

**Pro gradu -tutkielma**

**Humuspitoisen järven kaukokartoitussignaalin ja  
klorofylli-a:n määrittäminen optisilla kenttämittauksilla**

**Eveliina Kinnunen**



**Jyväskylän yliopisto**

Bio- ja ympäristötieteiden laitos

Ympäristötiede- ja teknologia

**20.11.2020**

JYVÄSKYLÄN YLIOPISTO, Matemaattis-luonnontieteellinen tiedekunta  
 Bio- ja ympäristötieteiden laitos  
 Ympäristötiede ja teknologia

Eveliina Kinnunen: Humuspitoisen järven kaukokartoitussignaalin ja klorofylli-a:n määrittäminen optisilla kenttämittauksilla  
 Pro gradu -tutkielma: 115 s.  
 Työn ohjaajat: FT, yliopistonlehtori Anssi Vähätalo; FT, yliopistonlehtori Anssi Lensu; MMT, kehityspäällikkö Sanna Härkönen  
 Tarkastajat: FT, erikoistutkija Kari Kallio ja FT, yliopistonlehtori Anssi Vähätalo  
 Marraskuu 2020

---

Hakusanat: järven kaukokartoitus, heijastuksenkorjaus, klorofylli-a:n fluoresenssi

Kaukokartoituksella on mahdollista määrittää kustannustehokkaasti veden optisiin ominaisuuksiin vaikuttavia ainesosia, mutta sen laajempi hyödyntäminen humuspitoisilla sisävesillä edellyttää menetelmien kehittämistä. Kenttämittauksiin pohjautuvia kaukokartoitussignaaleja hyödynnetään esimerkiksi satelliittisignaalien kalibrointiin ja laskentamenetelmien kehittämiseen. Tässä tutkielmassa määritettiin kaukokartoitussignaaleja veden pinnan ylä- ja alapuolisten optisten mittausten sekä luonnollisten optisten ominaisuuksien (IOP) pohjalta Jyväsjärvellä vuonna 2019, testaten samalla pinnan yläpuolisten signaalien heijastuskorjausmenetelmiä sekä klorofylli-a(Chl-a)-pitoisuuden määrittäystä tuloksista. Kolmella menetelmällä määritetyt kaukokartoitussignaalit korreloivat erinomaisesti ( $R^2 = 0,86-0,95$ ) ja heijastuskorjaus toimi parhaiten humuspitoisen vesistön erityispiirteet huomioivalla menetelmällä. Chl-a-pitoisuus korreloi fluoresenssisignaalin pinta-alan kanssa hyvin ( $R^2 = 0,86$ ) pinnan yläpuolisten ja IOP-pohjaisten kaukokartoitussignaalien erotuksen pohjalta laskettuna ja kohtalaisesti ( $R^2 = 0,47$ ) käytettäessä IOP-signaalien sijaan lineaarisia perustasoja. Kaikkiin kaukokartoitussignaalien määrittämis- ja heijastuskorjausmenetelmiin liittyi haasteita, joten käytettävät menetelmät on valittava mittaus-tarkkuus ja käyttötarkoitus huomioiden. Chl-a:n fluoresenssin määrittäystä kannattaisi tutkia laajemmalla järviaineistolla pinnan yläpuolisten- ja IOP-perusteisten kaukokartoitussignaalien erotuksen pohjalta, jotta lupaavalta vaikuttaneen menetelmän sovellusmahdollisuuksista saadaan yleistettävämpää tietoa.

UNIVERSITY OF JYVÄSKYLÄ, Faculty of Mathematics and Science  
 Department of Biological and Environmental Science  
 Environmental Science and Technology

Eveliina Kinnunen: Remote Sensing Signal and Chlorophyll-a Retrieval by  
 Optical Field Measurements in Humic Rich Lake  
 MSc thesis: 115 p.  
 Supervisors: University lecturer, Dr. Anssi Vähätalo, University lec-  
 turer, Dr. Anssi Lensu and R&D manager, Dr. Sanna  
 Härkönen  
 Inspectors: Senior Research Scientist, Dr. Kari Kallio and University  
 lecturer, Dr. Anssi Vähätalo

November 2020

---

Keywords: Remote sensing, chlorophyll-a fluorescence, sky reflectance correction

Fresh water remote sensing can be utilized to survey cost-efficiently those constitu-  
 ents that affect the optical properties of water. In humic inland lakes remote sensing  
 methods need still to be developed to get the full advantage out of them. Field meas-  
 urements are used to calibrate satellite measurements and to improve water quality  
 parameters' calculation methods. This thesis aimed to determine remote sensing re-  
 flectance ( $R_{rs}$ ) with three different methods in humic lake Jyväsjärvi in 2019: by op-  
 tical field measurements above and under water surface with joint analyses of in-  
 herent optical properties (IOPs). Different methods were tested to correct above sur-  
 face measurements' sky reflectance and estimate chlorophyll-a (Chl-a) content  
 based on the  $R_{rs}$ -signals. An excellent correlation ( $R^2 = 0,86-0,95$ ) was found between  
 the  $R_{rs}$ -signals defined with three different methods and the sky reflectance method  
 developed for humic lakes worked best. Chl-a content and fluorescence  $R_{rs}$  between  
 665–715 nm correlated well ( $R^2 = 0,86$ ) when determined from the integral of differ-  
 ences between above water and IOP-based  $R_{rs}$  but only moderately ( $R^2 = 0,47$ ) when  
 linear baseline was used instead of IOP-based  $R_{rs}$ . Each remote sensing field meas-  
 urements' and sky reflectance correction methods have their own challenges that  
 need to be taken into account based on reliability expectations and intended use.  
 Chl-a fluorescence seems to be worth testing more thoroughly by above water and  
 IOP-based  $R_{rs}$  measurements with more extensive lake data to find out if the method  
 could have even wider applications in Chl-a remote sensing.

## SISÄLLYSLUETTELO

1 JOHDANTO.....	10
1.1 Pintavesien seurannan nykytila ja kehitystarpeet .....	10
1.2 Vesistöjen kaukokartoituksen perusteet, mahdollisuudet ja haasteet .....	12
1.2.1    Kaukokartoitusalueet .....	12
1.2.2    Kaukokartoituksen teoreettiset perusteet .....	12
1.2.3    Vesistöjen satelliittiseurannan nykytila.....	15
1.2.4    Kaukokartoitussignaalin määrittäminen vesirajasta .....	17
1.2.5    Vesistöjen kaukokartoituksen haasteet ja kehittämistarpeet.....	17
1.3 Tutkimuksen tavoitteet .....	20
2 Tutkimuksen taustaa .....	21
2.1 Kaukokartoituksen käsitteitä ja mittausmenetelmiä .....	21
2.2 Sähkömagneettisen säteilyn käsitteitä .....	23
2.3 Veden keskeiset optiset parametrit ja ainesosat .....	24
2.3.1    Absorptio.....	24
2.3.2    Sironta.....	25
2.3.3    Veden keskeisten ainesosien optiset ominaisuudet.....	27
2.4 Kaukokartoitussignaalin määrittäminen veden pinnan yläpuolisilla optisilla mittauksilla .....	30
2.4.1    Heijastuskertoimen määrittäminen.....	33
2.5 Kaukokartoitussignaalin määrittäminen veden pinnan alapuolisilla optisilla mittauksilla .....	36
2.5.1    Irradianssin reflektanssi sekä vaimenemiskertoimet .....	37
2.5.2    Radianssin reflektanssi.....	37

2.5.3	Veden pinnan yläpuolisen ja alapuolisen kaukokartoitussignaalin suhteuttaminen toisiinsa .....	39
2.5.4	Vedenalaisten mittausten haasteita .....	41
2.6	Kaukokartoitussignaali IOP-ominaisuuksista johdettuna .....	41
2.7	Kaukokartoituksella havaittavat vedenlaatumuuttajat .....	43
2.7.1	Klorofylli-a .....	43
3	Aineisto .....	47
3.1	Tutkimusjärvi .....	49
3.2	Vedenpinnan yläpuoliset optiset mittaukset .....	49
3.3	Vedenpinnan alapuoliset optiset mittaukset .....	50
3.4	Kokoomanäytteet .....	52
3.4.1	Absorptiokertoimien määrittäminen .....	52
3.4.2	Sironnan ja klorofyllipitoisuuden määrittäminen .....	53
3.5	Aino-lautan mittaustulokset .....	54
4	Menetelmät .....	54
4.1	Aineistojen hallinnointi ja käytetyt ohjelmat .....	54
4.1.1	Interpoloinnit .....	55
4.2	Kaukokartoitussignaalien laskenta .....	58
4.2.1	$R_{rs\_aw}$ - kaukokartoitussignaali vedenpinnan yläpuolelta tehtyjen radianssi- ja irradianssimittausten pohjalta .....	58
4.2.2	$R_{rs\_uw}$ - kaukokartoitussignaali vedenpinnan alapuolelta tehtyjen irradianssimittausten pohjalta .....	59
4.2.3	$R_{rs\_IOP}$ - kaukokartoitussignaalin laskenta IOP-arvoista .....	59
4.2.4	Signaalien vertailu .....	63

4.3 Klorofyllin fluoresenssin määrittäminen kaukokartoitussignaalista.....	63
4.3.1 $R_{rs\_aw}$ - ja $R_{rs\_IOP}$ -signaalien eroihin perustuva menetelmä.....	64
4.3.2 RLH-menetelmä .....	65
5 TULOKSET .....	66
5.1 Veden pinnan yläpuolisiin mittauksiin perustuva kaukokartoitussignaali ..	66
5.1.1 Heijastusten korjausmenetelmien tulokset .....	66
5.1.2 Korjausten vertailu .....	69
5.1.3 Huippujen ja kuoppien analysointi $R_{rs\_aw}$ -signaalista .....	73
5.2 Veden pinnan alapuolisiin mittauksiin perustuva kaukokartoitussignaali...	74
5.3 IOP-mittauksiin perustuva kaukokartoitussignaali .....	76
5.4 Kaukokartoitussignaalien määrittämenetelmien vertailu.....	78
5.4.1 $R_{rs\_aw}$ - ja $R_{rs\_IOP}$ -signaalien vertailu.....	78
5.4.2 $R_{rs\_aw}$ - ja $R_{rs\_uw}$ -signaalien vertailu .....	80
5.4.3 $R_{rs\_uw}$ - ja $R_{rs\_IOP}$ -signaalien vertailu.....	81
5.4.4 Huippujen ja kuoppien vertailut $R_{rs\_aw}$ -, $R_{rs\_uw}$ -ja $R_{rs\_IOP}$ -signaaleissa.	83
5.5 Klorofylli-a:n määrittäminen .....	84
5.5.1 Klorofylli-a:n fluoresenssin määrittäminen $R_{rs\_aw}$ - ja $R_{rs\_IOP}$ -signaalien erojen avulla.....	84
5.5.2 Klorofylli-a:n fluoresenssin määrittäminen RLH-menetelmän avulla	87
5.5.3 Klorofyllin fluoresenssin määrittämenetelmien vertailu .....	89
6 TULOSTEN TARKASTELU .....	90
6.1 Heijastuksen korjausmenetelmät.....	90
6.2 Kaukokartoitussignaalien määrittämenetelmät .....	92
6.2.1 Pohdintaa menetelmien luotettavuudesta .....	95

6.2.2 Tutkittujen menetelmien etuja ja haasteita .....	97
6.3 Klorofyllin määrittäminen fluoresenssista .....	102
6.4 Mitä tulokset kertovat Jyväsjärvestä? .....	106
7 JOHTOPÄÄTÖKSET .....	107
KIITOKSET .....	108
KIRJALLISUUS .....	109

## LYHENTEET

<b>AOP</b>	Näennäiset optiset ominaisuudet, jotka riippuvat myös vallitsevien valaistusolojen suunnista (Preisendorfer 1976) (esim. kaukokartoitussignaali, veden vaimenemiskerroin ja näkösyvyys). Lyhenne peräisin englannin kielen sanoista <i>apparent optical properties</i> .
<b>CDOM</b>	Värillinen liuennut orgaaninen aines, lyhenne peräisin englannin kielen sanoista <i>coloured/chromophoric dissolved organic matter</i> .
<b>ESA</b>	Euroopan avaruusjärjestö, <i>European Space Agency</i>
<b>FLH</b>	Menetelmä, joka mittaa korkeutta radianssiipikille, joka on peräisin auringon aiheuttamasta fluoresenssista (SICF). Lyhenne FLH peräisin englannin kielen sanoista <i>fluorescence line height</i> .
<b>IOP</b>	Luonnollinen optinen ominaisuus, lyhenne peräisin englannin kielen sanoista <i>inherent optical properties</i> .
<b>IR-alue</b>	Infrapuna-alue
<b>MSI</b>	Sentinel 2-sarjan satelliiteissa olevat korkean spatiaalisen resoluution (10–60m) havaintoinstrumentit. Lyhenne peräisin englannin kielen sanoista <i>Multispectral Imager</i> .
<b>NAP</b>	Mineraali- tai detrituspartikkelit, lyhenne peräisin englannin kielen sanoista <i>nonalgal particles</i> .
<b>NASA</b>	Yhdysvaltain liittohallituksen alainen ilmailu- ja avaruushallintovirasto, lyhenne peräisin englannin kielen sanoista <i>National Aeronautics and Space Administration</i> .



<b>NIR</b>	Lähi-infrapuna-alue
<b>OLCI</b>	Sentinel 3-satelliitissa oleva havaintoinstrumentti, lyhenne peräisin englannin kielen sanoista <i>Ocean and Land Colour Instrument</i>
<b>OLI</b>	Landsat-8 -satelliitin OLI-instrumentti on käyttökelpoinen veden sameuden ja näkösyvyyden määrittämisessä 30 metrin spatiaalisella resoluutiolla. Lyhenne peräisin englannin kielen sanoista <i>Operational Land Imager</i> .
<b>PSI, PSII</b>	Fotosysteemit I (PSI) ja II (PSII). Toiminnalliset komponentit, jotka suorittavat fotosynteesin valoreaktioita (Kirk 2011). Klorofylli-a-molekyylit voivat sijaita sekä PSI:ssä että PSII:ssä. Lyhenne PS peräisin englannin kielen sanasta <i>photosystem</i> .
<b>RLH</b>	Menetelmä, joka mittaa korkeutta reflektanssiipiikille, joka on aiheutunut auringon aiheuttamasta fluoresenssista (SICF). Lyhenne RLH peräisin englannin kielen sanoista <i>reflectance line height</i> .
<b>SICF</b>	Auringon aiheuttama klorofylli-a:n fluoresenssi, lyhenne peräisin englannin kielen sanoista <i>sun-induced chlorophyll-a fluorescence</i> .
<b>SYKE</b>	Suomen ympäristökeskus
<b>UV</b>	Ultravioletti
<b>VPD</b>	Euroopan Unionin vesipuitedirektiivi (2000/60/EY)
<b>UAV-laitteet</b>	Miehittämättömät lennokit, lyhenne peräisin englannin kielen sanoista <i>unmanned aerial vehicles</i> .

# 1 JOHDANTO

Maapallon pintavedet ovat valtava luonnonvara, ja niiden rooli on keskeinen sekä biodiversiteetin ylläpidossa, että globaaleissa geokemiallisissa kierroissa (Tyler *ym.* 2016). Myös maailman ruuan ja energian tuotanto nojautuvat pintavesiin. Pintavesiin kohdistuu kuormitusta paitsi luonnollisista prosesseista, myös enenevässä määrin esimerkiksi ihmistoiminnan aiheuttamista maankäytön sekä ilmastonmuutoksesta. Näiden kuormituspainneiden mittakaavat vaihtelevat paikallisista globaaleihin (Tyler *ym.* 2016). Viime vuosina on ymmärretty pintavesien roolin merkitys globaalissa hiilen kierrossa ja siten ilmaston muutoksessa, mikä on lisännyt kiinnostusta pienempienkin pintavesien tutkimiseen (Kutser *ym.* 2017). Esimerkiksi sisävedet peittävät vain pienen osan maapallon pinta-alasta, mutta niiden rooli maapallon biogeokemiallisissa kierroissa on paljon aiemmin luultua merkittävämpi (Bastviken *ym.* 2011). Sisävesillä on myös valtava merkitys paitsi ihmiskunnan historian kannalta, myös ekologisten, ympäristöllisten, sosioekonomisten ja hydrologisten palvelujen resursseina (Ogashawara *ym.* 2017).

## 1.1 Pintavesien seurannan nykytila ja kehitystarpeet

Pintavesien seuranta toteutetaan Suomessa vielä lähes kokonaan työvoimavaltaisella perinteisellä näytteenotolla (Tarvainen *ym.* 2015). Vesistöille tehtävä rutiiniseuranta kattaa vain pienen osan järvirikkaiden alueiden järvistä, ja niissäkin näytteenottoa tehdään yleensä järven syvänteestä vain kerran avovesikaudella (Kallio 2012). Menetelmät ovat tarkkoja, mutta tieto on hyvin paikallista, näytteenottoverkon tiheys on usein riittämätön ja tiedon pitäminen ajantasaisena vaatii jatkuvasti uusia käyntejä (Lepistö & Huttula 2010). Pintavesien seuranta ja tutkiminen on myös haastavaa niiden dynaamisuuden ja erittäin vaihtelevien ominaisuuksien vuoksi (Tyler *ym.* 2016). Perinteisellä näytteenotolla pystytäänkin toteuttamaan ajallisesti ja maantieteellisesti vain rajallisia tutkimuksia, joiden tulosten vertailua vai-

keuttavat lisäksi muun muassa maittain vaihtelevat menetelmät, minkä vuoksi pintavesien tilan eri laajuisten muutosten seuranta on haasteellista (Tyler *ym.* 2016). Pienemmät vesistöt ovat myös tyypillisesti näiden seurantojen ulkopuolella (Kallio *ym.* 2015), vaikka tosiasiaa mantereiden pintavesistä suurin osa koostuu pienemmistä vesistöistä ja siten esimerkiksi merkittävä osa aineiden globaaliin kiertoon liittyvistä prosesseista tapahtuu näissä ympäristöissä (Downing *ym.* 2006). Oikeanlaisen ja riittävän seurantatiedon avulla voitaisiin myös suunnitella mahdollisesti tarvittavat kunnostustoimet oikeaan mittakaavaan (Tarvainen *ym.* 2015).

Vesistöjen kaukokartoituksella tarkoitetaan esimerkiksi satelliiteista tai ilma-aluksista tehtäviä optisia mittauksia, joiden tarkoituksena on kartoittaa luonnonvesien ominaisuuksia (Mobley 2011). Perinteiseen kenttänyttteenottoon verrattuna kaukokartoitus tarjoaa edullisen, helposti toistettavan ja laajoja alueita kattavan vaihtoehdon vesistöjen tutkimiseen ja seurantaan (Ogashawara *ym.* 2017). Kaukokartoituksen avulla on mahdollista tehdä tiheästi toistuvaa, yleiskäsityksen muodostamisen mahdollistavaa seuranta laajoistakin vesistöalueista. Uusia tekniikoita on kuitenkin kehitettävä ja olemassa olevia menetelmiä räätälöitävä, jotta kaukokartoituksella tehtävästä vesistöjen seurannasta saadaan mahdollisimman tarkkaa ja seurannalla pystyttäisiin havaitsemaan erilaiset kuormituksen lähteet. Myös kaukokartoitustuloksista johdettujen vedenlaatumuuttujien hyödyntämiseen tarvitaan uusia menetelmiä (Ogashawara *ym.* 2017).

Suomen ympäristön tilan seurannan strategia 2020 sisältää johtajatuksen, että työvoimavaltaisia menetelmiä karsitaan ja korvataan uuden teknologian avulla ajallisesti ja alueellisesti kattavilla menetelmillä (Ympäristöministeriö 2011). Strategian toimeenpanon tuloksena on muun muassa satelliittidatan käyttöönotto rannikko-vesien ja järvien tilan arvioinnissa vesienhoitokaudella 2013–2018 sekä lennokkien ja ilmakuvausten hyödyntämisen pilotointia ja testaamista (Liljaniemi & Kettunen 2018). Satelliittidatan hyödyntäminen on mahdollistettu luomalla sitä varten toimiva infrastruktuuri datafuusiojärjestelmällä, joka yhdistää perinteisen seurantatie-

don satelliitti- ja automaattiasemien tietoihin tilastollisin keinoin (Liljaniemi & Kettunen 2018). Tuloksena on saatu muun muassa rannikko- ja sisävesien reaaliaikaisen tilanarvioinnin työkaluksi Ympäristöhallinnon kaikille avoimet Tarkka- ja Pinta-palvelut sekä ammattilaisten Status-palvelu (Koponen *ym.* 2018). Tarkka-palvelussa on tarjolla joillekin sisävesille satelliittidataan pohjautuvia vedenlaatutuotteita, kuten sameus ja värillinen liukoinen orgaaninen aines (CDOM). Uusia järjestelmiä on Koposen *ym.* (2018) mukaan tavoitteena hyödyntää muun muassa vesipuitedirektiivin (VPD, 2000/60/EY) edellyttämässä vesistöjen luokittelussa. Kaukokartoitustyökalujen kehitystyöllä pyritään parantamaan seurannan kattavuutta erityisesti niillä alueilla, joista perinteisellä seurannalla ei saada riittävästi tietoa (Koponen & Attila 2017).

## **1.2 Vesistöjen kaukokartoituksen perusteet, mahdollisuudet ja haasteet**

### 1.2.1 Kaukokartoitusalueet

Ilma- ja satelliittikuvat perustuvat optisten laitteiden sijoittamiseen aluksiin, kuten lentokoneisiin, helikoptereihin, miehittämättömiin lennokkeihin (UAV-laitteet) tai satelliitteihin (Tarvainen *ym.* 2015). Näillä optisilla instrumenteilla pystytään mittaamaan vedestä heijastuvan valon spektrin - eli kaukokartoitussignaalin - muotoa ja voimakkuutta (Koponen & Attila 2017). Satelliittiseurannalla saadaan ajallisesti ja maantieteellisesti kattavampia ja yhtenäisempiä tuloksia pienemmillä kustannuksilla verrattuna ilma-aluksiin (Matthews 2011), joilla on taas mahdollista tutkia satelliitteja kätevämmiin esimerkiksi kertaluonteisia ilmiöitä, kuten tulvia ja leväkuukintoja. Ilma-aluksiin saatavilla olevia mittauslaitteita voidaan myös helpommin räätälöidä soveltumaan halutun ilmiön tutkimiseen ja niiden korkea spektraalinen resoluutio mahdollistaa esimerkiksi levälajien määrittämistä (Matthews 2011).

### 1.2.2 Kaukokartoituksen teoreettiset perusteet

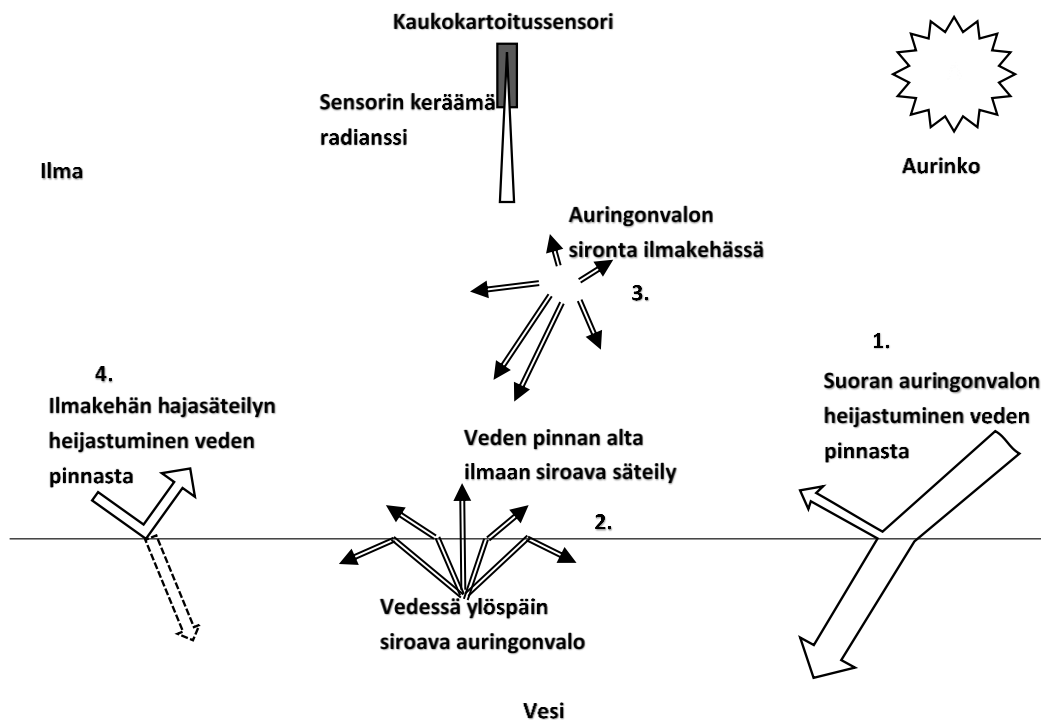
Tietyllä ajanhetkellä veden pintaan osuva auringon säteily läpäisee ensin veden pinnan, reagoi eri syvyyksillä vedessä olevien optisesti merkittävien aineiden sekä

veden kanssa, ja osa palaa muuntuneena kohti veden pintaa heijastuen esimerkiksi satelliittiin tai UAV-laitteeseen sijoitetun sensorin suuntaan (Bernardo *ym.* 2018). Sensoriin heijastunut spektri sisältääkin informaatiota veden ominaisuuksista, kun sitä verrataan samalla ajanhetkellä veden pintaan osuvan auringon valon spektriin (Bernardo *ym.* 2018). Yhtä tärkeää kuin sensorin havaitsema spektri, on spektristä alkuperäiseen auringon valon spektriin verrattuna kadonnut osa (Twardowski, M. S. *ym.* 2005). Veden ainesosilla on toisistaan eroavat absorptio- ja sirontaominaisuudet, joten kun tunnetaan niiden tyypillisesti aiheuttamat muutokset, on mahdollista yrittää päätellä vedessä olevat ainesosat ja niiden pitoisuudet (Mobley 2011). Myös laitteiden mittaama aallonpituusspektri vaikuttaa siihen, mitä veden ominaisuuksia tuloksista on mahdollista päätellä (Tyler *ym.* 2016). Esimerkiksi absorptio, sironta ja fluoresenssi ovat aallonpituusriippuvaisia ilmiöitä, eli ne ovat havaittavissa eri osissa spektriä (Mobley 2011).

Kaukokartoituslaitteeseen tulee valoa neljästä eri lähteestä: veden pinnasta suoraan heijastuvaa auringon valoa, veden pinnan alta siroavaa valoa, suoraan ilmakehästä siroavaa auringonvaloa sekä veden pinnasta heijastuvaa ilmakehän hajasäteilyä (Kirk 2011) (Kuva 1). Ainoastaan veden pinnan alta siroava valo sisältää tietoa veden ominaisuuksista, joten sensoriin tulevasta valosta on mahdollisimman tarkkaan pyrittävä erottelemaan muut valonlähteet (Kirk 2011).

Tyypillisesti vedestä lähtevä signaali on huomattavasti pienempi kuin alkuperäinen pintaan kohdistunut säteily; suurin osa veteen tulevasta säteilystä absorboituu vedessä, ja vain pieni osa siroaa takaisin pinnasta sensoria kohti (Kirk 2011). Absorption lisäksi ilmakehä vaikuttaa vedestä mitattuun kaukokartoitussignaaliin huomattavasti, ja arviolta enintään 20 % sensorin mittaamasta kokonaisradianssista onkin peräisin vedestä ja suurin osa ilmakehästä (Gege 2017). Ilmakehän hajasäteily on peräisin ilmamolekyylien Rayleighin sironnasta sekä aerosolien partikkelimaisesta sironnasta (Kirk 2011). Ilmassa tai avaruudessa olevien sensorien rekisteröimän veden pinnan heijastaman valon ja sensorin välissä on myös säteilyn paluumatkalla samainen ilmakehä, joka muuttaa säteilyn suuntaa, voimakkuutta ja

spektristä jakaumaa (Zaneveld *ym.* 2005). Ilmakehän vaikutukset sensorin mittaamaan valoon on huomioitava ilmakehämörjauksella, jotta varsinaista vedestä lähtenyt säteilyä pystytään tutkimaan (Kirk 2011). Ilmakehämörjauksen onnistuminen vaikuttaa merkittävästi saatujen tuloksien oikeellisuuteen (Kirk 2011).



Kuva 1. Kaukokartoitussensoriin tulee säteilyä neljästä eri lähteestä: 1. Vedenpinnasta heijastuvaa suoraa auringonvaloa; 2. Veden pinnan alta ilmaan siroavaa säteilyä; 3. Ilmakehässä siroavaa auringonvaloa; 4. Veden pinnasta heijastuvaa ilmakehän hajasäteilyä. Mukailtu teoksen Kirk (2011) pohjalta.

Edelleen veden pinnan alta siroava valo saattaa sisältää paitsi vesimassan, matalassa vedessä myös pohjan heijastusta, jonka vaikutukset lopputulokseen on arvioitava (Zaneveld *ym.* 2005). Samoin mantereen läheisyys vaikuttaa tuloksiin muun muassa asutuskeskittymien lähellä lisääntyneiden, ihmistoiminnan aiheuttamien ilmakehän aerosolien muodossa (Gege 2017). Vedenlaatumuuttujien laskenta satelliittiaineistoista on mahdollista vain pilvettömien päivien osalta, mikä rajoittaa käyt-

tettävissä olevan datan määrää oleellisesti (Koponen & Attila 2017). On lisäksi muistettava, että kaukokartoitusaineistot kertovat vain pinnan läheisestä vedestä (Kallio 2012), joten koko vesipatsaan ominaisuuksien ymmärtämiseen tarvitaan lisäksi paikan päällä tehtäviä mittauksia ja malleja (Tyler *ym.* 2016).

### 1.2.3 Vesistöjen satelliittiseurannan nykytila

European Space Agency (ESA)-vetoinen tuorein Copernicus-ohjelma on tuonut vesistöjen satelliittiseurannan mahdollisuudet uudelle aikakaudelle, paitsi vesistöjen seurantaan räätälöidyn laiteteknologian, myös aineistojen vapaan saatavuuden vuoksi (Tyler *ym.* 2016) ja hyvän temporaalisen resoluution (kohteen kuvaamistiheys) ansiosta. Satelliittikuvia on tarjolla vapaaseen käyttöön esimerkiksi ESA:n sivuilla (ESA 2019). Ohjelman ylläpitämissä Sentinel 3-sarjan satelliiteissa on vesistöjen havainnointiin suunnitellut Ocean and Land Colour Instrument (OLCI) sekä pintavesien lämpötilojen aiempaa tarkemman seurannan mahdollistavat The Sea and Land Surface Temperature Radiometer (SLSTR)-instrumentit (Tyler *ym.* 2016, Koponen & Attila 2017, ESA 2019). Sentinel 3-sarjan pintavesien laatua kuvastavia satelliittihavaintoja saadaan globaalilla kattavuudella päivittäin, ja kuvien spatiaalinen resoluutio (maastonerotuskyky) on 300 m (Tyler *ym.* 2016). Näin ollen sen tulokset ovat käyttökelpoisia etenkin Itämeren ja suurten järvien seurannassa (Koponen & Attila 2017). Sentinel 3-sarjan havaintoja tulee olemaan saatavilla vuoteen 2030 saakka, mikä tarjoaakin ennennäkemättömän mahdollisuuden jatkuvaan pitkän aikavälin systemaattiseen vesistöjen seurantaan (Tyler *ym.* 2016).

Copernicus-ohjelma ylläpitää myös varsinaisesti maankamaran havainnointiin suunniteltuja Sentinel 2-sarjan satelliitteja, joissa on mukana korkean spatiaalisen resoluution (10–60m) Multispectral Imager (MSI)-instrumentit (Tyler *ym.* 2016). MSI-sensorien radiometrinen ja spektraalinen resoluutio ovat riittäviä myös sameiden vesien seurantaan, mitkä ominaisuudet yhdistettynä huomattavaan spatiaaliseen resoluutioon mahdollistavat ensimmäistä kertaa myös pienempien vesistöjen

seurannan. Sentinel 2-sarjan satelliiteista saadaan aineistoa viiden vuorokauden välein (Tyler *ym.* 2016).

Näiden satelliittien lisäksi National Aeronautics and Space Administration (NASA) on ylläpitänyt vuodesta 2013 lähtien Landsat-8-satelliittia, jonka Operational Land Imager (OLI)-instrumentti on käyttökelpoinen veden sameuden ja näkösyvyyden määrittämisessä 30 metrin spatiaalisella resoluutiolla (Koponen & Attila 2017, NASA 2019).

Uudet satelliittiohjelmat ovat tuoneet uusia mahdollisuuksia vesistöjen seurantaan, koska näillä välineillä saadaan nopeasti kuvattua maantieteellisesti laajoja alueita ja havainnoinnin tiheys mahdollistaa myös aikasarjojen laadinnan (Tyler *ym.* 2016). Uusissa satelliittien havaintolaitteissa on myös uusia kanavia, jotka ovat optimaalisia ilmakehäkorjaukseen (Kallio 2012). Edelleen eri satelliittien aineistoja yhdistelemällä saadaan aineistojen kattavuutta vielä parannettua (Tyler *ym.* 2016). Satelliitti-seurannan etuna on myös se, että sillä saatavat tulokset ovat perinteisestä, pistemäisestä näytteenotosta poiketen jatkuvia (Laine *ym.* 2017) ja tuloksia saadaan muutamissa tunneissa satelliitin ylilennon jälkeen (Tarvainen *ym.* 2015). Lisäksi lopputulos, eli digitaalinen kuva on havainnollinen ja visuaalinen, ja sen pohjalta on mahdollista selvittää monipuolisesti vesistön ominaisuuksia (Tarvainen *ym.* 2015). Tarjolla olevat havainnot lisäävätkin mahdollisuuksia seurata laajojen ja monimutkaisten vesistöalueiden muutoksia, minkä toteuttaminen perinteisellä näytteenotolla on mahdotonta (Tyler *ym.* 2016). Tällä hetkellä satelliittien mittaustuloksia hyödynnetään jo rutiiniluonteisesti esimerkiksi ilmastonmuutoksen seurantaan liittyvään valtamerien kasviplanktonmäärien seurantaan, haitallisten leväkukintojen etsimiseen, sedimenttien kulkeutumisen hallintaan sekä ruoppausoperaatioiden seurantaan (Ruddick *ym.* 2019). Suomen ympäristökeskus (SYKE) on tutkinut vesistöjen kaukokartoitusta vuodesta 1996 lähtien ja tarjonnut Itämeren alueelle satelliittiperusteista operatiivista vedenlaatupalvelua vuodesta 2002 (Koponen & Attila 2017).



#### 1.2.4 Kaukokartoitussignaalin määrittäminen vesirajasta

Ilmasta tai avaruudesta käsin mitattuja signaaleja on tarpeen kalibroida veden pinnasta ja vedestä tehtävillä kaukokartoitussignaalien mittauksilla (Twardowski, M. S. *ym.* 2005, Matthews 2011). Ilmakehän alapuolista, mutta alkuperältään samaa, vedestä peräisin olevaa kaukokartoitussignaalia on mahdollista mitata optisilla mittauksilla veden pinnan ylä- tai alapuolelta (Ruddick *ym.* 2019) sekä vesinäytteestä (Toole *ym.* 2000). Vesirajan kaukokartoitussignaalin mittauksia yhdistettynä biokeemiallisten ominaisuuksien kenttämittauksiin tarvitaan myös satelliittiseurannan empiiristen vedenlaatuparametrien laskenta-algoritmien määrittämiseen (Twardowski, M. S. *ym.* 2005, Matthews 2011).

Mittalaitteita on mahdollista sijoittaa esimerkiksi laivoihin tai poijuihin tai kuljettaa mukana kenttämittausprojekteissa (Ruddick *ym.* 2019). Optisia mittauksia voidaan tehdä myös pelkästään veden pinnasta esimerkiksi linja-mittauksina veneestä, koska myös näistä mittauksista voidaan päätellä veden ominaisuuksia (Lepistö & Huttula 2010). Näillä mittauksilla voidaan myös saavuttaa laajempi maantieteellinen kattavuus kuin pelkällä pistemäisellä näytteenotolla; esimerkiksi isohko järvi on mahdollista tutkia varsin kattavasti päivässä (Lepistö 2010). Menetelmät ovat suhteellisen tarkkoja, mutta korkeiden kustannusten takia niiden käyttö on kannattavaa lähinnä kampanjaluonteisesti eli ne eivät sovellu pitkän ajan seurantaan (Lepistö 2010).

#### 1.2.5 Vesistöjen kaukokartoituksen haasteet ja kehittämistarpeet

Kaukokartoituksen avulla on mahdollista saada kustannustehokkaasti kuvia ja teemakarttoja pintaveden laadusta ja sen vaihteluista (Lepistö & Huttula 2010). Esimerkiksi satelliittien kiistattomana etuna on yleiskatsauksen saaminen laajastakin vesiekosysteemistä erittäin lyhyessä ajassa (Kirk 2011). Välimatkan päässä kohteesta tehdyillä optisilla mittauksilla ei saada kuitenkaan yhtä paljon ja yhtä tarkkoja tuloksia kuin suoraan vedestä tehdyillä mittauksilla (Kirk 2011). Veden laa-

dusta onkin kaukokartoituksella mahdollista selvittää vain rajallinen määrä muutujia, joten sen rinnalle tarvitaan edelleen myös perinteistä näytteenottoa (Lepistö & Huttula 2010).

Tarvaisen *ym.* (2015) mukaan loppukäyttäjien liian vähäinen tieto kaukokartoituksen mahdollisuuksista vedenlaadun seurannassa sekä menetelmien käyttökelpoisuuden kyseenalaistaminen ovat hidastaneet menetelmien hyödyntämistä. Myös kaukokartoitustuotteiden ominaisuudet, kuten karkeampi absoluuttinen tarkkuus, mutta laajempi alueellinen kattavuus, eroavat perinteisestä vesistöjen seurantatiedosta, mikä vaatii osaamista niiden hyödynnettävyydestä (Huttula *ym.* 2009). Käyttäjille hyödyllisiä olisivat kaukokartoitusaineistoista jalostetut jatkotuotteet, kuten VPD:n edellyttämässä luokittelussa hyödynnettävät indeksit. Lisätiedolle ja osaa miselle menetelmien soveltamismahdollisuuksista on siis tarvetta (Huttula *ym.* 2009).

Suuri tekninen haaste vesistöjen kaukokartoituksessa on ilmakehän heijastuksen vaikutuksen sekä auringon kilon poisto vedestä heijastuvasta säteilystä (Bernardo *ym.* 2018). Veden pinnasta heijastunut hajasäteily ja auringon kilo voivat olla jopa yhtä voimakkaita kuin varsinainen vedestä peräisin oleva säteily, joten niiden korjaus on keskeisessä roolissa veden pinnan yläpuolisissa mittauksissa (Gege 2017).

Toisin kuin merellä, sisävesien kaukokartoitusta ei vielä juurikaan tehdä operatiivisella tasolla niiden monimutkaisuuden vuoksi (Gege 2017). Esimerkiksi vedessä olevien ainesosien ja niiden pitoisuuksien laaja kirjo yhdistettynä vielä vaihtuviin sisävesien pohjan ominaisuuksiin tekevät erittäin haastavaksi löytää yhtä yleispätevää, erilaisille sisävesityypeille sopivaa laskentamallia. Sisävesien kaukokartoitustulosten hyödyntäminen vaatii käytännössä myös erityisosaamista (Gege 2017).

Kaukokartoituksesta saataisiin suurimmat hyödyt, mikäli algoritmien hyödyntäminen ei edellyttäisi *in situ* näytteenottoa (Kallio 2012). Yhtenä vaihtoehtona on esitetty algoritmeja, jotka voidaan räätälöidä kohdekohtaisesti (Tyler *ym.* 2016). Niiden

hyödyntäminen edellyttää paljon lisätutkimusta algoritmien toimivuudesta ja sovellettavuudesta optisesti erilaisilla järvityypeillä (Tyler *ym.* 2016).

Ongelmaksi on osoittautunut myös merillä toimivien ilmakehäkorjauksien soveltumattomuus sellaisenaan järville (Kallio 2012, Tyler *ym.* 2016). Perinteisesti ilmakehäkorjaus on merien kaukokartoituksessa tehty olettamalla, että vedestä lähtevä radianssi voidaan olettaa merkityksettömän pieneksi infrapuna-alueen lähellä (NIR-alue) (Tyler *ym.* 2016). Tämä oletus ei kuitenkaan useinkaan pidä paikkaansa sisävesillä (Tyler *ym.* 2016), koska niillä on tyypillisesti korkeita sedimenttipitoisuuksia, jotka johtuvat esimerkiksi maataloudesta tai pintavalumista (Moses *ym.* 2017). Sedimenttipitoisuus lisää NIR-alueen reflektanssia ja vaikeuttaa sen vuoksi ilmakehän vaikutuksen korjausta (Moses *ym.* 2017). Kaukokartoituksen hyödyntäminen sisävesien tutkimuksessa edellyttääkin, että ilmakehäkorjaus olisi saatava toimimaan luotettavasti (Kallio 2012). Myös rannan läheisyys on sisävesien kaukokartoituksessa tyypillisesti haaste: maalta heijastuvat valo voi sirota ilmakehästä ja sekoittaa alkuperäisen vedestä lähtevän signaalin (Gege 2017).

