähemmän kuin sademäärä. Kuukausiarvot vaihtelevat välillä 10–80 mm (kuva 5.5). Keskimäärin näyttää siltä, että haihdunnan minimi on keväällä, jolloin meri on kylmä ja tuulet heikkoja. Maksimi on loppusyksystä voimakkaiden tuulten aikana, jolloin turbulenttinen lämmön ja kosteuden vaihto on intensiivistä. Etelässä haihtuminen on suurempaa kuin pohjoisessa johtuen korkeammista meren pintalämpötiloista ja jääpeitteen lyhyemmästä kestoajasta. Talvella haihduntaa tapahtuu myös jään pinnalta, mutta kylmissä säissä ilman absoluuttinen kosteus on aina pieni ja siksi haihdunnan määrä pysyy pienenä.

Haihdunnan suora mittaus on merioloissa hyvin hankalaa, ja siksi sen arvioimiseksi yleensä käytetään epäsuoria menetelmiä. Näitä ovat aerodynaaminen menetelmä, aerologinen menetelmä ja energiatasemenetelmä. Haihdunta (E) ilmaistaan millimetreinä kuten sademäärä.

Aerodynaaminen menetelmä perustuu turbulenttisen rajakerroksen teoriaan. Niin sanottu bulkkikaava perustuu tuulen nopeuteen sekä ilman ja merenpinnan väliseen kosteuseroon

$$\rho E = \rho_a L_E C_E (q_o - q_a) U_a, \quad (5-2)$$

missä ρ_a on ilman tiheys, L_E on veden höyrystymislämpö, $C_E \approx 1,3 \cdot 10^{-3}$ on kosteuden turbulenttinen vaihtokerroin, q_o ja q_a ovat ilman ominaiskosteudet veden pinnassa ja ilmassa (2 metrin korkeudella), ja U_a on tuulen nopeus (10 metrin korkeudella). Ilman tiheys saadaan tiilayhtälöstä $\rho_a = p_a / (R_a T)$, p_a on ilmanpaine, R_a on ilman kaasuvakio, ja T on absoluuttinen lämpötila¹. Kun $T = 273,15$ K ($T = 0^\circ\text{C}$), on ilman tiheys $\rho_a \approx 1,3$ kg/m³.

Ominaiskosteus tarkoittaa ilmassa olevan vesihöyryn suhteellista massaa. Vesihöyryä voi olla korkeintaan kyllästyskosteuden $q_s = q_s(T)$ verran (katso kaavaliite tämän luvun lopussa). Kosteuden kuvaamiseen käytetään myös vesihöyryn painetta e , $q = 0,622 e/p$, joka kuvaa vesihöyryn osuutta ilmanpaineesta. Suhteellinen kosteus,

¹ Eräissä termodynaamisissa laskelmissa käytetään tässä esityksessä lämpötilan Kelvin-asteikkoa Celsius-asteikon asemasta. Tällöin lämpötilan symboli T alleviivataan ($\underline{T}$).

Taulukko 5.3. Lämpötaloustarkastelun vakiot ja vakioina pidettävät suureet.

Suure	Symboli	Arvo
Stefan-Boltzmannin vakio	σ	$5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W}/(\text{m}^2 \text{ K})$
Aurinkovakio	Q_{so}	$1,37 \text{ kW}/\text{m}^2$
- optisen kaistan osuus	γ	0,50
Veden tiheys	ρ	$1.005 \text{ kg}/\text{m}^3$
Veden ominaislämpö	c	$4,2 \text{ kJ}/(\text{kg } ^\circ\text{C})$
Veden/jään emissiviteetti	ε	0,97
Höyrystymislämpö	L_E	$2,5 \text{ MJ}/\text{kg}$
Jäätymislämpö	L	$335 \text{ kJ}/\text{kg}$
Jään tiheys	ρ_i	$910 \text{ kg}/\text{m}^3$

joka yleensä ilmoitetaan säähavainnoissa, tarkoittaa puolestaan ilman kosteutta suhteessa kylästyskosteuteen: $R = q/q_s = e/e_s$. Meren pinnassa voidaan olettaa suhteellisen kosteuden olevan 100 % eli $q_o = q_s(T_o)$, missä T_o on meren pintalämpötila. Kun tiedetään veden pintalämpötila, ilman kosteus ja tuulen nopeus, voidaan haihdunta laskennallisesti arvioida. Esimerkiksi jos $q_o - q_a = 10^{-3}$ ja $U_a = 10 \text{ m/s}$, saadaan haihdunnan laskennalliseksi arvioksi 1,5 mm vuorokaudessa.

Energiatasemenetelmä perustuu haihdunnan arviointiin lämpötaseen jäännösterminä (residuaalina). Haihdunta kuluttaa energiaa määrän $Q_c = \rho L_E E$, missä L_E on veden haihtumislämpö, ja se on merkittävä osa meren lämpötaloutta. Tätä käsitellään kokonaisuudessaan seuraavassa alakohdassa. Aerologinen menetelmä tarkastelee tietyn suuren ilmatilavuuden vesihöyrytasetta, jolloin haihdunnan osuus tulee niinkään residuaalina mukaan.

5.2.2 Meri-ilma -lämmönvaihto

Merenpinnan lämpötaseeseen kuuluvat termit ovat tuleva ja lähtevä auringonsäteily (Q_s ja Q_r),

ilmakehän ja merenpinnan lämpösäteilyt (Q_{La} ja Q_{Lo}), aistittavan lämmön vaihto ilmakehän pintakerroksen kanssa (Q_c), haihtumislämpö (Q_c) sekä sateen (P) tuoma lämpö (Q_p). Se kirjoitetaan

$$Q_n = Q_s - Q_r + Q_{La} - Q_{Lo} + Q_c + Q_c + Q_p \quad (5-3)$$

missä Q_n on netto lämpövuoto. Summa $Q_R = Q_s - Q_r + Q_{La} - Q_{Lo}$ on pinnan säteilytase ja summa $Q_c + Q_c$ on turbulenttinen lämmönvaihto. Auringonsäteilyä sanotaan myös lyhytaaltoiseksi säteilyksi ja ilmakehän sekä merenpinnan lämpösäteilyä pitkäaaltoiseksi säteilyksi, syystä että auringon lämpöenergia tulee pääosin spektrin kaistalta 0,3–3 μm , kun taas maapallon luonnonoloissa lämpösäteily tulee pääosin kaistalta 5–15 μm . Lämpötaseen termejä voidaan suoraan mitata tai arvioida laskennallisilla kaavoilla. Tärkeällä sijalla ovat kaavat, jotka soveltuvat sääasemien rutiinihavaintoihin. Taulukossa 5.3 on lista lämpötaloustarkastelussa tarvittavista parametreista ja niiden sopivista arvoista. Näissä laskelmissa moni suure, kuten veden tiheys, voidaan ottaa vakiona.

Lämpöasetarkasteluissa auringon valo tulee energialähteeksi meren pintakerrokseen, kun

taas muu osa säteilystä lisätään pinnan lämpötaseeseen. Valon osuutta kokonaissäteilystä merkitään tässä symbolilla γ ($\gamma \approx 50\%$), ja siis pintaan imeytyvä osuus on

$$Q_{s0} = (1-\alpha)(1-\gamma)Q_s \quad (5-4)$$

Karkeammissa tarkasteluissa otetaan usein koko auringonsäteily pinnan lämpötaseeseen.

Merenpinnan lämpösäteily noudattaa harmaan kappaleen säteilylakia

$$Q_{Lo} = \epsilon \sigma T_o^4 \quad (5-5)$$

missä $\epsilon = 0,96-0,98$ on emissiviteetti ja $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W/(m}^2\text{K}^4\text{)}$ on Stefan-Boltzmanin vakio. Ilmakehän lämpösäteilyn arviointi on vaikeata, sillä se tulee eri ilmakehroksista riippuen ilmakehän koostumuksesta. Käytännössä sovelletaan analogiapohjalta semi-empiiristä säteilylakia

$$Q_{La} = \epsilon \epsilon_a \sigma T_a^4 \quad (5-6a)$$

missä T_a on ilman lämpötila ja ϵ_a on ilmakehän rehoisa emissiviteetti ($0 \leq \epsilon_a \leq 1$). Tämä riippuu ensi sijassa pilvisyydestä ja ilman kosteudesta; laajalti käytetty muoto on

$$\epsilon_a = \epsilon_a(N, e) = (a + b e^{1/2}) (1 + c N^2) \quad (5-6b)$$

missä sopivat empiiriset kertoimet ovat $a = 0,68$, $b = 0,036 \text{ mbar}^{-1/2}$ ja $c = 0,18$.

Turbulentitset lämmönvaihtotermit kirjoitetaan yleensä

$$Q_H = \rho_a c_p C_H (T_a - T_o) U_a \quad (5-7a)$$

$$Q_e = L_E E = \rho_a L_E C_E (q_a - q_o) U_a \quad (5-7b)$$

missä c_p on ilman ominaislämpö vakioaineessa ja $C_H \approx C_E$ on aistittavan lämmön vaihtokerroin.

Sateen mukana tuleva lämmitysteho on $Q_p = Q_{ps} + Q_{pl}$. Tässä ensimmäinen termi on aistittavan lämmön siirto $Q_{ps} = \rho c P (T_p - T_o)$, missä c on veden ominaislämpö, ja jälkimmäinen termi on olomuodon muutokseen liittyvä lämmönsiirto $Q_{pl} = \pm \rho L P$. Esimerkiksi jos $P = 10 \text{ mm/vrk}$ ja $T_p - T_o = 5^\circ\text{C}$, saadaan $Q_{ps} \approx 2 \text{ W/m}^2$. Tämä ei ole paljon, mutta jos sade tulee eri olomuodossa kuin mitä pinta on, liittyy mahdollisiin olomuodon muutoksiin suuria lämpömääriä. Jos veteen sataisi lunta 10 mm/vrk , olomuodon muutos jäähdyttäisi vettä teholla $\rho L P = 30 \text{ W/m}^2$.

Talvella, kun meri on jäässä, meren jää- tai lumipinnan lämpötase määräytyy samojen kaa-vojen ja auringonsäteilyä lukuunottamatta likimain samojen parametrien mukaisesti kuin avovesikaudella. Auringonsäteilyn kohdalla on huomioitava, että jään ja lumen albedot ovat paljon suurempia kuin avoveden ja lisäksi vielä voimakkaasti vaihtelevia. Ohjeellisia arvoina voidaan pitää seuraavia:

Pinta	Albedo (%)	Vaihteluväli
Avovesi	7	5–10
Märkä jää	30	20–40
Kuiva jää	50	30–60
Märkä lumi	60	40–70
Kuiva lumi	85	80–95

Avoveden 5–10 % tasosta albedo alkaa kasvaa meren jäädyttyä ja jään paksuuntuessa. Ohuen (10 cm) ja paljaan jään albedo on vielä 20–30 %, mutta yli 30 cm paksulla kuivalla jäällä se on noin 50 %. Lumen peittämän jään albedo on yleensä paljon korkeampi kuin 50 %, jopa 95 % suuruisia arvoja on havaittu. Keväällä, kun lumi ja jää alkavat sulaa, albedo alkaa samalla hiljalleen laskea johtuen ennen kaikkea nestemäisen veden ilmaantumisesta lumeen ja jään pinnalle.

Taulukko 5.4. Eri lähteisiin perustuvia arvioita Itämeren keskimääräisestä sadannasta ja haihdunnasta (mm/vuosi).

Julkaisu	Aika	Sademäärä	Haihdunta	Erotus
Simojoki (1949)	1886–1935	525	460	65
Brogmus (1952)	(40–50 vuotta)	474	474	0
Dahlström (1977)	1931–1960	619	–	–
Henning (1979)	1919	–	493	–
Omstedt ja Axell (2003)	1980–1998	600	470	130

Lisäksi albedo riippuu hieman pilvisyydestä ja auringon korkeuskulmasta.

5.3 Vesitase

Itämeren vesitaseen muodostavat sadanta, haihdunta, jokivirtaama ja vedenvaihto Pohjanmeren kanssa Tanskan salmien kautta. Sadannan ja haihdunnan erotusta sanotaan ilmakehän nettovuoksi. Makean veden tase koostuu ilmakehän nettovuosta ja jokivirtaamasta.

5.3.1 Sadanta ja haihdunta

Meren vesitaseessa ilmakehän vaikutus tuntuu sadannan ja haihdunnan kautta. Edellistä voidaan pitää puhtaasti ulkoisena tekijänä, kun taas haihdunta seuraa meren ja ilmakehän välisestä vuorovaikutuksesta. Sadannan ja haihdunnan erotus $P-E$ kertoo onko meren vedenvaihto ilmakehän kanssa positiivinen vai negatiivinen. Edellisessä tapauksessa pintavesi makeutuu ja jälkimmäisessä väkevoituu.

Vuositasolla koko Itämeren alueen haihdunta on hieman pienempi kuin sadanta: keskimäärin vuotuinen sadanta on 500–600 mm ja haihdunta 450–500 mm, joten ilmakehästä tuleva nettovuoto on siis noin 100 mm (taulukko 5.4). Tähän nettovuon arviointiin liittyy kylläkin melko suuria epävarmuustekijöitä. Itämeren poh-

joisosissa sadanta ylittää haihdunnan 100–150 mm:n verran, kun taas etelässä tilanne on päinvastainen ja haihdunta on 50–100 mm sadantaa suurempi. Sadanta ja haihdunta ovat kumpikin itseisarvoltaan noin 50 % jokivirtaamasta, mutta niiden nettovaikutus on tästä vain 10 %.

5.3.2 Jokivirtaama

Maa-alue, josta sadantaa kulkeutuu jokia pitkin Itämereen, on *Itämeren valuma-alue* (kuva 1.1). Se on pinta-alaltaan 4,3 kertaa Itämeren kokoinen, $1,7 \cdot 10^6 \text{ km}^2$. Valuma-alueeseen kuuluu Itämeren rantavaltioiden lisäksi pieniä osia Valko-Venäjältä, Ukrainasta, Slovakiasta, Tsekin tasavallasta ja Norjasta, mutta kuten nähdään, valuma-alueen rajat kulkevat hyvin lähellä valtakuntien rajoja. Luoteessa on Skandinavian vuoristoalue ja metsiä, pohjoisimpana Lappi, koillisessa ovat Suomen ja Karjalan järvi- ja metsäalueet, ja etelässä sekä idässä valuma-alue muodostuu tasaisesta maatalousalueesta. Valuma-alueella on pitkä ulottuvuus pohjois–eteläsuunnassa ($49\text{--}69^\circ \text{N}$), joten ilmasto-olot vaihtelevat varsin paljon. Pohjoisessa on huomattavasti pidemmät ja lumisemmat talvet.

Itämereen tuleva vuotuinen jokivirtaama on Fonseliuksen ja Mikulskin mukaan noin 440 km^3 , mikäli Tanskan salmia ja Kattegatia ei huomioida (taulukko 5.5). Tämä vastaa 1.170 mm paksuista vesikerrosta koko Itämerelle levitettyä

Taulukko 5.5. Itämereen keskimäärin tulevat vuotuiset jokivirtaamat (km^3) merialueittain Mikulskin (1970,1972) ja Fonseliuksen (1996) mukaan ajalle 1950–1970.

	Fonselius	Mikulski
Perämeri	98	100
Selkämeri	91	83
Suomenlahti	112	112
Riianlahti	32	30
Varsinainen Itämeri	114	111
Yhteensä	447	436
Tanskan salmet ja Kattegat	37	-

eli vuosisademäärää kaksinkertaisena. Suurimman virtaaman saa Pohjanlahti, hiukan alle 200 km^3 , mikä osaksi selittää sen alhaisen suolapitoisuuden. Suomenlahteen tulee noin 110 km^3 ja se saa Itämeren altaista pinta-alansa kohti eniten makeaa vettä, saman verran kuin koko Varsinainen Itämeri yhteensä. Riianlahden osuus on alle 40 km^3 . Jokivirtaamissa on toki ajallisia vaihteluita, jotka johtuvat siitä, että sademäärät vaihtelevat vuosien ja vuosikymmenten aikana.

Maantieteelliset ja ilmastolliset erot aiheuttavat jokivirtaamiin suuria eroja. Pohjanlahteen laskee suuri joukko pienehköjä jokia Ruotsin ja Suomen vuoristoista sekä metsäalueilta lahden molemmin puolin. Sen sijaan Itämeren etelä- ja kaakkoisosiin laskee vain joitakin jokia, mutta useat niistä ovat suuria. Virtaamaltaan suurimmat Itämereen laskevat joet ovat (km^3/vuosi): Neva (82), Vistula (31), Väinäjoki [Daugava] (22), Neman (21), Kemijoki (18), Tornionjoki (17) ja Luulajanjoki (16). Suomenlahteen Pietarissa laskeva Neva on siis ylivoimaisesti suurin näistä joista, ja sen virtaama on noin 20 % Itämereen laskevasta jokivedestä.

Jokivirtaamissa on suuri vuodenaikaisvaihtelu (kuva 5.6), vaikka nykyään vesistöjen säännöstely tasoittaa suurimmat huiput pois. Maksimi saavutetaan keväällä lumen sulamisaikana. Huipun ajankohdassa on suuri ero etelän ja pohjoisen välillä johtuen ilmastollisista oloista. Lounaisella Itämerellä suurimmat vuotuiset jo-

kivirtaamat saattavat ajoittua jo maaliskuuhun, keskiosissa tämä tilanne on vasta huhtikuussa, Suomenlahdella touko-kesäkuussa ja Perämerellä vasta heinäkuussa. Vastaavasti virtaaman minimi saavutetaan loppukesällä etelässä mutta vasta talvella pohjoisessa. Koska virtaamahuiput ja -minimit osuvat Itämeren eri osissa eri aikoihin, koko Itämeren saamassa jokivirtaamassa ei esiinny kovin suurta vuodenaikaisvaihtelua. Osasyynä tähän on myös se, että vesistöjen säännöstelyllä tasataan tulvahuippuja ja lisätään virtaamaa aikana, jolloin luonnollinen valunta on pientä. Ihmisen toiminta siis tasoittaa makean veden syöttöä Itämereen.

5.3.3 Vedenvaihto Pohjanmeren kanssa

Vesi vaihtuu Itämeren ja Pohjanmeren välillä Tanskan salmien kautta (kuva 5.7). Pohjanmeren vesi on tavanmukaista Atlantin vettä, jonka suolaisuus on noin 35 ‰ ja lämpötila vaihtelee 0 ja 20°C välillä.

Yleisesti arvioidaan, että vuotuinen sisäänvirtaus Itämereen Kattegatista on keskimäärin noin 1.200 km^3 . Suurimmat arviot antavat 1.500 km^3 ja pienimmät 1.000 km^3 . Tämä on noin kolme kertaa jokivirtaaman suuruinen ja vastaa 3.200 mm paksuista vesikerrosta levitettyä tasaisesti koko Itämerelle. Yksittäiset suurimmat kuukausittaiset sisäänvirtaukset ovat 120 km^3 marras-

Kuva 5.6. Itämeren ja sen altaiisiin tuleva jokivirtaama kuukausittain. Pystyakseli osoittaa suhteelliset osuudet vuotuisista keskivirtaamista. (Piirretty Mikulskin [1970] mukaan.)

kuun ja tammikuun välisenä aikana, kun taas pienin sisäänvirtaus on keskimäärin toukokuussa, 70 km^3 . Sisäänvirtaus on hyvin vaihtelevaa sekä vuodenaikojen että vuosien välillä. Se riippuu voimakkaasti säätilanteesta, tuulen ja ilmapaineen jakaumista, sekä Itämeren ja Pohjanmeren välisestä vedenkorkeus- ja suolaisuuserosta. Erityisen voimakkaita sisäänvirtauksia, *suolapulsseja*, Itämereen tulee noin kerran 10 vuodessa.

Veden ulosvirtauksen Itämereltä määrää lähinnä tämän vedenkorkeus Pohjanmereen nähden. Keskimääräinen vuotuinen ulosvirtaus on noin 1.700 km^3 , mikä vastaa 4.530 mm vesipatjaa otettuna koko Itämeren alueelta. Ulosvirtauksen maksimitaso on 2.100 km^3 ja minimi puolestaan 1.300 km^3 . Kuukausittainen maksimi on 150 km^3 (joulukuu–maaliskuu) ja minimi 115 km^3 (kesäkuu). Ulosvirtausta voimistavat itätuulet ja heikentävät länsituulet.

Lyhyellä aikavälillä vedenvaihto on paljolti veden edestakaista liikettä sääolojen ohjaamana. Itämeren ja Pohjanmeren veden raja-alue on tyynellä säällä Belttien pohjoisuudella, itätuulilla Skagerrakissa, ja Darssin kynnyksellä sekä Juutinraumassa länsituulilla. Itämeren aktiivinen varastokapasiteetti, keskimääräisen vedenkorkeuden kuukausimaksimin ja -minimin erotus, on 500 km^3 , eli 1.250 mm koko Itämeren alueelle levitettyä. Tämä on suunnilleen sama kuin

vuotuinen jokivirtaama Itämereen. Belteistä ja Juutinraumasta Itämereen virtaavan veden suolaisuus on $15\text{--}20 \text{ ‰}$. Tämä on huomattavasti Pohjanmeren suolaisuuden alapuolella, sillä matalassa Kattegatissa tapahtuu sisään tulevan Pohjanmeren veden ja Itämerestä ulos virtaavan veden voimakasta sekoittumista.

Knudsenin kaavat soveltuvat puolisolujettujen altaiden vedenvaihdon tarkasteluun. Ne perustuvat massan ja suolan säilymlakeihin. Olkoon makean veden nettovuo altaaseen F , ulosvirtauksen virtaama ja suolaisuus (V_o , S_o) sekä sisäänvirtauksen virtaama ja suolaisuus (V_i , S_i). Tällöin on

$$V_o = F + V_i \quad \text{ja} \quad S_i V_i = S_o V_o \quad (5-8)$$

Tässä on viisi suuretta ja kaksi yhtälöä; kaksi niistä voidaan siis ratkaista, jos kolme muuta tunnetaan. Itämeren tarkasteluissa yleensä ratkaistaan virtaamat sisään ja ulos

$$V_o = \frac{S_i}{S_i - S_o} F, \quad V_i = \frac{S_o}{S_i - S_o} F \quad (5-9)$$

Edelleen nähdään, että $V_o/V_i = S_i/S_o$. Jos käytetään edellä mainittuja virtaamakeskiarvoja, saadaan Itämeren suulle $V_o/V_i = 1,4$ ja silloin olisi $S_o = 24,7 \text{ ‰}$ (jos $S_i = 35 \text{ ‰}$). Lähtösuureiden arvot

Kuva 5.7. Yksityiskohtainen topografiakuva (m) Itämeren sualueelta. (Piirretty Gustafssonin ja Anderssonin [2001] mukaan.)

vaihtelevat jossain määrin eri tutkimuksissa sen mukaan mihin kohtaan täsmälleen Knudsenin kaavoja sovelletaan. Tällainen budjettitarkastelu ei kuvaa dynaamista veden kiertoa Itämeren ja Pohjanmeren välillä, eli sitä, että vesi tulee sisään, ”pyörähtää” ja menee takaisin. Samoin on havaittu Suomenlahden ja Gotlannin altaan vedenvaihtotarkasteluissa Knudsenin kaavojen antavan aivan liian pieniä arvoja (Andrejev ym. 2004).

Esimerkki (Brogmus 1952). Darssin kynnyksellä on mittausten mukaan $S_o = 8,7 \text{ ‰}$ ja $S_i = 17,4 \text{ ‰}$. Kun Itämereen tuleva makean ve-

den määrä on $F = 472 \text{ km}^3/\text{vuosi}$, niin sisään- ja ulosvirtaamien täytyy olla $V_i = 472 \text{ km}^3/\text{vuosi}$ ja $V_o = 944 \text{ km}^3/\text{vuosi}$. Nämä numerot ovat pienempiä kuin nykyisen käsityksen mukaiset, ja siis Brogmusin käyttämät suolaisuudet eivät ole kovin edustavia.

5.3.4 Vesitasemallit

Itämeren vesitasetta voidaan tarkastella keskimääräisen vedenkorkeuden yhtälön avulla

$$A \left(\frac{d\xi}{dt} + \frac{H}{\bar{\rho}} \frac{d\bar{\rho}}{dt} \right) = (P - E)A + V_r + V_i - V_o \quad (5-10)$$

missä A on Itämeren pinta-ala, ξ on Itämeren pinnankorkeus, $\bar{\rho}$ on veden keskitiheys, V_r on jokivirtaama ja V_i sekä V_o ovat sisään- ja ulosvirtaamat Tanskan salmissa. Yhtälön oikealla puolella ovat vesitaseen ohjausermit ja vasemmalla on Itämeren pinnankorkeuden muutos ja tiheyden muutosta vastaava veden tilavuuden muutos.

Veden tiheyden suhteellinen muutos voisi ääritapauksessa olla 10^{-3} , mistä seuraava pinnan korkeuden muutos olisi 50 mm. Oikean puolen termeissä virtaamat dominoivat, meri–ilmakehä vedenvaihdon nettotasoa on kertaluokkaa pienempi. Pohjavesivalunnan, joka on hyvin pieni, voidaan ajatella sisältyvän jokivirtaamaan. Paikallinen jään muodostus ja sulaminen eivät vaikuta vedenpinnan korkeuteen, mutta Tanskan salmien vedenvaihdossa jää on laskettava virtaamiin mukaan.

Makean veden tase (kuva 5.8) on $F = (P - E)A + V_r$. Itämerellä se on ympäri vuoden positiivinen eli meri saa makeaa vettä ilmakehästä ja joista enemmän kuin luovuttaa haihtumalla. Ylijäämä eli nettovuo on, kuten aiemmin jo todettiin, noin 500 km^3 vuodessa. Tällaiseen mereen muodostuu suolaisuuden voimakas kerrostunei-

suus, jossa makea vesi on kevyempänä pinnalla ja alempana on suolaisempi raskas vesi. Ylijäämä poistuu Itämerestä myöhemmin meriveteen sekoittuneena.

Kun makean veden tase on positiivinen, meriallas on huonosti tuulettuva, koska suolaisuuden kerrostuneisuus pyrkii vastustamaan veden pystysuuntaista kiertoa. Jos kerrostuneisuus on voimakas kuten Itämeren altaissa, syvä vesi uudistuu vain horisontaalisen kiertoliikkeen avulla ja saattaa seurata happikato. Tyypiesimerkki huonosti tuulettuvasta altaasta on Itämeren lisäksi Musta meri. Sen sijaan esimerkiksi Välimeren makean veden tase on negatiivinen ja se tuulettuu talvisaikaan hyvin, kun kerrostuneisuus ei estä konvektion tunkeutumista syvälle. Suolainen, raskas Välimeren vesi poistuu Atlantilte Gibraltarin salmen pohjakerroksessa, kun taas pinnalla virtaa sisään Atlantin vettä.

5.4 Suolan säilymislaki

Vesitaseen ohella makean veden tase ja vedenvaihto Pohjanmeren kanssa vaikuttavat Itämeren veden suolaisuuteen. Meriveden suolaisuus on niin sanottu konservatiivinen suure eli suolan kokonaismäärä voi muuttua vain reunoilta tapahtuvan syötön kautta, kun taas meren sisällä tapahtuu suolan kulkeutumista ja sekoittumista. Nettomuutoksia suolan määrään seuraa ainoastaan vedenvaihdosta Tanskan salmissa.

Mehukatti-malli. Itämeren vesi on sekoitus makeata vettä ja merivettä. Olkoon makean veden osuus v ja meriveden osuus siten $1-v$. Itämeren keskisuolaisuus S_I on

$$S_I = (1-v)S_v \quad (5-11)$$

missä $S_v = 35 \text{ ‰}$ on valtameriveden suolaisuus. Kun Itämeren keskisuolaisuus on $7,4 \text{ ‰}$, on $v = 0,80$. Itämeren vesi on siis laimennettua merivettä suhteessa 1:4; laimennus on epähomo-

Kuva 5.8. Keskimääräinen makean veden tase Q_0 Itämerellä: sadanta P ja jokivirtaama R (1931–1960) sekä haihdunta E (1948–1975). (Piiirretty Jacobsenin [1980] mukaan.)

geeninen, sillä Perämerellä laimennus on 1:9 ja Arkonan altaassa 1:2. Itämeren tilavuus on 21.205 km^3 . Makean veden nettovuo on noin $500 \text{ km}^3/\text{vuosi}$, joten makean veden osan uudistaminen kestää noin 35 vuotta.

Meriveden viipymisaikaa Itämeressä on melko vaikeata arvioida, koska syvien vesien kiertoliike tunnetaan sängen huonosti. Kattegatin suulla sisäänvirtaus on suuri, keskimäärin $1.200 \text{ km}^3/\text{vuosi}$, mikä teoriassa vaihtaisi 3,4 vuodessa koko Itämeren meriveden. Mutta osa sisään virtaavasta vedestä kääntyy aina takaisin, ja meriveden uusiutumisaika tulee pidemmäksi altaan etäisyyden suuaukosta kasvaessa. Kun Darssin kynnyksellä vuotuinen sisäänvirtaus on 472 km^3 ja sisäänvirtaavan veden suolaisuus $17,4 \text{ ‰}$ (Knudsenin kaavoihin liittyvä esimerkki edellä), meriveden vaihtojaksiksi tulee sen kautta jo 17 vuotta. Edel-

Kuva 5.9. Skemaattinen kuva suolan säilymislaista meren tilavuusalkiossa. Nuolet kuvaavat suolan kuljetusta eli advektiota. Sen lisäksi suolaisuutta sekoittuu diffuusion välityksellä alkion pintojen läpi.

leen voidaan jatkaa suuruusluokka-analyysi avulla seuraavasti. Jos nopeuden ja matkan arvoiksi valitaan $U \sim 1 \text{ mm/s}$ ja $L \sim 10^3 \text{ km}$, saadaan advektiiviseksi ajan suuruusluokaksi $T_A \sim 10^9 \text{ s} \sim 30 \text{ vuotta}$. Puhtaassa satunnaiskulun mallissa sen sijaan ajan suuruusluokaksi tulee $T_D \sim L^2/D$, missä D on diffuusio- eli sekoittumiskerroin. Tämän arvo $D \sim 10 \text{ km}^2/\text{vrk}$ antaisi vaihtoajaksi 300 vuotta. Puhdas satunnaiskulku on ilmeisesti kaukana asiantilasta, joten karkeasti arvioiden tulisi meriveden vaihtoajaksi 30–100 vuotta.

Pääosa Itämeren vesimassasta on makeaa vettä ja veden keskimääräistä viipymää arvioitaessa sillä on suurempi paino (4:1). Edustavaksi viipymääjäksi voidaan arvioida noin 50 vuotta.

Koska suolaisuus vaikuttaa merkittävästi veden tiheyteen, sen kehitystä on tarkasteltava yksityiskohtaisesti. Pintaveden makeutuminen stabiloi vesi-runtoa, kun taas pintaveden väkevytminen voi johtaa epästabiliin tilanteeseen ja laukaista veden vertikaalisen kiertoliikkeen. Itämerellä merkittävin ajankohta tässä suhteessa on kevätvalunnan huippu, jolloin pintavesi ma-

keutuu huomattavasti ja lämpenevä pintakerros eristyy tehokkaasti alusvedestä. Haihdunnan tai jäätyksen aiheuttama pintaveden suolaisuuden kasvu ei näy selvästi Itämeren hydrografiassa.

Suolan säilymislaki on differentiaaliyhtälö, jossa suolaisuutta tarkastellaan meren pienissä tilavuusalkiossa (kuva 5.9). Suolaisuus muuttuu meren sisällä virtauksen aiheuttaman kulkeutumisen eli advektion ja diffuusion vaikutuksesta. Diffuusio on merissä käytännössä turbulenttista ja lisäksi vahvasti anisotrooppista: horisontaalinen sekoittuminen on paljon voimakkaampaa kuin vertikaalinen, minkä takia näissä suunnissa on käytettävä eri diffuusiokerrointa. Suolaisuuden säilymislaki on:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\mathbf{u} \cdot \nabla S + K_{HS} \nabla_H^2 S + K_{VS} \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} \quad (5-12)$$

Oikean puolen ensimmäinen termi kuvaa advektiota ja muut termit diffuusiota; K_{HS} ja K_{VS} ovat suolaisuuden horisontaalinen ja vertikaalinen turbulenttinen diffuusiokerroin, ja $\nabla_H = \mathbf{i} \partial / \partial x + \mathbf{j} \partial / \partial y$ on horisontaalinen gradienttioperaattori.

Suolaisuuden säilymislain pitää myös täyttää reunaehdot. Reunaehtoja on kolmea tyyppiä: Dirichlet-reunaehdossa annetaan suolaisuuden absoluuttinen arvo reunalla, Neumann-reunaehdossa annetaan suolaisuuden vuo reunalla, kun taas sekareunaehto koostuu niistä molemmista.

Sadanta ja haihdunta vaikuttavat veden suolaisuuteen merenpinnan reunaehtona. Ne muuttavat makean veden pitoisuutta f , ja diffuusion voimakkuus määrää sitten f :n gradientin. Suolaisuus on taas $S = 1 - f$, ja näin ollen suolaisuusgradientin täytyy vastata makean veden pitoisuuden gradienttia. Pohja ei vaikuta suolaisuuteen (jos pohjavesivirtaamaa ei nyt huomioida), joten siihen voidaan soveltaa nollavuohtoa. Siis

$$z = 0 : K_{vs} \frac{\partial S}{\partial z} = -(P - E); z = -H : \frac{\partial S}{\partial z} = 0 \quad (5-13)$$

Kiinteillä rannoilla on niinikään nollavuohto. Reunaehtoina jokisuihin annetaan joen virtausnopeus mereen olettaen veden suolaisuus nollaksi, kun taas Tanskan salmissa annetaan sisään- ja ulosvirtausten suolaisuudet ja voimakkuudet.

Suolaisuuden kuten monien meriveden ominaisuuksien vertikaalista sekoittumista tarkastellaan 1-dimensioisilla malleilla, toisin sanoen oletetaan tilanne horisontaalisesti homogeeniseksi, ja jätetään yhtälöstä (5-12) horisontaaligradientteja sisältävät termit pois. Tällöin on

$$\frac{\partial S}{\partial t} = K_{vs} \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} \quad (5-14)$$

ja reunaehtoina ovat (5-13). Vakaan tilan ratkaisu on $d^2S/dz^2 = 0$.

Kun $(P-E) \approx 100$ mm/vuosi, vakaan tilan vuosikeskiarvossa pitäisi olla $dS/dz = -(P-E)/K_{vs} \approx 0,032$ ‰ m^{-1} , jos otetaan koko syvyyttä edustava kerroin $K_{vs} = 1$ cm^2/s . Toisin sanoen keski-syvyyden (54 metriä) alueella suolaisuusero olisi pinnan ja pohjan välillä 1,7 ‰. Luku ei sinänsä ole epärealistinen, mutta herkkä sille, millainen edustava diffuusiokerroin valitaan. Sekoittumisen lisäksi suolaisuusrakenteeseen vaikuttavat

horisontaaliset virtaukset, jotka yleensä pyrkivät voimistamaan suolaisuuseroja, ja lineaarisen suolaisuusjakautuma modifioituu enemmän kaksikerroksiseksi rakenteeksi.

Jään muodostuminen vaikuttaa myös veden suolaisuuteen, sillä kasvaessaan jää hylkii meriveden suoloista osan pois. Tämä kasvattaa pintakerroksen suolaisuutta ja vähentää kerrostuneisuuden stabiliteettia. Vastaavasti keväällä jään sulassa veden pintakerros makeutuu ja stabiloituu. Uuden jään suolaisuus on noin 1/3 veden suolaisuudesta, jolloin jään kasvu paksuuteen h vastaa meren suolaisuustaseen kannalta määrän $2/3h$ verran haihduntaa. Uuden jään paksuuskasvu voi hyvin olla 10–20 mm/vrk, kun taas keskimääräinen sydäntalven kasvuvauhti on noin 5 mm/vrk. Keväällä jää on sulassa liki suolatonta ja jään sulaminen vastaa siis suolaisuustaseen kannalta sadantaa; sulamisnopeus on 10–30 mm/vrk. Jään kasvun ja sulamisen vaikutukset ovat merkittäviä verrattuna esimerkiksi keskimääräiseen sadannan ja haihdunnan arvoon (1,5–2 mm/vrk).

5.5 Lämpötase

Lämpötila voi muuttua reunojen kautta kuten suolaisuus, mutta lisäksi auringonsäteilyn tunkeutuminen veteen voi suoraan lämmittää merta myös sisältä. Näin ollen lämpötila ei tarkkaan ottaen ole konservatiivinen suure, sillä valon tunkeutuminen pintaveteen toimii lämpötilan lähdeterminä. Hydrografisissa tarkasteluissa valon tunkeutumisen vaikutus voidaan yleensä jättää pois. Meri-ilmakehä -vuorovaikutus ohjaa Itämeren lämpötasetta pinnan kautta, kun taas avoimilla reunoilla (jokisuut ja Tanskan salmet) lämpöä vaihtuu vedenvaihdon mukana. Avoimilla reunoilla ei ole lämpötilan kehityksen kannalta vastaavaa merkitystä kuin niillä on vesi- ja suolataseissa.

Lämpötilouden tarkasteluissa tarvittavat meriveden lämpöopilliset perusominaisuudet on esitetty taulukossa 5.3. Lämmön sekoittumisessa on olennaisena tekijänä turbulenttinen diffuusio. Koska meren turbulenssi on vahvasti anisotrooppista, on käytettävä eri diffuusiokerrointa vertikaalisessa ja horisontaalisessa suunnassa.

Meriveden lämpöenergian nollareferenssi on tässä kätevä valita nestemäisen veden $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ lämpötilan mukaan, ja siten lämpöenergia on tilavuusyksikköä kohti $q = \rho c T$. Lämpökapasiteettia ρc voidaan tässä yhteydessä pitää vakiona, jolloin lämmön säilymlaki kirjoitetaan lämpötilayhtälönä muodossa

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\mathbf{u} \cdot \nabla T + K_{HT} \nabla_H^2 T + K_{VT} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + (1 - \alpha) \gamma \frac{Q_s}{\rho c} \lambda \exp(\lambda z) \quad (5-15)$$

missä K_{HT} ja K_{VT} ovat horisontaalinen ja vertikaalinen turbulenttinen lämmön diffuusiokerroin ja λ on valon vaimenemiskerroin. Yhtälön oikea puoli kuvaa lämpötilan muutosta meressä advektion, diffuusion ja auringonsäteilyn vaikutuksesta. Itämeressä $\lambda \sim 0,2\text{ m}^{-1}$. Vastaavasti kuten suolaisuuden tapauksessa, reunaehtoina ovat pinnalla ja pohjalla vuoehdot

$$z = 0 : K_{VT} \frac{\partial T}{\partial z} = Q_b ; z = -H : -K_{VT} \frac{\partial T}{\partial z} = Q_b \quad (5-16)$$

missä Q_b on pohjasta tuleva lämpö. Tällä on merkitystä matalilla alueilla, joissa pohja lämpenee kesällä ja puolestaan lämmittää vettä syksyllä ja talvella.

Rannan ja veden välinen lämmönvaihto on yleensä niin vähäistä, ettei sitä tarvitse huomioida ja lämpövuoto voidaan asettaa siellä nolaksi. Avoimella reunalla lämpötila voidaan kiinnittää tai lämpövuoto nolata ja jokisuiissa voidaan lämpövuoto nolata. Itämeren lämpötaseen kannalta avoin reuna ja jokisuut eivät ole kovin kriittisiä, koska niistä ei saada merkittävää pysyvää lämmitystä.

Talvella lämpötaseessa on myös otettava huomioon jäätyminen ja sulaminen. Jäänmuodostus alkaa, kun veden pintalämpötila on jäätympisteessä ja nettolämpövuoto on negatiivinen. Jäätälven ajan veden lämpötila pysyy jäätympisteessä jään alapinnalla, ja lämmönsiirto merestä ilmaan merkitsee aina jään kylmenemistä tai paksuuntumista. Keväällä jäät sulavat ja silloin veden pintalämpötila pysyy jäätympisteessä niin kauan kuin jäätä riittää. Kun lämpömäärän nollareferenssi on meillä nestemäisen veden lämpötilassa $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, jään muodostus ilmenee ”negatiivisena” lämpömääränä. Merijään lämpöenergia siis on

$$q_i = -\rho_i h L + \rho_i c_i T_i \quad (5-17)$$

missä alaindeksi i viittaa jähän; $\rho_i = 910\text{ kg/m}^3$ on jään tiheys, h on jään paksuus ja $c_i = 2,1\text{ kJ/(kg }^{\circ}\text{C)}$ on jään ominaislämpö. Olomuodon muutosenergia L on huomattavan suuri. Esimerkiksi $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ lämpötilassa jään lämpöenergia on -342 MJ/m^3 , mistä -304 MJ/m^3 on olomuodon muutoksen osuus.

Jäätteen lämpömäärän osuus meren energiataseessa on pieni, koska jää on ohutta. Jään merkitys meren energiatiloudessa on kuitenkin suuri, sillä se vaikuttaa ilmakehän ja meren välissä tehokkaana eristeenä ja pienentää meren saamaa auringonsäteilyä. Lisäksi kylmän jäätälven aikana ilmakehän kyllästyskosteus on alhainen ja sen myötä haihdunta jää vähäiseksi.

Lämpöenergian syöttö Itämereen tapahtuu pääasiassa merenpinnan kautta ja lämpö sekoittuu syvemmälle vertikaalisen diffuusion vaikutuksesta. Tämän takia suuri osa Itämeren lämpötilatutkimuksista on kohdistunut merenpinnan lämpötaseeseen ja mallinnuksessa on sovellettu yksiulotteisia vertikaalimalleja. Tarkastellaan vesipatsasta, jonka syvyys on H ja joka rajoittuu merenpintaan. Lämpöenergia on yksikköpinta-alaa kohti $\rho c \langle T \rangle H$, missä $\langle T \rangle$ on keskilämpötila syvyyden suhteen. Tämän kehitystä

voidaan arvioida integroimalla lämmön säilymislaki syvyyden suhteen:

$$\frac{\partial \langle T \rangle}{\partial t} = Q_A + \frac{K_{HT}}{H} \nabla_H^2 \langle T \rangle + \frac{Q_n + (1 - \alpha) Q_s}{H \rho c} \quad (5-18)$$

missä $Q_A = -\langle \mathbf{u} \cdot \nabla \rangle T$ on advektio. Lisäksi on oletettu vielä, että $\lambda H \ll 1$, eli auringonsäteily imeytyy kokonaisuudessaan vesirunkoon eikä mene pohjaan asti, ja että pohjasta tuleva lämpöenergia $K_{VT} \partial T / \partial z|_{z=-H} = 0$.

Koska advektio on virtausnopeuden ja lämpötilan epälineaarinen funktio, sitä ei keskiarvoistettaessa voida yksinkertaistaa enempää. Advektiota arvioidaan esimerkiksi keskimääräisen virtauskentän avulla tai käyttäen matemaattista Itämerimallia. Horisontaalinen diffuusiotermin ainoastaan tasoittaa lämpötiloja alaiden sisällä.

Merenpinnan läpi menevä lämpövuoto on suuruusluokkaa $Q_n \sim 100 \text{ W/m}^2$, kesäaikana positiivinen ja talvisaikaan negatiivinen. Tämä vastaa 54 metrin paksun vesipatsaan lämmitystä tai jäähdystystä nopeudella $Q_n / (\rho c) \sim 0,037 \text{ }^\circ\text{C/vrk}$. Jos virtausnopeus on $U \sim 5 \text{ cm/s}$ ja lämpötila muuttuu $\Delta T \sim 1 \text{ }^\circ\text{C}$ matkaa $L \sim 10 \text{ km}$ kohti, advektion aiheuttama muutos on $U \Delta T / L \sim 0,4 \text{ }^\circ\text{C/vrk}$; ja jos otetaan horisontaaliseksi diffuusiokertoimeksi $D \sim 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ja lämpötilan horisontaalisen vaihtelun tasoksi sama kuin edellä, diffuusion lämpötilaa tasottava vaikutus on $D \Delta T / L^2 \sim 0,01 \text{ }^\circ\text{C/vrk}$.

Meren pintakerroksen (pinnasta termokliiniin) lämpövaraston vuotuista kulkua voidaan luonnehtia seuraavasti:

Talvi	Meri jäässä, talvitermokliini halokliiniin kohdalla
Kevät	Kevätkierto, maksimitiheyden lämpötila 1,5–3 °C
Alkukesä	Termokliini kehittyä, syvyys ~10 m
Keskikesä	Pintalämpötilan maksimi heinäkuun lopussa tai elokuun alussa
Loppukesä	Termokliinin syveneminen

Syksy Jäähtyminen, syyskierto, maksimitiheyden lämpötila 1,5–3 °C

Pintakerros on välittömässä vuorovaikutuksessa sääolojen kanssa. Voimakkaan halokliinintakia pintakerros ja alusvesi eivät vaihda kovin intensiivisesti lämpöä keskenään. Alusveden lämpövarasto uusiutuukin lähinnä horisontaalisen advektion vaikutuksesta. Suolaisuuden aiheuttama kerrostuneisuus on niin voimakas, että lämpötilaerot eivät pysty murtamaan sitä. Lisäksi alusveden lämpötila voi olla suurempi kuin sen suolaisuutta vastaava maksimitiheyden lämpötila.

