



Pro-gradu tutkielma

Geofysiikka

Jäidenlähtö arktisilla järvillä – tarkastelussa Kilpisjärvi

Elisa Lindgren

2015

Ohjaaja: Professori Matti Leppäranta

Tarkastajat: Professori Matti Leppäranta

Esko Kuusisto

HELSINGIN YLIOPISTO

FYSIIKAN LAITOS

PL 64 (Gustaf Hällströmin katu 2)

00014 Helsingin Yliopisto

Tiedekunta/Osasto — Fakultet/Sektion — Faculty		Laitos — Institution — Department	
Matemaattis-luonnontieteellinen		Fysiikan laitos	
Tekijä — Författare — Author Elisa Lindgren			
Työn nimi — Arbetets titel — Title Jäidenlähtö arktisilla järvillä – tarkastelussa Kilpisjärvi			
Oppiaine — Läroämne — Subject Geofysiikka			
Työn laji — Arbetets art — Level Pro Gradu -tutkielma		Aika — Datum — Month and year Toukokuu 2015	Sivumäärä — Sidoantal — Number of pages 67
Tiivistelmä — Referat — Abstract Keväällä auringonsäteilyn lisääntyessä alkaa jääpeitteisillä järvillä sulamiskausi, jolloin ensin lumi ja sen jälkeen jääkansi sulavat. Lumeton jää läpäisee jonkin verran auringonsäteilyn näkyvää valoa, joka lämmittää jään alla olevaa vettä ja aiheuttaa siten epästabiilin tiheyskerrostuneisuuden sekä konvektiivisen sekoittumisen alkamisen. Koska jäätyvien järvien jääpeitekauden kesto on lyhentynyt edellisen vuosisadan aikana, mikä voi vaikuttaa esimerkiksi arktisten maa-alueiden ilmastoon ja järvien ekologiaan, tarvitaan jäidenlähdon ja järvien sulamiskauden fysikaalisten prosessien tutkimusta, jotta veden, jään ja ilmakehän välinen vuorovaikutus ymmärrettäisiin ja voitaisiin mallintaa paremmin. Kilpisjärvi (69° 03'N 20° 50'E) on Suomen Käsivarren Lapissa sijaitseva arktinen tundra-järvi. Sen jäätalvi kestää tavallisesti marraskuusta kesäkuuhun, ja järven jää saavuttaa vuosittain noin 90 cm paksuuden. Keväällä 2013 tehtiin Kilpisjärvelle kenttämatka, jonka tavoitteena oli tutkia arktisten järvien fysikaalisia prosesseja sulamiskaudella, ja jonka aikana kerättyjä mittauksia jään ominaisuuksista sekä veden lämpötilasta analysoidaan tässä tutkielmassa. Kilpisjärvellä havainnoitiin jään sulamista ja mitattiin jään läpi tunkeutuvan PAR-säteilyn määrää sekä tutkittiin järven jäältä otetusta näytteestä kiderakennetta. Järveen asennetut termistoriketjut mittasivat veden lämpötilan kehitystä järven eri syvyyksillä, ja CTD-luotauksilla seurattiin lämpötilan alueellista vaihtelua järven eri osissa sekä säteilyn vaimenemista vesirungossa. Helsingin Yliopiston Kilpisjärven biologiselta asemalta ja Ilmatieteenlaitoksen Kilpisjärven kyläkeskuksen sääasemalta saatiin lisäksi sää tietoja, joiden perusteella laskettiin jään lämpötase. Kenttäjakson aikana 25.5.-4.6. Kilpisjärvellä vallitsivat poikkeukselliset olosuhteet, sillä korkeimmillaan ilman lämpötila kohosi +25 Celsiusasteeseen. Järven jää sulii nopeasti 4-5 cm vuorokaudessa, mikä johti aikaiseen jäidenlähtöön 3. kesäkuuta. Vaikka lämpöasetta hallitsi auringonsäteily, olivat myös havaittavan lämmön vuo ja pitkäaaltoisen säteilyn netto jäätä lämmittäviä tekijöitä. Pelkästään kohvajäältä koostuvan jään läpäisykyky oli korkea, 0,6-0,9, ja valon vaimenemiskertoimelle saatiin arvoja väliltä 0,2 m⁻¹ ja 0,8 m⁻¹. Jään alla irradianssin taso oli keskimäärin 155 W m⁻², ja tämä lämmitysteho aiheutti veden lämpötilan nopean kasvun jään alla jo ennen jäidenlähtöä. Alueellinen vaihtelu oli kuitenkin selkeä, sillä litoraaliaalueet lämpenivät nopeammin kuin pelagiaa-alueet. Tutkimus osoitti, että lähellä jäidenlähtöä auringonsäteily on merkittävin vettä lämmittävä tekijä, jolloin sen ajama konvektio aiheuttaa veden tehokkaan sekoittumisen. Jään läpäisseen säteilyn määrä ja veden lämpeneminen vaihtelevat kuitenkin todennäköisesti järven eri osien välillä epähomogeenisen jääpeitteen takia, mistä voi seurata tiheyserojen ajamien konvektiivisten solujen syntyminen ja siten monimutkainen virtausrakenne jään alla. Tästä ei saatu havaintoja käytetyillä menetelmillä, joten vastaavissa myöhemmissä tutkimuksissa olisi mittaukset suunniteltava kattamaan laajempi alue järveä.			
Avainsanat — Nyckelord — Keywords jäidenlähtö, sulaminen, konvektio, Kilpisjärvi, PAR-säteily, lämpötase			
Säilytyspaikka — Förvaringsställe — Where deposited			
Muita tietoja — Övriga uppgifter — Additional information			

Sisällysluettelo

Kuvat ja taulukot	iii
1 Johdanto	1
1.1 Tutkimuksen tavoitteet	4
2 Järven jäätalvi	7
2.1 Järvijään fysiikkaa	7
2.1.1 Jään rakenne	7
2.1.2 Valon kulku jään läpi	9
2.1.3 Jään termodynamiikka ja sulaminen	11
2.2 Vesi jään alla	15
2.2.1 Kerrostuneisuus	16
2.2.2 Virtaukset ja sekoittuminen	17
3 Aineisto ja menetelmät	23
3.1 Kilpisjärvi	23
3.1.1 Alueen ilmasto ja Kilpisjärven jääpeite	25
3.2 Mittaukset	27
3.2.1 Valon määrä ilmassa ja jään alla	28
3.2.2 Jäähavainnot ja jäänäytteet	30
3.2.3 CTD-luotaukset	31
3.2.4 Termistoriketjut	32
3.2.5 Meteorologiset mittaukset	33
4 Tulokset	35
4.1 Jääolosuhteet talvella 2012-2013	35
4.2 Jään lämpötase ja sulaminen	38
4.3 Säteilyn kulku jään läpi	40
4.4 Kilpisjärven lämpötila	41

4.4.1	Pääaltaan lämpötilakehitys	41
4.4.2	Sekoittuneen kerroksen kehitys	43
4.4.3	Maantielähti ja järveen laskeva vesi	45
5	Keskustelu	49
5.1	Jää sulamiskauden lopulla	49
5.2	Veden lämpeneminen jään alla	54
5.3	Menetelmien vaikutuksesta tuloksiin	57
6	Johtopäätökset	59
	Kiitokset	61
7	Kirjallisuutta	63

Kuvat ja taulukot

2.1	Jään kiderakenne	8
2.2	Vakiot ja niiden arvot	15
2.3	Veden tiheyden riippuvuus lämpötilasta	16
2.4	Veden lämpötila ja kerrostuneisuus jään alla	18
3.1	Kilpisjärven kartta	24
3.2	Keskilämpötila ja sadanta Kilpisjärvellä	25
3.3	Jäätalven kesto Kilpisjärvellä 1952-2013	26
3.4	Kilpisjärvellä keväällä 2013 tehdyt mittaukset.	28
3.5	Mittausjärjestelyt PAR-asemalla	29
4.1	Kilpisjärven jään paksuus talvella 2013	35
4.2	Jää sulamiskauden loppuvaiheessa	36
4.3	Jäänäyte	37
4.4	Jään lämpötaseen termit	39
4.5	PAR-irradianssi, vaimenemiskerroin ja läpäisevyys	40
4.6	Järven eufoottinen syvyys	41
4.7	Pääaltaan lämpötilan ajallinen kehitys	42
4.8	Pääaltaan CTD-luotaukset	44
4.9	Lämpötilaprofilin kehitys päivän aikana	45
4.10	Maantielahden lämpötilan ajallinen kehitys	46
4.11	Maantielahden CTD-luotaukset	47
5.1	Jään lämpötaseen laatikkomalli	52

Symbolit

α	Albedo	k_w	Veden lämmönjohtokyky
κ	Diffuusi vaimenemiskerroin	L_m	Jään sulamislämpö
ρ_i	Jään tiheys	L_e	Veden haihtumislämpö
ρ_a	Ilman tiheys	N	Pilvisyys
σ	Stefan-Boltzmannin vakio	p	Ilmanpaine
ε	Pinnan emissiviteetti	Q_n	Jään lämpötase
ε_a	Ilmakehän tehoisa emissiviteetti	Q_s	Auringonsäteily
C_a	Matalan veden aallon nopeus	Q_w	Vedestä johtuva lämpö
C_e	Turbulenttisen latentin lämmön vaihtokerroin	q_0	Ilman kyllästysominaiskosteus
C_i	Sisäisen aallon nopeus	q_a	Ilman ominaiskosteus
C_s	Turbulenttisen havaittavan lämmön vaihtokerroin	Q_{La}	Latentin lämmön vuo
$c_{p,a}$	Ilman ominaislämpökapasiteetti	$Q_{Lw,a}$	Ilmakehän emittoima lämpösäteily
$c_{p,i}$	Jään ominaislämpökapasiteetti	$Q_{Lw,s}$	Pinnan emittoima lämpösäteily
e	Ilman vesihöyrynpaine	Q_P	Sateen mukana tuleva lämpö
E_d	Irradianssi	Q_{Se}	Havaittavan lämmön vuo
e_i	Vesihöyryn kyllästyspaine jään yllä	R_e	Rossbyn säde
f	Corioliskiihtyvyys	R_i	Baroklininen Rossbyn säde
g	Putoamiskiihtyvyys	RH	Ilman suhteellinen kosteus
g'	Heikentynyt painovoima	T	Jään läpäisykyky
H	Järven syvyys	T_i	Jään lämpötila
k	Jään lämmönjohtokyky	T_a	Ilman lämpötila
		T_s	Pinnan lämpötila

1. Johdanto

Suurin osa maapallon järvistä sijaitsee lauhkealla ja subarktisella vyöhykkeellä pohjoisella pallonpuoliskolla, mikä tarkoittaa, että ne jäätyvät lähes vuosittain tai jopa usean kuukauden ajaksi joka vuosi. Jääkansi tekee järvistä hyvin erilaisia verrattuna kesäiseen avovesikauteen. Kiinteä jääpeite estää veden sekoittumisen tuulen vaikutuksesta, joten järven kiertoliikettä ajaa ulkoisesti ainoastaan kelluvan jään oskillointi, pohjan sedimenteistä vapautuva lämpö sekä jään läpi kulkeutuva auringonsäteily. Järven ja ilmakehän välistä materian, esimerkiksi hapen ja veden, vaihtoa ei pääse tapahtumaan, ja auringonsäteilyn kulku jään läpi estyy, jos jään päällä on paksu lumikerros. Lämmönvaihtoa jää ei sen sijaan estä kokonaan, sillä lämpö johtuu hitaasti jään ja lumen läpi järvestä ilmakehään. Jää toimiikin eristeenä veden ja ilmakehän välillä eristystehon riippuessa jään peittävyyydestä sekä lumen ja jään paksuudesta.

Arktisen alueen maantieteellinen rajausta tehdään siten, että se käsittää pääsääntöisesti napapiirin $66^{\circ}32'N$ pohjoispuoliset maa- ja merialueet lukuunottamatta Aasiaa, missä raja on leveyspiirillä $62^{\circ}N$, ja Pohjois-Amerikkaa, missä raja on $60^{\circ}N$ (AMAP, 1997). Näillä korkeiden leveysasteiden subarktisilla ja tundra-alueilla järvien lukumäärä on suuri ja osuus kokonaispinta-alasta merkittävä. Esimerkiksi Pohjois-Euroopan maissa Suomen pinta-alasta 5,8 %, Ruotsin pinta-alasta 5,2 % ja Islannin pinta-alasta 2,7 % on järvien peitossa. Pohjois-Amerikassa järvet kattavat Alaskan pinta-alasta vain noin 0,5 % mutta Kanadan arktikan keskialueilla niiden osuus on noin 20 %. Pääasiassa korkeiden leveysasteiden järvet ovat pieniä, kooltaan muutaman neliökilometrin luokkaa, mutta niitä on paljon: esimerkiksi Murmanskin provinssissa Venäjällä arvioidaan olevan yli 100 000 järveä. Kuitenkin myös osa suurista järvistä sijaitsee arktisella alueella kuten Kanadan järvet Great Bear Lake ja Great Slave Lake, joiden pinta-alat ovat $31\,326\text{ km}^2$ ja $28\,568\text{ km}^2$.

Arktinen alue on kokenut nopean ilman lämpötilojen nousun 1900-luvulta alkaen (Walsh ym., 2011), ja järvien reagoiminen lämpenevään ilmastoon on noussut yhdeksi kysymykseksi ilmastomuutostutkimuksessa. Useissa subarktisten ja arktisten alueiden järviä käsittelevissä tutkimuksissa on havaittu järvien jääpeitekauden kes-

ton lyhentyneen ja jään paksuuden pienentyneen (Magnuson ym., 2000; Lei ym., 2012; Surdu ym., 2014). Magnuson ym. (2000) käyttivät aineistona jäätymis- ja jäänlähtöaikasarjoja pohjoisen pallonpuoliskon joilta ja järviltä, joista osalla havaintoja on alettu kerätä jo 1850-luvulla. Havainnot osoittivat, että jäätymispäivä on siirtynyt myöhemmäksi keskimäärin 5,8 vuorokautta ja jäidenlähtö aikaistunut 6,5 vuorokautta sadassa vuodessa, mikä vastaa ilman lämpenemistä 1,2 Celsiusasteen verran sadassa vuodessa. Aineiston pohjoisimmat järvet ja joet olivat kuitenkin vain juuri ja juuri arktisen alueen määritelmän pohjoispuolella, mikä osoittaa havaintoverkon huonon kattavuuden pohjoisilla alueilla. Suomen järvillä trendi on ollut vastaava, jääpeitekausi on lyhentynyt 12-16 vuorokaudella edellisen sadan vuoden aikana (Korhonen, 2006). Ilmaston lämpenemisennusteiden mukaan järvien jää tulee ohentumaan ja jäätalven kesto lyhentymään entistäkin nopeammin seuraavalla vuosisadalla (Brown & Duguay, 2010).

Lyhentyneen jäätalven keston odotetaan vaikuttavan arktisten järvien lämpötilouteen, mikä ilmenee kahdella tavalla: haihtuminen ja veden sekoittuminen lisääntyvät. Mikäli kompensoivaa sademäärän kasvua ei tapahdu, voi lisääntynyt haihdunta johtaa pienten ja matalien järvien kuivumiseen tai muuttumiseen suolaisiksi. Suurten järvien kasvava haihdunta voi puolestaan vaikuttaa alueelliseen ilmastoon esimerkiksi lisäämällä sademääriä, mikä johtaa muutoksiin veden hydrologisessa kierrossa. Kasvavasta valunnasta seuraisi suurempi maa-aineksen ja ravinteiden kulkeutuminen järviin, jolloin fysikaalisista ominaisuuksista muun muassa veden optiset ominaisuudet muuttuisivat. Pidempi avovesikausi tarkoittaa myös pidempää aikaa, jolloin tuuli pääsee sekoittamaan järven pintakerrosta. Lisäksi lyhyempi jäätalvi mahdollistaa suuremmat metaanipäästöt järvistä ilmakehään (Walter ym., 2006) sekä pidentää aikaa, jolloin akvaattinen ekosysteemi on alttiina auringon ultraviolettisäteilylle.

Veden lämpenemisen ja sekoittumisen välistä yhteyttä ei ole yleisesti helppo ennustaa, sillä järvet ovat ominaisuuksiltaan ja dynamiikaltaan hyvin yksilöllisiä. Kirilinin (2010) mallinsi kahden Saksassa sijaitsevan lauhkean vyöhykkeen järven lämpötilan kehitystä erilaisilla ilmastoskenaarioilla. Lämpeneminen jakautui epätasaisesti eri vuodenajoille ja eri osiin vesirunkoa, mutta yhteistä molemmille järville oli, että ne tulisivat muuttumaan monomiktisiksi, eli veden täyskierto tapahtuisi vain kerran vuodessa. Lisääntynyt sekoittuminen vaikuttaa järvien happiolosuhteisiin positiivisesti mutta vähentynyt negatiivisesti, ja erityisesti lähellä pohjaa lämmennyt vesi voi muuttaa veden ja sedimentin välillä tapahtuvaa ravinteiden vaihtoa ja siten pohjan biologisia yhteisöjä.

Ilmastomallinnusten perusteella arktisten alueiden ilmaston ennustetaan lämpenävän ja samalla muuttuvan sateisemmaksi (Overland ym., 2011). Ilman lämpeneminen

lyhentää jääpeitekauden kestoa, mutta muutokset talven sadannassa voivat vaikuttaa jään paksuuteen ja rakenteeseen. Pienen lämmönjohtokyvyn takia lumipeite toimii eristeenä ja hidastaa jäätymisessä vapautuvan latentin lämmön johtumista kohti ilmakehää, jolloin lisääntynyt lumen määrä voi pienentää vuotuista jään maksimipaksuutta. Toisaalta painava lumikerros voi johtaa suurempaan kohvajään eli jäätyneen lumisohjon muodostumiseen ja siten aikaisempaa paksumpaan jäähän. Jäätä peittävä lumi tai kohvajää suurentavat pinnan albedoa eli auringonsäteilyn takaisinheijastumista, jolloin jään sulaminen keväällä voi tällaisessa tilanteessa olla hitaampaa. Vähentynyt lumen määrä talvella voi puolestaan johtaa siihen, että teräsjää kasvaa paksuksi, mutta koska sen albedo on pienempi kuin kohvajään tai lumen, voi jään sulaminen keväällä tapahtua nopeammin kuin jos jää koostuisi osittain kohvajäästä. Jään rakenne on siis yksi tärkeä huomioonotettava seikka, kun ennustetaan järvien jääolosuhteissa tapahtuvia muutoksia.

Järvien fysikaalisten ominaisuuksien tutkiminen erityisesti keväisin on ollut vähäistä, sillä lähellä jäidenlähtöä heikon jään päällä työskentelyä rajoittaa turvallisuus. Näin ollen tutkimusta on pääasiassa tehty talvella tai alkukeväältä, ja havainnot jään sulamiskauden loppuvaiheesta ovat vähäisiä. Mittaustarkkuuden kehittyminen on ollut yksi tekijä, joka on mahdollistanut järvien pienen skaalan prosessien tutkimuksen, sillä esimerkiksi lämpötilaerot jään alla ovat vain 10^{-1} – 10^{-2} °C:n luokkaa. Myös limnologinen tutkimus on toistaiseksi painottunut enemmän kesä- kuin talvikauteen lähinnä siitä syystä, että kesää on pidetty biologian ja järven tuottavuuden kannalta tärkeämpänä vuodenaikana. Tämä käsitys on kuitenkin muuttunut, sillä talvi on planktonin ja muun eliöstön kannalta aktiivista aikaa erityisesti silloin, kun jään läpi alkaa lumen sulaessa kulkeutua valoa (Kelley, 1997; Salonen ym., 2009). Jäässä valaistusolosuhteet voivat olla suotuisia primaarituottamiselle, joten jää voi toimia planktonin kasvualustana mikäli tarvittavat ravinteet ovat saatavilla. Merijäessä tuottamista tapahtuu jäässä olevissa suolataskuissa, mistä Thomas & Dieckmann (2002) ovat tehneet kattavan katsauksen, mutta makean veden jään osalta aiheesta on vain vähän julkaisuja (Felip ym., 1995; Keskitalo ym., 2013).

Makeavetiset järvet ja joet muodostavat merkittävän osan korkeiden leveysvyöhykkeiden pinta-alasta, joten ne on otettava huomioon missä tahansa arktisia maa-alueita koskevassa ilmastomallinnuksessa. Paikalliset ja alueelliset sääolosuhteet riippuvat jääpeitteen laajuudesta, ajoittumisesta, sijainnista ja kestosta (Rouse ym., 2005), ja numeerisen sääennustuksen spatiaalisen resoluution parantuessa järvien sekä järvijään merkitys kasvaa (Mironov ym., 2010). Järvien jäänkasvulle ja sulamiselle on tehty useita termodynaamisia malleja, kuten HIGHTSI (Launiainen & Cheng, 1998), jotka

perustuvat lämmönvoiden ratkaisemiseen veden, jään, lumen ja ilmakehän välillä. Järvien lämpötilan kehitykselle käytetään monissa sovelluksissa mallia FLake (Mironov ym., 2010), joka simuloi vuoden ympäri veden lämpötilaa perustuen lämmönvuohon ja järven kineettiseen energiaan. Vaikka mallinnukset antavatkin hyviä tuloksia jään paksuudesta sekä jäätymis- ja jäidenlähöpäivästä verrattuna havaintoihin, on erityisesti lumipeitteen paksuuden mallintamisessa edelleen vaikeuksia lumen metamorfoosin ja kohvajään muodostumisen takia (Jakkila ym., 2009; Yang ym., 2013). Jäidenlähtö ei myöskään ole ainoastaan termodynaaminen prosessi, vaan sulamisen lisäksi se riippuu jään rakenteellisista ominaisuuksista ja esimerkiksi tuulen mekaanisesta pakotteesta.

Kilpisjärvi on Suomen luoteisimmassa Lapissa sijaitseva arktinen tundrajärvi, jonka jäätymisspäivää ja jäidenlähtöä on seurattu vuodesta 1952 ja jään paksuutta vuodesta 1964 alkaen. Blenckner ym. (2004) ovat käyttäneet Kilpisjärven jäähavaintoai-
kasarjoja jääkauden kestoon ja Korhonen (2006) jään maksimipaksuuteen liittyvissä tutkimuksissa, mutta molemmat työt käsittelevät pitkäaikaisia trendejä koko Suomen ja Skandinavian alueella. Lei ym. (2012) laajensivat Kilpisjärven jääolojen tutkimusta tarkastelemalla jääaikaasarjojen sekä paikallisten ja alueellisten sääolosuhteiden korrelaatiota ja tilastollisia tunnuslukuja. Tarkempia Kilpisjärvellä tehtyjä jään ja lumen fysiikkaan liittyviä tutkimuksia on kaksi: Järvinen & Leppäranta (2011) tarkastelivat valon kulkeutumista jään päällä olevassa lumikerroksessa ja Leppäranta ym. (2012) analysoivat kahden talven sää- ja säteilymittausten perusteella jään kasvua ja sulamista. Veden ja jään välinen vuorovaikutus on kuitenkin toistaiseksi jäänyt tutkimusten ulkopuolelle sekä Kilpisjärvellä että muilla Pohjois-Suomen järvillä.

1.1 Tutkimuksen tavoitteet

Tässä tutkielmassa tarkastellaan arktisten järvien jääolosuhteita ja jään alla vedessä tapahtuvia fysikaalisia prosesseja jäiden lähdön aikaan. Aineistona käytetään keväällä 2013 Kilpisjärveltä kerättyjä mittauksia järven lämpötilasta, jään sulamisesta sekä veteen kulkeutuvan valon määrästä. Jään lämpöasetta varten hyödynnetään myös Ilmatieteen laitoksen ja Helsingin Yliopiston Kilpisjärven biologisen aseman tekemiä säähavaintoja. Kilpisjärven jäidenlähtö osui kenttäjaksolle, joten kerätty aineisto mahdollistaa sen, että järven sekoittumisesta, virtauksista ja jään sulamisesta juuri ennen jäidenlähtöä ja sen aikana saadaan erittäin kattava kuva. Kenttätöitä suoritettiin osana kansainvälistä ConCur-projektia (Solar Convection and Lateral Currents Under Lake Ice).

Aikaisemman jäidenlähtöön ajoittuneen tutkimuksen puuttuessa tutkimuskysy-

myksiä on paljon. Jään lämpötila määrää kuinka paljon energiaa on käytettävissä jään sulamiseen ja miten nopeasti tietyn paksuinen jääpeite voi näin ollen sulaa. Toisaalta sulavan jään läpi tunkeutuu auringonsäteilyä, joten kaikkea energiaa ei käytetä olomuodonmuutokseen vaan osa läpäisee jään ja lämmittää järven vettä saaden aikaan konvektiivisia virtauksia. Jään lämpötilaan määrittäminen ja siitä seuraava jään sulaminen, valon tunkeutuminen veteen ja sen vaikutus veden lämpenemiseen sekä jään alla tapahtuvat virtaukset ovat tutkimuksen keskeisiä kysymyksiä. Näiden lisäksi haluttiin selvittää, miten jään rakenne vaikuttaa sulamisprosessiin sekä erityisesti valon läpäisevyyteen.

Tutkielmassa analysoidaan mittaustuloksia ja tarkastellaan hyvin yksinkertaisen jäänsulamismallin toimivuutta mittausten valossa. Analyysi on kuitenkin pohjana Helsingin yliopiston Fysiikan laitoksen Ilmakehätieteiden osaston CRAICC-projektille (Cryosphere-Atmosphere Interactions in a Changing Arctic Climate), jonka tavoitteena on kehittää arktisen alueen ilmastomalleja, joissa yhtenä komponenttina ovat järvet. Tästä työstä saatuja tuloksia voidaan käyttää parantamaan olemassaolevien veden, jään ja ilmakehän vuorovaikutusta kuvaavien mallien tarkkuutta erityisesti jäidenlähden ajalta. Kilpisjärvi on arktisia alueita hyvin edustava järvi, jolloin tutkimustulokset ovat sovellettavissa myös Skandinavian, Siperian ja Pohjois-Amerikan järvialueilla.

2. Järven jäätalvi

Järven jäätalven loppuvaiheessa ensisijainen fysikaalisiin prosesseihin vaikuttava tekijä on auringonsäteily, joka alkaa sulattaa jäätä ja tunkeutua jään läpi veteen. Jääkannen ja ilmakehän välinen vuorovaikutus säätelee jään sulamisen nopeutta ja siten myös veteen pääsevän säteilyn määrää, mikä vaikuttaa suoraan konvektiivisen sekoittumisen tehoon ja järven dynamiikkaan. Seuraavassa tarkastellaan ensin makean veden jäätä, sen kiderakennetta, optisia ominaisuuksia ja termodynamiikkaa, minkä jälkeen keskitytään jääkannen alla olevan veden fysikaalisiin ilmiöihin.

2.1 Järvijään fysiikkaa

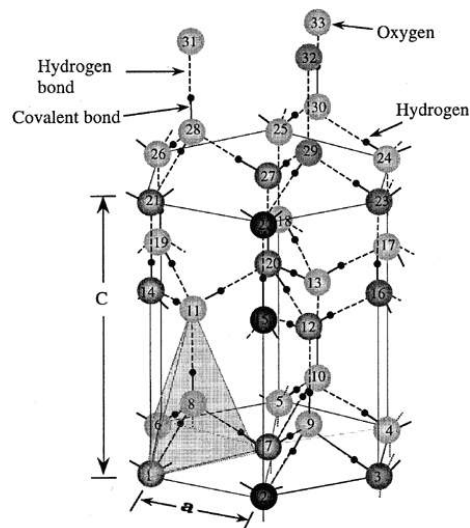
2.1.1 Jään rakenne

Jään historia on tallentunut siinä oleviin kerroksiin ja kiteisiin, sillä järviin muodostuvan jääkannen rakenne riippuu jäätymisolosuhteista syksyllä sekä lämpötiloista ja sademääristä talvella (Ashton, 1986). Järvijäästä voidaan tunnistaa kolme erilaista jäättyyppiä, jotka ovat ensijää, teräsjää ja kohvajää. Jokijäessä on yleisesti havaittavissa myös suppojäättä, jonka kiteet muodostuvat virtaavassa vedessä ja kiinnittyvät myöhemmin olemassaolevan jään pohjaan, mutta raportteja suppojäähavainnoista järvijäessä ei ole (Leppäranta, 2015).