Suomessakin kaukokartoitustuotteet ovat merien osalta pidemmälle kehitettyjä kuin sisävesillä (Huttula *ym.* 2009). Merellä veden optista laatua määrittää pitkälti kasviplankton ja siitä muodostuneet ainesosat (D'sa, E. J. & Miller 2005). Sen sijaan sisä- ja rannikkovesien laatuun vaikuttaa tyypillisesti ainakin kolme optisesti aktiivista ainesosaa (kasviplankton, CDOM ja *tripton* (hajoava aines ja mineraalit)), joiden määrät voivat vaihdella toisistaan riippumattomasti (Matthews 2011), ja joiden keskinäisiä vuorovaikutuksia ihmistoiminnot voivat vielä voimistaa (Ogashawara *ym.* 2017). Lisäksi saman sisävesimuodostuman sisällä voivat eri ainesosat domioida eri alueita. Nämä piirteet tekevät sisävesien tutkimisen kaukokartoituksella paljon meriä haasteellisemmaksi (Ogashawara *ym.* 2017). Sisävesillä havaintoinstrumenteilta vaaditaan parempaa spektraalista resoluutiota ja herkkyyttä sekä ilmakehäkorjaukselta suurempaa tarkkuutta (Matthews 2011). Kaiken kaikkiaan sisävesillä veden ainesosien määritys algoritmien laatiminen on paljon meriä haastavampaa (Matthews 2011).

Suomessa Säskylän Pyhäjärvellä havaittiin, että käytetyt klorofyllin arviointimenetelmät vaativat vielä kehittämistä sekä ilmakehäkorjauksen, että eri levälajien optisten ominaisuuksien oletusten osalta (Lepistö *ym.* 2010). Testatut menetelmät havaittivat klorofyllin vuodenaikaisvaihtelut oikean suuntaisina, mutta pitoisuuksien arvoissa oli paljon hajontaa. Sisävesien tutkiminen kaukokartoituksella edellyttäisikin Lepistön *ym.* (2010) mukaan erityisesti klorofylli-a:n menetelmäkehitystä, jossa panostettaisiin etenkin ilmakehäkorjaukseen. Lepistö *ym.* (2010) suosittelivat veteen tulevaa ja heijastuvaa säteilyä mittaavien spektrometrien asentamista mittaustalulle, laajojen järviolueiden vertailua, eri mittaolosuhteiden testaamista sekä eri järvityyppien vertailua. Myös kaukokartoituksen ja perinteisten seurantojen yhteiskäyttöä pitäisi kehittää, ja aikasarjojen ja karttojen tuottaminen Itämeren tapaan myös sisävesille olisi suositeltavaa (Lepistö & Huttula 2010).

### 1.3 Tutkimuksen tavoitteet

Tutkimuskohteena oli humuspitoinen, pienehkö Jyväsjärvi, jonka tyyppisten vesistöjen tutkiminen kaukokartoituksen avulla on kirjallisuuden pohjalta erityisen haasteellista. Kirjallisuuden perusteella satelliitti- ja ilma-aluksista saatavaa vesistöjen kaukokartoitussignaalia vastaava signaali on mahdollista määrittää kohdekohtaisesti kolmella tavalla eli a) välittömästi vedenpinnan yläpuolelta tai b) veden pinnan alta tehtävillä optisilla mittauksilla *in situ* (Ruddick *ym.* 2019), sekä c) vesinäytteen optisilla laboratoriomittauksilla (Toole *ym.* 2000). Tässä tutkimuksessa oli ensimmäisenä tavoitteena tutkia, saadaanko näillä kolmella menetelmällä yhtenevät tulokset humuspitoisella järvellä, sekä analysoida menetelmien käyttökelpoisuutta ja luotettavuutta.

Tutkimusten perusteella tiedetään, että heijastuksen korjaus on erityisen haasteellista humuspitoisissa vesistöissä ja yhtä kaikille vesistöille sopivaa menetelmää ei ole olemassa (Bernardo *ym.* 2018). Tämän työn toisena tavoitteena oli valita humuspitoiselle Jyväsjärvelle sopivin heijastuksenkorjausmenetelmä kirjallisuudessa esitettyjen vaihtoehtojen pohjalta.

Kirjallisuuden perusteella toistaiseksi ei ole löydetty yhtä kaikille vesistöille soveltuvaan kaukokartoitussignaaliin perustuvaa klorofylli-a:n määrittämenetelmää (Matthews 2017). Tämän tutkimuksen kolmantena tavoitteena oli testata, soveltuuko jokin kirjallisuudessa esitetty kaukokartoitussignaaliin pohjautuva klorofylli-a:n määrittämenetelmä humuspitoiselle Jyväsjärvelle.

## 2 TUTKIMUKSEN TAUSTAA

### 2.1 Kaukokartoituksen käsitteitä ja mittausmenetelmiä

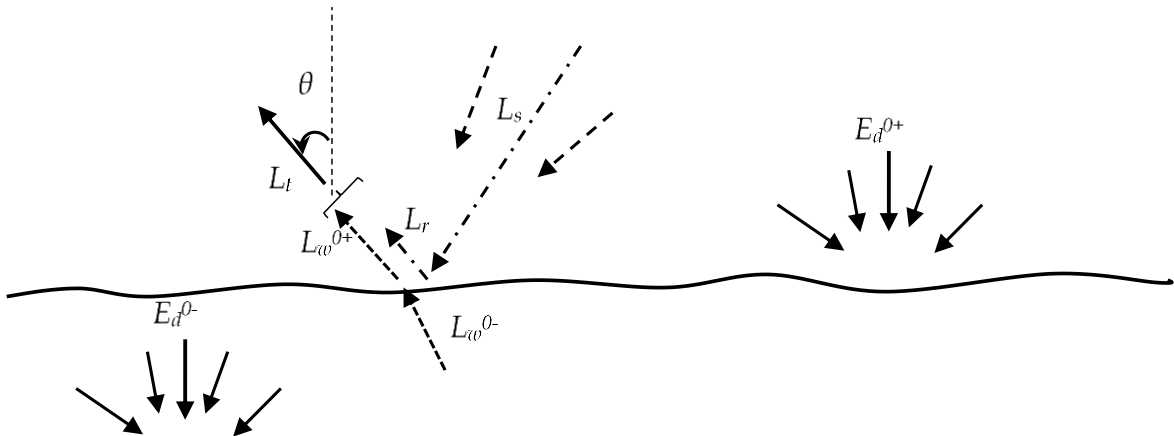
Kaukokartoitussignaalia kuvaavia muuttujia on määritelty sekä veden pinnan alta, päältä että avaruudesta tehtäviä mittauksia varten (Lee *ym.* 2010, Kirk 2011) (Taulukko 1). Yksikötöntä, veden pinnan alapuolista irradianssin reflektanssia  $R$  käytettiin valtamerien kaukokartoituksen algoritmeissa etenkin kaukokartoituksen alkuaikoina (Mobley & Taylor 2018). Sitä käytetään edelleen etenkin algoritmeissa, joilla johdetaan luonnollisia optisia ominaisuuksia (IOP) ja klorofyllipitoisuutta. Muuttuja on kuitenkin herkkä ympäristöolosuhteille, kuten esimerkiksi tuulen nopeudelle, auringon asemalle ja pilvisyyden määrälle (Mobley & Taylor 2018). Veden pinnan alaisista mittauksista johdettavaa radianssin reflektanssia kuvaa taas termi  $r_{rs}$  (Lee *ym.* 2010). Kaukokartoituksen reflektanssia  $R_{rs}$ , eli veden pinnan yläpuolisista mittauksista johdettavaa radianssin reflektanssia, on enemmän käytetty viime aikojen kaukokartoitustuotteissa (Mobley & Taylor 2018). Se on osoittautunut vähemmän riippuvaiseksi ympäristöolosuhteista kuin irradianssin reflektanssi  $R$ . Sen sijaan  $R_{rs}$  on herkkä IOP-ominaisuuksien vaihtelulle sekä klorofyllipitoisuudelle (Mobley & Taylor 2018). Edelleen veden pinnan yläpuolista irradianssin reflektanssia kuvaa yksikötön termi  $\rho_w$ , jota käytetään etenkin satelliittiseurannan yhteydessä (Kirk 2011).

Taulukko 1. Erilaisia kaukokartoitussignaaliparametreja.

Kaukokartoitussignaali	Yksikkö	Termin kuvaus
$R_{rs}$	$sr^{-1}$	Veden pinnan yläpuolinen radianssin reflektanssi (Mobley & Taylor 2018).
$\rho_w$	Yksikötön	Veden pinnan yläpuolinen irradianssin reflektanssi (Kirk 2011).
$r_{rs}$	$sr^{-1}$	Veden pinnan alapuolinen radianssin reflektanssi (Lee <i>ym.</i> 2010).
$R$	Yksikötön	Veden pinnan alapuolinen irradianssin reflektanssi (Mobley & Taylor 2018).

Kaukokartoitussignaalia määritetään Leen *ym.* (2010) mukaan vesirajan optisilla mittauksilla (Kuva 2) tyypillisesti jollain seuraavista tavoista: 1) mitataan vedessä ylöspäin suuntautuvan radianssin  $L_w^-(z)$  pystysuora jakauma vesipatsaassa ja samoin alaspäin suuntautuva tason irradianssi  $E_d^-(z)$  veden pinnan alla. Tuloksista lasketaan aivan veden pinnan alta ylöspäin suuntautuva radianssi  $L_w^{0-}$  ja edelleen veden pinnan alainen kaukokartoitussignaali  $r_{rs}$ . Tulos ekstrapoloidaan tämän jälkeen veden pinnan yläpuoliseksi kaukokartoitussignaaliksi  $R_{rs}$ . 2) Toisessa menetelmässä mitataan  $L_w^{0-}$  aivan veden pinnan alapuolelta, mutta mitataan alaspäin suuntautuva tason irradianssi  $E_d^{0+}$  veden pinnan yläpuolelta. Vain  $L_w^{0-}$  -arvo tarvitsee tällöin ekstrapoloida veden pinnan läpi kulkeneeksi arvoksi ja pinnan yläpuolinen kaukokartoitussignaali  $R_{rs}$  lasketaan näistä tuloksista. 3) Kolmannessa, yleisesti käytetyssä menetelmässä kaikki mittaukset eli  $E_d^{0+}$ , vedestä sensoria kohti heijastuva säteily  $L_t$  sekä ilmakehän hajasäteily  $L_s$  tehdään veden pinnan yläpuolella, ja tuloksista poistetaan ilmakehän heijastus ja auringon kilo ( $L_r$ ) veden pinnan yläpuolisen kaukokartoitussignaalin  $R_{rs}$  määrittämiseksi (Lee *ym.* 2010). Veden pinnan alla tehtävissä mittauksissa ei tarvita ilmakehän heijastuksen ja auringon kilon korjausta, mutta tällöin tulokset on ekstrapoloitava veden pinnan yläpuolelle (Kutser *ym.* 2016, Bernardo *ym.* 2018). Tulosten oikeellisuutta voi edelleen varmistaa perinteisellä vesinäytteenotolla, jonka avulla voidaan laboratorio-olosuhteissa määrittää

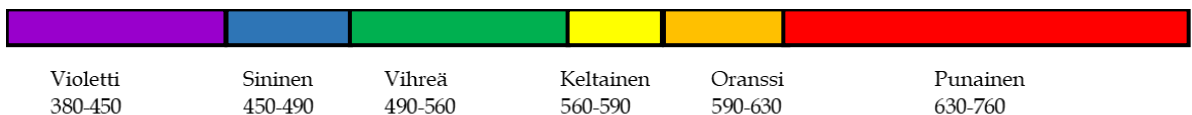
vedessä olevien aineiden konsentraatioita sekä veden optisia ominaisuuksia ja laskea niistä kaukokartoitussignaali (Toole *ym.* 2000). Tässä tutkimuksessa käsitellään menetelmien 1 ja 2 sovellusta, menetelmää 3 sekä perinteisen vesinäytteenoton pohjalta määritettävää kaukokartoitussignaalia.



Kuva 2. Havainnekuva kaukokartoitukseen liittyvistä parametreista:  $\theta$  on katselukulma,  $L_t$  on havaintoinstrumentin mittaama kokonaisradianssi;  $L_s$  kuvaa ilmakehän hajasäteilyä;  $L_r$  veden pinnasta peilimäisesti heijastunutta ilmakehän hajasäteilyä, jossa olosuhteista riippuen voi olla mukana myös aurinkonkiloa;  $L_w^{0+}$  kuvaa vedestä juuri veden pinnan yläpuolelta siroavaa säteilyä, jota kaukokartoituksella halutaan selvittää;  $E_d^{0+}$  on juuri veden pinnan yläpuolinen irradianssi;  $L_w^{0-}$  kuvaa vedestä juuri veden pinnan alapuolelta ylöspäin suuntautuvaa säteilyä;  $E_d^{0-}$  on juuri veden pinnan alapuolinen irradianssi. Mukailtu teoksesta Ruddick *ym.* (2019).

## 2.2 Sähkömagneettisen säteilyn käsitteitä

Aurinko ja tähdet emittoivat sähkömagneettista säteilyä (Ilmatieteen laitos 2020) jota voi jaotella ultravioletti (UV)-valoon (<400 nm), näkyvään valoon (400–700 nm) sekä infrapuna- eli lämpösäteilyyn (>700 nm). Säteilyn spektri kutsutaan yleisesti sähkömagneettisen säteilyn jakautumista eri lajeihin. Näkyvä valo jakautuu edelleen eri väreihin aallonpituuksien pohjalta (Kuva 3) (Ilmatieteen laitos 2020).



Kuva 3. Näkyvän valon spektri jakaantuu violetin, sinisen, vihreän, keltaisen, oranssin ja punaisen valon alueisiin (Mukailtu teoksesta: Ilmatieteen laitos 2020).

Kaukokartoituksessa ollaan tyypillisesti eniten kiinnostuneita näkyvän valon alueen aallonpituuksista sekä lähi-infrapuna-alueen aallonpituuksista (NIR-alue, 700–1400 nm) (Ruddick *ym.* 2019). Ultraviolettialueella tarkastellaan lähinnä aallonpituusalueita 300–400 nm (Ruddick *ym.* 2019).

### 2.3 Veden keskeiset optiset parametrit ja ainesosat

Veden väri aiheutuu vedessä olevista aineista, jotka absorboivat tai siroavat näkyvää valoa (Kallio 2012). Veden absorptio-ominaisuuksia kuvataan absorptiokertoimella ( $a$ ) ja sirontaominaisuuksia sirontakertoimella ( $b$ ). Näitä ominaisuuksia kutsutaan veden luonnollisiksi optisiksi ominaisuuksiksi (IOP-ominaisuudet), koska ne ovat riippumattomia vallitsevista valaistusoloista (Preisendorfer 1976). IOP-ominaisuudet muuttavat veteen päätyvän auringon säteilyn alkuperäistä jakaumaa; molemmat vähentävät radianssin  $L$  ( $\text{W m}^{-1} \text{sr}^{-1} \text{nm}^{-1}$ ) intensiteettiä ja sironta muuttaa myös radianssin suuntaa (Bukata 1995). Nämä optiset muutokset jatkuvat säteilyn edetessä alaspäin, kunnes radianssin intensiteetti lähestyy nollaa (Bukata 1995). Mittausgeometrian lisäksi nämä IOP-ominaisuudet vaikuttavat siihen, miten suuri osuus vedestä ilmassa tai avaruudessa olevaa sensoria kohti heijastuvasta kokonaisradianssista  $L_t$  on tutkittavan veden ominaisuuksista johtuvaa radianssia  $L_w$  ja mikä taas ilmakehästä tai suorasta auringon kilosta peräisin olevaa radianssia  $L_r$  (Mobley 1999). IOP-arvoista johdettavat näkyvät optiset ominaisuudet (AOP) riippuvat myös vallitsevien valaistusolojen suunnista (Preisendorfer 1976). Esimerkiksi kaukokartoitussignaali, veden vaimenemiskerroin ja näkösyvyys ovat AOP-ominaisuuksia (Kallio 2012).

#### 2.3.1 Absorptio

Kokonaisabsorptio esitetään usein neljän tekijän, puhtaan veden, kasviplanktonin, *triptonin* (NAP) sekä värillisen liuenneen orgaanisen aineksen (CDOM), summana (Kallio 2012). Veden aallonpituudesta riippuvaa kokonaisabsorptiota  $a_{tot}$  kuvataan yhtälöllä



$$a_{tot}(\lambda) = a_w(\lambda) + a_{phy}(\lambda) + a_{nap}(\lambda) + a_{cdom}(\lambda) \quad (1)$$

Kaavassa  $\lambda$  on aallonpituus (nm),  $a_w$  on puhtaan veden,  $a_{phy}$  kasviplanktonin,  $a_{nap}$  mineraalipartikkelien ja  $a_{cdom}$  värillisen liunneen orgaanisen aineksen aallonpituusriippuvainen absorptiokerroin. Kaikkien muuttujien yksikkö on  $m^{-1}$  (Kallio 2012).

### 2.3.2 Sironta

Kokonaissironta  $b_{tot}$  voidaan Kallion (2012) mukaan ilmaista yhtälöllä

$$b_{tot}(\lambda) = b_w(\lambda) + b_p(\lambda) \quad (2)$$

Kaavassa  $b_w$  on puhtaan veden,  $b_p$  partikkelimaisen - sekä eloperäisen että mineraalialkuperää olevan aineksen - sirontakerroin tietyllä aallonpituudella  $\lambda$ . Kaikkien parametrien yksikkö on  $m^{-1}$ . Kokonaissironnasta on johdettu edelleen takaisinsirontakerroin,  $b_{b,tot}$ , joka kuvaa säteen taaksepäin siroavaa osuutta (Kirk 2011). Se ilmaistaan yhtälöllä (Kallio 2012)

$$b_{b,tot}(\lambda) = b_{b,w}(\lambda) + b_{b,p}(\lambda) \quad (3)$$

Kaavassa muuttujat ovat muuten kuten edellä kokonaissirontan kaavassa, mutta ne kuvaavat ainesosien takaisinsirontoja.

Edelleen voidaan määritellä Kalliota (2012) mukaillen

$$b_{b,tot}(\lambda) = \hat{b}_{b,w} * b_w(\lambda) + \hat{b}_{b,p} * b_p(\lambda) \quad (4)$$

Kaavassa  $\hat{b}_{b,w}$  on veden ja  $\hat{b}_{b,p}$  partikkelien yksikötön takaisinsirontasuhte, joka voidaan esittää kaavalla (Sathyendranath *ym.* 2001)

$$\hat{b}_{b,w} = \frac{b_{b,w}(\lambda)}{b_w(\lambda)} \quad (5)$$

ja se voidaan laskea samaan tapaan myös partikkelien osalta. Veden takaisinsironta on aina puolet (50 %) veden kokonaissironnasta, koska vesimolekyylit siroavat symmetrisesti (Sathyendranath *ym.* 2001).

Partikkelien sironnan aallonpituusriippuvuutta kuvataan yleisesti (Lee *ym.* 2002, Babin *ym.* 2003, Kallio 2012) yhtälöllä

$$b_p = b_p(\lambda_0) * \left(\frac{\lambda_0}{\lambda}\right)^n \quad (6)$$

Kaavassa  $\lambda_0$  on referenssiaallonpituus ja  $n$  sirontaeksponentti. Kirjallisuudessa käytetään usein referenssiaallonpituutena näkyvän valon spektrin keskivaiheen arvoa  $\lambda_0 = 555$  nm (Lee *ym.* 2002, Babin *ym.* 2003, Kallio 2012). Babin *ym.* (2003) perusteli tämän aallonpituuden käyttöä sillä, että partikkelien absorptio on tässä kohtaa spektriä matalimmillaan.

Kirjallisuuden pohjalta oletetaan, että partikkelien takaisinsirontasuhte  $\hat{b}_{b,p}$  ei riipu aallonpituudesta (Whitmire *ym.* 2007). Edelleen voidaan kaavoista 4 ja 6 johtaa yhtälö

$$b_{b,tot}(\lambda) = \hat{b}_{b,w} * b_w(\lambda) + \hat{b}_{b,p} * b_p(\lambda_0) * \left(\frac{\lambda_0}{\lambda}\right)^n \quad (7)$$

Useiden tutkimusten mukaan ainakin kohtuullisen ja hyvin sameissa vesissä siron-takerroin on numeerisesti suunnilleen saman suuruinen kuin nefelometrinen sameus ( $T$ , (FNU)) (Kirk 2011). Tehdään tältä pohjalta oletus, että

$$b_p(555) = T, \quad (8)$$

jolloin saadaan johdettua yhtälö

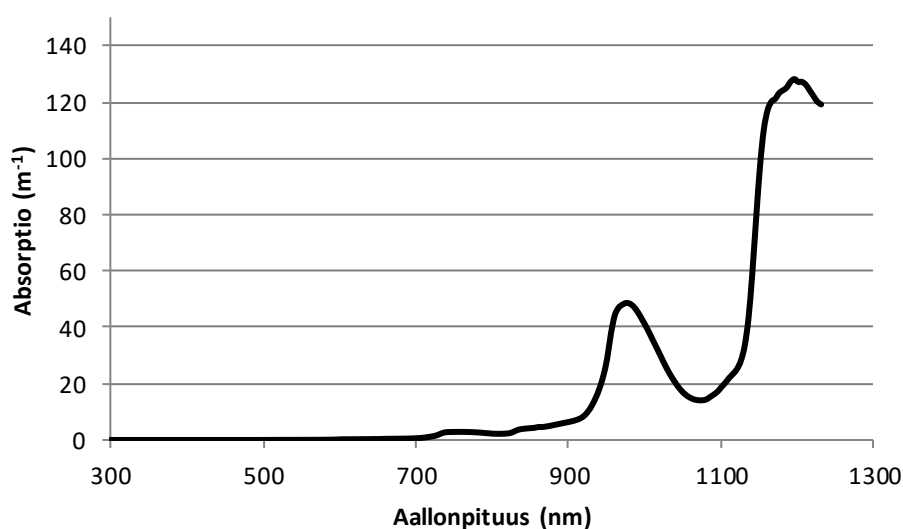
$$b_{b,tot}(\lambda) = \hat{b}_{b,w} * b_w(\lambda) + \hat{b}_{b,p} * T * \left(\frac{555}{\lambda}\right)^n \quad (9)$$

Kallion (2012) tutkimuksissa suomalaisen järviaineiston pohjalta on saatu eksponentin  $n$  arvoksi 0,705 ja takaisinsirontasuhteen  $\hat{b}_{b,p}$  arvoksi 0,0131.

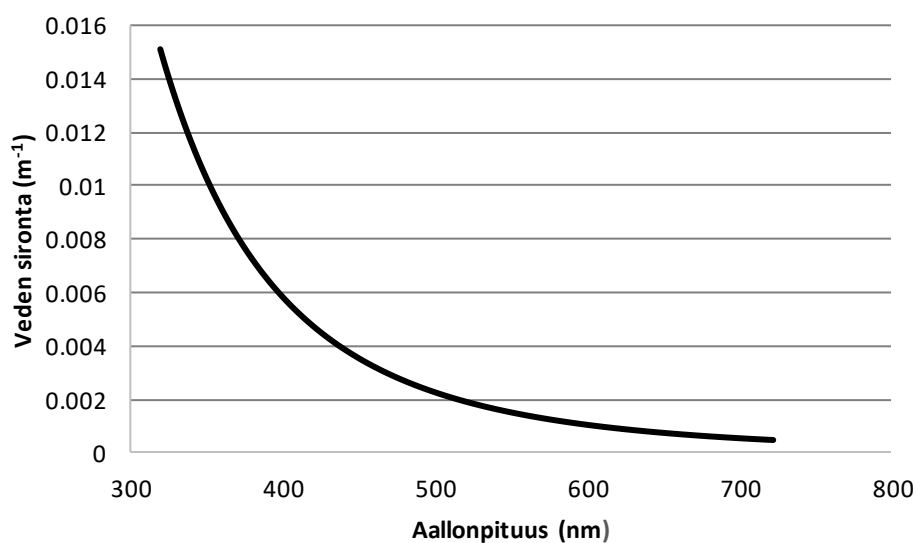
### 2.3.3 Veden keskeisten ainesosien optiset ominaisuudet

#### Vesi

Puhdas vesi vaimentaa valon kulkua absorptio (Twardowski, M. *ym.* 2018) (Kuva 4) ja sironnan vuoksi (Morel 1974, Kirk 2011) (Kuva 5). Veden absorptio on erittäin voimakasta infrapuna-alueella, mikä saa aikaa sen, että vedestä lähtevä radianssi lähenee nollaa (Dev & Shanmugam 2014). Tätä tietoa käytetään perinteisesti kaukokartoitustulosten käsittelyssä hyväksi (esim. Mobley 1999). Absorptioon tapaan puhtaan veden sironnakin riippuu huomattavasti aallonpituudesta: kokeellisen määrittämisen pohjalta riippuvuus on suunnilleen muotoa  $\lambda^{-4,32}$  (Kirk 2011). Vesimolekyylien sironnassa aallonpituus ei yleensä muutu, eli sironna on elastista. Pieni osa fotoneista kuitenkin päätyy siroamaan edelleen inelastisesti Ramanin sironnalla, jolloin emissio näkyy sironnan aiheuttaneen säteilyn aallonpituudesta muuntuneella aallonpituudella (Kirk 2011).



Kuva 4. Puhtaan veden absorptiospektri 300–1300 nanometrin aallonpituusalueella. Kuvan data perustuu julkaisuun Twardowski M. *ym.* (2018).



Kuva 5. Puhtaan veden sironta ( $m^{-1}$ ) näkyvän valon aallonpituusalueella. Kuvan data perustuu julkaisuun Morel (1974).

### CDOM

CDOM lisää huomattavasti absorptiota sinisillä ja vihreillä aallonpituuksilla (Tyler *ym.* 2016). Erittäin tummissa vesissä sen aiheuttama absorptio voi vaikuttaa vielä NIR-alueella ja ylittää esimerkiksi 700 nm:n kohdalla veden absorption, joka on sillä aallonpituudella erittäin voimakas (Bernardo *ym.* 2018). CDOM:in absorptio pienee siirryttäessä suurempiin aallonpituuksiin, ja  $a_{cdom}$ -käyrää kuvataankin tyypillisesti eksponenttifunktioilla (Bricaud *ym.* 1981, Kallio 2012). CDOM-määrittämisessä suositetaan tutkimuslöydösten perusteella kaksikomponenttisiä eksponenttimalleja (Bricaud *ym.* 1981), joissa käytetään spektraalista, humuksen tyypistä riippuvaa kulmakerrointa (Kallio 2012). Kulmakertoimen on havaittu olevan erilainen humus- ja fulvohapoille, ja lisäksi valon aiheuttama haalistuminen kasvattaa kulmakerrointa (Kallio 2012).

CDOM myös fluoresoi leveällä spektrillä (~490-520 nm) sinisellä aallonpituusalueella (Bukata *ym.* 2004). CDOM-välitteinen fluoresenssi voi näkyä kaukokartoitus-signaalissa järvillä, joissa on korkeat CDOM:in ja matalat NAP-partikkelien konsentraatiot (Bukata *ym.* 2004).

### *TSM ja sameus*

Sisävesien suspendoituneen kokonaiskiintoaineksen (TSM) kemiallinen koostumus vaihtelee huomattavasti, ja se voi muodostua sekä orgaanisesta että epäorgaanisesta aineksesta (Giardino *ym.* 2017). Mukana voi olla savimineraaleja, humusyhdisteitä, bakteerikolonnoja, eläviä ja kuolleita planktoneita sekä hajoavaa orgaanista ainesta. TSM-pitoisuus on hyvin yleisesti käytetty indikaattori vesien tilan seurannassa, ja se ilmentää veden sameutta ja korreloi myös monien muiden keskeisten veden laadun muuttujien kanssa (Giardino *ym.* 2017).

Luonnonvesissä sironta johtuu pääasiassa partikkeleista, joten TSM-konsentraation kasvaessa kasvaa myös sironta (Kirk 2011, Philipson *ym.* 2016). Sameusarvo ilmentää valon sirontaa ja korreloi TSM-konsentraation kanssa (Philipson *ym.* 2016). Myös suomalaisjärvistä tehdyn tutkimuksen mukaan sameus ja kokonaiskiintoaine korreloivat vahvasti keskenään (Kallio 2012). Kiintoaineen määrän kasvaessa lisääntyy tyypillisesti takaisinsironta niillä aallonpituuksilla, joilla absorptio on heikkoa, jolloin näiden aallonpituuksien vedestä lähtevä kaukokartoitussignaali kasvaa (Kirk 2011).

### *Kasviplankton*

Kasviplanktonien muoto, koko, pigmentaatio ja solurakenne sekä kemiallinen koostumus vaikuttavat valon absorptioon ja sirontaan (Matthews 2017). Edelleen myös lajien käyttäytyminen, kuten esimerkiksi kyky liikkua vesipatsaassa pystysuunnassa, vaikuttaa lajin bio-optisiin ominaisuuksiin. Kasviplankton koostuu usein lukuisista eri lajeista, mutta määrällisesti dominoivat lajit määrittävät pääosin kasviplanktonin optiset ominaisuudet. Valon vuorovaikutus kasviplanktonin kanssa muodostuu absorptiosta, fluoresenssista ja takaisinsironnasta. Kaikkia näitä ilmiöitä voidaan havaita valon spektrin eri osissa. Klorofylli-a on useimmiten tärkein kasviplanktonin valoa keräävä pigmentti, ja koska se korreloi positiivisesti ja merkittävästi kasviplanktonin biomassan kanssa, sitä käytetään kasviplanktonin bio-

massan estimointiin. Klorofylli-a on tärkeä indikaattori paitsi vesistöjen rehevöitymisen ja ekologisen tilan kuvaajana, myös esimerkiksi sinilevien terveysriskien arvioinnissa (Matthews 2017).

### *Tripton*

Tyypillisesti *tripton*, eli eloton vedessä oleva partikkelimainen aines, siroaa intensiivisesti mutta absorboi varsin heikosti (Kirk 2011). Absorptio on voimakkainta sinisen ja UV-valon alueella, ja pienenee punaiselle alueelle mentäessä. Absorbanssimittausten sirontakorjaus tehdään usein NIR-alueen spektrin (720–750 nm) arvoilla, koska siellä partikkelimaisen materiaalin absorptio voidaan olettaa nolllaksi. *Triptonin* absorptiospektrin muoto on tyypillisesti hyvin saman tyyppinen kuin CDOM:lla, mistä voidaan päätellä, että *tripton* sisältää myös paljon humuksen johdannaisia. Sisävesillä nämä ainekset ovat usein lähtöisin valuma-alueelta. *Triptonin* absorptiokäyrän muoto on yleensä loivempi kuin CDOM:lla. *Triptonin* kemiallinen koostumus vaikuttaa sen absorptioon ja edelleen siitä heijastuvan valon spektraaliseen jakaumaan: esimerkiksi vedessä suspensiona olevan saven tai siltin aiheuttamat spektrit eroavat huomattavasti toisistaan (Kirk 2011). Myös raudan on havaittu aiheuttavan absorptiota 450–550 nm:n kohdalla (Bernardo *ym.* 2018).

## **2.4 Kaukokartoitussignaalin määrittäminen veden pinnan yläpuolisilla optisilla mittauksilla**

Kaukokartoituksella havainnoitavaa veden kaukokartoituksen reflektanssia  $R_{rs}$  ( $\text{sr}^{-1}$ ) kuvataan yleisesti Mobleyn (1999) mukaan yhtälöllä

$$R_{rs}(\theta, \phi, \lambda) = \frac{L_w^{0+}(\theta, \phi, \lambda)}{E_d(\lambda)^{0+}} \quad (10)$$

Kaavassa  $E_d(\lambda)^{0+}$  on spektraalinen, alaspäin suuntautuva, veden pintaan kohdistuva tason irradianssi ( $\text{W m}^{-2} \text{ nm}^{-1}$ ) juuri pinnan yläpuolella,  $L_w^{0+}(\theta, \phi, \lambda)$  on vedestä sensorin suuntaan  $(\theta, \phi)$  kohdistuva spektraalinen radianssi ( $\text{W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \text{ nm}^{-1}$ ),  $\theta$  on kulma suhteessa zeniittiin (suoraan katsojan yläpuolella oleva taivaan ylin kohta)

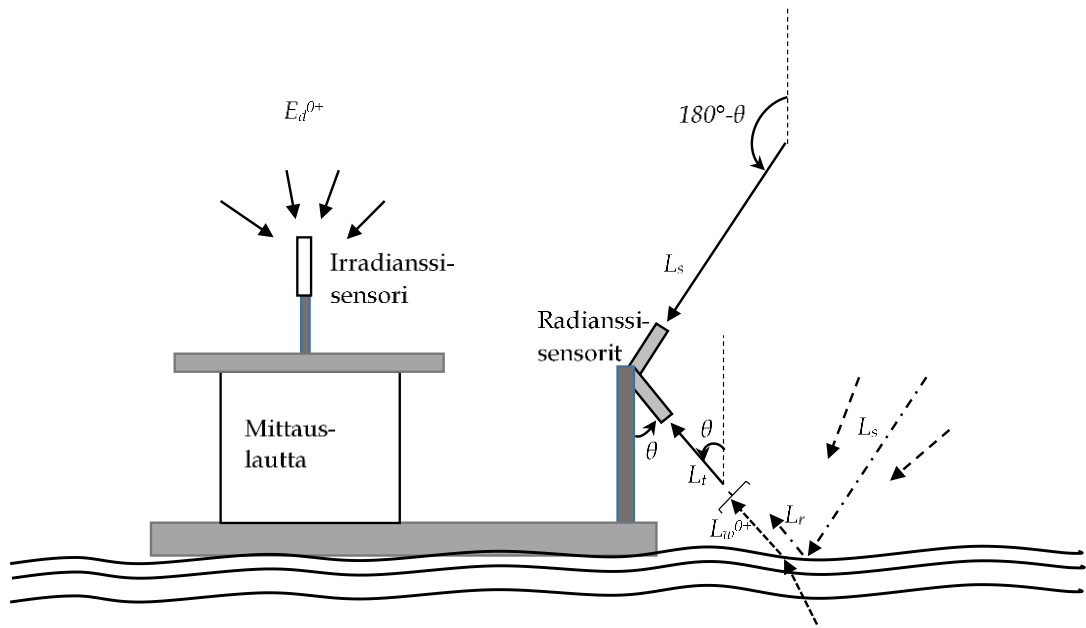
ja  $\phi$  eli atsimuutti on horisontaalinen kulma yleensä pohjoiseen ilman suuntaan tai auringon sijaintiin verrattuna (Mobley 1999). Kaikki edellä esiteltyt suureet ovat spektraalisia ja radianssit havainnointikulmasta riippuvia, mutta tekstissä näitä ei aina jatkossa mainita.

Veden pinnan yläpuolisia mittaussjärjestelyitä on havainnollistettu seuraavassa kuvassa (Kuva 6).  $E_d^{0+}$  pystytään mittaamaan helposti veden pinnan yläpuolelle asennettavilla laitteilla (Mobley 1999).  $L_w^{0+}$  on alun perin peräisin tästä veden pintaan kohdistuneesta irradianssista  $E_d^{0+}$ , joka on läpäissyt veden pinnan, reagoinut vedessä olevien optisesti merkittävien aineiden sekä veden kanssa, ja palannut muuntuneena veden pintaan siroten edelleen sensorin suuntaan (Bernardo *ym.* 2018). Vedestä tulevan radianssin määrä kuvastaakin vedessä olevia optisesti merkittäviä aineita ja niiden konsentraatioita. Tätä kaukokartoituksen kannalta merkittävää muuttujaa  $L_w^{0+}$  ei pystytä kuitenkaan suoraan mittaamaan, koska sensorin rekisteröimässä valossa on aina mukana myös veden pinnasta sensorin suuntaan heijastuvaa ilmakehän hajasäteilyä ja mahdollisesti auringon kiloa, jotka eivät sisällä mitään informaatiota vedestä. Niiden vaikutus on selvitettävä ja poistettava mahdollisimman tarkasti, jotta saadaan tutkittua todellista vedestä heijastuvaa säteilyä ja johdettua siitä vedessä olevien optisesti merkittävien aineiden pitoisuuksia (Bernardo *ym.* 2018).

Mobley (1999) mukaan voidaan veden pintaa kohti asennetun sensorin rekisteröimä, veden pinnasta sensoriin kohdistuva kokonaisradianssi  $L_t$  ( $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \text{nm}^{-1}$ ) määritellä seuraavasti:

$$L_t(\theta, \phi, \lambda) = L_w^{0+}(\theta, \phi, \lambda) + L_r(\theta, \phi, \lambda) \quad (11)$$

Kaavassa  $L_r$  on veden pinnasta sensorin näkökenttään  $(\theta, \phi)$  heijastuva ilmakehän spektraalisen radianssin ( $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \text{nm}^{-1}$ ) osuus.



Kuva 6. Esimerkki veden pinnan yläpuolisista mittausjärjestelyistä:  $L_s$  on sensorin suuntaan heijastunutta ilmakehän hajasäteilyä;  $L_t$  on veden pinnasta sensorin suuntaan heijastunutta kokonaisradianssia;  $L_r$  kuvaa veden pinnasta heijastunutta ilmakehän hajasäteilyä, ja olosuhteista riippuen siinä voi olla myös auringonkiloa, jota pelkkää  $L_s$ :ää mittaava anturi ei havaitse;  $L_w^{0+}$  kuvaa juuri veden pinnan yläpuolista vedestä siroavaa säteilyä, jota mittausjärjestelyillä halutaan selvittää;  $E_d^{0+}$  on referenssinä käytetty, juuri veden pinnan yläpuolinen irradianssi ja  $\theta$  havaintoinstrumentin katselukulma. Mukailtu teoksesta Ruddick ym. (2019).

Edelleen voidaan johtaa vedestä heijastuva spektraalinen radianssi  $L_w^{0+}$

$$L_w^{0+}(\theta, \phi, \lambda) = L_t(\theta, \phi, \lambda) - L_r(\theta, \phi, \lambda) \quad (12)$$

Koska suure  $L_t$  on mitattava, voidaan  $L_w^{0+}$ :n suuruutta arvioida, mikäli ilmakehästä sensorin suuntaan heijastuvalle radianssille  $L_r$  saadaan laskettua mahdollisimman tarkka arvo. Tätä sensorin näkökenttään heijastuvaa ilmakehän radianssia voidaan kuvata yhtälöllä

$$L_r(\theta, \phi, \lambda) = \rho * L_s(\theta, \phi, \lambda) \quad (13)$$

Kaavassa  $L_s$  on ilmakehän radianssi ( $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \text{nm}^{-1}$ ), joka saadaan mitattua asentamalla sensori mittaamaan taivasta veden pinnan lähellä samassa tasossa kuin veden pinnasta heijastuvaa radianssia  $L_t$  mittaava sensori, ja  $\rho$  on veden heijastuskerroin. Termiä  $\rho$  kutsutaan usein myös Fresnelin reflektanssiksi, mutta tarkkaan ottaen vain veden pinnan ollessa tyyni ja ilmakehän säteilyn jakauman ollessa tasainen, on



kerroin sama kuin Fresnelin reflektanssi (Mobley 1999). Kutserin *ym.* (2013) mukaan tyynellä veden pinnalla  $L_r$  on mahdollista laskea Snellin lain mukaan, ja arvo on tällöin karkeasti noin 2 % ilmakehän hajasäteilystä  $L_s$ .

Kaavoista 10-13 voidaan johtaa edelleen uuteen muotoon kaukokartoitussignaalin  $R_{rs}$  kaava (Mobley 1999, Bernardo *ym.* 2018)

$$R_{rs}(\theta, \phi, \lambda) = \frac{L_t(\theta, \phi, \lambda) - \rho L_s(\theta, \phi, \lambda)}{E_d(\lambda)^{0+}} \quad (14)$$

Kaavan suuret  $L_t$ ,  $L_s$  ja  $E_d^{0+}$  pystytään mittaamaan, ja  $\rho$ :n määrittämiseksi on olemassa laskennallisia menetelmiä (Kutser *ym.* 2013, Simis & Olsson 2013, Kutser *ym.* 2016, Bernardo *ym.* 2018). Veden heijastuskertoimen tarkka määrittäminen on keskeisessä roolissa, jotta kaukokartoitussignaali saadaan määritettyä mahdollisimman tarkasti (Bernardo *ym.* 2018). Bernardon *ym.* (2018) mukaan CDOM-pitoisissa vesissä heijastuksen korjausmenetelmien toimivuus on haasteellista. Ylipäätään, yhtä kaikille sisävesille sopivaa heijastuskertoimen määrittämenetelmää ei ole vielä löydetty. Toisaalta, valitusta heijastuksen korjausmenetelmästä huolimatta kaukokartoitussignaalin käyrän muoto vaikuttaa säilyvän (Bernardo *ym.* 2018).

#### 2.4.1 Heijastuskertoimen määrittämenetelmiä

Kaikki veden heijastuskertoimeen liittyvät epävarmuudet ovat sitä merkittävämpiä, mitä pienempi alkuperäinen vedestä peräisin oleva signaali  $L_w^{0+}$  on (Ruddick *ym.* 2019). Ilmakehän hajasäteily on yleensä huomattavasti suurempi kuin vedestä peräisin oleva radianssi  $L_w^{0+}$ , minkä vuoksi pienetkin virheet heijastuskertoimessa johtavat suuriin virheisiin  $L_w^{0+}$ :n määrittäksessä (Mobley 2015).