Itämeren lämpötaloudessa on suuri merkitys energian sisäänvotolla ilmakehästä. Tavanmukaisten säätietojen lisäksi pinnan lämpötaseen määrittäminen edellyttää veden pintalämpötilan tuntemista. Taulukossa 5.6 on esitettyä merenpinnan lämpötase yhden vuoden ajalta maaliskuusta 1961 helmikuuhun 1962 lounaiselta Selkämereltä. Kyseisenä aikana meri oli koko ajan jäätön. Auringonsäteilyn ohjaus näkyy selvästi. Suunnilleen kevätpäivän ja syyspäivän tasausten välisen ajan säteilytaso on yli 100 W/m^2 , kun taas ilmakehän ja merenpinnan lämpösäteilytase on koko ajan negatiivinen ja itseisarvoltaan välillä 40–70 W/m^2 . Säteilytase on negatiivinen marraskuusta helmikuuhun. Aistittavan lämmön vuoto on samoin negatiivinen marraskuusta helmikuuhun, jolloin meri on yleensä ilmaa lämpimämpi. Haihtumislämpö on kuukausitasolla aina negatiivinen, mutta merkittävän suuri ainoastaan syksyllä ja talvella. Tarkasteluvuonna energiasyötön nettoarvo oli 25 W/m^2 .

Taulukossa 5.7 on esitettyä Suomea reunustavien merialueiden lämpövarasto eri kuukausina. Lämpövarasto on suurimmillaan lokakuun alussa ja saavuttaa minimin maaliskuun aikana.

Perämerellä ja Suomenlahdella talviset luvut ovat negatiivisia, sillä jää sitoo olomuodon muutoslämpöä.

Taulukko 5.6. Merenpinnan lämpötase Finngrundetilla, lounaiselle Selkämerellä ajalla maaliskuu 1961 – helmikuu 1962 (Hankimo 1964). Yksikkö W/m^2 , positiivinen vuo merta kohti.

	Auringon nettosäteily	Maapallon lämpösäteilytase	Aistittavan lämmön vuo	Haihtumis- lämpö	Netto lämpövuo
Maaliskuu	91	-56	14	-30	19
Huhtikuu	175	-67	12	-13	107
Toukokuu	230	-50	17	-1	196
Kesäkuu	295	-52	18	-3	257
Heinäkuu	259	-47	5	-17	200
Elokuu	184	-46	5	-46	97
Syyskuu	113	-53	4	-53	11
Lokakuu	48	-44	2	-49	-43
Marraskuu	18	-49	-22	-67	-120
Joulukuu	8	-54	-58	-81	-186
Tammikuu	11	-49	-41	-53	-132
Helmikuu	33	-44	-41	-56	-108
Keskiarvo	122	-51	-7	-39	25

Taulukko 5.7. Itämeren pohjoisten altainen lämpövarasto kunkin kuukauden 1. päivänä (Jurva 1937b). Nollareferenssinä on 0 °C veden lämpövarasto, yksikkönä 10^{18} J.

	Perämeri	Selkämeri	Ahvenanmeri	Saaristomeri	Suomenlahti
Tammikuu	-1,0	29,7	3,3	1,3	7,9
Helmikuu	-2,7	11,5	1,7	0,4	1,7
Maaliskuu	-4,9	2,7	1,3	0,1	-2,6
Huhtikuu	-5,7	7,6	0,8	0,2	-0,6
Toukokuu	-1,7	24,5	1,7	1,7	7,3
Kesäkuu	20,5	56,9	3,8	7,1	19,3
Heinäkuu	31,8	80,8	6,3	9,2	30,1
Elokuu	41,0	111,8	8,8	9,2	41,8
Syyskuu	41,4	126,9	9,2	9,2	43,5
Lokakuu	38,1	135,2	9,2	7,5	38,1
Marraskuu	27,2	98,8	7,1	5,9	30,6
Joulukuu	8,5	74,1	4,6	3,3	18,0
Max-min	47,1	132,5	8,4	9,1	46,1

Kaavaliite: auringon sijainti ja kyllästyskosteus

Maapallon radan elliptisyys:

$$(r_o/r)^2 = 1,000110 + 0,034221\cos j + 0,001280\sin j + 0,00719\cos 2j + 0,000077\sin 2j \quad (5L-1)$$

missä $j = (J - 1) 2\pi/365$ aika vuoden alusta ja J on Juliaaninen päivännumero ($J = 1,0$ tammi-kuun 1. päivänä klo 0.00).

Auringon korkeuskulma:

$$\sin\theta = \sin\phi \sin\delta + \cos\phi \cos\delta \cos\tau \quad (5L-2)$$

$$\sin\delta = \sin\epsilon \sin j, t_{\text{GMT}} = -\Lambda/15^\circ + \Delta t \quad (5L-3)$$

missä ϕ on leveysaste, δ on deklinaatio, τ on tuntikulma (aurinkoajan keskipäivällä $\tau = 0$), $\epsilon = 23^\circ 27'$ on ekliptikan kaltevuus, t_{GMT} on paikallinen keskipäivä GMT ajassa, Λ on pituusaste, ja Δt on aikakorjaus ($|\Delta t| < 30$ min ja sille ei ole yksinkertaista laskukaavaa, löytyy taulukoituna tai vaikka Yliopiston almanakasta).

Ilman kyllästyskosteus vesipinnan yllä (e_w) ja jääpinnan yllä (e_i) vesihöyrynpaineena, lämpötilan yksikkönä Celsiusaste ja vesihöyrynpaineen millibaari:

$$\log_{10} e_w(T) = \frac{0,7859 + 0,03477T}{1 + 0,00412T}$$

$$\log_{10} e_i(T) = \log_{10} e_w(T) + 0,00422$$

6. Veden liikkeit

Tämä luku käsittelee aluksi Itämeren virtauksia havaintojen valossa, mikä on ollut matemaattisten mallien kehittämiseen asti ainoa tapa tutkia virtauskentän ominaisuuksia. Virtausdynamiikan perusyhtälöitä tarkastellaan Itämeren oloissa ja luodaan lyhyt katsaus tärkeisiin erikoistapauksiin, joissa virtauksia voidaan kuvata yksinkertaistettujen liikeyhtälöiden avulla. Tutustutaan inertialiikkeeseen, tuulen ajovirtaan eli Ekman-virtaukseen ja geostrofiseen virtaukseen. Seuraavaksi paneudutaan syvemmin virtausten perusdynamiikkaan; erityisesti pintavirtausten ja pohjanläheisten virtausten syntyyn sekä vedenvaihtoprosesseihin. Samalla analysoidaan Itämeren virtaushavaintoja suhteessa virtausdynamiikan teoriaan. Luku sisältää aaltoteoriaa, erityisesti niin sanottujen matalan veden aaltojen fysiikkaa, erikoistapauksena altaiden ominaisheilahtelut eli seichet. Sen jälkeen tutkitaan topografisia aaltoja. Vaikka vuorovesi-ilmiö ei ole Itämerellä kovin tärkeä ilmiö, niin sen perusteet käydään läpi. Edelleen tarkastellaan tuulien ja veden virtausten aiheuttamia varsin suuria vedenkorkeuden vaihteluita. Lopuksi perehdytään pinta-aaltojen ja sisäisten aaltojen teoriaan ja ominaisuuksiin Itämerellä.

Kuva 6.0. Akateemikko Erik Palmén (1898–1985) oli eräs aikakautensa huomattavimpia meteorologeja. Hän oli aktiivinen toimija myös merentutkimuksen alalla. Erityisesti hänen virtaus- ja meri-ilmakehä – vuorovaikutustutkimuksistaan on muodostunut alan klassikoita. Palménin johtajakausi Merentutkimuslaitoksessa (1939–1947) oli vaikeaa sodan vuosien aikaa. (Merentutkimuslaitoksen kuva-arkisto)

6.1 Itämeren kiertoliike ja virtauskentän yleispiirteitä

Itämeren veden kiertoliikkeen tutkimuksen peruslähtökohtana on ollut jo viime vuosisadan alusta asti lähinnä majakkalaivoilla kerätty virtamittausaineisto. Näiden varsin alkeellisten, mutta suuntaa-antavien mittauksen tuloksien avulla voitiin jo varhain muodostaa kuva pintakerroksen virtauksista. Päätulokseksi mittauksen analyysistä on saatu, että Itämeren altaissa vallitsee keskimäärin vastapäiväinen kiertoliike (kuva 6.1A–C). Tästä seuraa moninaisia vaikutuksia Itämeren fysiikkaan. Vaikka keskimääräi-

set virtausnopeudet ovat alhaisia, luokkaa 5 cm/s, systeemin pysyvyys on melko suuri. Itämeren pääaltaissa havaitaan vastapäiväisen kiertoliikkeen ilmentymänä suurimittaisia virtauspyörteitä. Itämeren keskusaltaassa on suuri vastapäiväinen pyörre, jossa pintavesi virtaa sisään Baltian rannikkoa pitkin, ja ulosvirtaus suuntautuu pääosin Ruotsin rannikolla etelään. Suomenlahdella (kuva 6.1C) vesi virtaa sisään Viron rannikkoa myötäillen ulosvirtauksen tapahtuessa Suomen rannikon ja Suomenlahden keskilinjän välisellä alueella. Pohjanlahdella on kaksi laajamittaista pyörrettä: eteläisempi on Selkämerellä, jossa vesi virtaa pohjoiseen Suomen rannikkoa pitkin ja vastaavasti ulos Ruotsin rannikon suuntaisesti. Merenkurkku toimii välivöhykkeenä. Sen pohjoispuolella on Selkämeren pyörrettä vastaava sirkulaatio, jossa vesi virtaa pohjoiseen Suomen rannikolla ja etelään Ruotsin rannikon suuntaisesti.

Virtausten yleinen kiertosuunta tulee esille myös tarkasteltaessa mitattuja virtauksen suuntajakaumia eli virtausruusuja (kuva 6.2). Pohjanlahdella tehtyjen virtausmittausten mukaan Suomen rannikon lähellä virtaus suuntautuu yleisen kiertoliikkeen mukaisesti lähinnä pohjoiseen tai toiseen mahdolliseen suuntaan eli etelään. Avomerellä virtausruusujen suuntajakaumat ovat huomattavasti rannikkoalueita symmetrisempiä. Tämä perustuu siihen, että avomerellä rannikot eivät ohjaa virtauksien suuntaa, ja lisäksi keskimääräisvirtauksen pysyvyys on avomerellä rannikkoalueita pienempi, ja virtauskenttä sisältää paljon pyörteitä.

Huolimatta Itämeren pintavirtausten melko suuresta pysyvyydestä virtauskentässä esiintyy kuitenkin ajallisia ja paikallisia vaihteluita ja pienimittaisia pyörteilyä, minkä vuoksi samaan aikaan mereen laitettujen poijujen reitit poikkeavat toisistaan (kuva 6.3). Tämä johtuu siitä, että pienikin sijaintiero meressä johtaa tilanteeseen, jossa jokaisen poijun sijaintipaikassa vallitsevat tuuli- ja virtausolot poikkeavat hiukan naapu-

ripoijun vastaavista oloista. Näin ajan myötä poijut erkaantuvat toisistaan, jolloin niiden kokemat erot paikallisissa tuuli- ja virtausoloissa korostuvat entisestään.

Salmipaikkojen virtauksissa on omat erityispiirteensä, sillä salmissa virtaus on usein salmien suuntaista. Tarkastellaan virtauksia kapeassa Ahvenanraumassa (kuva 6.4). Nähdään, että virtaus salmen suuntaisesti on keskimäärin huomattavasti suurempi kuin salmen poikkisuuntainen virtaus. Salmen aiheuttama virtauksen ”ohjaus” on ilmeistä. Ahvenanrauma on syvä, yli 100 metriä, ja sen virtauksella on tyypillinen kaksikerrosjakauma. Pinnassa vesi virtaa Pohjanlahdelta ulos edellä kuvatun veden syklonaalisen kierron takia (kuva 6.1), kun taasen 40 metrin alapuolella havaitaan sisäänvirtaus Pohjanlahdelle. Kyseiset virtaukset ovat esimerkkitapauksessa suuruudeltaan 10–25 cm/s, mikä on salmivirta-

Kuva 6.1. Itämeren pintakerroksen keskimääräinen kiertoliike mittausten perusteella (A–B) ja mallilaskelmiin perustuen (C). Virtauksen pysyvyys on merkitty prosentteina. A) virtaukset Etelä-Itämerellä. Piirretty julkaisun (Sjöberg 1992) pohjalta. B) virtaukset Pohjois-Itämerellä (Palmén 1930), C) mallilaskelmaan perustuva skemaattinen kuva Suomenlahden keskimääräisestä pintavirtauksesta. (Andrejev ym. 2004)

uksille tyypillistä. Salmen poikkisuuntaan tapahtuva virtaus on heikkoa (nopeudet 0–5 cm/s) ja virtauksen vertikaaliprofiili on vaihteleva.

Virtausten pystyjaukuma on Itämerellä yleensä joko yksi- tai kaksikerroksinen. Tällä on voimakas kytkentä yleiseen hydrografiaan. Kuvas-

Kuva 6.2. Virtausruusuja perustuen mittauksiin Rau-
man edustalla vuonna 1991 (Murthy ym. 1993). Ase-
ma CM1 on lähinnä rannikkoa (10 kilometriä ranni-
kosta), ja CM7 sijaitsee kauimpana (55 kilometriä)
rannikosta, vaaka-akseli osoittaa oikealle pohjoiseen.
Mittaussyvyys on 8 metriä.

Kuva 6.3. Ajelehtivien poijujen liike Pohjanlahdel-
la 7–18 heinäkuuta, 1991: poijujen 1–5 sijoitta-
mispaikat, niiden polut ja loppusijainnit. (Piiirretty
Häkanssonin ym. [1994] kuvasta.)

sa 6.5 on virtausnopeuksien aikasarja Saaristo-
merellä (syvyys 41 metriä). Alueella on usein
heikohko kaksikerroksinen suolaisuusjakauma.
Nähdään, että pintavirtaukset, joiden syntyy
tuulella on keskeinen merkitys, vaihtelevat mit-
tausjakson aikana 5 ja 15 cm/s välillä. Virtauk-
set pohjan lähellä ovat selvästi pienempiä, 2–5
cm/s. Kuvasta 6.5 havaitaan yhteys virtausten,
suolaisuuden, lämpötilan ja happitilanteen välil-
lä. Pohjanläheinen suolaisuus ja lämpötila pysyi-
vät alkusyksyn lähes vakioina, kun happitilanne
vastaavasti huononi, koska vedenvaihtoa pohjan
ja pinnan välillä ei ollut. Lokakuun lopussa oli
voimakas virtaustilanne, jolloin kerrosrakenne
rikkoutui. Pohjanläheinen lämpötila nousi, kun
lämpimämpää vettä siirtyi pinnasta pohjaan. Vas-

taavasti pohjan suolaisuus pieneni ja happitilanne parani hypähdyksellisesti, kun pinnasta pääsi hapekasta vettä pohjaan asti. Tilanteen jälkeen pohjan lämpötila laski hitaasti vesimassan yleisen jäähtymisen takia. Suolaisuus pysyi vakiona, kun kerrosrakenne oli hävinnyt. Happitilanne pysyi vakaana, koska hapenkulutus on talven aikana vähäistä ja kerrostuneisuutta ei ollut.

6.2 Virtausdynamiiikan perusteita – skaala-analyysi

Merten virtaus on kolmiulotteista, mutta anisotrooppista horisontaalitason ja vertikaalisuunnan välillä. Tämä seuraa siitä, että vertikaalitasossa tilannetta hallitsee gravitaatio. Horisontaalinen virtaus on Itämerellä suuruusluokkaa 10 cm/s, kun taas pystynopeudet ovat alle 1 mm/s. Massan säilymlakiin käytetään meren dynamiikassa aina kokoonpuristumattoman nesteen mallia.

Merkitään horisontaalista ja vertikaalista virtausta symboleilla $\mathbf{U} = (u, v)$ ja w . Koordinaatisto suunnataan siten, että x -akseli osoittaa itään, y -akseli pohjoiseen ja z -akseli ylös. Horisontaalista nabla-operaattoria merkitään ∇_H . Dynamiikan perusyhtälöt eli liikemäärän säilymlain horisontaalinen komponentti, liikemäärän säilymlain hydrostaattikan perusyhtälöksi redukoitunut vertikaalinen komponentti, ja massan säilymlaki eli jatkuvuusyhtälö voidaan kirjoittaa muodossa:

$$\frac{\partial \mathbf{U}}{\partial t} + (\mathbf{U} \cdot \nabla_H) \mathbf{U} + w \frac{\partial \mathbf{U}}{\partial z} + f \mathbf{k} \times \mathbf{U} = -\frac{1}{\rho} \nabla_H p + A_H \nabla_H^2 \mathbf{U} + A_v \frac{\partial^2 \mathbf{U}}{\partial z^2} \quad (6-1a)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (6-1b)$$

$$\frac{\partial w}{\partial z} + \nabla_H \cdot \mathbf{U} = 0 \quad (6-1c)$$

Kuva 6.4. Esimerkki hetkellisestä salmivirtauksesta Ahvenanmerellä (asema F33, 60°32'N, 18°57'E). Plus-merkkiset suunnat tarkoittavat virtauksia pohjoiseen ja itään, miinus-merkkiset etelään ja länteen. (Riikka Hietala, henkilökohtainen tiedonanto)

missä $f = 2\Omega \sin \phi$ on Coriolis-parametri, $\Omega = 0,7292 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ on maapallon kulmanopeus, ϕ on leveysaste, ρ on tiheys, p on paine ja A_H sekä A_v ovat horisontaalinen ja vertikaalinen turbulenssileikkien viskositeettikerroin.

Itämeren dynamiikassa tyypilliset mitat ovat: $U=10 \text{ cm/s}$, $T=5$ vuorokautta (synoptinen jaks), $L=50 \text{ km}$, $H=25 \text{ m}$. Niiden avulla arvioidaan horisontaalisen liikeyhtälön (6-1a) termien suuruudet oheisen kaavion mukaan (arvojen yksikkö on 10^{-6} m/s^2).

Jatkuvuusyhtälön perusteella $WU/H=U^2/L$, joten advektiitermit ovat samansuuruiset. Vedenkorkeushavaintojen perusteella pinnankaltevuus on tyypillisesti $10 \text{ cm}/100 \text{ km}$, ja silloin

Inertia	Advektio		Coriolis	Painegradientti	Kitka	
U/T	U^2/L	WU/H	fU	$\rho^{-1}\Delta_H p/L$	$A_H U/L^2$	$A_V U/H^2$
0.2	2	2	10	10	4	10

pintakerroksen horisontaalinen painegradientti on $\nabla_H p \approx \rho g \cdot 10^{-6}$.

Ylläolevassa jaotelmassa on esitetty suuruusluokka-arviot horisontaalisen liikeyhtälön termeistä. Dominoivat termit ovat Coriolis-kiihtyvyys, painegradientti ja vertikaalinen kitka, joka sisältää tuulienergian siirron mereen ja pohjakitkan aiheuttaman vaimennuksen. Noin kertalukua pienempiä termejä ovat advektio ja horisontaalinen kitka. Advektio tulee merkittäväksi, kun dynamiikka on intensiivistä ja U kasvaa. Horisontaalinen kitka tulee merkittäväksi rannikon lähellä, kun L pienenee. Inertia on merkittävä, kun aikaskaala T on vain muutamien tuntien luokkaa.

Itämeren pienestä koosta ja maantieteellisestä sijainnista seuraa, että Coriolis-parametria voidaan pitää vakiona ($f = 1,26 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, kun $\phi = 60^\circ \text{N}$). Laskelmat voidaan käsitellä lokaalisessa tasoprojektiossa, joka pyörii vertikaaliakselin ympäri. Yhtälöt olisivat huomattavasti monimutkaisempia esitettyinä pallon pinnalla. Virtausongelman reunaehdot ovat Itämerellä suhteellisen yksinkertaiset. Lähes kaikkialla on kiinteä, passiivinen reuna, sisään tulevaa virtausta on jokisuiissa ja sisään–ulos -virtausta Tanskan salmissa. Tanskan salmien tilanne vaikuttaa suoraan syvän veden kiertoon sekä välillisesti koko virtauskenttään hallitessaan Itämeren vedenpinnan yleistason muuttumista.

Itämeren virtaus on kombinaatio tuulen ajovirrasta, vesitaseen aiheuttamasta termohaliinisesta sirkulaatiosta ja geostrofisesta mukautumisesta ajovirran ja termohaliinin sirkulaation aiheuttamiin muutoksiin. Virtauskentässä voidaan erottaa kaksi perustapausta: barotrooppinen ja barokliininen virtaus. Barotrooppisessa

tapauksessa veden tiheys riippuu vain syvyydestä, toisin sanoen tiheyden samanarvonkäyrät eli isopyknit ovat aina samansuuntaisia kuin isobaarit. Barokliinisessa tilanteessa isopyknien ja isobaarien välillä on kaltevuuskulma, joka myös yleensä muuttuu syvyyden suhteen. Tällöin painegradientti ja sen aiheuttama virtaus muuttuvat vertikaalisuunnassa.

Useissa virtausmittauksiin perustuvissa tutkimuksissa on ilmennyt, että Itämeren vaste on barotrooppinen yli 50 tuntia kestävässä tuulitilanteissa, ja 10–40 tuntia kestävässä tuulitilanteissa vaste on barokliininen. Alle 10 tuntia kestävässä tuulitilanteissa vaste häviää nopeasti. Energiaa barokliinisessa moodissa on kertaluokkaa enemmän kuin barotrooppisessa. Itämerta ei siis voida käsitellä homogeenisena vesialtaana. Meteorologiset olosuhteet säätelevät tarkoin virtauskentässä havaittuja vaihteluja, joten tuuli- ja virtausspektreissä on melko lailla samanlaisuutta. Varsinkin pinnan läheisessä kerroksessa virtauksen vaihtelut liittyvät selkeästi tuulen muutoksiin; inertiajakso on tosin merten sisäistä dynamiikkaa. Syvemmissä vesikerroksissa liike on enemmän kytketty tuulikentän divergenssiin ja pyörteisyyteen, kun taas vesirungon aaltoliikkeisiin ja vuoroveteen liittyvät vaihtelut ovat kertaluokkaa pienempiä.

Itämeren virtauksien energiaspektreissä tulee ilmi (kuva 6.6), että inertiajakso (13,2–14,5 tuntia Itämerellä) on voimakkain yksittäinen jakso. Vuorovesiaallon ja sisäisten aaltojen välisestä vuorovaikutuksesta löytyy viitteitä 10–12 tunnin periodeissa. Myös hyvin lyhytperiodisia piikkejä on nähtävissä kuvan 6.6 tapauksessa virtausnopeuden komponenteille (8, 7,5, 6, 5, 7 ja 4 tuntia).

Kuva 6.5 Pinta- ja pohjavirtaukset, pohjanläheinen happi, suolaisuus ja lämpötila 12.9.–14.12.2002. Koko-naissyyvyys mittaustaikalla oli 41 metriä. (Riikka Hietala, henkilökohtainen tiedonanto)

6.3 Tärkeitä erikoistapauksia merten dynamiikassa

6.3.1 Inertialiike ja Itämeren vasteet

Inertialiike tarkoittaa meritieteessä vesimassan ympyränmuotoista rataliikettä, jossa inertia eli hitausvoima ja Coriolis-kiihtyvyys ovat tasapainossa. Tällaisen liikkeen esiintymisen Itämerellä vahvistivat 1930-luvulla Gustafsson ja Kullenberg (1936). He analysoivat ankkuroiduista aluksista kesinä 1931–1933 tehtyjä virtausmittauksia. Kyseinen tutkimus oli myös ensimmäinen inertialiikkeen kartoitus koko maailmassa. Myöhemmin on selvinnyt, että inertialiike on Itämeren dynamiikan eräs hallitsevista piirteistä (kuva 6.7).

Inertialiike syntyy tilanteessa, jossa virtausta ylläpitänyt tuuli tyyntyy. Veden virtaus jatkuu massan hitauden vuoksi ja kääntyy pyörivällä alustalla ympyräksi. Inertialiikkeen perusyhtälö saadaan horisontaalisesta liikeyhtälöstä. Ulkoiset voimat ja kitka nollataan ja virtauskenttä oletetaan homogeeniseksi. Vesihiukkasen liikeyhtälöön jäävät vain inertia ja Coriolis-kiihtyvyys:

$$\frac{d\mathbf{U}}{dt} = -f\mathbf{k} \times \mathbf{U} \quad (6-2)$$

Operaatio $-\mathbf{k} \times \mathbf{U}$ kääntää nopeusvektorin 90° oikealle ja osoittaa Coriolis-kiihtyvyyden suuntaan. Tämä yksinkertainen vektori yhtälö ratkaistaan kirjoittamalla se ensin yhtälöpariksi ja käyttäen lineaaristen differentiaaliyhtälöiden ratkaisumenetelmiä. Saadaan ratkaisu:

$$|\mathbf{U}| = \text{vakio}, \alpha = \alpha_0 - ft \quad (6-3)$$

missä α on liikesuunta, ja $\alpha_0 = \alpha(t=0)$.

Siis nopeuden itseisarvo on vakio, ja nopeuden suunta kiertyy kulmanopeudella $-f$, pohjoisella pallonpuoliskolla ($f > 0$) myötäpäivään. Yksi kierros kestää niin sanotun inertiaalijakson T_I , jonka pituus on

$$T_I = \frac{2\pi}{f} \quad (6-4)$$

Kiertoympyrän säde on $R_I = U_0/f$. Itämerellä inertiaalijakso on 13,2–14,5 tuntia (60° leveysasteella 13,8 tuntia). Jos oletetaan, että $U_0 = 10$ cm/s, niin kiertoympyrän säde on noin 800 m.

Todellisuudessa kiertoympyrä pienenee ajan myötä kitkan takia. Se voidaan mallittaa yksinkertaisella tavalla lisäämällä yhtälön oikealle puolelle vaimennustermi $-rU$, missä r on kitkakerroin. Vaimennuskertoimen käänteisluku $1/r$ on systeemin relaksaatioaika (edellä mainitussa Gustafssonin ja Kullenbergin havaintosarjassa on $1/r \approx 1$ viikko). Inertialiike on eri vaiheessa termokliinin ylä- ja alapuolella ja rannikon läheisyydessä se vaimenee nopeasti kitkan takia.

6.3.2 Ekman-virtaus

Ruotsalainen merentutkija V.W. Ekman selitti teoreettisesti jo sata vuotta sitten tuulen ajovirran muodostuksen. Tuulen aiheuttama kitka merenpintaan toimii ulkoisena voimana, vertikaalinen kitka eli veden turbulентtinen viskositeetti siirtää tuulienergiaa alaspäin pintakerroksessa ja Coriolis pyrkii kääntämään virtaussuuntaa oikealle. Perusmallissa oletetaan vakaa, horisontaalisesti homogeeninen tilanne ja viskositeetti A_v vakioksi.

Ekman-yhtälöt voidaan kirjoittaa muodossa:

$$fv_E + A_z \frac{d^2 u_E}{dz^2} = 0, \quad -fv_E + A_z \frac{d^2 v_E}{dz^2} = 0 \quad (6-5)$$

$$z \rightarrow \infty: \mathbf{u}_E \rightarrow 0; \quad z = 0: A_z \frac{d\mathbf{u}_E}{dz} = \boldsymbol{\tau}_a / \rho$$

missä u_E, v_E ovat Ekman-virtausnopeuden komponentit x - ja y -suunnassa. Ekmanin probleeman ratkaisu on:

$$|\mathbf{u}_E(z)| = \exp(-\lambda z) |\mathbf{u}_0|, \quad \alpha = \alpha_0 - \lambda z \quad (6-6)$$

Kuva 6.6. Virtausten energiaspektri Selkämerellä 13 metrin syvyydellä (piirretty Aleniuksen [1980] kuvasta). Jatkuva viiva edustaa virtauksen x-komponenttia rannikkoa vastaan kohtisuoraan, pisteviiva virtausnopeuden y-komponenttia rannikon suuntaan.

Kuva 6.7. Esimerkki inertialiikkeestä Itämerellä. (Gustafsson ja Kullenberg 1936)

missä u_0 on pintavirtaus, $\lambda = (f/2A_v)^{1/2}$ ja α_0 on sen suunta, joka poikkeaa 45° oikealle tuulen suunnasta. Virtausnopeus pienenee eksponentiaalisesti syvyyden mukana ja kiertyy samalla myötäpäivään. Tuloksena on spiraalimaisesti kiertävä profiili, niin sanottu Ekman-spiraali (kuva 6.8). Tietyllä syvyydellä virtaus on pintavirtaukselle vastakkainen, jolloin virtausnopeus on mitätön verrattuna pintavirtaukseen.

Tätä syvyyttä kutsutaan Ekman-syvyydeksi (tai kitkakerroksen syvyydeksi) ja kerrosta pinnasta Ekman-syvyydelle kutsutaan Ekman-kerrokseksi. Ekman-syvyys D_E on

$$D_E = \pi(2A_v/f)^{1/2} \quad (6-7)$$

Ekmanin spiraali pitää kvalitatiivisesti paikkansa. Virtausnopeus pienenee ja liikkeen suunta

Kuva 6.8. Ekman-spiraali: virtaus kiertyy syvyyden mukana oikealle ja heikkenee. Massan kokonaiskuljetus suuntautuu pohjoisella pallonpuoliskolla kohtisuoraan oikealle tuulen suunnasta.

kiertyy syvempään mennessä; teorian oletama vakioviskositeetti ei ole kovin hyvä approksimaatio ja siksi yksityiskohdissaan spiraalia ei havaita luonnossa. Pintavirtaus kulkee avomerellä tuulen suunnasta oikealle nopeudella 2–3 % tuulen nopeudesta, mutta kiertokulma tuulen suhteen ei ole Ekman-teorian mukainen 45° vaan $20\text{--}30^\circ$. Tätä yksinkertaista pintavirtausmallia käytetään monissa sovelluksissa, kuten vedessä kelluvien kappaleiden ajelehtimisen ennustamisessa. Kuvassa 6.9 on esitetty havaintoja vapaasti ajelehtivan jään ja pintakerroksen virtausnopeudesta. Jään liikesuunta on siinä 15° tuulennopeudesta oikealle ja liikenopeus 2 % tuulennopeudesta.

Veden kokonaiskuljetus voidaan integroida Ekman-spiraalista. Tätä kutsutaan Ekman-kuljetukseksi tai massan kuljetukseksi. Se on suuntautunut (pohjoisella pallonpuoliskolla) 90° oikealle tuulen suunnasta. Ekman-kuljetus on

riippumaton viskositeetista, mikä poistaa kuljetusvirtateoriasta spiraalin rajoittuneisuuden ja on siksi hyvin pätevä tulos.

Mallia voidaan soveltaa tuulen ajamaan kumpuamiseen. Jos tuulee rannikon suuntaan siten, että rannikko jää vasemmalla, Ekman-kuljetus suuntautuu suoraan ulospäin. Tällöin ulosvirtaava pintavesi korvautuu massan jatkuvuuden nojalla syvemmältä kumpuavalla vedellä. Kuvan 6.10 esimerkissä pohjoistuuli on aiheuttanut Selkämerellä kumpuamista.

6.3.3 Geostrofisen virtaus

Geostrofisella virtauksella, eli ”maapallon viritämällä virtauksella”, tarkoitetaan vakaata, kitkatonta virtausta, jossa painegradienttivoima ja Coriolis-kiihtyvyys tasapainottavat toisensa.

Kuva 6.9. Tuulen ajama jään liike ja Ekman-kerroksen virtaus Perämerellä huhtikuussa 1975 (Leppäranta 1990).

Geostrofinen tasapaino voidaan kirjoittaa muodossa:

$$f\mathbf{k} \times \mathbf{U} = -\frac{1}{\rho} \nabla_H p, \quad \frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (6-8)$$

Tällöin virtaus on isobaarien suuntaista siten, että matalampi paine on pohjoisella pallonpuoliskolla virtaussuuntaan nähden vasemmalla. Barotrooppisessa tilanteessa geostrofinen virtaus ei riipu syvyydestä, barokliinisessä tapauksessa virtaus muuttuu syvyyden suhteen.

Geostrofinen pintakerroksen virtaus aiheutuu merenpinnan kaltevuudesta. Jos pinnan kaltevuus on itäsuuntaan β , on pohjoiseen suuntautuva virtausnopeus $v = g\beta/f$; käytännössä $\beta \sim 10^{-6}$ ($=1$

Kuva 6.10. Pintalämpötilakuva Itämereltä 15.7.2003. Selkämerellä on kumpuamistilanne, jossa kylmä vesi erottuu sinisenä. (Kuva on prosessoitu Suomen ympäristökeskuksessa Ilmatieteen laitoksen vastaanottamasta NOAA AVHRR satelliittidatasta.)

cm/10 km), jolloin $v \sim 10$ cm/s. Kaksikerroksisissa systeemeissä, jollainen Itämeri tyypillisesti on, saadaan pintakerroksen virtaus v_1 pinnankaltevuudesta, ja ero alakerrokseen saadaan pintakerroksen ja alakerroksen välisen tiheyseron avulla:

Kuva 6.11. Pinnankaltevuus Iso-Beltin poikki laskettuna Korsö-
rin ja Slipshavnin vedenkorkeuseroista sekä kaltevuuden suhde
pintavirtaukseen, joka on havaittu majakkalaivalta "Halskov
Rev". (Piirretty kuvan Dietrich ym. [1957] pohjalta.)

$$v_1 - v_2 = \frac{g}{f} \frac{\rho_1 - \rho_2}{\rho_2} \frac{H_B - H_A}{L} \quad (6-9)$$

missä v_1 ja v_2 ovat virtaukset pintakerroksessa ja alakerroksessa, ρ_1 ja ρ_2 ovat vastaavat tiheydet, H_A ja H_B ovat yläkerroksen paksuudet havaintoasemilla A ja B, ja L on havaintoasemien A ja B etäisyys.

Geostrofisen virtauksen määrittäjä sisältää yhden dynaamisen oseanografian fundamentaalisista perusongelmista: vertailutason ongelman. Jollakin syvyystasolla on tunnettava geostrofisen virtaus tai paineen tasa-arvopinnan kaltevuus. Yleensä on oletettu, että meren yläkerroksen alla 1–2 kilometrin syvyydes-

sä painepinnat ovat horisontaalisia, jolloin siis geostrofisen virtaus nolla. Itämerellä näin syviä vesiä ei ole.

Pinnan kaltevuuden tarkka määrittäminen ratkaisi vertailutason ongelman, mutta koska kaltevuudet ovat pieniä (10^{-6}), niiden mittaaminen on hyvin vaikeaa. Yksi ensimmäisiä todistuksia geostrofiselle virtaukselle olivat Iso-Beltin vedenkorkeusgradientin mittaukset ja niiden vertailu mitattuihin salmen läpivirtauksiin (kuva 6.11). Itämerellä on analysoitu syvien altain virtauksia myös geostrofisella mallilla. Liikkeettömän pinnan oletus on melko huono, sillä pohjanläheinen kitkakerros tulee vastaan syvyyksillä, jossa geostrofisen virtaus on vielä merkittävä.

Geostrofisen mallin antamat absoluuttiset virtaukset voivat olla harhaisia, mutta suhteelliset virtaukset vesirungon sisällä tulevat joka tapauksessa oikein.

6.3.4 Tuulen ajovirran ja geostrofisen virtauksen yhdistäminen

Horisontaaliliikkeen yhtälö on

$$\frac{\partial \mathbf{U}}{\partial t} + \mathbf{U} \cdot \nabla \mathbf{U} + f \mathbf{k} \times \mathbf{U} = -\frac{1}{\rho} \nabla p + A_H \nabla^2 \mathbf{U} + A_V \frac{\partial^2 \mathbf{U}}{\partial z^2} \quad (6-10)$$

Tarkastellaan Ekmanin teorian yhdistämistä geostrofiseen teoriaan. Oletetaan stationäärinen tilanne ja jätetään advektio sekä horisontaalikitka pois. Virtaus jaetaan tuulen ajamaan ja geostrofiseen komponenttiin:

$$\mathbf{U} = \mathbf{u}_E + \mathbf{u}_G \quad (6-11)$$

Tällöin saadaan

$$f \mathbf{k} \times (\mathbf{u}_E + \mathbf{u}_G) = -\rho^{-1} \nabla p + A_V \partial^2 \mathbf{U} / \partial z^2 \quad (6-12)$$

Jos lisäksi oletetaan, että $|\partial^2 \mathbf{u}_E / \partial z^2| \gg |\partial^2 \mathbf{u}_G / \partial z^2|$, voidaan Ekman-virtaus ja geostrofinen virtaus laskea erikseen ja summata.

$$\begin{aligned} f \mathbf{k} \times \mathbf{u}_E &= A_V \partial^2 \mathbf{u}_E / \partial z^2, \\ f \mathbf{k} \times \mathbf{u}_G &= -\rho^{-1} \nabla p \end{aligned} \quad (6-13)$$

Erityisesti barotrooppisissa tapauksissa on $\mathbf{U}_G = \text{vakio}$ ja siis $\partial^2 \mathbf{U}_G / \partial z^2 = 0$ eli tällainen hajotelma soveltuu tilanteeseen hyvin.

6.4 Itämeren virtausdynamiiikan pääpiirteet ja vedenvaihto

6.4.1 Virtausten muodostuminen

Itämeren virtausten syntymekanismit ovat termohaliininen horisontaalinen tiheysgradientti ja tuulen leikkausjännitys veden pintaan. Näin muodostuvia virtauksia ohjaavat Coriolis-kihiytyvyys ja pohjatopografia. Suurten jokien tuoma vesivolyymi voi myös aiheuttaa paikallisia vedenkorkeusmuutoksia ja sitä kautta virtauksia. Meren pienen koon takia pohja- ja reunakitkat vaimentavat merkittävästi virtauksia.

Itämeren altaissa yleinen sirkulaatio on tyyppillinen kerrostuneelle systeemille. Kuhunkin altaaseen tuleva vesimassa asettuu tiheyttään vastaavaan vesikerrokseen: makea vesi pintaan ja suolaisempi vesi syvemmälle. Itämeressä sekoittuminen on pystysuunnassa erityisesti rajoittunutta suolaisuuden voimakkaan kerrostuneisuuden takia.

Pisimmässä aikaskaalassa (kuukausista eteenpäin) on havaittavissa barokliininen perusvirtaus. Tämä on seurausta makean veden positiivisesta taseesta ja siihen liittyvästä suolaisuuden voimakkaasta horisontaalisesta gradientista. Systemi toimii niin, että makea pintavesi poistuu Itämerestä pinnan läheisessä kerroksessa, kun taas suolaista vettä tulee sisään lähellä pohjaa. Tuulen ajovirta on hallitseva, kun virtausten aikajänne on 1–10 vuorokautta. Tuulen vaihteluiden vuoksi keskimääräinen virtaus on heikko, vaikka hetkelliset virtaukset voivat olla kerta- luokkaa keskivirtausta suurempia.

Itämeren keskimääräinen, havaittu kiertoliike on yhdistelmä barokliinisesta perusvirtauksesta ja tuulen keskimääräisestä ajovirrasta. Havaittavissa on heikko, vastapäivään tapahtuva kiertoliike. Itämeressä ei ole voimakasta pysyvää virtausta kuten valtamerien Golf- tai Kuroshio-virran tyyppinen stabiili virtaus.

6.4.2 Pintavirtaus ja sen dynamiikka

Virtauksia alettiin mitata Itämerellä 1900-luvun alkupuolella majakkalaivoilta. Tämän pohjalta Witting (1912) sekä Palmén (1930) laativat Pohjois-Itämeren virtauskartaston, johon edelleenkin pohjautuu peruskuvamme keskimääräisestä kiertoliikkeestä (kuva 6.1A-B). Merialtaissa kiertoliike on syklonaalista eli vastapäiväistä. Altaan kokoisia virtauspyörteitä esiintyy Gotlannin altaalla, Suomenlahdella, Selkämerellä ja Perämerellä. Tämä keskimääräinen kiertoliike kuljettaa vettä, lämpöä ja suoloja. Sen ansiosta altaiden itäpuolella vesi on lämpimämpää ja suolaisempaa kuin länsipuolella, ja kapealla Suomenlahdella vastaava ero näkyy etelä- ja pohjoispuolen välillä (katso kuvat 4.17 ja 4.18).

Keskimääräinen virtaus on suuruusluokkaa 5–10 cm/s. Kovien tuulten vallitessa ajovirran nopeus voi kasvaa tasolle 50 cm/s ja salmivirroissa nopeus voi olla jopa 100 cm/s. Yleisesti ottaen voidaan arvioida pintavirtaukseksi 2–3 prosenttia tuulen nopeudesta.

Keskimääräinen kiertoliike on nimensä mukaisesti vain pitkän ajan keskiarvo, eikä kyseisenlainen virtausrakenne ole aina vallitseva tilanne. Palmén (1930) määritteli keskimääräisvirtauksen suunnan stabiileitin eli suunnan pysyvyyden R virtauksen vektori- ja skalaarinopeuksien suhteena:

$$R = \frac{\langle U \rangle}{\langle |U| \rangle} \cdot 100\%, \quad (6-14)$$

Pysyvyys on virtauksen suunnan vaihtelun mittari, ja keskivirtaus itsessään kuvaa veden nettokuljetusta. Mikäli virtauksen suunta on tarkasteltavana aikajaksona vakio, virtauksen pysyvyys on 100 prosenttia, ja pysyvyyden saavuttaessa arvon 0 myös keskivirtaus ja veden nettokuljetus on nolla. Käytännössä pintavirtauksen pysyvyys on tyypillisesti 20–40 prosenttia, Suomenlahden ulosvirtauksessa jopa 50–80 prosenttia. Yleisesti

virtausten pysyvyys on suurempi altaiden länsi- kuin itärannikolla johtuen Coriolis-efektin ”lukitsevasta” vaikutuksesta yhdessä jokivirtaamien kanssa.

Virtausten melko suuresta pysyvyydestä johtuen eliölajien leviämisreitit noudattavat rannikoita. Niinpä Suomenlahteen etelästä levinneet lajit ovat asettuneet ensin Viron rannikolle ja Pietarin edustalle kotiutuneet vieraslajit leviävät länteen Suomen rannikkoa pitkin. Etelästä pohjoiseen suuntautuva pintavirtaus on tuonut meidänkin rannikollemme uusia lajeja, muiden muassa uuden *Prorocentrum minimum* -panssarilevän. Se saapui eteläiselle Itämerelle Pohjanmereltä vuonna 1982 ja eteni sitten noin 100 kilometriä vuosittain pohjoiseen päin saavuttaen Suomenlahden vuonna 1993. Lajin leviämistä on seurattu erityisen tarkkaan, sillä se on aiheuttanut myrkyllisiä leväkukintoja valtamerissä. Vastaavia virtausten mukana levinneitä lajeja on viime aikoina ollut muitakin, esimerkiksi Merenkurkkuun saakka levinnyt pohjalla elävä monisukamoto, *Marenzeria viridis*, joka saapui ensin Pohjanmerelle Pohjois-Amerikasta.

6.4.3 Syvän veden virtaukset ja sisäänvirtaus Itämereen

Syvän veden kiertokulku Itämeressä etenee Tanskan salmista syvänteitä ja kynnyksiä pitkin itään ja pohjoiseen. Sisäänvirtauksen vastapainona makea vesi virtaa ulos pintakerroksessa. Vedenvaihto Pohjanmeren kanssa riippuu huomattavasti vallitsevista sääoloista ja niihin liittyvistä vedenkorkeusvaihteluista. Tärkeitä tekijöitä vedenvaihdossa ovat barotrooppiset virtaukset, jotka liittyvät Itämeren ja Kattegatin välisiin vedenkorkeuseroihin. Näistä aiheutuva veden edestakainen heilahtelu Itämeren suualueella on paljon suurempaa kuin makean veden ulosvirtaus. Barotrooppiset virtaukset ovat tärkeä elementti

Itämeren pystysuuntaisessa sirkulaatiossa ja suolaisuusjakauman muodostumisessa.

Sisäänvirtaavat vesimassat syntyvät Kattegatisa makeasta Itämeren pintavedestä ja syvemmästä Pohjanmereltä tulevasta suolaisesta vedestä. Koska pintaveden kierto suualueella on varsin vaihtelevaa, Itämereen sisäänvirtaavan veden suolaisuus vaihtelee sangen suurissa rajoissa mutta se on joka tapauksessa huomattavasti suurempi kuin etäämpänä Itämeren sisäosissa.

Sisäänvirtaus Itämerelle saa aikaan sen, että altaiden syvänteisiin muodostuu suolainen alusvesi. Syvänteiden välillä vedenvaihto tapahtuu pohjanläheisten virtausten kautta kynnysten ylitse, missä veden liikkeen määräävänä tekijänä on gravitaatio ja kynnysvyvyys. Sisäänvirtaava suolainen vesi asettuu sellaiselle syvyydelle, jossa alkuperäisen veden tiheys on sama kuin sen. Suolainen alusvesi sekoittuu ympäröivien vesimassojen kanssa ajan mittaan, jolloin suolaisuus vähitellen pienenee. Pystysuuntainen sekoittuminen tiheyspintojen läpi syvänteissä kuljettaa suolaista vettä ylöspäin. Tässä prosessissa tuulipakote on ilmeisesti merkittävä tekijä.