Alijäähtyneessä vedessä kiteytyminen lähtee liikkeelle, kun vesi saavuttaa nukleaatilämpötilan. Neulamaisten kiteiden määrä ja koko riippuvat kiteytymisytimien määrästä sekä jäähtymisen nopeudesta. Jääkiteet kasvavat parhaiten c-akselia vastaan kohtisuorassa suunnassa (kuva 2.1), jolloin häiriöttömässä tilanteessa ja kiteytymisen ollessa hidasta ensijääkiteet voivat kasvaa leveyssuunnassa jopa metrien levyisiksi mutta vain noin millimetrin paksuisiksi. Jos kiteytyminen tapahtuu nopeasti, c-akselit orientoituvat satunnaisesti ja kiteet jäävät pieniksi, mikä on luonnossa yleisempää tuulen, lumisateen ja veden liikkeen takia. Kiteiden saavutettua toisensa muodostuu yhtenäinen jääkansi.

Jääkansi alkaa paksuuntua ja ensijään alle muodostuu teräsjää, jonka kiteet kasvavat pystysuunnassa jään pohjassa (Gow & Govoni, 1983). Niiden koko riippuu kasvunopeudesta siten, että mitä hitaampaa kasvu on, sitä suurempia kiteitä muodostuu, joten kiteet ovat yleensä suurempia jään pohjan lähellä verrattuna aivan ensijään alla oleviin kiteisiin. Kasvavien kiteiden c-akselien orientaatio riippuu ensijään rakenteesta. Jos ensijään c-akselit ovat pystysuuntaisia, orientoituvat teräsjään kiteet samalla tavalla, mutta mikäli ensijään kiteiden c-akselien suunta on satunnainen, tapahtuu niin sanottu geometrinen valinta, ja teräsjään kiteiden c-akselit kääntyvät vaakatasoon. Näistä jälkimmäinen on makeavetisissä järvissä yleisempi, jolloin teräsjääkiteet ovat muodoltaan pylväsmäisiä, halkaisijaltaan 0,5-5 cm ja pituudeltaan 5-50 cm (Leppäranta, 2015).

Teräsjään päällä on usein pienikiteinen päällysjää, kohvajää, joka muodostuu jäälle muodostuneen lumisohjon jäätyessä. Vettä voi päätyä jäälle kahdella tavalla. Ensimmäinen on lämpötilavaihteluiden aiheuttamien jännitysten aikaansaama jään halkeilu: veden pinta nousee halkeamissa hydrostaattiselle tasolle, mikä lumen määrästä riippuen voi olla jään pinnan yläpuolella (Adams, 1981). Toinen mahdollisuus on, että vettä tulee jäälle sateen mukana tai lumen sulaessa. Sohjon jäätyminen alkaa pinnasta, jolloin kohva- ja teräsjään väliin voi jäädä sohjokerroksia, jotka säilyvät jääkannessa jopa useita viikkoja (Leppäranta ym., 2010). Kohvajään kiteet ovat pieniä, ja niiden c-akselit ovat satunnaisesti orientoituneita. Lumen sisältämästä ilmasta osa jää jäätyvään sohjoon, mikä tekee kohvajään tiheydestä ja lämmönjohtokyvystä pienempiä



Kuva 2.1: Hahmotelma jään rakenteesta. Happiatomit (*oxygen*) ja vetyatomit (*hydrogen*) on piirretty eri kokoisina, ja kuvasta näkyy miten H_2O -molekyylit järjestäytyvät jäässä. C-akseli on kuvan tapauksessa pystysuunnassa. Alkuperäinen kuva: Schulson (1999).

verrattuna teräsjäähän. Useissa tutkimuksissa on raportoitu kohvajään osuudeksi alle puolet järvijäädästä (Leppäranta & Kosloff, 2000; Lei ym., 2012), mutta ääritapauksissa Suomessa voi kohvajään osuus olla jopa 90 % (Leppäranta, 2015).

Luonnonjää sisältää epäpuhtauksia, joista yleisimpiä ovat millimetrien kokoluokkaa olevat kaasukuplat. Teräsjäessä oleva kaasu on peräisin vesipatsaasta tai pohjasedimenteistä ja muodostaa usein selkeitä kerroksia jääkanteen. Kohvajäessä on paljon lumesta peräisin olevia ilmataskuja, kun taas teräsjäessä kuplat ovat huomattavasti vähäisempiä. Jäätyessään teräsjää hylkii vedessä olevaa liennuttua ainesta ja onkin puhtaampaa kuin vesi, josta se on muodostunut. Kohvajää puolestaan sisältää myös kaikki lumen mukana ilmakehästä laskeutuneet epäpuhtaudet sekä järiveden tulvimisessa mukana tulleet ainekset. Jään sulaessa keväällä kaikki sen sisältämät ionit, kiinteät partikkelit ja orgaaninen aines vapautuvat nopeasti veteen. Teräsjäestä on myös löydetty nestemäisiä humustaskuja (Salonen ym., 2009), jotka muistuttavat merijäessä olevia suolataskuja, mutta niiden vaikutusta esimerkiksi jään sisällä tapahtuvaan tuottamiseen ei ole toistaiseksi tutkittu tarkemmin.

2.1.2 Valon kulku jään läpi

Jää ja lumi vaikuttavat huomattavasti veteen kulkeutuvan valon määrään. Paksun jään ja erityisesti lumen peittäessä järven ei valoa pääse veteen juuri ollenkaan, joten talvi on järvissä hyvin pimeää aikaa. Eniten valon kulkeutumiseen vaikuttavat lumen syvyys ja jään kerrostuneisuus, mutta lumen vähentyessä veteen kulkeutuvan valon määrä lisääntyy johtaen jään sisäiseen sulamiseen, veden lämpenemiseen ja konvektioon. Myös järvien biologinen tuotanto kasvaa, ja kevätkukinta saattaa järvissä alkaa jopa ennen jäiden lähtöä (Kelley, 1997).

Lumi suojaa alla olevaa jäätä tehokkaasti auringon säteilyltä erityisesti talvella, jolloin lumen albedo on suuri pienen vesipitoisuuden ja epäpuhtauksien vähyyden takia. Säteilyn kulkeutuminen lumessa riippuu säteilyn siroinnasta ja absorptiosta, jotka puolestaan riippuvat lumen ominaisuuksista ja syvyydestä. Vain näkyvä valo ja kapeat alueet UV- ja infrapunasäteilystä tunkeutuvat syvemmälle kuin muutama senttimetri, näitä lyhyemmät ja pidemmät aallonpituudet absorboituvat nopeasti jäähän ja lumeen. Erityisesti lumessa, jossa on paljon ilman ja jään rajapintoja, näkyvän valon aallonpituuksilla siroinnan osuus on huomattavasti suurempi kuin absorption (Warren, 1982). Sulamiskaudella lumen vesipitoisuus ja tiheys sekä kiteiden koko kasvavat, jolloin albedo pienenee ja vastaavasti lumeen tunkeutuvan säteilyn osuus kasvaa. Järvinen & Leppäranta (2011) tutkivat valon läpäisevyyttä luonnonjäätä peittävässä

lumessa Pohjanlahdella ja Kilpisjärvellä tehdyillä säteilymittauksilla ja havaitsivat, että lumen läpäisevyys on korkeampi märässä kuin kuivassa lumessa. Kun lumen sulaminen alkaa, kasvaa sen läpi jäähän kulkeutuvan valon määrä, ja jää voi alkaa sulaa lumen vielä osittain peittäessä jään.

Valon vaimenemista jäässä voidaan kuvata Beer-Lambertin absorptiolailalla (Lei ym., 2011), ja koska sironta vaimentaa valon kulkua suunnilleen eksponentiaalisesti, saadaan vaimenemiselle analoginen eksponentiaalilaki. Alas tuleva irradianssi $E_d(z)$ vaimenee kulkeutuessaan jään läpi yhtälön (2.1) mukaan:

$$\frac{dE_d(z)}{dz} = -\kappa E_d(z). \quad (2.1)$$

$\kappa = \kappa(z)$ on diffuusi vaimenemiskerroin ja z on syvyys, jonka suunta on positiivinen alaspäin. Differentiaaliyhtälön ratkaisu on

$$E_d(z) = (1 - \alpha)E_d(0) \exp\left(-\int_0^z \kappa dz'\right), \quad (2.2)$$

jossa α on pinnan albedo, eli ilmakehästä saapuvasta irradianssista vähennetään pinnasta heijastunut osuus.

Vaimenemiskerroin kuvaa kuinka nopeasti pintaan tuleva irradianssi pienenee sironnan ja absorption takia syvyyden kasvaessa. Yleensä luonnonjäässä on useita erilaisia kerroksia, jolloin myös jään optiset ominaisuudet vaihtelevat sekä syvyyden että sijainnin mukaan. Eri aallonpituuksien absorboituessa ja sirotessa eri tavalla valon spektri muuttuu sitä mukaa kun valo etenee syvemmälle lumeen tai jäähän. Vaimenemiskertoimelle saadaan kuitenkin pystysuunnassa keskiarvoistettu arvio, kun tunnetaan jään paksuus z_2 sekä irradianssi jään päällä $E_d(0)$ ja jään alla $E_d(z_2)$ (Arst ym., 2006):

$$\kappa = -\frac{1}{z_2} \ln\left(\frac{E_d(z_2)}{(1 - \alpha)E_d(0)}\right). \quad (2.3)$$

Näin laskettu vaimenemiskerroin ei kerro jään sisällä vaihtelevista optisista ominaisuuksista, mutta mahdollistaa vertailun valon tunkeutumisesta eri järvien välillä. Logaritmin sisällä oleva jään läpäisseen ja pinnalla jäähän tunkeutuvan irradianssin suhde on jään läpäisykyky T :

$$T = \frac{E_d(z_2)}{(1 - \alpha)E_d(0)}. \quad (2.4)$$

Vaimenemiskerroin lumessa tai jäässä vaihtelee paljon. Grenfell & Maykut (1977) raportoivat sulavan lumen vaimenemiskertoimeksi 10 m^{-1} kun taas Lei ym. (2011) sai-

vat kuivalle lumelle välillä $14,1 \text{ m}^{-1}$ ja $25,2 \text{ m}^{-1}$ olevia vaimenemiskertoimia. Viron ja Etelä-Suomen järvillä vuosina 2000-2003 tehdyillä mittauksilla löydettiin lumettoman jään vaimenemiskertoimelle arvoja $0,5\text{-}3,5 \text{ m}^{-1}$ (Arst ym., 2006), kun taas vastaavassa tutkimuksessa vuonna 2009 kertoimet olivat hiukan suurempia, välillä 1 m^{-1} ja 5 m^{-1} (Lei ym., 2011). Lumen merkitys valon läpäisevyyteen käy myös ilmi samoissa tutkimuksissa, sillä Arst ym. (2006) mittasivat lumen peittämän jään läpäisevyydeksi $0,006\text{-}0,084$, mutta luonnonjäällä, jolta lumi oli poistettu, läpäisevyys oli $0,075\text{-}0,58$ eli kertaluokkaa suurempi.

Valon kulkeutuminen vesirungossa riippuu veden optisista ominaisuuksista, joihin vaikuttavat vesi itse sekä siinä olevat niin kutsutut optisesti aktiiviset aineet. Kuten jäässä, myös vedessä absorptio ja sironta aiheuttavat sen, että säteily vaimenee syvyyden kasvaessa. Luonnonvesissä säteilyä absorboivat kelta-aines, joka on liuennutta orgaanista ainesta, suspendoitunut aines sekä klorofylli. Vesi itse absorboi tehokkaasti erityisesti infrapunasäteilyä. Säteilyn kulkeutumista tarkasteltaessa käytetään usein termiä eufottinen syvyys, jossa pinnan säteilystä on jäljellä 1 % ja jossa yhteyttäminen on vielä mahdollista. Käytännössä siis jään läpi tunkeutuva auringon säteily lämmittää vettä eufottiseen syvyyteen asti.

2.1.3 Jään termodynamiikka ja sulaminen

Jään sulaminen on samanlainen prosessi kaikille jäätyypeille, ja eroavuudet sulamisnopeudessa johtuvat vain teräs- ja kohvajään erilaisista optisista ominaisuuksista. Sulamiskausi alkaa, kun jään energiatase muuttuu positiiviseksi ja jään lämpötila saavuttaa sulamispisteen $0 \text{ }^{\circ}\text{C}$. Sulaminen tapahtuu jään pinnalla ja pohjassa sekä auringon säteilyn absorboitumisen seurauksena myös jään sisällä. Sisäinen sulaminen heikentää jään rakennetta, ja kun huokoisuus saavuttaa arvon $0,3\text{-}0,4$ ei jää enää pysy koossa vaan rikkoutuu oman painonsa alle (Leppäranta, 2010). Lautoiksi hajonnut jää sulaa nopeasti, ja jäälautat ovat myös alttiina tuulelle; riittävän voimakkaalla tuulella yhtenäisen jääkannen rikkoutuminen voi johtaa jään ahtoutumiseen rannalle. Järven jäänlähtöpäiväksi määritellään päivä, jolloin havaintopisteestä visuaalisesti tarkastelemalla järvi on jäätön, vastaavasti jäätymispäivänä järveä peittää yhtenäinen jääkansi.

Jään kasvu ja sulaminen ovat vertikaalisia prosesseja, ja ne voidaan käsitellä lämmönjohtumisyhtälön avulla (Leppäranta, 2010):

$$\frac{\partial \rho_i c_{p,i} T_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial T_i}{\partial z} - Q_s \right). \quad (2.5)$$

Yhtälössä ρ_i on jään tiheys, $c_{p,i}$ jään ominaislämpökapasiteetti, k jään lämmönjohtokyky ja Q_s pintaan saapuva auringonsäteily. T_i on jään lämpötila ja z pystysuuntainen koordinaatti. Reunaehdot jään pohjalla ja pinnalla ovat (Leppäranta, 2010):

$$Pinta : k \frac{\partial T_i}{\partial z} = Q_n + m(T_i) \rho_i L_m \frac{dh}{dt} \quad (2.6a)$$

$$Pohja : k \frac{\partial T_i}{\partial z} = Q_w + \rho_i L_m \frac{dh}{dt}, \quad (2.6b)$$

jossa Q_n on jään pinnan lämpötase, Q_w vedestä jään pohjaan johtuva lämpö, L_m jään sulamislämpö ja dh/dt jään paksuuden muutos. Kerroin $m(T)$ saa arvon yksi silloin, kun jään lämpötila on kokonaisuudessaan 0°C , muutoin se on nolla. Yhtälöt (2.6a) ja (2.6b) kertovat, että lämmön vuot ovat jatkuvia veden ja jään sekä jään ja ilman rajapinnoilla. Lämmön johtuminen tasapainottaa systeemiin ulkopuolelta tuodun energian, lämmön luovuttamisen ja olomuodonmuutoksiin tarvitun energian. Sulamisen alettua jään lämpötila on vakio 0°C , jolloin lämpötilan muutostermit katoavat yhtälöistä (2.5), (2.6a) ja (2.6b). Jään läpi ei johdu lämpöä, vaan kaikki saapuva energia käytetään olomuodonmuutokseen kiinteästä nesteeksi, ja pinnoilla tapahtuva sulaminen on:

$$\left. \frac{dh}{dt} \right|_{pinta} = \frac{Q_n}{\rho_i L_m} \quad (2.7a)$$

$$\left. \frac{dh}{dt} \right|_{pohja} = \frac{Q_w}{\rho_i L_m}. \quad (2.7b)$$

Jään pinnan energiatase voidaan esittää muodossa:

$$Q_n = (1 - \alpha)Q_s - Q_{Lw,s} + Q_{Lw,a} + Q_{La} + Q_{Se} + Q_P, \quad (2.8)$$

jossa α on pinnan albedo, $Q_{Lw,s}$ ja $Q_{Lw,a}$ ovat pinnan ja ilmakehän emittoimat lämpösäteilyt, Q_{La} latentin lämmön vuo, Q_{Se} havaittavan lämmön vuo ja Q_P sateen mukana tuleva aistittava lämpö. Viimeinen termi on yleensä pieni verrattuna muihin lämpötaseen termeihin, ja se voidaan jättää energiataseesta huomiotta. Jos esimerkiksi sateen veden ja jään välinen lämpötilaero on 2°C ja sadanta 5 mm vrk^{-1} , on sateen mukana tuleva lämpö vain noin $0,5 \text{ W m}^{-2}$. Mikäli jään pinnalla tapahtuisi sateen veden olomuodonmuutos jääksi, olisi vapautuva energia huomattavasti suurempi.

Pinnan heijastuskyky eli albedo kertoo sen, kuinka suuri osa tulevasta auringonsäteilystä heijastuu pois ja kuinka suuri osa absorboituu pintaan. Talvella kuivan ja puhtaan lumen peittäessä jään pinnan albedo voi olla $0,75\text{--}0,95$ (Berry, 1981), jolloin

suurin osa saapuvasta auringonsäteilystä heijastuu pois pinnasta. Sulaminen kasvat-
taa lumen vesipitoisuutta, jolloin albedo pienenee noin arvoon 0,6 (Warren, 1982),
ja auringonsäteilystä yhä suurempi osa absorboituu lumeen. Ilmiö tunnetaan albedo-
efektinä. Jään albedo vaihtelee vastaavasti noin välillä 0,2-0,6 (Arst ym., 2006), ja
kirkkaalla vedellä se on suuruudeltaan 0,05-0,30 (Berry, 1981). Jäälle sulamiskaudella
satava lumi tai jäässä oleva kohvajääkerros voivatkin ainoastaan suuren albedon takia
hidastaa sulamista ja viivästyttää jäidenlähtöä useilla päivillä (Martynov ym., 2010).

Jään albedossa havaittavat vaihtelut riippuvat pinnalla tapahtuvien muutosten li-
säksi jään sisällä tapahtuvista muutoksista. Heron & Woo (1994) havaitsivat, että si-
säinen sulaminen vaikuttaa albedoon tiheyden ja veden hydrostaattisen tason kautta:
jään albedo oli suurimmillaan, kun tiheys oli pienimmillään ja veden hydrostaattinen
taso matalimmillaan. Tällöin jäässä olevat huokokset sisältävät ilmaa, ja valon sironta
rajoituu kasvattaa heijastuskykyä. Heron & Woo (1994) havaitsivat albedossa
myös pienenemisen 0,45:stä 0,2:een, kun jään pintakerroksen c-akseliltaan pystysuun-
nassa olevat jääkiteet sulivat ja paljastivat alla c-akseliltaan vaakatasossa olevat ki-
teet. Tutkimus osoitti, että sekä jääkiteiden orientaatiolla että jään huokoisuudella on
vaikutus jäähän absorboituvan säteilyn määrään ja siten sulamisen nopeuteen.

Korkeilla leveysasteilla ilmakehän pitkäaaltoisen säteilyn merkitsevyys lämpöta-
seessa on riippuvainen vuodenajasta (Leppäranta ym., 2012). Talvella, jolloin aurin-
gonsäteilyä ei tule ollenkaan tai vain hyvin vähän, ja mikäli turbulenttiset lämmön-
vuot ovat pieniä, pitkäaaltoinen säteily on tärkein jään kasvua tai sulamista säätelevä
tekijä. Ilmakehän lämpösäteily riippuu pilvisyydestä siten, että pilvisissä olosuhteissa
pitkäaaltoista säteilyä tulee ilmakehästä pintaan enemmän kuin pilvettömässä tilan-
teessa. Näin ollen erityisesti talvella kirkkaalla ilmalla pinnan emittoima säteily on
suurempi kuin ilmakehän vastasäteily, ja lämmön menetys voi johtaa nopeutuvaan
jään kasvuun. Myöhemmin keväällä auringon korkeuskulman kasvaessa pintaan tule-
va auringonsäteily suurenee ja alkaa hallita jään lämpöasetta.

Pinnan emittoima pitkäaaltoinen lämpösäteily on Stefan-Boltzmannin lain mukai-
sesti riippuvainen kappaleen absoluuttisesta lämpötilasta T_s ja emissiviteetistä ε :

$$Q_{Lw,s} = \varepsilon \sigma T_s^4. \quad (2.9)$$

σ on Stefan-Boltzmannin vakio $5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$. Sulava jää on lämpötilassa 0°C ,
joten pintalämpötilamittausten puuttuessa sulamispistettä käyttämällä saadaan koh-
tuullinen arvio pinnan pitkäaaltoiselle säteilylle. Vastaavalla tavalla voidaan esittää
myös ilmakehän lähettämä lämpösäteily, jossa lämpötilaksi otetaan kahden metrin

korkeudella mitattu ilman lämpötila. Ilmakehän tehoisa emissiviteetti ε_a on riippuvainen pilvisyydestä N ja ilman vesihöyrynpaineesta e ja voidaan niiden avulla esittää muodossa (Leppäranta & Myrberg, 2009)

$$\varepsilon_a = (a + be^{1/2})(1 + cN^2). \quad (2.10)$$

Vakioille käytetään arvoja $a = 0,68$, $b = 0,036 \text{ mbar}^{-1/2}$ ja $c = 0,18$ (Omstedt, 1990) ja vesihöyrynpaine saadaan, kun tiedetään ilman suhteellinen kosteus RH sekä vesihöyryn kyllästyspaine e_i jään yllä:

$$RH = 100 \frac{e}{e_i} = 100 \frac{q_a}{q_0} \quad (2.11)$$

$$e_i = Ae^{-B/T_a}. \quad (2.12)$$

Yhtälössä (2.12) T_a on ilman lämpötila ja vakioiden arvot ovat $A = 3,14 \cdot 10^9 \text{ kPa}$ ja $B = 6,13 \cdot 10^3 \text{ K}$. Suhteellinen kosteus on todellisen kosteuden ja saturaatiotason suhde, ja kyllästyspaineen lisäksi se voidaan ilmoittaa myös ilman ominaiskosteuden q_a ja kyllästysominaiskosteuden q_0 suhteena.

Turbulenttinen lämmönvaihto kuvaa ilmakehän rajakerroksen ja jään välillä tapahtuvaa lämmön ja kosteuden vaihtoa. Latentin ja havaittavan lämmön vuon suuruutta voidaan arvioida yksinkertaistetuilla bulk-yhtälöillä, kun tunnetaan ilman ja pinnan lämpötilat T_a ja T_s , ilman ja pinnan kosteudet sekä tuulen nopeus u_a (Leppäranta & Myrberg, 2009):

$$Q_{La} = \rho_a L_e C_e u_a (q_a - q_0) \quad (2.13a)$$

$$Q_{Se} = \rho_a c_{p,a} C_s u_a (T_a - T_s). \quad (2.13b)$$

Ominaiskosteuksista q_a on ilman ominaiskosteus ja q_0 ilman kyllästysominaiskosteus pinnan lämpötilassa. Muut tekijät ovat ilman tiheys ρ_a , haihtumis- tai sublimoitumislämpö L_e , ilman ominaislämpökapasiteetti $c_{p,a}$ ja turbulenttiset vaihtokertoimet C_e ja C_s (taulukko 2.2). Latentin lämmön vuota varten tarvittavat ominaiskosteudet saadaan laskettua suhteellisen kosteuden (yhtälö 2.11) ja ilmanpaineen p avulla:

$$q_0 = \frac{0,622e_i}{p} \quad (2.14)$$

Vesihöyryn kyllästyspaineelle e_i käytetään yhtälöä (2.12).

Jään alla olevasta lämpimästä vedestä johtuu lämpöä jään pohjaan, jolloin jää sulaa myös pohjasta. Vedestä johtuvalle lämmölle saadaan arvio veden lämpötilagra-

Taulukko 2.2: Yhtälöissä esiityvät vakiot ja niille käytetyt arvot.

Suure	Symboli	Arvo
Ilman tiheys	ρ_a	1.2 kg m ⁻³
Jään tiheys	ρ_i	900 kg m ⁻³
Veden haihtumislämpö	L_e	2260 kJ kg ⁻¹
Jään sulamislämpö	L_m	334 kJ kg ⁻¹
Ilman ominaislämpökapasiteetti	$c_{p,a}$	1,01 kJ kg ⁻¹ K ⁻¹
Veden ominaislämpökapasiteetti	$c_{p,w}$	4,18 kJ kg ⁻¹ K ⁻¹
Jään ominaislämpökapasiteetti	$c_{p,i}$	2,09 kJ kg ⁻¹ K ⁻¹
Turbulenttisen latentin lämmön vaihtokerroin	C_e	1,5·10 ⁻³
Turbulenttisen havaittavan lämmön vaihtokerroin	C_s	1,5·10 ⁻³

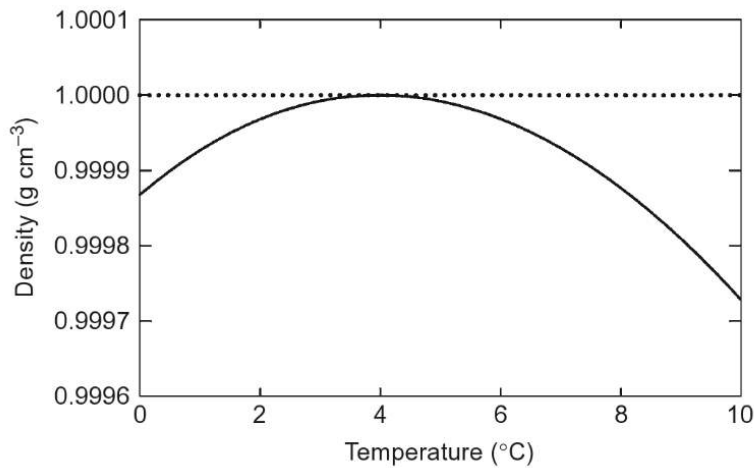
dientin avulla (Kirillin ym., 2012):

$$Q_w = k_w \left. \frac{\partial T_w}{\partial z} \right|_{jäänpohja}, \quad (2.15)$$

jossa k_w on lämmönjohtokyky, joka laminaarisessa virtauksessa on 0,6 W m⁻¹ °C⁻¹ ja turbulenttisessa virtauksessa suuruusluokkaa 10⁴ W m⁻¹ °C⁻¹ (McPhee, 2008). Bengtsson & Svensson (1996) havaitsivat lämmönvuon vedestä jäähän olevan kahdeksalla ruotsalaisella järvellä keskimäärin 1 W m⁻², mutta tutkimuksesta näkyi myös, että keväällä säteilyn alkaessa lämmittää vettä lämmönvuo kasvoi. Samaa suuruusluokkaa olevista tuloksista raportoivat Ellis ym. (1991), jotka arvioivat lämmönvuon suuruudeksi 2,8 W m⁻² Ryan-järvellä Minnesotassa. Useissa kenttämittauksiin perustuvissa tutkimuksissa ollaan havaittu, että talvella sedimenteistä vapautuva lämpö ja jäähän johtuva lämpö tasapainottavat toisensa (Bengtsson & Svensson, 1996; Huttula ym., 2010).