Mittalaitteen geometrisella sijoittelulla voidaan minimoida auringon kilo ja varjot, jotka vaikuttavat osaltaan veden heijastuskertoimeen  $\rho$  (Mobley 1999). Mobleyn (1999) mukaan mittauskulma  $\theta = 40^\circ$  ja  $\phi = 135^\circ$  suhteessa auringon kulmaan minimoi paitsi auringon aiheuttaman varjostuksen, samalla myös auringon kilon vaikutuksen tulokseen. Lisäksi heijastuskertoimeen vaikuttavat monet ajankohdasta ja

säästä riippuvat tekijät, kuten auringon säteilyn määrä, auringon kulma zenittiin nähden, pilvisyys, ilmakehän hiukkasten määrä ja laatu sekä veden pinnan olosuhteet (muuan muassa veden sekoittumisen aste, tuulen aiheuttama aallokko) (Bernardo *ym.* 2018). Esimerkiksi aallokkoisen vedenpinta voi aiheuttaa sen, että  $L_r$  saattaa olla heijastunut eri osista taivasta, kuin mitä ilmakehän hajasäteilyä  $L_s$ :ää mittaava anturi havainnoi, mikä aiheuttaa tuloksiin mittausvirhettä (Ruddick *ym.* 2019). Joissakin tutkimuksissa on käytetty mustaa kartiota sensorin päällä pinnan heijastusvaikutusten minimoimiseksi (Kutser *ym.* 2016, Bernardo *ym.* 2018).

Tutkimuksissa heijastuskertoimelle on usein käytetty Mobleyn (1999) määrittämää vakioarvoa 0,028, mikäli taivas on ollut kirkas ja tuulen nopeus alle 5 m s<sup>-1</sup>. Täysin pilvisten päivien osalta Mobley (1999) päätyi samoin heijastuskertoimen arvoon 0,028. Tuulen nopeuden ollessa suurempi kuin 5 m s<sup>-1</sup>, Mobley (1999) suosittelee käyttämään taulukoimiaan heijastuskertoimen arvoja, jotka huomioivat tuulen nopeuden lisäksi katselukulman ja auringon kulman suhteessa zenittiin. Taulukosta on myöhemmin valmistunut myös versio, jota tekijä suosittelee käyttämään mieluummin (Mobley 2015). Edellä mainitut taulukot ovat saatavilla internetissä osoitteessa "<http://www.oceanopticsbook.info/>".

Yleisimmin käytetty heijastuksen korjausmenetelmä pohjautuu oletukseen, että NIR-alueella spektrin tulisi olla musta, eli vedestä lähtevän kaukokartoitussignaalin pitäisi tällä alueella olla nolla veden voimakkaan absorption takia (Gordon 1981, Carder 1985, Dev & Shanmugam 2014). Tämän oletuksen perusteella tällä alueella havaittu signaali selittyy kokonaan taivaalta tulevan hajasäteilyn heijastumisesta järven pinnasta, joten heijastuskerroin  $\rho$  saadaan vettä mittaavan sensorin ja taivasta mittaavan sensorin suhteesta kaavalla (Dev & Shanmugam 2014)

$$\rho = \frac{L_t(750 \text{ nm})}{L_s(750 \text{ nm})} \quad (15)$$

ja kaukokartoitussignaali voidaan edelleen laskea kaavan 14 mukaisesti.

Myös standardi The Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS)-protokollassa hyödynnetään mustaan NIR-alueen spektriin perustuvaa menetelmää sovelletusti (Firestone & Hooker 1995). Kaukokartoitussignaalien ( $R_{rs}$ ) arvot lasketaan protokollassa ensin Mobleyn (1999) esittämän vakioarvoisen heijastuskertoimen avulla kaavan 14 mukaisesti. Seuraavaksi oletetaan, että todellinen vedestä lähtevä radianssi  $L_w^{0+}(750)$  on nolla, eli sillä kohtaa havaittu kaukokartoitussignaali on pelkästään ilmakehän heijastusta ja auringon kiloa (Firestone & Hooker 1995). Mobleyn (1999) mukaan menetelmässä myös oletetaan, että  $L_r$ , eli vedestä heijastuva ilmakehän hajasäteily ja auringonkilo, ei riipu aallonpituudesta. Näiden oletusten pohjalta päädytään korjattuun kaukokartoituksen reflektanssiin  $R_{rs}(\lambda)_{korj}$

$$R_{rs}(\lambda)_{korj} = R_{rs}(\lambda) - R_{rs}(750 \text{ nm}) \quad (16)$$

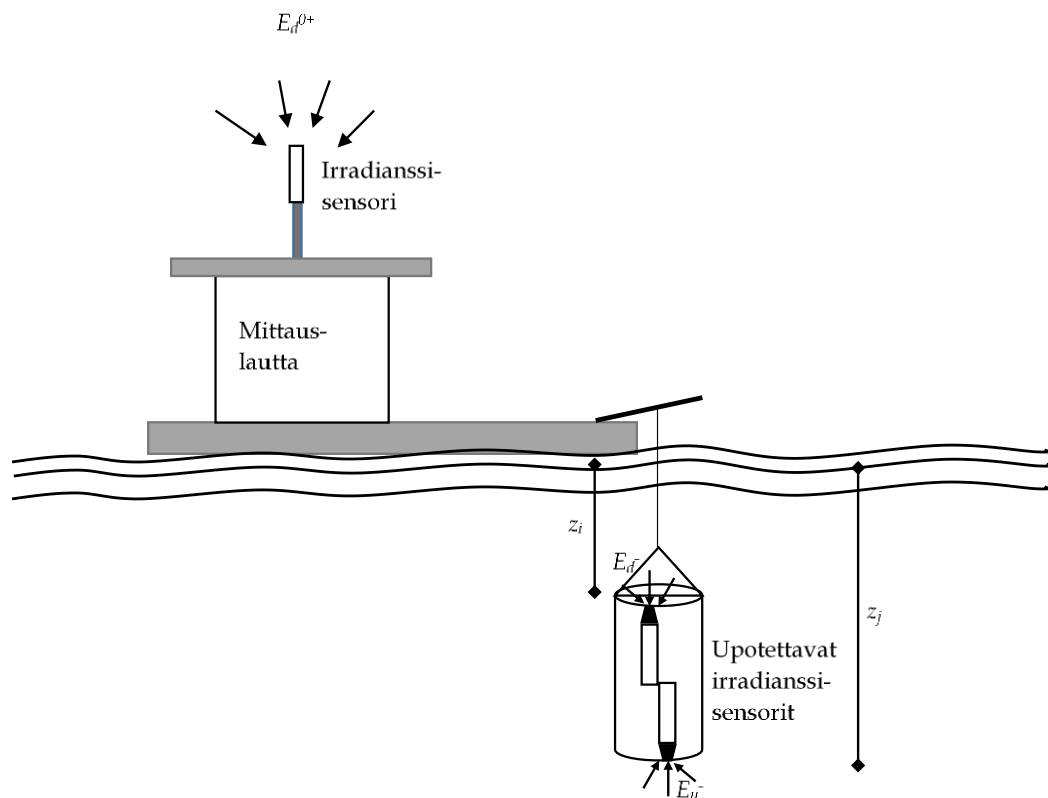
Sameissa vesissä voi kuitenkin aiheutua suuria virheitä, jos oletetaan NIR-alueen reflektanssit nollassa (Dev & Shanmugam 2014).

Leen *ym.* (2010) mukaan heijastuskerroin vaihtelee spektraalisesti, joten vakioarvoa käyttämällä saadaan vain karkeita tuloksia. Tämä ongelma on etenkin tuulisella säällä ja aallokkoisissa olosuhteissa sekä tyypillisiä, pitkiä sensorien mittausaikoja käytettäessä. Kutserin *ym.* (2013) nimenomaan CDOM-pitoisille sisävesille kehittämässä spektraalisuuden huomioivassa menetelmässä sovitetaan potenssifunktio sensorin mittaamiin kokonaisradianssin ja tason irradianssin suhteiden arvoihin, eli  $L_i/E_d^{0+}$ -arvoihin, 350–380 nm:n ja 890–900 nm:n referenssiaallonpituuksien alueella. Saatu potenssifunktio vähennetään mitatuista  $L_i/E_d^{0+}$ -arvoista. Kutserin *ym.* (2013) tutkimuksessa ei ollut käytössä ilmakehän hajasäteilyä mittaavaa anturia. Valittuja aallonpituuksia perustellaan seuraavasti: 1) NIR-alueen aallonpituudet 890–900 nm indikoivat veden pinnasta heijastuvaa hajasäteilyn määrää, koska tällä alueella vedestä peräisin oleva radianssi on tyypillisesti erittäin vähäistä veden voimakkaan absorptioon vuoksi, ja 2)  $L_w$ -signaali UV-valon alueella on paljon CDOM:ia sisävesissä usein myös hyvin lähellä nollassa. Tämän pään referenssiarvojen pohjalta määrittyy käyrän jyrkkyys, tosin monessa tapauksessa käyrä on melko tasainen. Mene-

telmässä käytetään referenssiarvoina aallonpituusvälejä yhden aallonpituuden sijaan, jotta yksittäiseen aallonpituuteen liittyvät satunnaiset virheet eivät vaikuttaisi liikaa tuloksiin (Kutser *ym.* 2013).

## 2.5 Kaukokartoitussignaalin määrittäminen veden pinnan alapuolisilla optisilla mittauksilla

Vesistöjen kaukokartoituksessa pyritään määrittämään vedestä peräisin oleva signaali (Kirk 2011), minkä vuoksi vuoksi vedenalaisissa optisissa tutkimuksissa ollaan kiinnostuneita nimenomaan heti pinnan alta peräisin olevasta irradianssista tai radianssista (Kirk 2011). Tyypillisesti vedenalaisissa mittauksissa käytetään nadiiriin suunnattuja instrumentteja (Kuva 7) (Zaneveld *ym.* 2005).



Kuva 7. Esimerkki vedenalaisista mittausjärjestelyistä. Kuvassa  $E_d^{\theta+}$  on vedenpinnan yläpuolinen irradianssi;  $E_d^{\theta-}$  vedenpinnan alapuolinen, alaspäin suuntautuva irradianssi mitaussyvyydellä  $z_i$  sekä  $E_{ir}$  vedenpinnan alapuolinen ylöspäin suuntautuva irradianssi mitaussyvyydellä  $z_j$ . Mukailtu teoksesta Dev & Shanmugam 2014.

Yleensä mittausinstrumenteilla ei pystytä mittaamaan aivan veden pinnan alaisia lukemia, vaan mittausdata on ekstrapoloitava ylimmältä mittaussyvyydeltä pintaan (Darecki *ym.* 2003, Zaneveld *ym.* 2005).

### 2.5.1 Irradianssin reflektanssi sekä vaimenemiskertoimet

Syvyydellä  $z_i$  havaittava irradianssin reflektanssi  $R$  on Kirkin (2011) mukaan

$$R(z_i, \lambda) = \frac{E_u^-(z_i, \lambda)}{E_d^-(z_i, \lambda)} \quad (17)$$

Kaavassa  $E_u^-$  on ylöspäin ja  $E_d^-$  alaspäin suuntautuva spektraalinen tason irradianssi ( $W m^{-2} nm^{-1}$ ) vedessä. Irradianssin reflektanssi on yksikötön suure.

Edelleen voidaan määritellä diffuusi vaimenemiskerroin  $K_d$  ( $m^{-1}$ ) alaspäin suuntautuvalla irradianssille kaavasta

$$K_d(z, \lambda) = \frac{1}{(z_2 - z_1)} \ln \left[ \frac{E_d^-(z_2, \lambda)}{E_d^-(z_1, \lambda)} \right] \quad (18)$$

ja  $K_u$  ( $m^{-1}$ ) ylöspäin suuntautuvalla irradianssille kaavasta (Kirk 2011)

$$K_u(z, \lambda) = \frac{1}{(z_2 - z_1)} \ln \left[ \frac{E_u^-(z_1, \lambda)}{E_u^-(z_2, \lambda)} \right] \quad (19)$$

Kaavoissa  $z_2 > z_1$ .

### 2.5.2 Radianssin reflektanssi

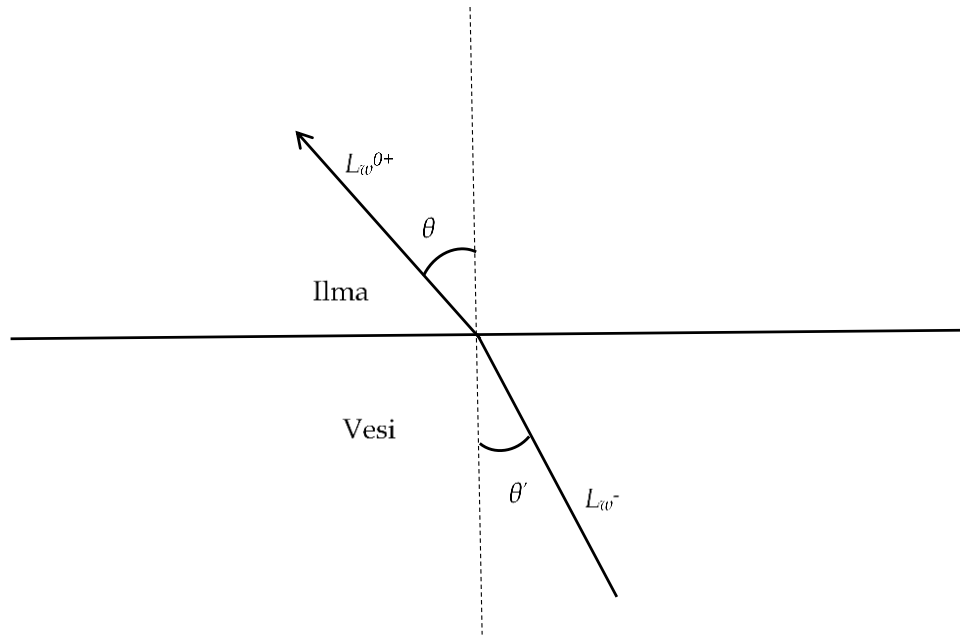
Veden pinnan alainen kaukokartoitussignaali  $r_{rs}$  ( $sr^{-1}$ ) määritellään seuraavasti (Kirk 2011)

$$r_{rs}(\lambda) = \frac{L_w^{0-}(\theta', \phi', \lambda)}{E_d^{0-}(\lambda)} \quad (20)$$

Kaavassa  $L_w^{0-}(\theta', \phi', \lambda)$  on  $L_w^{0+}$ -signaalia vastaava signaali vedessä, juuri veden pinnan alapuolella, suuntaan  $(\theta', \phi')$  (Kuva 8). Signaalin suuntautuessa kohtisuoraan ylöspäin ( $\theta' = 0$ ), voidaan veden pinnan alaisen radianssin reflektanssin ja edellä

esitellyn veden pinnan alaisen irradianssin reflektanssin  $R$  riippuvuus kuvata yhtälöllä

$$r_{rs}(\lambda) = \frac{R^{0-}(\lambda)}{Q}, \quad (21)$$



Kuva 8. Veden pinnan alta tuleva radianssi  $L_w^-$  tulee veden pintaa kohti kulmassa  $\theta'$  nadiriin nähden, ja taittuu veden pinnassa vesi-ilma-rajapinnan taitekertoimen sekä Fresnelin lain mukaisesti ja jatkaa radianssina  $L_w^{0+}$  suuntaan  $\theta$ . Miinusmerkki kertoo vedenalaisesta arvosta. Mukailtu teoksesta Groetsch ym. (2017).

jossa veden pinnan alaisen zeniittiin suuntautuvan irradianssin ja radianssin suhde  $Q$  (sr) määritellään seuraavasti

$$Q = \frac{E_u^-(\lambda)}{L_w^-(0, \phi', \lambda)} \quad (22)$$

Jos radianssi vedessä olisi joka suuntaan samanlaista, eli jakauma olisi isotrooppinen, olisi  $Q = \pi$  sr. Tätä oletusta käytetään monesti tutkimuksissa, mutta havaintojen ja mallinnuksen mukaan järviolosuhteissa  $Q \approx 5$  sr (Kirk 2011).

### 2.5.3 Veden pinnan yläpuolisen ja alapuolisen kaukokartoitussignaalin suhteuttaminen toisiinsa

Koska ilmassa ja avaruudessa sensorit mittaavat nimenomaan veden pinnan yläpuolista kaukokartoitussignaalia, on veden pinnanalaisia mittauksia hyödynnettäessä tunnettava, miten veden pinnan alainen kaukokartoitussignaali  $r_{rs}$  ja pinnan yläpuolinen kaukokartoitussignaali  $R_{rs}$  suhteutetaan toisiinsa (Lee *ym.* 1998). Radianssimittaukset on myös siirrettävä laskennallisesti vesi-ilma-rajapinnan läpi kaavalla (Zaneveld *ym.* 2005)

$$L_w(\theta, \phi, \lambda) = L_w^{0-}(\theta', \phi', \lambda) * \frac{1 - \rho(\theta, \theta')}{n^2} \quad (23)$$

Kaavassa  $n$  veden taitekerroin,  $\rho(\theta, \theta')$  on Fresnelin lain mukainen vesi-ilmarajapinnan heijastuskerroin, joka vastaa havainnointikulmaa  $\theta$  sekä sitä vastaavaa veden kulmaa  $\theta'$ , jotka riippuvat toisistaan Snellin lain mukaisesti (Mobley 1999, Zaneveld *ym.* 2005)

$$\theta' = \sin^{-1} \left[ \frac{\sin \theta}{n} \right] \quad (24)$$

Mobley'n (1999) mukaan voidaan kaukokartoitussignaali  $R_{rs}$  veden pinnan yläpuolella suhteuttaa juuri veden pinnan alaiseen radianssiin useissa tapauksissa yhtälöllä

$$R_{rs} \approx 0,54 * \frac{L_w^{0-}}{E_d^{0+}} \quad (25)$$

Kaavassa käytetään jakajana veden pinnan yläpuolelta mitattua tason irradianssia. Mobley'n (1999) mukaan yhtälö on relevantti, jos veden pinta on tasainen, sensorin katselukulma on alle 50 astetta ja mittauslaitteen havaintoinstrumentin katselunäkymä on pieni. Tässä on huomattava, että  $L_w^{0-}$  on vesistöoptiikassa tyypillisesti määriteltä vedestä pystysuoraan ylöspäin suuntautuvaksi radianssiksi (Zaneveld *ym.* 2005). Sitä voidaan mitata nadiriin suuntautuvilla mittauksilla (havainnointikulma  $\theta = 0$ ). Useimmiten mittaukset veden pinnan yläpuolelta tehdään kuitenkin

nadirista eroavassa kulmassa, minkä huomioiminen kokonaisuudessaan tekee yhtälöistä mutkikkaampia (Zaneveld *ym.* 2005). Kirkin (2011) mukaan ylöspäin suuntautuvassa radianssissa 0–20 asteen poikkeamien auringon nadirista voidaan vielä arvioida edustavan kohtuullisen hyvin kohtisuoraan ylöspäin suuntautuvaa radianssia. Mobley & Taylor (2020) puolestaan havainnollistavat, että havainnointikulman vaihtelu ei vaikuta kovin merkittävästi tuloksiin etenkin silloin, jos klorofyllipitoisuus on pienempi kuin 10 mg l<sup>-1</sup>. Heidän mukaansa tulokset ovat merkittävästi herkempiä klorofyllipitoisuuksista aiheutuvalle IOP-arvojen vaihtelulle kuin havainnointikulmalle.

Ja edelleen kaavat 22 ja 25 yhdistämällä saadaan laitteen signaalille estimaatti

$$R_{rs} \approx 0,54 * \frac{\left(\frac{E_u^{0-}(\lambda)}{Q}\right)}{E_d^{0+}} \quad (26)$$

Jos radianssisensorit on kalibroitu ilmassa, on kaukokartoitussignaalin laskennassa käytettäviä ylöspäin suuntautuvan irradianssin mittaustuloksia korjattava upotuskertoimella ( $I_f$ ), joka huomioi muun muassa ilman ja veden taittumis- ja heijastuserojen vaikutuksen mittaustuloksiin (Gege & Pinnel 2011). Esimerkiksi kolmen radianssianturin (TriOS RAMSES-ACC-VIS) upotuskertoimien keskiarvoksi 400–700 nm:n välillä on määritetty  $I_f = 1,376$  (Zibordi & Darecki 2006).

Yleensä mittausinstrumenteilla ei pystytä esimerkiksi aallokon takia mittaamaan aivan veden pinnan alaisia lukemia, vaan mittausdata on pinnan läpi siirron lisäksi ekstrapoloitava ylimmältä luotettavalta mittaussyvyydeltä  $z$  pintaan (Darecki *ym.* 2003, Zaneveld *ym.* 2005)

$$E_u^{0-} = E_u(z) * e^{K_u(z)*z} \quad (27)$$

Kaavaa sovellettaessa oletetaan pintakerroksen optisten ominaisuuksien olevan samoja kuin syvemmillä, jossa  $K_u(z)$ -arvo määritettiin (Zaneveld *ym.* 2005).



#### 2.5.4 Vedenalaisten mittausten haasteita

Veden pinnan lainehtiminen saattaa vaikuttaa huomattavasti vedenalaisiin irradianssin mittauksiin, koska aaltoilu muuttaa tulevien säteiden taittumiskulmia kohdentaen tai hajottaen säteilyä hetkellisesti aaltojen alle (Gege 2017). Esimerkiksi alaspäin suuntautuva irradianssin  $E_d$  arvo voi aaltoilevan pinnan alla vaihdella hetkellisesti 20–40 %, vaikka  $E_d^{0+}$  arvo pysyisi samana. Käytettäessä näitä veden pinnan alta määritettyjä  $E_d$ -arvoja veden vaimenemiskerrointen, irradianssin reflektanssin sekä veden pinnanalaisten kaukokartoitussignaalin johtamiseen, voivat nämä aaltojen vaikutukset aiheuttaa suuria virheitä tuloksiin. Virheiden minimoimiseksi suositellaan esimerkiksi riittävää mittauskertojen määrää ja niiden keskiarvojen hyödyntämistä (Gege 2017).

Ruddick *ym.* (2019) suosittaa, että mittaukset tulisi tehdä mahdollisimman läheltä pintaa, jotta ekstrapolointiin liittyvät epätarkkuudet saadaan minimoitua, mutta kuitenkin silti riittävän syvältä pinnan läheisiin mittauksiin liittyvien ongelmien minimoimiseksi. Mittausmäärien tulisi olla riittäviä joka syvyydeltä, ja mittausnopeuden sellainen, että syvyysmittauksen tarkkuus on hyväksyttävä. Irradianssiarvojen poikkeavimpia arvoja joudutaan suodattamaan, jos mittausaikainen vaihtelu on huomattavaa (Ruddick *ym.* 2019).

## 2.6 Kaukokartoitussignaali IOP-ominaisuuksista johdettuna

Kaukokartoitussignaalia  $r_{rs}$  ( $\text{sr}^{-1}$ ) juuri veden pinnan alapuolella on kirjallisuudessa approksimoitu IOP-ominaisuuksien perusteella esimerkiksi toisen asteen funktiolla (Gordon 1986, Brown *ym.* 1988, Shi *ym.* 2019)

$$r_{rs}(\lambda) = g_1 * \frac{b_{b,tot}(\lambda)}{b_{b,tot}(\lambda) + a_{tot}(\lambda)} + g_2 * \left( \frac{b_{b,tot}(\lambda)}{b_{b,tot}(\lambda) + a_{tot}(\lambda)} \right)^2 \quad (28)$$

Kaavassa  $g_1$  ja  $g_2$  ovat kertoimia, joiden alkuperäiset, *in situ* mittausten perusteella lasketut arvot olivat  $g_1 = 0,0949$  ja  $g_2 = 0,0794$  (Gordon 1986). Ylipäätään, mitä suurempi on takaisinsironta, sitä suurempi on kaukokartoitussignaali, ja taas absorption kasvaessa kaukokartoitussignaali pienenee (Albert & Mobley 2003).

Kaukokartoitussensorit mittaavat veden pinnan yläpuolisia arvoja, joten vertailujen suorittamiseksi vedenalainen kaukokartoitussignaali  $r_{rs}$  on muunnettava vedenpinnan yläpuoliseksi kaukokartoitussignaaliksi  $R_{rs}$  ( $\text{sr}^{-1}$ ) kaavalla (Kirk 2011)

$$R_{rs}(\lambda) = \frac{(1 - \bar{\rho}) * [1 - \rho(\theta', \phi)]}{n^2 * (1 - R^0(\lambda) * \bar{r})} * r_{rs}(\lambda) \quad (29)$$

Kaavassa on mukana jo aiemmin esiteltyjä muuttujia;  $\theta'$  on vedenpinnan alapuolinen kulma suhteessa nadiriin,  $\phi$  on horisontaalinen kulma,  $\rho$  ja  $\bar{\rho}$  ovat Fresnelin heijastuskertoimia veden pinnan ylä- ja alapuolelta tulevalle säteilylle,  $R^0$  on veden pinnan alainen irradianssin reflektanssi ja  $n$  on veden taitekerroin. Muuttuja  $\bar{r}$  on vesi-ilma rajapinnan koko ylöspäin suuntautuvan diffuusin säteilyn Fresnelin heijastus. Signaalin suuntautuessa kohtisuoraan ylöspäin ( $\theta' = 0$ ) ja hyödyntäen kaavaa 21 saadaan

$$R_{rs}(\lambda) = \frac{(1 - \bar{\rho}) * [1 - \rho(\theta', \phi)]}{n^2 * (1 - Q * \bar{r} * r_{rs}(\lambda))} * r_{rs}(\lambda) \quad (30)$$

Leen *ym.* (1998) mallinsi muuttujien  $r_{rs}$  ja  $R_{rs}$  riippuvuutta Hydrolight-ohjelmalla ja pelkisti sen pohjalta kaavan muotoon

$$R_{rs}(\lambda) \approx \frac{0,518 * r_{rs}(\lambda)}{(1 - 1,562 * r_{rs}(\lambda))}. \quad (31)$$

Kertoimet voivat jonkin verran muuttua katselugeometrian mukaan (Lee *ym.* 1998), mutta esimerkiksi Lee *ym.* (2010) oletti tutkimuksessaan, että  $R_{rs}(\lambda, 30^\circ, 90^\circ)$  on yhtä suuri kuin  $R_{rs}(\lambda, 0^\circ, 0^\circ)$ .

## 2.7 Kaukokartoituksella havaittavat vedenlaatumuuttajat

Aiempien tutkimusten valossa optisilla mittauksilla ja edelleen kaukokartoituksella on mahdollista havaita vedenlaatumuuttajista ainakin sameus, näkösyvyys ja vaihemiskerroin ( $K_d$ ), kokonaiskiintoainekeskiarvo (TSM), klorofylli-a (Chl-a), sinilevien pigmentti (PC), pintaan kerääntyneet leväkukinnat ja värillinen liuennut orgaaninen aine (CDOM) (Kallio 2012, Tyler *ym.* 2016). Myös veden pintalämpötila sekä makrofyyttejä (Ogashawara *ym.* 2017) voidaan havainnoida kaukokartoituksella.

TSM:n merkitys kaukokartoitussignaaliin on selvä (Giardino *ym.* 2017) ja Tylerin *ym.* (2016) mukaan TSM onkin ehkäpä yksi selkeimpiä kaukokartoitusdatan pohjalta määritettävistä veden parametreista. Veden parametreista CDOM on taas tutkimusten perusteella haastavin määritettävä (Tyler *ym.* 2016). Tylerin *ym.* (2016) mukaan CDOM-pitoisuudet pienentävät kaukokartoitussignaalia, ja lisäävät sen vuoksi signaalin alttiutta häiriöille (häiriö-signaali -suhde kasvaa). Suomalaisissa tutkimuksissa on esitetty tarve sisävesien kaukokartoituksessa erityisesti klorofylli-a:n menetelmäkehitykselle (Lepistö 2010). Tässä kirjallisuuskatsauksessa keskitytään sen vuoksi tarkemmin klorofylli-a:n havainnoinnissa käytettyihin laskentamenetelmiin.

### 2.7.1 Klorofylli-a

#### *Klorofyllin absorptio-ominaisuudet ja niihin perustuvia määrittämenetelmiä*

Valtamerillä chl-a:n määrittäksessä tyypillisesti hyödynnetty sinivihreä spektrin signaali on usein erittäin heikko voimakkaasti absorboivissa sisävesissä, joten sen alueen absorptio-ominaisuuksia hyödynnettäessä kaukokartoitusinstrumenteilta edellytetään herkkyyttä ja tarkkoja, kapeita aallonpituuskaistoja (Matthews 2017). Usein sisävesien sinivihreällä aallonpituusalueella vaikuttavat kuitenkin niin monet yhdisteet (CDOM, NAP, ilmakehä), että ainoastaan punaiset ja NIR-alueen aallonpituudet ovat käytännössä mahdollisia parametreja klorofylliä arvioivissa sisävesien bio-optisissa malleissa (Ogashawara *ym.* 2017). Myös Matthews (2017) mukaan

kokonaisabsorptiokäyrät ovat kompleksisissa sisävesissä usein niin monen tuntemattoman muuttujan summakäyriä, että Chl-a:n määrittäminen kaukokartoituksella vaatii empiiristen monikomponenttimallien hyödyntämistä.

Matthewsin (2017) mukaan klorofylli-a:n absorptio-ominaisuuksiin perustuvat kaukokartoitusmenetelmät ovat parhaiten soveltuvia kirkkaille oligotrofisille vesille, joissa Chl-a-pitoisuus on alle 5 mg/m<sup>3</sup>. Klorofyllin absorptio on tyypillisesti voimakkaimmillaan sinisellä alueella lähellä 440 nm:ä sekä punaisella alueella lähellä 670 nm:ä, mikä aiheuttaa usein klorofyllipitoisten vesien tyypillisen vihertävän värin. Merillä onnistuneesti testatut algoritmit hyödyntävät useimmiten vihreiden ja sinisten kaistojen suhteita, ja myös kirkkailla oligotrofisilla järvillä nämä ovat korreloineet hyvin Chl-a:n konsentraation kanssa. Empiiriset tai semianalyttiset sinivihreitä kaistoja hyödyntävät algoritmit vaikuttavatkin lupaavilta suurella osalla maailman tyypillisesti oligotrofisista suurista järvistä. Sen sijaan humuspiitoisten, kompleksisten vesien tutkimuksissa on onnistuneesti hyödynnetty reflektanssimittauksia, joiden avulla määritetään IOP-ominaisuudet, ja edelleen muunnetaan tulokset muun muassa Chl-a-pitoisuuksiksi (Matthews 2017).

#### *Kasviplanktonin sirontaominaisuudet ja niihin perustuvia määrittämenetelmiä*

Myös kasviplanktonin sirontaominaisuuksiin perustuvia menetelmiä on kehitetty (Matthews 2017). Vaikka kasviplanktonin sirontapiikit ovat tyypillisesti sekä 560 että 700 nm:n kohdalla, eli sillä spektrialueella, jossa klorofylli absorboi mahdollisimman vähän, määrittämissä 700 nm:n piikin hyödyntäminen on suositeltavampaa CDOM:in ja apupigmenttien mahdollisen jäännösabsorption vuoksi. On huomioitava, että tätä aallonpituutta vastaava punainen valo tunkeutuu vain mataliin syvyyksiin veden voimakkaan absorption vuoksi. Punaisen aallonpituusalueen sirontapiikit soveltuvatkin hyvin kaukokartoitukseen etenkin eutrofisilla vesillä. Tämän aallonpituusalueen menetelmät ovat myös vähemmän herkkiä ilmakehän häiriövaikutuksille, ja tarvittavat korjaukset ovat helpompia tehdä. Kasviplanktonin sirontaominaisuuksiin perustuvia menetelmiä suositellaan lähinnä >10 mg m<sup>-3</sup> klorofyllipitoisuuksilla, koska 700 nm:n piikki tulee näkyviin lähinnä kasviplanktonin

ja sinilevien korkeissa pitoisuuksissa. Virheitä voivat tässä määrittäksessä aiheuttaa kasviplanktonspesifisten sironta- ja absorptiospektrien vaihtelu, fluoresenssi, kelluvan sedimentin sironta, aerosolien jäännösvaikutukset, vesikasvillisuus (makrofytyt) ja pohjan vaikutukset. Yksinkertainen kahden kaistan malli Chl-a:n pitoisuuden  $C_{Chl-a}$  ( $\text{g m}^{-3}$ ) määrittäkseseen sirontaominaisuuksien pohjalta on esimerkiksi muotoa (Matthews 2017)

$$C_{Chl-a} \propto \frac{R_{rs}(708)}{R_{rs}(665)}. \quad (32)$$

Kutser *ym.* (2016) puolestaan havaitsi, että reflektanssispektrin huipun korkeus 710 nm:n aallonpituudella korreloi Chl-a-pitoisuuden kanssa erityyppisissä järvissä. 710 nm:n tienoilla olevan reflektanssiipikin pituus  $P$  voidaan laskea kaavalla

$$P = R_{max}(700 - 720) - \frac{[R(646) + R(770)]}{2} \quad (33)$$

Samaan tapaan on mahdollista laskea reflektanssiipikki ja korrelaatio 810 nm:n kohdalla. Etenkin erittäin tummavetisissä järvissä 810 nm:n huippu on erityisen käyttökelpoinen, koska tyypillistä 700–720 nm:n huippua ei pystytä hyödyntämään CDOM:in absorptiovaikutuksen vuoksi (Kutser *ym.* 2016).

#### *Klorofyllin fluoresenssi ja siihen perustuvia määrittämenetelmiä*

Kasviplanktonin fluoresenssi voi myös aiheuttaa kaukokartoitussignaalin, mikäli kasviplanktonin pitoisuudet ovat suuria ja epäorgaanisten mineraalipartikkeleiden pitoisuudet matalia (Bukata *ym.* 2004). Kasviplanktonin pigmenttien absorboimasta valosta vapautuu tyypillisesti noin prosentti fluoresenssina (Kirk 2011). Kasviplanktonissa valoa keräävät kompleksit (LHC) ja Chl-a-molekyylit voivat sijaita fotosynteesin valoreaktioita suorittavissa fotosysteemi I:ssä (PSI) tai II:ssä (PSII) (Kirk 2011). Chl-a:n absorptio- ja fluoresenssiominaisuudet vaihtelevat riippuen siitä, kumpaan fotosysteemiin ja mihin proteiinikomplekseihin ne ovat sitoutuneita (Matthews 2017). Fluoresenssi ilmenee eukaryoottisilla levillä useimmiten PSII:n välityksellä, koska suurin osa niiden Chl-a-molekyyleistä (jopa 80%) sijaitsee PSII:ssä, joten ilmiötä havainnoidaan tyypillisesti 685 nm:n aallonpituudella.

Fluoresenssiin perustuvia satelliittialgoritmeja on kehitetty valtamerien klorofyllipitoisuuksien havainnointiin (Matthews 2017). Esimerkiksi fluorescence line height (FLH)-menetelmä mittaa perinteisesti korkeutta reflektanssiipiikille, joka on aiheutunut auringon valon aiheuttamasta kasviplanktonin fluoresenssista (SICF). Tyypillisesti SICF-reflektanssiipiikin keskikohta on punaisella alueella, lähellä Chl-a:n absorptiomaksimia 685 nm:n kohdalla, ja perustaso on havaittavissa sen molemmilla puolilla, ja edelleen veden absorptiosta aiheutuva reuna 700–750 nm:n tienoilla. Piikin viivan korkeus  $FLH$  ja  $L_{perustaso}$  lasketaan esimerkiksi kaavoista

$$FLH = L_1 - L_{perustaso} \quad (34)$$

$$L_{perustaso} = L_0 + (L_2 - L_0) * \left( \frac{\lambda_1 - \lambda_0}{\lambda_2 - \lambda_0} \right) \quad (35)$$

Kaavoissa  $L_i$ -parametrit ovat radiansseja,  $i=0$  on pienempi perustasoa määrittävä aallonpituus,  $i = 1$  on  $FLH$ -piikin keskikohta,  $i = 2$  on suurempi perustasoa määrittävä aallonpituus. Satelliiteissa  $FLH$ -menetelmässä käytettyjä aallonpituuskaistojen yhdistelmiä ovat esimerkiksi 666, 678 ja 747 (MODIS-satelliitti) sekä 665, 681 ja 709 (MERIS-satelliitti (Matthews 2017)).

$FLH$  ja Chl-a-pitoisuudet voivat tutkimusten mukaan korreloida luonnonvesissä, mutta menetelmällä saatava tulos on vain karkea arvio pitoisuudesta (Matthews 2017). Epävarmuutta algoritmiin voi aiheuttaa muun muassa vaihtelu Chl-a/fluoresenssi-suhteessa, veden CDOM- ja TSM-pitoisuuksissa (Kirk 2011) sekä ilmakehän sameudessa (Matthews 2017). Ongelmana on lisäksi se, että fluoresenssiipiikki saattaa sekoittua myös sirontaan, vaikka havainnoinnissa olisi käytössä juuri fluoresenssin havainnointiin suunnitellut aallonpituudet (Kirk 2011). Sisävesillä menetelmä soveltuu parhaiten oligo-mesotrofisille vesille ja matalille Chl-a-pitoisuuksille (1–20 mg m<sup>-3</sup>), koska klorofyllipitoisuuksien kasvaessa lisääntyy tyypillisesti myös Chl-a:n absorptio, mikä taas pienentää havaittavaa fluoresenssisignaalia.  $FLH$ -menetelmän käyttö edellyttää satelliittisensoreilta spektraalista herkkyyttä ja mahdollisuutta asettaa tarkkoja, kapeita aallonpituuskaistoja (Matthews 2017).

Fluoresenssia on etenkin tuottavissa vesissä määritetty myös käyttämällä reflectance line height (RLH)-menetelmää FLH-menetelmän tapaan (Matthews 2011). Useissa tutkimuksissa on löydetty vielä parempi korrelaatio Chl-a:n kanssa käytettäessä normalisoitua  $RLH$ -arvoa ennen korrelaatiotarkasteluja kaavalla (Gitelson 1992, Gurlin 2012).

$$RLH_{norm} = \frac{RLH}{R_{rs\_red\_min}} \quad (36)$$

Kaavassa  $R_{rs\_red\_min}$  on punaisen valon alueen reflektanssin minimi (esim. 675 nm), joka johtuu Chl-a:n absorptiomaksimista (Gitelson 1992, Gurlin 2012).

Kolmannessa lähestymistavassa veden pinnan yläpuolinen kaukokartoitussignaali voidaan esittää IOP-arvoihin perustuvan reflektanssin ( $R_{rs\_IOP}$ ) sekä fluoresenssin reflektanssin ( $R_{rs\_f}$ ) summana (Gilerson & Huot 2017).

$$R_{rs} = R_{rs\_IOP} + R_{rs\_f} \quad (37)$$

Kaavassa  $R_{rs\_IOP}$  on IOP-arvoista johdettu kaukokartoitussignaali, joka on siirretty veden pinnan yläpuolelle (luku 2.6, kaavat 28 ja 31). Fluoresenssin reflektanssi voidaan siten ilmaista yhtälöllä

$$R_{rs\_f} = R_{rs} - R_{rs\_IOP} \quad (38)$$

### 3 AINEISTO

Pro gradu-tutkielman keskeisimpänä aineistona olivat Jyväsjärvellä sijaitsevilla Aino-tutkimuslautalla (Kuva 9) väitöstutkimusta varten tehdyt optiset mittaukset. Aino-lautta sijaitsee Jyväsjärven pääsyvänteen kohdalla (N 62° 14' 09.73'', E 025° 46' 54.32'' (WGS-84)) (Kuva 10), ja sen laitteistoilla mitattiin ympärivuotisesti säätilaa ja vedenlaatua osana Suomen pitkäaikaisen ympäristötutkimuksen verkostoa

FinLTSER:ää (Päijänne LTER, LTER Europe 2020). Myös näitä Aino-lautan jatkuva-toimisia mittaustuloksia hyödynnettiin tutkimuksessa. Kenttämittausten aineistoa oli tässä tutkimuksessa 17.6.-4.11.2019 väliseltä ajalta.



Kuva 9. Työn kenttätutkimukset tehtiin Jyväskylän Aino-tutkimuslautalla. Kuvassa oikealla olevassa mastossa näkyy veden pinnan yläpuolista kaukokartoitussignaalia määrittävä jatkuvatoiminen laitteisto: ylhäällä tasomaista auringon säteilyä mittaava irradianssianturi ( $E_d^{0+}$ ), sekä toisena yläviistoon suunnattu ilmakehän hajasäteilyä ( $L_s$ ) mittaava radianssianturi ja alimpana alaviistoon suunnattu, veden pinnasta heijastuvaa kokonaisradiaanssia ( $L_p$ ) mittaava anturi.



Kuva 10. Aino-lautta sijaitsi Jyväskylän pääsyvänteessä (N 62° 14' 09.73'', E 025° 46' 54.32'' (WGS-84)) (Maanmittauslaitos 2020).



### 3.1 Tutkimusjärvi

Jyväsjärvi kuuluu Kymijoen-Suomenlahden vesienhoitoalueeseen (Suomen ympäristökeskus & Keski-Suomen ELY-keskus 2020). Jyväskylän kaupungin ympäröimä Jyväsjärvi on tyypiltään pieni, tummavetinen humusjärvi, jonka ekologinen tila on tyydyttävä ja kemiallinen tila hyvää huonompi. Järvi on pinta-alaltaan 314 ha (Suomen ympäristökeskus & Keski-Suomen ELY-keskus 2020), sen keskisyvyys on 7 m ja suurin syvyys noin 25 metriä (Keränen 2001) ja sen koko vesimassa vaihtuu noin 2,5 kuukauden välein. Järven historiassa näkyy aiemmasta paperi- ja lastulevyteollisuudesta sekä yhdyskuntajätevesistä johtunut rehevöitymiskehitys, ja tyypillisenä ongelmana Jyväsjärvellä on ollut loppukesän alusveden hapettomuus. Jyväsjärveen tulee typpi- ja fosforikuormaa siihen laskevan Tourujoen valuma-alueelta paitsi luonnonhuuhtoumasta, myös peltoviljelystä. Fosforin määrä säätelee järven leväkukintoja ja veden Chl-a-pitoisuudet ovat vuosituhannen vaihteessa vaihdelleet tyypillisesti 7–40 mg m<sup>-3</sup> välillä. Vaihtelua on paitsi vuosittain ja vuodenajoittain, myös päivittäin riippuen ravinnepitoisuuksista, valon määrästä, levälajistosta, sen iästä ja koosta (Keränen 2001).