Itämeren perusongelma on syvän veden uusiutumisen hitaus pohjanläheisessä kerroksessa. Se tapahtuu kvasi-horisontaalisia tiheyspintoja seuraavien virtausten avulla, missä vesimassat joutuvat ylittämään erilaisia kynnynksiä. Useat fyysiset tekijät vaikuttavat pohjanläheisten virtausten piirteisiin. Tärkeimpänä tekijänä on topografia, mutta myös pohjakitka, sekoittuminen ympäröivien vesimassojen kanssa, Coriolis-kiihtyvyys sekä tiheyserot sisäänvirtaavan veden ja sitä ympäröivien vesimassojen välillä vaikuttavat. Itämereen tulevia huomattavia suolapulsseja ja erilaisia intruusiota käsitellään erikseen luvussa 8.

Suolainen vesi virtaa Itämereen Kattegatisa Drogdenin kynnynksen yli Juutinraumassa ja Darssin kynnynksen yli Belttien meressä (kuva 4.3, 6.12). Arkonan allas on ensimmäinen Itämeren allas, jonka kautta suolainen valtamerivesi

kulkee Itämeren sisäosiin. Siinä sisäänvirtaava vesi muodostaa 5–15 metriä paksun pohjakerroksen, jossa suolaisuus voi nousta 24 promilleen. Veden suolaisuus pienenee sekoittumisen takia, ja koska Arkonan allas on varsin matala, kovat tuulet voivat aiheuttaa intensiivistä sekoittumista ja pohjan läheisen kerroksen vesimassojen selkeätä laimenemista.

Syvän veden virtaus etenee Bornholmin altaaseen Bornholmin kanavassa, jossa kynnys on Bornholmin Hammarenin ja Skånen Sandhamaren välissä (kynnysvyvyys 45 metriä). Sisäänvirtaavan veden suolaisuus vaihtelee 8 ja 18,5 promillen välillä. Bornholmin altaasta virtaus etenee kohti itää Stolpen kanavan kautta Itäiselle Gotlannin altaalle. Noin 90 metriä syvän Stolpen kanavan kynnysvyvyys on Bornholmin altaan suuntaan 60 metriä, ja Gotlannin altaan suuntaan 80 metriä (Fonselius 1996).

Itäisestä Gotlannin altaasta osa vedestä virtaa kaakkoon Gdanskin syvänteeseen; kynnysvyvyys 114 metriä syvään Gdanskin lahteen on 100 metriä. Suurin osa vedestä virtaa pohjoiseen kohti Gotlannin syvännettä (249 metriä). Sen jälkeen veden liike jatkuu yli 140 metriä syvän kynnynksen yli Fårön syvänteelle (205 metriä) ja edelleen yli 115 metrin kynnynksen Pohjoiselle Gotlannin altaalle. Pohjoisessa Gotlannin allas rajoittuu Ahvenanmereen, jonka kynnysvyvyys on 70 metriä. Sen vuoksi Gotlannin altaan alusvesi ei voi virrata pohjoiseen Selkämerelle, vaan se virtaa lounaaseen Läntiselle Gotlannin altaalle sekä itään hivenen sisään Suomenlahteen.

Erityisesti Gotlannin altaassa ja Suomenlahdessa syvän veden hitaasta uusiutumisesta johtuen sen sisältämä happi kuluu usein loppuun. Hapen kulumisen johtuu bakteerien toiminnasta näiden hajottaessa laskeutuvan eloperäisen aineksen. Kun hapestaa on kulutettu noin puolet, suurin osa pohjan eläimistä alkaa kärsiä. Hapen loppuessa muodostuu usein rikkivety-pitoista vettä, jossa kaikki korkeampi elämä on mahdotonta. Nykyisellä tuotantotasolla syvän

Kuva 6.12. Skemaattinen kuva syvän veden virtauksen kannalta keskeisistä altaista ja kynnyksistä lounaisella Itämerellä ja Gotlannin merellä. (Piirretty Koutsin [1999] pohjalta.)

veden happivarastot riittävät vain kohtuullisen lyhyeksi ajaksi (muutamia vuosia). Hapettomilla pohja-alueilla sedimenttiin varastoitunutta fosforia vapautuu rautayhdisteistä. Tuloksena on valtava määrä liukoista fosforia, joka hapellisissa oloissa jäisi pohjaan. Ilmiötä kutsutaan sisäiseksi kuormitukseksi, joka esimerkiksi Suomenlahdella on jo suurempi fosforin lähde kuin ulkoinen kuormitus. Syvä vesi onkin merkittävä fosforivarasto, joka edistää levien kasvua pintaan joutuessaan, sillä liukoinen fosfori on suoraan käyttökelpoista leville.

Syvä vesi muodostuu Pohjanlahdella lähinnä siten, että Gotlannin meren pintavesi kylmenee talvella ja vajoaa Ahvenanmeren kynnyksen yli

Selkämerelle. Kynnyssyvyys on 70 metriä Söderarmin ja Långskärin välillä. Ahvenanmeren pohjan läheiset kerrokset täyttyvät ensiksi suolaisella vedellä pohjoiselle kynnyssyvyydelle (100 metriä) asti. Vesi virtaa syvintä reittiä pitkin pohjoiseen ja itään Finngrundetin ohitse Ulvön syvänteelle asti. Merenkurkun maksimisyvyys on 65 metriä. Siinä on Holmöarnin etelä- ja pohjoispuolella kaksi kynnyksaluetta, joiden molempien syvyys on 25 metriä. Perämeren syvä vesi muodostuu vastaavalla mekanismilla Selkämeren pintavedestä, joka virtaa sisään Merenkurkun keskellä sijaitsevan Nordvalenin matalikon molemmin puolin kohti koillista. Virtaukset tällä alueella ovat usein varsin voimakkaita. Pohjan-

Kuva 6.13. A) Virtausruusu pohjanläheisistä virtauksista Utön eteläpuolella, B) vastaavan alueen pohjatopografia, syvyys metreinä. Virtausruusu edustaa tilannetta B-kuvan keskialueelta. (Riikka Hietala, henkilökohtainen tiedonanto)

6.4.4 Vedenvaihto altaiden välillä: salmivirtausmallit

lahden syvän veden tehokkaasta muodostumis-
mekanismista johtuen siinä on aina runsaasti
happia eikä ravinteita myöskään lähde liikkeelle
pohjasta.

Esimerkkinä pohjanläheisten virtausten voimakkaasta topografisesta ohjauksesta on kuva 6.13, joka esittää tilannetta eräässä Saaristomeren syvänteessä. Nähdään, että virtaukset suuntautuvat sitä enemmän syvyyden samanarvonkäyrien suuntaisesti mitä suuremmasta nopeusluokasta on kyse. Suurimmilla nopeuksilla samanarvonkäyriin nähden poikkisuuntaisia virtauksia ei juuri esiinny. Pohjanläheiset virtaukset ovat siten riippuvia paikallisesta topografisesta ohjauksesta.

Itämeren keskeinen dynamiikan ilmiö on salmivirtaus (kuva 6.14). Suuria altaita yhdistävät salmet ja kanavat. Altaat saavat syvän vetensä yleensä Pohjanmeren suunnassa sijaitsevasta naapurialtaasta. Selkeä korrelaatio vallitseekin tietyn altaan alusveden suolaisuuden ja etelä- tai länsipuolella olevan naapurialtaan pintasuolaisuuden välillä. Tähän liittyvät suuret suolaisuuden hyppäykset salmikhodissa, kun taas altaiden sisällä suolaisuuden horisontaaliset gradientit ovat usein pieniä. Poikkeuksena on erityisesti Suomenlahti, jossa altaan sisällä on suuri ja jatkuva itä-länsisuuntainen suolaisuusgradientti.

Knudsenin (1900) yhrälöitä (katso luku 5) on käytetty arvioitaessa pitkän ajan keskimääräistä suolan ja veden vaihtoa tiettyjen salmien

Kuva 6.14. Itämeren salmia (syvyys metreinä), joissa Stigebrandtin virtausmallia on sovellettu: Irben salmi, Ahvenanmeren-Gotlannin altaan kynnysalue ja Merenkurkku. (Piiirretty Stigebrandtin [2001] kuvasta.)

kautta. Tällaiset yksinkertaiset tarkastelut eivät kuitenkaan selitä varsinaisesti salmien dynamiikkaa: ajallis-paikallisia vaihteluita ja pystysuuntaista sirkulaatiota. Jotta ajasta riippuvainen vedenvaihto salmessa voidaan määrittää, tarvitaan malli, joka kuvaa alueen dynaamiset prosessit ja joka ottaa huomioon vallitsevat pakotetekijät ja reunaehdot.

Salmivirtauksissa voidaan erottaa dynaamisesti kaksi perustapausta: barokliininen ja barotrooppinen. Barotrooppisen moodin pakotteena on salmen päiden välinen vedenkorkeusero. Barokliinisen moodin pakotteena on salmen suunnassa vallitseva barokliininen (sisäinen) painegradientti, jonka aiheuttaa tiheysero salmen päissä olevien altaiden välillä. Barokliininen ja barotrooppinen salmivirtaus esiintyvät usein samanaikaisesti, ja barokliininen osa voi olla vähäinen, jos barotrooppiset virtausnopeudet ovat suuria. Virtausten amplitudeihin salmessa vaikuttavat kitkatekijät, Coriolis-kiihtyvyys ja topografinen ohjaus. Paikalliset tuuliolot vaikuttavat yleensä suoraan hyvin vähän salmen virtauksiin, mutta epäsuorasti ne näkyvät altaiden välisen barotrooppisen sekä barokliinisen painegradientin syntymisenä.

Stigebrandt (2001) on kehittänyt yksinkertaisen mallin, jossa Itämeren altaat on yhdistetty Kattegatiin kapeilla ja matalilla salmilla. Mallissa huomioidaan barotrooppinen virtaus ja kitkatekijät ja sen pakotteena on Kattegatissa havaittu vedenkorkeus. Sillä voidaan ennustaa hyvin Itämeren keskimääräinen vedenkorkeus sekä Belttien meren ja Juutinrauman virtaamat. Vedenkorkeuseron Δh altaiden välillä aiheuttaa barotrooppinen virtaama Q salmen läpi. Virtausta hidastaa pohjakitka ja suuren skaalan topografinen vastus, jonka aiheuttaa salmien päissä virtausten hidastuminen tai kiihtyminen. Näin saadaan Stigebrandtin kaava:

$$Q^2 = \frac{1}{\phi} \Delta h \quad (6-15)$$

missä ϕ [$s^2 m^{-5}$] on salmelle ominainen kitkakerroin. Tämä on Bernoulli-tyyppinen kitkakorjattu yksinkertainen kaava.

Itämeren keskimääräinen vedenkorkeus h_B voidaan laskea Kattegatin tunnetun vedenkorkeuden h_k avulla ($\Delta h = h_k - h_B$) yllä olevasta yhtälöstä (6-15), jossa ϕ :lle käytetään arvoa kytketyn kanavasysteemin suulla. Lisäksi tarvitaan Itämeren vesitilavuudelle muutosyhtälö:

$$A \frac{dh_B}{dt} = Q + Q_F \quad (6-16)$$

missä A on Itämeren pinta-ala ja Q_F on makean veden nettovuo Itämereen.

Mallitulosten mukaan alle kuukauden aikaskaalassa esiintyvät vedenkorkeuden oskillaatiot vaimenevat huomattavasti Tanskan salmien vaikutuksesta. Tätä pidemmässä aikaskaalassa esiintyvät oskillaatiot säilyttävät amplitudinsa. Itämeren voidaan katsoa olevan mallin mukaan alle kuukauden aikaskaalassa esiintyville, sisäiseen pakotteeseen perustuville vedenkorkeuksille suljettu systeemi.

Salmissa on periaatteessa kaksi erilaista pystysuuntaista sirkulaatiojärjestelmää. Ensinnäkin meren pintakerroksessa jokien tuomalla makealla vedellä on suuri merkitys sen sekoittuessa tuulen vaikutuksesta alla olevaan suolaisempaan veteen. Tätä kutsutaan usein estuaariseksi sirkulaatioksi. Toinen sirkulaatiosysteemi liittyy syvään veteen, joka sijaitsee salmessa kynnysyvyiden alapuolella. Syvä vesi on siinä yleensä ”lukittuna”, mutta voi päästä salmesta ulos, mikäli sekoittuminen nostaa sen kynnyksen yli. Monissa salmissa nämä kaksi sirkulaatiojärjestelmää vallitsevat samanaikaisesti. Usein näiden järjestelmien vuorovaikutus on heikko, jolloin pinnalle tuleva vesimassa on peräisin kynnyksen yläpuolisesta välikerroksesta. Joissain kapeissa salmissa edellä mainitut järjestelmät voivat yhtyä (niin sanottu ylisekoittunut estuaari).

Barokliiniselle kaksikerrosvirtaukselle voidaan esittää barokliiniseen hydrauliseen säätelyyn perustuva vakaan tilan yhtälö

$$\frac{u_1^2}{g'H_1} + \frac{u_0^2}{g'H_0} = 1 \quad (6-17)$$

missä u_1 , H_1 ovat yläkerroksen virtausnopeus ja paksuus, u_0 ja H_0 ovat vastaavat suureet alakerroksessa,

$$g' = g \frac{\Delta \rho}{\rho_0}$$

on niin sanottu redukoitu painovoima, $\Delta \rho$ on kerrosten välinen tiheysero ja ρ_0 on referenssi-tiheys.

Ajasta riippumattomassa tilanteessa tarvitaan lisäksi Knudsenin yhtälöiden tyyppiset tilavuuden ja suolaisuuden säilymisytälöt tutkittavassa salmessa.

Olettaen, että tiheys riippuu vain suolaisuudesta, päästään Stigebrandtin yhtälöön:

$$P^3 \left(1 + \frac{\eta^3}{(1-\eta)^3} \right) - 2P^2 + P = \frac{\eta^3}{F_e^2} \quad (6-18)$$

missä $P = Q_i/Q_p$ on sekoittumisparametri, $\eta = H_0/H$, $H = H_0 + H_p$, W on salmen leveys,

$$F_e^2 = \frac{Q_F^2}{g\beta S_0 H^3 W^2} \quad (6-19)$$

on Frouden luku (estuaarille ominainen Frouden luku on 1) ja β on suolaisuuden muutoksiin liittyvä tiheyden muutoskerroin:

$$\beta = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial S} \quad (6-20)$$

Yhtälöllä (6-18) on kaksi reaaliuurta vain, jos $F_e \leq 1$. Barokliininen virtaus on maksimissaan, kun edellä mainitut kaksi juurta yhtyvät (kaksisjuuri). Saavutetaanko kyseinen tilanne vai ei, riippuu sekoittumisesta altaassa ja salmen topografiasta. Jos maksimaalinen, barokliininen

nopeus saavutetaan, estuaarin sanotaan olevan ylisekoittunut.

Kyseistä mallia on sovellettu Merenkurkkuun, jossa on kaksi syvää salmea Holmöarnin saaren molemmin puolin (kuva 6.14). Molemmissa kanavissa kynnysyvyys on yli 20 metriä ja salmien leveys on alle kaksi kilometriä. Oletetaan, että $H=20$ metriä, Selkämeren suolaisuus $S_0=5,5$ promillea, makean veden tuotto $Q_F=3.425 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ja salmien leveys yhteensä $W=3.300 \text{ m}$. Näillä oletuksilla saadaan: $F_e=0,055$ ja ehto ylisekoittumiselle (maksimaalinen barokliininen kuljetus) antaa $P=3,1$, mikä tarkoittaa, että $Q_i=10.600 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ja $Q_0=7.125 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ja $S_i=3,7$ promillea. Malli antaa täten suolaisuuseron S_0-S_i Perämeren ja Selkämeren välillä (2 promillea), mikä on lähellä havaittua arvoa.

Jos salmen leveys on suurempi kuin barokliininen Rossbyn säde $R_i=c/f$, jossa c_i on sisäisten aaltojen etenemisnopeus, niin rotaation vaikutus voi estää kaksikerroksisen systeemin ulottumisen koko kanavan leveydelle. Tällainen tilanne valitsee Irben salmessa, jossa salmen pohjoisosissa ulosmenevä makea vesi muodostaa kapean rannikkovirtauksen. Leveän salmen tapauksessa vedenvaihdon arvioimiseksi käytetään usein geostrofista menetelmää barokliinisessa kaksikerroksisyydessä. Itämeressä R_i on tyypillisesti 3–10 kilometriä, joskus jopa alle kilometrin.

6.5 Aaltoliike

6.5.1 Yleistä

Aaltoliike on ajan ja/tai paikan suhteen jaksollinen, toistuva ilmiö. Sen matemaattinen perusmalli on siniaalto:

$$\eta(\mathbf{x}, t) = A \sin(\mathbf{k} \cdot \mathbf{x} - \omega t + \phi) \quad (6-21)$$

Tässä A on aallon amplitudi, k on aaltoluku, ω on taajuus ja ϕ on vaihe. Aaltoluku kuvaa paikan suhteen toistuvuutta ja se on vektori, sillä aallon suunnalla voi olla komponentteja jokaisen koordinaatin x , y ja z suuntaan. Aallon pituus on $\lambda = 2\pi/k$ ja aallon periodi $T = 2\pi/\omega$. Aallon vaiheella kuvataan, missä pisteissä aalto leikkaa nollatason. Aallon korkeus eli harjan ja laaksonpohjan välinen pystysuora etäisyys on $2A$.

Siniaalto saadaan lineaarisen aaltoteorian perusratkaisuna. Lineaarisessa teoriassa siniaaltoja voidaan laskea yhteen ja kuvata siten useampijaksoisia ilmiöitä; kääntäen, mikä tahansa jaksollinen ilmiö voidaan hajottaa harmonisella analyysillä sinimuotoisiin perusaaltoihin. Yksittäinen etenevä siniaalto on kuvattavissa siis kolmella parametrilla: amplitudi, pituus ja periodi.

Merentutkimuksessa aaltoilmiöt jaetaan kolmeen kategoriaan: matalan veden aallot eli pitkät aallot, syvän veden aallot eli lyhyet aallot ja vuorovesi. Matalan veden aalloissa ($\lambda > 20H$) koko vesirunko on liikkeessä, kun taas syvän veden aalloissa ($\lambda < 2H$) vain pintakerros; näiden välialueella ($2H < \lambda < 20H$) teoria on komplisoidumpaa. Vuorovesi on ulkoisen pakotteen ohjaama aaltoliikettä. Itämeren alueella sen merkitys on hyvin vähäinen.

6.5.2 Matalan veden aallot

Matalan veden lineaarisessa teoriassa tiheys oletetaan vakioksi ja advektiotermi jätetään pois. Jälkimmäinen ehto voidaan tulkita siten, että advektio on paljon painegradienttia pienempi: $U^2/L \ll gH/L$ eli $Fr = U/[gH]^{1/2} \ll 1$, toisin sanoen Frouden luku on paljon pienempi kuin yksi. Lisäksi oletetaan, että pinnankorkeuden vaihtelut ovat pieniä syvyyteen verrattuna (niin sanottu pieniamplitudinen liike), jolloin $g(H+\xi) \approx gH$. Tällöin saadaan perusyhtälöt:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (6-22-a)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (6-22-b)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -g\rho \quad (6-22-c)$$

$$\frac{\partial w}{\partial z} = -\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right) \quad (6-22-d)$$

Koska tiheys on vakio, paine on $p(z) = p_0 + \rho g(\xi - z)$, missä ξ on veden pinnankorkeus. Näin ollen painegradientti on syvyyden suhteen vakio, sillä

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial p}{\partial x} \right) &= \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial p}{\partial z} \right) = \\ &= \frac{\partial}{\partial x} (-\rho g) = 0 \end{aligned}$$

ja painegradientin suuruus tulee suoraan vedenpinnan kaltevuudesta, $\rho^{-1} \nabla p = g \nabla \xi$. Painetta ei siksi tarvitse laskea, vaan riittää tuntee pinnankorkeus.

Tasasyvyisyys yksinkertaistaa tarkasteluja. Koska horisontaaliliikettä ajavassa voimassa eikä pohjan topografiassa ole vertikaalirakennetta, sitä ei myöskään ole virtausnopeudessa eli $\partial u / \partial z = \partial v / \partial z = 0$. Pohjalla $w = 0$, ja jatkuvuusyhtälöstä saadaan $w(\xi) \approx -H(\partial u / \partial x + \partial v / \partial y)$ eli

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = -H \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \quad (6-23)$$

Yhtälöillä (u, v, ξ) on aaltoratkaisuja, jotka saadaan selville sijoittamalla u, v, ξ paikalle vakio $\times \exp[i(k_x x + k_y y - \omega t)]$. Saadaan seuraava dispersiorelaatio:

$$\omega(\omega^2 - f^2 - gHk^2) = 0 \quad (6-24)$$

missä $k^2 = (k_x^2 + k_y^2)$. Ensimmäinen juuri $\omega = 0$ antaa vakaan tilan, ja juuret $\omega = \pm [f^2 + ghk^2]^{1/2}$ antavat niin sanottu Poincare-aallot.

Kun $f \ll (gh)^{1/2} k$, saadaan $\omega/k = c = (gh)^{1/2}$, missä c on aallon kulkunopeus, eli klassinen matalan veden aallon ratkaisu. Klassisessa teoriassa kahden vastakkaiseen suuntaan etenevän aallon summa on Seiche, altaan ominaisheilahtelu.

Koko Itämeren mitassa Coriolis-kiihtyvyyden vaikutus on merkittävä, mutta sen osa-altais-
sa klassinen Seiche-ratkaisu on hyvä approksi-
maatio.

Pitkulaisen altaan seisova Seiche-aalto on eri-
koistapaus ("seiche" tulee sveitsinranskasta ja tar-
koittaa edestakaista heilahtelua). Tämä ilmiö to-
dennettiin ensimmäistä kertaa vuonna 1869 Ge-
nevejärven. Seichejä havaitaan järvissä, lahdissa
ja satamissa eli erilaisissa suljetuissa tai puolisol-
jetuissa altaissa. Seiche voi myös esiintyä altaan
poikittaissuunnassa. Jokaisessa vesialtaassa, jossa
seichejä esiintyy, on ominainen vapaan heilah-
telun periodi, joka riippuu altaan dimensioista
sekä siitä, kuinka monta solmukohtaa seisovalla
aallolla on. Aalto saavuttaa altaan vastakkaisen
pään (altaan leveys L) ajassa $L(gH)^{-1/2}$. Heijastut-
tuaan altaan päässä aalto palaa lähtöpisteeseen
samassa ajassa. Näin koko periodin pituudeksi
 T_1 saadaan

$$T_1 = \frac{2L}{\sqrt{gH}} \quad (6-25)$$

Tätä kaavaa kutsutaan myös Merianin kaavaksi
keksijänsä J. R. Merianin mukaan. Kaava on
tarkka suljetulle altaalle, jonka poikkileikkaus
on suorakaiteen muotoinen ja jossa syvyys on
vakio. Se edustaa teoreettisesti pisintä mahdol-
lista vapaata heilahtelua. Tällä heilahtelulla on
yksi solmupiste altaan keskellä. Solmupisteessä
vedenkorkeus on vakio. Mikäli solmupisteitä on
useampia (n), heilahdusjakso on $T_n = T_1/n$.

Jos allas on puolisoljettu, kuten merenlahti,
solmupiste esiintyy aina altaan avoimessa päässä,
koska lahden ulkopuoliset vesimassat osallistuvat
myös oskillaatioon. Tästä on seurauksena, että
yksisolmuisen vapaan heilahtelun periodi T_s on
puolisuljetussa altaassa aina kaksi kertaa pitempi
kuin vastaavassa kokonaan suljetussa.

Itämeren ajallisesti muuttuvassa virtauskentäs-
sä seicheillä on tärkeä merkitys (taulukko 6.1).
Vedenkorkeushavainnoissa esiintyy niiden aihe-
uttamia jatkuvia fluktuatioita. Itämeren altais-
ta löytyy usein ominaisheilahduksia, kun tuuli

tyyntyy. Esimerkiksi itäisellä Suomenlahdella ve-
denpinta voi länsituulilla kohota jopa lähes kaksi
metriä yli normaalitason (kuten ennätysellisten
vedenkorkeuksien yhteydessä 9.1.2005). Saman-
aikaisesti vastaavaa vedenpinnan aleneminen voi-
daan havaita eteläisellä Itämerellä. Kallistuksen
aiheuttaneen sääilmiön ylitettyä Itämeren tuu-
len suunta kääntyy ja samoin virtaussuunta, ja
vedenpinta alkaa palautua tasapainotilaan. Näin
vedenkorkeuksiin syntyy havaittava seiche, jonka
kitka vaimentaa vähitellen pois.

Itämeren tunnetuin seiche on Suomenlahden
ja varsinaisen Itämeren yhteinen oskillaatio. Jo
1911 Rolf Witting sai tämän yksisolmuisen os-
killaation periodiksi 28–31 tuntia (Merianin kaa-
va antaisi noin 25 tuntia). Tulosta voidaan pitää
hyvänä ottaen huomioon, että tutkimus sisälsi
erilaisia yksinkertaistuksia mm. pohjatopografian
huomioimisessa. Neumann (1941) käytti tutki-
muksissaan vedenkorkeushavaintoja ja numee-
risia laskelmia ja sai tulokseksi noin 27,5 tuntia.
Myöhemmin mallittajat eivät laskeneet vain yk-
sisolmuisen oskillaation periodia, vaan arvioivat
myös monisolmuisten seichejen periodeja. Yksi-
dimensioiset mallit antoivat perusmoodille peri-
odin 27,7 tuntia. Kaksidimensionaaliset matalan
veden mallit (Wübbler ja Krauss, 1979) antoivat
saman periodin toiselle moodille (taulukko 6.1),
kun maapallon pyörimistä ei otettu huomioon.
Pyöriminen mukaan otettuna periodi lyheni 26,4
tuntiin. Jälkimmäinen arvo on lähellä havaittuja.
Myös 17–19 tunnin periodi havaittiin. Korke-
ammilla moodeilla on lähinnä paikallista mer-
kitystä. Pohjanlahden liittäminen mukaan tuo
vielä pidemmän heilahdusajan eli noin 39 tuntia.
Merten dynamiikassa esiintyy myös muita aal-
toja, kun Coriolis-kiihtyvyyden tai syvyysvaihtelut
otetaan mukaan tarkasteluun. Näistä tärkeimmät
ovat Kelvin-aallot ja topografiset aallot. Kelvin-
aalloja muodostuu kiinteän, suoran rantaviivan
tuntumassa. Niitä on havaittu esimerkiksi Eng-
lannin kanaalissa. Kelvin-aallot etenevät pohjoi-
sella pallonpuoliskolla niin, että ranta jää aallon
kulkusuuntaan nähden oikealle.

Taulukko 6.1. Eri merialtaille laskettuja Seiche-aaltojen periodeja (vakiosyvyysapproksimaatio) sekä koko Itämeren oskillaation moodit (Wübbler ja Krauss 1979, alempi taulukko).

	pituus (km)	syvyys (m)	periodi (h)
Suomenlahti (pitkittäin)	300	38	8,6
Suomenlahti (poikittäin)	80	38	2,3
Riianlahti	100	28	3,4
Gotlannin allas (pitkittäin)	600	64	13,3
Koko Itämeri (suulta Kemiin)	1500	56	35,6
Koko Itämeri (suulta Pietariin)	1000	56	23,7

Koko Itämeri

Moodi	Periodi (h)	
	$f=0$	$f \neq 0$
1	40,5	31,0
2	27,7	26,4
3	23,7	22,4
4	21,4	19,8
5	17,9	17,1
6	13,0	13,0
7	10,5	10,5
8	8,7	8,7

Itämeressä on havainnollistettu topografisten aaltojen olemassaolo sekä mittausten että mallitulosten avulla (Mälikki ja Tamsalu 1985). Nämä pyörteet syntyvät ja etenevät topografian määräämään suuntaan siten, että matalampi alue on pyörteen liikesuuntaan nähden oikealla. Itämeren lämpötila- ja suolaisuusjakaumien takia myötäpäivään liikkuvilla pyörteillä on kylmä keskus termokliinissä ja suolainen keskus halokliinissä. Vastapäivään liikkuvilla pyörteillä on lämmin keskus termokliinissä ja vähäsuolainen keskus halokliinissä. Tällaisten pohjaan lukkiutuneiden (”bottom-trapped”) aaltojen mitta on

tyypillisesti 30–40 kilometriä ja etenemisnopeus luokkaa 1,5 cm/s. Voimakkain periodinen vaihtelu esiintyy 6–8 päivän jaksoissa alueilla, joissa pohjan jyrkkyys on suurin.

Topografisten aaltojen dynamiikkaa tutkitaan pyörteisyysyhtälön avulla barotrooppiselle merelle:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = \frac{f}{H} U \cdot \nabla H + \nabla \times \frac{\tau_0 - \tau_b}{\rho H} + A_H \nabla^2 \zeta \quad (6-26)$$

missä ζ on virtauksen pyörteisyys maapallon pinnan suhteen. Pyörteisyyden synnyssä keskeinen osuus on f -termillä. Jos $f \neq 0$, niin pyörteisyyttä syntyy alueilla, joilla pohjan kaltevuus on jyrkin. Matalassa vedessä esiintyvät pyörteet, jotka ovat Ekman-tyyppisiä, häviävät nopeasti pakotteen loppuessa.

Eräs pyörteiden syntyalue on Stolpen kanaalin suualue Bornholmin altaan puolella. Avomerellä tuuli voi aiheuttaa erilaisia pyörteitä alueilla, joilla on vaihteleva pohjatopografia. Kun pohjanläheiset vesikerrokset ovat eristyksissä suorasta tuulen vaikutuksesta, topografisten aaltojen syntymekanismina voi olla barokliininen instabiliteetti.

Kuvassa 6.15 on esitetty virtausnopeuksien spektri Porin edustalla muutamissa kohdissa. Spektrissä dominoivana piirteenä on inertiaalioskillaatio, mutta muitakin periodeja on näkyvissä. Erityisen kiinnostava on 57–65 tunnin jakso, joka ilmeisesti liittyy barotrooppisiin topografisiin aaltoihin (aallonpituus noin 390 kilometriä). Rannikolle lukkiutuneiden [coastally trapped] aaltojen ja inertiaalioskillaatioiden taajuuskaistoilla on paljon energiaa.

6.5.3 Vuorovesi

Auringon ja kuun vetovoiman aiheuttama pinnan korkeuden vaihtelu tunnetaan vuorovesi-ilmiönä. Vedenpinnan korkeinta vaihetta kutsutaan vuokseksi ja matalinta luoteeksi. Auringon ja kuun vetovoimien suuruus vaihtelee eri puolil-

la maapallon pintaa. Kuun ja auringon puolella vesi pyrkii siirtymään niitä kohti ja vastakkaisella puolella niistä pois päin. Vetovoimat pyrkivät muovaamaan maapalloa ellipsoidiksi, jonka pääakseli on kuun ja auringon vetovoimavesilähteen suuntainen. Kuun vuorovesivaikutus on suurempi kuin auringon, ero on noin seitsemän suhteessa kolmeen.

Kuun aiheuttama vuorovesiellipsoidi kiertää maapallon pinnalla maapallon pyörimisen ja kuun kiertoliikkeen vuoksi. Näin muodostuu vuorokauden aikana kaksi nousuvettä ja kaksi laskuvettä. Vastaava pätee myös auringon suhteen. Käytännössä vuorovedet vaihtelevat alueittain, sillä meret ovat eri syvyisiä, merenpohjan muodot vaihtelevat, rantaviiva sekä salmet, saaret ja muut tekijät aiheuttavat kitkaa meren ja maan välillä. Valtamerellä merenpinta saattaa nousta vain metrin verran, mutta niiden kapeissa salmissa ja lahdissa nousuvesi voi olla jopa toistakymmentä metriä. Lähellä päiväntasaajaa vuorovesivaihtelu on voimakkaimmillaan, koska alueet ovat lähempänä kuuta.

Itämeressä vuorovesi-ilmiö on heikko, koska Tanskan salmet vaimentavat vuorovesi-aallot melko tarkkaan pois. Vuorovesien amplitudi on harvoin enemmän kuin 10 cm, joskin Tanskan salmien läheisyydessä voi esiintyä suurempia arvoja. Myös itäisellä Suomenlahdella on havaittu yli 10 cm suuruisia amplitudeja. Yleensä Itämeressä esiintyvä vuorovesityyppi on sekoitus kokovuorokautisesta ja puolivuorokautisesta aallosta. Tyypillinen vuorovesiamplitudi on alle 3 cm, mutta silti joillain rannikkoalueilla, kuten Strömmen kanavassa Kemiössä, havaitaan vuorovesivirtauksia. Sekä vuorokautinen että puolivuorokautinen vuorovesikomponentti tulevat esille vedenkorkeuden spektrianalyysissä (kuva 6.16). Itämeren eliöstön kannalta vuorovedellä ei ole merkitystä eikä Itämeressä ole valtameren kaltaisia vuorovesiekosysteemejä.

6.5.4 Vedenpinnan korkeus

Itämeren vedenkorkeuden taajuusspektristä voidaan nähdä jaksollisten aaltojen esiintyminen ja epäsäännöllisiä vaihteluita (kuva 6.16). Vedenkorkeuden mittausjärjestelmässä aallokko ei näy. 1–24 tunnin jaksonpituuksissa vedenkorkeusmuutokset liittyvät tuulen ajovirtaan, vuorovesiin ja seicheihin. Rannikkoalueen aallot ja virtaukset aiheuttavat noin 1 cm:n vedenkorkeusvaihteluita. Vuorovesien merkitys on vähäinen. Ajoittain Seiche-aaltojen amplitudit voivat olla suuria, mikä vaikuttaa muun muassa Pietarin suuriin vedenkorkeuksiin.

Tuuli ja ilmanpainevaihtelu aiheuttavat vedenkorkeusvaihteluita muutamien päivien jaksosta aina useisiin viikkoihin asti. Tuuli vaikuttaa vedenkorkeuteen kasaamalla vettä, mikä on erityisen selvää lahtien pohjukoissa, joissa suurimmat ääriarvot saavutetaan. Korkea ilmanpaine painaa vedenpintaa alaspäin. Yhden millibaarin paine-ero vastaa suunnilleen yhtä senttimetriä vedenkorkeudessa (barometri-ilmiö). Normaali ilmanpaineen vaihtelu voi aiheuttaa useiden kymmenien senttimetrin vedenkorkeusvaihtelun.

Vedenkorkeushavaintojen analyysissä tulevat esille sekä vuosi- että puolivuotisjaksot. Veden tiheyden vaihtelu aiheuttavat myös vedenkorkeusvaihteluita, mutta niiden osuus tulee esille vasta kuukausien aikaskaalassa. Itämeren pysyvä horisontaalinen suolaisuusgradientti aiheuttaa sen, että keskimääräinen vedenkorkeus on suurempi pohjoisessa kuin etelässä. Keskimäärin vedenkorkeus laskee Perämeren arvoista noin 35–40 cm Skagerrakiin päin mentäessä.

Itämeren keskimääräistä vedenkorkeutta edustaa Landsort, joka on yksisolmuisen seichen solmupiste. Itämeren kaltaisessa puolisoluljetussa meressä tilavuuden vaihtelu on läheisesti kytköksissä vedenkorkeusvaihteluihin. Kuten edellisessä luvussa esitettiin, tilavuuden muutokset johtuvat vedenvaihdosta Tanskan salmien kautta,

Kuva 6.15. Virtausmittauksiin perustuvia energiaspektrejä Porin edustalta elo–syyskuussa 1976, ω on taajuus ja $E(\omega)$ on tehospektri. (Piirretty Aleniuksen ja Mälkin [1978] kuvasta.)

makean veden tulosta ja lämpötilanvaihteluihin liittyvästä laajenemisesta tai supistumisesta, joista viimeksi mainitun vaikutus vedenpinnan muutoksiin on 2 cm:n luokkaa. Suurien sisään- ja ulosvirtausten aikana Itämeren vedenkorkeus voi muuttua lähes metrin muutamassa viikossa. Vedenvaihto Tanskan salmien kautta on tärkein vedenkorkeuden muutoksen syy kuukausien aikaskaalassa.

Merentutkimuslaitoksella on otettu käyttöön teoreettinen keskivesi (MW), joka on käytännön tarpeita varten tehty ennuste vedenkorkeuden

pitkäaikaisesta keskiarvosta. Siinä on otettu huomioon maan kohoaminen sekä vedenkorkeuden hidas nousu. Näiden muutosten vuoksi teoreettinen keskivesi ei ole vakio, vaan se muuttuu vuosittain. Esimerkiksi radiossa luetaan ja sanomalehdissä ilmoitetaan vedenkorkeudet suhteessa teoreettiseen keskiveteen.

Vedenkorkeuden ennustamisessa on käytetty sekä kaksi- että kolmidimensionaalisia malleja, joskin kaksidimensionaalinen barotrooppimalli linearisoidussa muodossa on todettu riittävän tarkaksi käytettäväksi ennustuksissa. Kyseiset ver-

Kuva 6.16. Vedenkorkeuden energiaspektri $fE(f)$, f on taajuus ja E on tehospektri Helsingin mareografilta jaksolta 1980–1999. (Piirretty Johanssonin ym. [2001] mukaan.) yr=vuosi, d=päivä ja hr=tunti.

tikaali-integroidut niin sanotut matalan veden yhtälöt voidaan esittää muodossa:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = -f\bar{v} - g \frac{\partial \xi}{\partial x} + \frac{\tau^x}{\rho H} - r \frac{\sqrt{\bar{u}^2 + \bar{v}^2}}{H} \quad (6-27a)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} = f\bar{u} - g \frac{\partial \xi}{\partial y} + \frac{\tau^y}{\rho H} - r \frac{\sqrt{\bar{u}^2 + \bar{v}^2}}{H} \quad (6-27b)$$

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = - \left[\frac{\partial H \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial H \bar{v}}{\partial y} \right] \quad (6-28)$$

missä $\bar{u}$ ja $\bar{v}$ ovat pystysuunnassa integroidut horisontaaliset nopeuskomponentit, ξ on vedenkorkeus, H on veden syvyys, τ^x , τ^y ovat tuulen leikkausjännityksen x - ja y -komponentit ja r on pohjakitkan kerroin.

Barotrooppinen kaksidimensionaalinen vedenkorkeusmalli antaa tarkkoja tuloksia melko karkealla horisontaalisella resoluutiolla. Tärkeää mallien toiminnassa on tarkka meteorologinen ennuste, jollainen saadaan esimerkiksi HIRLAM-mallista (HIRLAM=High Resolution Limited Area Model) tai ECMWF-mallista (European Centre for Medium Range Weather Forecasts) ainakin pariksi vuorokaudeksi eteenpäin.

Mallitettaessa jo tapahtuneita tilanteita [hindcasting] tämä ongelma on pieni, koska ennusteiden sijasta voidaan meteorologisten mallien tuottamia analyyseja käyttää pakotteena.

Vedenkorkeuden reunaehto Tanskan salmissa on keskeinen tekijä ennusteen onnistumiselle. Reunaehto voidaan ottaa vedenkorkeushavainnoista, mutta tällöin malli saa ennusteen kannalta ”vanhaa” tietoa jo tapahtuneista vedenkorkeuden muutoksista. Eräs mahdollisuus on ottaa reunaehdoksi Pohjanmeren mallista saatava ennuste Tanskan salmissa tai laajentaa käytettävän mallin alueellisista ulottuvuutta myös Pohjanmeren käsittäväksi.

Muun muassa 9.1.2005 tapahtunut tulvatilanne Itämerellä pystyttiin hyvin ennustamaan sekä kaksi- että kolmidimensionaalisilla malleilla. Mallit kuvasivat veden sisääntulon Tanskan salmien kautta, tuulien ja ilmanpaine-erojen aiheuttaman vedenpinnan kallistumisen sekä Seiche-aaltojen aiheuttaman vedenkorkeuden pitkäperiodisen heilahtelun. Tekijöiden yhteisvaikutuksesta saatiin ennustettua ennätyselliset vedenkorkeudet Suomen ja Viron rannikolla hyvissä ajoin ja samalla voitiin antaa ennalta varoitusta kansalaisille ja viranomaisille.

6.5.5 Pinta-aallot

Tuulen leikkausjännitys yhdessä paineen fluktuatioiden kanssa käynnistää aaltoliikkeen. Tuulen alkaessa puhaltaa tyynen vedenpinnan yllä se saa veden virtaamaan ja aiheuttaa vedessä pyörteisyyttä. Pyörteisyys puolestaan saa aikaan paine-eroja, jotka rikkovat sileän vedenpinnan. Pintaan syntyvä kohoutuma tai painuma pyrkii palautumaan, palautus menee yli tasapainotilan toiseen suuntaan, ja niin edelleen. Aivan alkuvaiheessa muodostuu pientä pintavärettä, jossa palauttavana voimana toimii pintajännitys. Näitä aaltoja sanotaan kapillaariaalloiksi, ja niiden aallonpituus alle 2 cm ja periodi alle 0,1 sekuntia.

Kun kapillaariväreily kasvaa, painovoimasta tulee palauttava voima. Pienet aallot ovat aluksi jyrkkiä, mutta alkavat kasvaa pituutta nopeammin kuin korkeutta. Aallokko kasvaa kooltaan tiettyyn kyllästystilaan asti, jossa tuulen syöttämä mekaaninen energia on tasapainossa aallokossa tapahtuvan energian kulutuksen kanssa. Kyllästystila riippuu meren syvyydestä, tuulen nopeudesta ja kestosta sekä tuulen pyyhkäisymatkasta, jolla tarkoitetaan etäisyyttä rannasta tuulen suuntaan.

Meren syvyydellä on myös kvalitatiivinen merkitys, sillä aallokon vaikutussyvyys on puolet aallonpituudesta. Aaltojen pituus vaihtelee kapillaarivireen senteistä noin 100 metriin asti. Kun meri on puolta aallonmittaa syvempi, pohja ei enää vaikuta aallokkoon. Tällöin puhutaan syvän veden aalloista. Matalissa vesissä syvyydellä on myös kvantitatiivinen vaikutus. Aallot jyrkenevät veden madaltuessa ja murtuvat lopulta rannan mataloitessa.

Syvän veden aaltojen teoriaa sovellettaessa pinta-aaltoihin meren syvyydellä ei ole merkitystä ($\lambda < 2H$). Aallon etenemisnopeus riippuu aallonpituudesta:

$$c = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}} \quad (6-29)$$

Aallokko on dispersiivinen eli eripituiset aallot etenevät eri nopeuksin. Pitkät aallot etenevät nopeimmin; ne voivat edetä nopeammin kuin myrskyalue liikkuu.

Itämerellä pinta-aalloilla on omat erityispiirteensä valtameriin nähden. Itämeri on matala, eikä klassista syvän veden aaltojen teoriaa aina voida soveltaa. Erityisesti rantavyöhykkeet ovat matalan veden alueita. Lisäksi Itämeren altaat ovat pienikokoisia, joten pyyhkäisymatkat ovat lyhyitä; samoin tuulitilanteiden kestot ovat usein lyhyitä, joten molemmat edellä mainitut tekijät rajoittavat aallokon kasvua. Vesialtaiden muodot vaikuttavat jossain määrin aallokon muodostumiseen. Ilmakehän rajakerroksen stabiliteetti vaikuttaa tuulen leikkausjännitykseen ja sitä kautta aallokon kehitykseen, toisin sanoen epästabiilissa tilanteessa (vesi on ilmaa lämpimämpää) aallot kasvavat enemmän kuin stabiilissa tehokkaamman mekaanisen energian siirron takia. Syksyllä ja talvella ilman kerrostuneisuus on usein epästabiili, mutta ajanjakson korkeat aallot johtuvat pääasiassa siitä, että kovia tuulia on useammin kuin kesäkautena.

Pyyhkäisymatkan rajoittaman aallokon tutkimisessa käytetään useimmiten Kitaigorodskiin (1962) mallilakia. Tämä on syvän veden malli ja tarkastelee tilannetta, kun tuuli alkaa puhalttaa rannalta tyynelle vesialueelle ja pysyy vakiona (U) niin kauan, että aallokosta tulee pyyhkäisymatkan X rajoittama. Palauttavana voimana on painovoima (g). Tällöin kehittyneen aallokon karakteristiset suhteet voidaan yksinkertaisesti johtaa dimensioanalyysin perusteella (esim. Petersson, 2004). Dimensioton pyyhkäisymatka ja energia ovat

$$\tilde{X} = gX/U^2, \tilde{\epsilon} = \epsilon g^2/U^4 \quad (6-30)$$

missä ϵ on aallokon kokonaisenergia (kuva 6.17a,b). Aallokon oletetaan koostuvan suuresta määrästä erikokoisia aaltoja, jolloin kokonais-

Kuva 6.17. Aallokon kasvu dimensiottomana esityksenä: A) energia pyyhkäisymatkan funktiona, B) huipun kulmataajuus pyyhkäisymatkan funktiona, C) energia huipun taajuuden funktiona. Yhtenäinen viiva on teorian mukainen (Kahma ja Calkoen, 1992), muut symbolit esittävät mittaustietoa Suomenlahdelta (SL), Vanhan-kaupunginlahdelta (Vkl) ja Lyonin lahdelta (GoL). (Piirretty Petterssonin [2004] kuvasta.)

energia voidaan kirjoittaa spektritiheytenä $S(\omega)$, missä ω on aallon taajuus:

$$\varepsilon = \int_0^{\infty} S(\omega) d\omega \quad (6-31)$$

Tämän mallilain mukaan aallokon spektri on jatkuva ja sisältää yhden maksimin eli huipun, jonka taajuutta merkitään symbolilla ω_p , dimensiottomana $\tilde{\omega}_p = \omega_p U / g$. Tällä taajuudella aallokon sisältämä energia on suurin (kuva 6.17C).