2.2 Vesi jään alla

Veden tiheyden riippuvuus lämpötilasta on ratkaiseva tekijä järven dynamiikan ja jäänmuodostuksen kannalta. Raskaimmillaan makea vesi on +3,98 °C lämpötilassa, eikä tiheyden muutos ole lineaarinen, vaan lähellä tiheysmaksimia tiheyserot ovat pieniä verrattuna tiheyseroihin lämpimämmässä vedessä (kuva 2.3). Epästabiili tiheyskerrostuneisuus ei säily luonnossa, joten tiheysmaksimin alapuolella veden lämpeneminen ja tiheysmaksimin yläpuolella veden jäähtyminen saavat aikaan pystysuuntaisia virtauksia, mikä johtaa konvektiiviseen sekoittumiseen. Pohjaan asti yltävä sekoittuminen on tärkeää vedenalaiselle elämälle, sillä se uudistaa syvien alueiden happivarantoja, jos järvi on avoinna.



Kuva 2.3: Veden tiheyden riippuvuus lämpötilasta 0 °C ja +10 °C välillä (Dodds & Whiles, 2010). Tiheysero 0 °C ja +4 °C asteisen veden välillä on 0,13 kg m⁻³.

2.2.1 Kerrostuneisuus

Järven jäätymistä edeltää voimakas veden jäähtyminen ja lämmön siirto vedestä ilmakehään (Kirillin ym., 2012). Auringonsäteilyn lämmittämän pintaveden ja kylmän ilman välillä olevan suuren lämpötilaeron takia veteen varastoitunutta lämpöä siirtyy yläpuoliseen ilmaan, jolloin vesi alkaa jäähtyä. Viileämpi ja raskaampi vesi painuu syvemmälle, ja järveen muodostuu konvektiota. Tuulen vaikutuksesta jäähtynyt vesi sekoittuu alempana olevan lämpimän veden kanssa, ja termokliini eli lämpötilan muutosvyöhyke vajoaa syvemmälle, kunnes koko vesipatsas on tasalämpöistä. Tätä kutsutaan järven syystäyskierroksi, ja sen ajoittuminen riippuu sääolosuhteista, kuten tuulesta ja ilman lämpötilasta, sekä järven morfologiasta, erityisesti koosta ja syvyydestä.

Järven kerrostuneisuus stabiloituu vasta silloin, kun pintaveden lämpötila laskee tiheysmaksimin lämpötilan alapuolelle. Järveen muodostuu käänteinen termokliini, eli päällysvesi on kylmempää kuin alusvesi, ja lämmönlähtö lämpimästä alusvedestä kohti järven pintaa pienenee (kuva 2.4). Pintaveden jäähtyminen nopeutuu, ja pinta saavuttaa nopeasti jäätympisteen 0 °C, jolloin jääkansi alkaa muodostua. Jäätymistä voivat hidastaa tuuli ja aallokko, jotka sekoittavat jäähtyvää vettä syvemmälle, mutta rauhallisissa olosuhteissa jäätyminen voi potentiaalisesti alkaa heti, kun veden lämpötila on laskenut tiheysmaksimin alapuolelle.

Jään alla järven lämpötilakerrostuneisuus on käänteinen verrattuna kesäkerrostuneisuuteen. Jään pohja on jäätympisteessä 0 °C, ja sen alla oleva kerros on lämpötilaltaan tiheysmaksimin alapuolella (kuva 2.4). Koska lämpötilan vaikutus tiheyteen on

kylmässä vedessä pieni, voivat pienetkin suolaisuusgradientit muuttaa makean veden järven kerrostuneisuutta (Malm ym., 1997). Jää ja lumi estävät tehokkaasti lämmön- ja liikemäärän vaihdon veden ja ilmakehän välillä, eikä veden lämpötila pääse laskemaan koko syvyydeltään jäätymispisteeseen. Poikkeuksena ovat aivan arktisen alueen pohjoisimmat ja matalat syvyydeltään vain parin metrin luokkaa olevat järvet, jotka jäätyvät joka talvi pohjaa myöten (Surdu ym., 2014).

Keväällä säteilyn lisääntyessä vesi alkaa lämmetä, sen tiheys kasvaa ja epästabiili tilanne johtaa konvektioon (kappale 2.2.2). Konvektiivisen sekoittumisen tai jäiden lähdettyä tuulen sekoituksen seurauksena järven lämpötilaprofiili saavuttaa keväällä lopulta vakioarvon, eli tapahtuu kevättäyskierto. Kun järven lämpötila edelleen kasvaa tiheysmaksimin lämpötilaan ja sen yli, on tilanne stabiili, ja järveen muodostuu kesäkerrostuneisuus.

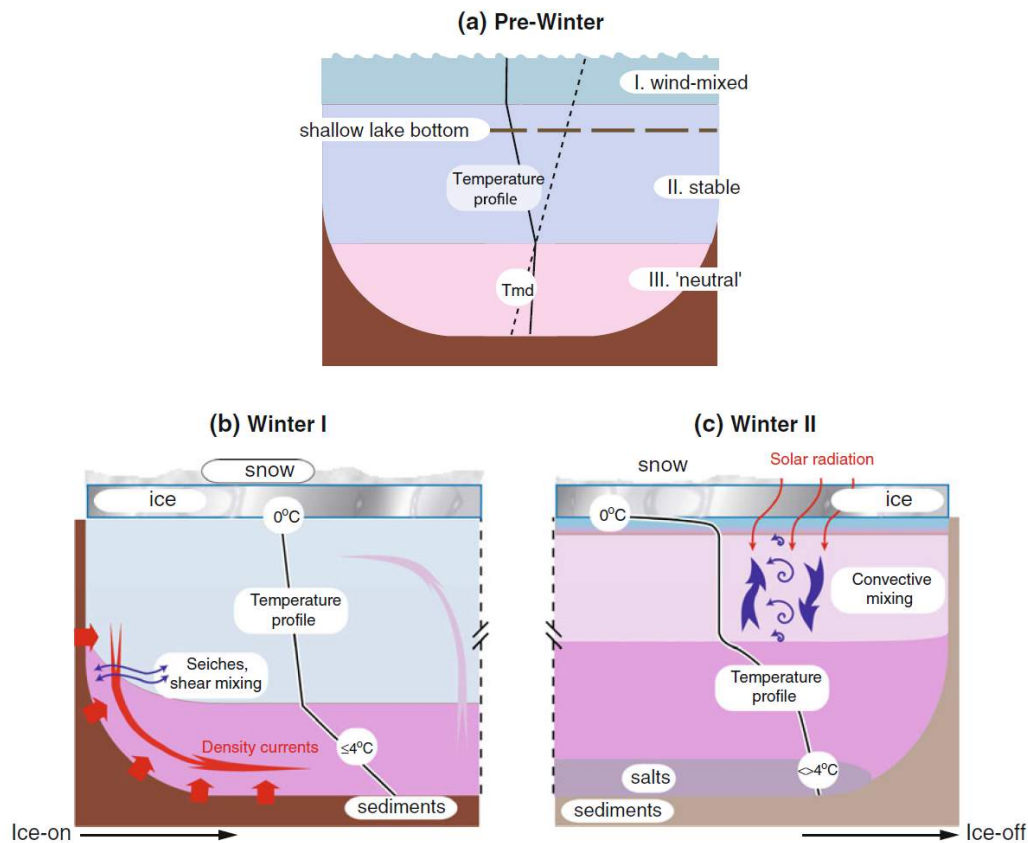
Järviä, joissa veden täyskierto tapahtuu kaksi kertaa vuodessa, kutsutaan dimiktisiksi. Suomessa ja vastaavilla ilmastovyöhykkeillä dimiktiset järvet ovat yleisiä, sillä vuodenaikaiset lämpötilavaihtelut ovat niin suuria, että vesi jäähtyy alle tiheysmaksimin ja myös lämpenee yli sen. Korkeilla leveysasteilla järvien sekoittuminen kuitenkin usein poikkeaa tästä (Vincent ym., 2008). Arktisilla alueilla sekä vuoristoissa jää sulaa yleensä niin lyhyeksi aikaa, ettei vesi ehdi lämmetä yli tiheysmaksimin lämpötilan, ja tällöin sekoittuminen tapahtuu vain kerran vuodessa. Järveä kutsutaan monomiktiseksi. Järvet, jotka lämpenevät vain hiukan yli tiheysmaksimin lämpötilan, ovat alttiita tuulen sekoittamiselle: tyynissä ja aurinkoisissa olosuhteissa veteen saattaa muodostua heikko kerrostuneisuus, joka kuitenkin purkautuu heti tuulen voimistuessa. Tällöin pohjaan asti ulottuva sekoittuminen voi tapahtua useita kertoja vuodessa; järvi on polymiktinen.

2.2.2 Virtaukset ja sekoittuminen

Talvella jää eristää järven lähes täydellisesti ilmakehästä, eikä järveen varastoituneen lämmön määrässä tapahdu juuri ollenkaan muutoksia sen jälkeen, kun jääkansi on muodostunut. Bengtsson (1996) listaa neljä tekijää, jotka voivat aiheuttaa virtauksia ja sekoittumista jään alla: sedimenteistä vapautuva lämpö, jään läpi kulkeutuva auringonsäteily, seiche-liike, jonka saa aikaan oskilloiva jääkenttä, sekä jokien tai pohjaveden virtaus järveen. Kaksi ensimmäistä aiheuttavat vedessä lämpötilan muutoksia, jolloin tiheyserot saavat aikaan veden liikkeen, kun taas kaksi jälkimmäistä ovat järven dynamiikkaan vaikuttavia ulkoisia pakotteita.

Jään ehkäistessä tuulen sekoittamisen voivat vedessä olevat horisontaaliset tiheys-

erot säilyä päiviä ja jopa kuukausia (Chao & Shaw, 1998). Näin pitkillä aikaskaaloilla coriolis-voima ehtii mukautua tiheyseroista johtuvan painegradientin kanssa, jolloin veteen voi potentiaalisesti muodostua järven kokoluokkaa olevia pyörrevirtauksia. Merijään alla tällaiset virtaukset havaittiin jo 1980-luvulla (Manley & Hunkins, 1985). Useat kenttätutkimukset (Forrest ym., 2013; Rizk ym., 2014) ja matemaattinen mallinnus (Huttula ym., 2010) ovat osoittaneet, että myös jäätyvissä järvissä esiintyy talvella altaan pituusskaalan kokoisia pyörrevirtauksia, joiden elinikä vaihtelee vuorokausista viikkoihin. Vaikka virtaukset ja kiertoliike ovat suuruusluokaltaan vain mm s^{-1} ja huomattavasti heikompia jään alla kuin avoveden aikana, vaikuttavat ne muun muassa ravinteiden, saasteiden ja liuenneen hapen kulkeutumiseen ja siten järvien ekologiaan.



Kuva 2.4: Hahmotelma järven lämpötilaan ja kerrostuneisuuteen vaikuttavista tekijöistä (a) ennen jään muodostumista (*wind-mixed* tuulen sekoittama, *stable* stabiili, *neutral* neutraali, *shallow lake bottom* matalan järven syvyys, *temperature profile* lämpötilaprofiili, *Tmd* tihaysmaksimin lämpötila), (b) lumen peittäessä jään (*snow* lumi, *ice* jää, *seiches*, *shear mixing* seiche-heilahtelut, leikkausjännitys, *density currents* tiheyserojen ajamat virtaukset, *sediments* sedimentit) ja (c) auringon valon alkaessa tunkeutua jään läpi keväällä (*solar radiation* auringon säteily, *convective mixing* konvektiivinen sekoittuminen, *salts* suolat). Tyypillinen lämpötilaprofiili on esitetty jokaiselle vaiheelle. Kuva artikkelista Kirillin ym. (2012).

Kesän aikana järven pohjasedimentteihin varastoituu lämpöä, joka vapautuu veden talvella, mutta jonka vaikutus järven lämpötilaan vaihtelee jäätalven eri vaiheissa. Alkutilvesta sedimentteihin varastoitunut lämpö vapautuu vesipatsaaseen, ja lämpövuoto on merkittävä niin kauan, kunnes pohja ja vesi saavuttavat termisen tasapainon. Ajallisen vaihtelun lisäksi vuon suuruus riippuu myös syvyydestä, sillä eniten lämpöä varastoituu järven matalille litoraaliaueille. Bengtsson & Svensson (1996) tutkivat pohjasta vapautuvan lämmön ajallista ja paikallista vaihtelua Ruotsin järvissä ja havaitsivat, että lämmön vuoto oli alkutilvesta kahden metrin syvyydessä 4 W m^{-2} ja yli kahdeksan metrin syvyydessä $2,5 \text{ W m}^{-2}$ sekä vastaavasti lopputalvesta 2 W m^{-2} ja $1,5 \text{ W m}^{-2}$. Tämän seurauksena pelagiaalisten ja litoraaliauiden välille muodostuu tiheysgradientteja, jolloin lämmennyt tiheämpi vesi valuu kohti pelagiaalia ja järven keskiosissa vesi kumpuaa ylöspäin. 1960-luvulla merkkiaineilla tehdyillä kokeilla saatiin järven keskiosissa havaituille pystysuuntaisille virtauksille suuruusluokaksi 10^{-6} m s^{-1} (Likens & Ragotzkie, 1965), eli kyseessä on hidas prosessi.

Huttula ym. (2010) tekivät mallinnuksen Lammin Pääjärven virtauskentästä käyttäen hyväkseen talvella 2004 tehtyjä lämpötila- ja virtausmittauksia. Mittaukset osoittivat, että sedimenteistä vapautuva lämpö ja jään läpi kulkeutuva lämpö tasapainottivat toisensa, ja sekä mallinnus että virtausmittaukset paljastivat antisyklonaalisen (myötäpäiväisen) kiertoliikkeen ylemmässä vesikerroksessa ja syklonaalisen (vastapäiväisen) alemmassa kerroksessa. Virtauksen aiheutti sedimentistä vapautuvan lämmön aikaansaama tiheysgradientti ja coriolis-voima. Vaikka Pääjärvessä havaitut virtaukset eivät olleet suurempia kuin $1,5 \text{ cm s}^{-1}$, tutkimus osoitti, että pohjan lämmityksellä on merkittävä vaikutus koko järven dynamiikkaan.

Kun jää on lumeton tai lunta on vain hyvin vähän, auringonsäteilyä pääsee tunkeutumaan jään läpi ja lämmittämään vettä. Lämmityksen seurauksena muodostuu tiheämmän veden painuessa syvemmälle konvektiovirtauksia (kuva 2.4). Auringonsäteilyn määrän lisääntyessä keväällä tämä konvektiivisesti sekoittunut kerros kasvaa ja etenee stabiiliin kerrokseen. Sekoittuneen kerroksen kasvunopeudeksi on yleensä raportoitu noin $0,5 \text{ m vrk}^{-1}$, mutta syvillä järvillä nopeus voi kasvaa useaan metriin vuorokaudessa (Kirillin ym., 2012). Litoraaliaueilla säteilylämmitys on nopeampaa kuin järven syvissä osissa, ja järveen voi muodostua samanlainen virtauskenttä kuin alkutilvesta, jolloin sedimenteistä vapautuva lämpö ajaa kiertoliikettä. Tuulen leikkauksjännityksen puuttuessa säteilylämmitys lisää huomattavasti veden sekoittumista ja esimerkiksi hapen, ravinteiden ja saasteiden kuljetusta jo ennen jäiden lähtöä.

Järven jääpeitteen paksuus vaihtelee alueellisesti muun muassa lumen epätasaisen jakautumisen, veden virtausten sekä pohjan topografian takia. Forrest ym. (2008) te-

kivät Lake Pavilion -järvellä Kanadassa jään alla horisontaalisia lämpötilamittauksia AUV:iin (*autonomous underwater vehicle*) kiinnitetyllä CTD:llä. Sekä pintakerroksessa että konvektiivisesti sekoittuneessa kerroksessa havaittiin merkittäviä lämpötilaeroja, jopa 0,2 °C, mittauslinjan eri osien välillä. Kirjoittajat päättelivät lämpötilaerojen johtuvan jään ja lumen paksuuden vaihtelusta, josta seuraa, että jään läpi kulkeutuvan säteilyn määrä on eri suuruinen järven eri osissa. Näin ollen voimakkaan konvektiivisen sekoittumisen alueita ympäröivät alueet, joissa veden lämpö määrä ei juurikaan muutu.

Barotrooppinen seiche-liike eli koko järven ominaisheilahtelu ei ole rajoittunut pelkästään avovesikauteen. Järveä peittävä jää ei ole täydellisen jäykkä kansi, vaan jään elastisuus, lämpölaajeneminen sekä nostevoimat tekevät liikemäärän siirron ilmasta veteen mahdolliseksi (Zyryanov, 2011). Seichen amplitudi ja liikkeen aikaansaamien virtausten nopeus ovat yleensä suurempia kesällä kuin talvella, sillä talvella seichen saa aikaan jään oskillointi, jonka aiheuttaa joko vaihtuva tuulen nopeus tai muutos järven eri osien välillä vallitsevassa ilmapaineessa, kun taas kesäisin seiche syntyy tuulen kallistaessa veden pintaa. Jään alla seiche-liikkeellä on kuitenkin enemmän energiaa kuin avoveden aikana, sillä järven ollessa jäätön energiaa kuluu myös aaltojen ja tuulen ajamien virtausten tuottamiseen.

Suurissa järvissä coriolis-voima alkaa vaikuttaa seiche-aaltojen liikkeen suuntaan, ja tätä vaikutusta voidaan arvioida Rossbyn säteen avulla (Kirillin ym., 2012):

$$R_e = \frac{C_a}{f}, \quad (2.16)$$

jossa

$$C_a = (gH)^{1/2} \quad (2.17)$$

on matalan veden aallon nopeus, H järven syvyys, f corioliskiihtyvyys ja g putoamiskiihtyvyys. Tyypillisesti Rossbyn säde on useiden kymmenien tai jopa satojen kilometrien luokkaa, jolloin leveydeltään näitä pienemmissä järvissä coriolis-voima ei vaikuta järven barotrooppisiin liikkeisiin.

Ensimmäiset havainnot barotrooppisista seiche-heilahteluista tehtiin Ruotsin järvissä. Bengtsson (1996) havaitsi oskilloivia virtauksia, joiden periodi oli sama kuin yhden solmukohdan seiche-aallolla ja suuruus 0,4 cm s⁻¹. Myös Venäjän Vendyurskoe-järvestä on löydetty koko jääpeitekauden ajalta seiche-liikkeen ajamia oskilloivia virtauksia, jotka olivat pääsääntöisesti suuruusluokaltaan millimetrejä sekunnissa (Malm ym., 1998). Havainnot osoittavat, että jään peittämissä järvissä on lähes jatkuvasti

käynnissä hidas oskilloiva liike, joka vaikuttaa vaakatasoiseen sekoittumiseen.

Jääpeitteiset järvet ovat yleensä stabiilisti kerrostuneita, jolloin ulkopuolisen pakotteen seurauksena barotrooppisen liikkeen lisäksi niissä voidaan havaita barokliinisiä liikkeitä. Näiden sisäisten seiche-aaltojen Rossbyn säde on:

$$R_i = \frac{C_i}{f}, \quad (2.18)$$

ja C_i on sisäisen aallon nopeus. Idealisoidussa tilanteessa, jossa vedessä on kaksi h_1 ja h_2 paksuista kerrosta, ja joiden tiheysero on $\Delta\rho$, aallon nopeus on:

$$C_i = (g'h_{eq})^{1/2}. \quad (2.19)$$

h_{eq} on vastaava syvyys ja g' heikentynyt painovoima, jotka saadaan yhtälöistä:

$$h_{eq} = \frac{h_1 h_2}{h_1 + h_2} \quad (2.20a)$$

$$g' = \frac{g\Delta\rho}{\rho_0}. \quad (2.20b)$$

$\rho_0 = 1000 \text{ kg m}^{-3}$ on veden tiheys. Jään alla makean veden tiheyserot rajoittuvat lämpötilaeroon, joka on suurimmillaan jäätymispisteen ja tiheysmaksimin lämpötilan ero, jolloin tiheykerrostuneisuus on suhteellisen heikko. Rossbyn säde on siis jään alla huomattavasti pienempi kuin jäätötmässä järvessä, ja sen suuruus on muutaman sadan metrin luokkaa. Näin ollen coriolisvoima vaikuttaa merkittävästi sellaisten järvien barokliinisiin liikkeisiin, joiden kokoluokka on vähintään kilometri.

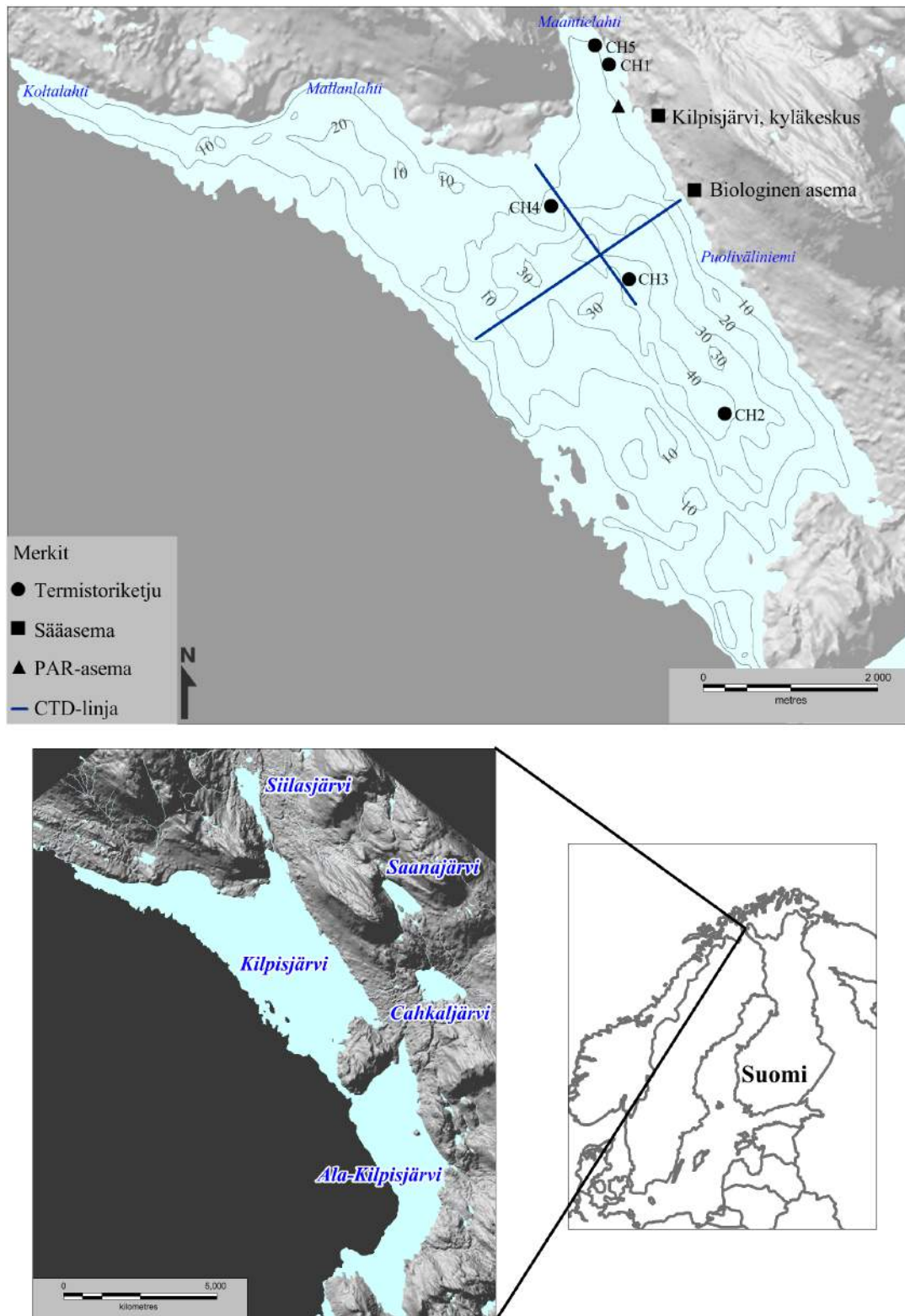
Jokien sisäänvirtaus saa aikaan virtauksia myös järvessä, mutta lukuunottamatta joen tuloaukkoa, jossa joki- ja järvi-veden sekoittuvat, virtaukset ovat havaittavissa järvessä ainoastaan silloin, kun joen virtaama on suuri ja järvi on kooltaan pieni (Bengtsson, 1996). Talvella joista tuleva vesi on yleensä lämpötilaltaan lähes jäätymispisteessä, joten kevyempänä se pysyy lähellä jään pohjaa eikä sekoitu syvällä olevan veden kanssa (Stigebrandt, 1978). Joen suulla järven kerrostuneisuus voi muuttua, sillä poisvirtaava vesi tulee vain kerrostuneen järven ylemmästä kerroksesta (niin sanottu *selective withdrawal*) (Stigebrandt, 1978). Lisäksi tulo- ja poisvirtauspaikoissa jää on ohuempaa kuin muualla järvessä.

3. Aineisto ja menetelmät

3.1 Kilpisjärvi

Kilpisjärvi on arktinen tundrajärvi, joka sijaitsee leveyspiirillä $69^{\circ} 03'N$ ja pituuspiirillä $20^{\circ} 50'E$ Suomen Lapin luoteisimmassa osassa vain noin 60 km päässä Atlantin valtamerestä (kuva 3.1). Raja Suomen ja Ruotsin välillä kulkee Koltalahdelta järven keskelle ja sieltä Kilpisjärven ja Ala-Kilpisjärven yhdistävälle salmelle. Alue kuuluu Skandien vuoriston pohjoisosaan, ja Kilpisjärvi sijaitsee tuntureiden väliin jäävässä laaksossa. Järven pinta on 473 metriä merenpinnan yläpuolella, ja ympäröivät tunturit kohoavat yli 1000 metrin korkeuteen. Vettä kerääntyy järveen pienistä tunturipuroista erityisesti sulamiskaudella, sekä Suomen että Ruotsin puolelta, ja jokien mukana valuma-alueen pienemmistä järvistä, kuten Saanajärvestä, Siilasjärvestä, Cahkaljärvestä ja Kuohkimajärvestä. Vesi kulkeutuu Kilpisjärvestä ensin Ala-Kilpisjärveen ja edelleen Könkämäeno-jokeen, jonka vedet päätyvät Muonion- ja Tornionjoen kautta Pohjanlahdelle Itämereen.

Suomen oloissa suhteellisen syvä Kilpisjärvi on ekologiselta tilaltaan hyvässä kunnossa eikä juuri kärsi ihmistoiminnan vaikutuksesta. Järven maksimisyvyys on 57 m ja syvyys keskimäärin 19,5 m, pinta-ala on 3733 ha, ja saaria järvellä on yhteensä kahdeksan. Suomen Ympäristökeskuksen (SYKE) tutkimuksessa järvien ekologisesta tilasta vuonna 2013 Kilpisjärvi sai luokituksen erinomainen (Suomen Ympäristökeskus, 2013), ja veden ravinnepitoisuuteen perustuen se voidaan myös luokitella ultra-oligotrofiseksi eli erittäin niukkaravinteiseksi ja kirkasvetiseksi järveksi. Valuma-alueella ei ole teollisuutta ja asutus on vähäistä, joten järven ominaisuudet eivät ole muuttuneet esimerkiksi ravinnekuormituksen takia. Tämä sekä järvellä tehdyt pitkät jäähavaintoaikasarjat tekevät Kilpisjärvestä erinomaisen kohteen, kun tutkitaan ilmaston lämpenemisen vaikutusta arktisten järvien fysiikkaan ja biologiaan Pohjois-Euroopassa.