### 3.2 Vedenpinnan yläpuoliset optiset mittaukset

Aino-lautalle asennettiin keväällä 2019 tasomaista auringon säteilyä ( $E_d^{0+}$ ) mittaava irradianssianturi (RAMSES hyperspectral irradiance sensor, TriOS GmbH), sekä kaksi jatkuvatoimista radianssianturia (RAMSES hyperspectral radiance sensor, TriOS GmbH), joista toinen oli suunnattu mittaamaan ilmakehän hajasäteilyä ( $L_s$ ) ja toinen veden pinnasta heijastuvaa kokonaisradianssia ( $L_t$ ) (Kuva 9). Radianssimitareiden asennus tehtiin Mobleyn (1999) artikkelissa suositeltujen ohjeiden mukaisesti (kts. luku 2.4.1; mittauskulma  $\theta = 40^\circ$  ja  $\phi = 135^\circ$  auringon ollessa korkeimmillaan etelässä) auringon kilon sekä varjostusten minimoimiseksi. Mittauksia tehtiin jatkuvatoimisesti kahden minuutin välein, mittalaitteiden spektraaliset resoluutiot olivat 2–3 nm ja myös mittausten aallonpituusalueet vaihtelivat anturista riippuen (Taulukko 2). Lopullisten tulosten laskennassa käytettiin aallonpituusaluetta 319–

722 nm, koska anturin  $L_t$  tulokset alkoivat käytännössä vasta 319 nm:n kohdalla ja irradianssitulokset loppuivat 722 nm:in.

Taulukko 2. Vedenpinnan yläpuolisissa mittauksissa käytetyt anturit, mittaussparametrit ja niiden aallonpituusalueet.

Anturi	Mitattava parametri	Mitattu aallonpituusalue (nm)	Spektraalinen resoluutio (~nm)
Alaspäin suuntautuva tasomainen irradianssi	$E_d^{0+}$ ( $W m^{-2} nm^{-1}$ )	306-722	2
Ilmakehän hajasäteily, radianssi	$L_s$ ( $W m^{-2} sr^{-1} nm^{-1}$ )	307-1140	3
Veden pinnasta heijastuva kokonaisradianssi	$L_t$ ( $W m^{-2} sr^{-1} nm^{-1}$ )	306-1142	3

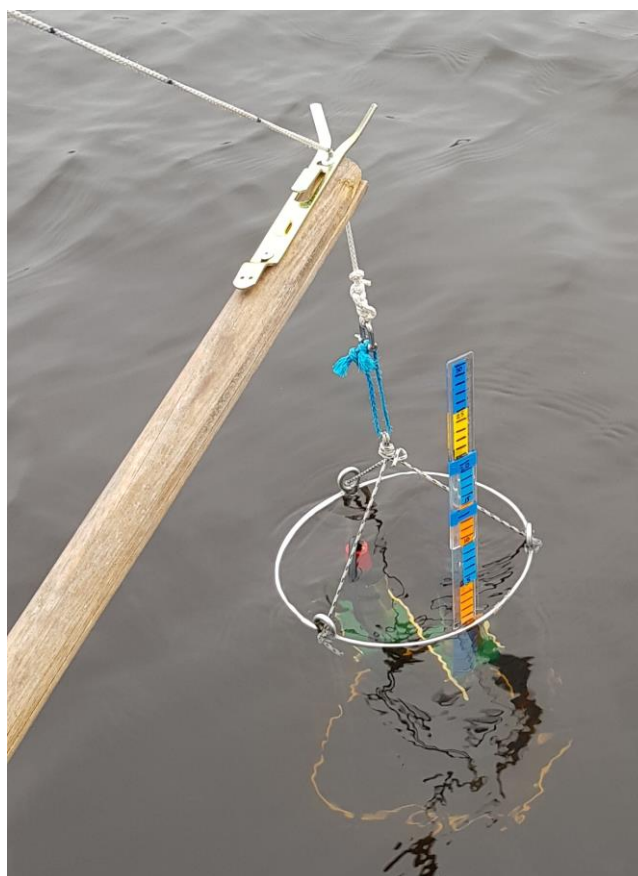
### 3.3 Vedenpinnan alapuoliset optiset mittaukset

Vedenpinnan alaista irradianssin vaimenemista syvyyden suhteen mitattiin hyperspektraalisilla irradianssisensoreilla (RAMSES hyperspectral irradiance sensor, TriOS GmbH) syvyysvälillä 0–2 m kerran viikossa avovesikaudella 2019. Mittausparametrien tiedot, resoluutio ja aallonpituusalueet on esitelty alla (Taulukko 3).

Taulukko 3. Veden pinnanaalaisten mittausten mittaussparametrit ja niiden aallonpituusalueet ja spektraaliset resoluutiot. Vedenalaisten mittausten anturit vaihtuivat 4.11.2019.

Suure	Mitattava parametri ( $W m^{-2} nm^{-1}$ )	Mitattu aallonpituusalue (nm)	Likimääräinen spektraalinen resoluutio (nm)	Ylin mitaussyvyys (m)
Pinnan yläpuolinen referenssi-irradianssi	$E_d^{0+}$	188-721	2	
Pinnan alapuolinen ylöspäin suuntautuva irradianssi	$E_u^-$	183-725 (308-1129 4.11.19)	3	0,33-0,425
Pinnan alapuolinen alaspäin suuntautuva irradianssi	$E_d^-$	189-721 (308-1130 4.11.19)	2-3	0-0,06

Mittaukset tehtiin laskemalla mittalaitteisto veteen veden pinnalta alkaen (Kuva 11), pysäyttäen laite mittauksen ajaksi noin 14–15 syvyydelle 0–2 metrin matkalla. Tuulen voimakkuus ja sen myötä aallokon suuruus määrittivät, kuinka tarkasti mittauksia oli mahdollista saada. Mittauksia pyrittiin ottamaan tiheämmin ensimmäisen puolen metrin matkalta (noin 0,05–0,1 m välein), koska valon määrä vähentyy humuspitoisessa Jyväsjärnessä nopeasti jo ylimpien muutamien senttien matkalla. Mittaukset 0,5–1 metrin välillä tehtiin tyypillisesti 0,1–0,2 metrin ja 1–2 metrin välillä puolen metrin välein. Joka syvyydeltä mitattiin viisi toistoa sekä ylöspäin ( $E_u^-$ ) että alaspäin ( $E_d^-$ ) suuntautuvasta irradianssista, ja samaan aikaisesti mitattiin viisi toistomittausta veden pinnan yläpuolisesta referenssi-irradianssista ( $E_d^{0+}$ ) (Kuva 7). Lopullisten tulosten laskennassa käytettiin aallonpituusaluetta 319–722 nm, koska ylöspäin suuntautuvan irradianssin ( $E_u^-$ ) tulokset alkoivat käytännössä vasta 319 nm:n kohdalla ja referenssi-irradianssitulokset ( $E_d^{0+}$ ) loppuvat 722 nm:n kohdalle.



Kuva 11. Vedenpinnan alapuolisten mittausten mittauslaitteisto.

Kullekin viikoittaiselle mittauspäivälle laskettiin pinnan alapuolisten mittaustulosten avulla spektraalisesti vaihtelevat ylöspäin suuntautuvat vaimenemiskertoimet ( $K_u$ ) näkösyvyyden alueelle. Vaimenemiskertoimeen liittyvät laskennat on kuvattu tarkemmin S. Ahosen *ym.* käsikirjoituksessa (julkaisematon). Laskennan teoria pohjautui lukuun 0. ja lopputulos esitettiin viiden toiston mediaanina. Laskennassa aallonpituuksittain määritetyn syvyyden ja irradianssin välisen regressiosuoran selitysteeltä ( $R^2$ ) edellytettiin vähintään arvoa 0,95, jotta suoran kulmakerroin ( $K_u$ ) hyväksyttiin. Näiden arvojen laskemisessa oli ollut haasteita, koska valointensiiteetti oli kaikilla syvyyksillä niin pieni, että monet arvot jäivät määrittämissä rajojen alapuolelle.

### 3.4 Kokoomanäytteet

Viikoittaisina kenttämittauspäivinä otettiin Limnos-vedennoutimella kaksi litran pullollista vettä kokoomanäytteenä 0–2 metrin syvyyksiltä. Näytteitä säilytettiin pimeässä näytteenoton jälkeen ja ne jatkokäsiteltiin pääsääntöisesti samana päivänä. Tässä työssä käytettiin kokoomanäytteistä määritettyjä kokonaisabsorptiota, sameutta sekä klorofyllipitoisuutta. Kokoomanäytteisiin liittyvät analyysit ja laskennat on kuvattu tarkemmin S. Ahosen *ym.* käsikirjoituksessa (julkaisematon).

#### 3.4.1 Absorptiokertoimien määrittäminen

Vedenalaisen irradianssin reflektanssin laskukaavassa 28 tarvittiin tieto veden kokonaisabsorptiosta. Sen määrittämiseksi luvussa 2.3.1 esitelty kaavan 1 pohjalta tarvittiin tulokset veden ( $a_w$ ), kasviplanktonin ( $a_{phy}$ ), mineraalipartikkelien ( $a_{nap}$ ) ja värikköliuoksen orgaanisen ( $a_{cdom}$ ) aineksen aallonpituusriippuvaisista absorptiokertoimista. Partikkelimaisen absorptiokertoimen määrittäminen pohjautui protokollaan (D'sa, E. *ym.* 2018), jota International Ocean Colour Coordinating Group (IOCCG) suosittelee (IOCCG 2020). Kaikista mittauksista tehtiin kolme toistoa ja ne tehtiin yhden nanometrin välein 250–800 nm aallonpituuksilla.

150 ml vesinäytettä suodatettiin välittömästi näytteenoton jälkeen ultrapuhtaalla vedellä esihuuhdellun 25 mm lasikuitufiltterin (GF/F, Whatman, 0.7  $\mu\text{m}$ ) läpi.  $a_{\text{cdom}}$ -kertoimen laskentaa varten tarvittavat absorptiot määritettiin GF/F-suodoksesta spektrofotometrillä (Shimadzu UV-VIS spectrophotometer, kyvetti 5 cm, rako 2 nm) käyttäen referenssinä ultrapuhdasta vettä. Suodattimelle jääneestä partikkelimaisesta materiaalista määritettiin edelleen (A Perkin Elmer Lambda 850 UV-vis, 150 mm integroiva pallo, rako 2 nm) partikkelimaisen aineksen absorptio ( $a_p$ ). Suodatin uutettiin seuraavaksi etanolilla ISO 10260 (1992) -standardin mukaista Chl-a-pitoisuuden määrittämistä varten, jolloin suodattimelle jäi vain epäorgaaninen mineraalaines ja etanoliuutosta käytettiin jatkossa Chl-a:n määrittämiseen. Suodattimesta määritettiin  $a_p$ :n tapaan spektrofotometrillä  $a_{\text{nap}}$ . Kasviplanktonin aiheuttama absorptio ( $a_{\text{phy}}$ ) laskettiin edelleen vähentämällä partikkelimaisesta absorptiosta ( $a_p$ ) määritetty epäorgaanisen aineksen absorptio  $a_{\text{nap}}$ . Kasviplanktonin absorptiokertoimet korjattiin olettamalla, että laskennallisen absorption 720–800 nm:n välillä aiheuttaa käytännössä puutteellisesti uutunut  $a_{\text{nap}}$ . Kokonaisabsorptio saatiin laskettua määritettyjen absorptioiden ( $a_{\text{phy}}$ ,  $a_{\text{nap}}$ ,  $a_{\text{cdom}}$ ) sekä kirjallisuuden pohjautuvan veden absorptiospektrin (Twardowski, M. *ym.* 2018) summana.

### 3.4.2 Sironnan ja klorofyllipitoisuuden määrittäminen

Vesinäytteistä määritettiin heti näytteenottopäivänä sameus turbiditeettimittarilla (Turb 430 IR) kolmen mittauksen keskiarvoina.

Chl-a:n määritykset kokoomanäytteistä tehtiin standardin mukaan (ISO 10260 1992) kolmen rinnakkaisnäytteen keskiarvona. Absorptiokertoimien määrityksessä valmistettua etanoliuutetta käytettiin Chl-a-pitoisuuden määrittämiseen määrittämällä näytteiden absorbanssit (665 ja 750 nm) spektrofotometrillä (Shimadzu UV-VIS spectrophotometer, kyvetti 5 cm, rako 2 nm). Absorbanssien perusteella laskettiin edelleen näytteiden Chl-a-pitoisuus standardiin perustuvien laskentakaavojen mukaisesti. Kokoomanäytteiden Chl-a-tuloksia saatiin viikoittain yhdeltä näytteenottopäivältä.

### 3.5 Aino-lautan mittaustulokset

Aino-lautalle oli asennettuna jatkuvatoiminen vedenlaadun seuranta. Tässä tutkimuksessa hyödynnettiin lautan koko vesipatsasta (~2–20 m) mittaavaa YSI6600-profiloijaa (EXO2 Multiparameter Sonde, YSI Inc). Profiloijan anturit mittasivat veden lämpötilaa, johtokykyä, liuenneen hapen pitoisuutta, liuenneen orgaanisen aineen fluoresenssia sekä levien *in vivo* fluoresenssia kohdentuen klorofylli-a- ja fykosyaniini -pigmentteihin (Cyclops-7 fluorometer). Laite suoritti mittauksia noin puolen metrin välein vesipatsaassa Jyväsjärven suurimman syvänteen (n. 25 m) kohdalla automaattisesti, mitaten noin kaksi profiilia tunnissa.

Kokoomanäytteistä saatuja klorofyllituloksia tarkasteltiin yhdessä Aino-lautan automaattimittausaseman tunnin aikaresoluutiolla saatujen jatkuvien Chl-a:n fluoresenssimittausten (RFU) kanssa. Menettely on kuvattu tarkemmin S. Ahosen *ym.* käsikirjoituksessa (julkaisematon). Chl-a-pitoisuus sekoittuvassa syvyydessä määritettiin profiloijan mittaaman Chl-a-fluoresenssin ja kokoomanäytteistä mitattujen Chl-a-pitoisuuksien välille sovitetun lineaarisen mallin kautta kerrostuneisuuden aikana 15.5.–31.7.2019, jolloin mittausdata oli lähes kattavaa. Tuloksista laskettua päivittäistä keskiarvoa hyödynnettiin tässä tutkimuksessa.

## 4 MENETELMÄT

### 4.1 Aineistojen hallinnointi ja käytetyt ohjelmat

Veden pinnan yläpuolisten mittausten data oli kenttämittauspäivien yhteydessä purettu ja tallennettu anturikohtaisesti noin viikon datan sisältäviksi tiedostoiksi. Tässä tutkimuksessa hyödynnetty veden pinnan alapuolisten mittausten data kulkikin viikoittaiselta kenttämittauspäivältä koostui kolmesta tiedostosta, joista yksi aina sisälsi valmiit laskelmat mittauspäiväkohtaisista vaimenemiskertoimista (S.

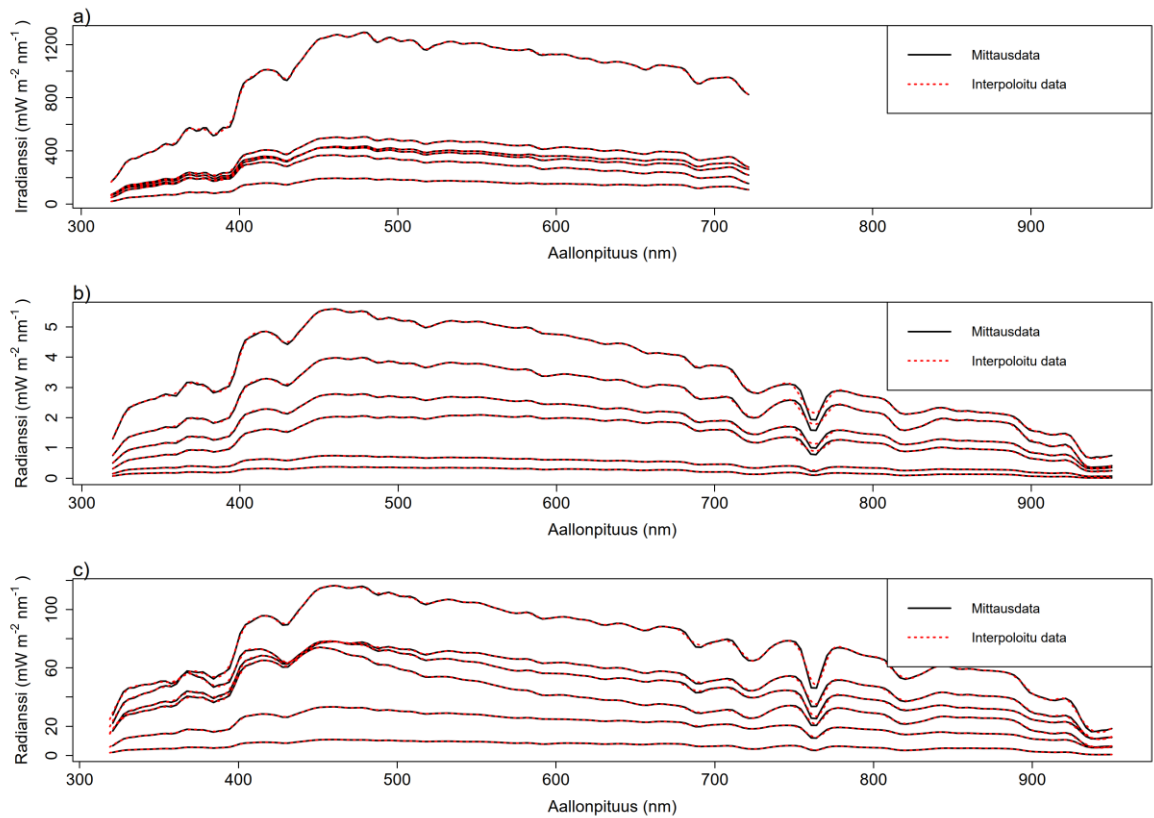
Ahonen *ym.*, julkaisematon) ja kaksi tiedostoa sisälsi mittausdataa. Samoin kokoomanäytteiden absorptiomittausten ja -laskelmien aineistot saatiin tämän tutkimuksen käyttöön mittauspäiväkohtaisesti ja sameus- sekä klorofyllitulokset koko tutkimusajan kattavina tiedostoina. Edelleen Aino-lautan data ja aineistoon sovitettut päivittäiset klorofyllilaskelmat olivat tutkimuksessa hyödynnettävänä koko mittausajan kattavana tiedostona (S. Ahonen *ym.*, julkaisematon).

Tämän tutkielman tekoon liittyi avustaminen syksyn 2019 kenttämittauksissa ja laboratoriotöissä, mutta tutkielman pääasiallinen sisältö olivat aineistoon liittyvät kaukokartoitussignaali- ja fluoresenssilaskelmat. Aineistojen järjestelyssä ja alustavassa tarkistuksessa käytettiin Excel 2016-taulukkolaskentaohjelmaa (Microsoft Office 2016), mutta varsinaisissa laskennoissa käytettiin pelkästään RStudio-ohjelmaa (Version 1.2.1335, © 2009-2019 RStudio, Inc.) ja kaavioiden resoluutiot säädettiin PDF-XChange Editor ® *Plus*-ohjelmalla tallentaen ne samalla png-tiedostoiksi. Kaikki samojen anturien tai samaa parametria koskeva aineisto yhdistettiin ja rajattiin aikataulullisesti ennen varsinaisia laskentoja koostetiedostoiksi. Jokaisen menetelmän laskentoja varten ohjelmoitiin tarvittavat funktiot työn aikana. Kaikki lopulliset laskennat tehtiin menetelmäkohtaisesti yhteen koostetiedostoon.

Kaikki työssä tarvittavat interpoloinnit tehtiin R-ohjelmiston loess-funktiolla. Aineistojen vertailuissa tuloksiin sovitettiin lineaariset regressiot käyttäen R-ohjelmiston *gls*-funktiota (*linear model using generalized least squares*, jolla pystyttiin huomioimaan havaintojen väliset riippuvuudet).

#### 4.1.1 Interpoloinnit

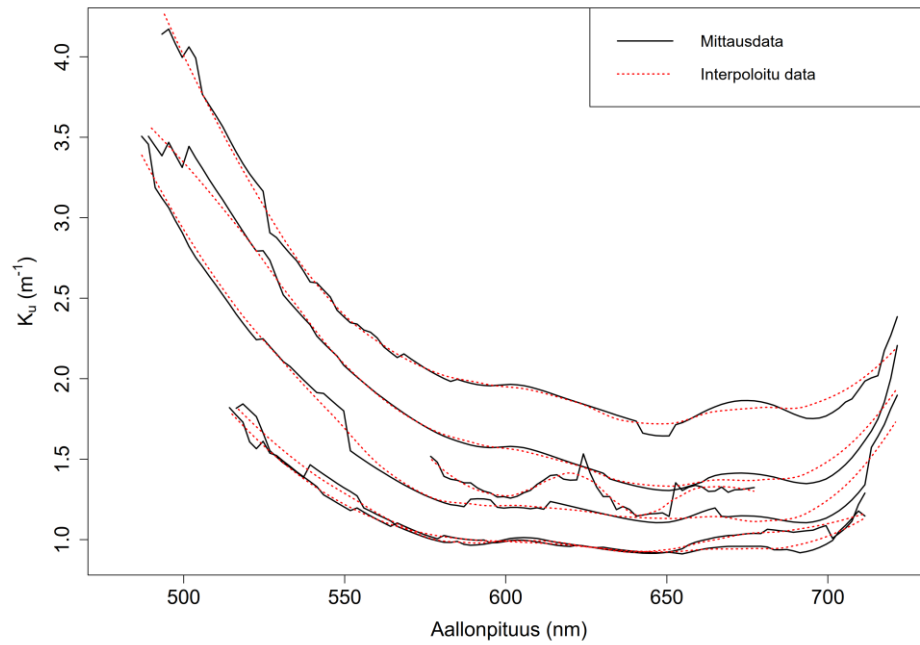
Kaikissa mittauksissa antureiden mittaustulosten aallonpituudet ja spektraalinen resoluutio erosivat toisistaan, joten aluksi kaikki mittaustulokset interpoloitiin laskentoja varten yhden nanometrin väleille. Pinnan yläpuolisten mittausten interpolointitulokset noudatti pääosin alkuperäisiä mittaustuloksia, lukuun ottamatta jyrkimpien kuoppien lievää tasoittumista (Kuva 12).



Kuva 12. Kuusi satunnaisotantaa veden pinnan yläpuolisten mittausten interpoloinneista (Loess, degree = 2, span = 0,05). a) Referenssianturi, joka mittasi alaspäin tulevaa irradianssia  $E_d^{\rho+}$ . b) Veden pinnasta heijastuvaa kokonaisradianssia  $L_t$  mitannut anturi. c) Radianssianturi, joka mittasi ilmakehän hajasäteilyä  $L_s$ . Mittaustulosten asteikot eroavat toisistaan ja referenssianturin mittaama aallonpituusalue oli pienempi kuin muissa.

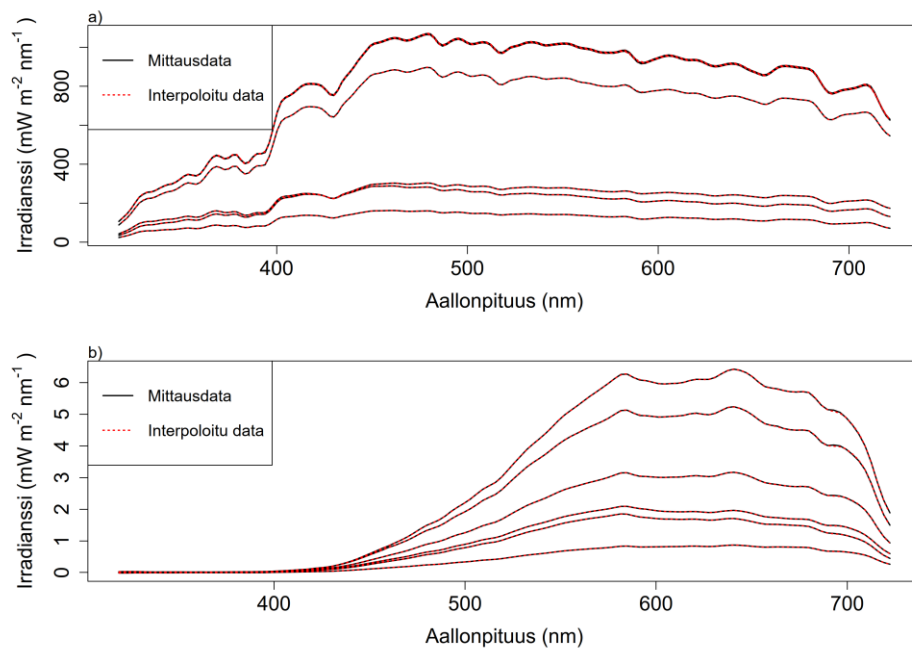
Pinnan alapuolisten mittausten vaimenemiskerrointen tuloksia saatiin vain 479–722 nm:n alueelta valon vähäisen määrän vuoksi, ja myös interpoloinnissa oli haasteita (Kuva 13).





Kuva 13. Ylöspäin suuntautuvan vaimenemiskertoimen ( $K_u$ ) kuusi satunnaista interpolointitulosta (Loess, degree = 2, span = 0,4) verrattuna S. Ahosen *ym.* (julkaisematon) mediaanituloksiin.

Veden pinnan alapuolisten mittausten irradianssiarvojen interpolointitulokset ( $E_d^{0+}$ ,  $E_u^-$ ) noudattivat hyvin alkuperäisiä tuloksia (Kuva 14).



Kuva 14. Esimerkit a)  $E_d^{0+}$  -ja b)  $E_u^-$  -mittausten kuudesta satunnaisesta interpolointituloksesta (Loess, span = 0,025, degree = 2) alkuperäiseen dataan verrattuna.

## 4.2 Kaukokartoitussignaalien laskenta

Kenttämittausten pohjalta laskettiin kaukokartoitussignaalit kolmella periaatteella poikkeavalla menetelmällä: 1)  $R_{rs\_aw}$  *in situ* veden pinnan yläpuolelta tehtyihin radianssi- ja irradianssimittauksiin ( $L_t, L_s, E_d^{0+}$ ) perustuen, 2)  $R_{rs\_uw}$  *in situ* vedenpinnan alapuolelta ( $E_d^-, E_u^-$ ) tehtyihin irradianssimittauksiin perustuen, käyttäen referenssinä veden pinnan yläpuolelta mitattua irradianssia ( $E_d^{0+}$ ) sekä 3)  $R_{rs\_IOP}$  laboratoriossa tehtyihin vesinäytteen IOP-ominaisuuksien ( $a$  ja  $b$ ) määrittäisiin perustuen, Kaikki signaalit muunnettiin vertailuja varten veden pinnan yläpuolisiksi arvoiksi.

### 4.2.1 $R_{rs\_aw}$ - kaukokartoitussignaali vedenpinnan yläpuolelta tehtyjen radianssi- ja irradianssimittausten pohjalta

Tähän tutkimukseen valittiin mittauksista aikavälin klo 11–15 tulokset. Veden pinnan yläpuolisiin mittauksiin pohjautuva kaukokartoitussignaali  $R_{rs\_aw}$  laskettiin kaavalla 14 (kts. luku 2.4)

$$R_{rs\_aw}(\theta, \phi, \lambda) = \frac{L_t(\theta, \phi, \lambda) - \rho L_s(\theta, \phi, \lambda)}{E_d(\lambda)^{0+}}, \quad (14)$$

jossa muuttujat  $L_t, L_s$  ja  $E_d^{0+}$  edustavat kahden minuutin välein Aino-lautalta tehtyjä spektraalisia mittauksia (kts. luku 3.2) ja rho ( $\rho$ ) on heijastuskerroin, joka arvo määritettiin seuraavilla neljällä menetelmällä:

1. Mobley'n menetelmä. Vakioarvoinen heijastuskerroin ( $\rho = 0,028$ ) kaikille aallonpituuksille (Mobley 1999).
2. Kutserin menetelmä. Spektraalinen  $\rho$ , joka perustui potenssifunktiosovitteen mitattuihin  $L_t/L_s$ -arvoihin referenssiaallonpituuksilla 350–380 ja 890–900 nm (Kutser *ym.* 2013).
3. SeaWiFS-menetelmä. Kaukokartoitussignaalien arvot laskettiin ensin valitun heijastuskertoimen (tässä  $\rho = 0,028$ ) avulla, minkä jälkeen tulosta korjattiin vähentämällä signaaleista  $R_{rs}(750)$  kaavan 16 mukaisesti (Firestone & Hooker 1995).

4. Yleinen menetelmä (Gordon 1981, Carder 1985, Dev & Shanmugam 2014). Heijastuskerroin  $\rho$  laskettiin  $L_t/L_s(750)$ -anturien mittausten suhteesta kaavalla 15 (Dev & Shanmugam 2014).

Näiden menetelmien tulosten pohjalta valittiin myöhemmissä laskennoissa käytettävä heijastuskorjausmenetelmä, joka vaikutti soveltuvimmalta Jyväsjärvelle.

#### 4.2.2 $R_{rs\_uw}$ - kaukokartoitussignaali vedenpinnan alapuolelta tehtyjen irradianssimittausten pohjalta

Laskenta tehtiin kaavan 26 pohjalta

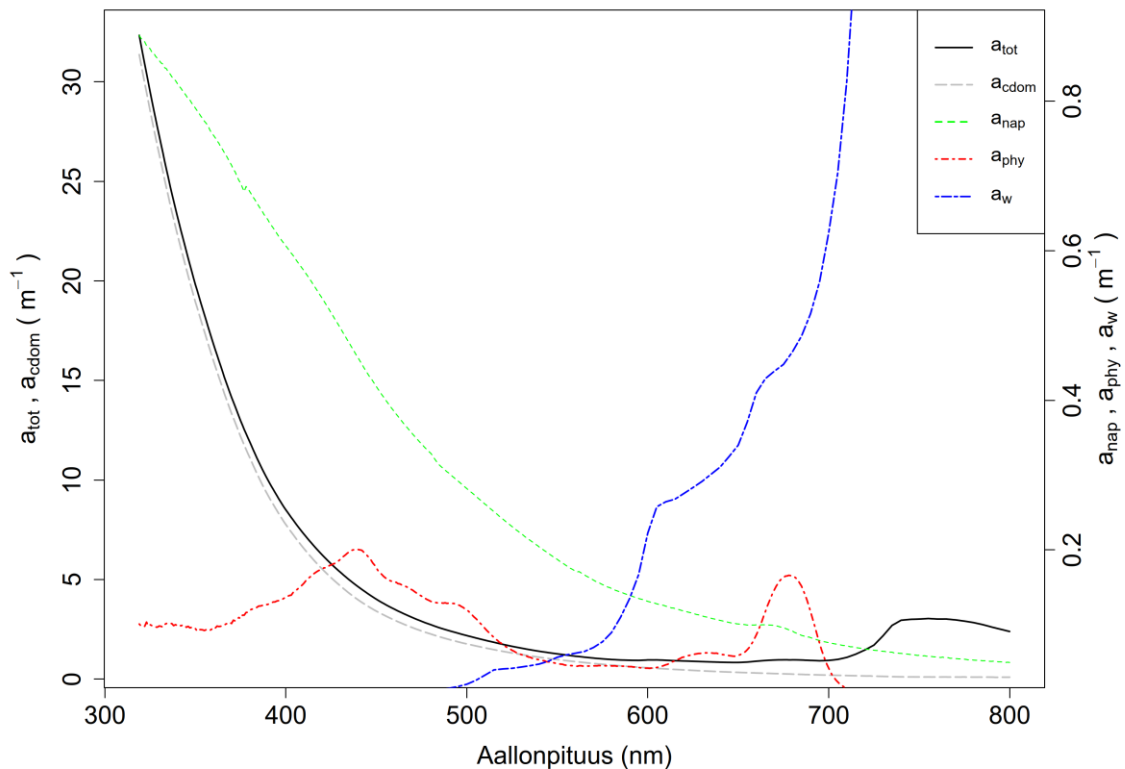
$$R_{rs\_uw} \approx 0,54 * \frac{\left(\frac{E_u^{0-}(\lambda)}{Q}\right)}{E_d^{0+}} \quad (26)$$

jossa  $E_u^{0-}$  ja  $E_d^{0+}$  edustavat ylös- ja alaspäin suuntautuvaa irradianssia ( $W\ m^{-2}\ nm^{-1}$ ) heti pinnan alla ( $z = 0$ -),  $Q$  määrittää ylöspäin suuntautuvan irradianssin suhteen saman suuntaiseen radianssiin ( $Q = 5$  sr; (Kirk 2011)) ja vakiotermin 0,54 muuntaa veden alaisen kaukokartoitussignaalin veden päälliseksi kaukokartoitussignaaliiksi (Mobley (1999), kts. luku 2.5).  $E_u^{0-}$ - ja  $E_d^{0+}$ -mittaukset tehtiin Aino-lautalta (kts. luku 3.3). Koska ylin veden ylöspäin suuntautuvan irradianssin ( $E_u^-$ ) mittaustulos oli 0,3–0,4 m:n syvyydellä, arvot ekstrapoloitiin päiväkohtaisen syvyyden pohjalta pintaan kaavalla 27 juuri veden pinnan alaisiksi arvoiksi ( $E_u^{0-}$ ) hyödyntäen ylöspäin suuntautuvien vaimenemiskertoimien ( $K_u$ ) arvoja. Mitatut  $E_u^-$ -arvot kerrottiin upotuskerroimella 1,376, koska radianssisensorit oli kalibroitu ilmassa (Zibordi & Darecki 2006). Päiväkohtaisista anturien viidestä toistomittauksesta laskettiin kaukokartoitussignaalin mediaaniarvo.

#### 4.2.3 $R_{rs\_IOP}$ – kaukokartoitussignaalin laskenta IOP-arvoista

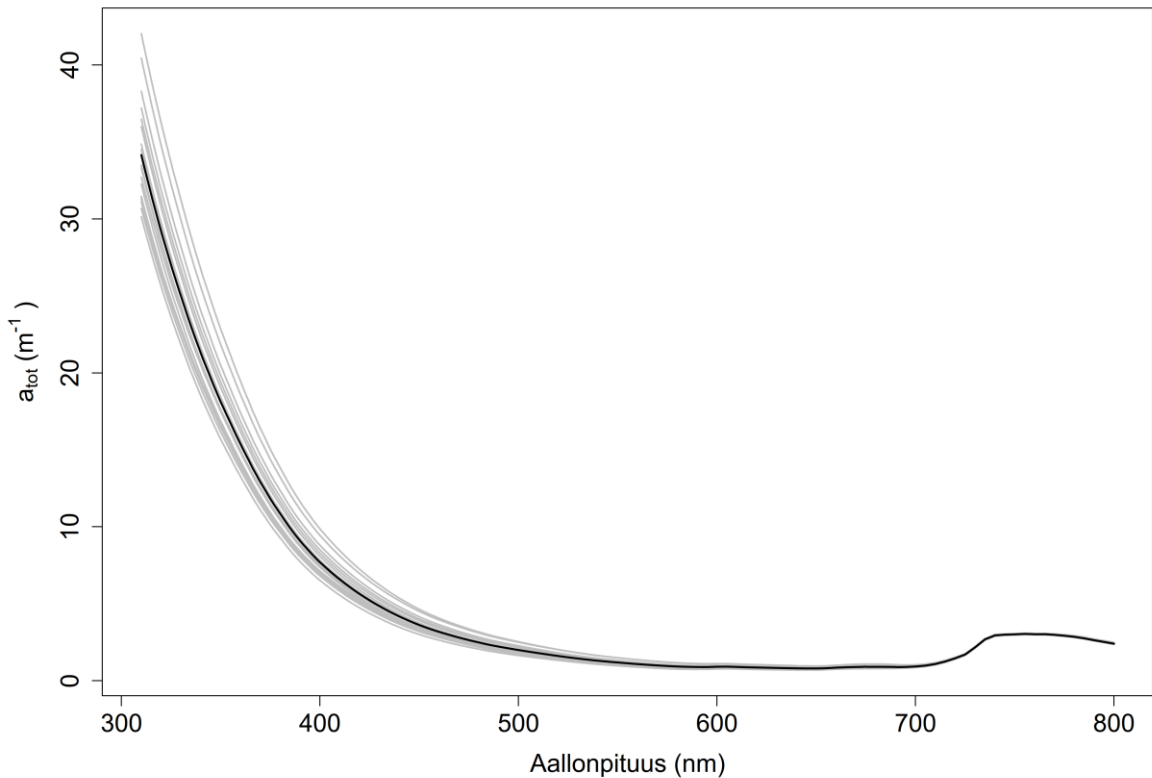
Kokoomanäytteiden absorptio- ja sirontatuloksia (kts. luku 3.4) hyödynnettiin tässä tutkimuksessa tavoitteena määrittää Jyväsjärven IOP-arvoihin perustuva kaukokartoitussignaali. Lasketuista absorptioarvoista nähtiin, että  $a_{cdom}$  on erittäin merkittävässä roolissa Jyväsjärvellä; sen arvot olivat koko tutkitulla aallonpituusalueella

aivan eri suuruusluokkaa kuin muiden osittaisten absorptiokerrointen arvot, ja se määritti suurelta osin kokonaisabsorptiokertoimen suuruuden (esim. Kuva 15). Eri parametrien yhtäaikaisesta tarkastelusta nähtiin samoin se, miten jyrkästi nouseva veden absorptiokerroin alkoi vaikuttaa kokonaisabsorptiokertoimeen IR-alueella.  $a_{phy}$ -parametrin tuloksissa erottui selvästi piikkejä ja kuoppia, jotka eivät arvojen pienuuden vuoksi kuitenkaan merkittävästi näkyneet kokonaisabsorptiossa.



Kuva 15. Esimerkki kokoomanäytteiden pohjalta määritetyistä osittaisista ja kokonaisabsorptiokertoimesta 16.7.2019. Kuvan tarkastelussa on huomioitava, että vasemman ja oikeassa reunan akselleilla esitettyjen parametrien suuruusluokat eroavat huomattavasti toisistaan.

Koko mittausjakson spektraaliset kokonaisabsorptiokertoimet noudattivat hyvin yhtenäistä muotoa (Kuva 16). Kokonaisabsorptiokerrointen mittauspäivien keskiarvot eri aallonpituuksilla vaihtelivat minimistä  $\bar{a}_{tot}(650) = 0,80 \text{ m}^{-1}$  maksimiin  $\bar{a}_{tot}(319) = 30 \text{ m}^{-1}$ . Tuloksista nähtiin, että valo vaimeni Jyväsjärvessä voimakkaasti vielä 500 nm:n aallonpituuksilla, vaikka absorptiokerroin pieninikin eksponentiaalisesti 300–500 nm:n välillä aallonpituuksien kasvaessa.



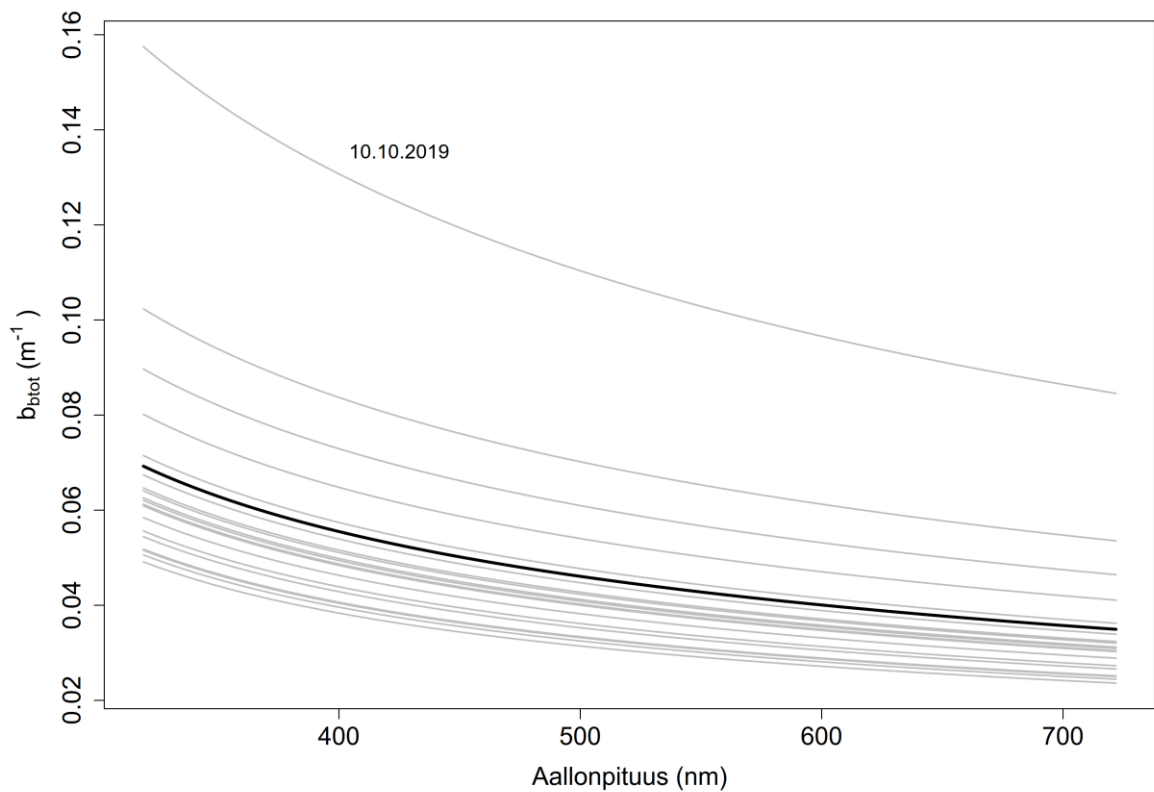
Kuva 16. Viikoittaiselle mittauspäivälle määritetty kokonaisabsorptiokerroin  $a_{tot}$  (harmaalla) sekä kaikkien mittausten keskiarvokäyrä  $\bar{a}_{tot}$  (mustalla) määritettynä kokoomanäytteistä tehtyjen optisten mittausten pohjalta 17.6.–4.11.2019.