Aallokon kehitys ja kyllästystila riippuvat myös veden ja ilman tiheydestä, mutta niitä voidaan tämän ongelman puitteissa pitää vakioina. Ylei-

sessä tapauksessa tiheyksien suhde tulisi dimensiottomana suurena mukaan. Veden suolaisuus ja lämpötila vaikuttavat hieman veden tiheyteen ja viskositeettiin, mutta aallokon kehittymisessä niillä ei juuri ole merkitystä. Kun tuuli tyyntyy, pienet aallot vaimenevat ensin ja aallokko muuttuu mainingiksi.

Aallokko koostuu suuresta määrästä erikokoisia aaltoja, eikä karakteristisen aallonkorkeuden määrittäminen ole aivan selvä asia. Aaltopoijun tuottamasta vedenpinnan korkeuden havaintosarjasta voidaan konstruoida aallonkorkeuden havaintosarja. On osoittautunut, että aallonkorkeuden jakauman korkeimman kolmanneksen

Kuva 6.18. Ylhäällä merkitsevän aallonkorkeuden ja alhaalla moodiaallon jaksonpituuden histogrammi Pohjoisen Gotlannin altaan aaltopojjun havaintojen mukaan 1997–2004. Vasemmalla oleva prosenttiosuus vastaa yksittäisten aallonkorkeuden moodiaallon periodien osuutta, oikealla oleva koko havaintoaineisto kumulatiivista prosenttiosuutta (pisteiviiva), Ntot on havaintojen lukumäärä. (lähde: Merentutkimuslaitos)

keskiarvo vastaa hyvin kokeneiden merenkulkijoiden silmän arvioimaa aallonkorkeutta. Siksi tämä keskiarvo on otettu edustavaksi arvoksi ja sille käytetään nimitystä *merkitsevä aallonkor-*

keus, H_s . Mittauksista merkitsevä aallonkorkeus saadaan arvioitua aallokon spektrin varianssin avulla. Aallokon korkein yksittäinen aalto on kaksinkertainen merkitsevään aallonkorkeuteen

Kuva 6.19. Merkitsevä aallonkorkeus tuulen nopeuden, keston (pisteiviiva) ja pyyhkäisymatkan (yhtenäinen viiva) funktiona. (Piirretty Kahman [1986] kuvasta.)

nähdessä. Kuvasta (6.18) nähdään, että merkitsevä aallonkorkeus Pohjois-Itämeren aaltopöijällä on 90 prosentissa tapauksista alle 2 metriä, eli suurten aallonkorkeudet ovat melko harvinaisia.

Edellä esitetyn aaltoteorian pohjalta on Kahma (1986) kehittänyt aallokkonomogrammin (kuva 6.19). Sen avulla voidaan arvioida merkitsevän aallonkorkeuden kehitystä, kun tuulen nopeus, tuulen kesto ja pyyhkäisymatka tunnetaan. Vaaka-akselilta haetaan tuulen nopeus, ja sitten edetään ylöspäin kunnes joko kesto aika tai pyyhkäisymatka tulee vastaan. Näin tulee automaattisesti samalla määritetyksi, onko tilanteessa rajoittavana tekijänä tuulen kesto aika vai pyyhkäisymatka.

Esimerkki. Tuulen nopeus 10 m/s ja pyyhkäisymatka 100 kilometriä antavat merkitsevän aallonkorkeuden 1,8 metriä. Tähän tarvittava tuulen kesto aika on 9 tuntia. Kun tuuli kesto on ollut neljä tuntia, aallokko on vielä keston rajoittama ja merkitsevä aallonkorkeus on yhden metrin.

Tuulen ajamat aallot muuttuvat rannikon tuntumassa syvän veden aalloista matalan veden aalloiksi. Tällöin aaltojen nopeus hidastuu matalan veden aaltoteorian mukaan $c = (gH)^{1/2}$, ja tapahtuu erilaisia ilmiöitä samaan tapaan kuin optiikassa valon aalto-ominaisuuksien pohjalta:

(i) heijastuminen eli reflektio (tulokulma = lähtökulma), (ii) taittuminen eli refraktio (aalto

taittuu matalaan suuntaan etenemisnopeuden syvyysriippuvuudesta johtuen) sekä (iii) diff-raktio (aallot etenevät esteen taakse kapean raon kautta raon toimiessa uuden aaltoliikkeen keskuksena). Energian säilymisen takia matalaan tultaessa aallonkorkeus ensin hieman laskee ja alkaa sitten kasvaa lopulta murtuen, kun aallonkorkeus/-syvyysuhde on suurempi kuin 0,78.

Pinta-aaltojen vaikutus näkyy erityisesti monivuotisissa levisissä, meillä rakkolevässä. Rannikkomme rakkolevä ei pysty kasvamaan lainkaan niillä rannoilla, joilla on voimakkain aallokko, tai se jää hyvin pieneksi. Hyvinkin lähellä suojaisilla rannoilla rakkolevä voi sitten kasvaa kookkaaksi. Aaltojen vaikutus määrää myös pohjan laadun. Matalilla alueilla muta-, lieju- ja hiekka-pohjia tavataan vain suojaisilla rannoilla. Näillä pohjilla kasvavat muun muassa erilaiset vidat sekä järviruoko.

Itämerelläkin syntyy varsin korkeita aaltoja. Pohjoinen Gotlannin allas on aallokko-oloiltaan Itämeren vaikeimpia. Joulukuun 22. päivänä vuonna 2004 tällä alueella *merkittävä aallonkorkeus* kasvoi Rafael-myrskyn aikana 7,7 metriin (www.fimr.fi). Korkein yksittäinen aalto oli 14 metriä. Yhtä suuri merkittävä aallonkorkeus on Itämerellä mitattu vain kerran aikaisemmin, tammikuussa 1984 Ruotsin rannikolla sijaitsevan Almagrundetin lähistöllä. Suomenlahdella, Helsingin edustalla, mitattiin 15.11.2001 merkittävä aallonkorkeus 5,2 metriä, korkeimman yksittäisen aallon ollessa noin 9 metriä. Sekä itä-että länsituuli voivat Suomenlahdella kasvattaa näin korkeita aaltoja, mutta tätä korkeammaksi ne eivät juuri pääse kasvamaan altaan pitkälaisen muodon takia. Eteläisellä Selkämerellä 1970-luvulla mitattu 5,5 metrin merkittävä aallonkorkeus pitää yhä ykköspaikkaa alueella. Korkein yksittäinen aalto oli tuolloin 10 metriä. Perämerellä korkein mitattu merkittävä aallonkorkeus on 3,1 metriä ja korkein yksittäinen aalto 5,6 metriä.

Nykyiset niin sanotut kolmannen sukupolven aaltomallit perustuvat aallokon energiataseyhtälön ratkaisemiseen (katso esimerkiksi Pettersson 2004):

$$\frac{\partial S(\omega, \theta)}{\partial t} + c_g \cdot \nabla S(\omega, \theta) = G = G_{in} + G_{el} + G_{ds} \quad (6-32)$$

missä $S(\omega, \theta)$ on kaksidimensionaalinen (taajuus-suunta) aaltospektri, ω on aaltokomponentin kulmataajuus ja θ on aaltokomponentin suunta, c_g on aaltojen ryhmänopeus ja G on lähdetermi, joka koostuu aaltokomponenttien epälineaarisista vuorovaikutuksista G_{el} , tuulen aiheuttamasta kasvusta G_{in} ja energian häviöstä (lähinnä aaltojen murtumisesta) G_{ds} . Näistä lähdetermeistä vain ensimmäinen on ratkaistavissa, muut ovat vähemmän tunnettuja. Energiataseyhtälö pätee syvässä vedessä, mutta matalassa vedessä, jossa pohjan vaikutus korostuu, yhtälö vaatisi modifiointia.

Aaltoennustusmenetelmiä käytetään Itämerellä niin merenkulussa kuin väylien ja satamien suunnittelussakin ja ne ovat aaltotutkimuksen eräs tärkeä sovellus. Itämerellä on monia erityistekijöitä, jotka asettavat malleille suuria vaatimuksia. Näitä ovat muun muassa Itämeren koko, muoto ja varsinkin Suomenlahden kapeus. Talvella myös jään ulottuvuus vaikuttaa aallokkoon. Malleilla lasketaan lisäksi aallokko-oloja esimerkiksi onnettomuustutkintaa varten tai aaltotilastoja väylä- ja satamasuunnittelua varten. Merentutkimuslaitoksella tehdään ennusteita operatiivisesti neljästi vuorokaudessa ja ne päivittyvät automaattisesti Itämeri Nyt -verkkosivuille. Tarkimmat ennusteet pohjautuvat WAM-aaltomalliin (niin sanottu kolmannen sukupolven malli), joka saa meteorologisen pakotteen Ilmatieteen laitoksen HIRLAM-mallista.

Kuva 6.20. A) Sisäisten aaltojen aiheuttamia konvergenssivöitä meren pinnassa ERS-1 SAR-tutkakuvassa (Herlevi ja Leppäranta 1994). Kuvan leveys on 30 km. B) Lämpötilojen tasa-arvokäyriä 16 vuorokauden ajalta heinä-elokuussa 1978 Selkämerellä. (Piiirretty Aleniuksen [1985] kuvasta.)

6.5.6 Sisäiset aallot

Kun vesipatsaassa on päällekkäin eri tiheyksiä omaavia kerroksia, saattaa kerrosten välipintoihin syntyä sisäisiä aaltoja. Palauttavana voimana on nettopainovoima eli painovoiman ja nosteen erotus. Vesirungon stabiliteetti eli tiheyskerrostuneisuus on keskeinen sisäisten aaltojen tausta-

tekijä. Sisäiset aallot eivät vaadi suuria energioita, koska tiheyserot vesirungon sisällä ovat pieniä. Siten sisäisten aaltojen amplitudi voi olla kertaluokkaa suurempi kuin tuulen generoimassa pinta-aallokossa.

Sisäiset aallot eivät pinnassa tunnu vedenkorkeuden muutoksina. Sen sijaan aaltoihin liittyvä vesipartikkelien liike ulottuu pintaan, mikä luo

sisäisten aaltojen harjojen kohdille konvergensivöitä. Näitä vöitä voidaan havaita esim. materian kulkeutumisen takia pinnalla. On kuitenkin muistettava, etteivät kaikki tällaiset vöyt liity sisäisiin aaltoihin; havainnon varma tulkinta edellyttää tarkempaa analyysia (kuva 6.20A).

Vapaa sisäinen aalto on sellainen, jota ei jatkuvasti ylläpidä mikään ulkoinen voima. Kun nestepartikkelien tasapainotila tulee häiriityksi ulkoisten voimien vaikutuksesta, kerrostuneessa nesteessä syntyy sisäisiä aaltoja (Mälkki ja Tam-salu 1985). Tällaisia voimia ovat ilmapaine-fluktuaatiot, tuuli, sateet, vuorovaikutukset pinta-aaltojen ja toisten sisäisten aaltojen kanssa, sekoittuneen yläkerroksen epästabiilisuus, Ekman-virtauksiin liittyvä konvergenssi tai divergenssi, vedenkorkeusvaihtelut sekä virtaukset epätasaisen pohjan yli. Myös merieläimet ja laivat voivat synnyttää sisäisiä aaltoja (Alenius 1985). Itämeressä kerrostuneisuus on stabiili, joten edellä mainitut mekanismit aiheuttavat sisäisiä aaltoja varsin yleisesti ja niitä voidaan havaita lähes kaikissa hydrodynaamisten suureiden mitatuissa vertikaaliprofileissa. Sisäisissä aalloissa palauttava voimana toimii painovoima, ja koska sisäiset tiheyserot ovat pieniä veden ja ilman tiheyseroon verrattuna, sisäisten aaltojen amplitudi voi helposti kasvaa (kuva 6.20B). Sisäisiä aaltoja vaimentavat veden viskositeetti, turbulenssi, tiheyskerrostuneisuuden hienorakenne, aaltojen murtuminen, aaltojen väliset vuorovaikutukset ja aaltojen absorboituminen pohjaan.

Sisäisten aaltojen taajuus on Coriolis-taajuuden f ja Brunt–Väisälä-taajuuden $N = (-g/\rho \partial\rho/\partial z)^{1/2}$ välillä: $f < \omega < N$. Täten aaltojen periodit ulottuvat muutamasta minuutista aina puoleen vuorokauteen asti. Mittausten mukaan virtausnopeuksien fluktuaatioita sekä isotermien siirtymiä on havaittu näissä aikaskaaloissa. Tyypillisesti periodit ovat esim. Kielin lahdella 1–30 minuuttia, Suomenlahdella, Arkonan altaalla ja Darssin kynnyksellä on havaittu 5–6 tunnin jaksoja. Sisäisten aaltojen aiheuttamat suolaisuuden

ja lämpötilan muutokset voivat olla huomattavia (Kuva 6.20B). Aleniuksen (1985) mukaan amplitudit näyttävät olevan metrin luokkaa aalloille, joiden periodi on yli 2 tuntia. Suurimmat muutokset havaitaan pyknokliinin tienoilla, jossa Väisälä-taajuus saavuttaa maksimi-arvonsa. Kun etäisyys pyknokliinista kasvaa pohjaan tai pintaan päin mennessä, sisäisten aaltojen aiheuttamat muutokset hydrografiaan pienenevät. Mikäli kerrostuneisuudessa esiintyy sekä termokliini että halokliini havaitaan vastaavasti kaksi sisäisten aaltojen aiheuttamaa amplitudia.

Sisäisten aaltojen merkitystä voidaan toisaalta pohtia energian pystysuuntaisen siirron kannalta. Meren hyvin sekoittuneessa pintakerroksessa turbulenssi on jatkuvaa, koska kerros on jatkuvassa vuorovaikutuksessa ilmakehän kanssa. Sen sijaan pyknokliinin alapuolella turbulenssi on luonteeltaan ajoittaista. Kaikkein todennäköisimmin juuri sisäiset aallot ovat pyknokliinin alapuolisen turbulenssin selittävä tekijä. Sisäiset aallot aiheuttavatkin muutoksia lämpövöiden, suolaisuuden ja energian jakaumiin.

Itämeressä esiintyy varsin monenlaisia sisäisiä aaltoja, koska pakotetekijät ja pohjan muodot vaihtelevat. Ilmeisesti epälineaariset sisäiset aallot ovat fysikaalisesti tärkeimpiä, koska juuri ne aiheuttavat hydrodynaamisten suureiden jakaumissa muutoksia.

Epälineaaristen, dispersiivisten sisäisten aaltojen kuvauksessa käytetään usein Korteweg–de Vries -yhtälöä, joka perustuu perturbaatioteoriaan. Yhtälö pätee pitkille aalloille. Siinä oletetaan, että $H/\lambda \ll 1$ ja $a/H \ll 1$, missä H on veden syvyys, λ on tyypillinen sisäisen aallon aallonpituus ja a on tyypillinen aallon amplitudi. Kerrostuneen meren yhtälö voidaan kirjoittaa muodossa:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + c \frac{\partial \eta}{\partial x} + \alpha \eta \frac{\partial \eta}{\partial x} + \beta \frac{\partial^3 \eta}{\partial x^3} = 0 \quad (6-33)$$

missä $\eta(x,t)$ on termokliinin syvyyden vaihtelu, α , β ja c ovat parametrit, jotka kuvaavat epälineaarisuutta, dispersioita ja pitkien sisäisten aaltojen vaihenopeutta. Näiden parametrien arvot määritetään tiheyden pystyjakauman perusteella käyttäen niin sanottua Boussinesq-oletusta.

Pitkien sisäisten aaltojen vaihenopeus c ja pyknokliinin pystyjakauman muutokset saadaan seuraavan yhtälön avulla (perustuu reuna-arvo-ongelman ominaisarvon ratkaisuun)

$$\frac{d^2}{dz^2} \phi + \frac{N^2(z)}{c^2} \phi = 0, \quad \phi(-H) = \phi(0) = 0 \quad (6-34)$$

Valtamerillä tehtyjen tutkimusten mukaan dispersion ja pitkien aaltojen vaihenopeutta kuvaavien lineaaristen parametrien (β, c) muutoksiin vaikuttavat syvyyden muutokset, ja epälineaarisuutta kuvaavan parametrin α muutoksiin vaikuttaa eniten kerrostuneisuus.

Kuvassa 6.21 on esitetty Brunt–Väisälä-taajuuden pystyjakaumia perustuen lämpötila- ja suolaisuusprofileihin. Suurimmat arvot $0,05 \text{ s}^{-1}$ (jaksonpituus 2,1 min.) löytyvät pyknokliinin läheisyydestä, kun taas pintakerroksessa (60 metrin yläpuolella) taajuus on $0,004 \text{ s}^{-1}$ (jaksonpituus 26,2 min.). Matalimmilla alueilla havaitaan minimiarvot $0,0012 \text{ s}^{-1}$ (jaksonpituus 87,3 min.).

Kuva 6.21. Brunt–Väisälä-taajuuden N jakauma Gotlannin syvänteen lämpötila- ja suolaisuusprofileihin perustuen. (Piiirretty Koutsin [1999] kuvasta.)

7. Itämeren jääolot

7.1 Itämeren jäätyminen

Itämeri kuuluu pohjoisten jäätyvien merten reu-navyöhykkeeseen, jossa ilmastolliset vaihtelut tuntuvat jääoloissa voimakkaasti. Jääpeite on yksi Itämeren keskeisistä fysikaalisista piirteistä ja sillä on merkitystä myös koko Pohjois-Euroopan ilmastosysteemissä. Jäätä muodostuu joka vuosi. Se puskuroi pintaveden lämpötilan jääty-mispisteeseen ja sen vaikutus meren suolaisuuteen näkyy erityisesti keväällä sulamiskautena pintaveden makeutumisenä. Jää muuntaa meren ja ilmakehän välistä kytkentää eristäen merta kylmästä talvi-ilmasta, varastoiden sadannan ja ilmakehän laskeuman itseensä talven ajaksi sekä muokaten tuulienergian siirtymistä veteen. Itämerellä jääpeite on ollut myös merkittävä yhteiskunnallinen tekijä. 1800-luvun lopulle asti jään saarto eristi maamme muusta Euroopasta useaksi kuukaudeksi vuosittain.

Itämeren vesi jäähtyy syksyllä, kun auringon voima vähenee ja säteilytase kääntyy negatiiviseksi. Lisäksi kylmiä ilmamassoja ajautuu idästä ja pohjoisesta Itämeren ylle nopeuttaen meren jäähtymistä. Jäätalvi alkaa normaalivuosina lokakuun lopulla Kemin–Tornion edustalla. Jäätyminen etenee rannikkoa pitkin nopeasti etelään, kun taas altain keskialueet jäätyvät hitaasti niiden suuren lämpövaraston takia. Perämeri jäätyy kauttaaltaan keskimäärin tammikuussa ja Suomenlahti ja Selkämeri kuukautta myöhemmin. Perämeren lukuun ottamatta ulapat eivät leutoina talvina jäädy lainkaan. Normaalitalvina jään

Kuva 7.0. Professori Risto Jurva (1888–1953) oli Itämeren jäätutkimuksen pioneeri. Hän oli mukana jääpalvelutoiminnan suunnittelussa ja käynnistyksessä sekä kehitti kartografisen menetelmän, jossa jäätalven kulkua kuvataan ajasta riippumattomien vaiheiden mukaan. Hän kirjoitti laajalti jääolojen pitkäaikaisista muutoksista ja konstruoi Itämeren jääpeitteen laajuudesta vuonna 1720 alkavan aikasarjan, joka kuuluu tunnetuimpiin Itämeren aikasarjoihin. (Merentutkimuslaitoksen kuva-arkisto)

raja kulkee ulkomerellä Tallinna–Tukholma linjalla, ja jäättilanne on laajimmillaan 15.2.–15.3. välisenä aikana. Sulaminen käynnistyy etelässä jo maaliskuun alussa, kun jäät vahvistuvat vielä pohjoisessa. Viimeiset jäälaumat sulavat Perämereltä yleensä touko–kesäkuun vaihteessa.

Itämeren murtoveden jäätymisspiste T_f on hie-man nollan alapuolella ja maksimitiheyden lämpötila sitä paljon korkeampi vaikkakin alempi kuin 4 °C (katso luku 4). Yhden promillen lisäys

suolaisuuteen alentaa jäätymispistettä $0,055\text{ }^{\circ}\text{C}$ ja maksimitiheyden lämpötilaa (T_D) $0,215\text{ }^{\circ}\text{C}$. Kun $S = 6\text{ ‰}$, on siis $T_f = -0,33\text{ }^{\circ}\text{C}$ ja $T_D = 2,7\text{ }^{\circ}\text{C}$. Teoriassa suolaisuudeltaan homogeeninen murtovesiallas käyttäytyisi kuin makeavetinen järvi siinä suhteessa, että syyskierto jatkuu kunnes vesi on jäähtynyt tiheysmaksimin lämpötilaan, ja siitä edelleen jäähtyessään pintakerros stabiloituu. Tällaisessa tapauksessa suolaisuuden aiheuttama maksimitiheyden lämpötilan ja jäätymispisteen aleneminen viivästyttäisivät jäätymistä muutamia päiviä. Syksyllä vesi jäähtyy keskimäärin noin $5\text{ }^{\circ}\text{C/kk}$. Jos suolaisuus on 6 ‰ , makeaan veteen verrattuna jäätymispiste tulee vastaan 2 vuorokautta myöhemmin ja pintavesi on ”jäätymiskypsä” eli jäähtymisessä stabiloituva 8 vuorokautta myöhemmin, mutta aika tästä jäätymiseen on lyhyempi kuin järvissä.

Itämeren vesirungossa syksyiseen jäähtymiseen liittyvä vertikaalikierto ulottuu vain halokliiniin asti. Usein esiintyvät voimakkaat tuulet sekoittavat pintavettä tehokkaasti, minkä takia ohutta stabiilia pintakerrosta ei muodostu kuten suojaisilla järvillä, ja veden jäätyessä yleensä lähes koko peitekerros on lähellä jäätymispistettä. Näin ollen tiheysmaksimin lämpötilan aleneminen ei suojaisia rannikko- ja saaristoalueita lukuun ottamatta vaikuta jäätymisen ajankohtaan. Itämeren jäätymisen syyt ovat peitekerroksen suhteellisen pienen tilavuus ja lämpövarasto, voimakas halokliini sekä vähäinen lämmönsyöttö Pohjanmereltä.

Jääpeitteen suurin vuotuinen laajuus on keskimäärin 45 ‰ Itämeren pinta-alasta, vaihteluväli on $10\text{--}100\text{ ‰}$ (kuva 7.1). Jäätälven pituus on $5\text{--}7\text{ kk}$ Kemissä ja $0\text{--}4\text{ kk}$ Utössä. Jääpeite on rannikolla ja saaristossa *kiintojää*tä ja muualla *ajojää*tä (kuva 7.2). Kiintojää on ehyttä ja tasaista, ja se pysyy vakaana alku- ja lopputalvea lukuun ottamatta. Keskimäärin kiintojään reuna asettuu 10 metrin syvyyskäyrän tuntumaan. Jäätyamisen, jään kasvun ja sulamisen klimatologia seuraavat ilman lämpötilan kulkua melko

hyvin, ja kiintojää kasvaa ja sulaa samaan tapaan kuin järviemme jääpeite. Sen suurin vuotuinen paksuus on Kemissä ollut $50\text{--}110\text{ cm}$, ja ennätys on mitattu vuonna 1985 Tornion edustalla, 122 cm .

Kiintojään ulkopuolella on ajojää, joka ajellehtii tuulten ja virtausten vaikutuksesta. Liike johtaa jääpeitteen rikkoutumiseen ja siten avovesialueiden muodostumiseen sekä jään kasautumiseen ja erilaisten jäätyyppien muodostukseen. Tärkein näistä tyypeistä on ahtojää, jääteleistä rakentuvat röykkiöt, joissa parhaimmillaan jäätä on kasautunut 30 metrin paksuudelta. Kaiken kaikkiaan ajojäkentissä on ahtojää 10–50 % kokonaistilavuudesta. Ajojään kulkeutuminen siirtää jäätä ja siihen varastoitunutta makeata vettä ja kylmää pitkiäkin matkoja. Myös jäähän varastoitunutta sedimenttiä siirtyy tällä tavalla tehokkaasti merialueilta toisille.

7.2 Jään rakenne ja ominaisuudet

7.2.1 Jään kiderakenne

Merijään kiteistä puhuttaessa tarkoitetaan makrokiteitä, jotka koostuvat erillisistä päällekkäin asettautuneista kidelevyelementistä. Ne ovat kooltaan kuin järvien jääkiteet, mutta hienorakenteellisia eroja on: merijään (makro)kiteiden pinnat ovat rosioisia, ja niiden sisällä levyelementtien välissä on suolaliuostaskuja (kuva 7.3). Merijään tärkeimmät epäpuhtaudet ovat suola ja kaasukuplat. Edellisen merkitys on suuri ja sitä käsitellään seuraavassa kohdassa. Kaasukuplien suhteellinen tilavuus on suuruusluokkaa $v_a \sim 1\text{ ‰}$. Puhtaan jään tiheys on $\rho_{i0} = 917\text{ kg/m}^3$ lämpötilassa $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Suolaisuus ja lämpötila vaikuttavat hieman merijään tiheyteen, mutta suurin vaikutus on kaasukuplilla, jotka pienentävät sitä:

$$\rho_i \approx (1 - v_a) \rho_{i0} \quad (7-1)$$

Kuva 7.1. Jäätymissen vuotuinen todennäköisyys Itämerellä. (SMHI ja Merentutkimuslaitos 1982)

Tiheysmittausten avulla voidaan siis arvioida kaasukuplien tilavuutta.

Jäätä syntyy Itämerellä kolmen eri mekanismin avulla. Tavallisesti muodostuu niin sanottua *kongelaattijäätä* jääkiteiden kasvaessa jään alapinnasta veteen. Nämä kiteet ovat rakenteeltaan pylväsmäisiä, halkaisijaltaan 0,5–5 cm ja pituudeltaan jopa 5–50 cm. *Suppojäätä* muodostuu avopaikoissa, erityisesti ulkomerellä. Suppojää-

kiteet ovat pieniä (suuruusluokaltaan 1 mm), ne kulkevat vapaasti virtausten mukana ja tarttuvat myöhemmin ehyen jääpeitteen alapintaan tai jäätyvät yhteen hyhmänä. Matalissa vesissä, kun halokliinia ei ole, suppoa kiinnittyy myös meren pohjaan ja kasvillisuuteen. Supon määrästä ei Itämereltä ole paljon havaintoihin perustuvaa tietoa, mutta sitä tiedetään esiintyvän.

Kuva 7.2. Itämeren jääkartta 20.3.2006. (Merentutkimuslaitos)

Kuva 7.3. Jääkiteitä Itämeren jäässä (vas.) ja makeavetisessä järvijäässä (oik.). Yläosassa on kohvajäätä ja alempana pylväskiteistä jäätä. Ylhäällä cm-asteikko. (Toshiyuki Kawamura)

Kohvajäätä muodostuu jäällä olevasta sohjosta, jota on syntynyt lumesta ja jäälle nousseesta merivedestä, sadevedestä tai sulamisvedestä. Ensimmäinen tapaus on merkittävin; se voi toteutua, kun lumi on painanut jään kokonaan vedenpinnan alle, eli

$$\frac{h_s}{h_i} > \frac{\rho - \rho_i}{\rho_s} \quad (7-2)$$

missä h_s ja h_i ovat lumen ja jään paksuudet sekä ρ_s ja ρ_i ovat lumen ja jään tiheydet. Koska $(\rho - \rho_i)/\rho_s \approx 1/3$, lumen paksuuden täytyy olla vähintään kolmasosa jään paksuudesta, jotta jäälle voisi nousta merivettä. Kohvajäätä on Itämeren jääpeitteessä 10–50 %. Kiteet ovat pieniä, yleensä

kooltaan 1–5 mm (kuva 7.3). Kohvajään kasvua mitataan kohvatikulla, joka asetetaan jäähän pian jäätymisen jälkeen ja josta voidaan seurata ylöspäin suuntautuvaa kasvua (Palosuo 1965). Yleensä kohvajää näkyy jäänäytteessä sameana yläkerroksena johtuen valon sironnasta siinä olevista ilmakuplista.

Rannikon ja saariston kiintojääpeitteen jää on yleensä kaksikerroksista. Päällä on kohvajäätä ja alla kongelaattijäätä. Keskimääräinen jään paksuus kasvaa mentäessä pohjoiseen ja itään päin (taulukko 7.1), sillä talvi-ilmaستo kylmenee näihin suuntiin. Jään paksuuden hajonta on suurinta etelässä, eikä jäätä esiinny siellä lainkaan lauhkeimpina talvina.

Taulukko 7.1. Suurin vuotuinen jään paksuus (cm) Suomen rannikolla 1961–1990. (Seinä ja Peltola 1991)

	Min	Kes- kiar- vo	Max	Ha- jonta	n
Kemi	58	76	111	11	30
Valassaaret	18	51	80	16	25
Kumlinge	0	37	75	19	17
Utö	0	21	69	22	19
Kotka	16	50	90	18	26

7.2.2 Jään suolaisuus

Kun suolainen vesi jäätyy, jää kiteytyy vain vesimolekyyleistä, toisin sanoen jäätyminen erottaa veden siihen liuenneista aineista. Erottelu ei kuitenkaan ole täydellinen ja merijään sisään koteloituu suoloja. Itämeren murtovesi käyttäytyy tässä suhteessa kuten normaali merivesi. Jään sisään muodostuvat suolaliuostaskut tarjoavat myös kasvuympäristön jääleville.

Suolaisen veden jäätyessä jään ja veden rajapinta muodostuu solukkoiseksi. Kun jää siitä kasvaa, jääkidehilaan tulee vain vesimolekyylejä, mutta kide-elementtien väliin jää suolaliuosta. Näistä solukoista umpeutuu sitten jään kasvaessa suolaliuostaskuja. Kylmässä jäässä on lisäksi suolakiteitä, sillä eri suolat kiteytyvät omilla lämpötiloissaan eli niiden eutektisissa pisteissä. Tärkein suoloista on natriumkloridi, jonka eutektinen piste on $-22,9\text{ }^{\circ}\text{C}$; sitä ennen kiteytyy natriumsulfaatti ($-8,2\text{ }^{\circ}\text{C}$). Itämerellä tehtyjen tutkimusten mukaan solukkoisen kasvu käynnistyy, jos veden suolaisuus on suurempi kuin noin 1,5 %. Suomen järvissä jään ja veden rajapinta on tasainen, ja vain vähän epäpuhtauksia siirtyy vedestä jäähän.

Itämerellä uuden jään suolaisuus on $S_i = \kappa S$, $\kappa \approx 0,25\text{--}0,4$, toisin sanoen Itämeren uusi jää on suolaisuudeltaan 1–3 %. Sydäntalven aikana jään suolaisuus hieman laskee, kun suolaliuosta valuu mereen, mutta kerroin κ pysyy tasolla

0,2–0,3 sulamiskauden alkuun asti. Sulamisvaiheessa suolaonkalot huuhtoutuvat tehokkaasti ja jäältä tulee melkein suolatonta (suolaisuus on suuruusluokaltaan enää 0,1 ‰). Samalla jäässä eläneet levät ja muut eliöt joutuvat veteen. Tätä niin sanottua siemenvaikutusta on tutkittu jonkin verran Itämeressäkin. Näyttää siltä, että eräät jään levälajit voivat ryhtyä kasvamaan vedessä muodostaen osan kevätukunnasta.

Merijäätä on siis tarkasteltava monikomponenttisenä materiana, ja sen koostumus muuttuu lämpötilan mukana. Suola on jäässä pääasiassa liuoksena ja suolaliuos on aina termodynaamisessa tasapainossa ympäristönsä kanssa niin, että sen suolaisuus vastaa jäätympisteen lämpötilaa $S_b = S_b(T)$. Jään jäähtyessä suolaliuos väkevytyy ja taskut pienenevät, jään lämmitessä muutos on päinvastainen. Suolaliuoksen suhteellinen ti-lavuus v_b on likimain

$$v_b = \frac{\rho_i S_i}{\rho_b S_b} \quad (7-3)$$

missä $\rho_b \approx 1 + 0,8 \cdot S_b$ on suolaliuoksen tiheys ja S_b sen suolaisuus. Jos jää on kylmempää kuin $-22,9\text{ }^{\circ}\text{C}$, kaavaan tulee suolakiteiden aiheuttama korjaus. Suolaliuoksen suolaisuus ja suolakiteiden määrä lämpötilan funktiona on luettavissa merijään faasidiagrammista (kuva 7.4).

Suolaisuuden takia merijää poikkeaa ominaisuuksiltaan hieman makean veden jäältä. Merkittäväntä ero on sähköisissä ominaisuuksissa ja jään lujuudessa. Sähköisillä ominaisuuksilla ei sinänsä ole suurta merkitystä, mutta niiden kautta saadaan epäsuorasti tietoa muista ominaisuuksista. Esimerkiksi mikroaaltojen sion-takerroin riippuu jään dielektrisyysvakiosta ja suolaisuuden vaikutus tuntuu sitä kautta jäältä tehdyissä tutkahavainnoissa. Suolataskut tekevät merijään huokoiseksi ja siksi Itämeren jään murtolujuus on heikompi kuin makean veden jään. Suolataskut vaikuttavat kuormituspintoihin eli kovaa, murrettavaa pintaa on suolataskujen takia vähemmän.

Kuvia 7.4. Merijään faasidiagrammi, joka kuvaa jään, suolakiteiden ja suolaliuoksen massaosuuksia lämpötilan funktiona. Kemialliset symbolit kuvaavat eri suolojen kiteytymisiä suolaliuoksesta. (Piirretty Assurin [1958] mukaan.)

Lämpötilouden osalta merijää eroaa kvalitaatiivisesti makean veden jästä. Jään lämpötilan muuttuessa suolataskujen suolaisuus muuttuu, ja sen takia myös suolataskujen tilavuus muuttuu. Näin suolataskujen dynamiikka kasvattaa merijään ominaislämpöä, erityisesti kun jään lämpötila on lähellä nollaa. Lisäksi lämpö siirtyy sekä jäätä että suolataskuja pitkin, joten merijään lämmönjohtavuus eroaa hieman makean veden jään lämmönjohtavuudesta. Tehtäessä laskelmia jään paksuuden kehityksestä voidaan lämpötiloittelullisia ominaisuuksia pitää vakioina yksinkertaisissa malleissa.

Merijään muodostuminen ja sulaminen vaikuttavat suolataseeseen ja sitä kautta pintakerroksen stabiliteettiin. Kasvava jää hylkii suolaa pintaveteen, mikä nostaa veden tiheyttä ja heikentää pintakerroksen stabiliteettia. Intensiivi-

nenkään jään tuotanto ei Itämerellä kasvata suolaisuutta niin paljon, että se käynnistäisi pohjaan asti ulottuvan vertikaalisen täyskierron.

Merijäessä tavattava elämä perustuu suolaliuostaskuihin. Jään muodostuessa suolaliuostaskuihin konsentroituu suolan lisäksi ravinteita ja muita liuenneita aineita. Tilanteissa, joissa valo tunkeutuu jäähän, suolaliuostaskuissa on edellytykset levien kasvuille. Merijään sisässä elävät levät ovat sopeutuneet hyvinkin alhaisiin lämpötiloihin ja korkeaan suolaisuuteen. Ne selviävät pitkistäkin valottomista jaksoista. Itämeren jäältä löydetty levät ovat pitkälti samoja kuin napamerten merijäessä elävät levät. Ne lienevät kulkeutuneet Itämereen jääkausien aikana pohjoisesta.

Merijäessä elävät levät kykenevät kasvamaan jään sisäisissä suolaliuostaskuissa. Niiden ongel-

ma on päästä suljettuihin kanaviin. Tämän täytyy tapahtua merijään muodostumisvaiheessa. Mekanismia ei tunneta tarkasti, mutta ilmeisesti muodostuvat jääkiteet keräävät vedessä kelluvia soluja tai ne joutuvat kehittyviin pieniin lautasjään lautoihin veden huuhtoessa niitä. Kerääntymismekanismi on joka tapauksessa niin tehokas ja jäässä elämään pystyvien lajien soluja niin paljon, että Itämerenkin merijäässä on runsaasti aktiivisia leviä. Niiden kasvua rajoittaa lähinnä valon määrä, mutta aktiivisimman kasvun vaiheessa myös suolaliuostaskujen ravinteet kuluvat loppuun. Suolaliuostaskut ovat pieniä (halkaisija 0,1–1 mm, pituutta voi olla useita senttimetrejä), ja tämä rajoittaa jäähän kehittyvän biomassan määrää. Mikään tätä suurempi eläin ei pysty elämään jään sisällä. Suolavesitaskuihin muodostuukin yksinkertainen ravintoverkko, jossa levät tuottavat eloperäistä ainesta bakteereille ja alkueläimille.

Merijään aktiivisin kerros on jään alapinnalla. Sinne muodostuu hauras, huokoinen jääkidekerros [englanniksi *skeletal layer*], jonka levät saattavat värjätä ruskeanvihreäksi. Tämän kerroksen levät saavat ravinteita jään alapuolisesta vedestä, mutta niiden kasvua rajoittaa suurimman osan talvea valon puute. Jäätä peittävän lumikerroksen paksuudella onkin suuri merkitys jäässä syntyvän biomassan muodostumisessa.

Jään sulaminen tuo makeata vettä pintakerrokseen, mikä vahvistaa veden stabiliteettia. Toisaalta keväisessä pintakerroksessa, jossa jää on juuri sulanut, pintaveden lämpeneminen aiheuttaa vertikaalista kiertoa kunnes maksimitiheyden lämpötila on saavutettu. Keskisellä ja eteläisellä Itämerellä, missä jäätä ei joka vuosi ole, talvinen pintalämpötila voi pysyä maksimitiheyden lämpötilan yläpuolella ja siten termokliinin muodostuminen voi alkaa heti alkukevästä, jolloin ravinteet jäävät todellakin aivan pinnan lähelle. Kevään stabiili pintakerros on biologisen tuotannon kannalta edullinen, sillä silloin kasviplankton voi pysytellä suhteellisen ohuessa pintakerroksessa, missä auringonvaloa on runsaasti saatavilla.

7.3 Jään kasvu ja sulaminen

7.3.1 Jään paksuuskasvu

Termodynaamisesti Itämeren jää kasvaa suolaisuuden vaikutusta lukuun ottamatta kuten järvi- ja jokijää. Yksityiskohdissa on eroja kuten jään alapinnan rakenteessa, mutta jään paksuuden kehityksessä erot ovat pieniä. Kasvunopeus on alku- ja keskitalvena suuruusluokaltaan 1 cm/vrk (taulukko 7.2). Jää kasvaa alapinnasta, kun uutta jäätä kiteytyy suoraan kongelaattijääksi pylväskiteiseen muotoon tai suppojäättä kiinnittyy jään pohjaan. Jään yläpintaan voi sen sijaan kasvaa kohvajäättä.

Taulukko 7.2. Jään ja lumen paksuus (keskiarvo $\pm$ hajonta) jaksolta 1961–1990 Kemissä (65°41'N 24°31'E) ja Utöissä (59°47'N 21°22'E). Yksikkönä on cm. Mittausaineisto on Merentutkimuslaitokselta (1961, 1962, 1964, 1965, 1966, 1971, 1978, 1982), Kalliosaari ja Seinä (1987) ja Seinä ja Kalliosaari (1991). x = ei voida arvioida. Kun jäävuosia on 30, jäätä on silloin ollut joka vuosi.

Kemi	Jään paksuus	Lumi	Jäävuosia
1.11.	3,0 $\pm$ x	0,0 $\pm$ x	1
11.11	9,0 $\pm$ 6,3	0,0 $\pm$ 0,0	5
21.11	13,0 $\pm$ 8,3	1,3 $\pm$ 3,4	13
1.12	17,0 $\pm$ 8,9	3,7 $\pm$ 7,6	23
11.12	23,0 $\pm$ 8,8	4,2 $\pm$ 7,5	27
21.12	30,6 $\pm$ 8,8	5,9 $\pm$ 7,0	30
1.1.	39,3 $\pm$ 8,2	8,7 $\pm$ 8,0	30
11.1.	45,8 $\pm$ 9,2	12,7 $\pm$ 8,1	30
21.1.	51,5 $\pm$ 9,6	16,1 $\pm$ 9,2	30
1.2.	57,0 $\pm$ 10,6	19,5 $\pm$ 9,7	30
11.2.	60,9 $\pm$ 10,5	21,9 $\pm$ 10,1	30
21.2.	64,0 $\pm$ 10,5	24,8 $\pm$ 9,8	30
1.3.	66,5 $\pm$ 11,2	25,9 $\pm$ 10,5	30
11.3.	68,3 $\pm$ 11,0	26,2 $\pm$ 10,7	30
21.3.	69,9 $\pm$ 11,1	26,2 $\pm$ 11,7	30
1.4.	71,5 $\pm$ 10,1	23,6 $\pm$ 12,8	30
11.4.	72,0 $\pm$ 10,6	16,3 $\pm$ 10,4	30
21.4.	69,4 $\pm$ 13,1	7,2 $\pm$ 7,7	30
1.5.	59,0 $\pm$ 18,0	4,4 $\pm$ 10,4	28
11.5.	51,4 $\pm$ 13,1	2,9 $\pm$ 6,1	14
21.5.	40,0 $\pm$ x	0,0 $\pm$ x	1

Utö	Jään paksuus	Lumi	Jää- vuosia
1.1.	$x \pm x$	$x \pm x$	1
11.11.	$11,5 \pm 9,2$	$0,5 \pm 0,7$	4
21.11.	$22,7 \pm 15,2$	$2,3 \pm 1,5$	6
1.2.	$22,4 \pm 12,4$	$4,6 \pm 2,9$	8
11.2.	$23,4 \pm 15,9$	$2,4 \pm 2,6$	14
21.2.	$30,1 \pm 15,6$	$5,0 \pm 5,4$	15
1.3.	$28,4 \pm 18,0$	$4,1 \pm 4,9$	17
11.3.	$30,4 \pm 17,9$	$5,0 \pm 5,7$	18
21.3.	$37,6 \pm 17,2$	$6,4 \pm 4,7$	16
1.4.	$34,8 \pm 16,4$	$4,3 \pm 5,9$	15
11.4.	$33,2 \pm 16,6$	$2,2 \pm 2,3$	8
21.4.	$31,2 \pm 12,7$	$0,4 \pm 0,9$	5
1.5.	$28,0 \pm x$	$0,0 \pm x$	1

Jään kiteytymisen päästyä käyntiin muodostuu ensijään kerros, varhaisin jääpeitteen kerros. Sen jähmettyessä yhtenäiseksi jääpeitteeksi alkupaksuus on tyynen veden tilanteessa suuruusluokkaa 1 mm. Voimakkaan turbulenssin vallitessa jääkiteet muodostavat ensin höllyvää suppoa ja jähmettyessään ehyeksi jääkanneksi tämän paksuus on jo 5–10 cm. Jää kasvaa sitten alapinnastaan veteen ja yläpinnastaan lumisohjioon tai sade- tai sulaveteen.

Jään termodynaaminen paksuuntuminen on klassinen geofysiikan ongelma, johon on olemassa likimääräisiä analyyttisiä ratkaisuja. Jäätymisessä vapautuva lämpö siirtyy johtumalla jään ja lumen läpi ilmakehään. Mitä paksumpaa jää on, sitä hitaampaa on johtuminen, eli kasvaessaan jää eristää itsensä. Sulamisvaiheessa jäähän siirtyy lämpöä auringosta, ilmasta tai vedestä. Ainoastaan auringonsäteily sulattaa jäätä sisältä. Ilman ja jään sekä veden ja jään välinen lämmönvaihto sulattaa jäätä vain ylä- ja alapinnalta.

Lämmönjohtuminen jään läpi noudattaa Fourierin lakia

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho_i c_i T) = \frac{\partial}{\partial z} \left(\kappa_i \frac{\partial T}{\partial z} \right) - I \quad (7-4a)$$

missä c_i on jään ominaislämpö, κ_i on jään lämmönjohtokyky, ja I on jäähän tunkeutuva auringonsäteily. Reunaehdot tulevat lämpövuon

jatkuvuudesta ja reunojen paikanmuutoksista jään kasvaessa ja sulaessa:

$$\text{Yläpinta: } \kappa_i \frac{\partial T}{\partial z} = Q_n + Q_\pi \quad (7-4b)$$

$$\text{Pohja: } T = T_f, \rho_i L \frac{dh}{dt} = \kappa_i \frac{\partial T}{\partial z} - Q_w \quad (7-4c)$$

missä Q_n on ylhäältä tuleva netto lämmönvuo, Q_π on faasimuutoksiin liittyvä lämpöenergia jään yläpinnalla, h on jään paksuus, L on sulamislämpö ja Q_w on vedestä tuleva lämpö. Jäästä tulevan lämmön täytyy yläpinnalla vastata jäädä ulos siirtyvää lämpöä, kun taas alapinnalla lämpötila on jäätymispisteessä ja lämmönsiirron ylös täytyy vastata vedestä tulevaa lämpöä ja jäätymisessä vapautuvaa lämpöä. Lämmönjohtumisyhtälö voidaan ratkaista numeerisesti, ja mikäli säätilan kehitys sekä vedestä tuleva lämpö ovat tiedossa, numeerinen ratkaisu on yleensä sangen lähellä oikeata (kuva 7.5).