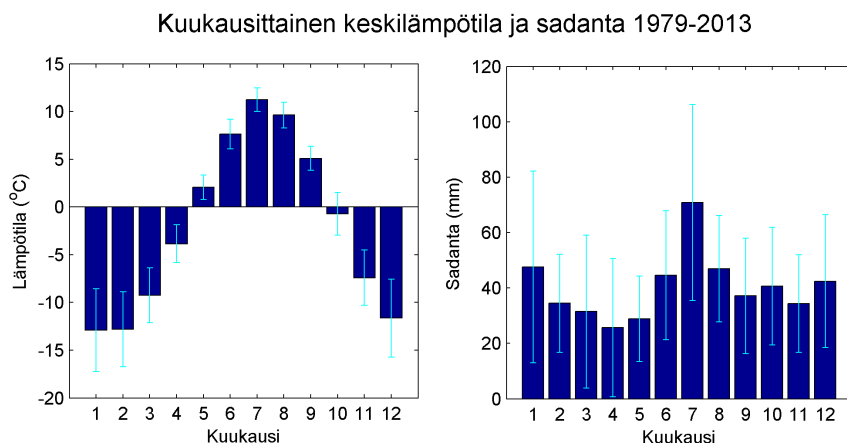


Kuva 3.1: Kilpisjärvi sijaitsee käsivarren Lapissa Suomen ja Ruotsin rajalla (alakuva). Ylemmästä kuvasta näkyy järven syvyyden vaihtelu 10 m välein sekä mittalaitteiden sijainti. Taustakartat on ladattu Maanmittauslaitoksen vapaan aineiston palvelusta elokuussa 2014.

3.1.1 Alueen ilmasto ja Kilpisjärven jääpeite

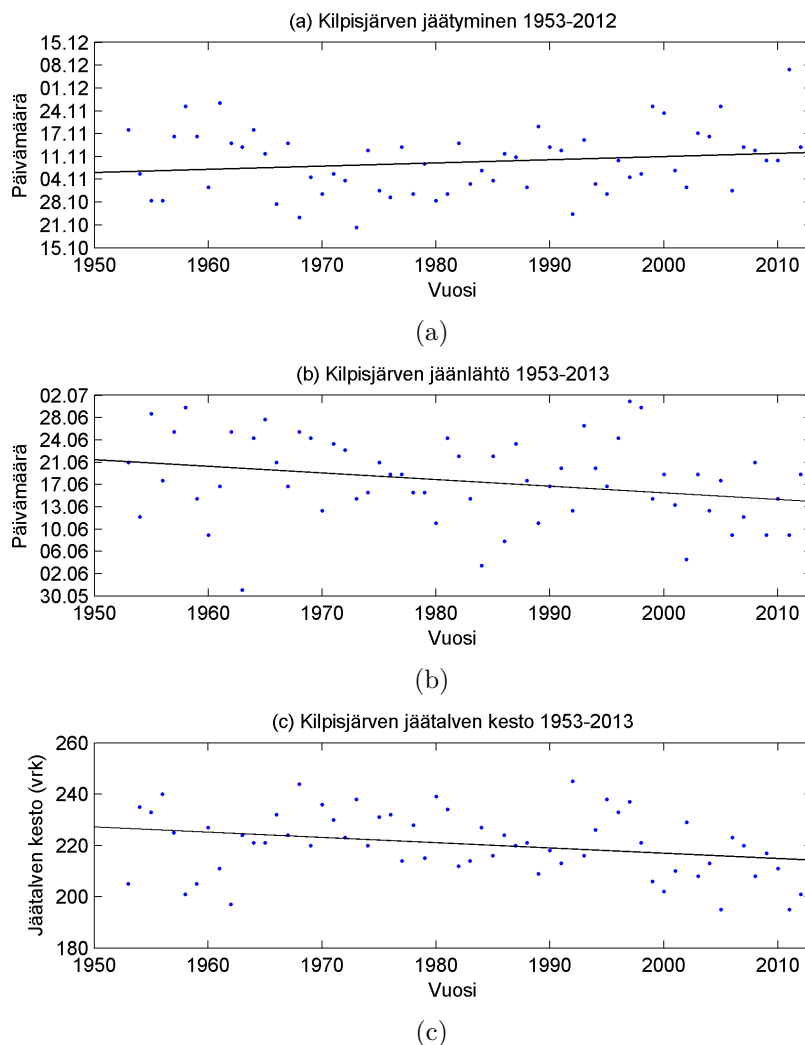
Suomen Lapin ilmasto on sekoitus Pohjois-Atlantin merellistä ja Euraasian manta-reista ilmastoa. Golf-virran lämmittämä Atlantin valtameri tasoittaa vuodenaikaista lämpötilavaihtelua, ja sen yllä muodostuvat matalapaineet, jotka kuuluvat polaaririntamaan ja liikkuvat Pohjois-Euroopan yli. Idästä saapuvat korkeapaineet puolestaan tekevät ilmastosta välillä mantereisemmän, jolloin sateet ovat vähäisempiä ja lämpötilat talvella matalia ja kesällä korkeita. Köppenin ilmastoluokituksessa Pohjois-Suomi kuuluu lähes kokonaan lumi- ja metsäilmastoon, jossa talvet ovat kylmiä mutta sateisia (Autio & Heikkinen, 2002). Pohjoisimman Käsivarren alue voidaan tarkemmin luokitella hemiarktiseksi vyöhykkeeksi (Kersalo & Pirinen, 2009), jolla kesän lämpösumma on niin pieni, etteivät puut selviä siellä, ja kasvillisuus on pääasiassa varpu-kasvillisuutta.

Kilpisjärven alueella korkeus merenpinnasta vaikuttaa ilmastoon viilentävästi, vaikka meri onkin lähellä (Autio & Heikkinen, 2002). Lokakuusta huhtikuuhun keskilämpötilat ovat Kilpisjärvellä 0 Celsiusasteen alapuolella ja kylmimpinä kuukausina (joulukuus-, tammi- ja helmikuu) keskilämpötila on noin $-13\text{ }^{\circ}\text{C}$ (kuva 3.2). Lämpimin ja samalla sateisin kuukausi on heinäkuu, jonka keskilämpötila juuri ja juuri ylittää $+10\text{ }^{\circ}\text{C}$ ja jonka sademäärä on noin 70 mm. Muutoin kuukausittainen sadanta on pieni ja pysyttelee 40 mm tuntumassa. Talvella sade tulee pääosin lumenä, ja maaliskuussa lumen syvyys on keskimäärin 90 cm. Kilpisjärven jäälle lunta kerääntyy huomattavasti vähemmän: Lei ym. (2012) laskivat lumen maksimisyyvyudeksi keskimäärin 38 cm.



Kuva 3.2: Kilpisjärven kuukausittainen keskilämpötila (vasen) ja sadanta (oikea) 1978-2013. Keskijajonnot on esitetty vaaleansinisillä palkeilla. Aineisto on ladattu Ilmatieteen laitoksen avoimen datan palvelusta kesäkuussa 2014.

SYKE on yhdessä Kilpisjärven biologisen aseman kanssa seurannut Kilpisjärven jäätymistä ja jäidenlähtöä vuodesta 1952 alkaen (kuva 3.3). Keskimääräinen jäätymispäivä Kilpisjärvellä on 9. marraskuuta, varhaisin 21. lokakuuta (vuonna 1973) ja myöhäisin 7. joulukuuta (vuonna 2011). Jääkauden kesto on vaihdellut 195 ja 245 vuorokauden välillä. Jäidenlähtö ajoittuu Kilpisjärvellä keskimäärin kesäkuun 18. päivään, varhaisin jäidenlähtö on tapahtunut 2. kesäkuuta (vuonna 1963) ja myöhäisin 1. heinäkuuta (vuosina 1955 ja 1997). Jääpeitekauden kesto Kilpisjärvellä on yksi pisimmistä Suomessa, mutta jäähavaintoaikasarjojen perusteella se on ollut lyhentymässä (Lei ym., 2012). Pitkä ja kylmä talvi mahdollistavat sen, että Kilpisjärven jää kasvaa vuosittain noin 80-90 cm paksuiseksi. Jään paksuutta on alettu seurata säännöllisesti



Kuva 3.3: Kilpisjärven (a) jäätyminen, (b) jäidenlähtö ja (c) jäätalven pituus vuosina 1952-2013. Mustat viivat ovat aineistoihin sovitettuja lineaarisia trendejä, joista erottuu, että jäätymispäivä on siirtynyt myöhäisemmäksi, jäänlähtöpäivä on hiukan aikaistunut ja jäätalven kesto on lyhentynyt. Aineisto on ladattu OIVA Ympäristö ja paikkatietopalvelusta elokuussa 2013.

vasta vuodesta 1964 alkaen, ja tänä aikana Kilpisjärven jää on ollut paksuimmillaan 1,14 m vuonna 1966.

Lei ym. (2012) tutkivat Kilpisjärvellä 1964-2008 aikana tehtyjen jäähavaintojen ja alueen ilmaston välistä yhteyttä tilastollisin menetelmin. Jäätymispäivä on viivästynyt vuodesta 1964 alkaen 2,3 vuorokautta vuosikymmentä kohti ($P < 0,05$), ja vuosittainen keskimääräinen jään maksimipaksuus on pienentynyt 1980-luvun puolivälistä alkaen. Jäänlähöpäivä on aikaistunut yhdellä vuorokaudella vuosikymmentä kohti mutta ei kuitenkaan tilastollisesti merkittävästi, mikä on poikkeava havainto verrattuna pohjoisen pallonpuoliskon muilta jäätäviltä järviltä raportoituun (Magnuson ym., 2000). Kilpisjärven jäätalven kesto on lyhentynyt vuodesta 1964 alkaen 3,5 vuorokaudella vuosikymmentä kohti ($P < 0,01$). Tutkimuksen mukaan jäätymispäivän havaittiin korreloivan eniten loka- ja marraskuun keskimääräisten päivittäisten lämpötilaminimien kanssa, ja vastaavasti jäänlähöpäivä korreloi touko- ja kesäkuun päivittäisten keskimääräisten maksimilämpötilojen kanssa, joten erityisesti sulamiskautta koskeva johtopäätös oli, että Kilpisjärvellä jäidenlähö on enemmän termodynaaminen kuin dynaaminen prosessi. Ilman lämpötilan yhden asteen nousun laskettiin siirtävän jäätymispäivää myöhäisemmäksi 3,4 vuorokaudella ja aikaistavan jäänlähöpäivää 3,6 vuorokaudella, joten Lei ym. (2012) päättelivätkin, että Kilpisjärven jääolosuhteissa tapahtuneita muutoksia voidaan pitää ilmastomuutoksen indikaattorina Pohjois-Euroopassa.

3.2 Mittaukset

Keväällä 2013 Kilpisjärvelle tehtiin kenttämätka, jonka aikana järveen asennettiin automaattisia mittalaitteita rekisteröimään lämpötilan kehitystä, virtauksia ja jään läpi kulkeutuvaa säteilyä. Ensin jäältä ja myöhemmin veneestä käsin mitattiin lämpötilaprofiileja ja havainnoitiin jään paksuutta. Kenttätöitä tehtiin 25. toukokuuta ja 4. kesäkuuta välisenä aikana pääasiassa Kilpisjärven pääaltaalla ja järven pohjoisosassa sijaitsevalla Maantielahdella (kuva 3.1). Mittausjaksolla Kilpisjärven leveyspiirillä aurinko ei enää laskenut horisontin alapuolelle, joten tutkimukset tehtiin polaarikesän aikana. Taulukkoon 3.4 on koottu kenttäjakson aikana suoritettut sellaiset mittaukset, joista saatua aineistoa käsitellään tässä tutkielmassa.

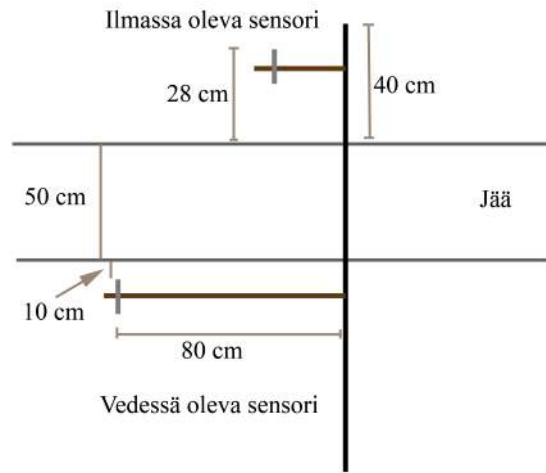
Taulukko 3.4: Kilpisjärvellä keväällä 2013 tehdyt mittaukset.

Päivä	Sijainti
25.5. Osittainen CTD-linja poikittaissuunnassa aamulla ja iltapäivällä. Kolmen termistoriketjun (CH2, CH3, CH4) asennus.	Kuva 3.1 Kuva 3.1
26.5. PAR-sensoreiden asennus. CTD-linja poikittaissuunnassa ja pitkittäissuunnassa. Jäänäytteen kerääminen.	Kuva 3.1 Kuva 3.1 69° 03.059'N 20° 46.582'E
27.5. Kilpisjärveen laskevan veden lämpötilamittaukset.	
28.5. Kahden termistoriketjun (CH1 ja CH5) asennus Maantielahdelle.	Kuva 3.1
29.5. CTD-linjat Maantielahdella.	
30.5. CTD-luotaukset 15 minuutin välein 13:40-16:45.	69° 02.551'N 20° 47.704'E
31.5. CTD-luotaukset 15 minuutin välein 9:30-16:30. PAR-aseman purkaminen. CTD-luotaukset kolmen tunnin välein aloitettiin.	69° 02.551'N 20° 47.704'E
1.6. CTD-luotaukset kolmen tunnin välein.	
2.6. CTD-luotaukset kolmen tunnin välein.	
3.6. CTD-luotaukset kolmen tunnin välein. Osittainen CTD-linja poikittaissuunnassa.	Kuva 3.1
4.6. Termistoriketjujen purkaminen.	

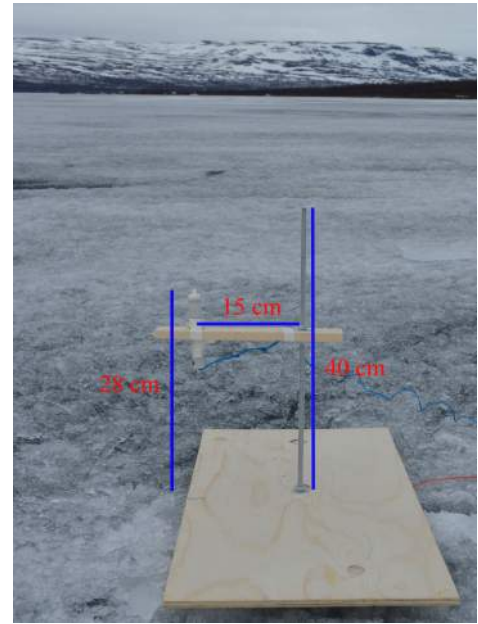
3.2.1 Valon määrä ilmassa ja jään alla

Irradianssia ilmassa ja jään alla mitattiin japanilaisilla Alec Electronicsin tuottamil-
la pienillä, pituudeltaan 115 mm ja halkaisijaltaan 18 mm, MDS-L PAR-sensoreilla
(*Photosynthetically Active Radiation*). Ne rekisteröivät säteilyn 10 minuutin välein
ja tallentavat mittaukset sisäiseen muistiin, josta tulokset puretaan jälkikäteen tieto-
koneelle. Sensorit kiinnitettiin tukiriukuihin, jotka puolestaan kiinnitettiin 2 metriä
pitkään metallikierretankoon. Mittausasema asennettiin paikoilleen jäähän kairatusta
ja sahatusta aukosta, johon tehtiin vielä noin metrin pituinen ohut viilto. Kierretan-
ko työnnettiin viillon päähän ja tuettiin pystyyn vanerilevyn avulla. Ilmassa olevan
sensorin pää oli 28 cm korkeudella vanerin pinnasta ja noin 15 cm etäisyydellä kierre-
tangosta (kuva 3.5(b)). Jään alla olevan sensorin pää oli mittausjakson alussa 10 cm
jään alareunasta, ja etäisyys kierretankoon oli 80 cm (kuva 3.5(a)). Sensorit suun-
nattiin kohti etelää, jotta aseman tukena käytetty vanerilevy ei varjostaisi jään alla
olevaa sensoria ja vaikuttaisi mittauksiin.

PAR-sensorit asennettiin noin 40 m etäisyydelle järven rannasta aamulla 26.5.2013,
jolloin jään paksuus asennuspaikalla oli 50 cm (kuva 3.1). Jääkerroksessa oli 10 cm



(a)



(b)

Kuva 3.5: (a) Hahmotelma PAR-aseman asennuksesta jäällä mittausten alkaessa, jolloin jää oli 50 cm paksua, ja (b) kuva valmiista PAR-asemasta (kuva: Elisa Lindgren, Helsingin yliopisto, 26.5.2013).

haurasta ja halkeillutta teräsjäätä ja sen alla 40 cm vahvaa teräsjäätä. Asema purettiin illalla 31. toukokuuta, sillä jää alkoi päivän aikana liikkua voimistuneen tuulen ajamana, ja asema oli siirtynyt noin 50 metriä alkuperäisestä sijainnistaan etelään. Purkuhetkellä jään paksuus oli 25 cm.

PAR-sensorit mittaavat säteilyä aallonpituusalueella 400–700 nm, joka on lähellä näkyvän valon aallonpituuksia 380–760 nm. Jokaiselle sensorille oli vuonna 2008 määritetty kalibrointikertoimet, jolloin mittaukset saatiin yksikköön $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ eli PAR-kvantti pinta-alaa ja aikayksikköä kohden. PAR-irradianssin Q_{PAR} muuttaminen energiaksi E_{PAR} yksikköön W m^{-2} riippuu irradianssin jakautumisesta valon spektrille. Ilmakehässä valon voidaan olettaa olevan valkoista valoa, jolloin muutos tehdään yhtälöllä:

$$Q_{PAR} = 4,60 \cdot E_{PAR}. \quad (3.1)$$

Vedessä ja jäässä valon spektri on erilainen, ja kerroin vaihtelee veden turbiditeetista eli optisesti aktiivisten aineiden pitoisuudesta riippuen välillä 4,8–5,5 (Reinart ym., 1988). Kilpisjärven vesi on kirkasta, joten kertoimen voidaan käyttää arvoa 4,8.

PAR-sensoreiden mittaustarkkuus on $\pm 2 \text{ W m}^{-2}$ ilmassa ja $\pm 3 \text{ W m}^{-2}$ vedessä tai jäässä. Vedessä olleen sensorin tuloksia tarkasteltaessa on lisäksi huomioitava se, että sensorin syvyys pysyi mittausten ajan samana jään sulaessa. Näin ollen jään pinnan ja

sensorin välillä veden osuus kasvoi ja jään osuus pieneni, jolloin jään alta saadut mitaukset eivät kuvaa puhtaasti jään läpäissyttä irradianssia, vaan kerros sisältää myös kymmenestä senttimetristä muutamaan kymmeneen senttimetriin paksuisen vesikerroksen.

3.2.2 Jäähavainnot ja jäänäytteet

Jääkannen rakenteesta ja kerrostuneisuudesta saadaan tietoa tutkimalla järven jäästä otettua näytettä. Jääpala saadaan kairaamalla reiät, sahaamalla lohkare irti jääsahalla ja nostamalla se ylös vedestä jääpihdeillä. Kilpisjärveltä kerättiin näyte läheltä PAR-asemaa sijainnista $69^{\circ} 03.059'N$ $20^{\circ} 46.582'E$ toukokuun 26. päivä. Näytteestä mitattiin jään paksuus sekä siinä olevien eri kerrosten paksuudet. Yleensä esimerkiksi kohva- ja teräs jääkerrokset erottuvat hyvin toisistaan, sillä kohvajää sisältää paljon kaasukuplia ja näyttää tummaa taustaa vasten valkoiselta toisin kuin kirkas teräsää. Alkuperäinen näyte valokuvattiin, sahattiin pienemmiksi paloiksi kuljetusta varten, pakattiin muovipusseihin ja säilöttiin pakastimeen odottamaan jatkokäsittelyä.

Jään kiderakennetta voidaan tutkia valmistamalla jäätä ohuthienäytteitä kylmälaboratoriossa $-10^{\circ}C$ lämpötilassa. Tämä tehtiin kenttäjakson jälkeen Helsingissä. Jäänäytteestä sahattiin ensin pitkittäissuuntaisia noin 0,5-1 cm paksuisia levyjä, jotka kiinnitettiin lasialustaan. Lasia lämmitettiin, ja kun jäänäyte painettiin lasiin kiinni, jään pinta sulii, jolloin veden jäätyessä uudelleen jäänäyte kiinnittyi alustaan. Näytteestä voidaan tässä vaiheessa tutkia jään mahdollisesti sisältämiä epäpuhtauksia sekä kaasukuplia, jotka erottuvat, kun jäätä tarkastellaan tummaa taustaa vasten. Näyte valokuvattiin ja höylättiin sen jälkeen käsin noin 0,5-1 mm paksuiseksi ohuthienäytteeksi.

Ohuthienäytteestä paljastuu jään kiderakenne, kun näyte laitetaan polarisaatiotasoiltaan toisiaan vasten kohtisuorassa olevien polarisoivien levyjen väliin valopöydälle. Menetelmä perustuu siihen, että yksiaksellisessa kiteessä tapahtuu kaksoisrefraktio valon kulkiessa sen läpi muussa kuin c-akselin suunnassa. Kaksoisrefraktiossa syntyvien kahden valonsäteen polarisaatiotasot ovat toisiaan vasten kohtisuorassa, ja säteillä on eri etenemisnopeudet. Jos jääkiteen c-akseli on kohtisuorassa polarisoivia levyjä vasten, ei näytteen läpi kulkenut valonsäde läpäise toista polarisaatiolevyä, ja kide näyttää mustalta. Jos jääkiteen c-akseli on suuntautunut muulla tavalla, läpäisee valo myös toisen polarisaatiolevyn. Kaksoisrefraktiossa muodostuneet kaksi valonsädettä tulevat levystä ulos eri aikaan, jolloin syntyy interferenssiväri, ja eri kiteet näyttävät eri värisinä. Ohuthienäytteet valokuvattiin valopöydällä mitta-asteikon kanssa.

3.2.3 CTD-luotaukset

Veden lämpötila- ja johtokykyprofiili tietyssä pisteessä ja tietyllä ajanhetkellä saadaan mitattua CTD-luotaimella (*Conductivity, Temperature, Depth*). Valitut CTD-linjat kulkivat Kilpisjärven biologiselta asemalta lounaaseen kohti vastakkaista rantaa (poikkitaistinja) ja Mallanniemeltä kaakkoon (pitkittäistinja) (kuva 3.1). Poikkileikkauksista saadaan käsitys lämpötilakerrostuneisuuden paikallisesta vaihtelusta järven eri osissa. CTD laitettiin veteen ja sensoreiden annettiin sopeutua vallitsevaan lämpötilaan noin minuutin ajan ennen kuin laite laskettiin vakionopeudella pohjaan asti. Mittauksista käytetään vain laskuvaiheen osuus, sillä mittalaite on saattanut aiheuttaa häiriötä vesirunkoon kulkiessaan sen läpi.

Ensimmäisinä päivinä 25. ja 26.5. jolloin jäällä pystyi kulkemaan, linjoilta tehtiin luotaukset RBR CTD:llä noin 50–100 m välein. Mittalaite soveltui jäällä työskentelyyn, sillä sen pystyi laskemaan veteen yhdestä kairareistä. Valmistajan mukaan lämpötilasensorin mittaustarkkuus on $\pm 0,002$ °C ja toiminta-alue -5 °C – $+35$ °C, johtokyvyn tarkkuus $\pm 0,003$ mS cm⁻¹ ja toiminta-alue 0–85 mS cm⁻¹ sekä paineanturin tarkkuus $\pm 0,05$ % mitatusta arvosta ja toiminta-alue 2000 dbar paineeseen asti (RBR Ltd., 2009). Mittauksissa käytettiin 6 Hz taaajuutta, jolloin 0,5 m s⁻¹ nopeudella laskettu CTD tallensi tuloksia noin 8 cm välein. Luotausten lisäksi RBR CTD:tä käytettiin 27. toukokuuta järven laskevien purojen ja Siilasjoen veden lämpötilan mittaamiseen. Laite asetettiin virtaavaan veteen muutaman minuutin ajaksi, jotta sensori ehti sopeutua veden lämpötilaan.

Loppujaksosta luotaukset tehtiin veneestä käsin Sea & Sun Technologyn tallentavalla CTD-90M laitteella. Maantielahdella tehtiin jään reunaa myötäillen CTD-linja 29. toukokuuta aamu- ja iltapäivällä. Linja alkoi läheltä Siilaskosken suuta, ja sitä jatkettiin etelään noin 560 m etäisyydelle ensimmäisestä pisteestä. Tältä väliltä mittauksia tehtiin yhteensä 24 eli 20–25 m välein. Seuraavana päivänä CTD-luotauksia tehtiin kolmen tunnin ajan noin 200 m etäisyydellä Kilpisjärven biologisen aseman rannasta samassa pisteessä 15 minuutin välein. Tarkka sijainti oli 69° 02.551'N 20° 47.704'E, ja tässä kohdassa veden syvyys oli noin 17 m. Toukokuun viimeisenä päivänä mittausväli pidettiin edelleen 15 minuutin pituisena, mutta luotauksia tehtiin koko päivän ajan 9:30–16:30. Saman päivän iltana aloitettiin CTD-luotausten tekeminen kolmen tunnin välein vuorokauden ympäri, ja tätä jatkettiin jäänlähtöpäivään 3. kesäkuuta asti. Samalla sijainnilla säännöllisesti tehdyillä luotauksilla pyrittiin selvittämään konvektiivisesti sekoittuneen kerroksen kehitystä, sillä CTD:n hyvällä syvyysresoluutiolla saadaan tarkasti selville lämpötilassa tapahtuvat pienetkin vaihtelut. Lyhyillä

mittausväleillä vene onnistuttiin pitämään koko ajan lähes samassa pisteessä, mutta kolmen tunnin välein tehdyissä luotauksissa liikkuva jää esti välillä pääsyn samalle paikalle. Viimeinen osittainen poikittaislinja jäänlähöpäivänä luodattiin myös CTD-90M:llä.

CTD-90M sisältää yhteensä kahdeksan sensoria, joista käytettiin vain lämpötila-, paine- ja PAR-sensoreiden mittauksia. Tarkemmat tiedot on saatu valmistajan tuottamasta käsikirjasta (Sea & Sun Technology, 2007). Laite on kokonaisuudessaan 60 cm korkea ja 4 kg painava, ja sensoreita suojaa metallinen kehikko. Lämpötilasensori on Pt100 -vastuslämpötila-anturi, joka toimii lämpötiloissa $-2\text{ °C} - +35\text{ °C}$ tarkkuudella $\pm 0,005\text{ °C}$ ja vasteajalla 0,15 s, eli mittalaite soveltuu hyvin makeavetisten järvien tutkimiseen vuoden ympäri. Paineanturin mittaustarkkuus on 0,1 % mitatusta arvosta. Mittaustaajuudeksi valittiin 3 Hz. CTD-90M:n PAR-sensori sijaitsee laitteen yläosassa ja on mallia LI-193SA, jonka kalibrointitarkkuus on 5 %. Sensori mittaa siihen osuvan valon määrää aallonpituusalueella 400–700 nm yksikössä $\mu\text{mol m}^{-2}\text{ s}^{-1}$, joten mittaustulokset voidaan muuttaa yksikköön W m^{-2} samoin kuin jään alla tehtyjen PAR-mittausten tulokset. Koska PAR-sensori sijaitsee muista sensoreista poiketen laitteen yläosassa, on tämä otettava huomioon, kun tarkastellaan PAR-säteilyä syvyyden suhteen.

3.2.4 Termistoriketjut

Jatkuvan lämpötilakehityksen havainnoimista varten järvelle asennettiin yhteensä viisi termistoriketjua: kolme sijoitettiin pääaltaalle ja kaksi Maantielahdelle (kuva 3.1). Termistorit olivat lämpötilaa mittaavia ja sisäiseen muistiin tallentavia malleja RBR TR-1050 ja TDR-2050, joista jälkimmäinen mittasi myös painetta. Lämpötilasensorin mittaustarkkuus kummassakin termistorimallissa on $\pm 0,002\text{ °C}$ ja mittaussväli 10 s, ja painesensorin tarkkuus vastaavasti $\pm 0,05\text{ %}$ mitatusta arvosta (RBR Ltd., 2009). Näiden lisäksi ketjuihin kiinnitettiin liuennutta happea mittaavia D-OPTO sensoreita.