Tutkimusjaksolla veden sameus vaihteli 2,1–7,7 FTU:n välillä ( $\bar{T}=3,2 \pm 1,2$  FTU). Mittaustulosten pohjalta laskettiin spektraalinen takaisinsirontakerroin. Luvussa 2.3.2 esitellyn teorian pohjalta spektraalisen takaisinsirontakertoimen laskelmissa oletettiin, että partikkelien sirontakerroin  $b_p(555)$  on numeerisesti suunnilleen saman suuruinen kuin laboratoriossa mitattu nefelometrinen sameus  $T$  (Kirk 2011), jolloin takaisinsirontakerroin laskettiin kaavalla 9

$$b_{b,tot}(\lambda) = \hat{b}_{b,w} * b_w(\lambda) + \hat{b}_{b,p} * T * \left(\frac{555}{\lambda}\right)^n \quad (9)$$

Laskennassa käytettiin Kallion (2012) suomalaisen järviaineiston pohjalta laskemia arvoja (eksponentti  $n = 0,705$ , takaisinsirontasuhte  $\hat{b}_{b,p} = 0,0131$ ).

Kokonaistakaisinsirontakerroin (Kuva 17) pieneni tasaisen loivasti aallonpituuden pienentyessä. Tulosten keskiarvo vaihteli maksimista  $\bar{b}_{b,tot}(319) = 0,070 \text{ m}^{-1}$  miniimiin  $\bar{b}_{b,tot}(722) = 0,035 \text{ m}^{-1}$  eli takaisinsironta pieneni tyypillisesti puoleen tarkasteltavalla aallonpituusalueella 319–722 nm. Suurinkin kokonaistakaisinsironnan arvo oli kuitenkin vain murto-osa ( $\sim 1/12$ ) kokonaisabsorptiokerrointen keskiarvojen minimiarvosta, joten absorptio oli Jyväskylällä kaukokartoitussignaalin kannalta paljon vaikuttavampi tekijä kuin takaisinsironta.



Kuva 17. Päivittäinen kokonaistakaisinsirontakerroin ( $b_{b,tot}$ , harmaalla) sekä kaikkien tulosten keskiarvokäyrä  $\bar{b}_{b,tot}$  (mustalla) laskettuna kokoomanäytteistä tehtyjen turbiditeettimittausten pohjalta 17.6.–4.11.2019. Kuvaan on merkitty muista mittauksista poikkeava päivä.

Päivittäinen veden pinnan alapuolinen kaukokartoitussignaali  $r_{rs}$  laskettiin IOP-arvoista luvussa 2.6 esitellyn teorian avulla hyödyntäen laskettuja  $b_{b,tot}$ -arvoja ja laboratoriomittausten pohjalta laskettuja  $a_{tot}$ -arvoja sekä kaavaa 28

$$r_{rs}(\lambda) = g_1 * \frac{b_{b,tot}(\lambda)}{b_{b,tot}(\lambda) + a_{tot}(\lambda)} + g_2 * \left( \frac{b_{b,tot}(\lambda)}{b_{b,tot}(\lambda) + a_{tot}(\lambda)} \right)^2 \quad (28)$$

olettaen että  $g_1 = 0,0949$  ja  $g_2 = 0,0794$  (Brown *ym.* 1988). Edelleen laskettiin veden pinnan yläpuolelle siirretty IOP-perusteinen kaukokartoitussignaali  $R_{rs\_IOP}$  kaavalla 31

$$R_{rs\_IOP}(\lambda) \approx \frac{0,518 * r_{rs}(\lambda)}{(1 - 1,562 * r_{rs}(\lambda))} \quad (31)$$

Tutkimuksessa käytetyt absorbanssi- ja sironta-arvot olivat toistomittausten keskiarvoja, joten  $R_{rs\_IOP}$ -signaalin laskennasta saatiin suoraan yksi tulos kullekin viikoittaiselle mittauspäivälle.

#### 4.2.4 Signaalien vertailu

Menetelmien vertailuja varten kullakin menetelmällä laskettujen kaukokartoitus-signaalien huippujen ja kuoppien sijainnit määritettiin rajaamalla kuvien perusteella kunkin tarkasteltavan ääripisteen mahdollinen aallonpituusalue sekä laske-malla tältä rajatulta alueelta löytyvän ääripisteen sijainnin keskiarvo ja -hajonta. Nämä analyysit tehtiin menetelmäkohtaisesti kaikille kolmelle menetelmälle yhteis-inä mittauspäivinä ( $n = 9$ ). Lopuksi kaikkia menetelmiä tarkasteltiin yhtäaikaaisesti verraten eri menetelmillä laskettujen signaalien ääripisteiden sijoittumista.

Kaukokartoitussignaalin määritysmenetelmiä verrattiin toisiinsa myös pareittain valitsemalla vertailuihin aina kulloinkin vertailtavien kahden menetelmän mittaus-tuloksista vain ne tulokset, jotka olivat täysin samoilta mittauspäiviltä. Vertailuissa oli näin ollen vaihteleva määrä tuloksia ( $n = 10-12$ ).

### 4.3 Klorofyllin fluoresenssin määrittäminen kaukokartoitussignaalista

Tässä työssä testattiin luvussa 2.7.1 esitellyn teorian pohjalta kahta eri menetelmää Chl-a:n määrittämiseen kaukokartoitussignaalin fluoresenssin avulla, ensimmäiseksi hyödyntäen veden pinnan yläpuolisten ja IOP-arvojen perusteella laskettujen kaukokartoitussignaalien eroja sekä toiseksi RLH-menetelmällä.

#### 4.3.1 $R_{rs\_aw}$ - ja $R_{rs\_IOP}$ -signaalien eroihin perustuva menetelmä

Lähestymistapa perustui  $R_{rs\_IOP}$ -signaalin hyödyntämiseen perustasona (Gilerson & Huot 2017), eli sitä suuremmat veden pinnan yläpuolelta määritetyt kaukokartoitussignaalin arvot tulkittiin fluoresenssiksi (kaavat 37–38) fluoresenssin tyypillisillä aallonpituuksilla. Veden pinnan yläpuolisena kaukokartoitussignaalinä käytettiin heijastuskorjattua veden pinnan yläpuolista signaalia ( $R_{rs\_aw}$ ). Käytettävä aallonpituusalue ( $\lambda_{min} \dots \lambda_{max}$ ) fluoresenssin määrittämiseen päätettiin näiden kahden kaukokartoitussignaalin ( $R_{rs\_IOP}$ ,  $R_{rs\_aw}$ ) yhtäaikaisen kuvallisen tarkastelun sekä kirjallisuuden pohjalta: Matthews (2017) mukaan tyypillinen fluoresenssin maksimi sijaitsee 685 nm:n kohdalla ja sen ensimmäinen, chl-a:n absorptiomaksimin läheinen reuna on usein 665 nm:n kohdalla ja veden absorptiosta aiheutuva toinen reuna 700–750 nm:n tienoilla.

Kaukokartoitussignaalien laskennassa käytettyjen muuttujien mahdollisten virheiden vaikutusten poistamiseksi ennen fluoresenssin laskentaa  $R_{rs\_IOP}$ -käyrä kohdistettiin  $R_{rs\_aw}$ -käyrän kanssa fluoresenssialueen alarajan ( $\lambda_{min}$ ) kohdalla (Gilerson & Huot 2017), jolloin saatiin muunnettu signaali  $R_{rs\_IOP\_mod}$  ( $sr^{-1}$ )

$$R_{rs\_IOP\_mod} = \frac{R_{rs\_aw}(\lambda_{min})}{R_{rs\_IOP}(\lambda_{min})} * R_{rs\_IOP} \quad (39)$$

Fluoresenssin aiheuttama spektraalinen reflektanssi  $R_f$  ( $sr^{-1}$ ) laskettiin tämän jälkeen kaavalla

$$R_f(\lambda_i) = \sum_{i=\lambda_{min}}^{\lambda_{max}} (R_{rs\_aw}(\lambda_i) - R_{rs\_IOP\_mod}(\lambda_i)) \quad (40)$$

Edelleen tulosten tarkkuuden parantamiseksi laskettiin keskiarvo  $\bar{R}_f(\lambda_i)$  ( $nm \ sr^{-1}$ ) kahdesta vierekkäisestä mittaustuloksesta kaavalla

$$\bar{R}_f(\lambda_i) = \Delta\lambda * \left( \frac{R_f(\lambda_i) + R_f(\lambda_{i+1})}{2} \right) \quad (41)$$

Kaavassa  $\Delta\lambda = 1 \text{ nm}$ . Edelleen kyseiselle päivälle lasketut  $\bar{R}_f(\lambda_i)$ -tulokset integroitiin tarkasteltavan aallonpituusvälin yli summaamalla aallonpituuskohtaiset arvot:



$$R_{f\_area} = \sum_{i=\lambda_{min}}^{\lambda_{max}} \bar{R}_f(\lambda_i) \quad (42)$$

Näin saatu  $R_{f\_area}$ -tulos ( $\text{nm sr}^{-1}$ ) kuvasi päivittäistä fluoresenssin reflektanssin pinta-alaa valitulla aallonpituusalueella  $\lambda_i \in \{ \lambda_{min} \dots \lambda_{max} \}$ . Tulosten käsittelyssä tarkasteltiin laskettua  $R_{f\_area}$ -signaalia kokoomanäytteistä määritettyjen klorofyllipitoisuuksien kanssa.

#### 4.3.2 RLH-menetelmä

Myös RLH-menetelmässä laskelmat tehtiin suoraan kaukokartoitussignaaleista reflektansseina. Tutkimuksessa oli käytettävissä mittaustulokset yhden nanometrin välein, mikä haluttiin hyödyntää tarkentamalla menetelmää tarkastelemalla fluoresenssin aiheuttaman reflektanssiinkin pinta-alaa. Laskennassa käytettiin veden pinnan yläpuolista, heijastuskorjattua signaalia ( $R_{rs\_aw}$ ). Käytettävä aallonpituusalue ( $\lambda_{min} \dots \lambda_{max}$ ) fluoresenssin määrittämiseen valittiin samaksi, kuin edellisessä  $R_{rs\_aw}$ - ja  $R_{rs\_IOP}$ -signaalien eroihin perustuvassa menetelmässä.

Jokaiselle mittauspäivälle tehtiin laskenta seuraavasti: mittauspäivän kaukokartoitussignaalin keskiarvokäyrään sovitettiin suora valitun fluoresenssin aallonpituusalueen suurinta ja pienintä aallonpituutta ( $\lambda_{min} \dots \lambda_{max}$ ) vastaavien kaukokartoitussignaaliarvojen ( $R_{rs\_aw}(\lambda_{min})$ ,  $R_{rs\_aw}(\lambda_{max})$ ) välille. Näitä laskettuja suoria hyödynnettiin sen päivän laskennassa perustasona ( $Perustaso(\lambda_i)$ ,  $\lambda_i \in \{ \lambda_{min} \dots \lambda_{max} \}$ ) ja laskettiin  $RLH(\lambda_i)$  ( $\text{sr}^{-1}$ ) kaavasta

$$RLH(\lambda_i) = R_{rs\_aw}(\lambda_i) - Perustaso(\lambda_i) \quad (43)$$

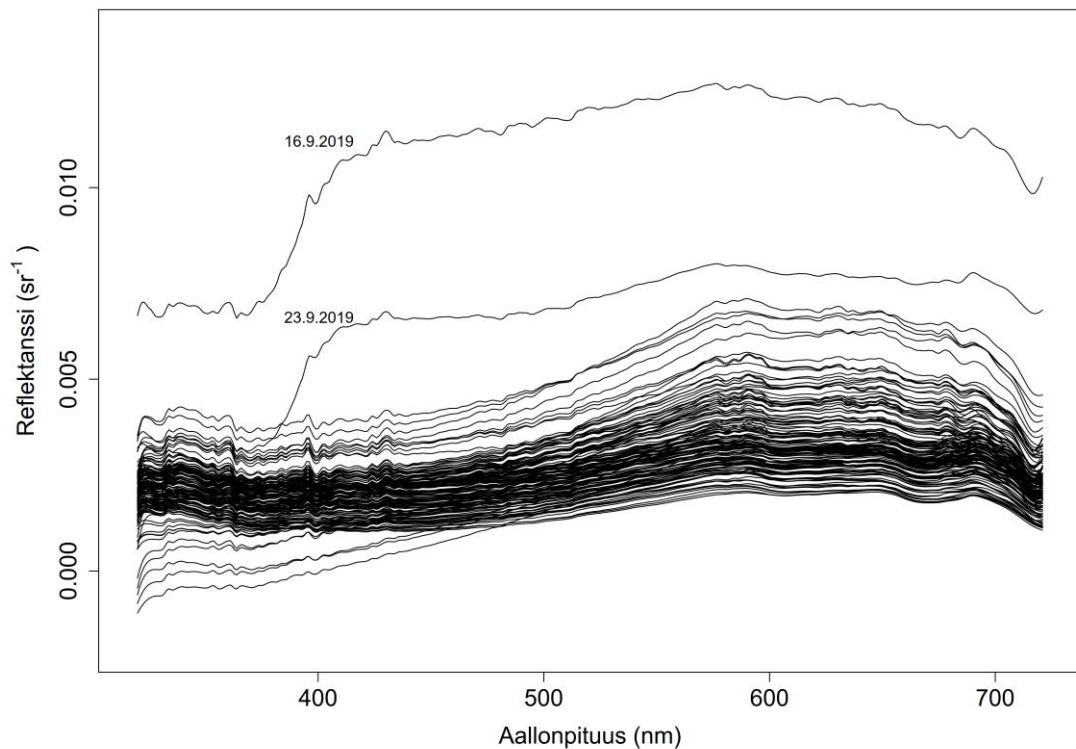
Edelleen tulosten tarkkuuden parantamiseksi laskettiin keskiarvo  $\overline{RLH}(\lambda_i)$  vierekkäisiltä aallonpituuksilta saaduista mittaustuloksista sekä päivittäisen fluoresenssin reflektanssin pinta-ala  $RLH_{area}$  kaavojen 41-42 tapaan. Tuloksia tarkasteltiin Aino-lautan datan ja kokoomanäytteiden klorofyllitulosten yhdistämällä saatujen päivittäisten klorofylliarvojen (kts. luku 3.5) kanssa. Korrelaatiota tarkasteltiin lopuksi normalisoimalla laskettu signaali kaavalla 36 (Gitelson 1992, Gurlin 2012).

## 5 TULOKSET

### 5.1 Veden pinnan yläpuolisiin mittauksiin perustuva kaukokartoitussignaali

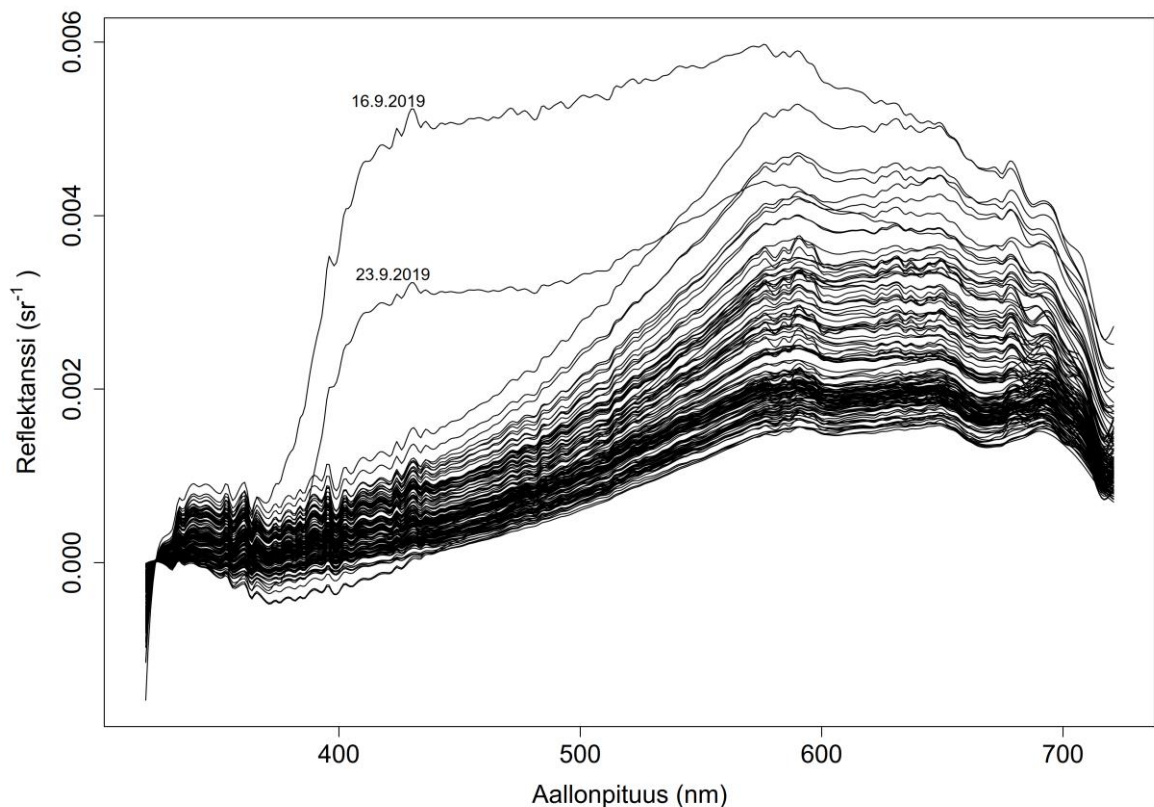
#### 5.1.1 Heijastusten korjausmenetelmien tulokset

Mobleyn menetelmässä (kts. 4.2.1) käytettiin vakioarvoista heijastuskerrointa ( $\rho = 0,028$ ) kaavassa 14. Menetelmällä saadut tulokset (Kuva 18) olivat spektraalisesti varsin tasaisia ja tuloksista oli heikosti havaittavissa kolme huippua sekä kaksi kuoppaa 570–720 nm:n välillä. Mobleyn menetelmän mukaan korjattu kaukokartoitussignaali sai tyypillisesti positiivisia arvoja UV-alueella, mutta tuloksissa oli myös joitakin negatiivisia arvoja, eli menetelmä ei kaikissa tapauksissa toiminut kunnolla. Tuloksissa erottui muutamia selvästi poikkeavia päiviä, joissa signaali oli huomattavan suuri. Suurin kaukokartoitussignaalin arvo ( $0,0071 \text{ sr}^{-1}$ ) havaittiin 590 nm:n kohdalla, kun poikkeavat havaintopäivät oli poistettu.



Kuva 18. Veden pinnan yläpuolisista mittauksista 19.6.–4.11.2019 laskettu kaukokartoitussignaalin päivittäinen keskiarvo, jossa heijastus on korjattu Mobleyn menetelmällä. Kuvaan on merkitty poikkeavien tulosten päivät.

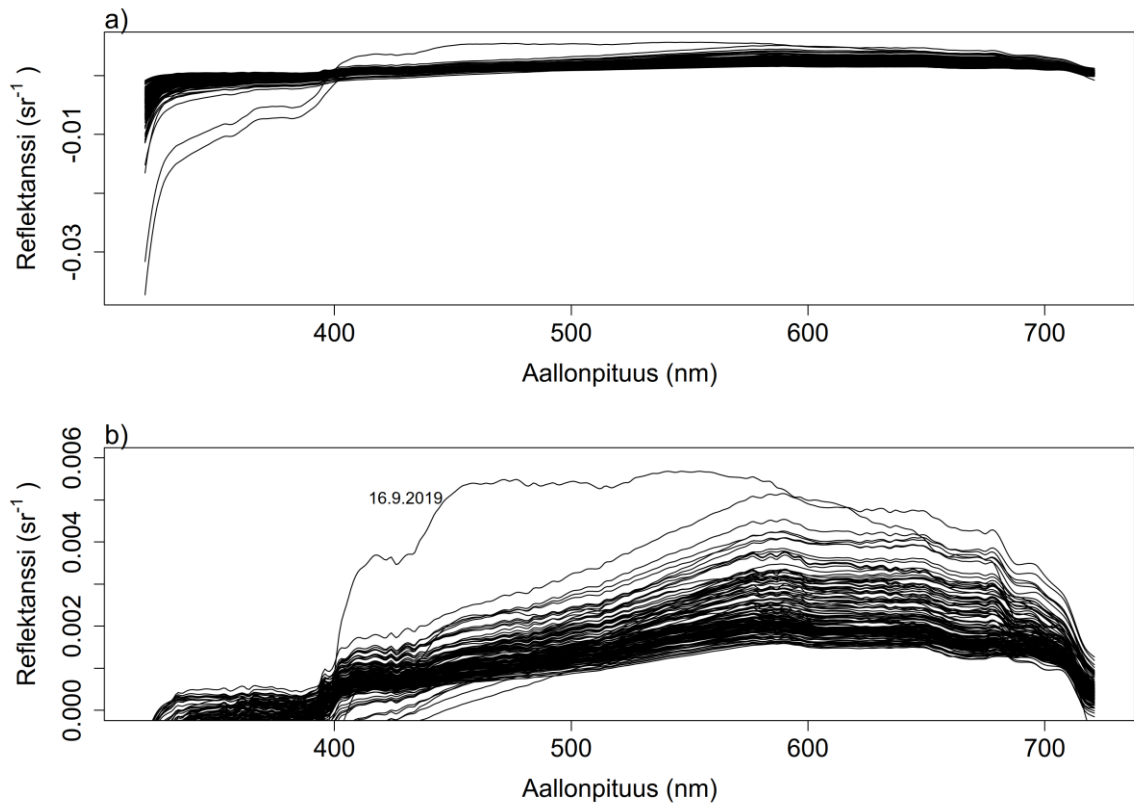
Kutserin menetelmällä (Kutser *ym.* 2013) korjatut kaukokartoitussignaalin tulokset (Kuva 19) olivat alhaisia UV-alueella ja nousivat jyrkästi 400–600 nm:n välillä ja niissä erottui ainakin kolme huippua ja kaksi kuoppaa 570–720 nm:n välillä. Maksimitulos havaittiin Mobley'n menetelmällä korjattujen tulosten tapaan 590 nm:n kohdalla ( $0,0053 \text{ sr}^{-1}$ ), kun poikkeavat havaintopäivät oli ensin poistettu. Menetelmällä lasketut tulokset olivat osin negatiivisia alle  $\sim 450 \text{ nm}$ :n aallonpituuksilla ja olivat reilusti negatiivisia pienimmillä aallonpituuksilla ( $\approx 320 \text{ nm}$ ), joten menetelmä ei pienillä aallonpituuksilla toiminut kaikissa tapauksissa oikein.



Kuva 19. Veden pinnan yläpuolisista mittauksista 19.6.–4.11.2019 laskettu kaukokartoitussignaalin päivittäinen keskiarvo, jossa heijastus on korjattu Kutserin menetelmällä. Kuvaan on merkitty poikkeavien tulosten päivät.

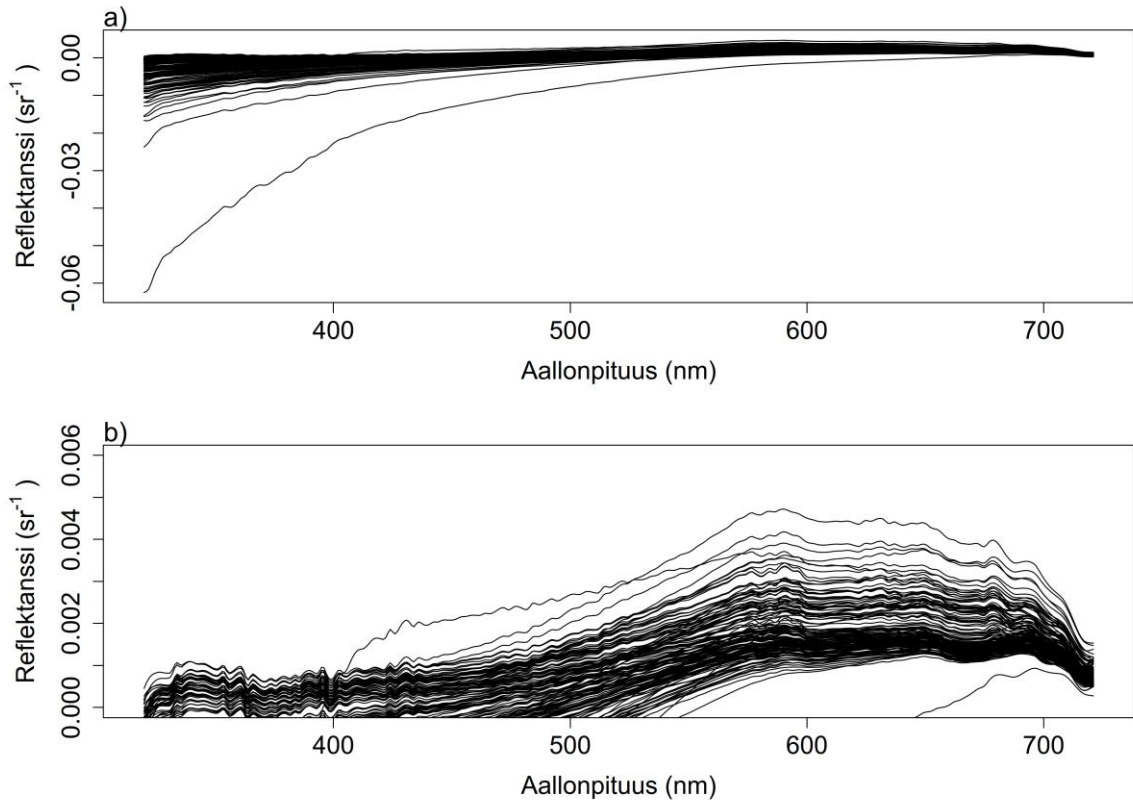
SeaWiFS-menetelmässä kaukokartoitussignaali laskettiin ensin Mobley'n menetelmän mukaisesti käyttäen kaavassa 14 vakioarvoista heijastuskerrointa (tässä  $\rho = 0,028$ ), minkä jälkeen tulokset korjattiin edelleen kaavalla 16. Korjatut tulokset olivat pitkälti negatiivisia alle  $400 \text{ nm}$ :n aallonpituuksilla (Kuva 20a) ja tulostäyrän

muoto erottui vasta, kun negatiiviset tulokset rajattiin kuvaajasta (Kuva 20b). Kutserin menetelmällä korjattujen tulosten (Kuva 19) tapaan signaalien arvot nousivat jyrkästi 400–600 nm:n välillä ja tuloskäyrissä oli havaittavissa ainakin kolme huippua ja kaksi kuoppaa. Maksimitulos ( $0,0052 \text{ sr}^{-1}$ ) havaittiin 589 nm:n kohdalla, kun poikkeava tulos oli poistettu.



Kuva 20. Veden pinnan yläpuolisista mittauksista 19.6.–4.11.2019 laskettu kaukokartoitussignaalin päivittäinen keskiarvo, jossa heijastus on korjattu SeaWiFS-protokollan mukaan. a) Kaikki tulokset. b) a-kuvan tulokset skaalattuna kattamaan positiiviset arvot. Kuvaan on merkitty poikkeavan tuloksen päivä.

Yleisellä menetelmällä (Kaavat 14 ja 15) korjatuissa laskelmissa tulokset olivat osin negatiivisia jo 550 nm pienemmillä aallonpituuksilla (Kuva 21a). Tässäkin käyrän muoto hahmottui vasta, kun kuva rajattiin kattamaan vain positiiviset arvot (Kuva 21b). Näissäkin tuloskäyrissä oli havaittavissa Kutserin (Kuva 19) ja SeaWiFS-menetelmällä (Kuva 20) korjattujen tulosten tapaan jyrkästi nousevat arvot 400–600 nm:n välillä ja heikosti ainakin kolme huippua ja kaksi kuoppaa. Suurin arvo ( $0,0047 \text{ sr}^{-1}$ ) havaittiin myös 590 nm:n kohdalla.

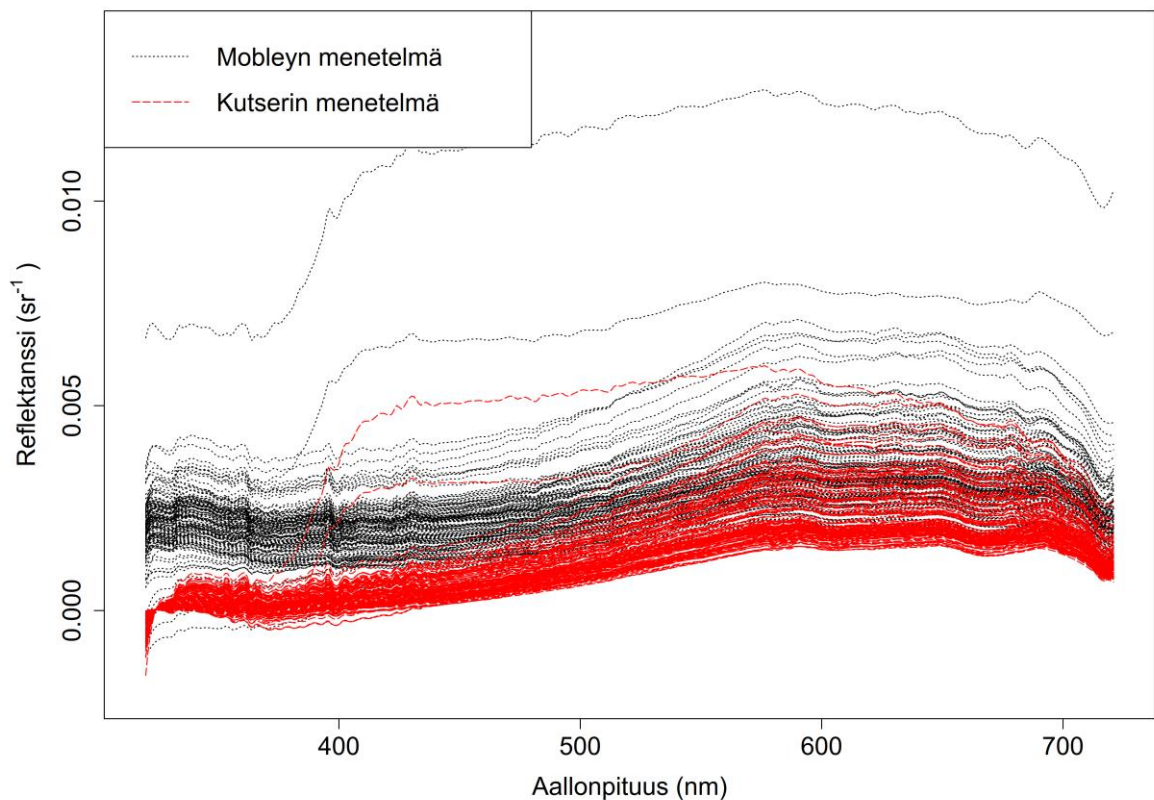


Kuva 21. Veden pinnan yläpuolisista mittauksista 19.6.–4.11.2019 laskettu kaukokartoitussignaalin päivittäinen keskiarvo, jossa heijastus on korjattu yleisellä menetelmällä. a) Kaikki lasketut tulokset. b) a-kuvan tulokset skaalattuna kattamaan vain positiiviset arvot.

### 5.1.2 Korjausten vertailu

Eri menetelmillä heijastuskorjattuja signaaleja verrattiin Kutserin menetelmällä korjattuihin tuloksiin (Kuva 22, Kuva 23 ja Kuva 24). Kaikkien laskelmien maksimiarvojen aallonpituus oli lähes sama (589–590 nm) ja myös Kutserin, SeaWiFs- ja yleisen menetelmän tulosten maksimiarvojen suuruusluokka oli samankaltainen (0,0047–0,0053  $\text{sr}^{-1}$ ), mutta Mobleyn menetelmällä lasketun signaalin maksimiarvo (0,0071  $\text{sr}^{-1}$ ) oli muita selvästi suurempi. Kutserin ja Mobleyn menetelmillä saatujen tulosten rinnakkaisesta tarkastelusta (Kuva 22) nähtiin, että Mobleyn menetelmällä lasketut tulokset sijoittuivat suurelta osin Kutserin menetelmällä laskettujen tulosten yläpuolelle, vaikka tuloskäyrien muoto vaikutti silmämääräisesti tarkastellen varsin saman tyyppiseltä ~600–700 nm:n aallonpituuksilla. Erytisen selvä tulosten

suuruusluokkaero oli alle 450 nm:n aallonpituuksilla. SeaWiFS- ja yleisellä menetelmällä laskettujen tulosten rinnakkainen tarkastelu Kutserin menetelmällä korjattujen tulosten kanssa (Kuva 23 ja Kuva 24) havainnollisti, että näillä menetelmillä lasketut tulokset olivat etenkin 600–700 nm:n alueella pääosin samaa suuruusluokkaa. Tulosten perusteella vaikuttikin siltä, että Mobleyn menetelmän antamat tulokset Jyväsjärvellä olivat liian suuria.

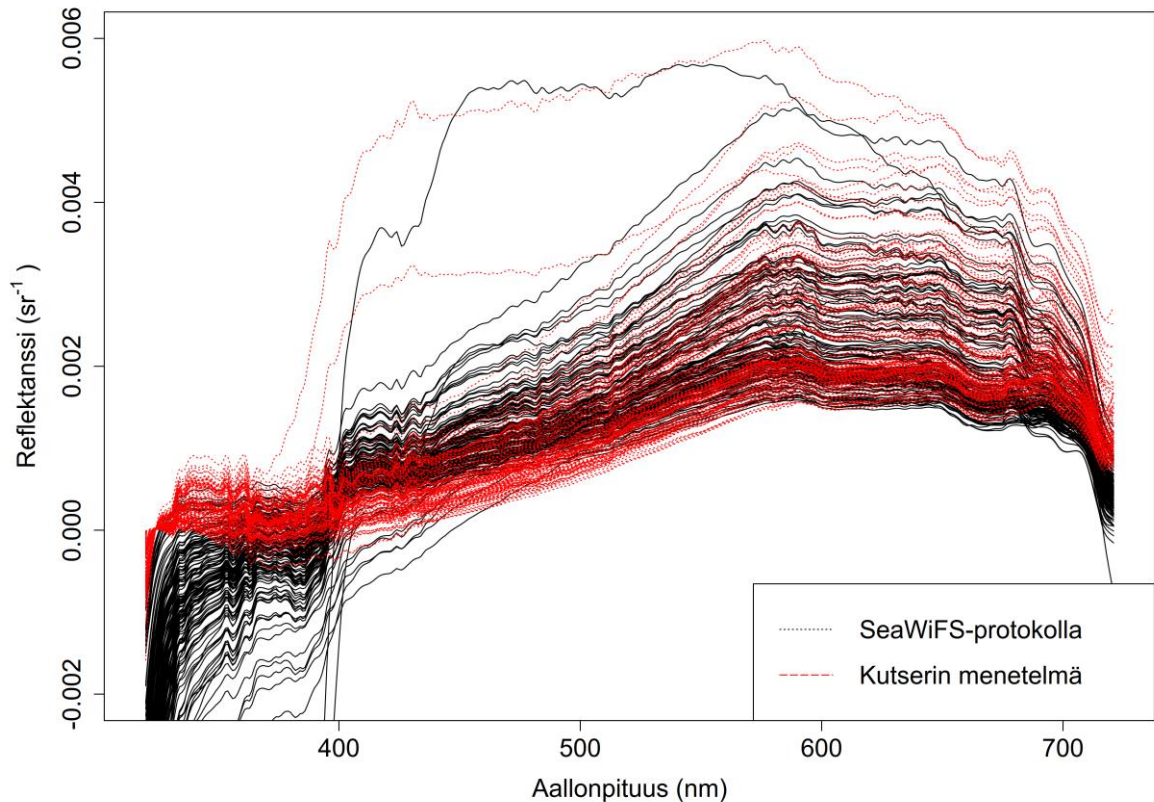


Kuva 22. Veden pinnan yläpuolisista mittauksista 19.6.–4.11.2019 laskettu kaukokartoitussignaalin päivittäinen keskiarvo, jossa heijastus on korjattu joko Mobleyn (mustalla) tai Kutserin (punaisella) menetelmällä.

SeaWiFS-protokollan mukaan korjatut tulokset olivat Kutserin menetelmällä laskettuihin tuloksiin verrattuna paljon selvemmin negatiivisia alle 450 nm:n aallonpituuksilla (Kuva 23). Käyrien muodot olivat kuitenkin hyvin saman tyyppisiä suuremmilla aallonpituuksilla, eli menetelmät toimivat hyvin samalla tavoin ~ 450–722 nm:n alueella. Tulosten perusteella vaikutti kuitenkin siltä, että Kutserin menetelmä

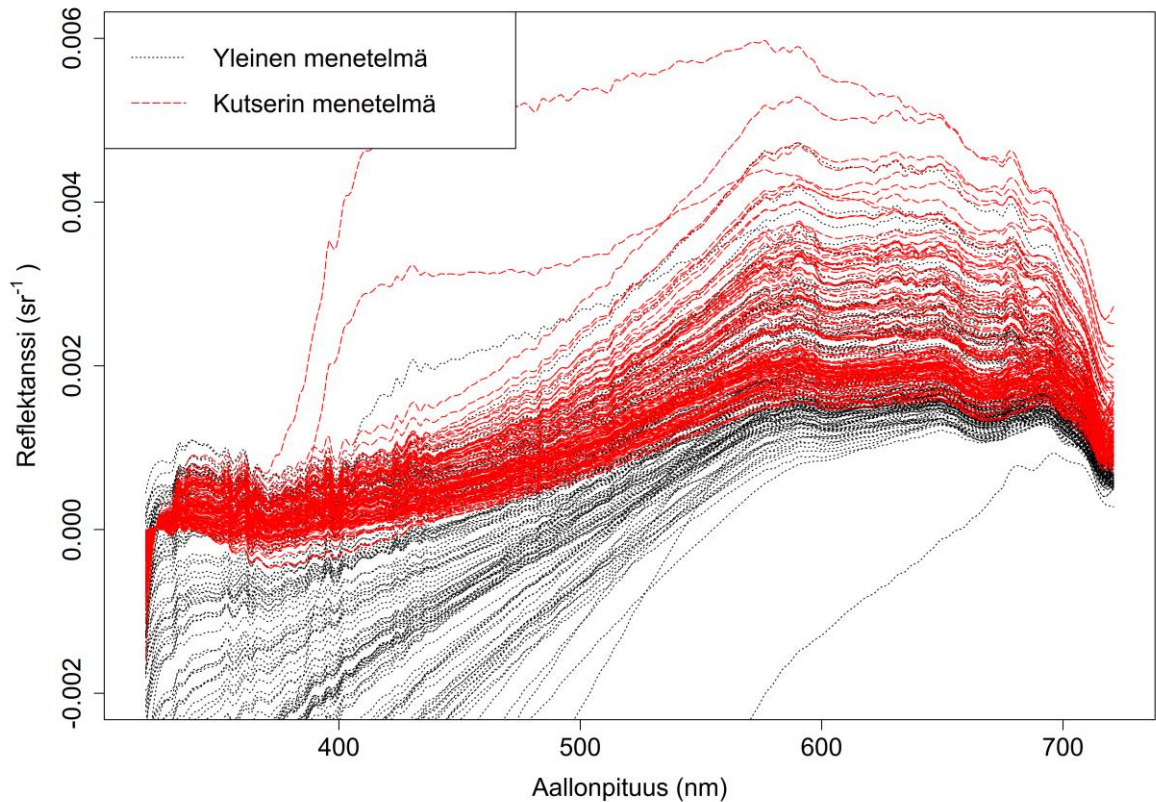


toimisi laajemmalla aallonpituusalueella Jyväsjärvellä SeaWiFS-menetelmään verrattuna.



Kuva 23. Veden pinnan yläpuolisista mittauksista 19.6.–4.11.2019 laskettu kaukokartoitussignaalin päivittäinen keskiarvo, jossa heijastus on korjattu joko SeaWiFS- (mustalla) tai Kutserin menetelmällä (punaisella).

Yleisellä menetelmällä korjattujen tulostykärien muoto vaikutti 600–700 nm:n alueella osin saman tyyppiseltä kuin Kutserin tulostykäyrä (Kuva 24), mutta tulokset hajaantuivat Kutserin menetelmään verrattuna jo 650 nm pienemmillä aallonpituuksilla, ja pienenivät negatiivisiksi osin jo 550 nm pienemmillä aallonpituuksilla, eli paljon aiemmin kuin Kutserin tulokset. Tulosten perusteella yleinen menetelmä ei siten soveltunut Jyväsjärven olosuhteisiin.