Jään paksuuntumisen yksinkertainen analyyttinen ratkaisu on Zubovin (1945) malli, joka on parannettu versio klassisesta Stefanin laista. Zubovin lähtöoletukset ovat: (i) termistä hitautta ei huomioida, (ii) auringonsäteilyä ei huomioida, (iii) vedestä tulevaa lämpöä ei huomioida, ja (iv) ilman lämpötila on tunnettu, $T_a = T_a(t)$. Nämä oletukset ovat kohtuullisen hyviä jään kasvukautena, mutta lumi aiheuttaa ongelmia. Lumen määrä ja laatu muuttuvat jatkuvasti ja lasketut jään paksuudet ovat jonkin verran liian suuria lumipeitteeseen jäähän sovellettuna.

Asettamalla jäätymisessä vapautuva lämpö, lämmönjohtuminen jään läpi ja jäädä ilmaan siirtyvä lämpö yhtä suuriksi, saadaan Zubovin mallin yhtälöpari

$$\rho_i L \frac{dh}{dt} = \kappa_i \frac{T_f - T_o}{h} = K(T_o - T_a) \quad (7-5)$$

missä K on ilman ja jään välinen lämmönvaihtokerroin.

Kuva 7.5 Teräsjään, kohvajään ja lumen keskimääräinen paksuus Kemissä 1979–1990. Havaitut suureet on merkitty symbolein o (lumi ja jään kokonaispaksuus) sekä x (kohvajää), numeerisen mallin lasketut yhtenäisellä viivalla (SMHI:n hiladata) sekä pisteviivalla (Kemin lentosääaseman data). (Saloranta 2000)

Mallissa siis lämpö kulkee jään läpi, muttei varastoidu sen sisään. Ratkaisu on

$$h = \sqrt{a^2 S + d^2} - d \quad (7-6)$$

missä $a = 2\kappa_i / Q_i L \approx 3 \text{ cm} (^\circ\text{C} \cdot \text{vrk})^{-1/2}$, S on pakassumma (yksikkönä $^\circ\text{C} \cdot \text{vrk}$) ja $d = \kappa_i / K \approx 10 \text{ cm}$ on ilman pintakerroksen eristystehokkuus jään yllä (yksikkönä cm). Esimerkiksi 100 pakaspäivää keskilämpötilalla -10°C antaa $S = 1.000^\circ\text{C} \cdot \text{vrk}$. Neliöjuurimuotoinen riippuvuus lämpötilasta kuvaa hyvin, kuinka jää eristää itsensä paksuuntuessaan. Jään kasvattamiseen tarvitaan sitä suurempi määrä pakkasta, mitä suurempi jään paksuus on.

Suurin ongelma Zubovin mallissa on lumipeitteen puuttuminen. Lumipeite eristää jäätä ja ensi vaiheessa pienentää kasvunopeutta. Zu-

bovin kaavaan verrattuna kasvunopeus voi jopa puolittua. Lumen eristävyys huomioimiseksi mukaan otetaan lisäyhtälö lämmön johtumiseksi myös lumen läpi. Jos oletetaan että lumen pintalämpötila on jo lähellä ilman lämpötilaa, saadaan ehto

$$\kappa_i \frac{T_f - T_a}{h} = \kappa_s \frac{T_o - T_s}{h_s} = K(T_s - T_a) \quad (7-7)$$

missä T_s on lumen pintalämpötila, κ_s on lumen lämmönjohtokyky, ja h_s on lumen paksuus. Koska lumen paksuus ja lämmönjohtavuus riippuvat ajasta, jään paksuutta ei voi ratkaista analyttisesti. Usein käytetään kertoimen a asemasta semi-empiriistä kerrointa $a^* < a$.

Pedagoginen esimerkki lumen vaikutuksesta saadaan olettamalla $h_s = \lambda h$ ja $\kappa_s = \text{vakio}$. Tällöin ratkaisu saadaan, kun Zubovin kaavaan otetaan

kerroin $a^* = a/(1 + \lambda\kappa_i/\kappa_s)^{1/2}$. Kohvajäätä ei pääse muodostumaan, jos $\lambda < (\rho_w - \rho_i)/\rho_s \approx 0,3$, ja kun $\kappa_s \approx \kappa_i/10$, pätee $0,5a < a^* < a$.

Lumi voi myös muuttua ensin sohjoksi ja sitten jäätystä kohvajääksi. Sohjon muodostumiseen tarvittava vesi tulee sadevedestä, lumen sulamisvedestä tai jälle tulvineesta merivedestä. Viimeksi mainittu on Itämerellä merkittävin kohvajään synty tapa. Lumipeitteinen jää kelluu Arkhimedeen lain mukaisesti eli

$$\rho_s h_s + \rho_i h_i = \rho_w h_w \quad (7-8)$$

missä h_w on vedenpinnan alapuolella olevan lumen ja jään osuus. Kun $h < h_w$, jään pinta on vedenpinnan alapuolella. Heti kun vain jäähän tulee halkeamia, vesi pääsee sekoittumaan lumeen ja kohvajäätä voi sitten muodostua. Jos $\rho_s/\rho_i \approx 0,3$, jää painuu vedenpinnan alle, kun $h_s \approx h/3$. Tällöin 50 cm jää kantaa korkeintaan 15–20 cm lunta.

Kohvajää kasvaa heti lumen alla, ja lämpöä tarvitsee siirtää pääasiassa vain lumen läpi. Lisäksi kohvajään muodostuminen on helpompaa kuin teräsjään, koska lumisohjossa on jo jäätä. Äärimmäisessä tapauksessa lunta tulee koko ajan sopivasti niin, että kohvajää kasvaa jatkuvasti eikä teräsjäätä muodostu lainkaan. Tällöin on $h_k/h_s = \rho_s/(\rho_w - \rho_i) \approx 3$ ja kohvajää kasvaa verrannollisena pakkassumman neliöjuureen kuten teräsjääkin, mutta pakkassumman kertoimena on $a^* \approx 0,7a$.

7.3.2 Jään sulaminen

Jään sulamisen alkaessa jään lämpötila nousee kauttaaltaan tasolle 0°C . Tällöin lämpöä ei johdu jään läpi, vaan jää sulaa ylä- ja alapinnoiltaan, kun vastaavat lämpötaseet ovat positiivisia, ja lisäksi auringonsäteily sulattaa jäätä sisältä. Säteilyn tunkeutumista lumeen ja jäähän voidaan

kuvata Beerin lailla kuten säteilyn veteen tunkeutumistakin: $Q(z) = Q(0)\exp(-\lambda z)$, missä Q on säteilytaso ja λ säteilyn vaimenemiskerroin, joka on suuruusluokkaa $0,2\text{ cm}^{-1}$ lumen tapauksessa ja $0,02\text{ cm}^{-1}$ jään tapauksessa. Säteilyn vaimenemismatka on noin $3\lambda^{-1}$ eli 15 cm lumessa ja 150 cm jäässä. Näin ollen 50 cm paksu jääpeite, jolla on 10 cm lunta, ei päästä valoa lävitseen veteen. Heti kun jää ja lumi alkavat ohentua, valoa riittää hyvin perustuotantoon jään alla.

Jään sulamista voidaan tutkia kaksiosaisena prosessina:

$$\begin{aligned} \rho_i L \frac{dh}{dt} &= -(Q_n + Q_w) < 0, \\ \rho_i L \frac{dn}{dt} &= (1 - \alpha)\gamma \exp(-\lambda z) Q, \end{aligned} \quad (7-9)$$

missä n on sulanut sisäosa jääkannesta. Ensimmäinen yhtälö kuvaa jään paksuutta (= yläpinnan ja alapinnan välinen etäisyys) ja toinen jään sisäistä sulamista, jolloin jään nettotilavuudeksi tulee $h-n$. Kaavat koskevat vain sulamista ja siksi ensimmäisessä kaavassa oikean puolen on oltava negatiivinen (positiivisessa tapauksessa jää alkaisi jäähtyä ja kasvaa Zubovin lain pohjalta).

Yläpinnalta sulaa ensin lumi ja sitten jää. Lumipeite suojaa jäätä sulamiselta ja korkean albedonsa takia se sulaa hitaasti. Auringonsäteily ei paljonkaan tunkeudu lumeen, ja siksi jään sisäinen sulaminen käynnistyy kunnolla vasta, kun lumi on sulanut pois.

Pinnan energiataseen, erityisesti auringonsäteilyn, arviointi on käytännössä melko epätarkkaa. Siksi usein käytetään yksinkertaistettua menetelmää, lämpösummakaavaa

$$dh/dt \approx A \max\{T_a, 0\} \quad (7-10)$$

missä $T_a = T_a(t)$ on ilman lämpötila, $A = A(t)$ on astepäiväkerroin, $A \sim 0,1-1,0\text{ cm}/(\text{vrk} \cdot ^\circ\text{C})$. Jälle ja lumelle on haettavissa omat tarkemmat astepäiväkertoimensa.

7.4 Ajojää

Itämeren altaat ovat niin suuria, ettei jääkansi niissä pysy ehyenä. Rannikon ja saariston tuntumassa oleva jää on kiintojää, joka pysyy tasaisena ja ehyenä suurimman osan talvea. Sitä tukevat saaret, karit ja pohjaan ankkuroituneet ahtojäävallit. Kiintojäävyöhyke ulottuu 5–15 m syvyisiin vesiin. Laajoilla ulapoilla tuulen pyyhkäisymatka kasvaa, jolloin tuulen jäähän kohdistama kuormitus kasvaa suureksi ja kykenee rikkomaan jääpeitteen. Tuulen voima ajaa edelleen lautoiksi rikkoutuneen jääkentän liikkeeseen. Näin syntyy ajojää. Tilanne on vastaavanlainen kuin aallokon muodostuksessa: yhä suurempi pyyhkäisymatka tuottaa yhä suuremman aallokon. Myös virtaukset voivat kuljettaa jäätä, mutta Itämerellä tuulen vaikutus on yleensä merkittävin. Tuulet, virtaukset ja vedenkorkeuden sekä lämpötilan vaihtelut aiheuttavat jäähän halkeamia ja ylläpitävät tätä lautoiksi rikkoutunutta tilaa.

Ajojään muodostuminen riippuu tuulesta, ulapan laajuudesta ja jään paksuudesta. Tätä tietoa kuvataan epäyhtälöllä

$$\tau_a L > P^* h \quad (7-11)$$

missä τ_a on tuulen leikkausjännitys jään pintaan, L on pyyhkäisymatka ja $P^* \approx 10\text{--}100$ kPa on ulapan jään edustava keskilujuus paksuusyksikköä kohti. Jos tuulen nopeus on 15 m/s, on $\tau_a \approx \frac{1}{2}$ Pa, ja tällöin 100 km laajuisella ulapalla noin 50 cm paksu jää yleensä rikkoutuu. Suomen järvillä laajatkin ulapat ovat kooltaan vain noin 10 km, eikä niissä muodostu ajojää. Sen sijaan esimerkiksi Vänern-järvellä ja Laatokalla esiintyy ajojää.

Ajojääkentät ajalehtivät tuulten ja virtaus-ten vaikutuksesta. Yleensä jään liike käyttäytyy kuten pintavirtaus: nopeus on 1–3 % tuulen nopeudesta ja suunta poikkeaa 20–30° tuulen suunnasta oikealle. Ahtaissa, kauttaaltaan jäässä olevissa altaissa jäät saattavat pysyä paikallaan

kovallakin tuulella sisäisen kitkansa takia, kuten kylminä talvina tapahtuu etenkin Perämerellä. Jään liike on tärkeä kuljetusmekanismi, sillä jään mukana siirtyy makeata vettä, kylmyyttä (jään sulattamiseen tarvitaan paljon lämpöä) ja jäähän kiinnittyneitä vieraita aineita.

7.4.1 Ajojään morfologia

Merijää ”maisema” on vaihteleva ja monipuolinen järvien jääpeitteeseen verrattuna (kuva 7.6). Siinä on railoja, tasaisia ehyen jään alueita ja erilaista rikkoutunutta jäätä kuten ahtojää, päällekkäin ajautunutta jäätä ja sohjovöitä. Kiintojään reunassa on usein tiivis ahtojäävyöhyke, leveydeltään 1–10 kilometriä. Verrattaessa maisemaa Pohjoisen Jäämeren jääpeitteeseen, näkymä on samankaltainen, mutta geometriset dimensiot ovat Jäämerellä noin viisi kertaa Itämeren mittoja suuremmat.

Ajojääkentät koostuvat $10^1\text{--}10^4$ m kokoisista jäälautoista, kun taas näissä olevat rikkoutuneet jäämuodostumat koostuvat teleistä (jääkappaleista, joiden halkaisija on 0,1–10 metriä). Jääkenttien morfologia on itsesimilaarinen: geometristen mittojen suhteet säilyvät, vaikka jään paksuus ja lauttojen keskikoko muuttuisivat. Niinpä valokuvissa on oltava jokin ulkopuolinen tieto (laiva, saari, ihminen) absoluuttisen mitan arvioimiseksi.

Ajojääkenttien ominaisuuksia kuvaavat seuraavat suureet (katso kuva 7.2):

Suure	Määrittely
Jään laatu	Tärkeimmät: tasainen jää, lautasjää, päällekkäin ajautunut jää, sohjovöyt, ahtojää, kiintojää
Jään peittävyys	Jään suhteellinen ala
Jään paksuus	Etäisyys pinnasta pohjaan (kolot lasketaan mukaan)
Jäälauttojen koko	Keskiluku tai jakauma, yleensä ”tyypillinen halkaisija”

Kuva 7.6. Ajojäättä virtaa Nahkiaisen majakan ohi Perämerellä. (Matti Leppäranta)

Jään laadut perustuvat visuaalisiin havaintoihin, ja myös operatiivisissa jääkartoissa (kuva 7.2) annetaan tietoa niiden esiintymisestä. Kiintojää ja muukin tasainen jää kasvaa termodynaamisesti ylä- ja alapinnoiltaan kuten edellisessä kohdassa käsiteltiin. Muut jään laadut sen sijaan muodostuvat erilaisissa mekaanisissa deformaatioprosesseissa. Jään laaduista ahtojää on merkittävin. Ahtojäät ovat tuulen teliröykkiöiksi ajamia jääkasautumia (kuva 7.7), ja niitä muodostuu paljon kiintojään reunaan mutta myös keskisille jääalueille. Suurimmat ahtojääröykkiöt ovat jäävalleja.

Jään paksuus ja peittävyys eli konsentraatio ovat tärkeimmät ajojaiden dynamiikkaa ohjaavat jään ominaisuudet. Ne kertovat jääkentän vahvuudesta, kuinka paljon jääkentässä on sisäistä kitkaa ja kuinka paljon voimaa tarvitaan esimerkiksi ahtojaiden synnyttämiseen. Peittävyys luokitellaan seuraavasti:

Peittävyysväli	Verbaalinen kuvaus
0– 30 %	Hyvin harva ajojää
30– 50 %	Harva ajojää
50– 70 %	Tiheä ajojää
70– 90 %	Hyvin tiheä ajojää
90–100 %	Kompakti ajojää

Jään peittävyys kertoo, paljonko alueella on avovettä. Siitä riippuu myös ilmakehän ja meren vesirungon lämmön, liike-energian ja materian vaihto. Peittävyys voidaan hyvin havaita kauko-havaintomenetelmin (katso kohta 3.3), sillä se on pinnan laatuun liittyvä suure.

Mekaniikan synnyttämiä avovesialueita sanotaan railoiksi, jotka määritelmän mukaan ovat ”tuulten tai virtausten avaamia avovesialueita, joita pitkin voidaan laivalla kulkea”. Pienempiä avautumia sanotaan halkeamiksi (järviä-luuellamme railoiksi sanotaan pieniä halkeamia). Itämeren ajojääkenttien railot ovat muodoltaan

Kuva 7.7. Ahojään topografiaa mitataan Perämerellä. (Leppäranta 2004)

lähinnä pitkulaisia, ja niitä avautuu usein kiintojään reunan tuntumaan. Mekaniikan ja termodynamiikan yhteisesti pysyvämmin avoimena pitämiä ajojääalueita, niin sanottuja polinjoita, ei ole Itämerellä.

Jään paksuus on ajojään fysiikassa jään tärkein ominaisuus. Jään lujuus on verrannollinen jään paksuuteen (katso kaava 7-11), ja jään tilavuus tai massa on samoin verrannollinen siihen.

Jään paksuus vaihtelee paljon: pienelläkin alueella voi olla muutaman sentin paksuista uutta jäätä ja toisaalta yli kymmenen metriä paksuja ahojäävalleja. Käytännön ongelmana on se, että ei ole olemassa hyvää kaukohavaintomenetelmää, jonka avulla lentokoneesta tai satelliitista voitaisiin kartoittaa jään paksuutta. Rannikko- ja saaristoalueella on kyllä havaintoasemia, jotka mittaavat kiintojään paksuuden, mutta ajojaiden paksuustilanteen seuraamiseksi ei ole vielä valmista omaa järjestelmää. Jään paksuuden määrittämisongelma on yhteinen kaikkien merien ajojaiden parissa työskenteleville. Viime vuosi-

na merijään paksuuden havaintomenetelmiä on tutkittu laajalti.

Jäälauttojen koon ja muodon merkitys ajojään fysiikassa on sekundäärinen. Kun ajojääjäakkentä on harva ja lautat ovat pieniä, diffuusio on merkittävää. Tiiviissä jääkentässä sisäinen kitka tulee suureksi, lautat liittyvät yhteen ja diffuusio heikkenee. Jäälauttojen koko ja muoto ovat pinnan ominaisuuksia kuten peittävyyskin ja niitä on voitu tutkia pitkään ilmakuvausten ja satelliittien avulla. Sydäntalven aikana jäälauttojen koko on vaikeammin hahmotettavissa, sillä ne jäätyvät yhteen ja rajat jäävät helposti lumen alle. Myöhäistalven ja kevään aikana jäälautat hajoavat pienemmiksi ja niiden muoto pyöristyy talvisajan monikulmiorakenteista.

Jään paksuutta ja lauttakokoa kuvataan paikallisilla jakautumilla. Paikallisuus tarkoittaa tässä alueita muutamista kilometreistä aina altaiden kokoluokkaan asti. Jään paksuusjakautuma $\Pi = \Pi(b)$ määritellään

Kuva 7.8. Laiva jään puristuksessa. (Ramsay 1947)

$$\Pi(h) = S(h)/S, \quad (7-12)$$

missä S on tarkasteltavan alueen pinta-ala ja $S(h)$ on sen osa-alueen pinta-ala, jossa jään paksuus on korkeintaan h . Paksuusjakautuma on analoginen todennäköisyyslaskennan kumulatiiviselle jakautumalle eli kertymäfunktioille. Luku $\Pi(h)$ kertoo kuinka suurta osaa alueesta peittää jää, jonka paksuus on korkeintaan h , kun taas kertymäfunktio kertoisi, mikä on todennäköisyys että jään paksuus on korkeintaan h . Vastaavanlainen jakautuma voidaan samaan tapaan määritellä lauttakoolle. Tämän kokospektri on laaja, yksittäisistä metrisistä teleistä useampiin kilometreihin.

Jään paksuusjakauman yläpää kattaa ahtojäät. Massiivisimmat muodostumat ovat 5–15 metriä paksuja ahtojäävalleja, joiden yläosa eli harja on 0,5–2 metriä korkea ja alaosa eli köli on 3–15 metriä syvä. Suurin Itämerellä mitattu ahtojäävalli on ollut paksuudeltaan 31,5 metriä, josta

harjan osuus oli 3,5 metriä. Vallit kelluvat Arkhimedeen lain mukaan, mutta geometrian takia maksimisyvyyden ja -korkeuden suhde on 4–6. Vallien määrää kuvataan esiintymisfrekvenssillä pituusyksikköä kohti. Tämä on Itämerellä yleensä 1–10 vallia/km (siis esimerkiksi laiva kohtaa tämän määrän valleja jääkentässä kulkiessaan). Ahtojään kokonaismassa on yleensä 10–50 % jään kokonaismassasta, mutta ääritapauksissa laaja jääkenttä voi kasautua pieneen alaan, jolloin keskipaksuus moninkertaistuu (pakkaantuminen voi olla 1/5 alaan alkuperäisestä). Rannikolla, missä jäärykkiöt ulottuvat pohjaan, Arkhimedeen laki ei enää toimi ja pohjautuneet ahtojäät voivat kasvaa harjaltaan 10–15 metriä korkeaksi. Tällaisia korkeita jääkasoja nähdään vuosittain Perämeren rannikolla.

Yksittäisten havaintojen mukaan ahtojäävallien pinnoilla kasvaa runsaasti leviä. Tämä saattaa-kin olla talven tuotannon kannalta tärkeä elinympäristö, sillä erityisesti Perämeren jäältä on

Kuva 7.9. Jään ja tuulen nopeus ja suunta Perämeren keskialueella maaliskuussa 1977 (Leppäranta 2004).

löydetty vain niukasti jään sisässä kasvavia leviä. Syy siihen saattaa olla jään alhainen suolaisuus, jolloin suolaliuostaskuja on niukasti.

Itämeren ajankohtaisesta jäätilanteesta saa tietoa jääkartoista (kuva 7.2), joita Suomessa laaditaan ja julkaistaan päivittäin Merentutkimuslaitoksen verkkosivuilla. Jääkartoissa esitetään jään laajuus, jääkentät ja jäälaadut. Jään liike voi muuttua jääoloja paljon jo muutamassa päivässä, minkä takia jääkarttojen tiheä päivitys on mielekästä. Jääkartoissa olevat jäätiedot perustuvat satelliittikuviin (lähinnä NOAA, Terra Aqua ja Radarsat) sekä laivojen ja rannikkoasemien jääraportteihin.

7.4.2 Ajojään dynamiikka

Ajojäätä voidaan tarkastella kaksiulotteisena kokoonpuristuvana materiana, jonka peittävyys voi olla mitä vain nollan ja 100 % välillä sekä muuttua helposti. Avoimissa ($A < 70$ %) jääkentissä jäälautat ajelehtivat vapaasti, toisistaan riippumatta, kuten ajopoijutkin. Tiiviissä ($A > 90$ %) jääkentissä on sen sijaan paljon sisäistä kitkaa ja ne voivat pysyä liikkumattomina kovallakin tuulella. Ajojään dynamiikkaan kuuluva jään

puristus on aiheuttanut hankaluuksia talvimerenkululle (kuva 7.8).

Ajojään kinematiikkaa mitataan ajopoijuilla ja kaukokartoitusmenetelmillä. Ajopoijut ajelehtivat jään mukana, ja niiden sijainti paikannetaan satelliiteilla tai maanpäällisin geodeettisin menetelmin. Kaukokartoitusmenetelmät perustuvat jään piirteiden tunnistamiseen peräkkäisistä kuvista. Ajopoijuja rajoittaa alueellinen erotuskyky (kovin monta poijuja ei voida käyttää kerrallaan) ja satelliittikuvauksia rajoittaa ajallinen erotuskyky (ylilentojen aikaväli on pitkä). Kuvassa 7.9 on esimerkki havaitusta jään liikenopeudesta.

Ajojääkenttiä tarkastellaan jatkumona eli kontinuumina, jonka pituusmitta tai fysikaalinen erotuskyky on paljon suurempi kuin jäälauttojen koko. Ajojääkenttien dynamiikkaa voidaan analysoida samaan tapaan kuin virtauksia yleisessä virtausopissa. Jään tilaa kuvataan yleensä parilla $J = \{A, H\}$, missä A on jään peittävyys, ja $H = hA$ on jääkentän keskipaksuus. Suure H kuvaa alueellista keskipaksuutta, kun avovesi on otettu mukaan nollan suuruksena, ja suure h kuvaa fyysisten jäälauttojen paksuutta. Ajelehtimisen fysiikassa keskeinen merkitys on jään sisäisellä kitkalla, joka kertoo, kuinka voimakkaasti jääkenttä vastustaa muodonmuutoksia eli defor-

maatiota ja joka riippuu ajojään tilasuureista ja deformaationopeudesta. Sisäisen kitkan F kvalitatiiviset ominaisuudet ovat:

- $F \approx 0$, kun $A < 0.7$ (vähäiset jäälauttojen väliset kontaktit)
- $F \approx 0$, jääkenttä avautuu (jäälautat eivät vastusta hajaantumista)
- Leikkauksessa kitka on pienempi kuin puristuksessa
- Myötölujuus > 0 , kun $A \approx 1$ (yhtenäinen jääkenttä voi olla staattisessa tilassa)
- Ei muistia

Kompakti ajojää on plastista ($A > 0,9$), hyvin tiheä ajojää on viskoosia ($0,7 < A < 0,9$) ja tiheä tai harva ajojää on kitkatonta ($A < 0,7$). Myötölujuus on plastisen materiaan ominaisuus ja se tarkoittaa vähimmäiskuormitusta, joka tarvitaan materiaan muovaamiseksi. Esimerkiksi jos Perämerellä on yhteenjäätynyt puolimetrisen jääkenttä, tarvitaan yli 15 m/s puhaltava tuuli sen saamiseksi liikkeelle. Materiaiesimerkkeinä plastisesta materiaasta käy hyytelö ja viskoosista materiaasta hillo.

Plastinen virtaus on jäykänluonteista niin, että laajoilla alueilla virtausnopeus vaihtelee vain vähän. Sen sijaan deformaatiovyöhykkeillä muutokset ovat intensiivisiä (kuva 7.10). Usein esimerkiksi kiintojään reunassa on kapea deformaatiovyöhyke, jossa muodostuu runsaasti ahtojäätä. Viskoosissa virtauksessa muutosvyöhykkeet ovat pehmeämpiä. Kitkattomalle liikkeelle voidaan käyttää niin sanottua vapaan ajelehtimisen mallia, jossa jäälautat liikkuvat toisistaan riippumatta.

Ajojään liikeyhtälö perustuu jatkumomekaniikan yleiseen liikeyhtälöön, jossa materiaan saama kiihtyvyys tietyssä pisteessä seuraa materiaan sisäisistä voimista ja ulkoisesta ohjauksesta. Sisäisenä voimana on plastinen sisäinen kitka, ja ulkoisina voimina ovat tuulen ja veden leikkausvoimat eli kitkavoimat jään ala- ja yläpintaan sekä painovoima. Materiaan kiihtyvyydessä on

Kuva 7.10. Jään liike Perämerellä 5–8.3.1994 mitattuna ERS-1 tutkakuvista. (Leppäranta ym. 1998)

otettava huomioon Coriolis-ilmiö kuten merentenkin virtausopissa. Yleisessä muodossa ajojään liikeyhtälö kirjoitetaan

$$\rho_i H \left(\frac{\partial \mathbf{q}}{\partial t} + \mathbf{q} \cdot \nabla \mathbf{q} + f \mathbf{k} \times \mathbf{q} \right) = \mathbf{F} + \boldsymbol{\tau}_a + \boldsymbol{\tau}_w - \rho_i h g \nabla \xi \quad (7-13)$$

missä $\mathbf{q}$ on jään nopeus, $\boldsymbol{\tau}_a$ on tuulen ja $\boldsymbol{\tau}_w$ veden leikkausvoima. Vasemmalla puolella ovat kiihtyvyystermit (lokaali kiihtyvyys, advektio ja Coriolis-kiihtyvyys) ja oikealla ovat jään sisäinen kitka ja ulkoiset tekijät eli tuuli, virtaus ja painovoima (vedenpinnan kaltevuudesta). Tämä yhtälö on samankaltainen kuin yksikerroksisen vedenkorkeusmallin liikeyhtälö (katso luku 6). Olennaisena erona on se, että ajojään sisäinen kitka on sangen komplisoitu liittyen plastisiin muodonmuutoksiin, kun taas veden virtauksissa sisäinen kitka aiheutuu turbulentsista viskositeetista K , ja sitä approksimoidaan termillä $K \nabla^2 \mathbf{u}$.

Tuulen ja virtauksen leikkausvoimat jään ylä- ja alapintaan ovat tavanmukaisia neliöllisiä lakeja

$$\tau_a = \rho_a C_a U_a [\cos \theta_a U_a + \sin \theta_a \mathbf{k} \times \mathbf{U}_a] \quad (7-14a)$$

$$\tau_w = \rho_w C_w |\mathbf{u} - \mathbf{q}| [\cos \theta_w (\mathbf{u} - \mathbf{q}) + \sin \theta_w \mathbf{k} \times (\mathbf{u} - \mathbf{q})] \quad (7-14b)$$

missä $\mathbf{U}_a$ on tuulen nopeus, $\mathbf{u}$ on veden virtausnopeus, C_a ja C_w ovat tuulen ja jään sekä jään ja veden vastuskertoimet sekä θ_w ja θ_a ovat rajakerroksen kiertokulmat ilmassa ja vedessä. Itämeren vedenkorkeusmallissa on vastaavanlainen tuulen leikkauvoima, ja jään alapintaan kohdistuvan kitkavoiman asemasta siinä on pohjakitka. Tuulikitkan vastuskerroin ja kiertokulma ovat hieman erilaiset ajojään ja vapaan veden rajapinnoilla. Pintatuulta käytettäessä, mikä on usein mahdollista Itämerellä, kiertokulma on nolla, sillä tuulen kitkavoima on pintatuulen suuntainen.

Termi	Skaala	N/m ²	Huomautuksia
Inertia	$\rho_i H q / T$	10^{-3}	$> 10^{-2}$ nopeissa muutoksissa
Advektio	$\rho_i H q^2 / L$	10^{-4}	Pitkäaikaisvaikutus voi olla merkittävä
Coriolis	$\rho_i H f q$	10^{-2}	Useimmiten $< 10^{-1}$
Sisäinen kitka	$P^* H / L$	10^{-1}	$A > 0,9$ (0, jos $A < 0,7$)
Tuulen voima	$\rho_a C_a U_a^2$	10^{-1}	Yleensä merkittävä
Virtauksen voima	$\rho_w C_w q^2$	10^{-1}	Yleensä merkittävä
Painegradientti	$\rho_i H f U_g$	10^{-2}	Enimmäkseen $< 10^{-2}$

Taulukko 7.3. Ajojään liikeyhtälön parametrit Itämerellä.

Parametri	Merkintä	Arvo	Huomautuksia
Jään tiheys	ρ_i	910 kg/m ³	
Ilman vastuskerroin	C_a	$1,8 \cdot 10^{-3}$	Pintatuuli
Ilman kiertokulma	θ_a	0°	Pintatuuli
Veden tiheys	ρ_w	1.005 kg/m ³	$T = 0^\circ \text{C}$, $S = 5 \text{ ‰}$
Veden vastuskerroin	C_w	$3,5 \cdot 10^{-3}$	Geostrofisen virtaus
Veden kiertokulma	θ_w	20°	Geostrofisen virtaus

Painovoiman vaikutus seuraa, jos merenpinta on kalteva kuten kaltevan tason tapauksessa. Merten virtausopista tiedetään (ks. luku 6), että merenpinnan kaltevuus vastaa pintakerroksen geostrofista virtausta:

$$\mathbf{g} \nabla \xi = -f \mathbf{k} \times \mathbf{u}_g \quad (7-15)$$

Nyt voidaan tarkastella liikeyhtälön termien suuruusluokkia. Oletetaan perusskaalat $H = 50$ cm, $q = 10$ cm/s, $T = 1$ vrk, $L = 100$ km, $P^* = 10^4$ N/m, $U_a = 10$ m/s, and $U_g = 5$ cm/s. Siten saadaan seuraava jaotelm:

Ajojään liikkeessä jään täytyy säilyä kuten yleensäkin virtausopissa materiaan säilymislain tulee toteutua. Jään säilymislaissa on lisäksi termodynaaminen lähde/nielu-termi uuden jään muodostuksen sekä jään sulamisen huomioimiseksi. Kun ajojään tilamuuttujina ovat jään peittävyys ja keskipaksuus, näille molemmille tulee omat säilymislait. Nämä suureet muuttuvat kuljetuksen eli advektion, mekaanisen deformaation ja termodynamiikan ohjaamina:

$$\frac{\partial A}{\partial t} = -\mathbf{q} \cdot \nabla A - A \nabla \cdot \mathbf{q} + \phi_A, \quad 0 \leq A \leq 1 \quad (7-16a)$$

$$\frac{\partial H}{\partial t} = -\mathbf{q} \cdot \nabla H - H \nabla \cdot \mathbf{q} + \phi_H \quad (7-16b)$$

Mekaanisen deformaation termit ovat $-A\nabla \cdot \mathbf{q}$ ja $-H\nabla \cdot \mathbf{q}$. Jos jäät ajautuvat yhteen, nopeuskenttä on konvergenttinen ($\nabla \cdot \mathbf{q} < 0$) ja peittävyys sekä jääkentän keskipaksuus kasvavat. Peittävyyden kasvaessa keskipaksuus kasvaa sen mukana. Se voi kasvaa vain tasolle 100 %, minkä jälkeen keskipaksuuden kasvu kuvastaa ahtojään muodostumista. Esimerkiksi jos $\nabla \cdot \mathbf{q} = -0,01 \text{ h}^{-1}$, $A = 1$ ja $H = 30 \text{ cm}$, keskipaksuus vahvistuu ahtojään muodostuksen takia 0,3 cm tunnissa. Lähestulkoon aina tapahtuu jäätymistä tai sulamista, mutta näiden aikaskaala on paljon pidempi kuin dynamiikan aikaskaala, joten usein lyhytaikaisia dynamiikan laskelmia tehtäessä termodynamiikan osuus voidaan jättää huomiotta.

Itämeren alueella on käytetty paljon kolmitasoisesta tilafunktiota $J = \{A, H_u, H_d\}$, jolloin peittävyys käsitellään kuten kaksitasoisessa tapauksessa. Jään paksuus hajotetaan kahteen osaan, $H = H_u + H_d$: ehyt jää H_u , joka kasvaa ja ohenee jäätyksen ja sulamisen takia, sekä ahtojään paksuus H_d . Mekaaninen paksuuntuminen on mahdollista vain, kun $A = 1$ ja liiketila on konvergenttinen ($\nabla \cdot \mathbf{q} < 0$). Sen sijaan ahtojää ohenee vain sulamalla, toisin sanoen ahtojäät eivät purkaudu paineen päätyttyä.

Vapaa ajelehtiminen tarkoittaa tilannetta, jossa jään sisäinen kitka ei ole merkittävä. Näin on aina, kun peittävyys on alle 70 %. Ongelma on tällöin hyvin yksinkertainen ja redukoituu algebralliseksi yhtälöksi, jossa keskeiset tekijät ovat tuulen ja veden leikkausjännitykset jään ala- ja yläpintaan. Coriolis-kiihtyvyys ja painovoima otetaan vielä mukaan vapaan ajelehtimisen perusyhtälöön

$$\rho_i H f \mathbf{k} \times \mathbf{q} = \tau_a + \tau_w + \rho_i H f \mathbf{u}_g \quad (7-17)$$

Painovoima ja Coriolis-kiihtyvyys voidaan yhdistää, ja jään ja veden välinen leikkausvoima voidaan lausua muodossa $\tau_w = \tau_w (\mathbf{u}_g - \mathbf{q})$. Sitten yhtälöstä (7.17) voidaan ratkaista suhteellinen jään liike $\mathbf{q} - \mathbf{u}_g$ tuulen funktiona eli

Kuva 7.11. Ajojään vapaan ajelehtimisen ratkaisu vektorilaskuna: jään nopeus = tuulen ajama liike + merivirtaus.

$$\mathbf{q} = \mathbf{q}'_a + \mathbf{u}_g \quad (7-18)$$

missä $\mathbf{q}'_a$ on puhdas tuulen ajovirta, jonka nopeus on 2,5 % tuulen nopeudesta ja suunta 20° oikealle tuulen suunnasta Itämeren olosuhteissa (kuva 7.11). Samalla kaavalla voidaan määrittää minkä tahansa kelluvan kappaleen liike ja itse pintavirtauskin. Eroja tulee vastuskertoimien kautta, sillä tuulen ajovirran liikenopeus suhteessa tuulen nopeuteen on ensi approksimaatiossa $q'_a/U_a = [\rho_a C_a / (\rho_w C_w)]^{1/2}$ ja sen kiertokulma pintatuuleen nähden on θ_w .

Tiiviissä jääkentissä sisäisen kitkan merkitys on suuri ja se näkyy erityisesti Perämerellä, Suomenlahden pohjukassa ja Riianlahdella. Näissä altaissa geometria selvästi rajoittaa jäiden liikkeitä. Esimerkkeinä kuvissa 7.12 ja 7.13 on empiiristä tietoa: tuulikertoimen riippuvuus jään peittävyydestä sekä Perämeren pinnankaltevuus avovesi- sekä jääoloissa. Reologisen yhtälön liittäminen tekee ajojään liikeyhtälöstä vaikean epälineaarisen tapauksen. Analyytisesti on mahdollista ratkaista eräitä kanava- ja vyöhyketilanteita, mutta yleinen tehtävä ratkeaa vain numeeristen mallien avulla.

Tiiviin jääkentän yksinkertaisin tapaus on lahtimalli (kuva 7.14). Tuuli ajaa jäätä kohti lahden pohjukkaa. Tiivis jää lähtee liikkeelle vain, jos tuuli on riittävän voimakas (katso kaava 7-11).

Kuva 7.12. Jään nopeus suhteessa vapaan ajelehtimisen nopeuteen jään peittävyyden funktiona Itämerellä. (Piiirretty Shirokovin [1977] mukaan.)

Kuva 7.13. Kemin ja Vaasan välinen vedenkorkeusero avovesi- ja jääoloissa tuulen nopeuden funktiona. (Piiirretty Lisitzinin [1957] mukaan.)

Kuva 7.14. Tiiviin ajojään dynamiikan lahtimalli. Tuuli τ_a työntää jäätä oikealle, kohdassa $x = L$ on ranta ja alussa vapaa reuna on kohdassa $x = 0$ (vasemmassa laidassa).

Tällöin jää alkaa ahtoutua lahden pohjukasta lähtien. Samalla paksuus kasvaa ja jääkentän pituus lyhenee ja ennen pitkää, ajanhetkellä t_s , ollaan tilanteessa $\tau_a L(t_s) = P^* b(t_s)$. Tällöin jään liike pysähtyy ja ahtoutunut jääkenttä jää staattiseen tilaan. Jään ajelehtimisnopeus on alussa korkeintaan vapaan ajelehtimisen tasolla (alkutilasta riippuen) ja sen jälkeen vähenee nollaan ahtoutumisen jatkuessa.

7.5 Jäämallit

Itämeren ajojään dynamiikan lyhyen aikavälin (1 tunti – 1 viikko) mallintaminen oli mallien käytön alkuvaiheessa 1970-luvulla keskeistä. Se liittyi jääennustusten laatimiseen talvimerenkulkua varten. Ennustustoiminta käynnistyi Suomessa vuonna 1976, jolloin kolmitasomallilla laadittiin 30 tunnin ennusteita. Ennustusjakson pituus on pidentynyt sittemmin 3 vuorokauteen sääennusteiden laadun parannuttua.

Ilmastomallit astuivat kuvaan 1990-luvulla, jolloin Itämerelle konstruointiin koko jäätalven kehitystä kuvaava malli. Mallin pakotteena kehitystyössä oli säähavaintoaineisto ja vertailuaineistona julkaistut jääkartat. Näin saatiin kesästä lähtevä, jäätalven kulkua kuvaava malli melko hyvin toimivaksi ja sen jälkeen voitiin laatia jäätalvien tulevaisuuden skenaarioita olemassa olevien ilmastoskenaarioiden pohjalta.

Jäämallit koostuvat neljästä elementistä:

- (i) ajojään tilan kuvaus
- (ii) ajojään sisäisen kitkan malli
- (iii) liikemäärän säilymlaki
- (iv) jään säilymlaki

Jäämallia ohjaavat aurinko, ilmakehä ja alla oleva meri. Lämpötalous kasvattaa ja sulattaa jäätä, kun taas tuuli ja virtaukset ajavat jäätä liikkeeseen. Termodynamiikka ja dynamiikka ovat vuorovaikutuksessa, sillä jään paksuus vaikuttaa

jään lujuuteen ja jään liike avaa jäähän avovesialueita, joissa alkaa kasvaa uutta jäätä. Ohut jää kasvaa paljon nopeammin kuin paksu jää, ja siksi jääkentän ajoittainen avautuminen lisää jään kokonaistuotantoa.

Termodynamiikka on mukana jään säilymislaissa, muut elementit liittyvät puhtaasti dynamiikkaan. Jään suolaisuus oletetaan tunnetuksi. Mallintajan on valittava tarkoitukseen sopiva ajojään tilan kuvaus ja sisäisen kitkan malli, ja sen jälkeen jääolojen evoluutiota on mahdollista integroida. Vapaan ajelehtimisen mallissa oletetaan sisäinen kitka nollaksi, mutta Itämeren oloissa sellaisen käytettävyyden on hyvin rajallista. Nykyisin käytetään yleensä plastista kitkamallia, jolloin ajojään puristuslujuus tulee tärkeimmäksi säätöparametriksi. Vastaavanlaisia malleja on käytössä muillakin jäätyvillä subarktisilla merillä kuten St. Lawrence-lahdella, Bohain merellä ja Ohotan merellä.

Itämeren jääkenttä on tiiviissä vuorovaikutuksessa meren kanssa, ja siksi jäämallit ovat nykyisin kytkettyjä jää–meri-malleja. Tällöin jään ja veden välinen lämmön, suolan ja liike-energian vaihto on mallin sisäistä fysiikkaa, ja ilmakehä jää ulkoiseksi systeemiä ohjaavaksi tekijäksi. Mallin meriosa on luvussa 6 esitetyn mukainen kaksi- tai kolmiulotteinen malli, ja reunaehdot yksinkertaistuvat niin, että pintalämpötila on aina nolla, kun on jäätä. Jää–meri-systeemi on vuorovaikutuksessa ilmakehän kanssa, sillä ilmakehä tuntee pinnan karkeuden ja lämpötilan. Siksi kokonaisvaltaisia ilmakehä–jää–meri-malleja on ollut myös kehitteillä viime vuosina.

Itämeren jäätalvien ilmastomallin kalibrointi normaalitalvena on kuvassa 7.15. Mallin alkuhetki oli edellinen vappu, ja sään sekä veden kuljetuksen ohjaama lämpöenergian talous ohjasi veden lämpötilaa ja jäänmuodostusta. Kuvassa on esitettyä vertailu oikeaan jäätalanteeseen, kun jään laajuus oli maksimissaan. Mallituloksessa Gotlannin altaassa on liian korkea lämpötila todellisuuteen verrattuna ja Selkämerellä

Kuva 7.15. Itämeren ilmastollisen jäämallin kalibrointi: A) havaittu jäätilanne jääkartan mukaan, B) mallin laskema jään paksuus (cm) ja avoveden pintalämpötila (°C) ja C) ahtojään keskipaksuus (cm). Mallin alkuaika 1.5.1983, vertailupäivä 22.3.1984. (Haapala ja Leppäranta 1996)

on mallissa avovesialue siellä, missä oikeasti oli ohutta jäätä. Muualla niin jään keskipaksuudet kuin ahtojäät ovat mallissa hyvin kuvattuina. Vastaavia vertailuja tehtiin myös leudon ja ankaran talven tapauksille ja yhteensopivuudet olivat samantapaisia.

7.6 Jääpeitteen vaikutukset Itämereen

7.6.1 Luonnontieteellinen merkitys

Itämerellä on jäätä 5–7 kuukautta vuosittain, joten jäällä on suuri merkitys Itämeren fysiikkaan, tilaan ja ekologiaan. Jääpeitteen suurin vuotuinen laajuus on 10–100 % Itämeren pinta-alasta

ja kiintojään suurin vuotuinen paksuus on 50–120 cm. Jääpeite on jäykkä, ohut kerros meren ja ilmakehän välissä. Se vaikuttaa suoraan meren ja ilmakehän väliseen liike-energian, lämpöenergian sekä kosteuden vaihtoon. Vapaasti ajelehtivat jääkentät voivat jopa lisätä liike-energian siirtoa avovesitilanteeseen verrattuna, sillä ajojään pinnankarkeus on yleensä hieman suurempi kuin vesipinnan. Tiiviissä jääkentissä liikemäärän siirto on talvella heikompi (kuva 7.13).

Jää ja sillä oleva lumi ovat hyviä eristeitä, ja siksi lämmönvaihto ilmakehän ja meren välillä heikkenee jääpeitteen vahvistuessa. Ne suojaavat vettä ja estävät sen jäätymistä kovin syvään. Jääpeiteaikana sadanta kerrostuu jäälle usean kauden ajan ja vapautuu veteen hyvin lyhyenä sulamisjaksona. Koska jään suolaisuus on alhai-

nen, sulamisen aikana tulee pintaveteen runsaasti makeaa vettä, joka näkyy selvästi suolaisuuden vuotuisissa aikasarjoissa.

Sadannan lisäksi myös ilmakehän ainelaskeuma varastoituu jääpeitteeseen, ja edelleen jäässä on myös vedestä ja joskus myös meren pohjasta peräisin olevaa ainesta. Näitä vieraita aineksia sanotaan jään sedimenteiksi. Ne vapautuvat meriveteen sulamiskautena, ja silloin pintakerroksen ainesyöttöön tulee voimakas maksimi. Lisäksi ajojaiden liike kuljettaa jään sedimenttejä pitkiäkin matkoja ennen kuin ne vapautuvat mereen.