Ketjuissa CH2 ja CH3 lämpötilasensorit oli asennettu noin viiden metrin välein toisistaan, muissa ketjuissa asennussväli oli noin kaksi metriä. Termistoriketjuilla voidaan mitata tarkasti tietyllä syvyydellä tapahtuvia lämpötilan muutoksia, mutta pysyvuuntainen resoluutio on huono verrattuna CTD-luotauksiin. Syvimmat lämpötilasensorit sijaitsivat 90 cm korkaudella järven pohjasta, joten ketjuilla ei myöskään saatu tietoa pohjakerroksen lämpötilasta. CTD-luotaimet voitiin laskea sedimenttiin asti, joten tämä ja niiden hyvä vertikaalinen resoluutio täydensivät järvellä tehtyjä

termistorimittauksia.

Ketjut CH2, CH3 ja CH4 asennettiin Kilpisjärveen jäältä käsin 25.5.2013. Ketjun toisessa päässä oli paino, joka ankkuroi systeemin pohjaan, kun taas toisessa oli poiju, jonka noste piti ketjun suorana vedessä. Ketjut CH1 ja CH5 asennettiin vasta 28. toukokuuta veneestä käsin Maantielahdelle, jonne laskeutuu Kilpisjärven ja Siilasjärven yhdistävä joki. Kun termistoriketjut oli haettu pois, mittaustulokset purettiin yksitellen kaikista sensoreista. Lopullisia tuloksia varten 10 s välein olevat mittaukset keskiarvoistettiin tuntiarvoiksi, jolloin satunnainen vaihtelu ja kohina saatiin tasoitumaan, mutta vuorokautinen vaihtelu on vielä havaittavissa.

3.2.5 Meteorologiset mittaukset

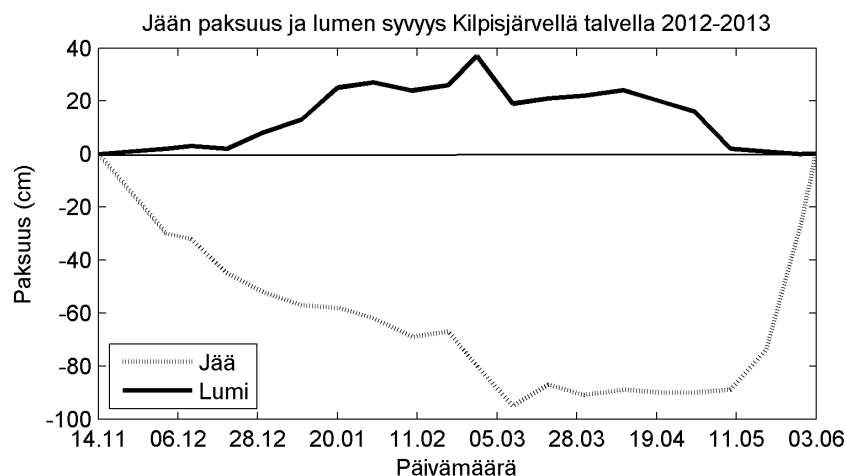
Kilpisjärven biologisella asemalla tehdään meteorologisia mittauksia, ja mittausjakson aikana tehdyt säähavainnot saatiin asemalta (kuva 3.1). Mitattavat suureet ovat globaali kokonaissäteily, joka sisältää tulevan suoran auringonsäteilyn ja hajasäteilyn, tuulen nopeus ja suunta, ilman lämpötila ja suhteellinen kosteus. Aseman mittalaitteet sijaitsevat päärakennuksen katolla noin 5 m korkeudella maanpinnasta ja noin 50 m päässä Kilpisjärven rannasta. Ilmatieteen laitoksen automaattiselta Kilpisjärven kyläkeskuksen sääasemalta (69.05°N, 20.79°E) saatiin edellisten suureiden lisäksi ilmanpaine ja pilvisyystiedot sisältäen kokonaispilvisyyden, pilven korkeuden ja alapilvien osuuden kokonaispilvisyydestä. Ilmatieteen laitoksen asema on 7 m korkeammalla kuin Kilpisjärvi, ja etäisyys asemalta järvelle on noin 50 m.

Järven lämpötaseen termien laskemisessa käytettiin molempien sääasemien 10 minuutin välein tehtyjä havaintoja. Tuleva auringonsäteily otettiin suoraan Kilpisjärven biologisen aseman mittauksista, ja albedomittausten puuttuessa jäälle käytettiin albedoa 0,2, joka on soveltuva arvio teräsjäältä koostuvalle sulavalle ja siten pääosin märälle jäälle. Ilmakehän lämpösäteilyä varten tarvittavat suhteellinen kosteus ja ilman lämpötila saatiin biologiselta asemalta ja ilmakehän emissiviteetin laskemiseen käytetty pilvisyys Ilmatieteen laitoksen asemalta. Turbulenttisen lämmönvaihdon arvioimisessa tuulen nopeus, ilman lämpötila sekä suhteellinen kosteus otettiin biologisen aseman havainnoista ja ainoastaan ominaiskosteuden laskemisessa tarvittava ilmanpaine Ilmatieteen laitoksen sääasemalta. Molemmilta asemilta saatuja havaintoja käytettiin sellaisinaan.

4. Tulokset

4.1 Jäöolosuhteet talvella 2012-2013

Kilpisjärven jääkausi talvella 2012-2013 oli keskimääräistä lyhyempi, mutta jään paksuus sen sijaan oli hiukan tavanomaista suurempi. Järvi jäätyni 14. marraskuuta eli lähellä keskiarvoista jäätymispäivää, mutta jäidenlähtö tapahtui lähes ennätyksellisen aikaisin, 3. kesäkuuta, jolloin jääkauden kesto oli vain 201 vuorokautta. Jää oli paksuimmillaan 94 cm maaliskuussa (kuva 4.1), mikä on 5 cm enemmän kuin jäänpaksuus keskimäärin. Jää kasvoi maaliskuuhun asti, ja tämän jälkeen sen paksuus pysyi lähes muuttumattomana, kunnes toukokuun puolessa välissä jää alkoi sulaa. Lumen syvyys oli jään päällä suurimmillaan 37 cm maaliskuun alussa, muutoin tammikuusta huhtikuuhun lunta oli noin 20 cm. Alkutalvi eli marras- ja joulukuu oli lähes lumetonta, eikä lunta ollut myöskään toukokuun puolenvälin jälkeen kuin maksimissaan parin senttimetrin verran. Kenttämittausten alkaessa toukokuussa Kilpisjärven jää oli lähes kokonaan lumeton, ja ainoastaan paikoitellen jäällä oli muutaman senttimetrin paksuudelta hyvin märkää lunta.



Kuva 4.1: Kilpisjärven jään paksuus ja järvellä mitattu lumen syvyys talvella 2012-2013. Aineisto on ladattu OIVA Ympäristö ja paikkatietopalvelusta elokuussa 2013.

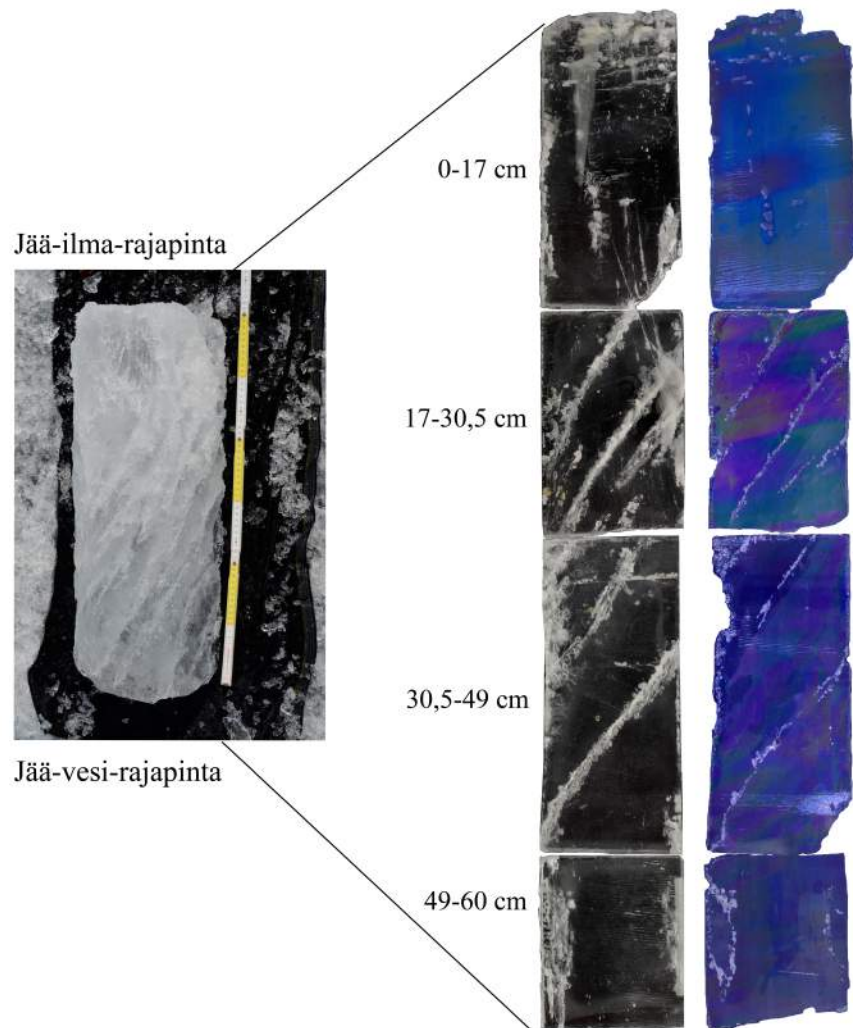
Sulamiskausi keväällä 2013 oli poikkeuksellinen, sillä kenttäjakson aikana Kilpisjärvellä mitattiin ennätyksellisiä päivälämpötiloja: korkeimmillaan ilma oli +25 Celsiusasteista, eikä lämpötila laskenut auringon ollessa matalimmillaankaan kuin noin +5 Celsiusasteeseen. Tämän seurauksena järven jää sulii erittäin nopeasti: PAR-aseamalla tehtyjen jäänpaksuushavaintojen perusteella jään sulamisnopeus oli keskimäärin noin 4,9 cm vrk⁻¹. Kenttäjakson alkaessa jään paksuus vaihteli 37 cm ja 60 cm välillä, ja ohuimmillaan jää oli paikoissa, joissa ei näkynyt enää mitään jäämiä lumesta. Jään kantokyky oli 27. toukokuuta paikoitellen niin huono, että sen jälkeen järvelle pääsi vain sulakohtiin veneen kanssa. Jää vetäytyi järven reunoilla jopa useita metrejä vuorokaudessa, ja teräsjään sisäinen sulaminen aiheutti osissa järveä jään puikkoutumisen (kuva 4.2). Toukokuun lopun vähätuuliset päivät mahdollistivat kuitenkin sen, että hauras jääkansi pysyi kahdeksan päivän ajan yhtenäisenä ennen lopullista jäidenlähtöä. Vasta 3. kesäkuuta voimistunut tuuli, jonka nopeus oli päivän aikana 4–5 m s⁻¹, sai rikottua järven päältäassa olleen jään samalla ahtouttaen jonkin verran jäätä rannoille. Jäidenlähtö tapahtui nopeasti: vaikka noin 90 % Kilpisjärvestä oli jään peitossa, järvi oli täysin jäätön 10–15 tunnissa.

Kilpisjärven jäältä otettiin 58 cm paksu jäänäyte, josta valmistettiin paksu- ja ohuthienäytteet (kuva 4.3). Pinnasta alkaen näytteiden pituudet olivat 0–17 cm, 17–30,5 cm, 30,5–49 cm ja 49–60 cm. Tummaa taustaa vasten kuvatuista paksunäytteistä näkyvät jään sisältämät kaasukuplat, joiden koko vaihtelee välillä 1–5 mm. Lähellä pintaa erottuu yksittäisiä kuplia ja näytteiden sivussa pystysuunnassa olevia kuplavanoja, mutta keskiosissa (17,5–49 cm) olevat viisi kuplavanaa poikkevat noin 49° pystysuunnasta. Nämä vinot rakenteet erottuvat myös hyvin selkeästi järvestä nostetusta jääpalasta, erityisesti lähempänä jään ja veden rajapintaa. Visuaalinen tarkastelu ilman mikroskooppia osoitti, että lukuunottamatta kaasukuplia kerätty jäänäyte oli hyvin puhdas, eikä kiinteitä partikkeleita ollut havaittavissa.



Kuva 4.2: Panoramakuva Kilpisjärvestä 31. toukokuuta 2013 kuvattuna Saana-tunturilta. Jääpeite on hyvin epähomogeeninen: järven keskellä erottuvilla tummemmilla alueilla jää on puikkoutunut ja erittäin haurasta, vaaleammilla alueilla puikkoutumista ei ole vielä päässyt tapahtumaan. (Kuva: Elisa Lindgren, Helsingin yliopisto, 31.5.2013.)

Jäähän tehdyissä kairauksissa pintakerroksessa näkyi 0–5 cm paksu samea kohvajäätä muistuttava kerros. Tämä osoittautui kuitenkin vain haurastuneeksi teräsjääksi, sillä ohuthienäytteessä ei jään pinnassa ole ollenkaan pienikiteistä kohvajäätä. Näytteen alaosassa on muutamia pystysuuntaisia kiderajoja ja keskiosissa (17,5–49 cm) on havaittavissa kuplavanojen suuntaisia kiderajoja, mutta ohuthienäytteille tyypilliset selkeästi erottuvat jääkiteiden rajat puuttuvat. Järvellä havaituista puikkojääkiteistä pystytettiin kuitenkin mittaamaan kiteiden koko. Teräsjääkiteiden pituus vaihteli sijainnin mukaan 10 cm ja jopa 20 cm luokassa siten, että pienimpiä kiteitä löydettiin Maantielahdelta ja suurimpia poikittaiselta CTD-linjalta. Suurimpien puikkojääkiteiden leveys oli 5–10 cm.



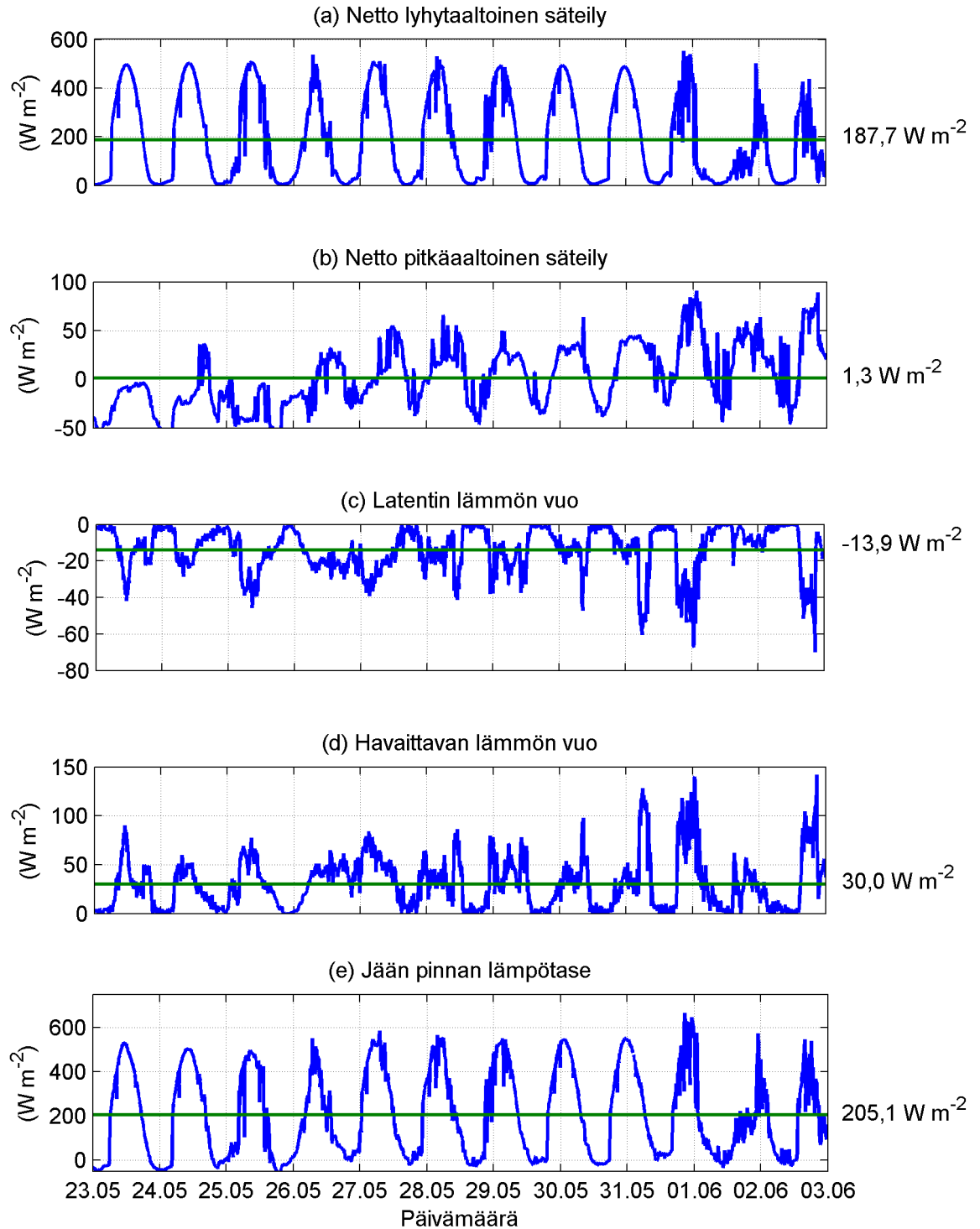
Kuva 4.3: Valokuva Kilpisjärven jäältä 26.5.2013 kerätystä näytteestä (vasen), sekä siitä myöhemmin kylmälaboratoriossa valmistettu paksu- (keskimmäinen) ja ohuthienäyte (oikea). Kuvat: Elisa Lindgren, Helsingin yliopisto.

4.2 Jään lämpötase ja sulaminen

Kilpisjärven jään lämpötaseen hallitseva termi mittausjakson 23.5.-3.6.2013 aikana oli auringonsäteily (kuva 4.4). Heijastuneen osuuden vähentämisen jälkeen pintaan jäävä auringonsäteily oli keskipäivisin suurimmillaan noin 500 W m^{-2} . Vaikka mittaukset ovat polaarikesän ajalta, laskee auringonsäteily lähes nollaan öisin, sillä ympäröivät tunturit estävät suoran auringonsäteilyn osumisen säteilyasemalle ja järven jäälle alkukesästä, jolloin auringon korkeuskulma on vielä matala. Koko mittausjakson keskiarvo jäähän tulevalle auringonsäteilylle oli $187,7 \text{ W m}^{-2}$. Kesäkuun alun päivät olivat pilvisempiä kuin toukokuun lopun päivät, joten tällöin auringonsäteilyn maksimiavot 400 W m^{-2} jäivät pienemmiksi verrattuna pilvettämiin päiviin.

Jään pintalämpötilan oletettiin olevan sulamispisteessä, jolloin jään emittoima lämpösäteily oli vakio, ja pitkäaaltoisen nettosäteilyn vaihtelevuus johtuu ainoastaan ilmakehän lämpösäteilyssä tapahtuneista muutoksista. Mittausjakson alussa pitkäaaltoisen säteilyn netto oli pääasiassa negatiivinen, mutta loppujaksoa kohden sen tase kasvaa. Tuloksissa erottuu selkeä vuorokautinen sykli, eli päivisin lämpösäteily on suurempi ja vastaavasti öisin pienempi, ja vaihtelun väli on noin 100 W m^{-2} . Lämpösäteilyn keskiarvo koko jaksolta oli $1,2 \text{ W m}^{-2}$, joten kokonaisvaikutus jään lämpötaseeseen on hyvin pieni. Tulos on kuitenkin poikkeuksellinen, sillä yleensä pitkäaaltoisen säteilyn netto on negatiivinen, eli jään pinta emittoi tavallisesti enemmän lämpöä kuin mitä ilmakehästä tulee kohti jäätä vastasäteilynä. Kilpisjärvellä keväällä 2013 tilanne oli päinvastainen, ilmakehän lämpösäteilyn määrä oli hiukan suurempi kuin jään pinnan emittoiman lämpösäteilyn.

Latentin lämmön vuo oli koko sulamiskauden ajan negatiivinen, mikä tarkoittaa veden haihtumista tai jään sublimoitumista pinnasta, ja lukuunottamatta muutamia -40 W m^{-2} ja -60 W m^{-2} olevia piikkejä, haihtumislämpö pysyi $-13,9 \text{ W m}^{-2}$ tuntumassa. Tämä vastaa $0,5 \text{ mm}$ veden haihtumista vuorokaudessa. Havaittavan lämmön vuo oli sen sijaan suurempi, ja keskiarvo ennen jäiden lähtöä oli $30,0 \text{ W m}^{-2}$, eli ilmastasta on siirtynyt lämpöä jäähän. Korkeimmillaan havaittavan lämmön vuo oli touko- ja kesäkuun vaihteessa, jolloin ilman lämpötila oli päivisin $+25 \text{ °C}$. Lämpimän ilman ja sulamispisteessä olevan jään välillä olevan lämpötilagradientin takia havaittavan lämmön vuo kohosi hetkittäin lähes 150 W m^{-2} suuruiseksi. Turbulenttisten lämmönvoiden keskimääräinen yhteenlaskettu arvo oli $16,1 \text{ W m}^{-2}$, joten ne toivat energiaa jään pintaan. Termistoriketjujen ylimpien lämpötilasensorien mittauksen avulla arvioitiin vedestä jäähän johtuvan lämmönvuon olleen mittausjakson alussa $2,2 \text{ W m}^{-2}$ ja lähellä jäidenlähtöä $3,5 \text{ W m}^{-2}$.

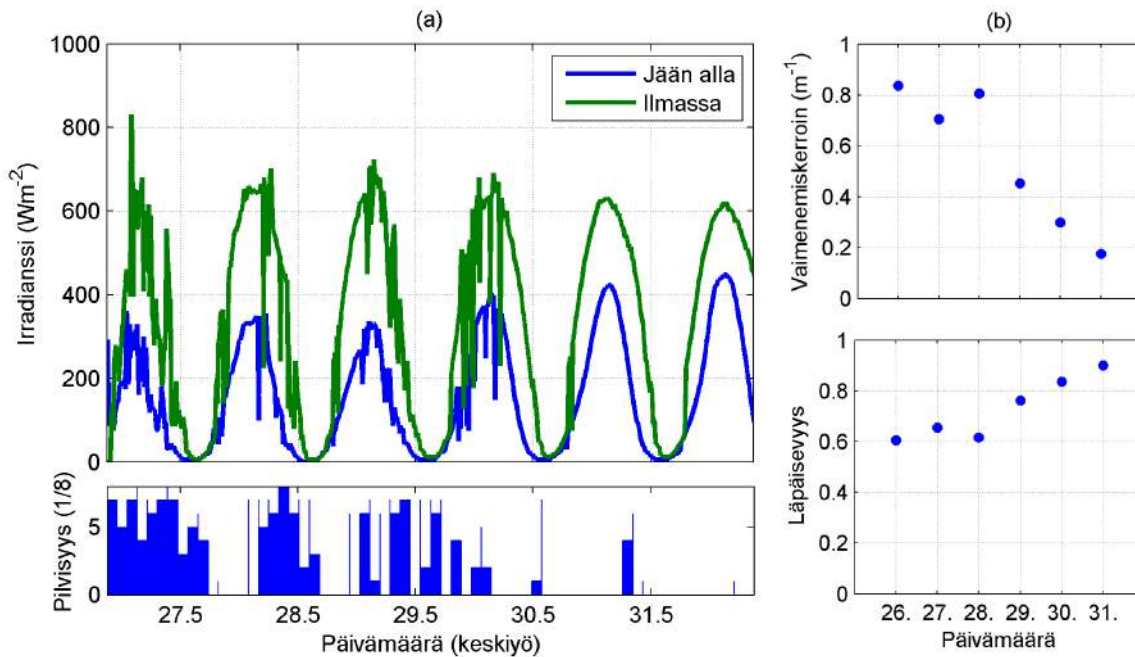


Kuva 4.4: Jään pinnan lämpötaseen termit 23.5.-3.6.2013 Kilpisjärvellä 10 minuutin välein: (a) pintaan jäävä osuus auringonsäteilystä, (b) netto pitkäaaltainen säteily, (c) latentin lämmön ja (d) havaittavan lämmön vuo. Alimmaisessa kuvassa (e) on jään pinnan lämpötase. Vihreä viiva osoittaa mittausjakson keskiarvon ja sen arvot on annettu kunkin kuvaajan oikealla puolella.

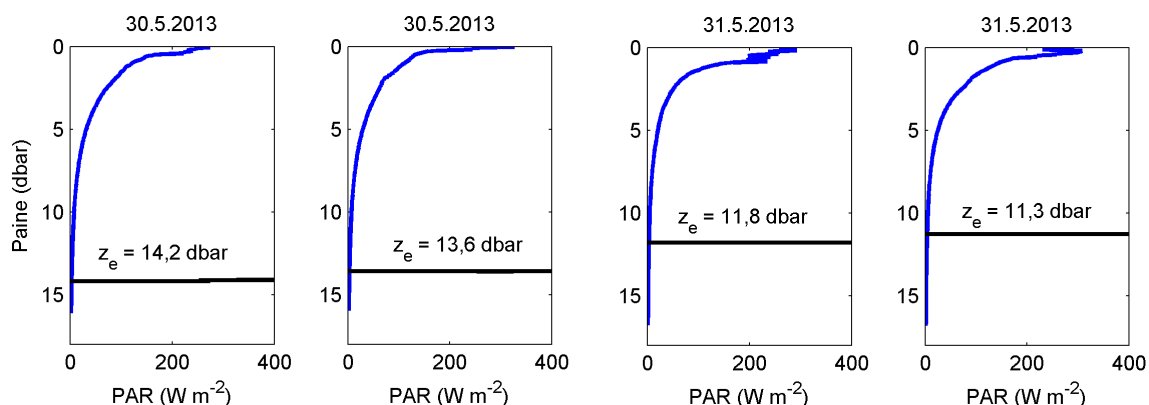
4.3 Säteilyn kulku jään läpi

PAR-irradianssi jään alla kasvoi tasaisesti mittausjakson 26.-31.5.2013 aikana samalla kun jää suli noin 4,9 cm vuorokaudessa (kuva 4.5(a)). Jäälle tuleva irradianssi oli keskipäivällä 620–650 W m⁻² ja laski lähelle nollaan öisin, sillä vaikka aurinko ei enää laskeutakaan horisontin alapuolelle, ympäröivät tunturit varjostivat PAR-asemaa. Jään läpi keskipäivällä kulkeutuva irradianssi kasvoi arvosta 300 W m⁻² arvoon 450 W m⁻² kuuden päivän mittauksen aikana. Pilvisyyden vaikutus näkyy erityisesti 26.-29.5., jolloin Ilmatieteen laitoksen automaattiasema mittasi usean tunnin jaksoja, joissa kokonaispilvisyys oli 5/8 tai enemmän. Tällöin irradianssissa havaitaan piikkejä. Viimeiset päivät 30. ja 31.5. olivat lähes pilvettömiä, mikä käy ilmi myös hyvin tasaisista säteilymittauksista.