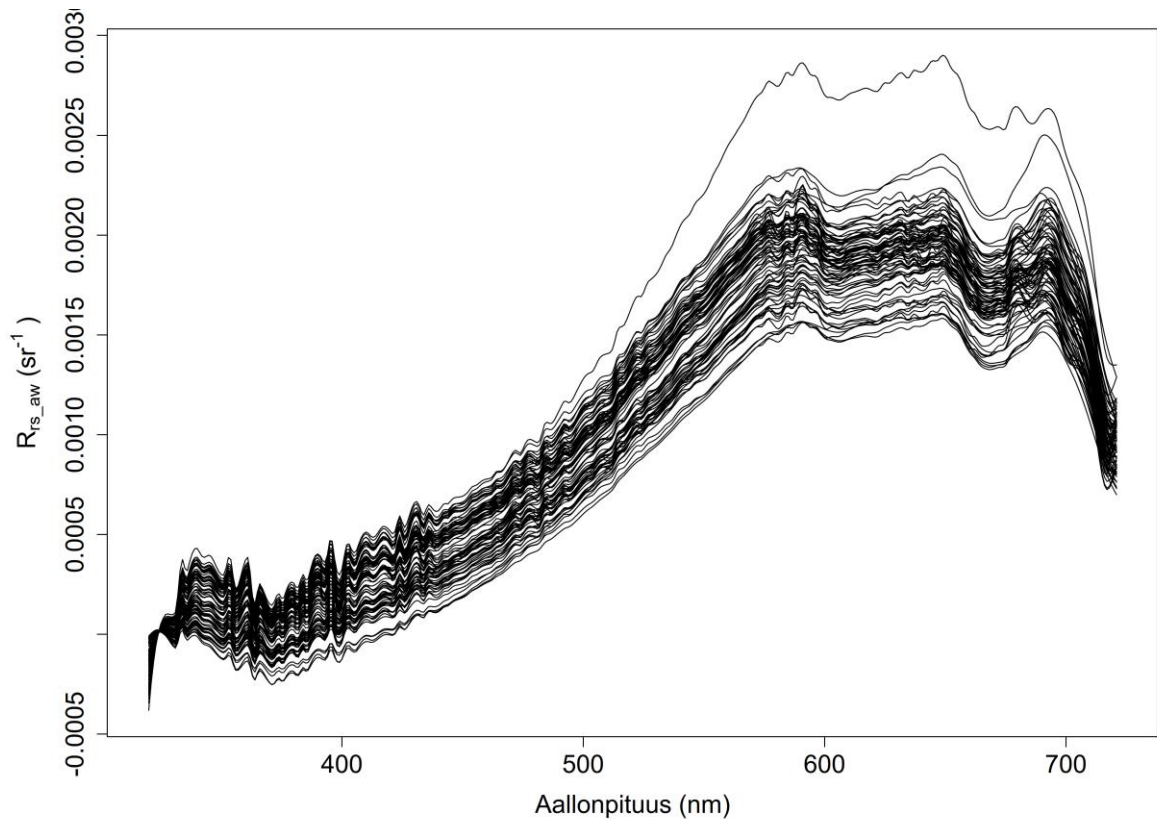
Kuva 24. Veden pinnan yläpuolisista mittauksista 19.6.–4.11.2019 laskettu kaukokartoitussignaalin päivittäinen keskiarvo, jossa heijastus on korjattu joko yleisellä (mustalla) tai Kutserin menetelmällä (punaisella).

Vertailun pohjalta Kutserin menetelmä vaikutti soveltuvimmalta Jyväsjärven vesityypille, koska tulosten suuruusluokka vaikutti neljän menetelmän tulosten tarkastelun perusteella oikealta ja se toimi laajimmalla aallonpituusalueella.  $R_{rs_{sw}}$ -tuloksina käytetään tässä tutkielmassa jatkossa Kutserin menetelmällä korjattuja tuloksia, ja ne rajattiin aikavälille 19.6.-11.9.2019, jotta kuvissa esiintyvät poikkeavat mitaustulokset saatiin rajattua laskentojen ulkopuolelle.



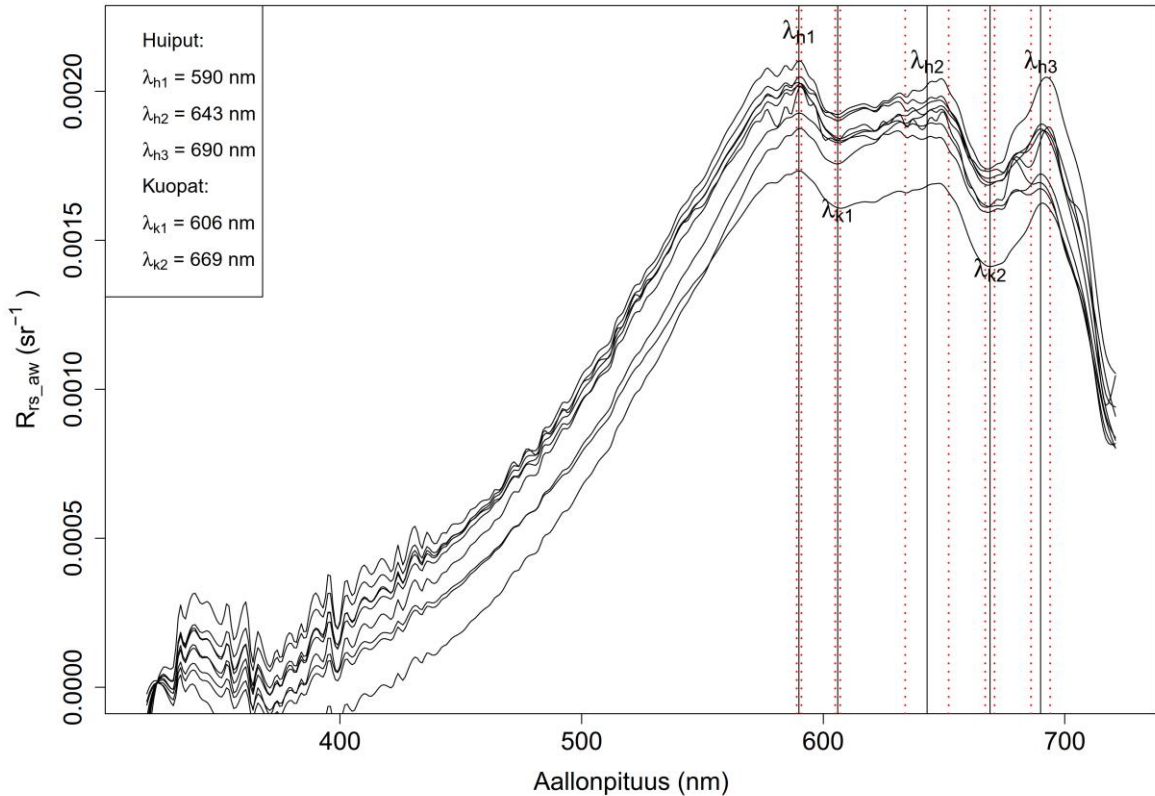
### 5.1.3 Huippujen ja kuoppien analysointi $R_{rs\_aw}$ -signaalista

Suurin kaukokartoitussignaalin arvo ( $0,0029 \text{ sr}^{-1}$ ) heijastuskorjatuista pinnan yläpuolisista kaukokartoitussignaalikäyristä ( $R_{rs\_aw}$ ) aikarajauksella 19.6.-11.9.2019 havaittiin  $649 \text{ nm}$ :n kohdalla (Kuva 25).



Kuva 25. Pintamittauksista laskettu, heijastuskorjattu signaali  $R_{rs\_aw}$  19.6.-11.9.2019,  $n = 80$ .

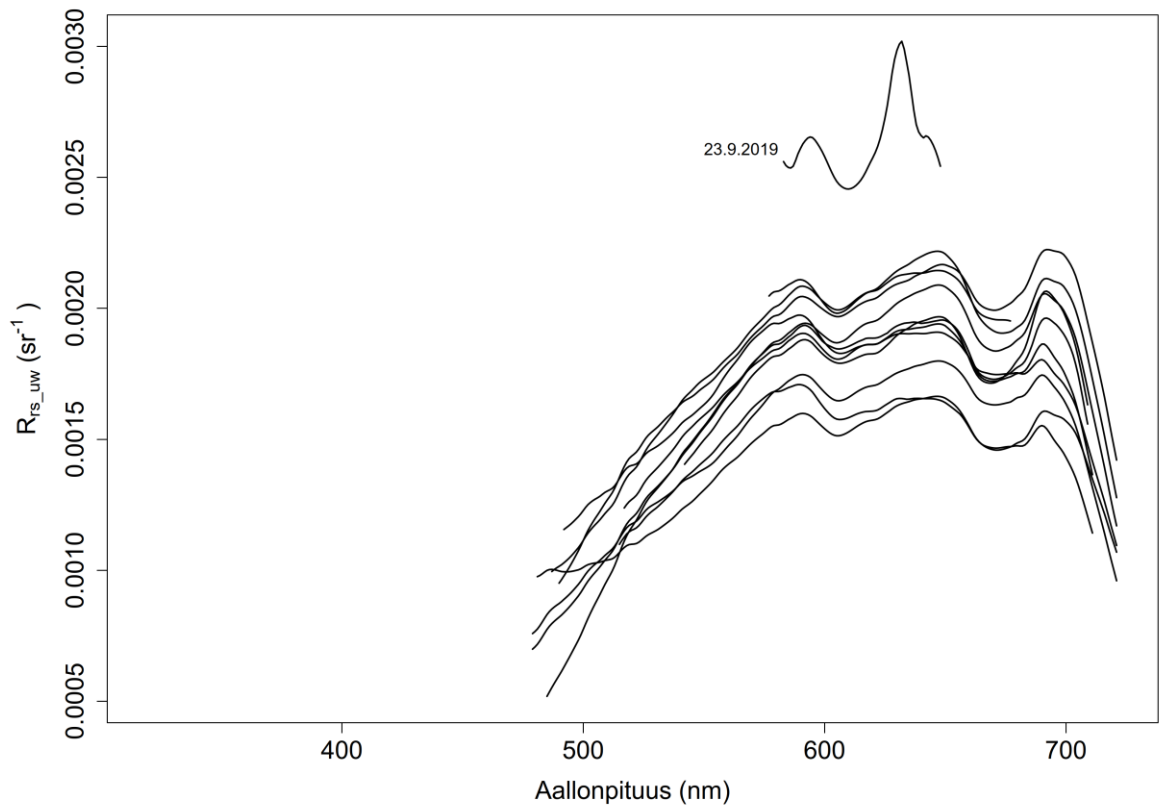
$R_{rs\_aw}$ -signaalista tutkittiin kuoppien ja huippujen tyypillisiä aallonpituuksia 16.7.-11.9.2019 aikavälin viikoittaisilta kenttämittauspäiviltä (Kuva 26), joilta oli saatavilla vertailuja varten jokaisen tutkitun kolmen erilaisen kaukokartoitussignaalin määrittämenetelmän yhtäaikaista mittaus- ja laskentatuloksia.



Kuva 26.  $R_{rs\_aw}$ -signaalit 16.7.-11.9.2019. Kuvaan on merkitty huippujen ja kuoppien sijaintien keskimääräiset aallonpituudet (mustalla) keskihajontoineen (punaisella),  $n = 9$ .

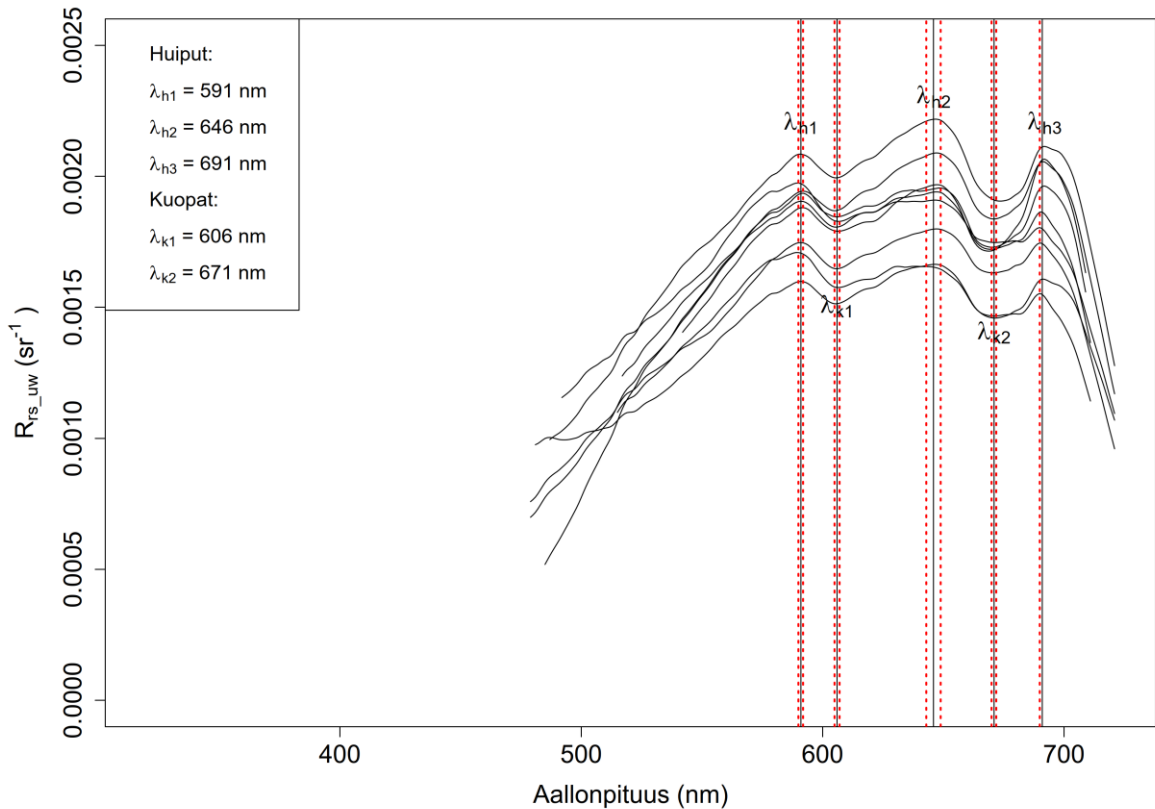
## 5.2 Veden pinnan alapuolisiin mittauksiin perustuva kaukokartoitussignaali

Veden pinnan alapuolisista mittauksista viikoittaisina kenttämittauspäivinä lasketujen kaukokartoitussignaaliikäyrien ( $R_{rs\_uw}$ ; kts. luku 4.2.2) muoto oli myös selväpiirteinen, vaikka laskentatuloksia ei saatukaan kaikilta mitatuilta aallonpituuksilta (Kuva 27). Tulosten aallonpituusalueella signaalin muoto kuitenkin säilyi päivästä ja signaalin voimakkuudesta riippumatta. Tulosten maksimiarvo ( $0,0022 sr^{-1}$ ) oli 692 nm:n kohdalla, kun poikkeava tulos oli poistettu. Kaukokartoitussignaali oli 500 nm:n kohdalla alhainen, mutta nousi jyrkästi siirryttäessä 500 nm:stä lähelle 600 nm:ä eli tässäkin signaalissa näkyi selvästi absorption vaikutuksen vähentyminen aallonpituuden kasvaessa (Kuva 16).



Kuva 27. Veden pinnan alapuolisista mittauksista laskettu, pinnan yläpuolelle siirretty kaukokartoitus-signaali  $R_{rs\_uw}$  kenttämittauspäivinä 19.6.-23.9.2019,  $n = 12$ . Kuvaan on merkitty poikkeavan tuloksen päivä.

Näissäkin tuloksissa erottui 580–720 nm:n välillä kolme huippua ja kaksi kuoppaa. Lasketuista kaukokartoitussignaalikäyristä tutkittiin aiempaan tapaan kolmen menetelmän vertailuja varten kuoppien ja huippujen tyypillisiä aallonpituuksia viikoittaisina kenttämittauspäivinä 16.7.-11.9.2019 (Kuva 28).



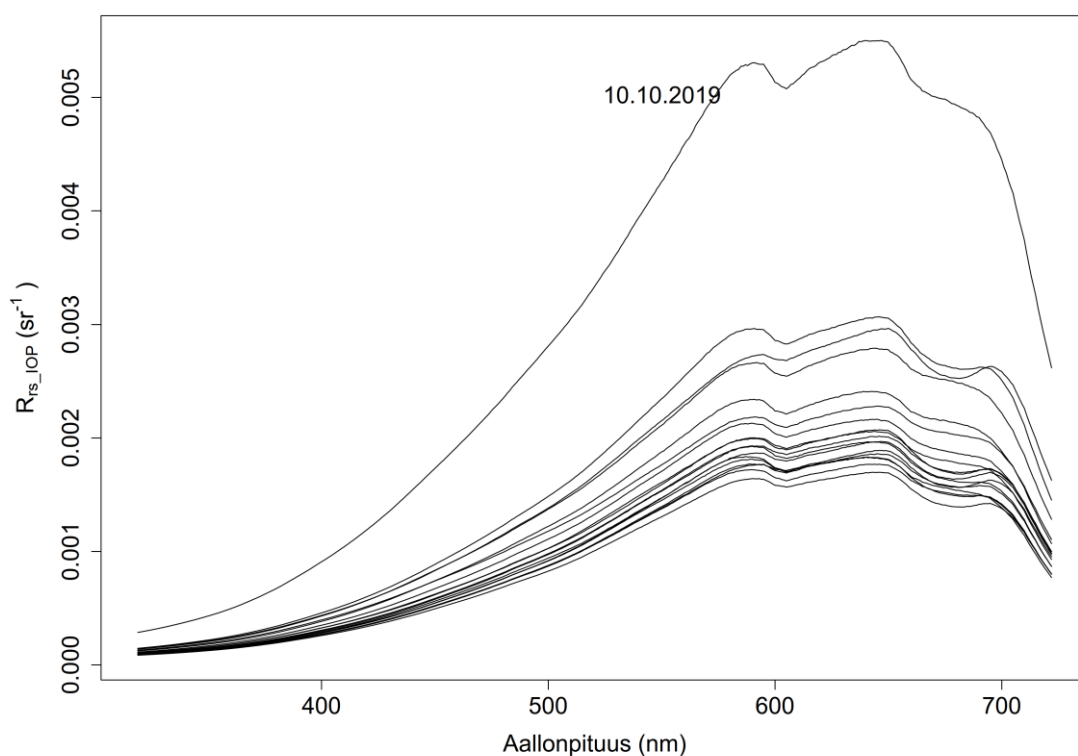
Kuva 28.  $R_{rs,uv}$ -signaalit 16.7.–11.9.2019. Kuvaan on merkitty huippujen ja kuoppien sijaintien keskimääräiset aallonpituudet (mustalla) keskihajontoineen (punaisella),  $n = 9$ .

### 5.3 IOP-mittauksiin perustuva kaukokartoitussignaali

IOP-tulosten pohjalta saatiin laskettua kaukokartoitussignaali ( $R_{rs\_IOP}$ ; kts. luku 4.2.3) jokaiselle mittausjakson viikoittaiselle näytteenottopäivälle.  $R_{rs\_IOP}$ -käyrien muoto oli selkeä tarkastellulla aallonpituusalueella, signaali säilytti muotonsa päivästä ja signaalin voimakkuudesta riippumatta (Kuva 29). Muista tutkituista kaukokartoitussignaalien laskentamenetelmistä poiketen  $R_{rs\_IOP}$ -signaalien määrittämisessä ei ollut pienten signaalien havaitsemiseen liittyviä ongelmia, koska lasketut arvot perustuivat absorptioon ja sirontaan laboratoriomittauksiin, joita oli mahdollista määrittää luotettavasti pienilläkin aallonpituuksilla. Tulokset olivat aina positiivisia poiketen esimerkiksi veden pinnan yläpuolisiin mittauksiin liittyvistä negatiivisista laskentatuloksista, jotka johtuivat osin UV-alueen pienten  $L_w^{0+}$ -arvojen määrittämisvaikeuksista, ja osin pienten signaalien heijastuskorjauksesta aiheutuvista

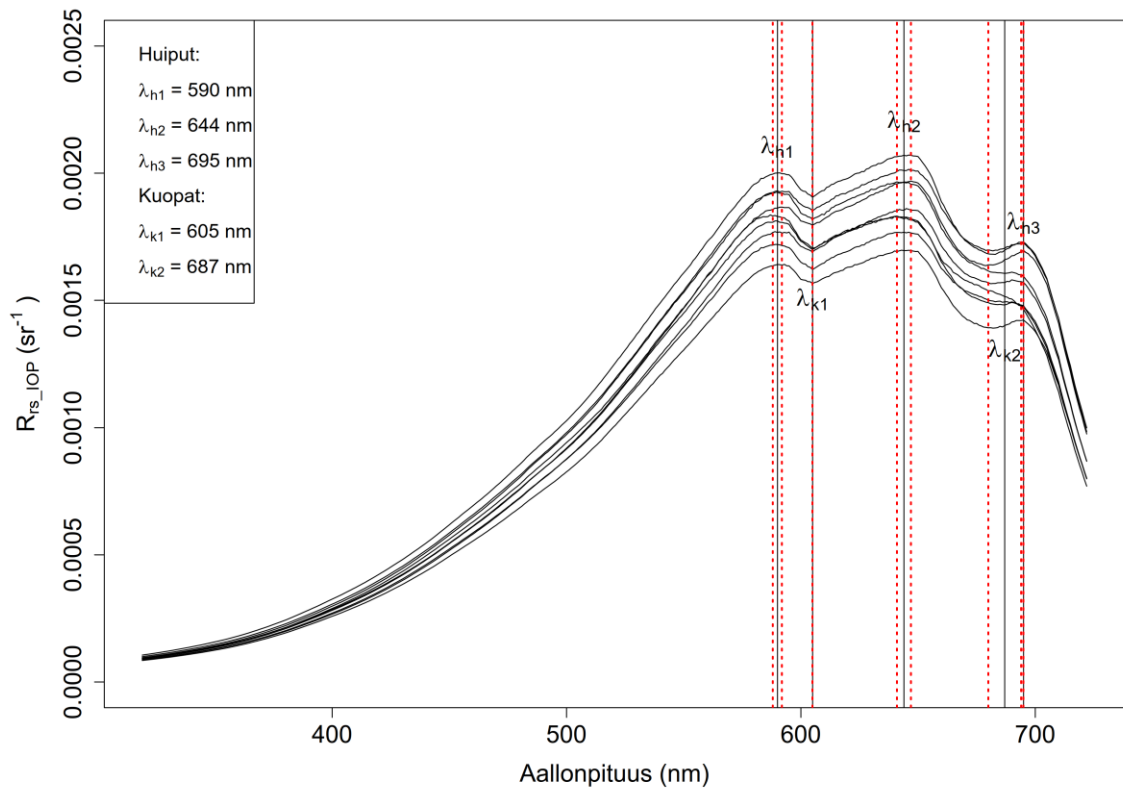
epävarmuustekijöistä. Verrattuna  $R_{rs\_aw}$  tai  $R_{rs\_uw}$  signaaleihin,  $R_{rs\_IOP}$ -signaalit olivatkin varsin luotettavia esimerkiksi  $< 400$  nm:n alueella.

Kaukokartoitussignaalin erottuva poikkeava tulos 10.10.2019 erottui jo takaisinsirontakäyrässä (Kuva 17), ja tulos liittyi korkeaan turbiditeettiin (7,7 FTU) samana päivänä. Kun poikkeava tulos poistettiin, suurin kaukokartoitussignaali ( $0,0031 \text{ sr}^{-1}$ ) havaittiin aallonpituudella 646 nm. Kaukokartoitussignaali oli UV-alueella alhainen, ja nousi jyrkästi siirryttäessä 400 nm:stä lähelle 600 nm:ä, eli absorptio nopea pieneneminen aallonpituuksien suurentuessa mahdollisti signaalin kasvun. Signaalissa erottui selvästi 580–720 nm:n välillä kolme huippua ja kaksi kuoppaa.



Kuva 29. IOP-arvoista laskettu, pinnan yläpuolelle siirretty kaukokartoitussignaali  $R_{rs\_IOP}$  kenttämittauspäivinä 24.6.–4.11.2019,  $n = 18$ . Kuvaan on merkitty poikkeavan tuloksen päivä.

Eri menetelmien vertailuja varten aineistosta tutkittiin kuoppien ja huippujen tyyppillisiä aallonpituuksia ajanjaksolta 16.7.–11.9.2019 keskiarvotarkastelujen pohjalta (Kuva 30).

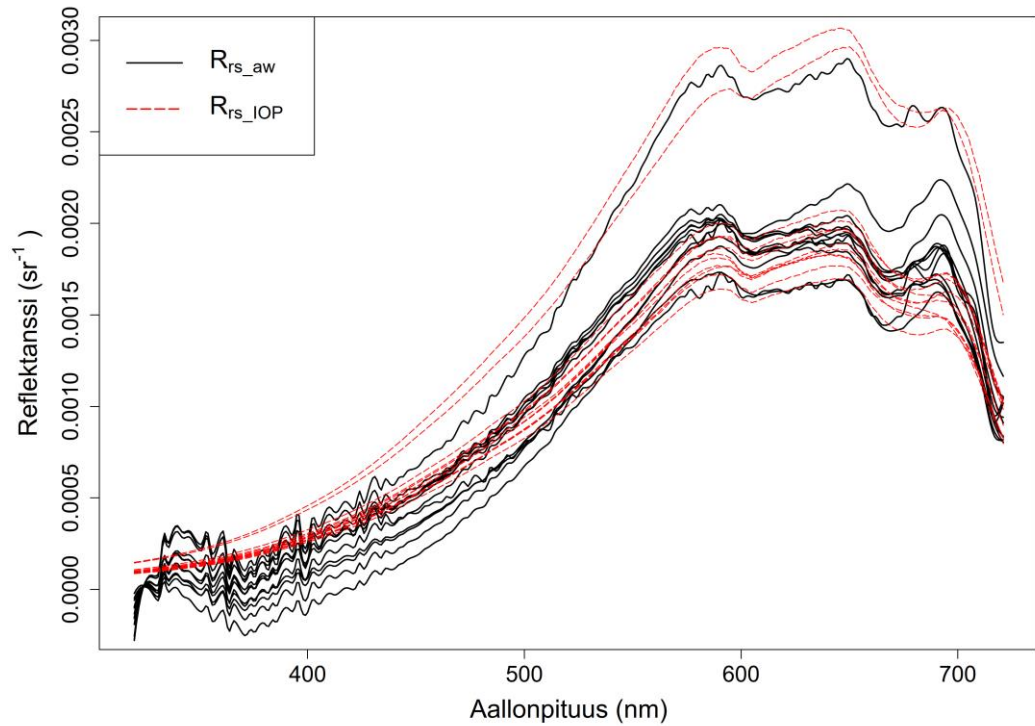


Kuva 30.  $R_{rs\_IOP}$ -signaalit 16.7.–11.9.2019. Kuvaan on merkitty huippujen ja kuoppien sijaintien keskimääräiset aallonpituudet (mustalla) keskihajontoineen (punaisella),  $n = 9$ .

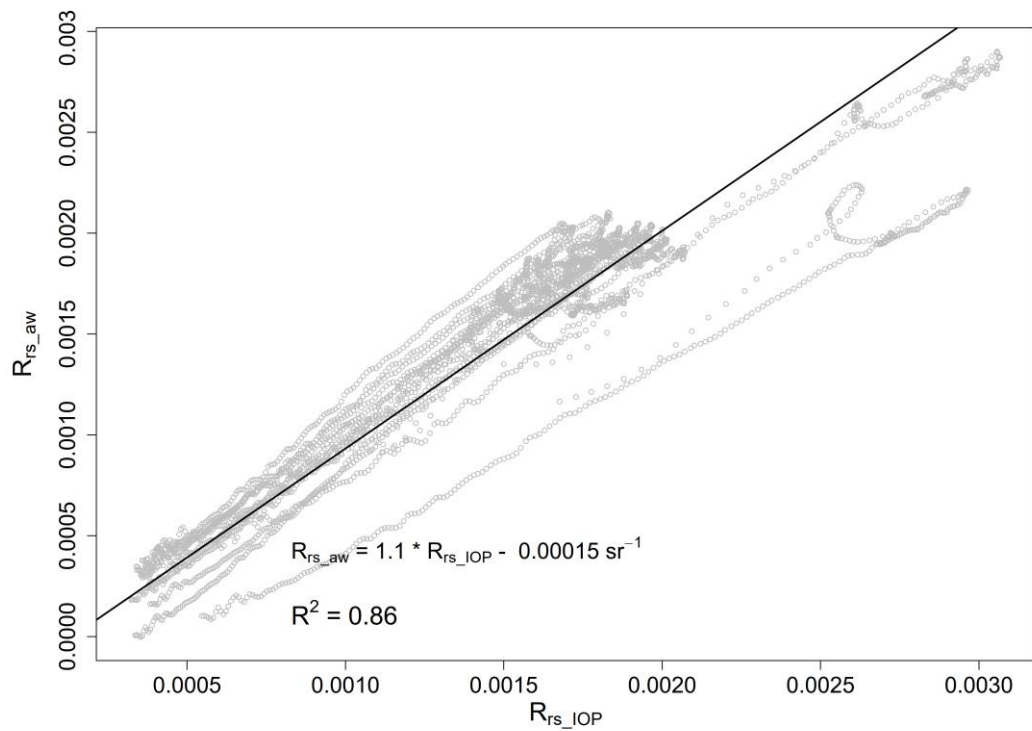
## 5.4 Kaukokartoitussignaalien määrittämenetelmien vertailu

### 5.4.1 $R_{rs\_aw}$ - ja $R_{rs\_IOP}$ -signaalien vertailu

$R_{rs\_aw}$ - ja  $R_{rs\_IOP}$ - signaalit olivat samaa suuruusluokkaa näille menetelmille yhteisenä mittauspäivänä (Kuva 31), ja niiden välinen lineaarinen regressiokerroin (1,1) oli lähellä täydellistä yhteensopivuutta (regressiokerroin = 1; Kuva 32). Aallonpituuden 700 nm lähistöllä  $R_{rs\_IOP}$ -signaalit olivat useimmiten selvästi pienempiä kuin  $R_{rs\_aw}$ -signaalit, mikä näkyi erityisen selvästi signaalien päiväkohtaisissa vertailuissa (esim. Kuva 33). Näitä eroja saattoi selittää  $R_{rs\_aw}$ -signaalin mahdollisesti sisältämä klorofyllin emittoima fluoresenssi, jota taas  $R_{rs\_IOP}$ -signaali ei laskentatapansa perusteella sisältänyt.

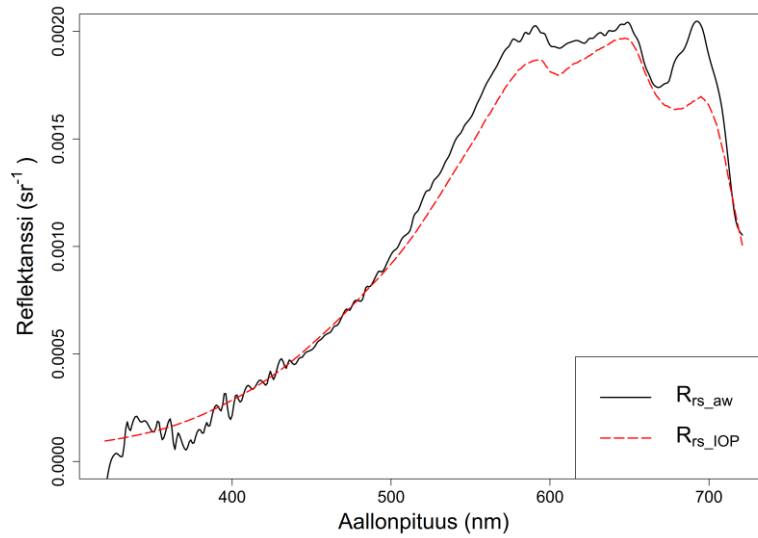


Kuva 31. Veden pinnan yläpuolisista mittauksista ( $R_{rs\_aw}$ , mustalla) ja kokoomanäytteiden pohjalta ( $R_{rs\_IOP}$ , punaisella) lasketut kaukokartoitussignaalit 24.6.-11.9.2019,  $n = 12$ .



Kuva 32. Scatterplot ja aineistoon sovitettu lineaarinen regressiomalli  $R_{rs\_aw}$  ja  $R_{rs\_IOP}$ -signaaleista aallonpituusalueella 417-722 nm 24.6.-11.9.2019,  $n = 12$ .

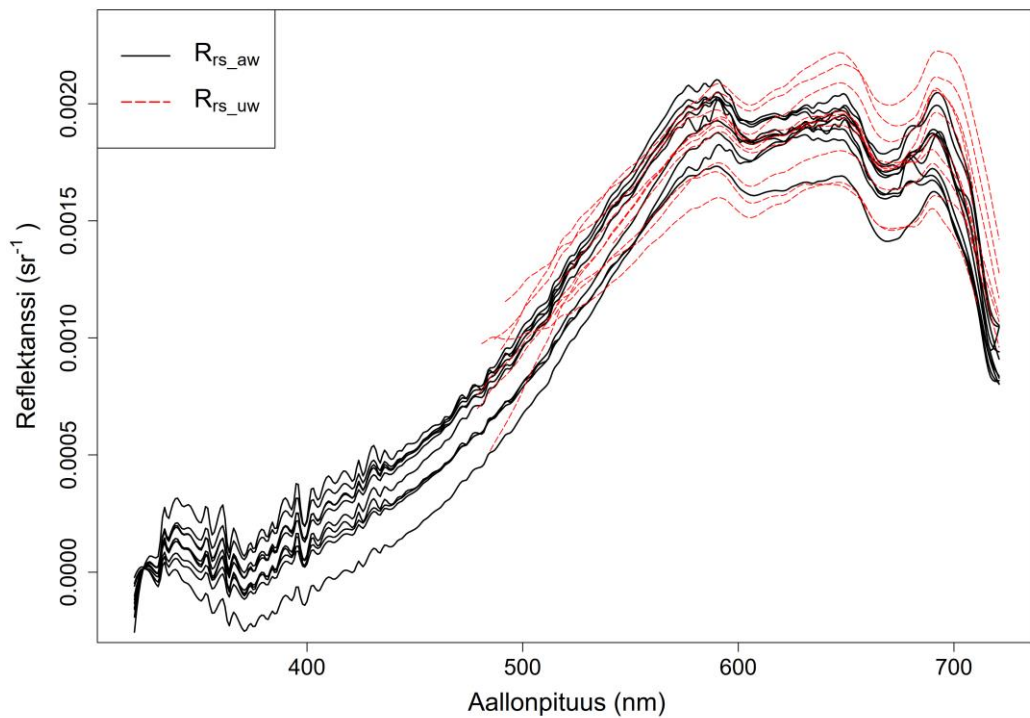




Kuva 33.  $R_{rs\_aw}$ - ja  $R_{rs\_IOP}$ -signaalit 16.7.2019. Kuvasta nähdään, miten  $R_{rs\_aw}$ -signaalit ovat suurempia kuin  $R_{rs\_IOP}$ -signaalit 700 nm:n molemmin puolin.

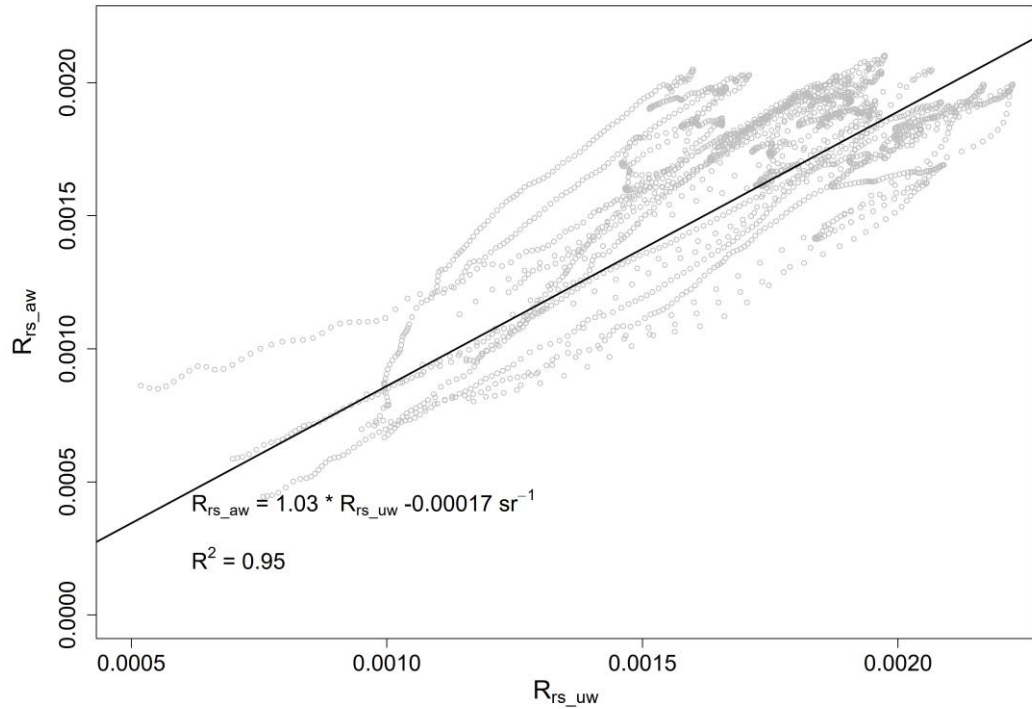
#### 5.4.2 $R_{rs\_aw}$ - ja $R_{rs\_uw}$ -signaalien vertailu

Myös  $R_{rs\_aw}$ - ja  $R_{rs\_uw}$ -signaalien samanaikainen tarkastelu osoitti, että niillä saatiin hyvin saman suuruisia tuloksia (Kuva 34, Kuva 35).



Kuva 34. Veden pinnan yläpuolisista ( $R_{rs\_aw}$ , mustalla) ja alapuolisista ( $R_{rs\_uw}$ , punaisella) mittauksista laskettu kaukokartoitussignaali 19.6.-11.9.2019,  $n = 10$ .

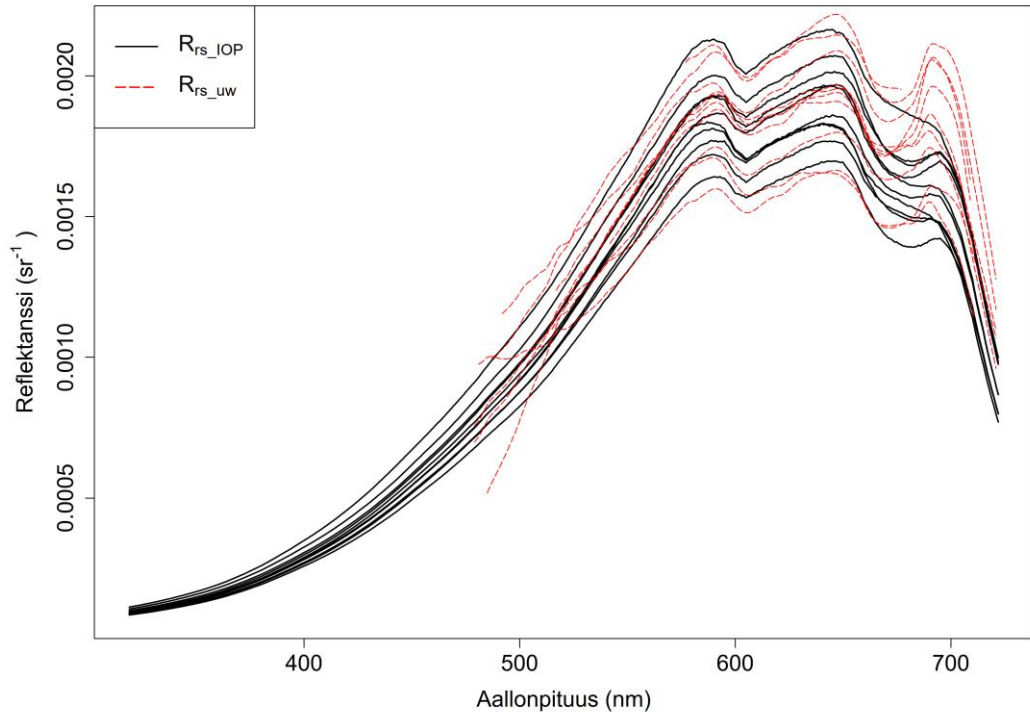




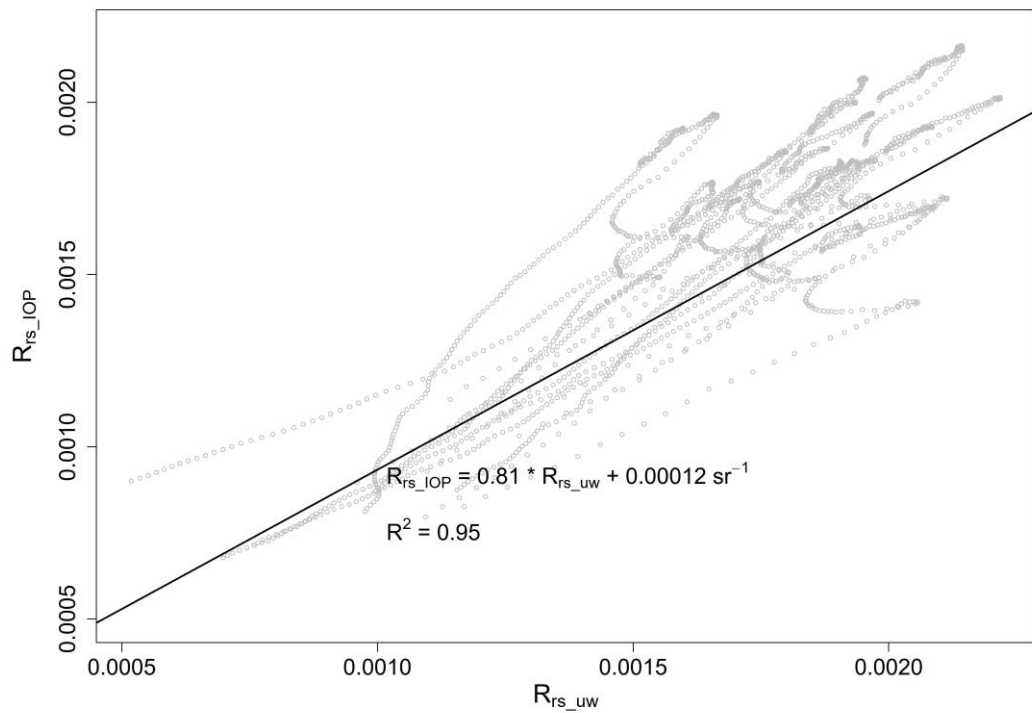
Kuva 35. Scatterplot veden pinnan yläpuolisista ( $R_{rs\_aw}$ ) ja alapuolisista ( $R_{rs\_uw}$ ) mittauksista lasketuista kaukokartoitussignaaleista aallonpituusalueella 479–722 nm 19.6.–11.9.2019,  $n = 10$ .