Jäällä on merkitystä Itämeren ekologialle sekä mekaanisena elementtinä että kasvualustana. Ensimmäinen vaikutus perustuu pienempään sekoittumiseen. Jokivedet virtaavat jääpeitteen alla hyvinkin pitkiä matkoja. Samalla jokivesien tuomat ravinteet leviävät. Ravinteiden leviämiskuvio onkin täysin erilainen jään alla kuin ilman jääpeitettä. Jään alle muodostuu myös voimakkaita leväkukintoja keskellä talvea. Ne ovat mahdollisia makeamman veden muodostaessa jään alle ohuen sekoittumattoman kerroksen, jossa levät voivat kasvaa käyttäen hyväkseen jään läpi tulevaa niukkaa valoa. Ilman veden suolaisuuskerrostuneisuutta levät eivät pysyisi valaistussa kerroksessa, vaikka jään alla onkin riittävästi ravinteita levien kasvuun. Jään ja lumen optiset paksuudet ovat noin 100 cm ja 10 cm, joten erityisesti kun lumi on ohentunut, valoa pääsee hyvin jään läpi.

Jäähän liittyvä levätuotanto on tärkeä eloperäisen aineksen tuottaja keskellä muuten vähätuottoisinta vuodenaikaa. Eräät eläinplanktonlajit käyttävät hyväkseen jään alapinnalla kasvavia leviä. Emme tunne vielä täydellisesti jään tuotannon merkitystä suurempien äyriäisten ja kalojen elämään. Alustavat havainnot antavat vinkkejä siitä, että jään alla saattaa pyöriä monimutkainenkin ravintoverkko. Jään sisällä tapahtuva tuotanto käyttää epäorgaanisia ravinteita hyväkseen ja tuottaa eloperäistä ainesta. Jäällä on

siten merkitystä Itämeren ravinteiden kierrossa. Suurin vaikutus on ilmeisesti sulamisvaiheessa, jolloin jäähän kertynyt eloperäinen aines joutuu veteen. Suuri osa siitä vajonnee pohjaan, mutta osa jää veteenkin. Jään sulamisvaiheessa veteen joutuu myös runsas määrä niitä ravinteita, lähinnä epäorgaanista tyyppä, joka on laskeutunut ilmakuormituksesta jään pinnalle.

Itämeren hylkeet ovat mukautuneet jääoloihin. Ne saavat poikasensa kevättöjällä, joka on turvallinen ympäristö poikasten varttua ensi viikkonsa. Hyvin leutoina talvina jäiden puute voi aiheuttaa ongelmia.

7.6.2 Ihmisen toiminta

Ihmisen toimintaan jääoloilla on ollut hyvin suuri merkitys. Ennen höyrylaivojen aikaa, kun matkustus ja kuljetus olivat voimakkaasti merestä riippuvia, jäät eristivät Suomen muusta maailmasta. Tällöin puhuttiin jäiden saarrosta. Konevoiman myötä talvimerenkulku alkoi laajentua, ja vuonna 1877 ensimmäisen kerran matkustajalaiva *Express* liikennöi Suomen ja Ruotsin välillä koko talven, Hangosta Tukholmaan. Lähes 100 vuotta sen jälkeen, vuonna 1970, merenkulku oli ympärivuotista kaikkiin tärkeimpiin Itämeren satamiin. Jäät vaikuttavat yhä merenkulkuun, sillä Suomen ja muidenkin on pidettävä yllä jäänmurtajalaivastoa.

Kun meriympäristöön rakennetaan, tulee jääkuormat ottaa huomioon. Muun muassa merenkulun turvalaitteiden on kestettävä vaihtelevat jääolot. Erityisesti ajojaiden rakenteisiin kohdistamat kuormat voivat olla suuria. Joitakin jäät ovat vaurioittaneet majakoita Itämerellä.

Meren jääpeitteestä on myös hyötyä liikenteelle saaristoon tehtyjen talviteiden ansiosta. Jään kantokyky on likimain $P = ah^2$, $a \approx 5 \text{ kg/cm}^2$, ja siis 25 cm paksu jää kantaa jo hyvin henkilöauton. Esimerkiksi Perämerellä tehdään melko pitkä jäätie joka talvi mantereelta Hailuotoon.

Toisaalta kelirikkoajat ovat vaikeuttaneet saariston elämää, ja yhteydenpitoa varten on ollut kelirikkoaluksia. Hylkeenpyyntiä on harjoitettu paljon kevätjäiden aikaan, ja kalastusmenetelmiä on kehitetty talvioloihin soveltuviksi. Virkistystoiminnan merkityksen kasvaessa ovat talviset merijäät tulleet merkittävään asemaan ulkoilun, hiihdon ja luistelun merkeissä.

8. Kriittiset prosessit ja ääritilanteet

Luvuissa 1–7 on käyty läpi Itämeren fysiikan perusteet. Tässä luvussa tarkastelua syvennetään kriittisiin prosesseihin ja ääritilanteisiin, joilla on suuri merkitys Itämeren lyhyen ja pitkän aikavälin kehityksessä. Kriittiset prosessit liittyvät meren ja ilmakehän vuorovaikutukseen sekä meren dynamiikkaan, ääritilanteita puolestaan syntyy harvoin ja monien tekijöiden yhteisvaikutuksesta.

Tärkeä kriittinen prosessi on kumpuaminen, jossa meren pintakerrokseen tulee suuria määriä ravinteita alemmista vesikerroksista. Tämän seurauksena muun muassa leväkukinnot voivat kiihtyä, jos muut olosuhteet ovat otollisia. Suolapulssit tuovat Pohjanmereltä suuria määriä suolaista ja hapekasta vettä, joka pystyy uudistamaan Itämeren syvänteiden hapettomat pohjavedet ja ylläpitämään Itämeren suolaisuuskerrostuneisuutta. Kahden vesimassan vaakasuntaista rajavyöhykettä, jossa hydrografiset ominaisuudet muuttuvat hypähdyksenomaisesti, kutsutaan rintamaksi ja siihen liittyy usein biologista aktiiviteettia. Intruusiot ovat eriytyneitä pyörteitä, jotka tunkeutuvat homogeeniseen vesimassaan ja muuttavat tämän kerrostuneisuusolosuhteita. Niillä on merkittävä rooli vesirungon horisontaalisissa ja vertikaalisissa sekoittumisissa.

On myös tärkeää kartoittaa, millaisia ääritilanteita Itämeressä voi esiintyä, koska niillä on tieteellisen mielenkiinnon lisäksi vaikutusta myös yhteiskunnan toimintaan monilla aloilla kuten meriympäristön turvallisuuteen, satamien käyt-

Kuva 8.0. Professori Eugenie Lisitzin (1905–1989) tuli tutkijana kansainvälisesti tunnetuksi vedenkorkeus- ja vuorovesitutkimuksiensa ansiosta. Hän toimi Merentutkimuslaitoksen vedenkorkeusosaston johtajana 1955–72 ja myös laitoksen vs. johtajana. Yhdeksää kieltä hallinnut kosmopoliitti Lisitzin oli todellinen "Ensimmäinen Nainen", sillä hänen aikanaan naista ei saatu nimittää Merentutkimuslaitoksen virkoihin (säätö kumottiin 1961), kemiallista osastoa kuitenkin lukuun ottamatta. Näin Lisitzin joutui hakemaan erivapautta tullakseen nimitetyksi virkaan. Lisitzin oli ensimmäinen nainen, joka väitteli fysiikan tohtoriksi Suomessa (1938). Samoin hän ensimmäisenä naisena tuli valituksi Suomen Tiedeseuran matemaattis-luonnontieteellisen osaston jäseneksi. Hän sai professorin arvonimen 1965. (Merentutkimuslaitoksen kuva-arkisto)

töön ja suunnitteluun sekä meren virkistyskäyttöön. Äärimmäiset vedenkorkeudet ovat nopeita, yllättäviä tapahtumia, äärimmäiset jäätalvet puolestaan kehittyvät kuukausien kuluessa.

8.1 Meri-ilmakehä vuorovaikutus

8.1.1 NAO-indeksi

Pohjois-Euroopan ilmasto on voimakkaasti kytköksissä Pohjois-Atlantilta tulevaan länsivirtaukseen, jonka voimakkuutta kuvaa NAO-indeksi (katso luku 5). Matalapaineet kuljettavat mukanaan merkittäviä lämpömääriä, jotka tasoittavat etelän ja pohjoisen lämpötilaeroja. Myös Golfvirran vaikutus korostuu, kun tuulet kuljettavat Pohjois-Atlantilla lämpöä itään päin. Niiden talvien lukumäärä, jolloin NAO-indeksi on positiivinen, on ollut kasvussa viime vuosikymmeninä ja tämän katsotaankin olevan eräs merkki ilmaston lämpenemisestä (katso luku 9.4). NAO-indeksiä ei voida ennustaa, mutta sitä voidaan käyttää kuvaamaan menneiden vuosien ilmastollisia olosuhteita Itämeren alueella. Sillä onkin selvä yhteys esimerkiksi Itämeren vedenpinnan korkeuteen ja jäätalvien ankaruuteen. Itämeren ylle saapuva ilmamassa ja meri ovat vuorovaikutuksessa, jonka laatu riippuu suuresti ilman pintakerroksen ja merenpinnan lämpötilaerosta.

8.1.2 Maa–merituuli

Lämpimänä ja heikkotuulisena kesäpäivänä aurinko lämmittää meren lähellä olevaa maata. Tällöin lämmin ilma laajenee ja kohoaa keveytensä takia ylöspäin. Lämpimän maan ylle syntyy näin matalapaine, joka pyrkii täyttymään mereltä virtaavasta kylmästä ilmasta. Maanpinnan lähellä viriää mereltä virtaava viilentävä tuuli eli merituuli. Merellä vallitsee korkeapaine, josta merituuli lähtee ja jossa ilma laskeutuu alas päin. Noin kilometrin korkeudessa virtaava ylävirtaus puhalttaa vastakkaiseen suuntaan eli maan yllä olevasta matalasta meren yllä olevaan korkeaan. Meren yllä oleva korkeapaine ja maan yllä oleva matalapaine ovat niin sanottuja termisiä matala- ja korkeapaineita. Ilmiön syntymiseksi tarvitaan

maan ja meren välillä vähintään 8 asteen lämpötilaero. Tuulen nopeus on tyypillisesti 3–9 m/s. Merituuli ulottuu 20–50 kilometriä sisämaahan päin. Myöhään iltapäivällä merituuli heikkenee maan ja meren lämpötilaeron pienetessä ja kesäyönä voi esiintyä päinvastainen ilmiö eli maa-tuuli, kun maa on merta kylmempää.

8.1.3 Matalapainekehitys ja konvektiiviset sadenauhat

Syksyllä ja alkutalvella, kun meri on ilmaa lämpimämpi, Itämerellä havaitaan usein niin sanottu terminen matalapaine. Tällainen pienimittainen matalapaine syvenee ilmanpaineen laskiessa, kun merestä vapautuu lämpöä ja kosteutta ilmaan. Otollinen olosuhde matalan voimistumiselle on kylmän ilman valuminen meren yläpuolelle, jolloin lämmön luovutus meren ja ilmakehän välillä on asymmetrinen: avomerellä ilmakehä saa merestä lämpöä, mantereella maa jäähdyttää ilmaa. On oleellista, että ilmakehä on meren yläpuolella epästabiili: merestä saatu lämpö ja kosteus labilisoivat tilannetta entisestään ja matalan voimistuminen voi olla intensiivistä. Tilanteeseen liittyy usein voimakkaita tuulia ja runsaita sateita. Terminen matala havaitaan usein esimerkiksi Perämerellä syksyisin, siellä sitä kutsutaankin Perämeren matalaksi. Myös eteläisellä Itämerellä on havaittu samankaltaisia ilmiöitä. Olosuhteista riippuen matala voi olla pitkä- tai lyhytkestoinen eli stationäärinen tai ei-stationäärinen.

Talvella kylmän itävirtauksen vallitessa Suomenlahdella ja Ruotsin itärannikolla havaitaan konvektiivisia sadenauhoja (kuva 8.1), joissa esiintyy sakeita lumikuuroja. Ilmiön synnyssä on keskeistä asymmetria lämmön ja kosteuden vaihdossa maa–ilma-rajapinnalla ja meri–ilma-rajapinnalla, ja lisäksi rannikoiden geometria vaikuttaa siihen. Itätuulen puhaltaessa meren yllä tuulen alapuolelle syntyy paikallinen termi-

Kuva 8.1. Konvektiivisia sadenauhoja Itämeren yllä (Nils Gustafsson/SMHI).

nen tuuli, joka puhaltaa kylmältä maalta lämpimälle merelle. Tämä perustuu siihen, että maan yläpuolella oleva ilma on kylmänä tiheämpää kuin meren yllä oleva lämmin ilma. Näin tuuli suuntautuu merelle päin pyrkien tasoittamaan tiheyseroa (kesäinen maatuuli toimii samalla mekanismilla). Suomenlahden tapauksessa kummaltakin rannikolta suuntautuu tuuli avomerelle, jossa sitten syntyy konvektiota voimistava konvergenssi.

Sadenauhan saapuessa vastakkaiselle rannikolle saattaa jälleen syntyä paikallinen maalta merelle puhaltava tuuli (esimerkiksi Ruotsin itärannikolla), joka voimistaa konvektiota konvergenssin kautta puhaltaessaan itäisen perusvir-

tauksen vastaisesti. Rannikon lähellä sadenauhat ovat voimakkaimmillaan, mutta sisämaahan kylmän pinnan ylle ajautuessaan ne häviävät nopeasti. Nämä konvektiiviset sateet voivat aiheuttaa rannikolle ajautuessaan haittaa liikenteelle, koska sademäärät saattavat olla erittäin suuria. Ilmiön ennustaminen on vaikeaa, ja niinpä sitä varten on tarpeen käyttää kytkettyjä meri-ilmakehämalleja, joissa meri ja ilmakehä vuorovaikuttavat jatkuvasti keskenään. Näin voidaan ennustaa ilmakehän rajakerroksen lämpötila, tuuli ja kosteusjakauma riittävällä tarkkuudella. Käytännön ennustustyössä säätutkien tarjoama havaintoaineisto on lyhtyaikaisissa ennusteissa tärkeä elementti.

Kuva 8.2 Merisavua Selkämerellä tammikuussa 1978. (Matti Leppäranta)

8.1.4 Sumu ja merisavu

Erityisesti loppukesällä esiintyy rannikon lähellä vaikeasti ennustettavia sumuja. Tällainen ilmiö esiintyy tyypillisesti lämpimässä ja kosteassa ilmamassassa. Sumun laukaisevana tekijänä saat-
taa olla muun muassa rannikon läheinen kumpuaminen, johon liittyy meren pintalämpötilan äkillinen aleneminen. Alailmakehän lämpötila vastaavasti alenee nopeasti, ilman suhteellinen kosteus kasvaa ja ilma saavuttaa kastepisteen pinnan lähellä. Otolliset olosuhteet äkilliselle sumun muodostumiselle syntyvät yleensä heikkotuulisessa tilanteessa.

Sumun ennustaminen vaatii jälleen tarkkaa meren ja ilmakehän vuorovaikutuksen kuvausta eli meren pintalämpötilan ennusteen on oltava realistinen. Ilmiön ennustaminen on merkityksellistä, koska nopeasti kehittyvät sumut saattavat aiheuttaa meriliikenteelle riskitilanteita.

Merisavu on myöhäissyksyn ja talviajan ilmiö (kuva 8.2), jonka muodostuessa meri on paljon ilmaa lämpimämpi. Merenpinnasta haihtuu vesihöyryä, joka noustessaan ylös jäähtyy nopeasti, jolloin ilman kosteus saavuttaa kastepisteen. Mekanismi on sama kuin sumun muodostuksessa, mutta kosteuden tiivistyminen nousevissa ilmavirtauksissa saa aikaa savumaisen visuaalisen vaikutelman. Merisavua esiintyy usein pakkassäällä raitioissa ja jääpeitteen reunan tuntumassa.

8.1.5 Rakenteiden jäätäminen

Kylmissä vesissä kiinteisiin rakenteisiin ja laivoihin voi kerääntyä jäätä. Alijäähtynyt vesihöyry muodostaa huurretta kohtaamiinsa pintoihin. Kun pintavesi on jäätymissisteessä, tai hieman

Kuva 8.3. Jäätä on keräytynyt alukseen Suomenlahdella, nyt alus on jo turvassa Helsingin länsisatamassa. (Lasse Makkonen)

alijäähtynyt, roiskeet jäätyvät helposti rakenteiden ja laivojen pintoihin (kuva 8.3). Roiskeita tulee voimakkaasta aallokosta tai laivan liikkeestä ja ne voivat johtaa vaaratilanteisiin, jos esimerkiksi laivan tasapaino muuttuu voimakkaan jäätämisen seurauksena. Niinpä sääennusteissa merenkulkijoille ilmoitetaan myös jään keräytymisriskistä.

8.2 Kumpuaminen

8.2.1 Teoria

Kumpuamisella [englanniksi *upwelling*] tarkoitetaan meren dynamiikan aiheuttamaa syvemmältä pintaa kohti suuntautuvaa veden liikettä (konvektio puolestaan tarkoittaa veden tiheysmuutoksen ajamaa pystysuoraa kiertoliikettä). Käytännössä pintaan kumpuava vesi ei ole peräi-

sin kovinkaan syvältä; valtamerialla kumpuaminen rajoittuu parin sadan metrin kerrokseen, Itämerellä muutamaan kymmeneen metriin. Yleinen edellytys kumpuamisen synnylle on se, että horisontaalinen advektio kuljettaa vesimassoja pois kumpuamisalueelta eli pintakerroksessa on divergenttinen horisontaalinen virtaus.

Kumpuaminen on yleinen ilmiö niin valtamerialla kuin myös Itämerellä. Kumpuamista on tutkittu Itämerellä jonkin verran ja useita eri syntymekanismeja on löydetty. Tärkein kumpuamislaji on niin sanottu Ekman-kumpuaminen (kuva 8.4). Tuuli puhaltaa rannikon suuntaisesti siten, että rannikko on tuulen suuntaan katsottuna vasemmalla puolella, ja Ekman-teorian mukaan vesi kulkeutuu tuulen suunnasta oikealle eli avomerelle päin. Rannikolta poistuva vesi korvautuu syvemmän veden kumpuamisella pintaan. Jos taas rannikko on tuulen suuntaan nähden oikealla puolella, ulkomeren vesi ajautuu

Kuva 8.4. Skemaattinen kuva kumpuamisesta (perustuen Ekman-teoriaan). Kuvassa näkyvät vallitseva tuulen suunta, termokliinin kallistuminen ja vallitsevat virtaukset. (Piiirretty Gillin (1982) kuvasta.)

rantaan päin ja tapahtuu pintaveden painumista [englanniksi *downwelling*] syvempään.

Kumpuamista voi tapahtua myös ulkomerellä jos virtauskenttä on divergenttinen. Tärkeä erikoistapaus on Ekman-pumppaus. Jos tuulen leikkausjännityksen pyörteisyys on positiivinen, kuten vastapäivään kiertävissä pyörteissä, Ekman-kuljetus suuntautuu pyörteestä ulospäin ja pyörteen keskialueilla vesi kumpuaa. Myös rannikolta avomerelle suuntautuvat tuulet aiheuttavat kumpuamista virtauskentän kehittymisen aikana. Yksi mahdollinen kumpuamismekanismi liittyy vielä Kelvin-aallon dynamiikkaan (Myrberg ja Andrejev 2003).

Kesätilanteessa, kun termokliini on olemassa, kumpuamiseen liittyy usein voimakas pintalämpötilan aleneminen, sillä kumpuamisalueella termokliini saattaa kallistumisensa yhteydessä

nousta pintaan. Vastaavasti ulkomeren puolella termokliini painuu alaspäin. Kumpuamisalueella kylmä vesi saattaa tuoda suuren määrän ravinteita pintaan, mikä voi ajan myötä kiihdyttää leväkukintoja.

8.2.2 Karakteristiset piirteet

Kumpuamistapahtumien kartoitusta on Itämeren alueella rajoittanut havaintojen saannin vaikeus. Kaukokartoitus on pitkälti ainoa menetelmä, jolla ilmiötä voidaan tarkastella kokonaisvaltaisesti (kuva 8.5). Numeerinen mallitus on myös tarjonnut apuvälineitä kumpuamisen tutkimuksissa.

Tyypillinen kumpuamistapahtuman kesto on Itämerellä 0,5–10 päivää. Yleensä lämpötilan horisontaalinen gradientti on pinnalla 0,5–1,0 °C/km ja lämpötilaero kumpuamisalueen ja avomeren välillä on 2–10 °C. Esimerkiksi Suomenlahdella (Haapala 1994) rannikon suuntaisen tuulen pitää kestää noin 60 tuntia, ennen kuin kumpuaminen kehittyy. Tämä johtuu meren suuren massan hitaudesta. Tuulen nopeuden pitää samassa yhdessä olla vähintään kohtalainen, eli noin 7–10 m/s. Virtauksen vertikaalinopeus on kumpuamisen yhteydessä huomattavasti normaalitilannetta suurempi, mutta silti ainakin kaksi kertaluokkaa pienempi kuin horisontaalinen virtausnopeus. Kumpuamisvyöhykkeen laajuus on tyypillisesti 5–20 kilometriä rannikosta ulospäin ja 30–150 kilometriä rannikon suunnassa.

Yksittäiset kumpuamistapahtumat liittyvät kulloinkin vallitseviin tuuliolosuhteisiin. Numeeriset mallit tarjoavat mahdollisuuksia tarkastella kumpuamisen pitkän ajan statistiikkaa ja mahdollista systematiikkaa. Määritellään kumpuamisindeksi Q_k vertikaalinopeuden w avulla seuraavasti:

$$Q_k = \frac{\sum_{n=1}^N w_n}{\sum_{n=1}^N |w_n|} \times 100\% \quad (8-1)$$

Kuva 8.5. Satelliittikuva kumpuamisesta Suomenlahdella 2.9.2002 (data on prosessoitu SYKE:ssä, ja Ilmatieteen laitos on vastaanottanut kyseisen NOAA AVHRR satelliitti-instrumentin datan).

missä summataan mallin aika-askelten suhteen. Indeksi edustaa mallilla laskettua veden vertikaalinopeuden stabiliteettia. Jos pystynopeus on suuntautunut ylöspäin koko laskentaperiodin ajan, saadaan $Q_k = 100$ % eli tapahtuu jatkuvaa kumpuamista. Jos vertikaalinopeus on koko ajan suuntautunut alaspäin kumpuamisindeksi saa arvon $Q_k = -100$ %, eli tapahtuu jatkuvaa vajoamista. Mitä suurempi on vertikaalinopeuden suunnan vaihtelu ajan funktiona, sitä lähempänä Q_k :n arvo on nollaa.

Kuvassa 8.6 on esitetty Itämeren tärkeimmät kumpuamisalueet (ja vajoamisalueet) 10 vuoden mallilaskentaan perustuen. Mainittavimmat kumpuamisalueet sijaitsevat rannikon myötäisillä kapeilla vyöhykkeillä. Lisäksi kuvasta 8.6 nähdään kumpuamista tapahtuvan myös avomerellä, jossa pohjan muotojen pystyvirtauksia ohjaava liike ja tuulikentän epähomogeenisuus ovat merkittäviä tekijöitä. Aktiivisimmilla kumpuamisalueilla Q_k on jopa 30–50 %. Aktiivisia kumpuamisalueita ovat Perämeri, Selkämeren keskiosa ja itärannikko, Suomenlahden pohjoisrannikko, Hiidenmaan ja Saarenmaan itäranni-

kot, Gotlannin itärannikko, Ruotsin rannikko Gotlannin merellä sekä Puolan ja Saksan rannikot. Lisäksi Suomenlahden ja Gotlannin meren keskiosissa on kumpuamisalueita.

8.2.3 Kumpuamisen seurausvaikutukset

Kumpuamisen selkein seurausvaikutus on kesätilanteessa pintalämpötilan jyrkkä lasku (kuva 8.5). Kumpuamisen yhteydessä pintaveden lämpötila voi parissa päivässä laskea yli kymmenen astetta. Tämä kylmän veden alue näkyy hyvin satelliittikuvissa. Yleensä advektio tasoittaa melko pian lämpötilaerot, mutta tilanteen jäljet voivat näkyä parikin viikkoa.

Kesätilanteessa, kun lämpötilakerrostuneisuus on voimakas, kumpuamisella saattaa olla varsin merkittäviä seurausvaikutuksia. Biologinen toiminta on alkukesällä lämpimissä ja runsaasti valoa tarjoavissa olosuhteissa meren pintakerroksessa intensiivistä. Tällöin ravinteet kuluvat loppuun, eikä voimakkaasta lämpötilakerrostuneisuudesta johtuen ravinnepitoista vettä tule

Kuva 8.6. Keskeiset kumpuamisaalueet Itämerellä (prosentteina): positiivinen indeksi – kumpuaminen, negatiivinen indeksi – vajoaminen. (Piiirretty Myrbergin ja Andrejevin [2003] kuvasta.)

syvältä tuottavaan pintakerrokseen. Näin leväkukinnat vähentyvät ja saattavat loppua, vaikka olosuhteet olisivat muuten niille otolliset. Kumpuaminen aiheuttaa muutoksen ravinnetilanteeseen, kun termokliinin noustessa pintaan syvistä vesikerroksista pääsee ravinteita tuottavaan kerrokseen. Pintavesi on tällöin vielä liian kylmää leväkukintojen synnylle, mutta seuraavan lämpimän ja tyynen jakson aikana pintaveden lämpötila nousee ja edellytykset voimakkaalle ja nopealle leväkukinnalle ovat olemassa. Tällaisia tilanteita havaitaan muun muassa Suomenlahdella useasti elokuussa, jolloin voimakkaan kerrostuneisuuden takia ravinteet ovat pintakerroksessa vähissä, ja toisaalta kumpuamisen edellytyksenä olevia kohtalaisia tuulennopeuksia (7–10 m/s) alkaa esiintyä keskikesän heikkojen tuulien jälkeen.

8.3 Rintamat ja intruusioid

8.3.1 Rintamat

Kahden tiheydeltään erilaisen vesimassan rajavyöhykkeelle voi muodostua rintama. Nämä vesimassat eivät voi olla tasapainossa vierekkäin, vaan suurempitiheysinen vajoaa kevyemmän alle. Horisontaalinen tiheysero tietyllä alueella voi johtua myös klimatologisista syistä, jolloin syntyy jatkuvaa konvektiota. Tällöin syntyy vastaavasti myös horisontaalivirtauksia ja rintama muodostuu. Koska meriveden tiheys riippuu sekä suolaisuudesta että lämpötilasta, niin periaatteessa on mahdollista, että niiden aiheuttamat tiheyserot kompensoivat toisensa. Tämä ei kuitenkaan ole enää dynaamisessa mielessä rintama, vaan harvinainen erikoistapaus.

Rintamia voi esiintyä joka puolella Itämeren (kuva 8.7), sillä niiden syntyyn on olemassa useita erilaisia mekanismeja. Tällaisia ovat esimerkiksi rannikon läheinen kumpuaminen, topografiset tekijät, pyörteet, paikallisesti vaihteleva meri-ilmakehä-vuorovaikutus ja vedenvaihto altaiden välillä. Rintama voi olla varsin pysyvä, kuten on laita Suomenlahden suualueella, jossa rintama erottaa toisistaan Gotlannin meren suolaisen ja Suomenlahden makeamman vesimassan. Myös Tanskan salmissa on pysyvä, joskin ajallisesti liikkuva rintama, joka erottaa toisistaan Pohjanmeren ja Itämeren veden. Edelleen suurten jokien suilla, kuten Nevan edustalla, on suuria suolaisuusgradientteja. Suomenlahden ja Pohjanlahden Suomen puoleisilla rannikoilla on havaittu luonteeltaan melko pysyviä lämpötilarintamia, joiden synty johtuu paljolti kumpuamisten ja topografisten tekijöiden sekä muiden yllämainittujen tekijöiden yhteisvaikutuksesta.

Kuva 8.7. Suolaisuuden poikkileikkaus etelä-pohjoissuunnassa Suomenlahden suulla heinäkuussa 1993. (Piiirretty Konosen ym. [1996] kuvasta.)

8.3.2 Intrusiot

Intruusiolla tarkoitetaan sitä, että anomaalinen ja ympäröivistä vesimassoista eriytynyt, usein linssinmuotoinen pyörre tunkeutuu homogeeniseen vesimassaan (kuva 8.8). Suuret intrusiot tapahtuvat pitkäkestoisinä pyörteinä geostrofisesta mukautumisesta johtuen. Pienissä intrusioissa esiintyy hienorakennetta ja erikoisia pyörteitä. Intrusiopyörteet voivat kuljettaa ytimessään pitkiäkin matkoja vesimassaa, joka poikkeaa selvästi ympäröivistä vesimassoista. Linssimäisten pyörteiden koko on synoptista suuruusluokkaa hiukan pienempi, eli niiden säde on 1–10 kilometriä.

Intruusiivisten alueiden esiintymissyvyys on tyypillisesti 100–150 metriä (muun muassa Gotlannin syvänteessä). Lämpötila- ja suolaisuusanomaliat ovat suuruusluokiltaan $0,5^{\circ}\text{C}$ ja $0,5\text{‰}$. Pyörteet ovat antisyklonaalisia (myötäpäivään kiertäviä), ja niiden ydin on ympäröiviä vesimassoja kylmempi ja vähäsuolaisempi. Ilmiön vertikaalinen ulottuvuus on muutamia kymmeniä metrejä ja etenemisnopeus luokkaa 1 cm/s . Pyörteen elinaika voi olla useita viikkoja.

Intruusiivisten pyörteiden syntymekanismit ja niiden vaikutukset meren prosesseihin eivät ole vielä täysin tunnettuja. Joka tapauksessa niil-

lä voi olla suurta merkitystä vesimassojen horisontaalisessa ja vertikaalisessa sekoittumisessa. Tällaisessa pyörteessä anomaalisen vesimassan syntyalue on kaltevalla pinnalla, jossa halokliini koskettaa meren pohjaa. Pyörre kuljettaa tätä kylmää ja vähäsuolaista vesimassaa lähialtisiin, ja lopputuloksena on uudenlainen kerrostuneisuus, jossa intrusiivisiä pyörteitä ei ole. Ilmiö esiintyy tyypillisesti loppusyksystä, jolloin lämpötilajakauma on melko homogeeninen termokliinin hävittyä.

8.4 Suolapulssit

8.4.1 Taustaa

Itämeri ja Pohjanmeri ovat jatkuvassa vedenvaihdossa keskenään (luku 4), mutta niiden välinen ”normaali” vedenvaihto ei ole riittävää, jotta hydrografiset olosuhteet Itämeren syvänteissä muuttuisivat oleellisesti. Tähän tarvitaan poikkeuksellisen voimakas sisäänvirtaus, jota kutsutaan suolapulssiksi [englanniksi *Major Baltic inflow*]. Suolapulssi tuo Itämereen riittävän tiheää (suolaista) vettä, joka uudistaa syvänteiden vesi-

Kuva 8.8. Lämpötilaleikkauskuva Gotlannin altaalta. Kuvassa erottuu linssimäinen int-ruusivinen pyörre. (Piiirretty Köötsin [1999] kuvasta.)

massat. Samalla syvänteiden happitilanne paranee. Suolapulsseja saadaan Itämereen keskimäärin noin kerran kymmenessä vuodessa, mutta pulssien väliajat vaihtelevat suuresti.

Itämeren nykyisen suolaisuuden, kerrostuneisuuden ja happiolojen säilyttämiseksi suuret suolapulssit ovat välttämättömiä. Ilman niitä Itämeri alkaisi makeutua, mutta samalla syvänteiden happitilanne muuttuisi hyvin huonoksi, sillä suolaisuuskerrostuneisuus ei kuitenkaan katoaisi kovin nopeasti. Elämä häviäisi yhä laajemmilta alueilta Itämeren syvissä altaissa, ja tällä olisi huomattavia seurausvaikutuksia koko ekosysteemiin.

8.4.2 Edellytykset suurelle suolapulssille

Suurten suolapulssien esiintyminen on harvinaista, eikä suotuisia olosuhteita niiden syntymiseksi muodostu kovinkaan helposti. Suuren pulssin elinkaarissa on kolme vaihetta: ensimmäinen vaihe on esivaihe, sitten seuraa varsinainen sisäänvirtaus, ja lopuksi tulee jälkivaihe (kuva 8.9). Pulssin esivaiheessa vallitsee tyypillisesti itä-

tuuli, jolloin Itämeren vedenkorkeus alenee huomattavasti eli Itämeri ”tyhjenee”. Esivaihe päättyy, kun varsinainen pulssi alkaa suolaisen veden virratessa Darssin kynnyksen yli Itämerelle. Tällöin melko vähäsuolaista vettä ($S < 17 ‰$) virtaa Darssin kynnyksen yli Itämerelle, kun taas Drogdenin kynnyksen yli virtaa Tanskan salmissa jo huomattavasti suolaisempaa vettä ($S > 25 ‰$). On todettu, että esivaiheen viimeiset 15 päivää ennen varsinaisen pulssin alkua ja siihen liittyvät sääolosuhteet ovat pulssin synnyn kaikkein tärkein osa. Varsinaisen pulssin aikana vallitsevat voimakkaat länsituulet, ja Itämeren vedenkorkeus nousee (kuvat 8.10, 8.11). Darssin ja Drogdenin kynnysten yli Itämereen virtaa raskasta ja suolaista vettä, joka vajoaa pohjaan. Pulssin jälkivaiheen käynnistää veden voimakas ulosvirtaus Itämereltä, kun länsituulet heikkenevät ja normaalia korkeammalla oleva vedenpinta laskee. Osa suolaisesta vedestä virtaa tällöin takaisin Pohjanmerelle.

Olosuhteet, joissa Itämeren alueella vallitsee aluksi kohtalaisen voimakas itätuuli muutaman viikon ajan ja sen jälkeen tulevat voimakkaat länsituulet, eivät toteudu kovinkaan usein. Huo-

Kuva 8.9. Suuren suolapulssin eri vaiheet: esivaihe, varsinainen pulssi ja jälkivaihe (piirretty Matthäusin ja Schinken [1994] kuvasta). Varsinainen esivaihe (vasemmanpuoleisin pystyviiva) alkaa Itämeren vedenkorkeuden minimistä. Viimeisen 15 päivän aikana esivaiheessa (seuraava pystyviiva oikealla) alkaa jo hiukan päästä suolaista vettä Itämereen.

mattavia suolapulssseja ei ole havaittu tapahtuvaksi kesäaikaan, vaan otollisin aika on loka- ja huhtikuun välillä. Matalapaineiden keskusten kulkuradoilla on suolapulssille siis suuri merkitys. Pohjanmeren raskaamman veden täytyy virrata riittävän pitkälle Itämereen, ettei se pääse virtaamaan pulssin jälkivaiheen aikana takaisin Pohjanmereen. Länsimyrskyn on oltava riittävän pitkäkestoinen, jotta riittävän suuret vesimassat ehtivät virrata Itämereen.

8.4.3 Suolapulssien karakteristiset piirteet, suuruus ja esiintymistiheys

Pulssien intensiteettiä kuvataan indeksillä, joka perustuu sisäänvirtauksen kesto-aikaan k ja sisäänvirtaavan veden suolaisuuteen S . Se määritellään:

$$Q = 50 \left(\frac{k-5}{25} + \frac{S-17}{7} \right) \quad (8-2)$$

missä k :n yksikkö on vuorokausi ja S :n yksikkö on promille. Indeksien Q arvo vaihtelee 0:n ($k = 5$ vrk, $S = 17$ ‰) ja 100:n ($k = 30$ vrk, $S = 24$ ‰) välillä.

Pulssit jaotellaan niiden intensiteetin perusteella heikkoihin ($Q < 15$), keskisuiuriin ($15 < Q < 45$), suuriin ($30 < Q < 45$) ja erittäin suuriin ($Q > 45$). Heikkojen pulssien osuus kaikista tapauksista on noin puolet. Niiden kesto ei ylitä 8 päivää eikä niissä keskimääräinen suolaisuus ylitä 18,6 ‰. Indeksien kaikkein korkeimmat arvot saavutetaan marraskuun ja tammikuun välisenä aikana.

Pulseista on olemassa mittauksia jo 1800-luvun lopusta lähtien. Ainoastaan maailmansotien ajalta havaintosarjassa on katkoksia. Suuret pulssit esiintyvät tyypillisesti ryppäissä (17 tapausta), huomattavasti harvemmin erillään (6 tapausta). Useissa tapauksissa pulseja on esiintynyt runsaasti 3–5 vuoden jaksoissa, joista huomatta-

Kuva 8.10. Tuulen itä(u)- ja pohjois(v)-komponentit suolapulssin eri vaiheissa. Positiiviset arvot tarkoittavat itä- ja pohjoistuulia (katso muut selitykset kuvasta 8.9.). (Pirretty Matthäusin ja Schinken [1994] kuvasta.)

Kuva 8.11. Suolaisuuden poikkileikkaus Darssin kynnykseltä Arkonan altaaseen tammikuussa 1993. A) Mallitulosten mukaan (piirretty Andrejev ym. [2002] kuvasta). B) Mittausten mukaan (piirretty Matthäusin [1993] kuvasta). A-kuvassa on mallin käyttämä approksimaatio topografiasta.

vimpina voidaan mainita jaksot 1948–1952 (12 pulssia) ja 1968–1972 (10 pulssia). Pisin ajanjakso ilman minkäänlaista mainittavaa pulssia oli vuosien 1983–1992 välillä. Myöskään jaksoina 1927–1930 sekä 1956–1959 ei esiintynyt pulsseja (kuva 8.12).

Kuvassa 8.12 on esitetty suurimpien pulssien karakteristiset arvot. Kaikkein voimakkain pulssi oli vuonna 1951 ($Q = 79,1$). Sen jälkeisistä pulsseista voimakkain oli vuodenvaihteessa 1975–76 ($Q = 60$). Suurten pulssien yhteydessä suolaisuuden vertikaalinen keskiarvo on 20 ‰:n molemmin puolin. Lämpötiloissa on suurta vaihtelua, koska pulssien tapahtuma-aika on syyskuun ja huhtikuun välillä. Jos pulssi tulee

syyskuun ja joulukuun välillä, niin Itämeren syvänteiden lämpötila nousee, kun taas tammihuhtikuussa tapahtuvat pulssit aiheuttavat lämpötilan laskun. Sisäänvirtaavan veden keskitiheys on $1.013\text{--}1.017\text{ kg/m}^3$ ja happipitoisuus $7,5\text{--}8,5\text{ ml/l}$.

Pulssin aikana Itämeren pinnankorkeus vaihtelee -60 cm:n ja $+70\text{ cm:n}$ välillä, eli sen eri vaiheiden aikana keskimääräinen vedenkorkeus muuttuu jopa yli metrin. Suurten pulssien aikana sisäänvirtaavan veden tilavuus on kokonaisuudessaan usein yli 200 km^3 , jopa yli 300 km^3 (310 km^3 tammikuussa 1993). Sinänsä vesivolyymien suuruus ei välttämättä kuvaa pulssin vaikutusta Itämeren kerrostuneisuus- ja happioloihin, sillä

Kuva 8.12. Havaitut suolapulsit ja niiden intensiteetit Q vuodesta 1880 eteenpäin. (Piirretty Matthäusin ja Schinken [1994] kuvasta.)

ytäläilla merkittävää on, että sisäänvirtaava vesi on riittävän suolaista.

Viime vuosikymmeninä pulsseja on esiintynyt keskimääräistä harvemmin. Tähän on esitetty useita syitä, mutta mitään selkeää yksittäistä syytä ei ole vielä löydetty. Pohjois-Atlantin keskusmatalan keskimääräisessä sijainnissa mahdollisesti tapahtuvat muutokset vaikuttavat tuulijakaumaan ja sitä kautta pulssien esiintymiseen. Sademäärien ja jokivirtaamien kasvu voi aiheuttaa Itämeren makean veden ylijäämän kasvun. Makea vesi poistuu Itämerestä pintakerroksessa, joten Kattegatissa ja Skagerrakissa vesi makeutuu, jolloin pulssin kannalta tarpeeksi suolaisen sisäänvirtaavan veden esiintymistodennäköisyys pienenee.

8.4.4 Suolapulsin merkitys Itämeren kannalta

Itämeren voimakas ja pysyvä halokliini estää koko vesipatsaan vertikaalisen sekoittumisen, eikä ilmasta pääse siirtymään hapekasta vettä alusveteen. Biologiset prosessit kuitenkin kuluttavat hapen usein loppuun pohjanläheisissä ker-

roksissa, jolloin syvänteissä syntyy pahanhajuista rikkivetyä. Edelleen hapettomissa olosuhteissa Itämeren sedimentteihin varastoitunut fosfori liukenee veteen. Tämä kiihdyttää sinileväkukintoja, ja sinilevät sitovat ilmasta veteen liuennutta typpeä. Ravinteiden saatavuuden kasvaessa kaikki levät lisääntyvät, hajoavat ja kuluttavat happea. Syntyy noidankehä, jota on vaikea pysäyttää. Ainoa tekijä, joka auttaa asiaa pysyvästi on ravinnepäästöjen saaminen kuriin. Suuret, taajaan tapahtuvat suolapulsit parantavat happitilannetta pohjanläheisessä kerroksessa, mutta vaikutus ei ole pysyvä, vaan happi kuluu loppuun ja palataan edellä mainittuun noidankehään, jos pulsseja ei esiinny muutamiin vuosiin (kuva 8.13).

Pulssien vaikutus Itämeren tilaan ei välttämättä ole kaikilta osin myönteinen. On sinänsä selvä, että suurten syvänteiden happitilanne huononee jatkuvasti ja hapeton alue suurenee, jos pulsseja ei esiinny. Sen sijaan Suomenlahdella tilanne on usein päinvastainen. Mikäli pulsseja ei esiinny pitkään aikaan, suolaisuus Itämeressä alkaa luonnollisesti pienentyä. Suomenlahdessa halokliini alkaa heiketä ja saattaa ajan myötä kadota kokonaan. Tällöin ilman hapet-

ITÄMEREN HYDROGRAFIA; STAGNAATIO, "SEISOVA VESI"

Kuva 8.13. Skemaattinen kuva hapekkaan ja suolaisen veden kulusta Itämeren eri osiin, ja sen vaikutuksesta Itämeren pohjanläheiseen happitilanteeseen stagnaation jälkeen. (Piirretty Itämeri -ympäristö ja ekologia -kalvosarjan kuvasta, laatijoina Furman ym. [www.ymparisto.fi].)

tama pintavesi pääsee talvisen konvektion aikana sekoittumaan koko vesimassaan, ja pohjan läheinen happitilanne paranee. Tällaisen pitkän pulssittoman (stagnaatio) jakson katkaisee josain vaiheessa pulssi, jolloin suurissa syvänteissä, kuten Gotlannin altaassa happitilanne paranee. Suolainen ja raskas Pohjanmeren vesi työntää edellään vanhaa ja hapetonta Gotlannin altaan pohjavettä, joka siirtyy pohjoiseen ja aiheuttaa Suomenlahdessa happitilanteen huononemisen (kuva 8.13). Jos kuitenkin pulsseja esiintyy riittävän usein, niiden vaikutus on toki koko Itämeren tilaa parantava.

8.4.5 Lämmin kesäpulsси 2002 ja 2003

Uutena ilmiönä Itämerellä havaittiin kesinä 2002 ja 2003 poikkeuksellinen lämpimän veden sisäänvirtaus, jolloin syvänteiden lämpötilat kohosivat selvästi. Pohjan lähellä sisäänvirranneen veden lämpötila oli jopa 14–16 °C. Tämänlaisia voimakasta kesäpulsseja ei oltu Itämerellä havaittu aiemmin ja sillä todettiin olevan kielteisiä ekologisia seurausvaikutuksia. Sen uskotaan liittyvän ilmastomuutokseen. Ilmiön tutkiminen on kuitenkin vielä alkuvaiheessa, joten selkeää syytä sille ei ole vielä löydetty.

8.5 Poikkeukselliset vedenkorkeudet

8.5.1 Itämeren vedenkorkeuden pitkäaikainen muuttuminen

Itämeren pitkäaikaisen vedenkorkeusvaihtelun tutkimisessa on otettava huomioon monia seikkoja. Viime jääkauden jälkeinen maankohoaminen on nykyisin suurimmillaan Perämerellä, 8–9 mm/vuosi, kun taas eteläisellä Itämerellä kohoaaminen on olematonta, ja jopa vajoamista tapahtuu. Maankohoamisnopeus on myös vaihdellut eri aikoina. Ekman (1988) on tutkinut Itämeren

pisintä yhtäjaksoista vedenkorkeuden aikasarjaa (Tukholma, 1774–), josta ilmenee, että maankohoaminen on ollut keskimäärin 1 mm/vuosi, ja että se on ollut hitaampaa tarkastelujakson jälkiosassa. Maankohoaminen näkyy erityisesti etelärannikollamme esiintyvissä kuroutuviissa lahdissa (niin sanotut fladat) tai maankohoamarantoina Pohjanlahden rannikolla. Molemmissa maankohoamisen myötä syntyneissä ekosysteemeissä on oma erityinen kasvilajistonsa, joihin kuuluu harvinaisia lajeja. Fladat ovat lisäksi tärkeitä kalojen kutupaikkoja, ja niiden pohjaliejuun varastoituu lisäksi suuria määriä ravinteita.