Jään sulaminen näkyy valon vaimenemiskertoimen ja läpäisevyyden kehityksessä (kuva 4.5(b)). Tuloksista vain keskipäivien arvot on näytetty tässä, sillä auringon korkeuskulman laskiessa myös virhe mittauksissa kasvaa. Vaimenemiskertoimen kehitys oli 28.5. saatua tulosta lukuunottamatta laskeva, ja mittausjakson alun kerroin 0,85 m⁻¹ pieneni kuudessa päivässä arvoon 0,2 m⁻¹. Valon läpäisevyys puolestaan kasvoi 0,6:sta 0,9:ään, eli jo mittausjakson alussa huomattava osa säteilystä pääsi jään läpi veteen asti. Läpäisevyyden vuorokautisessa kehityksessä oli selvä kasvu kohti kes-



Kuva 4.5: (a) Ilmassa ja jään alla 10 minuutin välein mitattu irradianssi (yllä) ja kokonaispilvisyys (alla) Kilpisjärvellä 26.-31.5.2013. Pilvisyystiedot on saatu Ilmatieteen laitokselta. (b) Keskipäivän irradianssimittauksista laskettu valon vaimenemiskerroin (yllä) ja jään läpäisevyys (alla).



Kuva 4.6: Neljä esimerkkiä PAR-säteilyn profileista Kilpisjärven vesirungossa. Mittaukset tehtiin 30. ja 31. toukokuuta ja jokaiseen kuvaajaan on merkattu kyseisestä mittauksesta laskettu eufottinen syvyys z_e .

kipäivän maksimiarvoa ja pieneneminen iltaa kohti, vastaavasti vaimenemiskerroin oli aamulla ja iltapäivällä suurempi kuin keskipäivällä.

Valon kulkeutumisesta vesirungossa jään alla saatiin havaintoja CTD-luotausten yhteydessä 30. ja 31.5., ja PAR-sensorin antamien säteilyprofilien perusteella määritettiin Kilpisjärven eufottinen syvyys (kuva 4.6). Valittujen neljän luotauksen perusteella nähdään, että säteilyä tunkeutuu jopa 14,2 dbar paineeseen asti, mikä vastaa noin 14,4 m syvyyttä. Keskiarvo eufottiselle syvyydelle on noin 13,0 m (12,7 dbar).

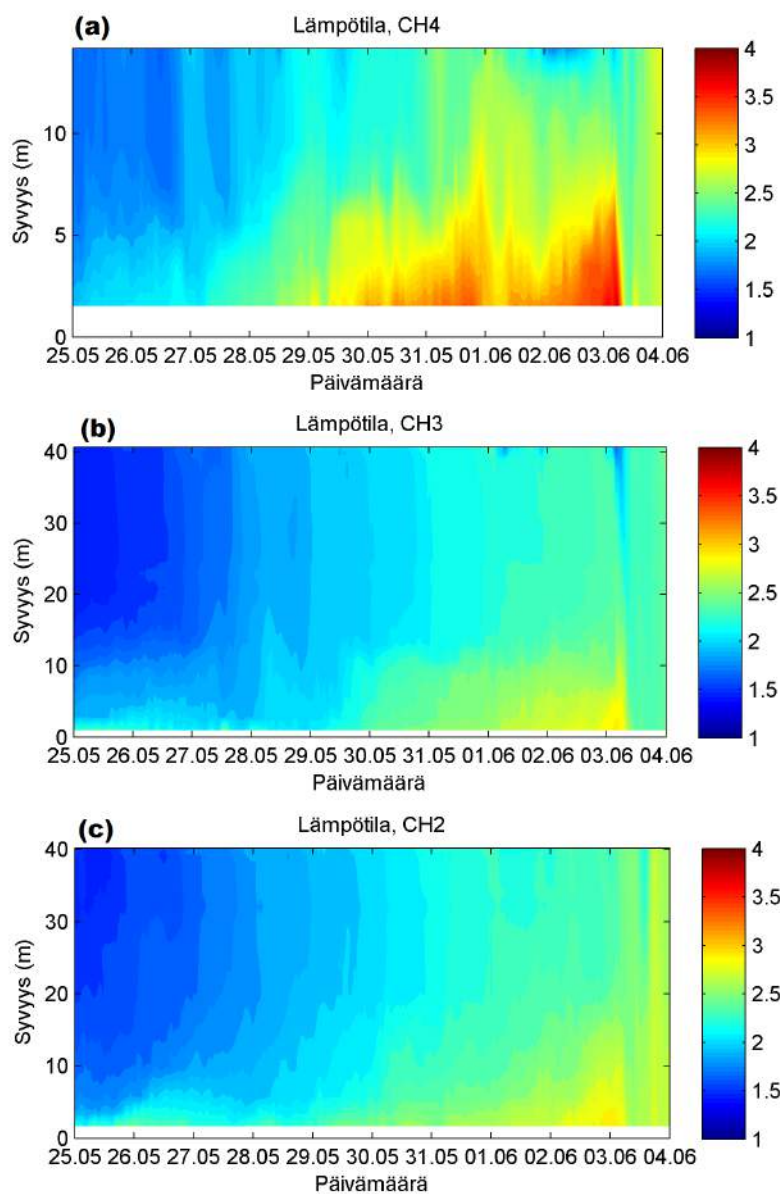
4.4 Kilpisjärven lämpötila

4.4.1 Pääaltaan lämpötilakehitys

Veden lämpötila Kilpisjärven pääaltaalla oli koko mittausjakson ajan tiheysmaksimin alapuolella (kuva 4.8 ja 4.7). RBR-CTD:llä mitattu suolaisuus vedessä oli noin 0,011–0,012 ppt, eli vaihtelevuudet olivat hyvin pieniä, ja veden tiheyteen vaikutti ainoastaan lämpötila. Aivan pohjalla suolaisuus nousi hiukan verrattuna yläpuoliseen veteen, ja suurimmillaan mitattu arvo oli 0,04 ppt. Korkeamman suolaisuuden kerros oli kuitenkin vain muutaman senttimetrin luokkaa, joten kyseessä on todennäköisesti sensorin osuminen pohjasedimenttiin.

Termistoriketjuilla tehdyistä mittauksista nähdään järven lämpötilan kehitys ajan funktiona (kuva 4.7). Mittausjakson alussa 25.5. lämpötilakerrostuneisuus oli käänteinen: lämpötila oli suurimmillaan järven syvimmissä osissa, noin 1,8 °C, ja pienimmillään parikymmentä senttimetriä jään pohjan alapuolella, noin 1,5 °C (kuva 4.7(b) ja 4.7(c)). Tämän jälkeen lämpötila alkoi nousta kaikilla syvyyksillä lukuunottamat-

ta noin viiden metrin kerrosta pohjalla, jossa lämpötila pysyi lähes vakiona 30. toukokuuta asti ja alkoi vasta sen jälkeen kohota. Jään alla olevassa 10–15 m syvässä vesikerroksessa on havaittavissa vuorokautinen sykli, jossa lämpötila nousee päivällä mutta pysyy vakiona tai laskee hiukan yön aikana. Ennen kesäkuun 3. päivän jäidenlähtöä pohjasta noin 10 m korkeudelle asti olevan vesikerroksen lämpötila oli 2,8 °C, ja 20 m pohjan yläpuolella vesi oli noin 2,3 Celsiusasteista. Jäänlähtöpäivänä lämpötilan käänteinen kerrostuneisuus purkautui, kun tuuli pääsi sekoittamaan vettä, ja koko vesipatsas saavutti vakiolämpötilan 2,5 °C.



Kuva 4.7: Termistoriketjujen (a) CH4, (b) CH3 ja (c) CH2 mittaamista tuntikeskiarvoistetuista tuloksista interpoloitu lämpötilan kehitys Kilpisjärven pääaltaassa 25.5.-4.6.2013. Pystyakselilla oleva syvyys on annettu korkeutena järven pohjasta (0 m), ja ketjujen sijainnit näkyvät kuvassa (3.1).

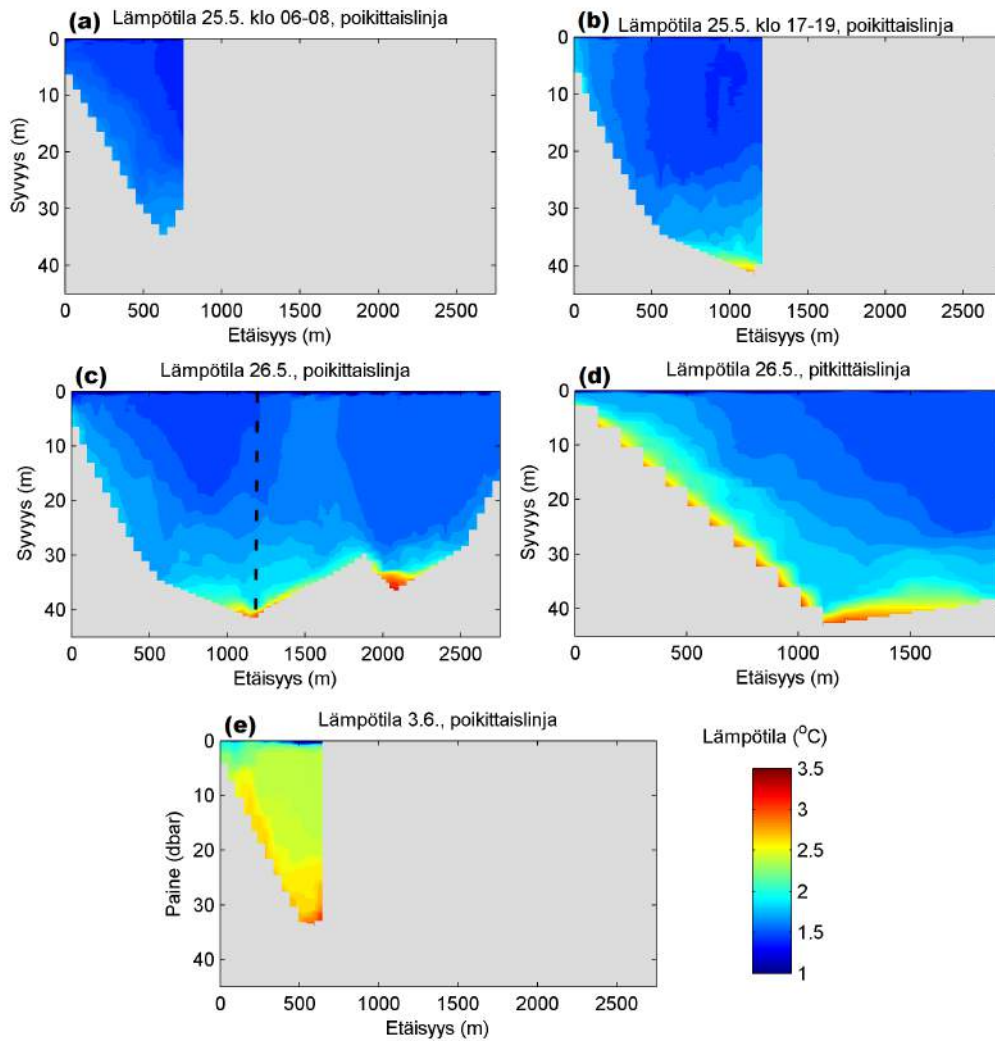
Pääaltaan pohjoisosan matalammalla alueella, jossa veden syvyys on 15 m, lämpötilat nousivat nopeammin ja korkeammalle kuin syvänteiden kohdalla (kuva 4.7(a)). Jo mittauksen alkaessa vesi oli hiukan lämpimämpää verrattuna ketjujen CH3 ja CH4 mittaamiin lämpötiloihin: pohjakerroksen vesi oli noin 2,0 Celsiusasteista ja sen yläpuolella noin 1,7 Celsiusasteista. Toukokuun 29. päivän jälkeen alin vesikerros saavutti lämpötilan 3 °C, mutta kesäkuun ensimmäisenä päivänä lämpötilan nousu pysähtyi hetkeksi, ja järven pohjan yläpuolisessa viiden metrin paksuisessa vesikerroksessa vesi jäähdyi 0,3 Celsiusasteen verran. Ennen jäidenlähtöä pohjan yläpuolinen 1,5 m korkea vesipatsas saavutti 3,5 °C:n lämpötilan, joka on 0,7 °C korkeampi kuin pelagiaalialueiden pohjimmaisesta veden lämpötila. Jäidenlähdön jälkeen litoraalialueilla nopeasti lämmennyt vesi sekoittui kuitenkin järven pelagiaalialueiden kylmemmän veden kanssa, ja myös lähimpänä pohjaa oleva vesi jäähdyi noin 2,5 Celsiusasteeseen.

Kilpisjärvellä tehdyissä CTD-luotauksissa näkyy sama lämpötilan kehitys kuin termistoriketjuilla (kuva 4.8). 25. ja 26. toukokuuta vesi oli lämpötilaltaan alle 2 °C lukuunottamatta järven syvimpiä kohtia, joissa oli 40 m ja 35 m syvyydellä lämmintä 3,2 Celsiusasteista vettä 0,2–1,5 m paksuisessa kerroksessa. Termistoriketjujen syvimmit sensorit olivat 0,9 m korkeampana kuin järven pohja, joten niillä saaduista mittaustuloksista ei pohjan lämpimin vesi erotu. Pelkästään yhden päivän aikana tapahtunut lämpeneminen litoraalialueilla on selkeää, kun verrataan 25.5. aamun ja illan lämpötiloja: alle 10 m syvissä kohdissa lämpötila on 12 tunnin aikana noussut noin 0,1 Celsiusasteen verran (kuva 4.8(a) ja 4.8(b)). Myös jäidenlähtöpäivänä juuri ennen jäidenlähtöä tehdyissä CTD-luotauksissa lämpötilan kerrostuneisuus on heikentynyt, ja veden lämpötila on suurimmaksi osaksi 2,5 °C (kuva 4.8(e)).

Toukokuun 26. päivän aikana tehdyissä poikittaislinjan luotauksissa erottuu järven keskiosissa pintaan asti yltävä noin 400 m leveä lämpimämmän veden alue, jota ympäröi molemmin puolin 0,1 Celsiusasteen verran kylmempi vesi (kuva 4.8(c)). Samat kylmät solut ovat nähtävissä myös edellisen päivän poikittaislinjan luotauksissa, joten tiheysanomalia on säilynyt ainakin parin vuorokauden ajan. Myös samana päivänä tehdyissä pitkittäislinjan luotauksissa erottuu kylmän veden solu (kuva 4.8(d)), joten havainto viittaa siihen, että anomalia on kolmiulotteinen.

4.4.2 Sekoittuneen kerroksen kehitys

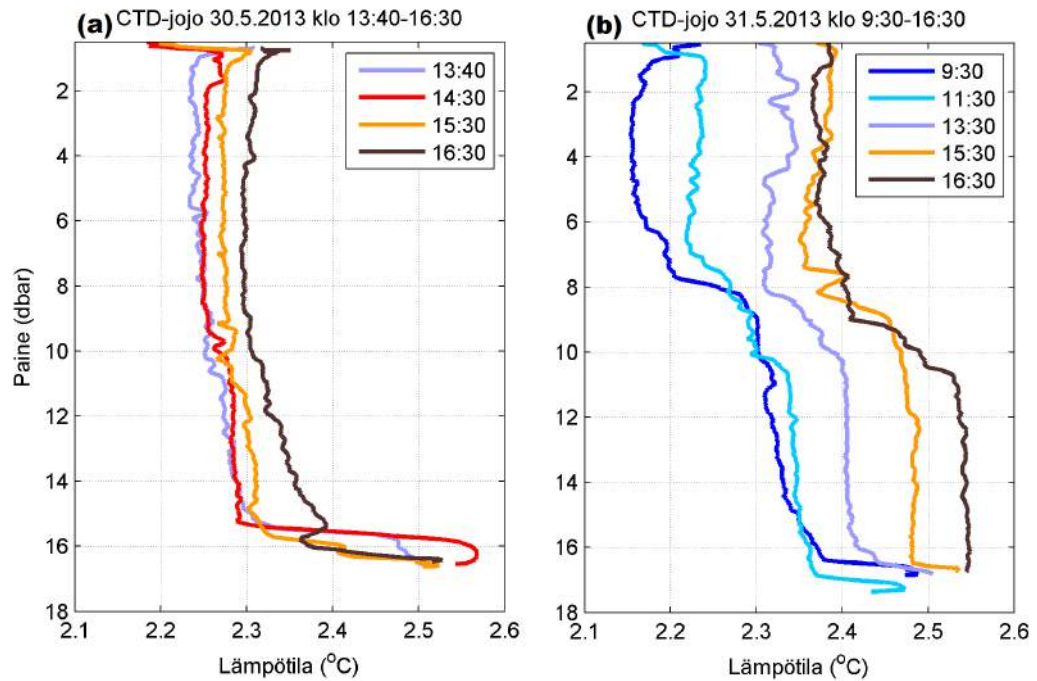
Kilpisjärven veden lämpenemistä seurattiin toukokuun 30. ja 31. päivä kohdassa, jossa järven syvyys oli 17 m (kuva 4.9). Ensimmäisen päivän kolmen tunnin mittausjakson aikana aluksi lähes koko syvyydeltään 2,26 Celsiusasteinen vesi lämpeni 2,31



Kuva 4.8: CTD-luotainten mittauksista interpoloitu lämpötila Kilpisjärvellä (a) 25.5.2013 (b) 25.5.2013, (c) 26.5.2013, (d) 26.5.2013 ja (e) 3.6.2013. Poikittaislinjojen aloituspiste on järven itärannalla Suomen puolella ja pitkittäislinjan pohjois-rannalla (kuva 3.1), x-akselilla on annettu etäisyys aloituspisteestä. Kuvassa (c) oleva musta katkoviiva näyttää kohdan, jossa pitkittäislinja kohtaa poikittaislinjan.

Celsiusasteeseen lukuunottamatta aivan sedimentin tuntumassa olevaa ohutta kerrosta, jossa vesi pysyi mittauksen ajan $2,5\text{ }^{\circ}\text{C}$:n lämpötilassa (kuva 4.9(a)). Viimeisessä luotauksessa kello 16:30 lämpötilaprofiili oli hiukan kääntynyt, eli alle 10 m (noin 10 dbar) syvyydessä veden lämpötila oli muutaman asteen sadasosan verran korkeampi kuin ylemmän vesikerroksen lämpötila, joten päivän aikana lämmennyt raskaampi vesi painui pohjaa kohden ja alkoi nostaa pohjakerroksen lämpötilaa. Kokonaisuudessaan 17 m syvä vesikerros lämpeni noin $0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ verran.

Seuraavana päivänä kello 9:30 alimmassa kahdeksassa metrissä lämpötilaprofiili oli lähes identtinen edellisen päivän viimeisen profiilin kanssa, ja vesi oli pysynyt noin lämpötilassa $2,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ yön yli (kuva 4.9(b)). Ylemmässä seitsemän metrin kerroksessa

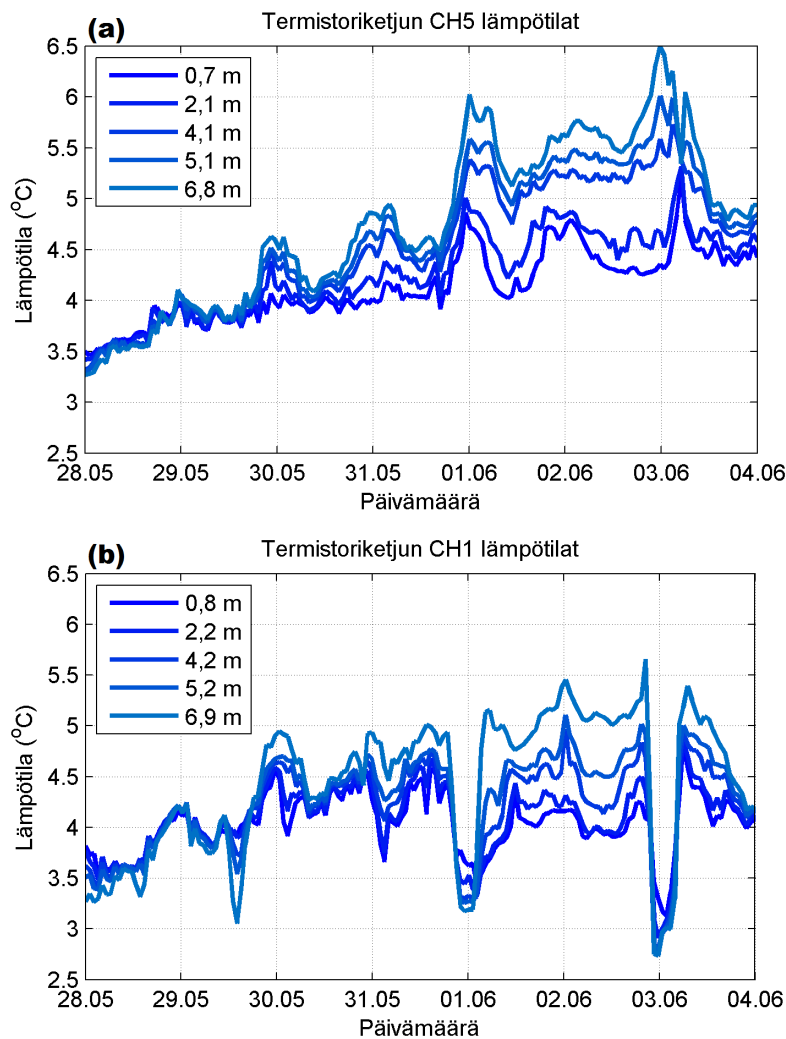


Kuva 4.9: (a) Kilpisjärvellä 30.5.2013 joka 15 minuutin välein samalla paikalla tehdyillä CTD-luotauksilla saatu lämpötila. Kuvaan on valittu vain neljä mittausta. (b) Samalla sijainnilla 31.5.2013 tehdyillä luotauksilla mitattu lämpötila. Kuvaan on valittu viisi mittausta.

vesi oli kuitenkin jäähtynyt yön aikana, pienimmillään lämpötila oli noin $2,15\text{ }^{\circ}\text{C}$. Järveen oli kehittynyt termokliini, joka päivän aikana alkoi heiketä veden lämmitessä. Alemmassa kerroksessa lämpötila nousi lämpötilasta $2,31\text{ }^{\circ}\text{C}$ lämpötilaan $2,54\text{ }^{\circ}\text{C}$ ja ylemmässä kerroksessa vastaavasti lämpötilasta $2,15\text{ }^{\circ}\text{C}$ noin lämpötilaan $2,38\text{ }^{\circ}\text{C}$, eli koko vesikerroksessa lämpötila kasvoi noin $0,2$ Celsiusasteen verran.

4.4.3 Maantielähti ja järveen laskeva vesi

Kilpisjärven matalammilla alueilla veden lämpötila nousi nopeammin kuin syvillä alueilla, ja tiheysmaksimin lämpötila ylitettiin jo 29. toukokuuta (kuva 4.10). Maantielähdellä, jonne laskee Siilasjärvestä pieni joki, lämpötila oli koko 7 m syvyisessä vesikerroksessa lähes vakio $3,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ketjujen asennuspäivänä 28.5., jolloin muu järvi oli vielä selkeästi kerrostunut. Vesi lämpeni vuorokaudessa tiheysmaksimin lämpötilaan, jonka jälkeen lähimpänä rantaa alkoi muodostua kesäkerrostuneisuus, joka ei kokonaan hävinnyt edes jäänlähtöpäivänä 3. kesäkuuta (kuva 4.10(a)). Lähempänä pääallasta sijainneella termistoriketjulla lämpeneminen ei ollut 29.5. jälkeen yhtä nopeaa kuin rannan lähellä, ja kerrostuneisuus alkoi kunnolla muodostua vasta 1.6. (kuva 4.10(b)). Jäänlähtöpäivän voimakas tuuli sai lämmenneen veden sekoittumaan pääaltaan kylmemmän veden kanssa alle tiheysmaksimin lämpötilaan $3\text{ }^{\circ}\text{C}$, mutta sen

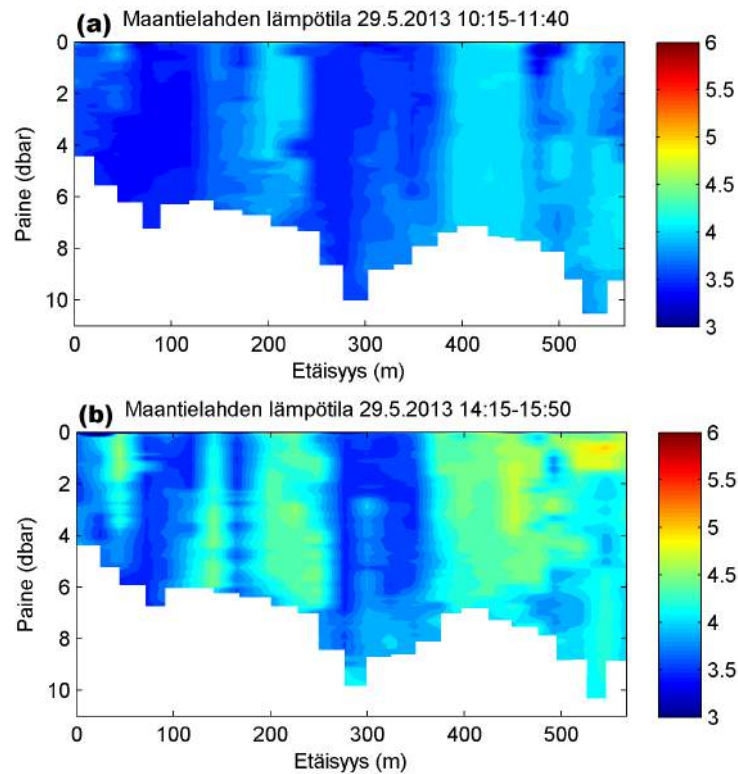


Kuva 4.10: Termistoriketjujen (a) CH5 ja (b) CH1 mitaamat lämpötilat Kilpisjärven Maantielahdella 28.5.-4.6.2013. Sensorien syvyys on annettu korkeutena järven pohjasta (0 m), ja ketjujen sijainnit näkyvät kuvassa 3.1.

jälkeen lämpötila kohosi taas nopeasti yli 4 °C:n lämpötilaan.

Kilpisjärveen laskevien jokien ja tunturipurojen veden lämpötila oli 27. toukokuuta Suomen puolella tehdyissä mittauksissa huomattavasti korkeampi kuin järven lämpötila. Kylmin järveen laskeva vesi oli lämpötilaltaan 4,3 °C, eli korkeampi kuin tiheysmaksimin lämpötila, ja vastaavasti lämpimin vesi oli noin 12 °C. Virtaamat erityisesti tunturipuroissa olivat pieniä, mutta Siilasjärvestä Kilpisjärveen laskevan keskimäärin noin 10 m leveän joen mukana kulkeutuu keväällä paljon vettä Maantielahteen. Siilas-koskella tehdyssä mittauksessa veden lämpötila oli 5,1 °C, joka on 1,5 °C korkeampi kuin mikä Maantielahden veden lämpötila oli seuraavana päivänä.

Veden lämpötiloissa oli Maantielahdella huomattavia alueellisia eroja. Toukokuun 29. aamupäivällä tehdyissä CTD-luotauksissa erottuu kaksi koko syvyydeltään sel-



Kuva 4.11: Maantielahdella 29.5.2013 tehdyistä CTD-luotauksista interpoloitu lämpötila (a) aamulla 10:15-11:40 ja (b) iltapäivällä 14:15-15:50. Ensimmäinen mittauspiste sijaitsi lähellä Siilaskosken suuta, ja linja jatkui siitä kohti etelää. X-akselilla on etäisyys ensimmäisestä mittauspisteestä.

keästi kylmempää aluetta noin 100 m ja 300 m etäisyydellä Siilaskosken suusta (kuva 4.11(a)). Näissä kohdissa veden lämpötila on 3 °C:n ja 3,5 °C:n välillä, kun taas ympäröivässä vedessä lämpötila on noin 4 °C eli tiheysmaksimin lämpötilassa. Kylmemmät alueet sijoittuvat syvyydeltään hiukan ympäröivää aluetta syvempiin ja vastaavasti nopeammin lämmenneet alueet matalampiin kohtiin.