#### 5.4.3 $R_{rs\_uw}$ - ja $R_{rs\_IOP}$ -signaalien vertailu

Myös  $R_{rs\_uw}$ - ja  $R_{rs\_IOP}$ -signaalien yhtäaikaisessa tarkastelussa nähtiin, että tulosten suuruusluokka oli silminnähden yhtenevä (Kuva 36), vaikka regressiokertoimen arvo (0,81) poikkesikin enemmän ykkösestä kuin muissa vertailuissa (vrt. Kuva 37, Kuva 32 ja Kuva 35). Kuten veden pinnan yläpuolisissakin *in situ*  $R_{rs}$ -mittauksissa ( $R_{rs\_aw}$ ; Kuva 31 ja Kuva 33),  $R_{rs\_uw}$ -signaalin kolmas huippu oli korkeampi kuin  $R_{rs\_IOP}$ -signaaleilla, mikä voisi selittyä klorofyllin fluoresenssilla.



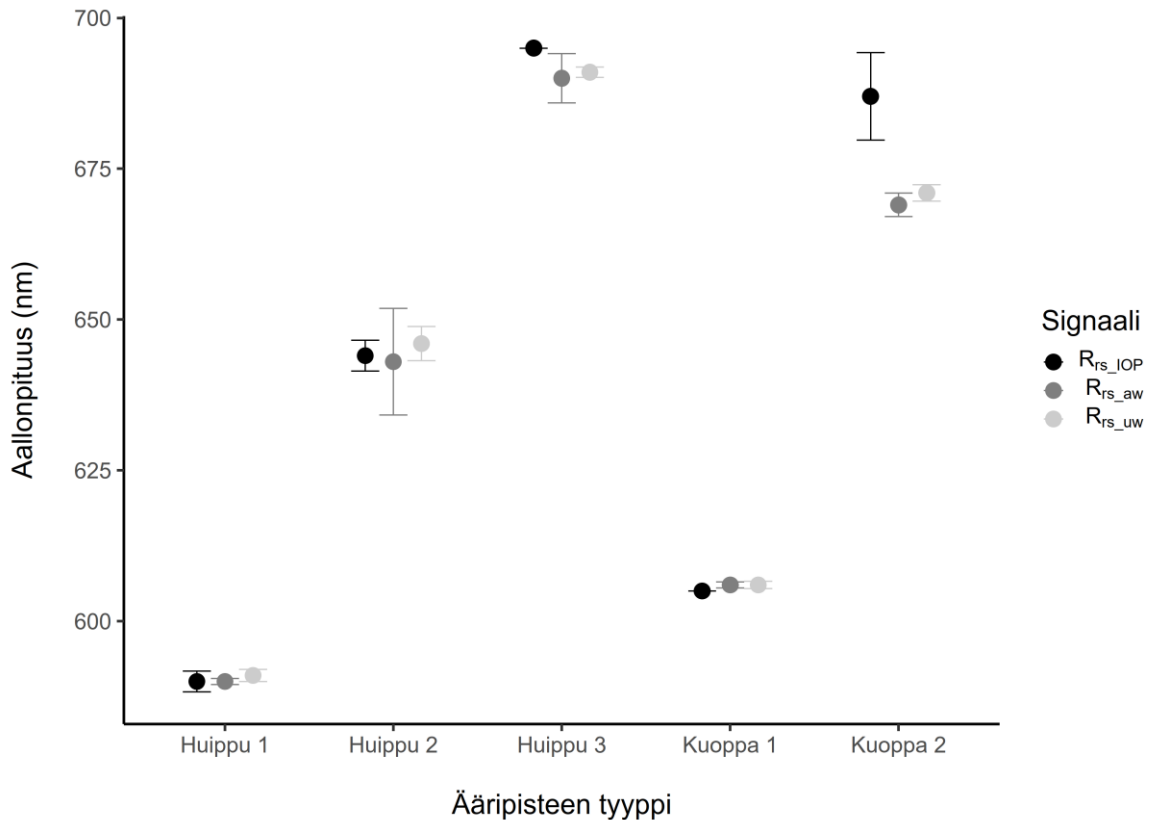
Kuva 36. IOP-arvojen ( $R_{rs\_IOP}$ , mustalla) ja veden pinnan alapuolisten mittausten ( $R_{rs\_uw}$ , punaisella) pohjalta laskettu kaukokartoitussignaali 16.7.–16.9.2019,  $n = 10$ .



Kuva 37. Scatterplot veden pinnan alapuolisten mittausten ( $R_{rs\_uw}$ ) ja IOP-arvojen ( $R_{rs\_IOP}$ ) pohjalta lasketuista kaukokartoitussignaaleista aallonpituusalueella 479–722 nm 16.7.–16.9.2019,  $n = 10$ .

#### 5.4.4 Huippujen ja kuoppien vertailut $R_{rs\_aw}$ -, $R_{rs\_uw}$ - ja $R_{rs\_IOP}$ -signaaleissa

Tutkimusajalta löytyi yhdeksän päivää, jolta saatiin kelvollisia, yhtäaikaisia tuloksia kaikilla kolmella tutkitulla kaukokartoitussignaalien määrittämismenetelmällä. Näiden päivien huiput ja kuopat  $R_{rs\_aw}$ -,  $R_{rs\_uw}$ - sekä  $R_{rs\_IOP}$ -signaaleissa olivat hajonnan huomioiden samat lukuun ottamatta kuoppaa 2 (Kuva 38). *In situ*-menetelmissä ( $R_{rs\_aw}$ ,  $R_{rs\_uw}$ ) kuopat 2 sijaitsivat lähekkäin ( $669 \pm 2$  nm ja  $671 \pm 1$  nm), mutta vastaava kuoppa  $R_{rs\_IOP}$ -signaalissa sijaitsi erillään niistä ( $687 \pm 7$  nm).



Kuva 38. Kolmella menetelmällä laskettujen kaukokartoitussignaalien huippujen ja kuoppien keskimääräiset sijainnit (nm), sekä sijaintien keskihajonnat pystyviivoina (nm) 16.7.–16.9.2019,  $n = 9$ .

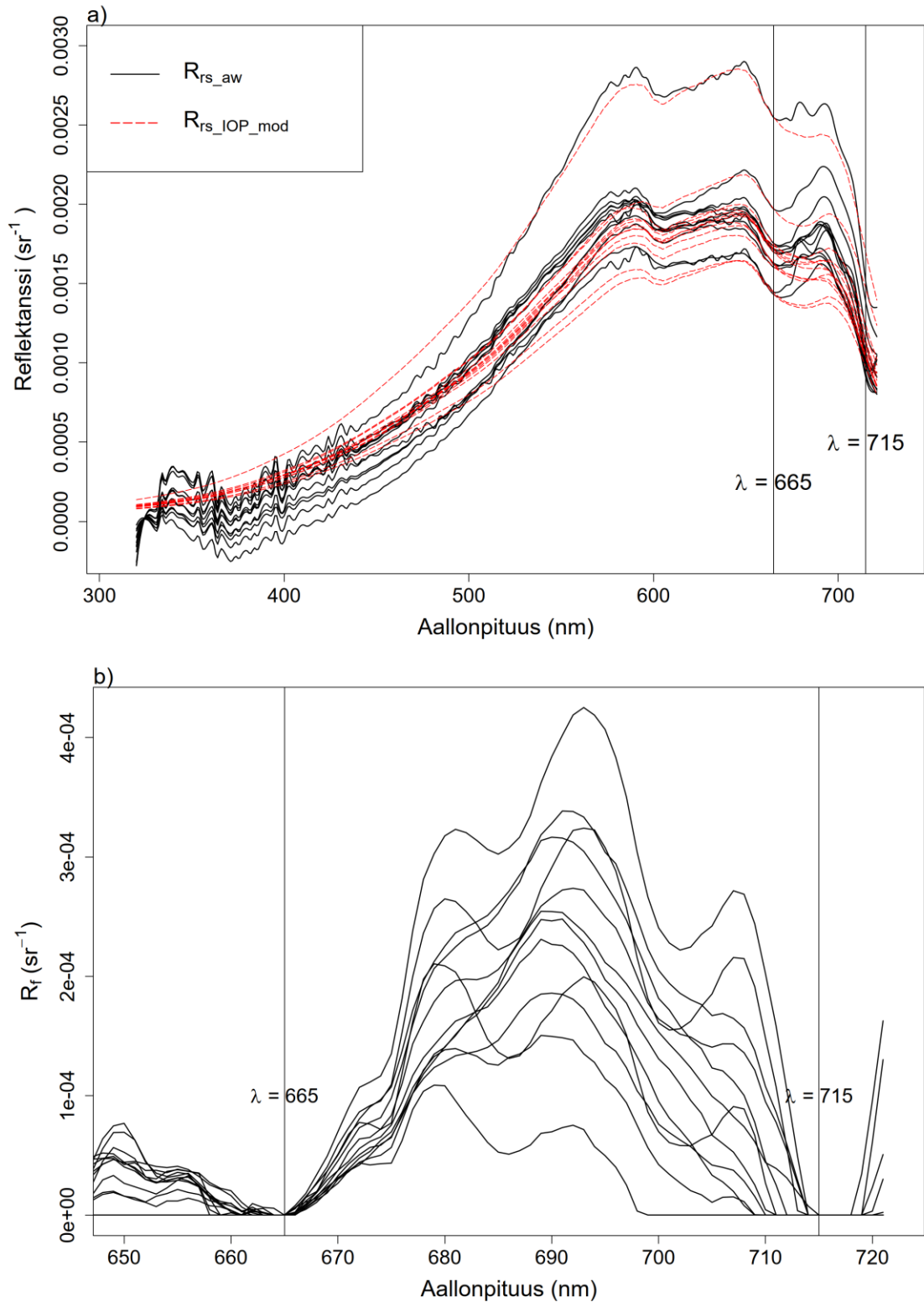
## 5.5 Klorofylli-a:n määrittäminen

Kolmen testatun kaukokartoitussignaalin menetelmän tulosten pareittaisten vertailujen (Kuva 31, Kuva 36) pohjalta vaikutti siltä, että  $R_{rs\_aw}$ - sekä  $R_{rs\_uw}$ -signaalit saattaisivat ilmentää klorofylli-a:n fluoresenssiä. Chl-a:n määrittäminen fluoresenssin avulla päätettiin sen vuoksi testata tässä tutkimuksessa hyödyntäen kahta eri menetelmää.

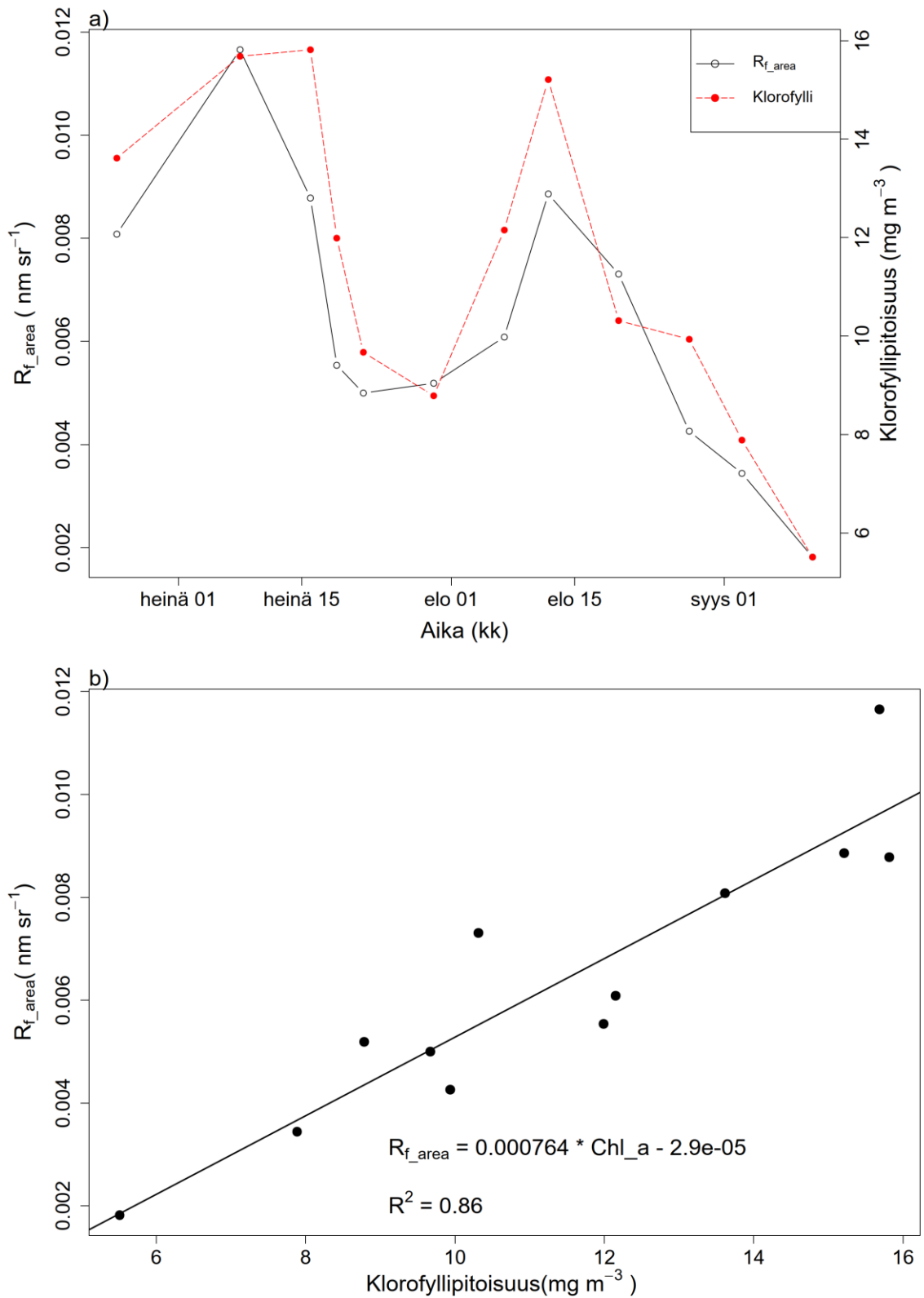
### 5.5.1 Klorofylli-a:n fluoresenssin määrittäminen $R_{rs\_aw}$ - ja $R_{rs\_IOP}$ -signaalien erojen avulla

Määrittämiseksi laskettiin  $R_{rs\_IOP\_mod}$ -signaali kohdistamalla  $R_{rs\_IOP}$ -signaali  $R_{rs\_aw}$ -signaalin kanssa 665 nm:n kohdalla (Kuva 39a).  $R_{rs\_aw}$ - ja  $R_{rs\_IOP\_mod}$ -signaalien erotus ( $R_f(\lambda)$ ) (Kuva 39b) havainnollisti Chl-a:n fluoresenssin tyypillisellä esiintymisalueella ilmiön mahdollista mukanaoloa  $R_{rs\_aw}$ -signaaleissa. Korrelaatiolaskelmissa tarkasteltava aallonpituusalue ( $\lambda_{min} = 665$  nm ja  $\lambda_{max} = 715$  nm) valittiin kuvien (Kuva 39 a ja b) sekä luvussa 4.3.1 esitetyn taustatiedon pohjalta.

Valitulla laskenta-alueella (665–715 nm) tuloksista laskettu päivittäisen fluoresenssin reflektanssin pinta-ala ( $R_{f\_area}$ ) seurasi Chl-a:n pitoisuuksien vaihtelua ajan suhteen (Kuva 40a) ja samoin muuttujien korrelaatio oli hyvä ( $R^2 = 0,86$ ; Kuva 40b).



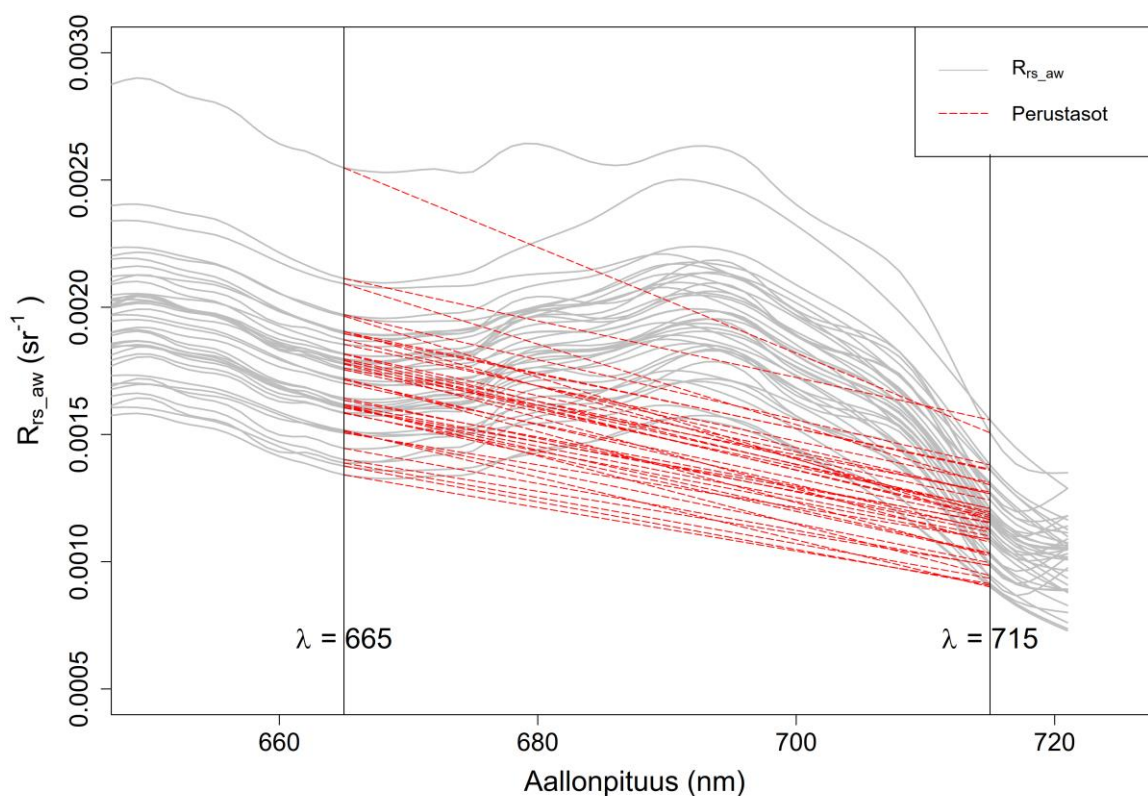
Kuva 39. a)  $R_{rs\_aw}$ -signaali ja sen kanssa 665 nm:n kohdalla kohdistettu  $R_{rs\_IOP\_mod}$ -signaali. b) Signaalien erotuksesta laskettu päivittäinen fluoresenssin reflektanssi ( $R_f(\lambda)$ ) skaalattuna fluoresenssin tarkastelualueelle. Aikavälillä 24.6.-11.9.2019  $n = 12$ .



Kuva 40.  $R_{rs\_aw}$  ja  $R_{rs\_IOP\_mod}$ -signaalien päivittäisiin eroihin pohjautuvan fluoresenssin reflektanssin pinta-alan ( $R_{f\_area}$ , 665–715 nm) sekä kokoomanäytteistä määritettyjen Chl-a-pitoisuuksien a) aikasarja ja b) scatterplot aikavälillä 24.6.-11.9.2019,  $n = 12$ .

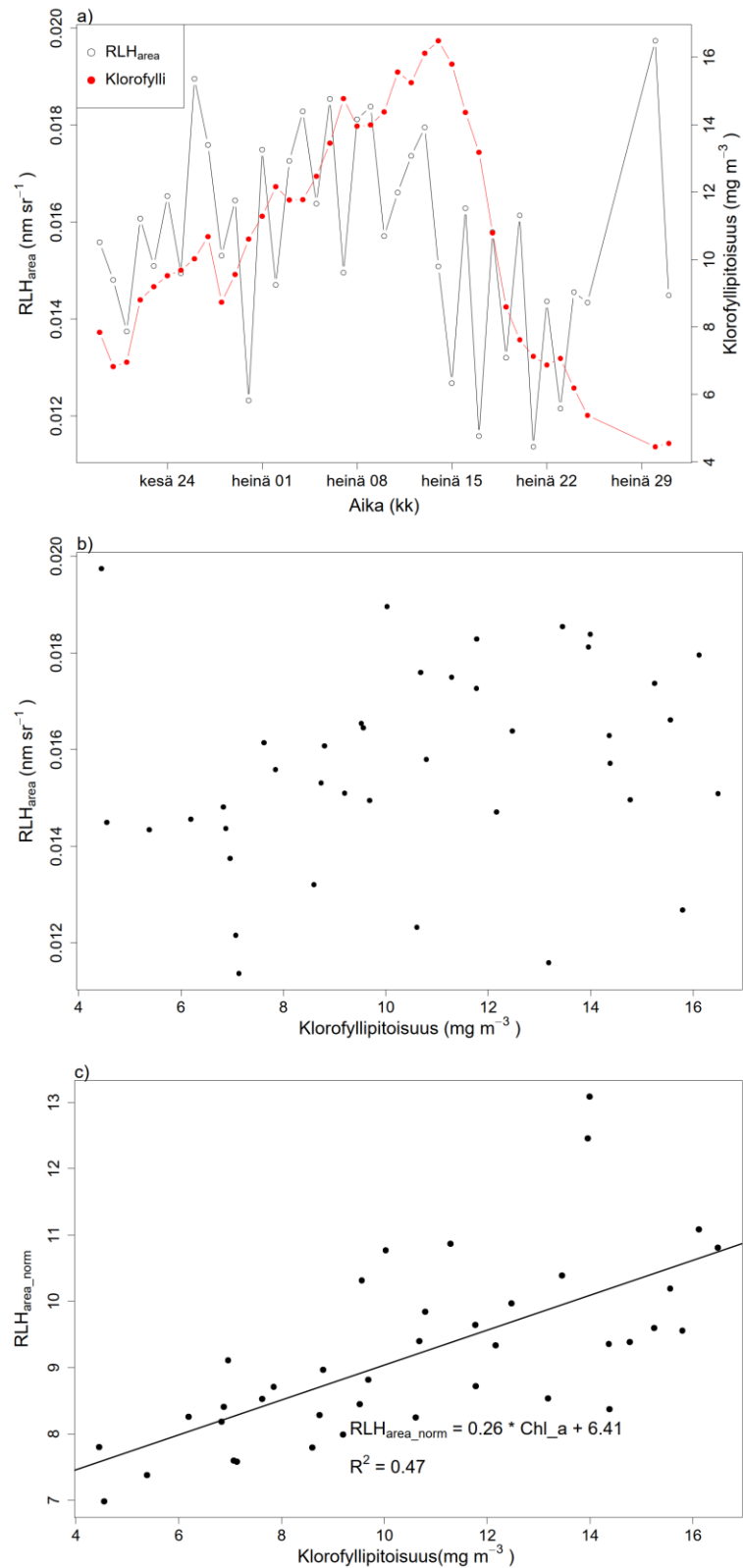
### 5.5.2 Klorofylli-a:n fluoresenssin määrittäminen RLH-menetelmän avulla

Jokaisen mittauspäivän kaukokartoitussignaalin keskiarvokäyrään sovitettiin suorat  $R_{rs\_aw}(665)$ - ja  $R_{rs\_aw}(715)$  -kaukokartoitussignaaliarvojen välille (Kuva 41). Näitä laskettuja suoria hyödynnettiin päivittäisessä  $RLH_{area}$ -laskennassa perustasona.



Kuva 41.  $R_{rs\_aw}$ -signaalista (harmaalla) lasketut päivittäiset perustasot (punaisella) 665–715 nm:n väliltä 19.6.–31.7.2019.

Chl-a- ja  $RLH_{area}$ -arvojen samanaikainen tarkastelu aikasarjana (Kuva 42a) antoi viitettä näiden kahden muuttujan toisiinsa liittyvästä vaihtelusta, mutta  $RLH_{area}$ - ja Chl-a-tuloksista laadittu scatterplot ilmensi vain heikkoa korrelaatiota (Kuva 42b).  $RLH_{area}$ -muuttujan normalisointi kaukokartoitussignaalin laskenta-alueen tyypillisellä minimillä (tässä  $R_{rs\_aw}(669)$ ) paransi korrelaatiota ( $R^2 = 0,47$ ; Kuva 42c), mutta tulos jäi kuitenkin alhaisemmaksi kuin IOP-perusteisella menetelmällä laskettu korrelaatio ( $R^2 = 0,86$ ; Kuva 40b).

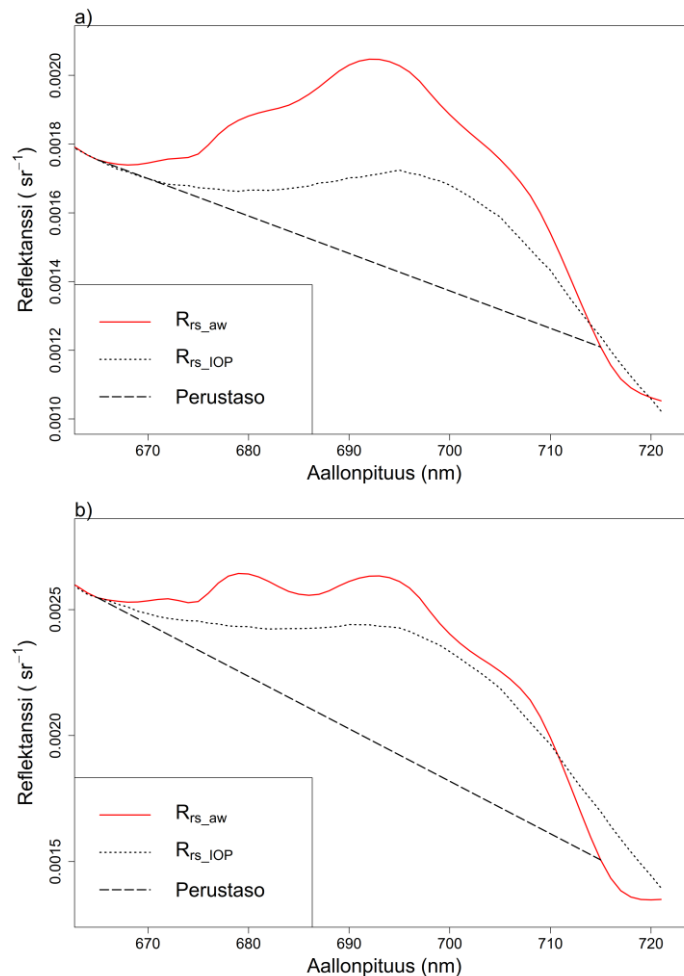


Kuva 42. Päivittäisten  $R_{rs,aw}$ -signaalien ja lineaaristen perustasojen eroista laskettu fluoresenssin reflektanssin pinta-alan ( $RLH_{area}$ ) sekä Aino-lautan mittaustulosten ja kokoomanäytteiden pohjalta lasketun Chl-a-pitoisuuden a) aikasarja, b) scatterplot sekä c)  $R_{rs,aw}(669)$ -arvolla normalisoidun signaalin ( $RLH_{area\_norm}$ ) scatterplot 19.6.–31.7.2019,  $n = 39$ .



### 5.5.3 Klorofyllin fluoresenssin määrittämenetelmien vertailu

$R_{rs\_aw}$ - ja  $R_{rs\_IOP\_mod}$ -signaalien erotukseen pohjautuva fluoresenssin reflektanssin ( $R_{f\_area}$ ) määrittämenetelmä tuotti tässä työssä paremman korrelaation ( $R^2 = 0,86$ ) verrattuna  $R_{rs\_aw}(669)$ -arvolla normalisoidun  $RLH\_area$ -signaalin korrelaatioon ( $R^2 = 0,47$ ). Kahden Chl-a-pitoisuudeltaan erilaisen (15,8 ja 8,8 mg m<sup>-3</sup>) esimerkkipäivän signaalien laskenta-asetelmista (Kuva 43a ja Kuva 43b) nähdään, että molempina esimerkkipäivinä  $R_{rs\_IOP}$ -käyrien määrittämät perustasot olivat lineaarista perustasoa paljon ylempänä, eli  $R_{rs\_aw}$ - ja  $R_{rs\_IOP\_mod}$ -signaalien eroihin pohjautuvat signaalit olivat huomattavasti pienempiä kuin RLH-menetelmällä lasketut signaalit. Vaikutikin siltä, että fluoresenssisignaalin laskennassa Jyväsjärvellä  $R_{rs\_IOP}$ -käyrät ilmensivät paremmin perustasoa kuin lineaariset perustasot RLH-menetelmässä.



Kuva 43. Fluoresenssilaskennat a) 16.7. ( $C_{chl-a} = 15,8$  mg m<sup>-3</sup>) ja b) 30.7.2020 ( $C_{chl-a} = 8,8$  mg m<sup>-3</sup>); Ku-  
vassa  $R_{rs\_aw}$  (punainen) ja  $R_{rs\_IOP\_mod}$  (musta pisteviiva) ja lineaariset perustasot (musta katkoviiva).

## 6 TULOSTEN TARKASTELU

### 6.1 Heijastuksen korjausmenetelmät

Tämän tutkimuksen heijastuksen korjausmenetelmien tulosten vertailun pohjalta vaikutti siltä, että Mobleyn (1999) menetelmän antamat tulokset olivat Jyväsjärvellä liian suuria koko tutkitulla aallonpituusalueella, mutta erityisen selvästi alle 450 nm:n aallonpituuksilla (Kuva 22). Mobley (1999) suosittelee käyttämään  $5 \text{ m s}^{-1}$  suuremmilla tuulennopeuden arvoilla taulukoimiaan heijastuskertoimen arvoja, jotka huomioivat paitsi tuulen nopeuden ja katselukulman, myös auringon kulman suhteessa zenittiin. Tässä tutkimuksessa ei huomioitu näitä tekijöitä, mikä saattoi vaikuttaa tuloksiin ainakin tuulisina päivinä. Mobleyn (1999) menetelmä olettaa heijastuskertoimen olevan vakio kaikilla aallonpituuksilla, mikä myös Leen *ym.* (2010) mukaan johtaa vain karkeisiin tuloksiin, koska heijastuskerroin vaihtelee spektraalisesti. Tässäkin tutkimuksessa menetelmällä saatiin tuloksia, joissa vaikutti olevan jotain oikeita piirteitä: tulokäyrän muoto oli tulosten vertailujen pohjalta oikeantyyppinen  $\sim 600\text{--}700 \text{ nm}$ :n alueella, mutta tulokset jäivät ilman lisäkorjauksia kauttaaltaan liian suureksi, ja pienillä aallonpituuksilla menetelmä toimi erityisen huonosti.

Standardi SeaWiFS-protokollassa (Firestone & Hooker 1995) Mobleyn menetelmän tapaan vakioarvoisella heijastuskertoimella korjatuista tuloksista vähennettiin vielä 750 nm:n signaali, minkä ansiosta tulosten suuruusluokka vaikutti tulosten vertailun perusteella oikean suuruiselta  $\sim 460\text{--}700 \text{ nm}$ :n alueella, mutta tulokset olivat edelleen vääristyneiltä alle 460 nm:n aallonpituuksilla (Kuva 23). Yleisellä menetelmällä (Dev & Shanmugam 2014) laskettujen tulosten suuruusluokka taas vaikutti vertailujen perusteella oikean suuruiselta vain 650–700 nm:n alueella (Kuva 24). Yleisessä ja SeaWiFS-menetelmissä oletetaan NIR-alueen signaali nollassi, mikä Dev & Shanmugamin (2014) mukaan voi aiheuttaa merkittäviä virheitä tuloksiin CDOM-pitoisissa järvissä, mikä havaittiin myös tämän tutkimuksen tuloksissa: näiden menetelmien antamat tulokset olivat erityisen vääristyneitä alueella, jossa

CDOM:in aiheuttama absorptio oli voimakasta. Jyväsjärvi on tummavetinen järvi johtuen runsaasta liukoisen humuksen määrästä, joka näkyi myös absorptiotuloksissa (esim. Kuva 15). Kokonaisabsorptio oli CDOM:in vuoksi keskimäärin jo alle 464 nm:n aallonpituuksilla suurempi kun 750 nm:n kohdalla (Kuva 16), mikä aiheutti sen, että näillä alueilla kaukokartoitusignaali oli hyvin lähellä nollaa. Heijastuskorjauksen havaittiin olevan näillä aallonpituusalueilla erityisen haasteellista. Tässä testatut Mobleyn menetelmä, yleinen menetelmä ja SeaWiFS-menetelmä on alun perin kehitetty valtameritutkimukseen (Firestone & Hooker 1995, Mobley 1999, Dev & Shanmugam 2014), jossa vesityyppi on hyvin erilainen kuin Jyväsjärvellä. Valtamerille kehitetyt menetelmät eivät tämän tutkimuksen perusteella pystyneet huomioimaan Jyväsjärven tyyppisen CDOM-pitoisen järven olosuhteita, eivätkä menetelmät sen vuoksi soveltuneet Jyväsjärvelle.

Kutserin *ym.* (2013) menetelmä on alun perin kehitetty sisävesien tutkimukseen, joten siinä on huomioitu sisävesien ominaispiirteet. Laskentamenetelmä perustuu sekä UV- että NIR-alueen erityispiirteiden huomiointiin. Tulosten vertailujen perusteella menetelmällä saatujen tulosten suuruusluokka 460–700 nm:n välillä vastasi SeaWiFS-menetelmällä saatuja tuloksia (Kuva 23). Tämän lisäksi menetelmällä saadut arvot 460 nm pienemmillä aallonpituuksilla vaikuttivat ainoana tutkituista menetelmistä relevanteilta, ottaen huomioon voimakkaan kokonaisabsorption tällä alueella. Tälläkin menetelmällä oli kuitenkin haasteita signaalin ollessa erittäin pieni; myös tällä menetelmällä saadut tulokset olivat joissain tapauksissa negatiivisia pienillä aallonpituuksilla. Samantyyppisiä ongelmia esiintyi myös Kutserin *ym.* (2013) tutkimuksessa ja Ruddickin *ym.* (2019) mukaan heijastuskertoimen määrittämiseen liittyvät epävarmuudet ovat sitä merkittävämpiä, mitä pienempi  $L_w^{0+}$ -signaali on. Kutserin menetelmä oli kuitenkin tässä työssä tutkituista menetelmistä Jyväsjärven olosuhteisiin parhaiten soveltuva, mikä oli menetelmän kehittämistyön lähtökohdat huomioiden myös odotettavissa.

Tulokset osoittivat, että heijastuksen korjaus on haasteellista CDOM-pitoisissa vesistöissä millä tahansa menetelmällä. Jos menetelmän halutaan toimivan mahdollisimman laajalla aallonpituusalueella, se edellyttää CDOM-pitoisten vesien erityispiirteiden huomiointia. Myös Bernardo *ym.* (2018) totesivat CDOM-pitoisten vesien heijastuskorjauksen haasteellisuuden tutkiessaan neljän eri menetelmän toimivuutta erityyppisissä vesissä. Heidän tulostensa mukaan eri tavoin heijastuskorjattujen kenttämittausten ja simuloitujen tulosten välillä olivat eri tyyppisissä vesissä suurimmat virheet 443 nm aallonpituuksilla, ja pienimmät 665 nm kohdalla. Myös tässä tutkimuksissa pienten aallonpituuksien heijastuskorjaus oli haasteellisinta. Bernardon tutkimuksissa signaalien muoto säilyi 400–800 nm:n välillä heijastuskorjausmenetelmästä riippumatta, vaikkakin sen suuruus vaihteli, kun taas tässä tutkimuksessa signaalien muoto erottui käyristä parhaiten 550–700 nm:n välillä.

Säätilaa ei huomioitu tämän tutkimuksen heijastuksen korjausmenetelmissä. Tulosten luotettavuuden parantamiseksi huomattavan tuulisten päivien tulokset olisi ollut hyvä seuloa tuloksista tai käsitellä ne menetelmällä, jossa vallitseva tuulen nopeus olisi huomioitu erikseen.

## 6.2 Kaukokartoitussignaalien määrittäminen

Tässä työssä oli toisena tavoitteena selvittää, onko veden pinnan yläpuolisilla ja alapuolisilla säteilymittauksilla sekä IOP-arvojen perusteella mahdollista päästä samoihin kaukokartoitussignaalituloksiin Jyväsjärvellä. Vedestä ylöspäin suuntautuva signaali  $L_w^{0+}$  oli Jyväsjärvellä kokonaisuutena hyvin alhainen alle 500 nm:n aallonpituuksilla CDOM:in voimakkaan absorption vuoksi. Tämä vaikeutti luotettavien tulosten saantia, koska pieniä signaalien arvoja on tutkitusti vaikea mitata luotettavasti (Matthews 2017). Tulosten perusteella näillä kolmella tutkitulla menetelmällä oli kuitenkin mahdollista päästä CDOM-pitoisella Jyväsjärvellä toistensa kanssa varsin saman suuruisiin (Kuva 31, Kuva 34 ja Kuva 36) sekä erinomaisesti ( $R^2 = 0.86\text{--}0.95$ ) korreloiviin tuloksiin. Veden pinnanalaisten mittausten kanssa kor-

relaatioita oli mahdollista laskea vain 479–722 nm:n aallonpituuksilta. Myös eri menetelmien pohjalta laskettujen kaukokartoitussignaalien huiput ja kuopat osuivat lähelle toisiaan (Kuva 38). Tulokseksi saaduissa signaaleissa oli havaittavissa todennäköisesti yhdistetty kasviplanktonin toinen sirontapiikki (tyypillinen sijainti ~700 nm) sekä klorofylli-a:n fluoresenssin emissiopiikki (tyypillinen sijainti ~685 nm) sekä klorofylli-a:n tyypillinen toinen absorptiokuoppa (tyypillinen sijainti ~670 nm) (Matthews 2017). CDOM:in absorptio vaikutti tuloksiin erittäin vahvasti alle 500 nm:n aallonpituuksilla ja ylitti veden absorption vielä yli 700 nm:n aallonpituuksilla (esim. Kuva 15), mikä on Bernardon *ym.* (2018) mukaan tyypillistä CDOM-pitoisissa vesistöissä. CDOM:in absorptio todennäköisesti peitti Chl-a:n ensimmäisen tyypillisen absorptiokuopan (yleensä ~440 nm:n kohdalla) ja madalsi kasviplanktonin yhden tyypillisen sirontahuipun (yleensä ~560 nm:n kohdalla). Eri ainesosien sironta- ja absorptiokuoppien tasoittuminen CDOM:in voimakkaan absorption takia on kirjallisuudenkin pohjalta yleistä CDOM-pitoisissa vesistöissä (Matthews 2017).

$R_{rs\_IOP}$ -signaalit korreloivat  $R_{rs\_uw}$ -signaalien kanssa erinomaisesti ( $R^2 = 0,86$ ; Kuva 32). Kiinalaisessa tutkimuksessa oli määritetty IOP-perusteiden kaukokartoitussignaali merellä vesinäytteen kiintoainepitoisuuksien ja partikkelien kokojakauman sekä Mien teorian pohjalta ja samanaikaisesti veden pinnan yläpuolisiin säteilymittauksiin perustuva kaukokartoitussignaali (Jinling *ym.* 2011). Tutkimuksessa IOP-perusteiset sekä pinnan yläpuolisten mittausten pohjalta määritetyt kaukokartoitussignaalit korreloivat vielä hiukan paremmin ( $R^2 = 0,89$ ) ja tulosten perusteella absorptio- ja sirontakertoimet olivat reflektanssimuutosten merkittävimpiä selittäjiä.

Tässä tutkimuksessa  $R_{rs\_uw}$ - ja  $R_{rs\_IOP}$ -signaalit korreloivat vielä paremmin kuin edellä ( $R^2 = 0,95$ ; Kuva 37) veden pinnanalaisten tulosten aukoista huolimatta. Kanadalaisella Erie-järvellä veden pinnanalaisista mittauksista ja IOP-arvoista johdetut kaukokartoitussignaalit korreloivat vielä hiukan paremmin ( $R^2 > 0,96$ ) kuin tässä tutkimuksessa (O'Donnell *ym.* 2010). Erie-järven tutkimuksessa vaimenemiskerto-

met määritettiin  $E_d^-$ - ja  $L_u^-$ -mittauksista, joiden toistoja tehtiin joka syvyydellä vähintään kymmenen, eli ainakin kaksi kertaa enemmän kuin tässä tutkimuksessa. Lisäksi ylintä veden pinnan alaista radianssia ( $L_u^-$ ), joka ekstrapoloitiin pinnan alaiseksi arvoksi, mitattiin 2 minuuttia. Tutkimuksessa määritettiin myös takaisinsirontakertoimet ( $b_{b,p}$ ) *in situ* ja tulosten herkkyyksianalyysissä havaittiin näiden paikalla tehtyjen määritysten keskeinen merkitys. Nämä seikat saattoivat selittää Eriejärven tulosten hiukan parempaa korrelaatiota verrattuna tähän tutkimukseen, mutta selityksasteet olivat kuitenkin yllättävän saman suuruisia. IOP-arvojen muutosten ja kaukokartoitussignaalin spektrin muodon linkittyminen toisiinsa todettiin myös Erie-järvellä: spektrin vaihtelut olivat selvästi spatiaalisia ja kuvastivat paitsi mittaustaikojen paikallisia IOP-arvoja, jotka liittyivät optisesti aktiivisten aineiden konsentraatioon ja koostumukseen, myös fluoresenssia. Myöskin sääoloilla arvioitiin olevan vaikutuksia kaukokartoitussignaalin spektrien vaihteluihin (O'Donnell *ym.* 2010).