Vedenkorkeuden pitkäaikaismuutoksiin vaikuttaa lisäksi globaalinen merenpinnan nousu (muutamia miljelä vuodessa), joka johtuu meren lämpötilan noususta ja jäätiköiden sulamisesta. Lämpötilan noustessa merivedessä tapahtuu lämpölaajenemista ja toisaalta jäätiköiden sulaminen tuo meriin lisää vettä. Nousevan lämpötilan aiheuttamat kasvavat sademäärät voivat toisaalta lisätä Antarktiksens mannerjäätikön massaa. Todennäköisin nettovaikutus ilmaston lämpenemisestä olisi kuitenkin merenpinnan nousu. Tektonisten prosessien osuutta pidetään yleensä paikallisena. Niinpä 1900-luvulla havaittu ilmaston lämpeneminen on nostanut merenpintaa, ja sen vuoksi vedenkorkeuden havaittu muutosnopeus määriteltyyn nolatasoon nähden on Itämeren etelärannikolla ollut nouseva, mutta muualla selvästi laskeva, koska maankohoaminen on edelleen ollut globaalia pinnannousua voimakkaampaa.

Itämeren pohjoisosissa vedenkorkeudella oli laskeva lineaarinen trendi aina 1980-luvulle asti johtuen maankohoamisen vaikutuksesta. Kuitenkin kahden viime vuosikymmenen aikana (kuva 8.14) vedenkorkeus ei ole enää laskenutkaan yhtä nopeasti, vaan keskimääräinen vedenkorkeus esimerkiksi Suomen rannikolla on 5 cm korkeampi kuin historiallinen, lineaarinen trendi olisi antanut odottaa (Johansson ym. 2004). Ilmiö on havaittu myös muualla päin Itämerä.

Kuva 8.14. Havaittu vedenkorkeuden muutos noin 100 vuoden ajalta valituilla Suomen mareografeilla sekä 15 vuoden liukuvat keskiarvot. Ajasta riippuva teoreettinen keskivesi on ennustettu perustuen pitkän aikavälin keskimääräisen vedenkorkeuden oletettuihin muutoksiin. (Piiirretty kuvasta Johansson ym. 2004.)

Esimerkiksi Dailidiene ym. (2006) ovat osoittaneet, että vedenkorkeus Liettuan rannikolla on noussut 13,5 cm sadassa vuodessa, mutta 1960-luvulta lähtien nousu on ollut 3 mm/vuosi. Näin suuret arvot ovat selitettävissä siten, että maankohoaminen on Itämeren eteläosissa vähäistä, jopa olematonta, eikä näin ole kompensoinut vedenpinnan nousua pitkään aikaan. Tämä yleinen nousu riippuu valtamerten pinnan nousun lisäksi myös vesitaseen muutoksista.

Kun vesibalanssin vaikutus vedenkorkeuteen on tiedossa, voidaan sitä käyttää hyväksi uusien, entistä tarkempien maankohoamislukujen laskemiseen. Kun vähennetään havaitusta vedenkorkeudesta vesibalanssin osuus, jäljelle jäävät maankohoamisen ja valtameren pinnannousun lineaariset vaikutukset. Ne puolestaan voidaan yhdistää niin sanotuksi suhteelliseksi maankohoamiseksi

On myös huomattava, että viime vuosina arvioituiden suhteellisten maankohoamisarvot (www.fimr.fi) ovat pienempiä kuin aikaisemmin lasketut. Tämä selittyy sillä, että varhemmin lasketuissa maankohoamisarvioissa on ollut mukana vesibalanssin pitkäaikainen laskeva trendi, joka uusissa arvioissa on korjattu. Maankohoamisen (u_{ai}) ja globaalin pinnannousun (G) erotuksena saadaan suhteellinen maankohoamisnopeus

$$u_{ri} = u_{ai} - G \quad (8-3)$$

Nykyisen käsityksen mukaan (Kimmo Kahma, henkilökohtainen tiedonanto) Suomen rannikolla Kemissä suhteellinen maankohoaminen on $7,20 \pm 0,27$ mm/vuosi, kun taas esimerkiksi etelämpänä sijaitsevassa Haminassa luvut ovat paljon pienemmät ($1,62 \pm 0,26$ mm/vuosi).

Selkeitä trendejä on havaittu myös muissa vedenkorkeuteen liittyvissä analyysissä. Muun

muassa myös vuositasolla on havaittu nouseva epälineaarinen trendi vedenkorkeuksien vaihtelulle. Tällainen kehitys on havaittu yleisesti Itämeren alueella. 70 viime vuoden havaintojen mukaan maksimivedenkorkeudet ovat kasvaneet esimerkiksi noin 10 cm Suomen rannikolla. Myös todennäköisyys suurien vedenkorkeuksien esiintymiselle on kasvanut. Nämä ilmiöt liittynevät suuren mittakaavan meteorologisten ja hydrologisten olosuhteiden muutoksiin. Johanssonin (2001) mukaan vaihtelun maksimi Suomen rannikolla osui erityisesti 1960–1980 lukujen talville, jolloin keskihajonnat ja spektri-amplitudit kasvoivat dramaattisesti. Tällöin talvimyrskyjen frekvenssi kasvoi. Samaan aikaan vedenkorkeuden alenevan, lineaarisen trendin luonne muuttui: aleneminen alkoi hidastua. Tällainen vaihtelu liittyy ilmaston muutoksiin kuten NAO:n voimistumiseen. Yleisesti ottaen spektrianalyysi osoittaa, että vuosittaisen spektri-ripiikin amplitudi on myös kasvussa (Johansson 2001). Tämä on sopusoinnussa sen kanssa, että vedenkorkeuden vuosisyklin amplitudi on kasvussa. Myös vedenkorkeusmaksimien ja minimien ajankohdat eli vedenkorkeuden vuosisykli on muuttunut. Molempien ääripäiden ajankohta on siirtynyt entistä myöhemmäksi.

Lopuksi voidaan määritellä vuotuiselle keski-vedenkorkeudelle $h_i(t)$ yhtälö (Johansson ym. 2004)

$$h_i(t) = h_g(t) - u_a t + k_i N(t) + l_i t + R_i + \varepsilon_h(t) \quad (8-4)$$

missä $h_g(t)$ on globaali keskimääräinen vedenkorkeus, $k_i N(t)$ viittaa vesitaseeseen, jossa $N(t)$ on NAO-indeksi ja k_i on regressiokerroin, mikä on saatu vedenkorkeuden ja NAO-indeksin välisestä lineaarisesta regressiosta, $l_i t$ edustaa muita mahdollisia lineaarisia trendejä kuten suolaisuusmuutoksia, R_i on paikkakohtainen vaaitusvakio, joka riippuu vedenkorkeusarvojen suhteesta peruskallioon sidottuun referenssitasoon, ja $\varepsilon_{hi}(t)$

edustaa muita tekijöitä, jotka katoavat pitkän ajan keskiarvoissa.

8.5.2 Itämeren vedenkorkeuden lyhytaikaiset muutokset

Vedenkorkeuden lyhytaikaisilla vaihteluilla tarkoitetaan alle kuukauden aikaskaalassa tapahtuvia muutoksia. Lyhimmät vaihtelut (1–24 tuntia) liittyvät tuulen ajovirtaan, vuoroveteen ja altaiden ominaisheilahteluihin. Rannikkovyöhykkeen aallot ja virtaukset aiheuttavat noin 1 cm:n vedenkorkeusvaihteluita. Vuorovesien merkitys on vähäinen sekoittuen aallokon ja virtausten vaikutusten kanssa siten, että niiden aiheuttamia signaaleja on vaikea erottaa hälystä vedenkorkeusmittauksissa.

Tuuli ja ilmanpainevaihtelut aiheuttavat vedenkorkeusvaihteluita muutamien päivien jaksoista aina useisiin viikkoihin asti. Tuuli vaikuttaa vedenkorkeuteen kasaamalla vettä, mikä on erityisen selvää lahtien pohjukissa ja tästä johtuvat näiden kohtien suuret ääriarvot. Tuulen vaikutus voi olla hyvin paikallista. Korkea ilmanpaine painaa vedenpintaa alaspäin. Yhden milibaarin paine-ero vastaa suunnilleen yhtä senttimetriä vedenkorkeudessa (barometri-efekti). Normaali ilmanpaineen vaihtelu voi siis aiheuttaa useiden kymmenien senttimetrin vedenkorkeusvaihtelun. Veden tiheys vaikuttaa myös vedenkorkeuteen, mutta sen osuus tulee esille vasta kuukausien keskiarvoissa. Itämerellä vallitseva pysyvä horisontaalinen suolaisuusgradientti aiheuttaa sen, että pohjoisessa vesi on makeampaa ja siis kevyempää kuin etelässä, joten vedenkorkeus on keskimääräinen suurempi pohjoisessa. Keskimäärin vedenkorkeus laskee Perämeren arvoista noin 35–40 cm Skagerrakiin mentäessä. Itämeren keskimääräistä vedenkorkeutta edustaa Tukholman edustalla oleva Landsort, joka on yksisolmuisen seichen solmupiste.

Itämeren kaltaisessa puolisoljetussa meressä tilavuuden vaihtelu on läheisesti kytköksissä vedenkorkeusvaihteluihin. Kuten edellisessä luvussa esitettiin, niin tilavuuden muutokset johtuvat vedenvaihdosta Tanskan salmien kautta, makean veden tulosta ja lämpötilanvaihteluihin liittyvästä laajenemisesta tai supistumisesta, joista viimeksi mainitun vaikutus vedenpinnan muutokseen on luokkaa 2 cm. Vedenvaihto Tanskan salmien kautta on tärkein vedenkorkeuden muutoksen syy yli kuukauden aikaskaalassa.

8.5.3 Mitattuja vedenkorkeuksia, minimi- ja maksimi-arvoja

Vedenkorkeuden ääriarvoista on esimerkkinä itäinen Suomenlahti ja erityisesti Pietari, jossa vedenkorkeusvaihteluilla on suuri käytännön merkitys. Siellä tulvaksi katsotaan tilanne, jossa vedenpinta nousee yli 1,6 metriä nollatason yläpuolelle. Näin on tapahtunut yli 280 kertaa vuoden 1703 jälkeen. Suurin vedenkorkeus Pietarissa, ja samalla koko Itämerellä, oli vuonna 1824, jolloin pinta oli 412 cm yli nollatason. Tulva-aalto muodostuu länsimyrskylä syvän matalapaineen pakottamana, progressiivisena aaltona. Itään mennessä aallot vahvistuvat, kun altaan poikkipinta-ala pienenee. Tällainen oskillaatio voi kasvaa muutamista kymmenistä senteistä Suomenlahden länsireunalla aina 3–4 metriin itäisellä Suomenlahdella (Alenius ym. 1998). 1970-luvulla aloitettiin Leningradin padon rakennus turvamaan kaupunkia tulvia vastaan.

Suomen rannikolla on mitattu suuria vedenkorkeusvaihteluita (taulukko 8.1). Suurin arvo on mitattu Perämeren pohjukassa, Kemissä (201 cm). Suomenlahdella suurin mitattu arvo on idässä, Haminassa (197 cm). Vaikkei Hamina sijaitse kovin kaukana Pietarista, niin maksimien ero on varsin suuri. Haminan aikasarja on huomattavasti Pietarin aikasarjaa lyhyempi, mutta pääsyy on se, että Pietari sijaitsee altaan pääs-

sä. Minimiarvojen poikkeamat nollatasosta ovat kaikilla mareografiasemilla vastaavia maksimeita pienempiä, koska minimiarvot aiheuttavat pohjoisenpuoleiset tuulet eivät ole yhtä voimakkaita ja pitkäkestoisia kuin maksimi-arvot aiheuttavat länsi- ja lounaistuulet. Vedenkorkeusmittauksia (luku 3) on tehty myös muualla Itämeren alueella pitkään: pisin yhtenäinen havaintosarja on Tukholmasta vuodesta 1774 lähtien. Myös muissa Itämeren maissa havaintosarjojen pituus on tyypillisesti yli 100 vuotta ja havaitut maksimi- ja minimiarvot ovat samankaltaisia Suomessa mitattujen arvojen kanssa.

Keskimääräiset vedenkorkeusvaihtelut ovat luonnollisesti huomattavasti ääritilanteita pienempiä. Johansson ym. (2001) ovat analysoineet Suomen vedenkorkeuksia ja laskeneet eri asemille pitkän ajan keskihajonnan keskiarvon. Kuten on oletettavaa, suurimmat vaihtelut tapahtuvat lahtien päissä. Kemissä hajonta on noin 28 cm ja Haminassa 25 cm, kun taas minimi on Degerbyssä (19 cm) lähellä Itämeren solmupistettä. Tällainen vaihtelu on tyypillistä myös muualla Itämerellä.

Viime aikoina vedenkorkeuden ääritilanteita on toistunut aiempaa useammin ja myös uusia vedenkorkeuden paikallisia ääriarvoja on mitattu, kuten Suomen rannikolla 9.1.2005, jolloin Haminassa saavutettiin 197 cm vedenkorkeus ja Helsingissä 151 cm. Pohdittaessa syitä tähän muutokseen havaitaan, että kyseessä on itse asiassa useiden tekijöiden yhteisvaikutus. Vedenkorkeuden ääriarvojen kannalta keskeinen tekijä on globaali merenpinnan nousu. Arvioiden mukaan keskimääräinen vedenkorkeus voisi nousta 10–90 cm vuoteen 2100 mennessä (luku 9). Näin suuri ilmaston lämpenemisen aiheuttama nousu luo perusedellytykset suurille vedenkorkeuksille. Itämeren vedenkorkeuden on todettu olevan selkeästi kytkennässä NAO-indeksin kanssa varsinkin talvisin. Lisääntyvä myrskyisyys ja suuret NAO-indeksin arvot ovat omiaan kasvattamaan mahdollisuutta äärimmäi-

Taulukko 8.1. Suomen mareografiasemilla mitatut vedenkorkeuksien ääriarvot teoreettisen keskiveden suhteen (lähde: Merentutkimuslaitos)

Asema	Maksimi	Minimi	Aloitussvuosi
Kemi	+201 cm (22.9.1982)	–125 cm (21.11.1923)	1922
Oulu	+183 cm (14.1.1984)	–131 cm (14.1.1929)	1922
Raahe	+162 cm (14.1.1984)	–129 cm (4.10.1936)	1922
Pietarsaari	+139 cm (14.1.1984)	–113 cm (4.10.1936)	1922
Vaasa	+144 cm (14.1.1984)	–100 cm (14.1.1929)	1922
Kaskinen	+148 cm (14.1.1984)	–91 cm (31.1.1998)	1926
Mäntyluoto	+132 cm (14.1.1984)	–80 cm (10.4.1934)	1925
Rauma	+121 cm (6.12.1986)	–77 cm (10.4.1934)	1933
Turku	+130 cm (9.1.2005)	–74 cm (10.4.1934)	1922
Föglö	+100 cm (18.1.1983)	–71 cm (10.4.1934)	1923
Hanko	+132 cm (9.1.2005)	–78 cm (10.4.1934)	1887
Helsinki	+151 cm (9.1.2005)	–92 cm (22.3.1916)	1904
Hamina	+197 cm (9.1.2005)	–110 cm (20.11.1975)	1928

siin vedenkorkeuksiin. Myös Itämeren vesitaseen muutokset vaikuttavat vedenkorkeutta kasvattavalla tavalla, koska sademäärät ja jokivirtaamat ovat ilmeisesti nousussa ilmaston yleisen lämpenemiseen liittyen. Kovat myrskyt ja korkeat aallot aiheuttavat rannikon eroosiota, joka altistaa rannikkoalueita suurten vedenkorkeuksien

vaikutuksille. Jääpeitteen laajuuden ja keston väheneminen edesauttaa ääritilanteiden kehittymistä, sillä jääpeitteen vedenpinnan muutoksia vaimentava vaikutus vähenee. Yksittäisissä tilanteissa myös Itämeren ominaisheilahtelut eli seichet voivat vahvistaa hetkellisten vedenkorkeusmaksimeja.

9. Itämeren toiminta systeeminä

9.1 Taustaa

Luvuissa 4–7 on käyty läpi Itämeren fysiikan pääpiirteet ja luvussa 8 on tarkasteltu kriittisiä prosesseja ja ääritilanteita. Tässä luvussa analysoidaan Itämeren toimintaa systeeminä nyt ja tulevaisuudessa. Ensin tarkastellaan lyhyesti Itämeren erityispiirteitä ja kytkentöjä valtameriin ja ilmastoon, sitten Itämeren fysiikassa sadan viime vuoden aikana tapahtuneita muutoksia ja fysikaalisten tekijöiden muutosten heijastusvaikutuksia ekosysteemien toimintaan. Samassa yhteydessä luodaan myös katsaus ihmisen toiminnan vaikutuksista Itämereen sekä hyvin tärkeänä elementtinä pohditaan globaalin ilmastomuutoksen vaikutuksia Itämeren tulevaisuuteen. Lopuksi pohditaan mitä haasteita Itämeren fysiikan tutkimuksessa on edessä lähi-vuosikymmeninä.

9.1.1 Itämeren murtovesialtaan erityispiirteet

Itämeri on pieneksi välimereksi luokiteltu murtovesiallas, jonka kaltaisia maailmassa on vain muutamia. Itämeren pienuuden ja mataluuden lisäksi sen fysiikan kannalta on oleellista hyvin rajoitettu vedenvaihto Pohjanmeren kanssa. Tästä seuraa moninaisia vaikutuksia. Itämeren ja Pohjanmeren välistä vedenvaihtoa säätelevät

kapeat ja matalat Tanskan salmet. Pohjanmereltä Itämereen pohjanläheisissä kerroksissa sisään virtaava raskas suolainen vesi joutuu ylittämään monia kynnyksiä matkalla pohjoiseen ja itään. Näin ollen suolainen vesi ei pääse vapaasti leviämään Itämeren ääriosiin asti ja suolaisuus pieneneekin huomattavasti, kun etäisyys Tanskan salmista kasvaa. Suolaisuuden mukana vähenee varsinaisen merilajiston määrä ja monet merilajit pienenevät kooltaan siirryttäessä vähäsuolaisempaan veteen. Esimerkiksi Tanskan vesillä syötävän kokoiseksi kasvava sinisimpukka jää rannikollamme pieneksi. Toisaalta Itämerelle tulee runsaasti makeaa vettä jokivirtaamina sekä sateena. Itämeren vesitase onkin voimakkaasti positiivinen. Makea ja kevyt vesi virtaa ulos pintakerroksessa. Tyypillisesti noin 50–80 metrin syvyydellä sijaitseva halokliini erottaa nämä suolaisuudeltaan ja alkuperältään erilaiset vesimassat toisistaan. Tämä suolaisuuden rakenne on luonteeltaan pysyvä, eikä syksyinen konvektio eivätkä kovatkaan tuulet pysty sekoittamaan vesimassoja pohjaan asti niillä alueilla, joissa pysyvä halokliini esiintyy.

Itämeren syvänteissä vallitsee nykyään usein happikato, kun biologinen toiminta kuluttaa hapen loppuun, eikä pinnan kautta pohjanläheisten kerrosten happitilanne pääse kohenemaan halokliinin takia. Syvänteissä tilannetta

voi parantaa vain Tanskan salmien kautta tuleva huomattava suolaisen ja hapekkaan veden sisäänvirtaus, jonka yhteydessä suolainen, raskas vesi pystyy syrjäyttämään pohjanläheisen hapettoman vesimassan. Näitä huomattavia suolapulsseja esiintyy kuitenkin hyvin epäsäännöllisesti, suurin piirtein kerran vuosikymmenessä, joten happikato on lähes pysyvä olotila syvännealueilla. Hidas vedenvaihto Pohjanmeren kanssa heijastuu niin, että Itämeren veden uudistumiseen kokonaisuutena menee noin 50 vuotta. Siispä Itämeren vesimassan muisti on pitkä.

Itämeren pohjien happitilannetta pitää kuitenkin tarkastella mahdollisimman pitkässä perspektiivissä, jotta opitaan ymmärtämään, mikä osuus nykyisin usein esiintyvistä happikadosta on ihmisen aikaansaamaa ja mikä taasen kuuluu luonnollisen vaihtelun piiriin. Pisimmälle taaksepäin happitilanteen kartoittamisessa päästään sedimenttitutkimusten avulla, joiden mukaan Itämereen on aina kuulunut syvien pohjien ajoittainen hapettomuus. Eräät hapettomuuskausista kertovat sedimenttiaineistot ulottuvat noin 7.500 vuoden päähän. Itämeren suojelu pitääkin asettaa raameihin, joihin kuuluvat eripituiset stagnaatiot ja pohjan ajoittainen hapen puute. Suurin muutos luontaiseen tilanteeseen on kuitenkin se, että Itämeren syvän veden hapen kulutus on lisääntynyt selvästi rehevöitymisen myötä. Se johtuu lisääntyneiden ravinteiden aiheuttamasta perustuotannon kasvusta, joka puolestaan aiheuttaa entistä suuremman laskeutuvan eloperäisen aineksen määrän. Nykyisin uusiutuneet happivarastotkin auttavat syvänteiden happitilannetta vain lyhyeksi ajaksi, mikä on ongelma muun muassa turskan eteläisillä lisääntymisalueilla Bornholmin altaassa. Samalla pohjan pintasedimentin sisältämä ravinnepitoisuus on noussut selvästi.

Joskus esitetty ajatusleikki Tanskan salmien ruoppaamisesta ja suolaisen veden pulssien lisäämisestä sitä kautta ei toimi, sillä Itämerta ei pystytä muuttamaan joka vuosi hapettuvaksi.

Nykyisin vuotta pidemmät stagnaatiokaudet johtavat nopeasti syvän veden hapettomuuteen. Teoreettisena ratkaisuna toimisi ehkä Varsinaisen Itämeren muuttaminen Pohjanlahden kaltaiseksi altaaksi, jossa ei ole pysyvää halokliinia, mutta käytännössä sekään ei ole mahdollista.

Itämeren pohjan hapettomuus on ilmeisesti aina vaikuttanut ravinteiden poistumiseen siten, että osa pohjaan laskeutuneesta fosforista on saavuttanut pinnan uudelleen ruokkien sinileväkukintoja. Sinilevät voivat sitoa ilmasta veteen liuennutta typpeä, joten kaikista muista leväryhmistä poiketen ne ovat vain fosforirajoitteisia. Sinileväkukinnoista on myös todisteita koko Itämeren tunnetun historian ajalta. Sinilevien yhteyttämispigmenttejä, joita muilla leväryhmillä ei ole, on löytynyt useita tuhansia vuosia vanhoista sedimenteistä. Itämeren suojelussa pitää muistaa, että kesän sinileväkukinnat ovat luontainen osa ekosysteemiä. Ihmisen toiminta on vaikuttanut Itämeren ravinnetaseeseen siten, että erilaiset leväkukinnat ovat voimistuneet, pohjan hapen kulutus on kasvanut ja koko ekosysteemi kärsii rehevöitymisestä. Selvin osoitus veden kerrostuneisuuden vaikutuksesta sinileväkukintoihin on varsinaisen Itämeren ja Pohjanlahden vertailu. Pohjanlahdella sinileväkukinnat ovat vähäisiä johtuen siitä, että lähinnä jokivesien tuoma ulkoinen fosforikuormitus on vähäistä ja pohjan happitilanne on hyvä, jolloin sisäistä kuormitusta ei synny. Varsinaisella Itämerellä pelkästään nykyisen tasoinen sisäinen kuormitus voi pitää yllä huomattavaa sinilevien kasvua ja ulkoinenkin kuormitus on huomattavaa. Sisäinen kuormitus hidastaa Itämeren toipumista liiasta ravinnemäärästä, mutta laskeumien mukaan ulkoisen fosforikuormituksen alentaminen vaikuttaa sinileväkukintoihin ja se onkin ainoa tie pysyvään ratkaisuun. Nykyisen fosforitason tehokas alentaminen vaatii kuitenkin myös pohjan hapen kulutuksen tehokasta vähentämistä.

Pohjan hapen kulutukseen vaikuttaa laskeutuvan aineksen määrä ja sen laatu. Bakteeritoiminta hajottaa tuoretta levämateriaalia nopeasti, ja seurauksena on hapen kuluminen. Itämeri on niin matala, että levät laskeutuvat nopeasti pysyvän halokliinin alapuolelle. Laskeutuminen kestää kevätkukinnan raskailla lajeilla vain muutaman päivän. Levämassan hajoamista tapahtuu laskeutumisen aikanakin, mutta hyvin vähän verrattuna valtameriin, joissa ainoastaan murtoosa happea kuluttavasta eloperäisestä aineksesta saavuttaa syvän veden. Itämeren sedimentin pinnalla onkin muutaman millin tuore laskeutunut kerros, kun taas valtamerien pohjille samanlaisen kerroksen laskeutuminen voi viedä vuosikymmeniä. Laskeutuvan eloperäisen aineksen määrään voi vaikuttaa vain alentamalla leville käyttökelpoisten ravinteiden määrää. Nykyisen tiedon mukaan suurin osa laskeutuneesta eloperäisestä aineksesta on peräisin levien kevätkukinnasta, sillä sinilevät kelluvat ja hajoavat lähinnä pintakerroksessa. Sinileväkukinnasta poiketen Itämeren kevätukinta on lähinnä typpiravinteen rajoittama, joten laskeutuvan aineksen tehokain rajoittaminen vaatii Itämeren typen tason vähentämistä. Siten typen kuormituksen rajoittaminen vaikuttaa koko ekosysteemiin mukaan lukien kesän sinileväkukinnat. Itämeren tehokas suojele vaatiikin niiden keinojen löytämistä, joilla pystytään rajoittamaan kummankin pääravinteen, sekä typen että fosforin, määrää.

Itämeren pohjoisen sijainnin vuoksi auriongsäteilyn vuodensisäinen vaihtelu on suuri. Tämä näkyy ilman lämpötilan ja sitä kautta meren lämpötilan suurena vuoden sisäisenä vaihteluna. Kesäaikaan Itämerellä syntyy lämmin, sekoittunut pintakerros, jonka alarajalla on lämpötilan harppauskerros eli termokliini. Syksyisin ilman jäähtymisen sekä voimakkaiden tuulten vuoksi syntyy konvektiota, jolloin lämpötilan kerrosrakenne vähitellen katoaa. Konvektiivisen sekoittumisen alarajana on halokiini. Niillä alueilla, joissa halokliinia ei esiinny, vesimassat

sekoittuvat pohjaan asti. Itämerellä meren ja ilman välinen vuorovaikutus on siis voimakkaasti vuodenajasta riippuva. Keväällä ja alkukesällä meri on ilmaa kylmempi, jolloin ilma luovuttaa lämpöä mereen, kun syksyllä ja talvella tilanne on päinvastainen. Tämä johtuu siitä, että meren suuri vesimassa seuraa viiveellä ilman lämpötilan muutoksia.

Itämeren alueella myös vuosien väliset ilmastolliset vaihtelut ovat suuria. Hyvänä esimerkkinä ovat Itämerestä talviseen aikaan jäätyvän osan suuret vaihtelut. Joinakin vuosina Itämeri voi jäätyä kokonaan, kun taas lauhana talvena vain noin 10 % pinta-alasta jäätyy. Talviajan ilman keskilämpötilan hyvänä mittarina voidaankin käyttää jääpeitteen maksimaalista laajuutta. Samat vuosien väliset erot määräävät osittain kesän sinilevien kasvua. Samanlaisissakin ravinneoloissa voidaan – kesän lämpötilasta riippuen – päätyä lähes täysin sinilevättömään kesään tai vaikeaan sinilevävuoteen. Sen vuoksi keväisin annettavat sinileväennusteet ovat luonteeltaan hyvin epävarmoja ja ne kuvaavat lähinnä sinilevien kasvun kannalta parasta ja siis meren tilan kannalta huonointa mahdollista tilannetta eli sitä, että Itämeren alueella on kaunis ja lämmin kesä.

9.1.2 Itämeren ilmastolliset kytkennät

Itämeren alueen ilmastolliset vaihtelut ovat vuosien välillä siis varsin suuria. Leutoina talvina Itämeren ilmastoa karakterisoivat lämpimät länsituulet ja transienttien syklonien mukanaan siirtämät suuret lämpömäärät, ja tätä kautta Pohjois-Atlantin merivirran (Golf-virran) merkitys korostuu. Ajoittain Itämeren alue kuuluu taas kylmän talvikorkeapaineen piiriin, jolloin varsin kylmät ilmamassat voivat olla vallitsevina useiden kuukausien ajan. Esimerkkinä tästä ilmaston suuresta vaihtelevuudesta on Helsingin tammikuun keskilämpötila, joka vaihteli vuosina 1900–2000 $-16,5$ ja $+1,4$ asteen välillä. Kesäai-

Kuva 9.1. Suolaisuuden pitkäaikaismuutos eri syvyyksillä: Bornholmin allas (BY5), Itäinen Gotlannin allas (BY15), Selkämeri (F26) ja Perämeri (F9). (Piirretty Fonseliuksen ja Valderraman [2003] mukaan.)

kana auringonsäteily on voimakasta ja erot vuosien välillä ovat talviaikaa selvästi pienempiä.

NAO:n merkitys Pohjois-Euroopan ilmastoon on suurimmillaan talviaikaan, kun auringonsäteilyn osuus lämpötiloudessa on pienemmällään. NAO on positiivinen, kun etelässä on korkeapaine ja pohjoisessa matalapaine, mikä merkitsee leveyspiirin suuntaista kiertoilikettä, meidän leveyspiireillämme lauhvoja länsituulia. Tällöin matalapainetoiminta on merkittävää kuljettaen mukanaan suuria lämpömääriä, jotka tasoittavat etelän ja pohjoisen lämpötilaeroja. On todettu, että NAO-indeksin ja lauhjojen jäätalvien sekä suurten vedenkorkeuksien korrelaatio on Itämerellä selkeä. Myös Pohjanmeren veden sisäänvirtaus Itämerelle on tällöin voimakasta. Kylmiin talviin liittyvät negatiiviset NAO-indeksin arvot. Tällöin pohjoisessa on korkeapaine ja etelässä matala, jolloin meillä vallitsevat idän ja pohjoisen väliset tuulet, ja talvikuukausien keskilämpötilat ovat sängen alhaisia. Niiden talvien lukumäärä, jolloin NAO-indeksi on positiivinen, on

ollut kasvussa viime vuosikymmeninä ja tämän katsotaankin olevan eräs merkki Itämeren alueen ilmaston lämpenemisestä. Myös jokivirtaamien ja NAO:n välillä on havaittu riippuvuus.

Jos NAO-indeksi kyettäisiin ennustamaan, sen avulla voitaisiin ennakoida lämpötilojen, sateisuuden ja jäätalvien muutoksia sekä niiden tulevaa kehitystä. Tällaista ei kuitenkaan ole näkyvissä. Jotkut ekologian piirteet on voitu yhdistää NAO-indeksiin. Selkeimmät merkit yhteydestä on saatu eläinplanktonin lajiston ja määrien vaihteluista. Havaitut muutokset liittyvät lähinnä suolaisuuden kehitykseen.

9.2 Havaitut muutokset

Suolaisuuden muutokset vuosikymmenten pituisissa jaksoissa riippuvat vesitasekomponenttien muutoksista eli jokivirtaamasta, vedenvaihdosta Pohjanmeren kanssa, sadannasta ja haihdunnasta (kuva 9.1). Lisäksi lämpöolojen ja vesimassojen

Kuva 9.2. Pohjalämpötilan pitkäaikaisuusmuutos eri syvyyksillä: Bornholmin allas (BY5), Itäinen Gotlannin allas (BY15), Selkämeri (F26) ja Perämeri (F9). (Piirretty Fonseliuksen ja Valderraman [2003] mukaan.)

sekoittumiseen liittyvät vaihtelut vaikuttavat asiaan. On syytä huomata, että suolaisuuden vaihtelut eivät ole olleet viime vuosisadalla kovin suuria, mutta selviä trendejä on kuitenkin nähtävissä. Keskisellä Itämerellä suolaisuus laski 1930-luvun alussa, mutta on noussut toisen maailmansodan jälkeen Itämeren eri osissa (0,5–0,9 ‰). Suolaisuuden huippu saavutettiin 1950-luvun alussa liittyen silloiseen Itämereen tulleeseen suureen suolapulssiin. 1960-luvun alussa oli pieni minimi, jonka jälkeen suolaisuus pysyi melko lailla vakiona vuoteen 1978 asti. Tämän jälkeen suolaisuus pieneni vuoteen 1993 asti, jolloin 17 vuoden stagnaation jälkeen tuli jälleen suuri suolapulssi. Pintavesi ja alusvesi ovat käyttäytyneet melko lailla samalla tavoin. Vaikka halokliinin paikka on vaihdellut noin 20 metriä, stabiiliteetti on pysynyt vahvana. Pohjan suolaisuuden vaihteluvälin suuruus on 3–4 kertaa suurempi kuin pintasuolaisuuden. Suolaisuuden vaihtelua suhteessa jokivirtaamien muutoksiin on myös tutkittu. Launiaisen (1982) mukaan pienenty-

vät jokivirtaamat näkyvät pienen viiveen jälkeen kasvavina suolaisuuksina ja kääntäen.

Vaihtelut Itämeren suolaisuusoloissa liittyvät Pohjois-Euroopan ilmasto-olojen vaihteluihin. Erityisesti tuuli- ja painekentän vaihtelut vaikuttavat suolapulssien esiintymiseen ja sademäärät jokivirtaamiin. On myös esitetty teorioita, joiden mukaan kasvavat sademäärät suurentavat makean veden ulosvirtausta Itämerestä. Tällöin Kattegatin vedet muuttuisivat nykyistä vähäsuolaisemmiksi, uusien suolapulssien synty vaikeutuisi, ja Itämeren pitkäaikainen suolapitoisuus alenisi.

Itämeren pintalämpötila on monien tutkimusten mukaan noussut viimeisen sadan vuoden aikana noin 0,5 astetta. Syyt lämpötilan nousuun eivät ole vielä täysin selviä. Pohjan läheisten vesikerrosten lämpötilamuutokset liittyvät usein suolapulssien yhteydessä tapahtuviin nopeisiin heilahduksiin, eikä varsinaista trendiä niiden lämpötilakehityksestä ole helppo löytää (kuva 9.2). Jonkinlaista nousua on kuitenkin ollut ha-

Kuva 9.3. Itämeren ja Kattegatin yhteinen jääpeitteen vuotuinen pinta-ala vuodesta 1720 lähtien. (Seinä ja Palosuo 1993)

vaittavissa. Viime vuosina on myös esiintynyt kesällä tapahtuneita pulseja, jolloin Itämereen on virrannut pohjanläheisessä kerroksessa hyvin lämmintä vettä, mikä selittää hyvin suuret alusveden lämpötilamuutokset.

Itämeren jääpeitteen vuotuinen vaihtelu on hyvin suurta, sillä tämä meri sijaitsee globaalisen merijäävyöhykkeen reunalla. Ankarina talvina koko Itämeri jäätyy, kun taas leutoina talvina vain 10 % sen alasta, Perämeri ja Suomenlahden pohjukka, saavat jääpeitteen. Keskimääräinen vuotuinen jään laajuus on 45 % Itämeren pinta-alasta. Koska Itämeren lämpötaloudellinen muisti on vain 2–3 kuukautta, jään vuotuista laajuutta ei pitkälti etukäteen voida ennakoida. Jään määrä on kriittinen tulevan kevään fysikaalisia ja ekologisia olosuhteita arvioitaessa.

Itämeren jääoloista on pitkiä havaintosarjoja, jotka kuvaavat jääoloja rannikolla. Pisin on Risto Jurvan aikasarja (1720–) suurimmasta vuotui-

sesta jään laajuudesta (kuva 9.3). Sitä hallitsee voimakas satunnaiselta näytävä vaihtelu ilman muuta ajallista rakennetta. Itämeri on ollut kauttaaltaan jäässä keskimäärin kerran 30 vuodessa. Viimeksi näin on tapahtunut vuonna 1947, tosin vuonna 1987 jään pinta-ala oli suurimmillaan 96 % Itämeren alasta. Hyvin leutoja talvia oli puolestaan 1980- ja 1990-lukujen taitteessa, erityisesti vuonna 1992 Perämeri oli vain muutamien viikojen kauttaaltaan jäässä.

Itämeren jäätalvien pitkäaikainen kehitys on läheisessä suhteessa vallitseviin sääoloihin. Koska ilman lämpötila Itämeren alueella on vahvasti sidoksissa NAO-indeksiin, tämä korreloi hyvin jäätatistiikan kanssa. Länsivirtausten dominoimassa (korkea NAO-indeksi) ne tuovat lauhaa Atlantin ilmaa ja sen myötä leutoja jäätalvia, kun taas matalan indeksin aikana mantereinen ilmasto kylmine talvineen vallitsee Itämeren alueella.

9.3 Ihmisen vaikutus Itämereen

Ihmisen vaikutus Itämeren ekosysteemiin on ollut havaittavissa jo 1800-luvulla. Silloin vaikutukset ulottuivat kuitenkin vain hyvin rajoitetuille alueille kaupunkiasutuksen yhteyteen. Suomessa sisälahdet olivat jo 1900-luvun alussa niin rehevöityneitä, että esimerkiksi Töölönlahden sinivihreästä vedestä eli sinileväkukinnoista kirjoitettiin aikoinaan pääkaupungin lehdissä. Sedimenttitutkimukset ovat paljastaneet Suomen kaupunkien lähivesien rehevöitymisen alkaneen paikoin jo 1850-luvulla. Silloin syynä oli – kuten nykyisinkin – ravinteiden pääsy mereen. Kaupunkien lähivesien tila oli huonoimmillaan 1960- ja 1970-luvuilla. Erilaisten vesiensuojelutoimenpiteiden, muun muassa hyvin toimivien keskuspuhdistamojen rakentamisen sekä tehokkaan fosforin- ja typenpoiston ansiosta tilanne on parantunut huomattavasti entiseen verrattuna. Ongelmina ovat kuitenkin edelleen vanhat päästöt matalien alueiden pohjissa. Sedimentissä on monin paikoin runsaasti ravinteita, jotka hidastavat meren puhdistumista. Toisena ongelmana ovat pitkäikäiset myrkyt kuten dioksiinit ja TBT (tributyltiini), jotka pääsevät ravintoverkkoon, vaikka niiden käyttöä on rajoitettu tai kokonaan kielletty jo vuosia sitten. Tunnetut esimerkit Itämeren ympäristömyrkyistä (DDT ja raskasmetallit) kertovat ekosysteemiin päässeiden pitkäikäisten yhdisteiden erittäin hitaasta poistumisesta. Ongelmana eivät enää välttämättä olekaan nykyiset vaan vanhat päästöt, jotka ovat varastoituneet pohjasedimentteihin.

Suomen rannikkoa kuormittavat kaupunkien päästöjen lisäksi muun muassa maatalouden, teollisuuden ja haja-asutuksen ravinnepäästöt. Teollisuuslaitosten päästöt on rajattu nykyisin tehokkaasti, mutta maatalous on edelleen suuri ongelma erityisesti Etelä-Suomessa. Sedimenttitutkimusten mukaan maatalousvaltaisilla valuma-alueilla rehevöityminen alkoi Toisen Maailmansodan jälkeen ja se on lisääntynyt edelleen.

Näillä valuma-alueilla ei ole havaittu myönteistä kehitystä. Syitä tähän voi olla useita, mutta ilmeisesti, huolimatta kaikesta yrityksestä, valuma-alueilta tulee edelleen liikaa ravinteita rannikolle. Maatalousvaltaisten valuma-alueiden rehevöittämällä rannikkoalueilla on yleensä kuitenkin hyvät toipumismahdollisuudet, sillä niiden pohjalle on usein kertynyt vähän eloperäistä ainesta. Ongelman ratkaisu olisikin saada valumien sisältämät ravinne määrät kuriin. Kalankasvatus on edelleen paikallisesti voimakas kuormittaja. Suomessa on voimassa kansallinen Itämeriohjelma, minkä lisäksi Suomessa on suunniteltu vuoteen 2015 ulottuvia vesiensuojelun suuntaviivoja.

Koko Suomenlahden perustuotanto on muuta Itämerta korkeammalla tasolla. Osasyynä tähän saattaa olla luontainen rehevyys, sillä Suomenlahden valuma-alue on hyvin laaja lahden pinta-alan nähden, mutta kaikki viittaa ihmisen vaikuttaneen huomattavasti koko Suomenlahteen. Muutoksen suuruuden arviota vaikeuttaa se seikka, ettei meillä ole kunnon vertailuaineistoa 1970-lukua edeltävältä ajalta. Sedimenttien sisältämä eloperäinen aine lisääntyi kuitenkin voimakkaasti jo ennen sitä. Suomenlahden perustuotanto on kasvanut 1970-luvulta nykypäivään ainakin kaksinkertaiseksi. Kaikki viittaa siihen, että Suomenlahteen tuleva ravinnekuormitus on aivan liian suuri. Syynä on ollut kaikkien rannikkovaltioiden toiminta, mutta tällä hetkellä suurin yksittäinen Suomenlahden kuormittaja on Pietarin alue. Muualla vesiensuojelutoimet ovat vaikuttaneet kuormituksen kehitykseen myönteisesti jo jonkin aikaa, mutta Pietarin kaupungin jäteveden puhdistus on vasta nyt modernisoitumassa.

Avomerialueen rehevöitymistä hidastaa ravinteiden hautautuminen pohjaan ja rannikkovyöhykkeen niin sanottu suodatusvaikutus. Viimeksi mainittu tarkoittaa ravinteiden jäämistä lähelle rannikkoa. Tämä näkyy parhaiten Pietarin edustalla, jossa suuri osa valtaisasta ravinnekuormituksesta jää lähelle kuormituslähdettä biologisen

Kuva 9.4. Suuri osa Itämeren ekosysteemin toiminnan tutkimuksesta tehdään kokeellisesti. Kuvassa valmistetaan Tvärminnessä ravinnelisyyskokeita varten säkkejä, joiden syvyys on 8 metriä. Kokeet saattavat kestää useita viikkoja. (Tvärminnen eläintieteellinen asema/Antti Nevalainen)

toiminnan sitoessa ravinteita tehokkaasti. 'Puskurivyöhykkeet' eivät kuitenkaan riitä nykytilanteessa rajoittamaan kaikkea avomerelle tulevaa ravinnekuormitusta. Lisäksi ravinnekuormituksesta typen kohdalla osa tulee ilman kautta suoraan avomerelle laskeumana. Ilmakuormituksen osuus koko Itämeren typpikuormituksesta on noin kolmannes. Pohjanlahdellakin on merkkejä rannikon rehevöitymisestä suurimpien jokien suualueilla, mutta Pohjanlahden avomerialueen rehevöityminen on toistaiseksi vähäistä.

Itämeren ravinnetasojen on arvioitu kohoineen 4–8-kertaisiksi sadan viime vuoden kuluessa. Tämä näkyy ennen kaikkea pohjien happitilanteen huononemisena. Vaikka pohjien happeettomuus onkin osa Itämeren ekosysteemiä, nykyisin uusiutuneetkin happivarastot kuluvat entistä nopeammin. Samalla syvän veden ravinnetasot erityisesti fosforin osalta ovat kohoineet. Tämä kertoo lisääntyneestä eloperäisen aineksen laskeutumisesta. Samasta kertovat myös yhä voimakkaammat ja laajemmat sinileväkukinnat. Lisääntynyt perustuotanto on saattanut hyödyttää kalastusta, sillä osa lisätuotannosta lienee lisänyt ulapan kalatuotantoa. Lisääntyneen perustuotannon kaikista vaikutuksista – muun muassa myrkyllisistä leväkukinnoista – ei kuitenkaan tie-

detä vielä riittävästi, jotta sen kaikkia vaikutuksia Itämeren ekologiaan voitaisiin arvioida (kuva 9.4). Nykykäsityksen mukaan rehevöityminen on kuitenkin liian suurta ja kansainvälinen tavoite onkin pienentää Itämeren ravinteiden määriä noin puoleen nykyisestä. Tavoitteeseen pääsy on kaikesta päätellen hidasta, mutta joillain alueilla, esimerkiksi Suomenlahdella, on havaittu merkkejä muutoksesta parempaan. Kevään leväkukinnan on 10 viime vuoden aikana havaittu pienentyneen noin kolmanneksen.

Meriliikenne on vaikuttanut hyvin pitkään Itämereen. Sen ensimmäinen vaikutus on ollut tulokaslajien saapuminen Itämereen. Jo viikinkiajoista lähtien rannoille on levinnyt maakasveja, jotka ovat levinneet painolastin mukana Itämerelle. Samalla Itämereen on levinnyt painolastihiekan mukana ainakin hietasimpukka, *Mya arenaria*. Se on vakiintunut hiekkapohjille kaikkialle Itämereen. Toinen kaikille tuttu vanha tulokaslaji on merirokko, *Balanus improvisus*. Se lienee saapunut Itämereen 1860-luvulla kiinnittyneenä Pohjois-Amerikasta saapuneen laivan runkoon. Nykyisin merirokko kuuluu Itämeren peruslajistoon. Tulokaslajien saapumismahdollisuudet ovat lisääntyneet meriliikenteen kasvaessa. Uusia lajeja tavataan vuosittain ja osa niistä jää pysyvästi Itämeren ekosysteemiin. Pysyvä leviäminen murtoveteen on kuitenkin hyvin vaativaa, sillä ainoastaan pieni osa tulokkaista sopeutuu Itämeren vaikeisiin oloihin. Itämeren tulokaslajeista on olemassa hyvä tietokanta (www.ku.lt/nemo/).