Saman päivän iltapäivänä tilanne on muuttunut siten, että lämpeneminen on edennyt ja kylmemmän veden alueet supistuneet kooltaan (kuva 4.11(b)). Lämmennyt tiheämpi vesi on päässyt painumaan jopa Maantielahden syvimpiin kohtiin ja pakottanut kylmän veden kohti pintaa. Erityisen hyvin tämä näkyy 300 m etäisyydellä Siilaskoskesta, jossa aamupäivällä 10 m syvyydessä vesi oli lämpötilaltaan 3,5 °C, mutta josta iltapäivällä löytyi vettä, jonka lämpötila oli 4 °C. Paikoitellen vesi oli lämmennyt yli tiheysmaksimin lämpötilan noin 4,5 Celsiusasteen ja 5,0 Celsiusasteen välille. Tämä kesäkerrostuneisuuden muodostuminen alkoi 500–600 m etäisyydellä Siilaskosken suusta.

5. Keskustelu

5.1 Jää sulamiskauden lopulla

Sulamiskauden loppuvaiheessa Kilpisjärven jään lämpötaseen hallitseva termi on auringonsäteily, jonka keskiarvo mittausjakson aikana oli $187,7 \text{ W m}^{-2}$. Pitkääaltoisen säteilyn osuus on jäätä lämmittävänä tekijänä sen sijaan huomattavasti pienempi, sillä koko mittausjakson keskiarvo $1,2 \text{ W m}^{-2}$ on auringonsäteilyyn ja turbulenttisiin lämmönvoihin verrattuna merkityksetön. Keskiarvoltaan positiivinen pitkäaaltoinen lämpösäteily on kuitenkin tavanomaiseen tilanteeseen verrattuna poikkeuksellinen, sillä tyypillinen arvo sulamiskaudella olisi noin -50 W m^{-2} (Leppäranta ym., 2012). Ilman korkea lämpötila selittää sen, miksi ilmakehän lämpösäteily oli päivisin huomattavan paljon suurempi kuin sulamispisteessä oleven jään emittoima pitkäaaltoinen säteily, jolloin seurauksena oli keskiarvoltaan positiivinen netto lämpösäteily. Vähäpilvisinä öinä, jolloin auringon korkeuskulma oli matala eikä lyhytaaltoista säteilyä tullut järvelle kuin ainoastaan hajasäteilyä, pitkäaaltoisella säteilyllä on kuitenkin ollut jäähdyttävä vaikutus siten, että jään pinnan lämpötase on laskenut hiukan negatiiviseksi. Tällöin jää ei ole sulanut, ja pinnalla on jopa saattanut tapahtua vähäisissä määrin veden uudelleenjäätymistä.

Turbulenttisista lämmönvoista havaittavan lämmön vuo oli huomattavasti suurempi, keskimäärin noin $30,0 \text{ W m}^{-2}$, kuin latentin lämmön vuo, keskimäärin $-13,9 \text{ W m}^{-2}$. Vaikka latentin lämmön vuo on siirtänyt lämpöä jään pinnasta ilmaan erityisesti päivisin, on sen jäähdyttävää vaikutusta kompensoinut koko mittausjakson ajan positiivinen havaittavan lämmön vuo. Turbulenttisten lämmönvoiden nettovaikutus jään lämpötaseeseen on positiivinen, keskimäärin $16,1 \text{ W m}^{-2}$, mikä on huomattavasti suurempi kuin pitkäaaltoisen säteilyn keskiarvo mutta kertaluokkaa pienempi kuin auringonsäteilyn keskiarvo. Verrattuna Kilpisjärvellä tehtyyn aikaisempaan tutkimukseen keväällä 2013 mitatut turbulenttiset lämmönvuot olivat poikkeuksellisia, sillä sulamiskaudella havaittavan lämmön vuon suuruus on tavallisesti noin $15\text{--}20 \text{ W m}^{-2}$ ja latentin lämmön vuon itseisarvo noin 5 W m^{-2} (Leppäranta ym., 2012). Molemmat

turbulenttisen lämmön vuot olivat siis tavanomaiseen tilanteeseen verrattuna selkeästi suurempia sulamiskaudella 2013. Korkea ilman lämpötila on ilmeisesti lisännyt jään pinnasta tapahtuvaa veden haihtumista, ja jään sekä sen yllä olevan ilman välillä on ollut huomattavan suuri lämpötilagradientti, joten molemmat turbulenttisen lämmön vuot ovat olleet poikkeuksellisen korkeita.

Säteilyn kulkeutuminen jään läpi riippuu jään kiderakenteesta, ja siten sulamiskauden aikana tapahtuvat muutokset jään rakenteessa vaikuttavat säteilyn kulkeutumiseen. Kilpisjärven jään havaittiin koostuvan pelkästään teräsjäästä, joka läpäisee säteilyä hyvin, joten jo tämän tiedon perusteella oli odotettavissa, että paljon valoa tunkeutui jään läpi veteen asti. PAR-mittausten perusteella laskettu jään läpäisykyky kasvoi mittausjakson aikana 0,6:sta 0,9:ään. Jakkila ym. (2009) havaitsivat kuitenkin vastakkaisen ilmiön Lammin Pääjärvellä, jossa jään läpäisykyky pieneni teräsjään sulassa ja muuttuessa puikkojääksi, jolla on korkea huokoisuus. Mikäli huokoset sisältävät ilmaa, tapahtuu puikkojäässä paljon sirontaa, ja jään läpäisykyky on pieni, mutta jos huokosissa oleva ilma korvautuu vedellä, kasvaa läpäisykyky. Kilpisjärvellä havaittu korkea läpäisykyky viittaa näin ollen siihen, että sisäisen sulamisen aiheuttamat huokoset ovat olleet veden täyttämiä toisin kuin Pääjärvellä, jossa ilmakuplat lisäsivät valon sirontaa ja laskivat läpäisykykyä. Tutkimukset Pääjärvellä ja Kilpisjärvellä erosivat toisistaan siten, että Pääjärvellä mittaukset tehtiin sulamiskauden alkuvaiheessa ja Kilpisjärvellä sulamiskauden loppuvaiheessa. Yhdistämällä tutkimustulokset voidaankin sanoa, että sulamiskauden alussa jään läpäisykyky laskee huokoisuuden ja ilmataskujen määrän kasvaessa, mutta kun huokoisuus kasvaa sulamiskauden lopulla niin suureksi, että kaasukuplat ja ilmanakanavat täyttyvät sula- ja järvivedellä, valon läpäisykyky alkaa kasvaa.

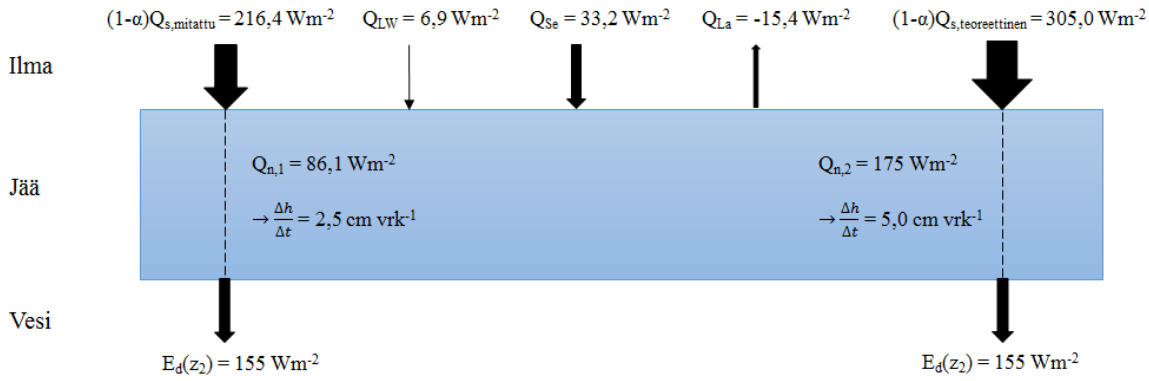
PAR-mittauksista laskettu vaimenemiskerroin $0,8\text{--}0,2\text{ m}^{-1}$ on pienempi kuin mitä Suomessa boreaalisilla järvillä tehdyissä aikaisemmissa tutkimuksissa on löydetty. Sekä Jakkila ym. (2009) että Leppäranta ym. (2010) saivat vaimenemiskertoimeksi 1 m^{-1} teräsjälle, ja myös Lei ym. (2011) tekemässä tutkimuksessa pienimmät vaimenemiskertoimet olivat $1\text{--}1,5\text{ m}^{-1}$. Kilpisjärvelle lasketut tulokset ovat kuitenkin samaa suuruusluokkaa kuin mitä Arst ym. (2006) löysivät lumettomalle teräsjälle, sillä heidän tutkimuksessaan esimerkiksi Pääjärveltä saatiin vaimenemiskertoimeksi $0,46\text{ m}^{-1}$. Sen sijaan arktisilta ja antarktisilta alueilta on raportoitu lumettomalle jälle pieniä vaimenemiskertoimia: Belzile ym. (2001) saivat Kanadan Ellesmerensaarella sijaitsevalta järveltä jälle vaimenemiskertoimeksi $0,32\text{ m}^{-1}$ ja Howard-Williams ym. (1998) Etelämantereen McMurdon järvien jään vaimenemiskertoimiksi arvoja väliltä $0,19\text{ m}^{-1}$ ja $0,67\text{ m}^{-1}$. Nämä ovat verrattavissa Kilpisjärvelle laskettuun vaimenemiskertoimeen,

joten jään optiset ominaisuudet näyttäisivätkin olevan erilaisia arktisen ja boreaalisen alueen järvillä.

Lähellä jäidenlähtöä havaittiin jään optisissa ominaisuuksissa myös vuorokautinen sykli. Kehitys yön ja aamun suuremmasta vaimenemiskertoimesta kohti keskipäivän pienimpiä arvoja ja vastaavasti aamun pienemmästä läpäisevyydestä kohti keskipäivän suurinta läpäisevyyttä liittyy todennäköisesti jään sisällä olevan nestemäisen veden määrän muutoksiin päivän aikana. Jään sulaminen on suurimmillaan päivällä, kun auringonsäteily on voimakkaimmillaan, ja tällöin nestemäisen veden osuus lähellä jään pintaa olevissa huokosissa kasvaa, mikä johtaa suurempaan läpäisykykyyn ja pienempään vaimenemiskertoimeen. Yöllä energiataseen ollessa lähellä nollaa ei sulamista juurikaan tapahdu, ja jään pintakerroksessa oleva vesi ehtii valua sisäisen sulamisen aiheuttamaa kanavaverkostoa pitkin hydrostaattiselle tasolle asti, jolloin jään pintakerroksen huokosiin palautuu ilmaa. Näin ollen aamulla ja illalla valo siroaa ja vaimenee jäässä enemmän kuin päivällä.

PAR-asemalla mitattu jään sulaminen oli noin $4,9 \text{ cm vrk}^{-1}$ mikä olisi hyvin yhteneväinen jään lämpötaseen keskiarvon avulla laskettuun sulamiseen $5,8 \text{ cm vrk}^{-1}$, jos koko tämä lämpömäärä käytettäisiin vain jään sulattamiseen. Kuten PAR-mittauksista kuitenkin kävi ilmi, auringonsäteilyn näkyvän valon aallonpituuksista merkittävä osa läpäisi jään, ja koska tätä ei huomioitu lämpötasetta määritettäessä, on lyhytaaltoisen säteilyn vaikutus lämpötaseeseen liian suuri. Jotta PAR-mittauksia ja säteilytaseen termejä voidaan luotettavasti verrata toisiinsa, laskettiin säteilytaseen termien keskiarvot samalle aikavälille, jolloin PAR-mittauksetkin tehtiin (kuva 5.1). Tällä aikavälillä netto auringonsäteilyn keskiarvo oli $216,4 \text{ W m}^{-2}$, netto pitkäaaltoisen säteilyn $6,9 \text{ W m}^{-2}$, latentin lämmön vuon $-15,4 \text{ W m}^{-2}$ ja havaittavan lämmön vuon $33,2 \text{ W m}^{-2}$. Irradianssi jään alla oli keskimäärin noin 155 W m^{-2} , eli 71,6% auringonsäteilystä kulki jään läpi veteen asti. Kun jään läpi kulkeutuneen säteilyn osuus otetaan huomioon jään energiatasetta laskettaessa, saadaan tulokseksi $86,1 \text{ W m}^{-2}$, mikä vastaa 2,5 cm:n sulamista vuorokaudessa, eli huomattavasti vähemmän kuin mitä Kilpisjärvellä havaittiin. Osa jään läpäisseestä säteilystä palautuu vedessä tapahtuvan sironnan takia jäähän, mutta tämä ei riitä selittämään puuttuvaa sulamista.

Havaintoihin perustuvan ja lämpötaseen antaman sulamisen välinen ero sekä jään alla mitattu huomattavan suuri irradianssi viittaavat siihen, että biologisen aseman tulevan auringonsäteilyn mittaukset saattavat olla virheellisiä. Jos Kilpisjärven leveysasteelle lasketaan teoreettinen tulevan auringonsäteilyn suuruus ottaen huomioon pilvisyyden ja ilman läpäisevyyden vaikutus (Leppäranta & Myrberg, 2009), ovat päivittäiset tulevan auringonsäteilyn maksimit keväällä kirkkaalla ilmalla noin 800 W m^{-2} . Jos



Kuva 5.1: Yksinkertainen laatikkomalli Kilpisjärven jään lämpötaseesta PAR-mittausten ajalta. $(1 - \alpha)Q_{s,mitattu}$ on mittauksiin perustuva netto auringonsäteily, Q_{LW} on netto pitkäaaltoinen säteily, Q_{Se} on havaittavan lämmön vuo, Q_{Le} on latentin lämmön vuo, $(1 - \alpha)Q_{s,teoreettinen}$ on laskettu teoreettinen auringonsäteily ja $E_d(z_2)$ on jään alla mitattu PAR-irradianssi. Jään lämpötase ja siitä vastaava vuorokautinen sulaminen on laskettu perustuen mitattuun auringonsäteilyyn ($Q_{n,1}$) ja teoreettiseen auringonsäteilyyn ($Q_{n,2}$).

otetaan PAR-mittauksia vastaavan ajan teoreettinen netto auringonsäteily 305 W m^{-2} ja vähennetään siitä jään läpäisseen säteilyn osuus 155 W m^{-2} , saadaan jään lämpötaseeksi 175 W m^{-2} (kuva 5.1). Tämä lämpömäärä sulattaa noin $5,0 \text{ cm}$ verran jäätä vuorokaudessa, mikä vastaa erittäin hyvin Kilpisjärvellä havaittua sulamista.

Termistoriketjujen ylimpien sensoreiden lämpötilojen perusteella laskettu vedestä jäähän tuleva lämmönvuo oli nopeasta veden lämpenemisestä huolimatta hyvin pieni, eikä näin ollen juurikaan nopeuttanut jään sulamista. Keväällä, jolloin järven vesi on tiheysmaksimia kylmempää, säteilyn aiheuttama lämmitys johtaa konvektioon ja lämmennyt vesi sekoittuu tehokkaasti kylmemmän veden kanssa, jolloin jään pohjaan tuleva lämmönvuo ei pääse kasvamaan kovin suureksi. Termistoriketjujen ylimpien sensorien lämpötilamittauksista saatu arvio $2,2\text{--}3,5 \text{ W m}^{-2}$ on verrattain samaa suuruusluokkaa aikaisempien tutkimusten kanssa (Ellis ym., 1991; Bengtsson & Svensson, 1996; Jakkila ym., 2009), mutta laskelmissa käytetyn veden lämmönjohtokyvyn toisenlaisella valinnalla kasvaisi lämmönvuo huomattavasti. Nyt jään alla olevat virtaukset oletettiin täysin laminaarisiksi jolloin voidaan käyttää molekyyläristä lämmönjohtokykyä $0,6 \text{ W m}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$, mutta voimakkaan säteilylämmityksen aiheuttaessa konvektiota voi virtauksissa olla mukana myös turbulenssia, eli suuremman lämmönjohtokyvyn käyttäminen voisi olla perusteltua. Esimerkiksi Petrov ym. (2006) näyttivät, että jään alla olevat virtaukset ovat usein laminaarisen ja turbulentoisen virtauksen muutosvyöhykkeessä, jossa lämmönjohtuminen ei ole puhtaasti molekyyläristä eikä turbulentoista, vaan näiden väliltä.

Jään sisäisen sulamisen osuutta kokonaissulamisesta on suoraan vaikea mitata, mutta sen määrää voidaan arvioida lämpötaseen avulla. Jakkila ym. (2009) havaitsivat tällä menetelmällä, että jään sisäinen sekä pinnalla ja pohjalla tapahtuva sulaminen ovat järvijäällä samaa suuruusluokkaa. Koska auringonsäteily absorboituu jäähän koko jään paksuudella, johtaa energian lisäys sulamiseen myös jään sisällä kiteiden rajapinnoilla. Kilpisjärvellä sisäinen sulaminen oli merkittävää, sillä se johti teräsjään puikkoutumiseen ja siten kantokyvyn heikkenemiseen. Jäähän absorboituneen auringonsäteilyn osuus 28,4 % tarkoittaa $61,4 \text{ W m}^{-2}$ lämmitystä, mikä on kertaluokaltaan sama kuin turbulenttisten lämmönvoiden, pitkäaaltoisen säteilyn ja vedestä johtuvan lämmönvuon summa. Tämä tarkoittaa, että jään sisäiseen sulamiseen ja reunoilla tapahtuvaan sulamiseen käytettävissä oleva energia on suuruusluokaltaan sama, eli tulos on yhteneväinen aikaisemman tutkimuksen kanssa.

Suora metodi sisäisen sulamisen määrittämiseen olisi jään huokoisuuden mittaaminen. Yksi vaihtoehto on mitata veden taso kairarei'istä, jolloin jään kellunnan avulla voidaan määrittää jään tiheys ja siten arvioida huokoisuus. Veden tason mittaaminen on kenttäoloissa yksinkertaista, mutta se ei onnistunut Kilpisjärvellä heikkojen jäiden estäessä mittaukset jään päältä, ja menetelmällä saadaan vain yksi huokoisuuden arvo koko jääkerrokselle. Toinen mahdollisuus olisi kerätä kairanäytteitä jäältä ja määrittää jään tiheys eri syvyyksillä joko massan ja tilavuuden avulla, kelluntatestin ja kuormituksen avulla tai pakkaamalla näyte ilmatiiviisti, sulattamalla se ja mittaamalla kaasun osuus (Timco & Frederking, 1996). Näin olisi mahdollista selvittää miten kaasukuplien osuus ja sulaminen vaihtelee jään sisällä, vaikka näytteiden kerääminen ja analysoiminen onkin työläämpää kuin pelkkä veden tason mittaaminen. Määrittämällä jään huokoisuus jommalla kummalla menetelmällä useampana päivänä sulamiskauden aikana saataisiin vertailuaineistoa lämpötasetta käyttämällä laskehtuun jään sisäisen sulamiseen, sekä parempi käsitys siitä, miten sisäinen sulaminen etenee ajallisesti.

Jäänäytteissä havaitut vinot kuplavanat viittaisivat siihen, että jossakin vaiheessa teräsjääkiteet ovat poikenneet 49° verran vertikaalisesta suunnasta. Tätä tukee ensinnäkin ohuthiekuvissa erottuvat kuplavanojen kanssa yhdensuuntaiset kiderajat ja toiseksi se, että puhtaassa jäässä sisäinen sulaminen alkaa kiderajoilta (Leppäranta, 2015), jolloin kuplavanat ovat itsessään kiteiden rajapintoja. Kysymyksessä onkin jään muodostumisprosessi. Yksi mahdollinen hypoteesi jolla havaintoa voidaan selittää on, että jäätyminen seuraa järvessä olevia lämpötilan isokäyriä, jotka järven syvyyseroista johtuvien lämpötilarojen takia eivät olekaan horisontaalisia vaan vinoja (professori Zhijun Li, henkilökohtainen tiedonanto, 21.10.2014). Tällöin kasvavat

kiteet eivät orientoidukaan vertikaalisesti vaan kohtisuoraan vinoja isokäyriä vasten, ja odotettavissa olisi Kilpisjärvellä havaitun kaltainen jään rakenne. Tällaisista tuloksista ei kuitenkaan löydy olemassaolevia julkaisuja, ja olettamuksen todentaminen vaatisi vähintäänkin vastaavia havaintoja jään rakenteesta luonnonjäätössä tai laboratoriokokeissa.

5.2 Veden lämpeneminen jään alla

Kilpisjärvellä mitattu korkea jään läpäisykyky selittää sen, miksi vesi lämpeni jään vielä peittäessä järven erittäin nopeasti. Päivisin irradianssi oli jään alla suurimmillaan $300\text{--}450\text{ W m}^{-2}$, ja koko aikavälin keskiarvo oli 155 W m^{-2} . Tällä lämmitysteholla 20 m syvän vesikerroksen lämpötila kasvaisi yhdessä vuorokaudessa 0,16 Celsiusastetta, 10 m syvän 0,32 Celsiusastetta ja 5 m syvän 0,64 Celsiusastetta. Suuruusluokat ovat hyvin lähellä esimerkiksi CTD:llä saatuja mittauksia, joissa päivän aikana 17 m syvä vesi lämpeni noin 0,2 Celsiusasteen verran. Litoraaliaueilla matalammassa vedessä mitattu lämpeneminen oli vielä tätäkin nopeampaa, sillä esimerkiksi Maantielahdella havaittiin jopa noin 0,5 Celsiusasteen vuorokautinen kohoaminen veden lämpötilassa.

Kilpisjärven eufoottinen syvyys CTD-luotausten perusteella oli noin 13,0 m, mikä tarkoittaa, että veden lämmitys tapahtui pääaltaalla jään pohjan ja eufoottisen syvyyden välisessä vesikerroksessa. Luokituksestaan ultraoligotrofisessa järvestä korkea eufoottinen syvyys oli odotettavissa, ja aikaisemmissa tutkimuksissa Kilpisjärvellä näkösyvyydeksi on kesällä avoveden aikaan mitattu 10 m (Korhola, 1999; Kahilainen ym., 2007), mikä vastaa noin 25 m eufoottista syvyyttä. Verrattuna sameavetisiin järviin, joissa eufoottinen syvyys voi olla muutaman metrin luokkaa, kirkasvetisessä Kilpisjärvessä auringon lämmitys jakautuu vesirungossa huomattavasti suuremmalle vesimäärälle. Veden lämpeneminen on hitaampaa ja siten myös konvektio ei oletettavasti ole yhtä voimakasta kuin sameissa järvissä. Koska tulovirtaamat ovat Kilpisjärvessä pieniä eivätkä tuo kovinkaan suuria määriä sulavettä järveen, on auringonsäteily kuitenkin merkittävin veden lämpötilan nousuun vaikuttava tekijä, kun jää on lumeton.

Poikittaisella CTD-linjalla havaitut kaksi kylmemmän veden solua ja niiden välissä oleva 400 m leveä lämpimämmän veden alue voivat olla seurausta jään alle muodostuneesta virtauskentästä, jossa pohjalta kumpuaa lämpimämpää vettä kohti pintaa. Graves ym. (2014) tutkivat tätä tarkemmin tekemällä suuruusluokka-analyysin coriolisvoiman, paine-erovoiman ja keskipakovoiman välillä käyttäen hyväkseen CTD:llä

tehtyjä mittauksia sekä samaan aikaan Kilpisjärvellä tehtyjä virtausmittauksia. Analyysi osoitti, että voimien tasapaino oli syklogeostrofinen, eli että edellä mainitut kolme voimaa tasapainottavat toisensa. Virtausmittauksista näkyi myös, että veden liike tapahtui antisyklonaalisesti lämpimämmän ja tiheämmän anomalian ympärillä. Kolmena päivänä poikittaislinjalla tehtyjen CTD-luotausten perusteella näyttää siltä, että tiheysanomalialla säilyi ainakin näiden kolmen päivän ajan, mutta katosi viimeistään jään lähtiessä, jolloin tuuli pääsi sekoittamaan veden ja sai lämpötilakerrostuneisuuden purkautumaan aiheuttaen kevättäyskierron. Kuten alaluvussa 2.2.2 osoitettiin, Kilpisjärvi on kooltaan tarpeeksi suuri, jotta coriolisvoima voi talvella jääkannen peittäessä järven vaikuttaa virtausten dynamiikkaan ja siten aikaansaada pyörrevirtauksen jään alle.

Lämpimämmän veden kumpuaminen kohti jään pohjaa kasvattaa lämmönvuota vedestä jäähän ja voi näin ollen potentiaalisesti kiihdyttää jään sulamista. Arktisissa järvissä, joissa vesi jäähtyy talven aikana alle tiheysmaksimin lämpötilan, ovat lämpötilaerot tosin niin pieniä, ettei lämmönvuon paikallinen muutos todennäköisesti vaikuta merkittävästi sulamisnopeuteen. Kilpisjärven pääaltaalla kumpuava vesi oli noin $0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$:n verran lämpimämpää kuin ympäröivä vesi, jolloin vastaava ero lämmönvuossa olisi vain noin $0,2\text{ W m}^{-2}$ eli hyvin pieni. Sulamiskaudella vedestä jäähän tuleva lämmönvuoto on merkityksetön verrattuna muihin jään lämpötaseen termeihin, mutta talvella, jolloin lumi eristää jään pinnan ja lämmönvaihto on hyvin vähäistä, voi tarpeeksi pitkään pysyvä kumpuaminen vaikuttaa ohentavasti jään paksuuteen hidastamalla jään muodostusta. Matalampien leveyksien järvillä syvemmältä kumpuavan veden ja jään välinen lämpötilaero voi olla teoriassa jopa $4\text{ }^{\circ}\text{C}$, jolloin lämmönvuoto on 10 W m^{-2} suuruusluokkaa.

Maantielahdella tehtyjen CTD-luotausten perusteella näyttää siltä, että myös Kilpisjärven litoraalialueilla saattaa keväisin esiintyä tiheyserojen ajamia virtaussoluja. Veden lämpeneminen on nopeampaa matalassa kuin syvässä vedessä, joten Maantielahden syvyyserot aiheuttavat differentiaalisen lämpenemisen, jolloin paikoitellen lämmennyt vesi painuu kohti pohjaa ja pakottaa pohjan kylmän veden kumpuamaan kohti pintaa muistuttaen niin kutsuttua Rayleigh-Benard konvektiota. Ilmiö on kuitenkin hyvin paikallinen ja kokoluokaltaan pieni verrattuna järven pääaltaalla havaittuun kumpuamiseen ja koko järven laajuiseen virtaussoluun. Ainoastaan veden lämpötilaan perustuvilla mittauksilla ei litoraalialueen konvektiosta voida juuri sanoa enempää, mutta havainto vahvistaa kuitenkin sen, että järvien veden lämpenemisnopeus keväisin vaihtelee järven sisällä eri syvyysalueilla erittäin paljon, mikä vaikuttaa myös veden virtauksiin.

Pohjaan varastoituvan lämmön merkitys Kilpisjärven veden lämmittäjänä on todennäköisesti pieni. Koko järvi oli talven aikana ehtinyt pohjaa myöten jäähtyä alle tiheysmaksimin lämpötilan, joten sedimenteistä vapautuva lämpö ei ole ollut kovin suuri. Kilpisjärven syvimmillä pelagiaalialueilla ei auringonsäteilyä pääse pohjaan ollenkaan, sen sijaan kirkkaassa vedessä säteily saavuttaa helposti litoraalin. Tästä huolimatta arktisella alueella kesä on niin lyhyt, ettei lämpöä ehdi varastoitua sedimenttiin juuri lainkaan, jolloin jäätalven aikana järven lämpövarasto pienenee lämmön johtuessa jään läpi ilmakehään. Tämän olettamuksen varmentamiseksi olisi kuitenkin tehtävä lämpötilamittauksia Kilpisjärvellä myös syksyllä ja talvella.

Jääolosuhteet Kilpisjärvellä eivät olleet homogeenisia, vaan jään paksuus ja sulamisvaihe vaihtelivat alueellisesti (kuva 4.2): paikoitellen jää oli hyvin pitkälle puikoutunutta teräsjään sisäisen sulamisen seurauksena, kun taas joissakin kohdissa jää oli hyvin kestävä ja haurastunut vain pintakerroksesta. Alueelliset eroavuudet jään paksuudessa ja sulamisvaiheessa vaikuttavat erityisesti säteilyn kulkuun, jolloin vesi lämpenee eri nopeudella eri kohdissa järveä, ja konvektiivisesti sekoittuneen kerroksen syvyys ja kasvunopeus vaihtelevat. Horisontaaliset tiheyserot voivatkin potentiaalisesti saada aikaan virtaussoluja myös järven pääaltaassa, mutta tässä tutkielmassa käytetyillä menetelmillä ei niitä voitu jäljittää. Kuten Forrest ym. (2008) kuitenkin havaitsivat Lake Pavilion järvellä, säteilylämpeneminen voi jään alla tapahtua eri nopeuksilla, ja koska Kilpisjärven jääpeite oli sulamiskaudella alueellisesti sekä paksuudeltaan että rakenteeltaan vaihteleva, on hyvinkin todennäköistä, että säteilylämmityksen aiheuttamia virtaussoluja oli olemassa mittausjakson aikana. Samalla kun veden lämpenemisen on havaittu vaihtelevan horisontaalisesti, olisi myös erityisesti jään optisiin ominaisuuksiin ja rakenteeseen liittyviä mittauksia tarpeellista tehdä useammassa kuin yhdessä mittauspisteessä, jotta säteilyn epätasaisesta jakautumisesta järven eri osien välillä saataisiin parempi kuva.

Kirillin ym. (2014) havaitsivat termistoriketjujen painesensoreiden mittaustuloksiin perustuen seiche-aaltoja jäänlähtöpäivää ennen, sen aikana sekä järven ollessa avoin. Ero näiden kolmen ajanjakson välillä oli se, että jäänlähtöön liittyvän oskilloinnin amplitudi oli kymmenkertainen verrattuna jäänlähtöä edeltävään heilahteluun. Kirillin ym. (2014) mukaan seiche-liikkeen aikaansaama veden sekoittuminen voisi kasvattaa lämmönvuota jäähän jopa kahden kertaluokan verran, mikä kiihdyttäisi huomattavasti jään sulamista. Tämän todentaminen vaatii kuitenkin tarkemman resoluution lämpötilamittauksia aivan jään pohjan alapuolelta seiche-oskilloinnin ollessa käynnissä, ja tutkimus on edelleen työn alla (Georgiy Kirillin, henkilökohtainen tiedonanto, 27.2.2015).

5.3 Menetelmien vaikutuksesta tuloksiin

Tässä työssä esitettyjen tulosten laskemisessa käytettyihin mittauksiin liittyy muutamia seikkoja, jotka on huomioitava tuloksia ja niiden tarkkuutta tarkasteltaessa. Ensimmäinen on käytettyjen sääasemien sijainti. Sekä Kilpisjärven biologisen aseman että Ilmatieteen laitoksen sääasema antavat edustavia mittaustuloksia maapinnan yläpuolella havaituille suureille, mutta näiden soveltaminen järven jäälle on yksi turbulenttisten lämmönvoiden suuruuteen vaikuttava epävarmuustekijä. Erityisesti tuulen nopeus on sellainen parametri, jonka voimakkuus riippuu hyvin voimakkaasti millaisen pinnan yllä se mitataan ja millainen turbulenttinen rajakerros pinnan yllä näin ollen vallitsee. Järven jää on tasainen alusta, jossa pinnan rosoisuus on hyvin pieni ja turbulenssi siten vähäisempää toisin kuin maanpinnan yllä, jossa rosoisuusparametri on huomattavasti suurempi verrattuna jäähän. Järven jäällä olisi siis näin ollen odotettavissa voimakkaampia tuulia kuin mitä maalla sijaitsevat sääasemat mittasivat. Jos tuulen nopeus olisi ollut koko ajan $0,2 \text{ m s}^{-1}$ suurempi, olisivat latentin lämmön vuo ja havaittavan lämmön vuo olleet keskimäärin $33,7 \text{ W m}^{-2}$ ja $-15,5 \text{ W m}^{-2}$, eli turbulenttisten lämmönvoiden netto olisi 13 % suurempi. Kilpisjärveä ympäröivien maa-alueiden topografia vaikuttaa myös merkittävästi tuulen suuntaan ja voimakkuuteen, joten järvelläkin on alueellista vaihtelua tuuliolosuhteissa.

Jos vastaavia tutkimuksia tehdään jatkossa, on erittäin suositeltavaa, että jään albedon mittaaminen sisällytettäisiin kenttätöihin. Mittausten puuttuessa oli jäältä heijastuvaa auringonsäteilyä laskettaessa oletettava albedolle jokin arvo, joka tässä tapauksessa otettiin vakiona. Albedo on, kuten jään läpäisykykykin, jään pinnan metamorfoosista riippuva ja siten ajallisesti vaihteleva suure. Vaikka käytetty arvio 0,2 on perusteltu ja käyttökelpoinen sulavan jään tapauksessa, paranisi tulosten luotettavuus kuitenkin huomattavasti, mikäli albedomittaukset olisi tehty.

Yhden vuoden jäänlähdön ajalta kerätyn aineiston huono ajallinen kattavuus on syytä tiedostaa. Kevät 2013 oli meteorologisesti poikkeuksellinen tavanomaisesta eroavien korkeiden päivälämpötilojen vuoksi, mikä johti hyvin nopeaan jään haurastumiseen ja sulamiseen sekä aikaiseen jäänlähöpäivään. Vertailuaineiston puuttuessa on mahdotonta sanoa edustavatko Kilpisjärvellä tehdyt mittaukset jään ominaisuuksista ja veden lämpenemisestä vallitsevia vai poikkeavia olosuhteita. Jotta esimerkiksi jään läpi kulkeutuvan säteilyn, veden konvektiivisen sekoittumisen tai jään alla olevan virtauskentän vuotuisesta vaihtelusta saataisiin parempi käsitys, tarvittaisiin vastaavia kenttäprojekteja useamman vuoden ajalta.

6. Johtopäätökset

Jäätyvien järvien fysikaalinen tutkimus on ollut vähäistä arktisilla alueilla, joilla ilmasto on lämmennyt nopeasti edellisen vuosisadan aikana. Järvien merkitys esimerkiksi maa-alueiden ilmastomallinnuksessa on kuitenkin kasvanut, joten järvien fysiikan paremmalle ymmärtämiselle on tarvetta. Keväällä 2013 touko- ja kesäkuun vaihteessa tehtiin Pohjois-Suomeen Kilpisjärvelle kenttämätka, jonka aikana mitattiin järven lämpötilan kehitystä, säteilyn kulkua jään läpi sekä jään sulamista tavoitteena saada parempi käsitys arktisten järvien jään sulamisesta sekä konvektiivisista virtauksista sulamiskaudella. Jäidenlähtö osui sattumalta mittausjaksolle, mikä rajoitti jonkin verran suunniteltuja mittauksia, mutta toisaalta tuotti uutta tietoa järvien fysiikasta aivan sulamiskauden loppuvaiheelta ja jäidenlähdon ajalta. Esimerkiksi valon vaimenemiskertoimesta jäässä ja jään läpäisykyvyn ajallisesta kehityksestä näin lähellä jäidenlähtöä ei ole aikaisempia mittauksia. Kevään 2013 sääolosuhteet olivat kenttämittausten aikana poikkeuksellisia, sillä päivälämpötilat kohosivat Kilpisjärvelä suurimmillaan +25 Celsiusasteeseen.

Tutkimuksen tärkeimmät johtopäätökset voidaan tiivistää seuraavasti:

1. Jään lämpötaseesta auringonsäteily on suurin Kilpisjärven jäätä lämmittävä termi keväällä. Sulamiskaudelle osuvien erittäin lämpimien ilmojen seurauksena voivat ilmakehän pitkäaaltainen lämpösäteily ja havaittavan lämmön vuo olla korkeita verrattuna normaaliolosuhteisiin ja aiheuttaa jopa tilanteen, jossa netto pitkäaaltainen säteily ja turbulენტtisten lämmönvoiden netto ovat molemmat positiivisia ja lämmittävät jäätä.
2. Arktisilla alueille voi jään sulamisnopeus olla erittäin korkea, suuruusluokkaa 4-5 cm vuorokaudessa. Ainoastaan teräsjäästä koostuvan jään sisäinen sulaminen aiheuttaa teräsjääkiteiden puikkoutumisen, mikä laskee jään kantokykyä ja tekee jääkannesta elastisen.
3. Valon vaimenemiskerroin pelkästään teräsjäästä koostuvassa jäässä on pieni ja voi laskea lähellä jäidenlähtöä jopa arvoon $0,2 \text{ m}^{-1}$. Vaimenemiskerroin on suu-

remppi sulamiskauden alkuvaiheessa, jolloin jäässä olevat huokoset ovat kaasun täyttämiä ja sirottavat valoa, mutta laskee sulamiskauden lopulla, kun jään huokoisuus kasvaa ja kaasu korvautuu vedellä. Jään optisissa ominaisuuksissa on siis ajallista vaihtelua sulamiskauden aikana.

4. Teräsjään läpäisykyky on suuri sulamiskauden lopulla, jopa 0,9, eli valoa pääsee jään alle erittäin paljon eufoottiseen syvyyteen asti. Vaikka arktiset järvet ovat usein niukkaravinteisia ja niiden tuottavuus on hyvin alhainen, on jään läpi kulkeutuvan auringonsäteilyn määrä jäidenlähdön aikaan niin suuri, että sillä voi olla positiivinen vaikutus kevätukinnan alkamiseen.
5. Hyvin auringonsäteilyä läpäisevän jään alla järven vesi voi lämmetä nopeasti, joten keväällä veden konvektio jääkannen alla sekoittaa vettä tehokkaasti ja vaikuttaa siten järven virtauksiin. Jään läpi kulkeutuva auringonsäteily on merkittävin Kilpisjärven vettä lämmittävä tekijä keväisin.
6. Jään sulamisen eteneminen vaihtelee järven sisällä huomattavasti, mikä vaikuttaa erityisesti säteilyn kulkeutumiseen jään läpi ja aiheuttaa siten veden differentiaalisen lämpenemisen. Tulevissa erityisesti kevääseen ajoittuvissa tutkimuksissa olisikin suunniteltava järven eri alueet paremmin kattavat mittaukset, jotta säteilyn epätasaisesta kulkeutumisesta ja sen vaikutuksista järven dynamiikkaan saataisiin parempi käsitys.

Keväältä 2013 saadut tulokset eivät edusta Kilpisjärvellä ja arktisilla alueilla sulamiskaudella vallitsevia tavanomaisia olosuhteita, mutta niiden perusteella saatiin kuitenkin paljon uusia havaintoja järvien jään fysiikasta sekä veden ja jään vuorovaikutuksesta sulamiskauden lopulla, ja mittaustuloksia voidaan käyttää esimerkiksi jäätyvien järvien mallien parametrisoinnissa. Tulosten ajallinen kattavuus on kuitenkin huono, ja vastaavanlaisten aineistojen puuttuessa niitä ei myöskään voi verrata Kilpisjärvellä tai muilla pohjoisen alueen järvillä tehtyyn aikaisempaan jäätutkimukseen. Arktisten alueiden jäätyvillä järvillä suoritettujen mittausten ja kerättyjen aikasarjojen vähyys onkin yksi heikko kohta, kun järvien fysikaalisia prosesseja ja roolia lämpenevässä ilmastossa yritetään ymmärtää paremmin.

Kiitokset

Tämä työ on osa Nordic Center of Excellence projektia Cryosphere Atmosphere Interactions in a Changing Arctic Climate (CRAICC). Kiitän ohjaajaani professori Matti Leppärantaa, joka on antanut vapauden itsenäiseen työskentelyyn sekä kannustanut ensinnäkin lähtemään Kilpisjärvi-projektiin mukaan sekä myöhemmin esittelemään graduni tuloksia kansainvälisissä kokouksissa – harvalle maisteriopiskelijalle tarjotaan näin hyvää alkua tieteelliselle uralle. Kenttätöihin Kilpisjärvellä osallistuivat Georgiy Kirillin, Christof Engelhart, William Rizk, Alexander Forrest, Kelly Graves, Jeff Williams, Larry Kost ja Tom Kokkonen, joiden kanssa saimme lämpimän sään ja karkailevan AUV:n aiheuttamista hankaluuksista huolimatta tehtyä käyttökelpoisia mittauksia. Kilpisjärven biologisen aseman henkilökunta ansaitsee erityiskiitoksen logistisesta avusta sekä turvallisuudestamme huolehtimisesta kenttäjakson aikana. Kiitän myös Helsingin Yliopistoa Gradut valmiiksi -stipendistä, jonka turvin pääsin viimeistelemään kirjoitustyötä Kilpisjärven maisemiin keväällä 2015. Kanssaopiskelijani Arttu Jutila ja Katriina Juva, kiitos jaetuista hetkistä ja vertaistuesta opiskeluvuosien aikana. Ja lopuksi kiitos vanhemmilleni Kirsi ja Harry Lindgrenille sekä siskolleni Johanna Lindgrenille, joilta olen saanut tukea ja kannustusta koko opiskeluaikani ajan.

21. toukokuuta 2015

Elisa Lindgren, Helsinki

7. Kirjallisuutta

- Adams, W. (1981). Snow and ice on lakes. In D. Gray & D. Male (Eds.), *Handbook of Snow* (pp. 437–474). Elmsford, New York: Pergamon Press.
- AMAP (1997). *Arctic Pollution Issues: A State of the Arctic Environment Report*. Oslo, Norway: Arctic Monitoring and Assessment Programme.
- Arst, H., Erm, A., Leppäranta, M., & Reinart, A. (2006). Radiative characteristics of ice-covered fresh- and brackish-water bodies. In *Proceedings of the Estonian Academy of Sciences, Geology*, (pp. 3–23).
- Ashton, G. (1986). *River and Lake Ice Engineering*. Colorado, USA: Water Resources Publications.
- Autio, J. & Heikkinen, O. (2002). The climate of northern Finland. *FENNIA*, 180(1–2), 61–66.
- Belzile, C., Warwick, V., Gibson, J., & Van Hove, P. (2001). Bio-optical characteristics of the snow, ice, and water column of a perennially ice-covered lake in the High Arctic. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 58, 2405–2418.
- Bengtsson, L. (1996). Mixing in ice-covered lakes. In Simola, H., Viljanen, M., Slepukhina, T., & Murthy, R. (Eds.), *The First International Lake Ladoga Symposium*. Kluwer Academic Publishers.
- Bengtsson, L. & Svensson, T. (1996). Thermal Regime of Ice Covered Swedish Lakes. *Nordic Hydrology*, 27, 39–56.
- Berry, M. (1981). Snow and climate. In D. Gray & D. Male (Eds.), *Handbook of Snow* (pp. 32–59). Elmsford, New York: Pergamon Press.
- Blenckner, T., Järvinen, M., & G.A., W. (2004). Atmospheric circulation and its impacts on ice phenology in Scandinavia. *Boreal Environment Research*, 9, 371–380.
- Brown, L. & Duguay, C. (2010). The response and role of ice cover in lake-climate interactions. *Progress in Physical Geography*, 34, 671–704.
- Chao, S.-Y. & Shaw, P.-T. (1998). Eddy Maintenance and Attrition in a Vertically Sheared Current under Arctic Ice. *Journal of Physical Oceanography*, 28, 2427–2443.
- Dodds, W. & Whiles, M. (2010). *Freshwater Ecology - Concepts and Environmental Applications of Limnology*. USA: Academic Press.

- Ellis, C., Stefan, H., & Gu, R. (1991). Water temperature dynamics and heat transfer beneath the ice cover of a lake. *Limnology and Oceanography*, 36(2), 324–335.
- Felip, M., Sattler, B., Psenner, R., & Catalan, J. (1995). Highly active microbial communities in the ice and snow cover of high mountain lakes. *Applied and Environmental Microbiology*, 61(6), 2394–2401.
- Forrest, A., Laval, B., Pieters, R., & Lim, D. (2008). Convectively driven transport in temperate lakes. *Limnology and Oceanography*, 53(5, part 2), 2321–2332.
- Forrest, A., Laval, B., Pieters, R., & Lim, D. (2013). A cyclonic gyre in an ice-covered lake. *Limnology and Oceanography*, 58(1), 363–375.
- Gow, A. & Govoni, J. (1983). *Ice growth in Post Pond, 1973-1982. CRREL Report 83-4*. Hanover, New Hampshire, USA: U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory.
- Graves, K., Laval, B.-E., Forrest, A., & Kirillin, G. (2014). Under-ice circulation, modified by Earth's rotation, in an arctic lake. In *22nd IAHR International Symposium on Ice*.
- Grenfell, T. & Maykut, G. (1977). The optical properties of ice and snow in the arctic basin. *Journal of Glaciology*, 18, 147–160.
- Heron, R. & Woo, M. (1994). Decay of a High Arctic lake-ice cover: observations and modelling. *Journal of Glaciology*, 40(135), 283–292.
- Howard-Williams, C., Schwarz, A.-M., Hawes, I., & Prisco, J. (1998). Optical Properties of the Mcmurdo Dry Valley Lakes, Antarctica. In J. Prisco (Ed.), *Ecosystem Dynamics in a Polar Desert: the Mcmurdo Dry Valleys, Antarctica* (pp. 189–203). American Geophysical Union.
- Huttula, T., Pulkkanen, M., Arkhipov, B., Leppäranta, M., Solbakov, V., Shirasawa, K., & Salonen, K. (2010). Modelling circulation in an ice-covered lake. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 59, 298–309.
- Jakkila, J., Leppäranta, M., Kawamura, T., Shirasawa, K., & Salonen, K. (2009). Radiation transfer and heat budget during the ice season in Lake Pääjärvi, Finland. *Aquatic Ecology*, 43, 681–692.
- Järvinen, O. & Leppäranta, M. (2011). Transmission of solar radiation through the snow cover on floating ice. *Journal of Glaciology*, 57(204), 861–870.
- Kahilainen, K., Malinen, T., Tuomaala, A., Alajärvi, E., Tolonen, A., & H., L. (2007). Empirical evaluation of phenotype–environment correlation and trait utility with allopatric and sympatric whitefish, *Coregonus lavaretus* (L.), populations in subarctic lakes. *Biological Journal of the Linnean Society*, 92, 561–572.
- Kelley, D. (1997). Convection in ice-covered lakes: effects on algal suspension. *Journal of Plankton Research*, 19(12), 1859–1880.
- Kersalo, J. & Pirinen, P. (2009). *Suomen maakuntien ilmasto*. Helsinki: Ilmatieteen laitos.

- Keskitalo, J., Leppäranta, M., & Arvola, L. (2013). First records of primary producers of epiglacial and supraglacial lakes in western Dronning Maud Land, Antarctica. *Polar Biology*, 36(10), 1441–1450.
- Kirillin, G. (2010). Modeling the impact of global warming on water temperature and seasonal mixing regimes in small temperate lakes. *Boreal Environment Research*, 15, 279–293.
- Kirillin, G., Engelhardt, C., Forrest, A., Graves, K., Laval, B.-E., Leppäranta, M., & Rizk, W. (2014). Standing waves during ice breakup in a polar lake. In *22nd IAHR International Symposium on Ice*.
- Kirillin, G., Leppäranta, M., Arkady, T., Granin, N., Bernhardt, J., Engelhardt, C., Efremova, T., Golosov, S., Palshin, N., Sherstyankin, P., Zdorovenova, G., & Zdorovenov, R. (2012). Physics of seasonally ice covered lakes: a review. *Aquatic Sciences*, 74, 659–682.
- Korhola, A. (1999). Distribution patterns of Cladocera in subarctic Fennoscandian lakes and their potential in environmental reconstruction. *Ecography*, 22, 357–373.
- Korhonen, J. (2006). Long-term changes in lake ice cover in Finland. *Nordic Hydrology*, 37, 347–363.
- Launiainen, J. & Cheng, B. (1998). Modelling of ice thermodynamics in natural water bodies. *Cold Regions Science and Technology*, 27, 153–178.
- Lei, R., Leppäranta, M., Ants, E., Jaatinen, E., & Pärn, O. (2011). Field investigations of apparent optical properties of ice cover in Finnish and Estonian lakes in winter 2009. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 60, 50–64.
- Lei, R., Leppäranta, M., Cheng, B., Heil, P., & Li, Z. (2012). Changes in ice-season characteristics of a European Arctic lake from 1964 to 2008. *Climatic Change*, 115, 725–739.
- Leppäranta, M. (2010). Modelling the Formation and Decay of Lake Ice. In D. George (Ed.), *The Impact of Climate Change on European Lakes* (pp. 63–83). Netherlands: Springer.
- Leppäranta, M. (2015). *Freezing of Lakes and the Evolution of their Ice Cover*. Verlag Berlin Heidelberg, Saksa: Springer.
- Leppäranta, M. & Kosloff, P. (2000). The Structure and Thickness of Lake Pääjärvi Ice. *Geophysica*, 36, 233–248.
- Leppäranta, M. & Myrberg, K. (2009). *Physical Oceanography of the Baltic Sea*. Chichester, UK: Praxis Publishing Ltd.
- Leppäranta, M., Shirasawa, K., & Takatsuka, T. (2012). Ice season on Lake Kilpisjärvi in Arctic tundra. In *21st IAHR International Symposium on Ice*.
- Leppäranta, M., Terzhevik, A., & Shirasawa, K. (2010). Solar radiation and ice melting in Lake Vendyurskoe, Russian Karelia. *Hydrology Research*, 41.1, 50–62.
- Likens, G. & Ragotzkie, R. (1965). Vertical motions in a small ice-covered lake. *Journal of Geophysical Research*, 70, 2333–2344.

- Magnuson, J., Robertson, D., Benson, B., Wynne, R., Livingstone, D., Arai, T., Assel, R., Barry, R., Card, V., Kuusisto, E., Granin, N., Prowse, T., Stewart, K., & Vuglinski, V. (2000). Historical Trends in Lake and River Ice Cover in the Northern Hemisphere. *Science*, 289, 1743–1746.
- Malm, J., Bengtsson, L., Terzhevik, A., Boyarinov, P., Glinsky, A., Palshin, N., & Petrov, M. (1997). Field study on currents in a shallow, ice-covered lake. *Limnology and Oceanography*, 43(7), 1669–1679.
- Malm, J., Terzhevik, A., L., B., Boyarinov, P., Glinsky, A., Palshin, N., & Petrov, M. (1998). Temperature and salt content regimes in three shallow ice-covered lakes. *Nordic Hydrology*, 28, 129–152.
- Manley, T. & Hunkins, K. (1985). Mesoscale eddies of the Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 90, 4911–4930.
- Martynov, A., Sushama, L., & Laprise, R. (2010). Simulation of temperate freezing lakes by one-dimensional lake models: performance assessment for interactive coupling with regional climate models. *Boreal Environment Research*, 15(2), 143–164.
- McPhee, M. (2008). *Air–ice–ocean interaction: turbulent boundary layer exchange processes*. Berlin: Springer.
- Mironov, D., Heise, E., Kourzeneva, E., Ritter, B., Schneider, N., & Terzhevik, A. (2010). Implementation of the lake parameterisation scheme FLake into the numerical weather prediction model COSMO. *Boreal Environment Research*, 15, 218–230.
- Omstedt, A. (1990). A coupled one-dimensional sea ice–ocean model applied to a semi-enclosed basin. *Tellus*, 42A, 568–582.
- Overland, J., Wang, M., Walsh, J., Christensen, J., Kattsov, V., & William, L. (2011). Climate Model Projections for the Arctic. In *Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA): Climate Change and the Cryosphere*. Oslo, Norja: AMAP (Arctic Monitoring and Assessment Programme).
- Petrov, M., Terzhevik, A., Zdorovenov, R., & Zdorovenova, G. (2006). The Thermal Structure of a Shallow Lake in Early Winter. *Water Resources*, 33(2), 135–143.
- RBR Ltd. (2009). Small loggers for Temperature, Depth and DO One or Two Channel Submersible Recorders. http://www.gwm-engineering.fi/T_D&DO.pdf.
- Reinart, A., Arst, H., Blanco-Sequeiros, A., & Herlevi, A. (1988). Relation between underwater irradiance and quantum in dependence on water transparency at different depths in the water bodies. *Journal of Geophysical Research*, 103, 7749–7752.
- Rizk, W., Kirillin, G., & Leppäranta, M. (2014). Basin-scale circulation and heat fluxes in ice-covered lakes. *Limnology and Oceanography*, 59(2), 445–464.
- Rouse, W., Oswald, C., Binyamin, J., Spence, C., Scherzer, W., Blanken, P., Bussieres, N., & Duguay, C. (2005). The role of northern lakes in a regional energy balance. *Journal of Hydrometeorology*, 6, 291–305.
- Salonen, K., Leppäranta, M., Viljanen, M., & Gulati, R. (2009). Perspectives in winter limnology: closing the annual cycle of freezing lakes. *Aquatic Ecology*, 43, 609–616.

- Schulson, E. (1999). The Structure and Mechanical Behavior of Ice. *JOM*, 51(2), 21–27.
- Sea & Sun Technology (2007). CTD90M-Probe Manual and operating instructions.
- Stigebrandt, A. (1978). Dynamics of an Ice Covered Lake with Through-Flow. *Nordic Hydrology*, 9, 219–244.
- Suomen Ympäristökeskus (2013). Pintavesien ekologinen tila. <http://www.ymparisto.fi/pintavesientila> viitattu 3.7.2014.
- Surdu, C., Duguay, C., Brown, L., & Fernandez Prieto, D. (2014). Response of ice cover on shallow lakes of the North Slope of Alaska to contemporary climate conditions (1950–2011): radar remote-sensing and numerical modeling data analysis. *The Cryosphere*, 8, 167–180.
- Thomas, D. & Dieckmann, G. (2002). Arctic Sea Ice – a Habitat for Extremophiles. *Science*, 295, 641–644.
- Timco, G. & Frederking, R. (1996). A review of sea ice density. *Cold Regions Science and Technology*, 24, 1–6.
- Vincent, W., MacIntyre, S., Spigel, R., & Laurion, I. (2008). The physical limnology of high-latitude lakes. In W. Vincent & J. Laubourn-Barry (Eds.), *Polar Lakes and Rivers*. Oxford, New York: Oxford University Press.
- Walsh, J., Overland, J., Groisman, P., & Rudolf, B. (2011). Arctic Climate: Resent Variations. In *Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA): Climate Change and the Cryosphere*. Oslo, Norja: AMAP (Arctic Monitoring and Assessment Programme).
- Walter, K., Zimov, S., Chanton, J., Verbyla, D., & Chapin, F. (2006). Methane bubbling from Siberian thaw lakes as a positive feedback to climate warming. *Nature*, 443(7), 71–75.
- Warren, S. (1982). Optical Properties of Snow. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 20(1), 67–89.
- Yang, Y., Cheng, B., Kourzeneva, E., Semmler, T., Rontu, L., Leppäranta, M., Shirasawa, K., & Li, Z. (2013). Modelling experiments on air–snow–ice interactions over Kilpisjärvi, a lake in Northern Finland. *Boreal Environment Research*, 18, 341–358.
- Zyryanov, V. (2011). Under-Ice Seiches. *Hydrophysical processes*, 38(3), 261–273.