Nykyaikaisella meriliikenteellä on muitakin seuraamuksia Itämerelle, sillä meriliikenteen typpipäästöt ovat huomattavia. Ilman kautta tulevista typpipäästöistä laivaliikenteen osuus on noin 10 %. Lisäksi öljyonnettomuuden vaara on yhä kasvussa ja sen mahdolliset seuraukset vaihtelevat suuresti riippuen onnettomuuden paikasta ja ajankohdasta. Osa öljystä haihtuu nopeasti ilmaan, mutta osa jää pitkäksi aikaa vesiekosysteemiin. Öljy kulkeutuu nopeasti ran-

Kuva 9.5. Talvimerenkulku sujuu Itämerellä jäänmurtajien avustuksella. Ilmastomuutoksella on vaikutuksia merenkulun olosuhteisiin Itämeren talvessa. (Matti Leppäranta)

nikolle saattaen aiheuttaa korvaamattomia haittoja lintukolonioille. Öljy sisältää myös suuren joukon myrkyllisiä yhdisteitä. Öljyä voi myös painua pohjaan bitumimaisena massana, jolloin se tuhoaa pohjan ekosysteemiä.

Jokien säännöstely on muuttanut pintaveden kulkua Itämereen. Säännöstellyissä vesistöissä virtaamat ovat muuttuneet siten, että yhä suurempi osa piistä jää järvaltaisiin. Itämeren piipitoisuus on laskenut jo pitkään, sillä pii sitoutuu lähinnä piilevien kuoriin, jotka hajoavat pohjas-

sa hyvin hitaasti. Niinpä vesimassan piivarastot ovat lähinnä maalta tulevan piin varassa. Pii on yksi niistä ravinteista, jotka eivät varsinaisesti vaikuta perustuotannon määrään vaan lajistoon. Pii- ja tarttumalevät tarvitsevat rakenteisiinsa piitä. Nykyisin liukoinen pii loppuu vesimassasta jo ennen kevätukukinnan loppua. Kevätukukintojen lajisto onkin muuttumassa piilevien vallitsemasta normaalista kevätukukinnasta kylmän veden panssarilevien vallitsemaan kukintaan. Käytännössä kyseessä saattaa olla suuri ero, sillä piilevät eivät pysty uimaan, vaan ne laskeutuvat pohjaan kevätukukinnan päättyessä. Panssarilevät ovat uimakykyisiä, joten ne jäävät vesimassaan lisäten kesän ravinnepitoisuutta vedessä. Samalla muuttuu osa muistakin kevätukukinnan ominaisuuksista, joista meillä ei vielä ole kunnolla tietoa.

9.4 Globaalimuutoksen vaikutus Itämereen

9.4.1 Ilmastomuutos nyt

Ilmasto kuvaa säätilan pitkän ajan keskiarvoa. Tyypillisesti ilmastosta puhuttaessa tarkoitetaan tiettyä normaalijaksoa, kuten 1961–1990, johon kulloinkin vallitsevaa ilmastoa verrataan. Maapallon ilmasto muuttuu koko ajan, ja muutokset voivat olla hyvinkin suuria pitkällä aikavälillä, mistä ovat esimerkkeinä jääkaudet ja niiden väliset lämpimät kaudet. Muutokset ovat tällöin kuitenkin varsin hitaita. Sen sijaan nykyisen, otaksutun ilmastomuutoksen on arvioitu olevan huomattavasti nopeampaa kuin koskaan aikaisemmin. Tämän otaksunnan mukaan ihmisen toiminta olisi voimistamassa kasvihuoneilmiötä. Eräät ilmakehän kaasut toimivat samaan tapaan kuin lasi kasvihuoneessa: ne päästävät auringon valon maan pinnalle, mutta estävät maanpinnasta emittoitunutta pitkäaaltoisäteilyä karkaamasta takaisin avaruuteen. Näiden kasvihuonekaasujen, kuten hiilidioksidin, aiheuttama

kasvihuoneilmiö pitää planeettamme elämälle suotuisana: ilman sitä keskilämpötila maapallolla olisi huomattavasti nykyistä alempi. Ihmisen toiminta tuottaa huomattavia määriä kasvihuonekaasuja, jotka ilmeisesti voimistavat luonnollista kasvihuoneilmiötä. Sen seurauksena ilmasto muuttuu ja on jo muuttunut, sillä maapallon keskilämpötilan on arvioitu olevan yli puoli astetta korkeampi kuin 1850-luvulla, vaikka arvio keskilämpötilasta 1800-luvulla onkin vähäisten mittausasemien vuoksi varsin epätarkka. Suomessa keskilämpötilan on arvioitu nousseen aikavälillä 1901–2000 noin 0,7 astetta.

9.4.2 Ilmastonmuutoskenaariot

On syytä mainita, että ilmastonmuutoksen liittyvä keskustelu on tällä hetkellä varsin värikästä, ja eräät tutkijat katsovat, että kyse ei ole varsinaisesta ilmaston lämpenemisestä, vaan paremminkin hyvin pitkällä aikavälillä tapahtuvasta ilmaston luonnollisesta vaihtelusta. Lähivuosikymmenet näyttävät meille mitä todella tapahtuu. Debatti tutkijoiden välillä on asiaan kuuluvaa keskustelua, ja sen olemassaolo osoittaa, että olemme tekemisissä todellakin perimmäisten kysymysten kanssa – mitä ilmastossa tapahtuu ja miten ihmisten käy?

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) määrittelee raporteissaan kulloinkin käytettävissä olevan tiedon mukaan ilmastonmuutoskenaarioita tuleville vuosikymmenille. Näissä skenaarioissa, jotka perustuvat globaalisten, kytkettyjen meri–ilmakehämallien käyttöön, on keskeistä se, miten kasvihuonekaasujen päästöjen kehitys jatkuu: pienenevätkö päästöt, pysyvätkö ne ennallaan, vai kasvavatko ne entisestään. Useiden vuosikymmenten aikavälillä päästöjen määrästä riippuen maapallon ilmaston kehityksen suunnassa voidaan IPCC:n ennusteiden perusteella nähdä suuriakin eroja, vaikka raportit kirjoittaneet tutkijat katsovat, että

lämpeneminen on ilmeisesti väistämätöntä joka tapauksessa. FINSKEN (Developing consistent global change scenarios for Finland) -projektissa (Jylhä ym. 2004) on käytetty edellä mainittujen globaalimallien simulointituloksia ja arvioitu erityisesti ilmastonmuutoksen kehittymistä Suomen alueella.

FINSKENin arvioiden mukaan ilman keskilämpötila sekä sademäärät ovat nousussa seuraavina vuosikymmeninä. Muutoksen voimakkuus riippuu paljolti päästörajoitusten tehokkuudesta. Keskilämpötilan arvioidaan nousevan Suomessa normaalikauteen 1961–1990 verrattuna 1–3 astetta vuoteen 2020 mennessä, kun sademäärien vastaava nousu on 0–15 %. Vuoteen 2050 mennessä keskilämpötilan arvioidaan nousevan normaalikauteen verrattuna 2–5 °C ja sademäärän 0–30 %. Vuoteen 2080 mennessä arvioidut muutokset ovat 2–7 °C ja 5–40 %. On selvää, että kyseiset trendit keskilämpötilassa ovat huomattavasti suurempia kuin viime vuosisadalla mitatut. Suuret vaihteluvälit skenaarioissa johtuvat malleihin liittyvistä epävarmuustekijöistä, erilaisista emissioskenaarioista ja myös ilmaston sisäisestä vaihtelusta. Toisaalta kesäaikaan ennustettu lievä lämpeneminen on tilastollisesti yhtä merkittävää kuin talviaikainen suurempi lämpeneminen, sillä kesäaikojen lämpötiloihin liittyy vähemmän vaihtelua kuin talviaikaisiin. Sademäärien kasvu on tilastollisesti merkittävintä talviaikaan ja vähiten merkittävää kesällä. On huomattava, että mallisimulointien tulokset eivät tue käsitystä Pohjois-Atlantin lämpimän merivirran (Golf-virran) heikkenemisestä. Tämä heikentäisi Suomessa ilmaston lämpenemistä, vaikkakin meidän leveysasteillamme syklonien mukanaan kuljettamat lämpö on merivirtojen tuoman lämmityksen lisäksi tärkeää.

Klimatologisten tuulijakaumien muutoksista Pohjois-Euroopassa ei voida tehdä yhtä selkeitä johtopäätöksiä kuin lämpötilan noususta. On osoitettu, että voimakkaat ilmanpainegradientit ja niihin liittyvät myrskyt heikkenivät viime

vuosisadan aikana aina 1950–1970 luvuille asti, mutta nykyään myrskyjen taajuus on taasen samaa luokkaa kuin 100 vuotta sitten. Erityisesti Pohjois-Atlantilla myrskyjen esiintymistiheys on kasvussa, mutta Itämeren alueella kehitys ei ole näin voimakasta, vaikkakin länsituulten nopeus ja esiintymistaajuus ovat ehkä kasvussa. Myrskyjen esiintymisellä on talviaikaan korrelaatio positiivisen NAO-indeksin kanssa, kun taas ke-säaikaan kytkentä on heikko.

9.4.3 Ennustetut muutokset Itämeren fysiikassa

Useat ilmastomallit ovat ennustaneet, että sademäärät nousevat lähivuosikymmeninä selvästi, minkä seurauksena jokivirtaamat kasvavat. Meier ja Kauker (2003) ovat laskeneet kytkeytyllä kolmidimensionaalisella jää–meri-mallilla, että tämänhetkinen Itämeren keskisuolaisuus on 7,4 promillea sekä makean veden nettovuo Itämereen on $16.000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Herää kysymys, voisiko Itämeri muuttua käytännössä lähes makean veden altaaksi, jossa ei enää esiinny suolaisuuskerrostuneisuutta, ja jonka fysiikka olisi varsin toinen kuin nykyinen. Ilmastomuutoskenaarioiden mukaan jokivirtaamat pienenevät kesällä, mutta talviaikaiset virtaamat kasvaisivat nykyisestä jopa 50 % vuoteen 2100 mennessä.

Useimmat skenaariot, joissa makean veden nettoa oli kasvatettu tai pienennetty, osoittivat, että kerrostuneisuus on vakaassa tilassa 100 vuoden simuloinnin jälkeen, vaikkakin sekä pinta- että pohjakerroksissa suolaisuus pienenee. Vaikka makean veden tuottoa lisättäisiin 100 %, Itämeri ei muutu makeaksi. Halokliini erottaa siis edelleen pinnan makeamman ja pohjan-läheisen kerroksen suolaisemman veden toisistaan, jolloin tuulen sekoitusvaikutus rajoittuu vain yläkerrokseen. Jos makean veden tuoton muutos on rajoissa $\pm 30 \%$, halokliinin sijainti ei muutu oleellisesti nykyisestä, eli se sijaitsee 60 ja

100 metrin välillä. Sen sijaan kasvava jokivesien määrä laimentaa pintavesien suolaisuutta ja suolaisuusero pinnan ja pohjan välillä saattaa jopa kasvaa, jolloin veden pystysuora sekoittuminen heikkenee entisestään ja huonontaa hapen kulkeutumista pohjan läheisiin vesikerroksiin.

Mikäli Itämereen tulevan makean veden määrä pienenee huomattavasti (esimerkiksi 70 % nykyiseen verrattuna), suolaisuus kasvaa ja pinnan ja pohjan välinen suolaisuusero pienenee. Tämä johtaisi siihen, että Gotlannin meren syvänteissä tapahtuisi nykyistä helpommin pohjaan asti ulottuvaa sekoittumista ja konvektiota, jolloin Itämeren happitilanne kohenisi. On kuitenkin epätodennäköistä, että makean veden tuotto pieneneisi jatkossa.

Itämeressä tasapainottelevat sekä makean että suolaisen veden lajit ääriolosuhteissa. Promillienkin suolaisuuden muutoksen on havaittu vaikuttavan lajiston tasapainotilaan. Viime vuosien makeampi vaihe on vähentänyt muun muassa suuren suolaisen veden eläinplanktonin määrää. Nämä lajit ovat korvautuneet pienemmillä makean veden lajeilla, jotka ovat heikompaa ravintoa silakalle. Lisäksi voimakas makeutumisen uhkaa eräiden merikalojen kuten turskan lisääntymistä. Sen mätimunat tarvitsevat noin 10 promillen suolaisuuden.

Itämeren ja Pohjanmeren välinen vedenvaihto saattaa myös muuttua lisääntyvän makean veden tuoton vuoksi. Kun pinnalla virtaa kasvava määrä makeaa vettä ulos Itämereltä, veden suolaisuus pienenee myös Itämeren suualueella, jolloin suurten suolapulssien todennäköisyys pienenee. Samansuuntainen kehitys saattaa tapahtua, jos nykyinen tuuliklimatologia muuttuu jatkossa epäsuotuisammaksi pulseille.

Ilman keskilämpötilan nousu, jota globaalit meri–ilmakehämallit ennustavat, vaikuttaa myös Itämeren pinnan energiataseeseen. Koska lämmön advektio Itämeren ja Pohjanmeren välillä ei yleensä ole merkittävää, meren ilmasta saama lisälämpö ei siirry pois Itämereltä, vaan

meren lämpötila nousee. Tätä näkemystä tukee Meierin (2002) tulos, minkä mukaan 1,5-kertainen hiilidioksidipitoisuus esiteolliseen aikaan nähden nostaisi 100 vuodessa Itämeren keskilämpötilaa 2,3 °C. Arviot lämpötilan noususta ovat vielä varsin alustavia, mutta joka tapauksessa Itämeren keskilämpötilan nousu usealla asteella johtaisi moniin muutoksiin meren fysiikassa. Nyrkkisääntönä voidaan pitää sitä, että ilman keskilämpötilan nousu yhdellä asteella pienentää merijään pinta-alaa noin 45.000 km². Vaikka jäätalvien pituus, jään paksuus ja jääpeitteen laajuus pienenevätkin, niin esimerkiksi Haapalan ym. (2001) mukaan jäätä esiintyy vielä joka talvi Perämeren pohjoisosassa ja Suomenlahden itäisimmässä osassa. On ennustettu, että jääpeite pienenee nykyisestä 50–80 % vuoteen 2100 mennessä. Entistä lyhyempi jäätalvi pienentää meren pinnan keskimääräistä albedoa ja lisää meren hyödyksi koituvaa lämpöä. Samoin jääpeitteen sulattamiseen kuluu entistä vähemmän energiaa. Jääpeitteen pienemisellä on myös kytkentä vedenkorkeuksien kasvuun lyhyellä aikavälillä, sillä tuulen energian syöttö meren pintaan kasvaa. Tätä vaikutusta edelleen kasvattaa tuulten mahdollinen voimistuminen. Samalla myös aallokko voimistuisi ja merijäät liikkuisivat entistä enemmän. Tämä johtaa niiden entistä helpompaan ahtautumiseen, millä olisi haitallinen vaikutus talvimerenkululle. (kuva 9.5).

Veden keskilämpötilan nousu aiheuttaa muu-
toksia koko ekosysteemiin, sillä useat prosessit ovat lämpötilasta riippuvia. Pintaveden lämpeneminen johtaa myös pohjan läheisen veden lämpenemiseen. Tämä aiheuttaa entistä nopeampaa ja voimakkaampaa hapen kulutusta ja vähähappisuutta, mikä johtaa eliöstön köyhtymiseen ja ääritapauksissa fosforin liukenemiseen pohjan sedimenteistä. Lämpötilakerrostuneen kauden piteneminen saattaa johtaa vuosittaisiin happikatoihin matalilla alueilla, joilla on korkea perustuotanto. Näillä alueilla termokliini on tärkein happivarastojen uusiutumista estävä tekijä.

Kesän lämpötilalla lienee myös suuri merkitys Itämeren lajistoon. Monet ulappalajit esiintyvät nykyisinkin runsaimmillaan lämpiminä kesinä. Myrkyllisiä sinileväkukintoja muodostava *Nodularia spumigena* kasvaa sitä nopeammin mitä lämpimämpää vesi on, kun taas veden ollessa viileätä sinileväkukinnat jäävät vähäisiksi. Sini-
levien esiintymiseen vaikuttaa monimutkainen vuorovaikutusten ketju, johon liittyy muun muassa ravinnetasot ja kesän kumpuamisaktiivisuus, joten lämpötilojen nousu ei välttämättä yksin aiheuta sinileväkukintojen lisääntymistä. Lämpötila vaikuttaa myös muiden levien kasvuun. Lämpimässä pintavedessä on myös oma eläinplanktonyhteisönsä, johon kuuluvat lajit eivät ole yhtä hyvää ravintoa ulapan kaloille kuin merelliset kylmempään veteen sopeutuneet lajit. Yksi haitallinen eläinplanktonlaji, joka hyötyisi selvästi kesien lämpenemisestä, on petovesikirppu. Se pystyy lisääntymään tehokkaasti vain yli +15 °C:n lämpötilassa. Niinä vuosina, joina veden lämpötila on pitkään yli edellä mainitun rajan, petovesikirppu on jo nyt kalastajien riesana lähes koko rannikkoalueellamme. Suuret petovesikirppumassat tukkivat pyydyksiä tehokkaasti. Petovesikirppu on Kaspien mereltä saapunut tulokaslaji, joka havaittiin ensimmäisen kerran vuonna 1992. Lämpötilan nousu saattaa edistää myös muiden tulokaslajien leviämistä Itämereen (www.ku.lt/nemo/).

Jääpeitteen vähenemisen vaikutuksia Itämeren eliöstölle on vaikea arvioida. Jää on biologisesti aktiivinen elinympäristö, sillä siitä on mitattu varsin korkeata bakteeriaktiivisuutta sekä löydetty suuria määriä planktonleviä. Arktisella alueella vuosittain sulava jää toimii kylmän veden levien kasvupaikkana, josta ne siirtyvät veteen jään sulaessa. Sama mekanismi toiminee myös Itämeressä, jolloin jääpeitteisen alueen pieneminen aiheuttaa lajistomuutoksia kevään leväkukinnassa. Monet piilevälajit menettäisivät talvisen kasvupaikkansa. Jääpeite vaikuttaa myös mekaanisesti jokivesien leviämiseen. Jäätömassä

ympäristössä jokivesien vaikutusalue jää paljon pienemmäksi kuin jääpeitteisinä talvina. Lisäksi jää heikentää turbulenssia, jolloin eräät liikkuvat levälajit pystyvät muodostamaan massaesiintymiä jo talvella. Jää muokkaa myös rantaekosysteemejä ja puhdistaa kalliorantoja vuosittain. Lisäksi jää muodostaa suojaavan kannen rantavyöhykkeelle. Emme kuitenkaan tiedä tarpeeksi rantaekosysteemien herkkyydestä jääpeitteen muutoksille, jotta voisimme ennustaa mitä muutoksia voi seurata jäätalvien muuttumisesta.

Keskivedenkorkeuteen vaikuttavien kolmen tekijän – valtameren pinnan nousun, maankohoamisen ja vesitaseen – avulla voidaan laskea skenaarioita tulevaisuuden keskivedenkorkeudelle. Maankohoaminen etenee lineaarisesti tarkasteltavalla aikaskaalalla. Valtameren pinnan nousulle ja NAO-indeksille on saatavilla skenaarioita perustuen IPCC:n analyyseihin. Näiden skenaarioiden mukaan valtameren pinnan korkeus nousee noin 10–90 cm vuoteen 2100 mennessä. IPCC esittää raportissaan erilaisia emissioskenaarioita, jotka johtavat myös erilaisiin vedenkorkeusmuutoksiin (www.fimr.fi).

NAO-indeksille saadaan skenaarioita ilmastomalleilla. Mallit eivät ennusta luotettavasti NAO-indeksin vaihtelua vuosikymmenestä toiseen. Karkea arvio tulevaisuuden trendistä niiden perusteella voidaan silti tehdä. Vedenkorkeusskenaarioiden kannalta tällä ei ole suurta merkitystä, sillä NAO-indeksin vaihteluiden pysyessä kohtuullisissa rajoissa niiden vaikutus Suomen rannikon vedenkorkeuteen on pieni verrattuna valtameren pinnan nousuun, jonka epävarmuusrajat kasvavat hyvin suuriksi ajan myötä.

Suomenlahdella keskivedenkorkeuden pitkäaikainen lasku ei välttämättä jatku enää tulevaisuudessa. Kiihtyvä valtameren pinnan nousu tasapainottaa maankohoamisen vaikutusta, ja vedenkorkeus saattaa tasaantua vakiotasolle tai lähteä nousemaan. Sen sijaan Pohjanlahdella maankohoaminen on voimakkaampaa. Siellä vedenkorkeus jatkaa tulevaisuudessakin laskuaan.

Äärimmäisten skenaarioiden mukaan vedenkorkeus lähtee Pohjanlahdellakin nousemaan tämän vuosisadan puolivälin jälkeen (www.fimr.fi). Tanskalaistutkijat ovat tulleet siihen johtopäätökseen, että 50 cm:n globaalinen pinnannousu vuosien 1990 ja 2080 välillä johtaisi siellä 33–46 cm:n suuruiseen vedenkorkeuden nousuun.

Suomenlahden rannikolla keskivedenkorkeuden laskun hidastuminen vaikuttaa ainutlaatuisen rantaekosysteemien kehittymiseen. Pohjanlahdella syntyy niin sanottuja maankohoamISRantoja, joissa elää monimuotoinen kasvillisuus. Suomen etelärannikolla keskivedenkorkeuden lasku luo ainutlaatuisia hitaasti sulkeutuvia ja lopulta umpeen kasvavia lahtia, eli syntyy fladoja. Ne ovat matalia, pinta-alaltaan suuriakin lahtia, jotka kuroutuvat hitaasti merestä muuttuen lopulta rantaniityiksi. Fladat ovat eräiden harvinaisten levien ja kasvien elinpaikkoja, minkä lisäksi ne toimivat kalojen lisääntymisalueena sekä eloperäisen aineksen laskeutumispaikkoina. On hyvin vaikea arvioida mitä tapahtuu jo varastoituneelle ainekselle ja ravinteille, mikäli pitkälle kehittyneet fladasysteemit kohtaavat nousevan vedenkorkeuden.

Ilmastonmuutoksella on vaikutuksensa myös merisäähän. Kosteus ja sateet lisäävät sumumuodostusta sekä huonontavat merinäkyvyyttä ja lisäävät alusten rakenteiden jäätymisriskiä. Yhtenäisten merijääkenttien vähetessä merellisten ja rannikkosäiden vaihtelevuus lisääntyy. Myrskyjen mahdollinen kasvava esiintymistiheys aikaansaa nykyistä korkeampaa aallokkoa ja sitä kautta tilanteita, jossa näkyvyys on huono.

9.5 Tutkimuksen haasteita

Itämeren fysiikan tutkimuksessa on edessä vielä paljon haasteita. Tulevaisuuden tutkimusten yleisenä haasteena on integroida mallitus ja mitaustoiminta, sekä integroida fysiikan ja ekologian tutkimus entistä paremmin yhteen.

Kuva 9.6. Helsingin yliopiston Tvärminnen eläintieteellinen asema mereltä nähtynä. Asema on perustettu vuonna 1902 ja se on yksi Itämeren tutkimuksen tärkeimmistä kenttäasemista. (Riku Lumiaro/Merentutkimuslaitos)

Itämeren syvän veden kiertoliike tunnetaan vielä huonosti. Eräänä tärkeänä sovelluskohteena on suurten suolapulssien vielä osittain tuntemattoman dynamiikan selvittäminen. Toinen Itämeren fysiikan tärkeä, mutta melko heikosti tunnettu osa-alue on vertikaalinen sekoittuminen. Tämän prosessin tutkimuksen keskeisenä osana on mittaustoiminta modernin instrumentaation avulla. Mittaustuloksia voidaan hyödyntää numeeristen mallien parametrisoinneissa ja täten tarkentaa niissä ekosysteemiprosessienkin kannalta keskeistä sekoittumisen kuvausta.

Monien käytännön sovellutusten ja ympäristönsuojelun kannalta on kehitettävä menetelmiä, joiden avulla voidaan arvioida rannikon ja avomeren välistä vedenvaihtoa. Tämä pitää sisällään myös kiinto- ja ajojään rajavyöhykkeen tutkimuksen. Samoin eri merialtaiden välisen vedenvaihdon arvioimisessa tarvitaan panostusta tulevaisuudessa, jotta opitaan ymmärtämään sekä aikaskaaloja että mekanismeja, joiden raa-

meissa tietyn altaan vesi uudistuu. Ympäristöonnettomuuksien, kuten öljypäästöjen, vaikutusten ennustamiseksi on kehitettävä edelleen matemaattisia malleja.

Itämeren ekosysteemitutkimuksen suurimpia haasteita on selvittää eri tekijöiden osuus ekosysteemin nykyisen tilan synnyssä ja siitä toipumisesta (kuva 9.6). Tiedämme aivan liian vähän fyysikaalisten tekijöiden vaikutuksesta ravinne- ja tuotantodynamiikkaan, mukaan luettuna erityisesti laskeutuvan aineksen määriin. Sisäisen kuormituksen merkityksen arviointi on myös kesken.

Tulevaisuudessa tarvitaan entistä enemmän yhdistettyjä fyysikaalis-kemiallis-biologisia tutkimusohjelmia, joissa voidaan saada uutta tietoa eri prosesseista ja niiden välisistä vuorovaikutussuhteista. Tämän toteuttamiseksi tarvitaan entistä laajempaa ja integroitua kansallista ja kansainvälistä yhteistyötä.

Itämeren fysiikan tunteminen auttaa ymmärtämään Itämeren tilaa, ja meillä on ennen kaikkea yhteinen, konkreettinen huoli Itämeren tulevaisuudesta. Kyseessä on haaste tutkijoille ja päättäjille tehdä yhdessä työtä Itämeren, meidän meremme hyväksi, jotta tulevat sukupolvet voivat nauttia sen tarjoamasta ainutlaatuisesta ja myös puhtaasta meriympäristöstä.

10. Lähdeluettelo

10.1 Päälähteet

- Brogmus, W. 1952. Eine Revision des Wasseraus-
haltes. Kieler Meeresforschung 9(1), 15–42.
- Dera, J. 1992. *Marine Physics*. Amsterdam-Oxford-
New York-Tokyo: Elsevier, 526 s.
- Ehlin, U. 1981. Hydrology of the Baltic Sea. Teok-
sessa: Voipio, A. (1981), s. 123–134.
- Fonselius, S. 1996. Västerhavets och Östersjöns
oceanografi. Norrköping: SMHI, 200 s.
- Leppäranta, M. 2004. *The drift of sea ice*. Heidel-
berg: Springer-Praxis, 290 s.
- Magaard, L. ja Rheinheimer, G. (toim.) 1974.
Meereskunde der Ostsee. New York: Springer-
Verlag.
- Mikulski, Z. 1970. Inflow of river water to the
Baltic Sea in the period 1951–1960. Nordic
Hydrology 4, 216–227.
- Mälkki, P. ja Tamsalu, R. 1985. Physical features
of the Baltic Sea. Helsinki, Merentutkimuslai-
tos: Finnish Marine Research, 252, 110 s.
- Rodhe, J. 1999. The Baltic and North Seas. A pro-
cess-oriented review of the physical oceanog-
raphy. Teoksessa: Robinson, A. & Brink, K.
(toim.), *The Sea*, Vol. 11. John Wiley & Sons
Inc.
- SMHI ja Merentutkimuslaitos 1982. *Itämeren,
Kattegatin, Skagerrakin ja Vänern-järven jää-
kartasto*. Norrköping, Sjöfartsverket.
- Stigebrandt, A. 2001. Physical oceanography of the
Baltic Sea. Teoksessa: F. Wulff ym. (toim.), *A
system analysis of the Baltic Sea*. Ecological stu-
dies, Vol. 148, s. 19–74. Berlin – Heidelberg:
Springer-Verlag.
- Voipio, A. (toim.) 1981. *The Baltic Sea*. Amster-
dam, Elsevier, 418 s.
- Voipio, A. ja Leinonen, M. (toim.) 1984. *Itämeri*.
Helsinki, Kirjayhtymä, 179 s.

10.2 Muut

- Alenius, P. 1978. On the use of CTD-profiling sys-
tem on R.V. Aranda. Teoksessa: Proceedings
of the XI Conference of the Baltic Oceanog-
raphers, Rostock, 24–27 April 1978, 600-
607.
- Alenius, P. 1980. On currents, inertial and inertial
waves in a coastal zone of the Bothnian Sea.
Lisensiaattityö, Helsingin yliopisto, geofysii-
kan laitos, 126 s.
- Alenius, P. 1985. Itämeren sisäiset aallot. XII Geo-
fysiikan päivät Helsingissä 14.–15.5.1985,
25–30.
- Alenius, P. ja Mälkki, P. 1978. Some results of the
current measurement projects of the Pori
– Rauma region. Finnish Marine Research
244, 52–63.

- Andrejev, O., Myrberg, K., Mälikki, P. ja Perttilä, M. 2002. Three-dimensional modelling of the Baltic main inflow in 1993. *Environmental and chemical physics* 24(3), 121–26.
- Andrejev, O., Myrberg, K., Alenius, P. ja Lundberg, P. A. 2004. Mean circulation and water exchange in the Gulf of Finland - a study based on three-dimensional modelling. *Boreal Environment Research* 9, 9–16.
- Assur, A. 1958. Composition of sea ice and its tensile strength. Teoksessa: Thurston, W. (toim.), *Arctic Sea Ice*, s. 106–138. U.S. National Academy of Science/National Research Council: Publ. No 598.
- Bock, K.H. 1971. Monatskarten des Salzgehaltes der Ostsee, dargestellt für verschiedene Tiefenhorizonte. *Deutsche Hydrographisches Zeitschrift, Ergänzungshäft Reihe B* (4), 12, 1–147.
- Dahlström, B. 1977. Estimation of precipitation for the Baltic Sea – preliminary result. Ad Hoc Meeting of the Pilot Study Group of Experts, Norrköping (moniste).
- Dailidienė I., Tilickis, B., Davulienė, L., Stankevičius, A. ja Myrberg, K. 2006. Sea level variability at the Lithuanian coast of the Baltic Sea. *Boreal Environment Research* 11, 109–121.
- Defant, F. 1972. Klima und Wetter der Ostsee. *Kieler Meeresforschng* 28(1), 1–30.
- Dietrich, G., Kalle, K., Krauss, W. ja Siedler, G. (toim.). 1957. *Allgemeine Meereskunde. Eine Einführung in die Ozeanographie*. Bonträger, Berlin, 492 s.
- Ekman, M. 1998. Secular change of the seasonal sea level variation in the Baltic Sea and secular change of the winter climate. *Geophysica* 34, 131–140.
- Fonselius, S. ja Valderrama, J. 2003. One hundred years of hydrographic measurements in the Baltic Sea. *Journal of Sea Research*, 49, 229–241.
- Gill, A. 1982. *Atmosphere-Ocean dynamics*. Academic Press, Lontoo, 662 s.
- Granqvist, G. 1938. Zur Kenntnis der Temperatur und des Salzgehaltes des Baltischen Meeres and den Küsten Finnlands. *Merentutkimuslaitoksen julkaisu / Havsforskningsinstitutets skrift*, 122, 166 s. + liitteet.
- Gustafsson, B.G. ja Andersson H.C., 2001. Modeling the exchange of the Baltic Sea from the meridional atmospheric pressure difference across the North Sea. *Journal of Geophysical Research*, 106, C9, 19,731–19,744.
- Gustafsson, T. ja Kullenberg, B. 1936. Untersuchungen von Trägheitsströmungen in der Ostsee. *Sv. Hydr.-Biol. Kommn. Skr., Ny ser. Hydr.*, 13, 1–28.
- Haapala, J. 1994. Upwelling and its influence on nutrient concentration in the coastal area of the Hanko Peninsula at the entrance of the Gulf of Finland. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 38, 507–521.
- Haapala, J. ja Alenius, P. 1994. Temperature and salinity statistics for the Northern Baltic Sea 1961–1990. *Finnish Marine Research* 262, 51–121.
- Haapala, J. ja Leppäranta, M. 1996. Simulating Baltic sea ice season with a coupled ice-ocean model. *Tellus* 48A(5), 622–643.
- Haapala, J., Meier, H.E.M. ja Rinne, J. 2001. Numerical investigations of future ice conditions in the Baltic Sea. *Ambio* 30, No. 4–5, 237–244.
- Hankimo, J. 1964. Some computations of the energy exchange between the sea and the atmosphere in the Baltic area. *Ilmatieteellisen keskuslaitoksen toimituksia* 57, 1–26.
- Hela, I. 1944. Über die Schwankungen des Wasserstandes in der Ostsee mit besonderer Berücksichtigung des Wasseraustausches durch die dänischen Gewässer. *Annales Academiae Scientiarum Fennicae. Ser. A I, Mathematica-physica*, 28, 108 s., liitelehti.

- Henning, D. 1979. Baltic Sea evaporation. Pilot study year. Summary of interim results. Sixth Meeting of Experts on the Water Balance of the Baltic Sea, Hanasaari Cultural Centre, Paper 10.
- Herlevi, A. ja Leppäranta, M. 1994. ERS-1 SAR over open water in the Baltic Sea. *EARSeL Advances in Remote Sensing* 3(2), 64–70.
- Holton, J.R. 1979. *An Introduction to Dynamic Meteorology*, Academic Press, Second Edition, International Geophysics Series 23, New York, 391 s.
- Håkansson, B., Alenius, P. ja Brydsten, L. 1994. Fysisk miljö i Bottniska Viken. *Vatten* 50(3), 187–200.
- Ilmatieteen laitos, 1982. Auringonsäteilyhavainnot 1971–1980. Suomen meteorologinen vuosikirja 71–80, Osa 4:1, Helsinki.
- Ilmatieteen laitos, 1991. Tilastoja Suomen ilmastosta 1961–1990. Ilmatieteen laitos, Helsinki, 125 s.
- Jacobsen, T. 1980. Mixing, exchange and transport processes. Teoksessa: Melvasalo, T. ym. (toim.), Assessment of the effects of pollution on natural resources of the Baltic Sea. 1980. Baltic Sea Environment Proceedings, 5B, 114–128.
- Johansson, M., Boman, H., Kahma, K. K. ja Launiainen, J. 2001. Trends in sea level variability in the Baltic Sea. *Boreal Environment Research* 6, 159–179.
- Johansson, M., Kahma, K. K., Boman, H. ja Launiainen, J. 2004. Scenarios for sea level on the Finnish coast. *Boreal Environment Research* 9(2), 153–166.
- Jurva, R. 1937a. Über die Eisverhältnisse des Baltischen Meeres an den Küsten Finnlands nebst einem Atlas, 248 s. Diss. Universität Helsinki, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Sektion der Philosophischen Fakultät, Helsinki.
- Jurva, R. 1937b. Laskelmia meriemme lämpövarastosta. *Suomi merellä* 12, 162–191.
- Jylhä, K., Tuomenvirta, H. ja Ruosteenoja, K. 2004. Climate Change projections to Finland during the 21st century. *Boreal Environment Research* 9, 127–152.
- Kahma, K.K. 1986. On prediction of the fetch-limited wave spectrum in a steady wind. *Finnish Marine Research* 253, 52–78.
- Kahma, K.K. ja Calkoen, C. 1992. Reconciling discrepancies in the observed growth of wind-generated waves. *Journal of Physical Oceanography*, 22(12), 1389–1405.
- Kalliosaari, S. ja Seinä, A. 1987. Ice winters 1981–1985 along the Finnish coast. *Finnish Marine Research* 254, 5–63.
- Kitaigorodskii, S.A. 1962. Applications of the theory of similarity to the analysis of wind-generated wave motion as a stochastic process. *Izv. Akad.Nauk SSSR, Geophys. Ser.* 1, 105–117.
- Knudsen M. 1900. Ein Hydrographischer Lehrsat. *Annalen Maritimen Meteorology* 28, 316–320.
- Kononen, K., Kuparinen, J., Mäkelä, K., Laanemets, J., Pavelson, J. ja Nömmann, S. 1996. Initiation of cyanobacterial blooms in a frontal region at the entrance to the Gulf of Finland, Baltic Sea. *Limnology and Oceanography* 41(1), 98–112.
- Kõuts, T. 1999. Processes of deep water renewal in the Baltic Sea. *Dissertationes Geophysicales Universitatis Tartuensis*, 50 s. +7 artikkelia (väitöskirja).
- Kwicien, K. 1987. Warunki klimatyczne. Teoksessa: B. Augustowski (toim.), *Bałtyk Południowy*, s. 219–287. Gdanskie Towarzystwo Naukowe, Ossolineum, Wrocław.
- Launiainen, J. 1982. Variation of salinity at Finnish fixed hydrographic stations in the Gulf of Finland and river runoff the Baltic Sea. Suomenlahden itäosan vesiensuojelua koskeva seminaari, Leningrad 16–20.8 1982, 12 s (mimeogr.).

- Lenz, W. 1971. Monatskarte der Temperatur der Ostsee dargestellt für verschiedene Tiefenhorizonte. Deutsche Hydrographisches Zeitschrift, Ergänzungshäft Reihe B, 11, 1–148.
- Leppäranta, M. 1990. Observations of free ice drift and currents in the Bay of Bothnia. Acta Regiae Societatis Scientiarum et Litterarum Gothoburgensis, Geophysica 3, 84–98.
- Leppäranta, M., Sun, Y. ja Haapala, J. 1998. Comparisons of sea-ice velocity fields from ERS-1 SAR and a dynamic model. Journal of Glaciology, 44(147), 248–262.
- Lisitzin, E. 1938. Über die Ionisierungsspannungen der Elemente in verschiedenen Ionisierungszuständen. Vaitöskirja: Universität Helsingfors, 121 s., Helsinki.
- Lisitzin, E., 1957. On the reducing influence of sea ice on the piling-up of water due to wind stress. Comm. Physico-Math. Soc. Sci. Fenn. 20(7), 1–12.
- Matthäus, W. 1993. Major Baltic inflows of highly saline water into the Baltic Sea – a review. ICES Statutory Meeting Dublin, Paper C.M.1993/C:52.
- Matthäus, W. ja Schinke, H. 1994. Mean atmospheric circulation patterns associated with major Baltic inflows. Deutsche Hydrographische Zeitschrift 46(4), 321–339.
- Meier, H.E.M. 2002. Regional ocean climate simulations with a 3D ice–ocean model for the Baltic Sea. Part I: model experiments and results for salinity and temperature. Climate Dynamics 19, 255–256.
- Meier, H.E.M. ja Kauker, F. 2003. Sensitivity of the Baltic Sea salinity from the fresh water supply. Climate Research 24, 231–242.
- Mellor, G. 1996. *Introduction to Physical Oceanography*. Springer-Verlag, 260 s.
- Mietus, M. ja Owczarek, M. 1994. Charakterystyka warunków meteorologicznych. Teoksessa: Warunki środowiskowe polskiej strefy południowego Bałtyku w 1993 roku, 9–26. Gdynia. Materiale Oddziału Morskiego, IMGW.
- Mikulski, Z., 1972. The inflow of the river waters to the Baltic Sea in 1961–1970. Proc. 8th Conf. Baltic Oceanogr., Copenhagen, October 1972.
- Murthy, R., Håkansson, B. ja Alenius, P. 1993. The Gulf of Bothnia year 1991. Physical transport experiments. SMHI reports, Oceanography RO 15, 127 s. Norrköping, SMHI.
- Myrberg, K. ja Andrejev, O. 2003. Main upwelling regions in the Baltic Sea: a statistical analysis based on three-dimensional modelling. Boreal Environment Research 8, 97–112.
- Mälkki, P., 2001. Oceanography in Finland 1918–2000. Geophysica 37, Nos. 1–2, 225–259.
- Neumann, G. 1941. Eigenschwingungen der Ostsee. Arch. Dtsch. Seewarte Marineobserv., 61(4), 1–59.
- Nirola, A., Vihma, T. ja Launiainen, J. 2003. Marine meteorological conditions and air-sea exchange processes over the northern Baltic Sea in 1990s. Geophysica 38 (1–2), 59–87.
- Omstedt, A. ja Axell, L. 2003. Modeling the variations of salinity and temperature in the large Gulfs of the Baltic Sea. Continental Shelf Research 23, 265–294.
- Palmén, E. 1930. Untersuchungen über die Strömungen in den Finnland umgebenden Meeren. Commentationes physico-mathematicae / Societas Scientiarum Fennica, 12, 93 s.
- Palmén, E. ja Söderman, D. 1966. Computation of the evaporation for the Baltic Sea from the heat flux of water vapour in the atmosphere. Geophysica 8(4), 261–280.
- Palosuo, E. 1953. A treatise on severe ice conditions in the Central Baltic. Merentutkimuslaitoksen julkaisu / Havsforskningsinstitutets skrift 156, 130 s., Helsinki.
- Palosuo, E., 1965. Frozen slush on lake ice. Geophysica 9(2), 131–147.
- Pettersson, H. 2004. Wave growth in a narrow bay. Contributions of the Finnish Institute of Marine Research (9), University of Helsinki, Faculty of Science. 33 s. + 4 artikkelia, Helsinki. Merentutkimuslaitos (väitöskirja).

- Pickard, G. ja Emery, W. 1990. *Descriptive Physical Oceanography*. Butterworth-Heinemann, New York, 5. painos, 320 s.
- Ramsay, H. 1947. *I kamp med Östersjöns isar – en bok om Finlands vintersjöfart*. Holger Schildts Förlag, Helsingfors.
- Reed, R. 1977. On estimating insolation over the Ocean. *Journal of Physical Oceanography* 7, 482–485.
- Saloranta, T. 2000. Modeling the evolution of snow, snow ice and ice in the Baltic Sea. *Tellus* 52A, 93–108.
- Seinä, A. ja Kalliosaari, S. 1991. Ice winters 1986–1990 along the Finnish coast. *Finnish Marine Research* 259, 3–61.
- Seinä, A. ja Palosuo, E. 1993. The classification of the maximum annual extent of ice cover in the Baltic Sea 1720–1992. *Meri* 20, 5–20.
- Seinä, A. ja Peltola, J. 1991. Duration of the ice season and statistics of fast ice thickness along the Finnish coast 1961–1990. *Finnish Marine Research* 258, 46 s.
- Shirokov, K.P. 1977. Vliyanie splochnosti na vetrovoj dreif l'dov. *Sb. Rab. Leningr. GGO* 9, 46–53 (venäjänkielinen).
- Simojoki, H. 1949. Niederschlag und Verdunstung auf dem Baltischen Meer. *Fennia*, 71(1), 1–25.
- Simojoki, H. 1978. The History of Geophysics in Finland 1828–1918. *Societas Scientiarum Fennica*, Helsinki.
- Sjöberg, B. 1992. *Atlas of Sweden. Sea and Coast*. National Atlas of Sweden. SWA Publishing, SMHI, Norrköping.
- UNESCO, 1981. The Practical Salinity Scale 1978 and the International Equation of State of Seawater 1980. *Techn. Pap. Mar. Sci.* 36.
- Witting, R. 1911. Tidvatten i Östersjön och Finska viken. *Fennia* 29(2), 84 s.
- Witting, R. 1912. Zusammenfassende Übersicht der Hydrographie des Bottnischen und Finnischen Meerbusens und der nördlichen Ostsee nach den Untersuchungen bis Ende 1910. *Finnländische hydrographisch-biologische Untersuchungen No. 7*, 82 s.
- Wübbler, C. ja Krauss, W. 1979. The two-dimensional seiches of the Baltic Sea. *Oceanologica Acta* 2(4), 435–446.
- Zillman, J.W. 1972. Study of Some Aspects of the Radiation and Heat Budgets of the Southern Hemisphere Oceans. Canberra: Bur. of Meteorol., Dep. of Inter., Meteorol. Stud. Rep. 26.
- Zubov, N.N. 1945. *L'dy Arktiki* [Arctic Ice]. Izdatel'stvo Glavsermorputi, Moscow (venäjänkielinen).

Kirjoittajat

FT, dosentti Kai Myrberg on toiminut Merentutkimuslaitoksessa tutkijana vuodesta 1988 erityisalueenaan Itämeren fysikaalisten prosessien tutkimus matemaattisten mallien avulla. Hän on toiminut vuodesta 2002 Helsingin yliopiston geofysiikan dosenttina luennoiden kurssia ”Itämeren Oseanografia”. Hän ollut vierailevana tutkijana Virossa ja Saksassa sekä stipendiaattina ja post.doc -tutkijana Ruotsissa.

Professori Matti Leppäranta on Helsingin Yliopiston professori opetuslanaan maapallon vesivaipan fysiikka sekä Oulun yliopiston meritiiteen dosentti. Hänen erikoisalanaan on jäätyvien merten meritiite. Hän on työskennellyt Merentutkimuslaitoksessa 1974–1992 sekä ollut vierailevana tutkijana Englannissa, Japanissa, Kanadassa ja Yhdysvalloissa.

Professori Harri Kuosa on työskennellyt Tvärminnen eläintieteellisellä asemalla ja Merentutkimuslaitoksella noin 20 vuotta. Tällä hetkellä hän on Itämeren tutkimuksen professori Tvärminnessä. Hänen erikoisalaansa on Itämeren ekosysteemi ja sen muutokset.