$R_{rs\_uw}$ - ja  $R_{rs\_aw}$ -signaalien korrelaatio oli tässä tutkimuksessa myös erinomainen ( $R^2 = 0,95$ ; Kuva 35). Veden pinnan yläpuolisten laitteistojen  $R_{rs}$ -tulosten vertailussa veden pinnan alapuolisiin tuloksiin oli kirjallisuudessa saatu tähän tutkimukseen verrattuna vielä parempia selityksasteita: Adrianmerellä 0,97–0,99 (Zibordi *ym.* 2012) ja Grönlannin rannikkovesillä 0,96–0,999 (Garaba & Zielinski 2013a). Zibordin *ym.* (2012) tutkimuksessa oli tehty mittauslaitteiden kalibrointi etukäteen yhtenevien standardien ja menetelmien mukaan, mittausalusta oli vakaa ja mittausolosuhteet olivat lähes ideaaliset. He näkivät keskeisenä laitteiden yhtenevän kalibroinnin merkityksen, ja arvioivat myös, että vastaavia tuloksia voi olla vaikea saavuttaa haastavammissa mittausolosuhteissa. Garaba & Zielinski (2013a) puolestaan määrittivät veden pinnan alaisia tuloksia 2–4 profiililla jokaisesta näytteenottopaikasta, ja mittasivat samalla 15 minuutin ajan vastaavaa pinnan yläpuolista signaalia. Veden pinnan alaiset mittausprofiilien määrät olivat heidän tutkimuksessaan suurempia kuin tässä tutkimuksessa, mikä luultavasti selittää tulosten parempaa korrelaatiota. Garaban & Zielinskin (2013a) veden pinnan alapuoliset tulokset olivat vain

360–610 nm:n väliltä subpolaarisen ja polaarisen alueen meriveden NIR-alueen voimakkaan vaimenemisen vuoksi, eli heidänkin tutkimuksessaan oli valon nopeasta vaimenemisesta johtuvia haasteita. He saivat vaimenemisesta huolimatta tuloksia laajemmalla aallonpituusalueella kuin tässä tutkimuksessa saatiin, mikä saattoi johtua suuremmasta profiilien määrästä.

### 6.2.1 Pohdintaa menetelmien luotettavuudesta

Kolmen kaukokartoitussignaalin määrittämenetelmän vertailussa käytettävissä oleva täsmälleen samojen päivien mittausaineisto oli pieni ( $n = 9-12$ ). Luotettavampien ja vertailukelpoisempien tulosten saamiseksi vertailuaineiston olisi syytä olla suurempi ja vertailua olisi hyvä tehdä myös eri tyyppisistä järvistä. Aineistosta jouduttiin valitettavasti aikataulusyistä rajaamaan kevään ja alkukesän haastavampaan muotoon tallentuneita mittaustuloksia, mitkä olisivat mahdollistaneet laajemman aineiston vertailun. Toinen vaihtoehto olisi ollut interpoloida viikoittaiset veden pinnan alapuoliset ja IOP-mittausten tulokset koko mittausajalle, johon olisi kuitenkin sisällynyt interpoloinnista aiheutuvia epävarmuustekijöitä.

Eri menetelmien tulosten pohjalla olevan mittausdatan määrä oli epäsuhtainen: pinnan yläpuolisia automaattimittauksia saatiin huomattavasti päivittäisen keskiarvon laskentaa varten, mikä lisäsi tulosten luotettavuutta. Sen sijaan pinnan alapuolisia mittauksia oli yhdeltä päivältä viikossa, ja laskennassa oli käytettävissä vain viiden mittauksen keskiarvo, mikä johti sääolojen aiheuttamiin haasteisiin yhdistettynä huomattaviin aukkoihin tuloksissa. Kokoomanäytteiden pohjalta tehdyistä mittauksista otettiin aina kolme toistoa, jotka sinänsä olivat laboratoriossa toteutettuna vähemmän häiriöalttiita, ja niistä laskettiin viikoittaiset keskiarvotulokset. Tämän tyyppisissä vertailututkimuksissa eri menetelmien aineiston määrät olisi hyvä olla suunniteltu vertailukelpoisemmiksi. Tämän tutkimuksen teosta päätettiin vasta kenttämittausten jo oltua vauhdissa lähes puoli vuotta, minkä vuoksi kenttämittauksia ei ollut suunniteltu tämän tutkimuksen näkökulmasta.

Ruddickin *ym.* (2019) mukaan veden pinnan yläpuoliseen sekä alapuoliseen säteilymittausdataan perustuvien tulosten laadussa voidaan yleisesti ottaen varautua perustavanlaatuisiin eroihin, jotka johtuvat yläpuolisten mittausten heijastuskorjaustarpeesta ja taas veden pinnan alapuolisten mittausten pystysuuntaisesta ekstrapolointitarpeesta. Ekstrapolointi haastaa erityisen paljon juuri CDOM-pitoisissa vesissä, jossa valo vaimenee nopeasti. Ruddickin *ym.* (2019) mukaan heijastuskorjaus on erityisen haasteellista pienillä signaalien arvoilla, mikä on yleinen tilanne CDOM-pitoisissa vesissä. Eli molemmissa menetelmissä on aina odotettavissa haasteita juuri Jyväsjärven tyyppisissä vesistöissä, mikä voitiin todeta myös tämän tutkimuksen tuloksissa. Veden pinnan yläpuolisissa mittauksissa mikään heijastuskorjausmenetelmä ei toiminut oikein pienimmillä aallonpituuksilla ja matalimmilla signaalien arvoilla, ja samoin veden pinnan alapuolisissa mittauksissa tuloksia ei saatu ollenkaan alle 479 nm:n aallonpituuksilta.

Kirjallisuuden pohjalta epävarmuustekijöiden huomiointi on keskeistä kaukokartoituksessa (Garaba & Zielinski 2013b). Ruddick *ym.* (2019) painottavat esimerkiksi heijastuskorjausmenetelmän valinnasta riippumatta siihen liittyvien epävarmuustekijöiden huolellista arviointia. Garaba & Zielinski (2013b) puolestaan nimeävät datan prosessoinnin ja heijastuksen korjauksen lisäksi muiksi huomattavimmiksi epävarmuuden lähteiksi sensorien stabiiliuden ja kalibrointimenetelmät sekä ympäristömuuttujat, johon sisältyvät muun muassa säätila (esimerkiksi pilvisuus, tuulen nopeus) ja tutkittavan veden optiset ominaisuudet. Tässä tutkimuksessa anturien kalibrointia ei ollut dokumentoitu, eli se on selkeästi epävarmuuden lähde tuloksissa. Kalibrointi olisi syytä tehdä tämän tyyppisissä tutkimuksissa, jossa on monta sensoria käytössä ja tulosten keskinäinen vertailukelpoisuus tärkeää. Myös säätilaa olisi hyvä tarkastella tämän tyyppisissä tutkimuksissa tarkemmin, ja laatia esimerkiksi tietyt karsintakriteerit aineistolle pilvisyyden ja tuulisuuden perusteella. Tuuliset säät tyyppillisesti poistetaan tulosten laadun varmistamiseksi ainakin satelliittidatasta, mutta hyväksyttävästä tuulen raja-arvosta ei ole konsensusta (Ruddick *ym.* 2019). Tässä tutkimuksessa aineistoa ei rajattu säätilan pohjalta, mutta



käytännössä kenttätutkimuksia ei kuitenkaan tehty kovin tuulisilla säillä. Koska sääolosuhteet aiheuttavat tuloksiin merkittäviä vaihteluita, olisi hyväksytyjen mitausolosuhteiden määrittäminen ja tulosten rajaaminen tarkempia tuloksia haluttaessa perusteltua.

Myös valon määrä väheni syksyä kohti huomattavasti, mikä lisäsi kentällä syksyllä tehtävien säteilymittausten epätarkkuutta. Sekä veden pinnan yläpuolisten- että alapuolisten säteilymittausten tuloksissa oli loppusyksyllä arvoja, jotka vaikuttivat epärealistisilta, minkä vuoksi vertailuissa ne rajattiin tuloksista pois. Toisaalta myös IOP-määritysten tuloksissa oli jostain syystä syksyllä poikkeavia tuloksia, vaikka ne eivät perustuneetkaan säteilymittauksiin, mutta niiden taustalla saattoi olla todellinenkin Tourujoen tuoma poikkeuksellinen kiintoainekuorma.

Tulokset olivat kuitenkin lukuisista epävarmuustekijöistä huolimatta yllättävänkin yhdenmukaisia eri menetelmillä. Tulosten käsittelyssä saman päivän vierekkäisten aallonpituuksien tulosten autokorrelaation huomiointi sovittamalla lineaariset mallit  $gls$ -funktiolla  $lm$ -funktion sijaan kasvatti mallien selityksasteita.

### 6.2.2 Tutkittujen menetelmien etuja ja haasteita

Optisia kenttämittauksia tehdään tyypillisesti satelliittidatan validointia tai algoritmien kehittämistä varten, ja näitä tutkimuksia on mahdollista tehdä sekä veden pinnan ylä- että alapuolisten mittausten avulla ja kaikkiin menetelmiin liittyvät omat haasteensa ja etunsa (Garaba & Zielinski 2013a). Vedenpinnan yläpuoliset mittaukset ovat herkkiä sääolosuhteille, ja heijastuksen korjaus on niissä haasteellista, mutta niiden etuna voidaan pitää sitä, että tulosten laskennassa ei tarvita siirtoker-toimia ja spektraalisesti tarkkaa dataa on saatavissa (Toole *ym.* 2000). Erityisenä etuna voidaan nähdä myös se, että tulokset muistuttavat satelliittidataa (Toole *ym.* 2000). Vedenalaiset mittaukset taas mahdollistavat pinnan yläpuolisten kaukokar-toitustulosten validoinnin ilman esimerkiksi sumun ja auringonkilon aiheuttamia haasteita, mutta sen sijaan turbulenssi voi niissä aikaansaada anturien kallistuksen

muutoksia, ja valon vaimeneminen, ilmakuplat ja mittausalusten varjot voivat vaikeuttaa mittauksia (Garaba & Zielinski 2013a). Veden pinnan alaisten mittausten haasteena ovat myös tulosten ekstrapolointi pintaan sekä siirto vesi-ilma-rajapinnan lävitse (Toole *ym.* 2000). IOP-arvojen pohjalta laskettu signaali oli ainoa menetelmä, joka toimi tämän tutkimuksen perusteella luotettavasti myös UV-alueella tummavetisessä Jyväsjärvessä. Sen signaalissa taas ei nähdä mahdollista fluoresenssia, joka taas voi olla mukana sekä veden pinnan yläpuolisissa, että alapuolisissa säteilymittauksissa.

Saksalaisessa järvitutkimuksessa todetaankin, että kaukokartoitussignaalien määrittämisestä monella eri tavalla saadaan lisäarvoa: veden pinnan alapuolisen irradiansidatan avulla voidaan saada tietoa erityisesti vedessä olevista absorboivista aineosista ja veden pinnan yläpuolisista mittauksista taas mahdollisesti lisäinformaatiota sironnasta (Görizt *ym.* 2018). Määritettäessä esimerkiksi yhtäaikaaisesti IOP-arvoihin ja veden pinnan alaisiin mittauksiin perustuvaa kaukokartoitussignaalia, voidaan paremmin ymmärtää veden pinnan alaisia valaistusoloja ja niiden liittymistä kaukokartoitussignaaliin (O'Donnell *ym.* 2010). Tämä voi mahdollistaa taas parempien kaukokartoitussignaalien laskentamenetelmien kehittämisen, jolloin esimerkiksi satelliittimittauksia voidaan hyödyntää spatiaalisesti kattavampan seurantaan (O'Donnell *ym.* 2010). Yhtäaikaiset pinnan yläpuoliset ja alapuoliset mittaukset auttavat paikallistamaan esimerkiksi satelliittisignaalien epävarmuuden lähteitä, ja Garaban & Zielinskin (2013a) mukaan pinnan yläpuolisten tulosten validointi on helpointa toteuttaa IOP-arvojen määrittämisen pohjalta, mutta toisena vaihtoehtona on hyödyntää pinnan alaisia säteilymittauksia.

Eri menetelmiin liittyy erilaisia, menetelmäkohtaisia epävarmuustekijöitä, joita on seuraavassa pohdittu vielä tarkemmin.

### *Veden pinnan yläpuoliset mittaukset*

Veden pinnan yläpuolisissa mittauksissa suuri toistojen määrä ja siitä johtuen toistoihin perustuva luotettavuus oli tässä tutkimuksessa tutkituista menetelmistä helppointa saavuttaa, koska laitteet suorittivat automaattisesti mittauksia 2 minuutin välein. Myös mittausten ajoituksella ja laitteiden asennuksella Mobleyn (1999) ohjeiden mukaan pystyttiin vähentämään auringon kilon vaikutuksia ja varjostuksia, millä varmistettiin tulosten luotettavuutta. Laitteet oli asennettu Aino-lautalle, ja lautan asento vaihteli jonkin verran sääolosuhteiden pohjalta. Anturien todellista mittaussuuntaa- ja kulmaa ei ollut mahdollista todentaa tutkimuksen aikana, joten tuloksiin liittyi tältä osin jonkin verran epävarmuutta. Tulokset oli myös korjattava heijastuskertoimella, mikä vaihe on tutkitusti yksi keskeisin haaste kaukokartoitus-signaalien määrittämisessä pinnan yläpuolisista mittauksista (Bernardo *ym.* 2018), mikä havaittiin myös tässä tutkimuksessa. Anturit oli asennettu kiinteästi koko mittausajaksi, ja niiden puhtautta tarkkailtiin kenttämittauspäivinä. Poikkeavia tuloksia olisi saattanut aiheutua anturien satunnaisesta likaantumisen esimerkiksi lintujen jätöksistä, mutta sitä ei havaittu.

### *Veden pinnan alapuoliset mittaukset*

Vedenpinnan alaisiin mittauksiin liittyvissä laskennoissa oli eniten mittausedatasta johtuvia laskentahaasteita ja tuloksiin liittyi huomattavan paljon epävarmuustekijöitä. Menetelmä oli erittäin herkkä hetkittäisillekin sääolojen muutoksille (esim. tuulenpuuskat) ja myös mittaajan toiminnalle. Valo vaimeni nopeasti tummavetisessä Jyväsjärvessä, ja suurimmat haasteet olivatkin vaimenemiskerrointen luotettavassa määrittämisessä, koska sen laskenta edellyttää mittauksia monelta eri syvyydeltä. Käytännössä tuloksia oli mahdotonta saada luotettavasti alle 479 nm:n aallonpituuksilta, ja myös sitä suuremmilla aallonpituuksilla tuloksissa oli aukkoja. Myös tulosten interpolointi oli kaiken kaikkiaan niiden suuren vaihtelun takia haasteellista (Kuva 13). Kunakin mittauspäivänä tehtiin yksi profiilimittaus, ja toistojen määrä eri syvyyksillä oli varsin pieni (5 kpl). Tulosten ja laskentahaasteiden perus-

teella vaikutti siltä, että toistoja olisi joka syvyydellä otettava huomattavasti enemmän, jotta mittausten keskiarvon luotettavuus kasvaisi ja tuloksista saataisiin aukottomampia. Myös Ruddick *ym.* (2019) toteavat, että jo aalloista johtuvan vedenpinnan vaihtelun vaikutukset voivat aiheuttaa huomattavia virheitä laskettuihin veden pinnanalaisiin näkyvien optisten ominaisuuksien arvoihin (AOP) ja näitä virheitä voidaan minimoida toteuttamalla profiilinmittaus hitaasti ja siten, että keskiarvo lasketaan riittävästä määrästä toistoja joka mittaussyvyydeltä (Ruddick *ym.* 2019). Kirjallisuudessa veden pinnanalaisissa mittauksissa auringon valon kohdistuminen ja hajaantuminen pinta-aalloista voi kirkkaallakin säällä aiheuttaa vedenpinnan alaisiin  $E_d^0$ -arvoihin 20–40 % vaihtelua (Gege & Pinnel 2011). Myös samanaikaisesti toteutettujen vedenpinnan alaisten irradianssimittausten tuloksissa on ollut vaihtelua jopa 8 % (Toole *ym.* 2000). Tuulen lisäksi myös lämpötila, auringon korkeusasema, mittaussyvyys ja sensorin kallistuskulman vaihtelu vaikuttavat tyyppillisesti mittausrvirheiden suuruuteen, ja vaihtelut ovat suurimpia 2 m etäisyydellä pinnasta (Gege & Pinnel 2011). Jyväsjärven kaikki mittaukset olivat tältä mittaus-teknisesti haastavalta pinnan läheiseltä alueelta.

Veden pinnan alaisiin mittauksiin pohjautuvaa kaukokartoitussignaalia laskettaessa on tehtävä useita parametrivalintoja. Yhtenä näistä on parametri kaukokartoitussignaalin laskentatulosten siirtoon vesi-ilma -rajapinnan läpi. Vakioarvoinen kerroin (0,54), jota tässä tutkimuksessa käytettiin, on Mobleyn (1999) mukaan usein käyttökelpoinen, mutta kerroin ei kuitenkaan ole todellisuudessa vakio, koska sen laskennassa käytettävä vesi-ilma -rajapinnan taitekerroin riippuu esimerkiksi valon aallonpituudesta ja lämpötilasta (Ruddick *ym.* 2019). Toinen parametrivalinta tehtiin veden pinnan alaisen radianssin ja irradianssin suhteesta. Arvo  $Q = 5$  on sekä Kirkin (2011) että Albert & Mobleyn (2003) mukaan luonnonvesissä usein kelvollinen estimaatti. Laskenta oli kuitenkin käytännössä erittäin herkkä tälle paramet-rille; tulosten suuruusluokka määrittyi pitkälti  $Q$ :n arvon perusteella. Todellisen  $Q$ :n arvon määrittämiseksi tarvittaisiin lisämittauksia. Edelleen koska irradianssi-

sensorit oli kalibroitu ilmassa, oli vedenpinnanlaiset mittausarvot korjattava upotustekijöillä. Laskennassa käytettiin Zibordin & Dareckin (2006) 400–700 nm:n välille määrittämää keskiarvoa  $I_f = 1,376$ , jota voi heidän mukaansa käyttää laskennassa, jos tuloksissa hyväksytään noin kahden prosentin epävarmuus. Tässä tutkimuksessa arvoa käytettiin laskennassa tutkittua laajemmalla alueella, eli 722 nm:iin asti, mikä aiheutti 700–722 nm:n välisiin tuloksiin epävarmuutta. Parametri vaihtelee jonkin verran spektraalisesti ja laitekohtaisesti, ja jos tuloksilta haluttaisiin suurempaa tarkkuutta, olisi arvo syytä määrittää laitekohtaisesti (Zibordi & Darecki 2006).

Myöskin mittausten ekstrapolointi ylimmältä mittaussyvyydeltä pintaan sisältää paljon epävarmuustekijöitä, joita voitaisiin vähentää muun muassa mittausten tiheällä pystysuuntaisella resoluutiolla (Ruddick *ym.* 2019). Edelleen myös sensorin kallistuskulman ja mittaussyvyyden epätarkkuudet olisi huomioitava mittaustarkkuuden parantamiseksi (Ruddick *ym.* 2019).

#### *IOP-mittaukset*

Kaukokartoitussignaalin laskenta IOP-arvoista edellytti viikoittaisten kokoomänäytteiden ottamista maastossa, ja niiden pikaista analysointia laboratoriossa. Menetelmässä oli suhteellisen paljon käsityötä, mutta laboratoriomittaukset eivät taas olleet herkkiä sääolosuhteille.

Tähänkin menetelmään sisältyi useita parametrivalintoja, joiden valinta vaikutti tuloksiin keskeisesti. Yksi parametrivalintoja oli Kirkin (2011) teokseen pohjautuva oletus, että sirontakerroin on numeerisesti saman suuruinen kuin nefelometrinen turbiditeetti ( $b_p(555) = T$ ). Todellista Jyväsjärven tilavuussirontafunktiota ei kuitenkaan tunneta, joten oletuksen paikkaansa pitävyyttä ei pystytty todentamaan. Spektraalisen takaisinsironnan laskelmissa hyödynnettiin myös Kallion (2012) suomalaisen järviaineiston pohjalta laskemia parametriestimaatteja ( $n = 0,705$  ja  $\hat{b}_{b,p} = 0,0131$ ). O'Donnel *ym.* (2010) havaitsivat tulosten luotettavuuden kannalta merkittäviksi erityisesti paikalla tehtävät takaisinsirontakerrointen mittaukset, eli niiden

kohdekohtaiset määritykset todennäköisesti parantaisivat tulosten tarkkuutta. Myös IOP-arvioihin pohjautuvaan kaukokartoitussignaalien laskentaan käytettävien yhtälöiden (nk. säteilyn siirtoyhtälöt, engl. *radiative transfer equations*) valinta nousi O'Donnelin *ym.* (2010) tulosten herkkyyksanalyysissä myös keskeiseksi. Tässä työssä käytettiin Gordonin (1986) määrittämää yhtälöä ja hänen tutkimuksensa *in situ* mittauksiin perustuvia kertoimia ( $g_1 = 0,0949$  ja  $g_2 = 0,0794$ ). Kertoimet oli alun perin määritetty merellä, joten niiden soveltuminen Jyväsjärven olosuhteisiin vaatisi tarkempia tutkimuksia. Kertoimet eivät ole tosiasiaa myöskään vakioita, vaan riippuvat auringon sijainnista ja katselukulmasta (Park & Ruddick 2005). IOP-ominaisuuksiin perustuvissa kaukokartoitussignaalien määrityksissä ei usein oteta huomioon havainnointigeometriaa, mutta haluttaessa tarkempia tuloksia, olisi nämäkin seikat otettava huomioon (Park & Ruddick 2005). Edelleen laskentatulosten siirrossa vesi-ilma -rajapinnan lävitse hyödynnettiin Leen *ym.* (1998) esittämiä siirtokertoimia, jotka pitävät tarkkaan ottaen paikkaansa vain nadiriin katsovalle sensorille ja kaavan kertoimet voivat muuttua katselugeometriasta riippuen.

### 6.3 Klorofyllin määrittäminen fluoresenssista

Kaukokartoituksella määritetyn fluoresenssisignaalin sekä Chl-a-pitoisuuden korrelaatiota määritettiin tässä tutkimuksessa kahdella menetelmällä käyttäen ilmiön tutkimiseen samaa aallonpituusalueen rajausta (665–715 nm).  $R_{rs\_aw}$ - ja  $R_{rs\_IOP}$ -signaalien erotukseen pohjautuvalla menetelmällä tulokseksi saadut päivittäiset, fluoresenssin reflektanssiinkin pinta-alaan perustuvat  $R_{f\_area}$ -signaalit korreloivat Chl-a-pitoisuuden kanssa hyvin ( $R^2 = 0,86$ ; Kuva 40b), kun käyrät oli kohdistettu toisiinsa 665 nm:n kohdalla. Ilman tätä käyrien kohdistamista korrelaatiota ei havaittu ja lisäksi laskennan suorittaminen nimenomaan reflektansseista radianssien sijaan toi korrelaation parhaiten esiin. Sen sijaan sovelletulla RLH-menetelmällä perustason avulla laskettu, reflektanssiinkin pinta-alaperusteinen signaali  $RLH_{area}$  ei korreloinut selvästi klorofyllipitoisuuden kanssa (Kuva 42b), mutta normalisoimalla

signaali jakamalla se tämän tutkimuksen reflektanssisignaalien keskimääräisellä minimillä ( $R_{rs\_aw}(669)$ ) ilmeni kohtalainen korrelaatio ( $R^2 = 0,47$ ; Kuva 42c).

Gilerson & Huot (2017) laskivat fluoresenssin radianssin  $L_f$ :n luonnossa mitattujen ja IOP-perusteisten kaukokartoitussignaalien erotuksesta tämän tutkimuksen tapaan kohdistamalla signaalit ennen laskentaa tarkastelualueen alarajalla. He tarkastelivat eri tyyppisiä merenlahti- ja järvialueita käsittävässä tutkimuksessaan fluoresenssin radianssin tyypillisen maksimiarvon  $L_f(685)$ :n vaihtelua Chl-a-pitoisuuden suhteen sovittaen kenttätuloksiin erilaisia malleja, joista edes CDOM:in ja NAP-yhdisteiden absorptiovaihtelut huomioiva malli ei kyennyt selittämään kuin osan tulosten hajonnasta. Gilerson & Huot (2017) arvioivatkin, että fluoresenssin vaihtelua tietyllä klorofyllipitoisuudella selittää erityisesti klorofyllin fluoresenssin kvanttituoton vaihtelu, ja pienemmissä määrin kasviplanktonin, CDOM:in ja NAP:in absorptiot. Tässä tutkimuksessa havaittu korrelaatio  $R_{f\_area}$ -parametrin ja Chl-a:n kanssa ( $R^2 = 0,86$ ) olikin Gilersonin & Huotin (2017) tutkimushavainnot huomioon ottaen yllättävänkin hyvä. Heidän esittämiensä tulosten Chl-a-pitoisuuksissa oli kuitenkin huomattavasti suurempi vaihteluväli (0–50 mg m<sup>-3</sup>) kuin tässä tutkimuksessa (~4–16 mg m<sup>-3</sup>), ja tutkimuskohteisiin kuului myös merenlahti, joten tulokset eivät sen vuoksi ole suoraan vertailukelpoisia. Heidän tuloksensa on myös esitetty radiansseina, ja ainakin Gurlin (2012) järviaineistosta tekemien havaintojen mukaan valinta radianssi- tai reflektanssiperusteisen laskennan mukaan vaikutti huomattavasti havaittavaan korrelaatioon. Tässä tutkimuksessa havaittua korrelaatiota saattaisi parantaa entisestään IOP-perusteisen kaukokartoitussignaalin luotettavuuden tarkentaminen esimerkiksi takaisinsironnan määrittämisellä *in situ* (kts. luku 6.2.2).

Gurlin (2012) ei löytänyt radianssiperusteisella FLH-menetelmällä juurikaan korrelaatiota  $FLH(685)$ :n ja Chl-a:n välillä optisesti kompleksisilla Fremontin järvillä, mutta reflektanssiperusteinen RLH-menetelmä ja edelleen fluoresenssisignaalin normalisointi reflektanssin minimillä (heillä  $R_{rs}(667)$ ) paransivat yhdessä merkittä-

västi korrelaatiota ( $R^2 = 0,82$ ). Tässäkin tutkimuksessa sama menettely paransi korrelaatiota, mutta tulos oli silti huonompi ( $R^2 = 0,47$ ) kuin Gurlinin (2012) tutkimuksessa. Pinta-ala- ja maksimiperusteinen laskenta voivat myös johtaa jonkin verran erilaisiin tuloksiin, ja todennäköisesti optimoimalla laskennan aallonpituusaluetta korrelaatiota saataisiin tämänkin tutkimuksen aineistolla parannettua. Matthews (2011) mukaan sameissa, tuottavissa vesissä on saatu satelliittimittauksista hyviä tuloksia ( $R^2 > 0,84$ ) laskemalla fluoresenssi nimenomaan reflektanssin ja perustason erotusten pinta-alana tässä työssä tehdyllä tavalla, mutta laskien perustasot esimerkiksi 670–730 nm:n väliltä.

Vesistön kasviplanktonlajisto vaikuttaa fluoresenssiemission aallonpituuksiin, joten sen vuoksi myös laskennassa käytettyjen perustasojen aallonpituuksien valinta vaikuttaa lopputulokseen. Matthews (2017) mukaan esimerkiksi sinilevät fluoresoivat tyypillisesti eri aallonpituuksilla kuin eukaryoottiset levät. Tässä työssä ei selvitetty kasviplanktonlajistoa tarkemmin, mikä olisi mahdollistanut tarkemman aallonpituusrajoitusten pohdinnan. Lisäksi Chl-a-pitoisuuden kasvassa fluoresenssiemission uudelleenabsorboituminen usein lisääntyy Chl-a:n absorption vuoksi (Gilerson & Huot 2017), jolloin sen fluoresenssiipikki taas tyypillisesti siirtyy suuremmille aallonpituuksille (Gitelson 1992, Gurlin 2012). Kuten tässäkin työssä havaittiin, voivat Chl-a-pitoisuuden vaihtelut välillä ilmetä hyvinkin lyhyellä aikavälillä, jolloin optimaalinen aallonpituusalue ilmiön tutkimiseen saattaa vaihtua (esim. Kuva 40a, Kuva 42a). Fluoresenssin laskentaan käytettävän aallonpituusalueen tarkempi tutkiminen ja optimointi vesistön ominaisuuksien perusteella olisikin todennäköisesti menetelmien kehittämisessä keskeistä.

Radiansseista laskettava *FLH*-signaali on tutkimusten perusteella korreloinut etenkin avoimilla merialueilla fluoresenssisignaalin ja edelleen Chl-a:n kanssa (Gilerson & Huot 2017). Gilersonin & Huotin (2017) mukaan matalilla Chl-a-pitoisuuksilla ( $<10 \text{ mg m}^{-3}$ ) *FLH*-menetelmässä käytetty lineaarinen perustaso voi olla hyvin lähellä IOP-ominaisuuksista laskettua kaukokartoitussignaalikäyrää.



Korkeammilla Chl-a-pitoisuuksilla IOP-perusteissa kaukokartoitussignaalisissa voi olla absorptio- ja sirontaominaisuuksista johtuvia muotoja fluoresenssialueella, joita taas ei lineaarisesti lasketulla perustasolla saada huomioitua, minkä vuoksi IOP-perusteisella menetelmällä saadaan tarkempi alaraja (Gilerson & Huot 2017). Tässä tutkimuksessa käytettiin RLH-menetelmää, mutta havainnot olivat samantyyppisiä kuin Gilersonilla & Huotilla (2017); IOP-perusteinen alaraja vaikutti kompleksisella Jyväsjärvellä tarkemmalta kuin lineaarinen perustaso.

Fluoresenssin esiintymiseen vaikuttavat Chl-a-konsentraatio, valon absorptioon vaikuttavat pigmenttien pakkautumisilmiöt sekä valon määrästä riippuvat energian sammutusprosessit (Behrenfeld *ym.* 2009). Gilersonin & Huotarin (2017) Chl-a:n havaitun fluoresenssin suuruuteen vaikuttavat Chl-a-fluoresenssi -suhteen eli kvanttituoton vaihtelun lisäksi veden optiset ominaisuudet ja erityisesti vaime-nemiskerroin. Kasviplanktonkasvustojen fluoresenssin kvanttituoton määrä riippuu ainakin kasviplanktonin fysiologisesta tilasta ja sen lajistosta, mutta myös spektrin jakaumasta. Tyypillisesti kvanttituotto pienenee klorofyllipitoisuuden kasvaessa, mikä usein johtuu siitä, että kasviplanktonin biomassan kasvaessa kasvaa usein myös sinilevien osuus (Gilerson & Huot 2017). Matalia fluoresenssin kvanttituottoja on havaittu ainakin alueilla, joilla on kasvua rajoittavia tekijöitä (Behrenfeld *ym.* 2009). Kaukokartoituksella määritetyn fluoresenssin avulla olisikin Behrenfeldin *ym.* (2009) mukaan mahdollista arvioida esimerkiksi kasviplanktonin ravintostressiä, jolla taas on kytköksensä esimerkiksi valtamerien ekosysteemeihin ja ilmastokysymyksiin.

Chl-a:n pitoisuuden selvittäminen CDOM-pitoisessa Jyväsjärvessä fluoresenssin avulla oli tämän tutkimuksen perusteella mahdollista ainakin välittömästi pinnan yläpuolisten ja IOP-perusteisten kaukokartoitussignaalien erotuksen avulla aallonpituuksilla 665–715 nm, Chl-a-pitoisuuden vaihdellessa välillä ~5–17 mg m<sup>-3</sup>. RLH-menetelmä ei toiminut yhtä hyvin, mutta silläkin löydettiin normalisoinnin avulla kohtalainen korrelaatio Chl-a:n kanssa. CDOM-pitoisten sisävesien Chl-a-pitoisuuden selvittämistä sen fluoresenssisignaalin kaukokartoituksen avulla

kannattaisikin tämän tutkimuksen perusteella tutkia tulevaisuudessa lisää nimenomaan reflektanssiperusteisilla laskelmilla *in situ*-mittauksista yhdistettynä IOP-perusteisen reflektanssin määrittämiseen. Näiden tutkimusten avulla saataisiin todennäköisesti lisää tietoutta keskeisistä sisävesien Chl-a:n fluoresenssin kaukokartoitukseen vaikuttavista parametreista ja aallonpituusrajoista, minkä avulla soveltaminen myös sisävesien satelliittidataan voisi tarkentua. Menetelmää olisi syytä testata monilla erityyppisillä ja etenkin CDOM- ja Chl-a-pitoisuuksiltaan vaihtelevilla sisävesillä, jotta sen käytettävyydestä voitaisiin tehdä luotettavia johtopäätöksiä. Jos menetelmä osoittautuisi toimivaksi yleisemminkin, sen avulla olisi mahdollista kehittää työkaluja etenkin haasteelliseksi osoittautuneeseen CDOM-pitoisten sisävesien Chl-a-pitoisuuden seurantaan. Menetelmän toimivuuden kannalta on todennäköisesti keskeistä paitsi oikean, klorofyllipitoisuudesta riippuvan aallonpituusalueen käyttö ilmiön tarkastelussa, myös kvanttituoton vaihtelun vaikutus signaaliin. Tämän vuoksi levälajistoa ja etenkin sinilevien määrää kannattaisi seurata samalla, koska sen osuus voi merkittävästi vaikuttaa klorofyllin kvanttituottoon ja emissioaallonpituuksiin.

#### **6.4 Mitä tulokset kertovat Jyväsjärvestä?**

Kaukokartoitussignaalin käyrän muoto säilyi Jyväsjärvellä menetelmästä ja ajankohdasta riippumatta, mikä kertoi järven optisten ominaisuuksien säilyvän säteilyn määrästä riippumatta. Tuloksista nähtiin lisäksi, että CDOM:in absorptio määrittää Jyväsjärven optisia ominaisuuksia ja se ilmenee paitsi kaukokartoitussignaalien pieninä arvoina UV-alueella, myös jyrkästi nousevissa signaalin arvoissa aallonpituuden kasvaessa. Tulosten pohjalta vasta noin 500 nm suuremmilta aallonpituuksilta on kaukokartoitussignaalin pohjalta mahdollista määrittää veden optisia ominaisuuksia, koska sitä ennen signaali on pieni ja CDOM:in voimakas absorptio peittää muiden aineiden mahdollisesti aiheuttamat huiput ja kuopat.

Jyväsjärven kaukokartoitussignaaleista voitaisiin todennäköisesti oikein valituilla laskenta-algoritmeilla saada selville useita veden laadun muuttujia, esimerkiksi sameus olisi todennäköisesti määritettävissä ja kasviplanktonin määrittäminen voisi onnistua myös sen absorption tai sironnan perusteella. Samoin klorofyllin fluoresenssi-perusteista määrittäystä voisi lisätutkimuksilla saada kehitettyä entistä tarkemmaksi.

## 7 JOHTOPÄÄTÖKSET

Vesistöjen kaukokartoitus mahdollistaa vesistöjen spatiaalisesti kattavan, nopean, helposti toistettavan ja kustannustehokkaan seurannan perinteiseen työvoimavaltaiseen näytteenottoon verrattuna, ja sen avulla on mahdollista tehdä esimerkiksi pitkäaikaista monitorointia päätöksenteon pohjaksi. Sisävesien kaukokartoitus on tyypillisesti huomattavasti valtameriä monimutkaisempaa: esimerkiksi Suomessa merten satelliittiseuranta on vakiintunutta, mutta vain osalle sisävesistä tehdään CDOM- ja TSM-pitoisuuksien satelliittiseuranta ja Chl-a ei vielä kuulu siinä määritettäviin muuttujiin. Tutkimuksessa testattiin neljää erilaista heijastuksen korjausmenetelmää CDOM-pitoisella Jyväsjärvellä ja tulokset vahvistivat kirjallisuuden löydökset, että heijastuksen korjaus on menetelmästä riippumatta haasteellista etenkin pienillä aallonpituuksilla tämän tyyppisessä vesistössä. Parhaiten toimi sovellus alun perin CDOM-pitoisille sisävesille kehitetystä menetelmästä, mutta heijastuksen korjausmenetelmästä riippumatta piti paikkaansa muissakin tutkimuksissa tehty havainto, että signaalin muoto säilyi ainakin osassa spektriä arvojen suuruuden vaihtelusta huolimatta. Tutkituilla kolmella kaukokartoitussignaalin määrittämenetelmällä oli Jyväsjärvellä mahdollista saavuttaa toistensa kanssa erinomaisesti ( $R^2 = 0,86-0,95$ ) korreloivia tuloksia, vaikka *in situ*-menetelmiin liittyikin haasteita veden korkean CDOM-pitoisuuden vuoksi. Todennäköisesti säätilan perusteella karsittujen, vertailukelpoisempien aineistomäärien sekä vedenalaisten mittausten toistojen lisäämisen sekä sironna- ja takaisinsirontakertoimen *in situ*-mittausten avulla olisi saatu vielä parempia tuloksia. Kaikilla tutkituilla menetelmillä

on tämän tutkimuksen perusteella mahdollista validoida satelliittidataa, mutta eri menetelmien käyttöön liittyy erilaisia haasteita, minkä vuoksi valinta on tehtävä tutkimustavoite ja tulosten luotettavuuden kriteerit huomioiden. Klorofyllin fluoresenssin määrittäminen on tämän tutkimuksen perusteella mahdollista ainakin pinnan yläpuolisiin optisiin mittauksiin ja IOP-arvoihin pohjautuvien kaukokartoitussignaalien erotukseen pohjautuvalla menetelmällä. Ilmiötä kannattaisikin tulevaisuudessa tutkia laajemmalla järviaineistolla lisää etenkin tämän tutkimuksen tapaan IOP-arvojen sekä *in situ*-määrittysten pohjalta, jotta löydetään keskeisimmät ilmiöön sisävesillä vaikuttavat tekijät menetelmän satelliittimäärittämiseen soveltamisen kehittämiseksi. Kaiken kaikkiaan, erityyppisten ja -kokoisten sisävesien optisten kenttämittaustulosten vertailu satelliittidataan olisi mielenkiintoinen jatkotutkimusaihe: olisiko tulosten avulla mahdollista kehittää luotettavia laskenta-algoritmeja siten, että sisävesistäkin saataisiin tulevaisuudessa spatiaalisesti kattavaa seuranta-tietoa?

## KIITOKSET

Lämmin kiitos vastuuhjaajalleni ja tarkastajalle, yliopistonlehtori Anssi Vähätalolle asiantuntevasta ohjauksesta ja mielenkiintoisesta lopputyön aiheesta sekä väitöskirjan tekijä Salla Ahoille aineiston luovuttamisesta työtä varten, neuvoista ja mukavasta yhteistyöstä tutustuessani kenttätöihin. Suuret kiitokset myös R-ohjelmoinnissa työtä ohjanneelle yliopistonlehtori Anssi Lensulle sekä kolmannelle ohjaajalle, Bitcomp Oy:n kehityspäällikkö Sanna Härköselälle aiheen soveltamiseen liittyvien näkökulmien tuomisesta työhön. Lämpimät kiitokset myös toiselle tarkastajalle, erikoistutkija Kari Kalliolle lupautumisesta tehtävään sekä vaivannäöstä. Eri-tyiskiitokset Jyväskylän yliopiston IT-palveluille korona-ajan etätyöskentelyn mahdollistamisesta ja nopeasta tuesta ongelmatilanteissa sekä yliopistonopettaja Elisa Valliukselle hyvistä neuvoista! Kiitos myös Jyväskylän yliopistolle työtilan ja tietokoneen tarjoamisesta sekä Keski-Suomen TE-toimistolle ja Maa- ja vesitekniikan

Tuki ry:lle, jotka mahdollistivat osaamiseni täydentämisen uudella aluevaltauksella.

Viimeiseksi, mutta ei vähemmäksi, rakkaat Kalle ja lapset, kiitos rinnalla kulkemisesta ja kannustamisesta tämänkin vaiheikkaan matkan aikana!

## KIRJALLISUUS

- Albert A. & Mobley C. 2003. An analytical model for subsurface irradiance and remote sensing reflectance in deep and shallow case-2 waters. *Optics express* 11: 2873.
- Babin M., Morel A., Fournier-Sicre V., Fell F. & Stramski D. 2003. Light scattering properties of marine particles in coastal and open ocean waters as related to the particle mass concentration. *Limnol Oceanogr* 48: 843-859.
- Bastviken D., Tranvik L.J., Downing J.A., Crill P.M. & Enrich-Prast A. 2011. Freshwater Methane Emissions Offset the Continental Carbon Sink. *Science* 331: 50.
- Behrenfeld M.J., Westberry T.K., Boss E.S., O'Malley R.T., Siegel D.A., Wiggert J.D., Franz B.A., McClain C.R., Feldman G.C., Doney S.C., Moore J.K., Dall'Olmo G., Milligan A.J., Lima I. & Mahowald N. 2009. Satellite-detected fluorescence reveals global physiology of ocean phytoplankton. *Biogeosciences* 6: 779-794.
- Bernardo N., Alcântara E., Watanabe F., Rodrigues T., Carmo A., Gomes A. & Andrade C. 2018. Glint Removal Assessment to Estimate the Remote Sensing Reflectance in Inland Waters with Widely Differing Optical Properties. *Remote Sensing* 10: 1655.
- Bricaud A., Morel A. & Prieur L. 1981. Absorption by Dissolved Organic Matter of the Sea (Yellow Substance) in the UV and Visible Domains. *Limnol Oceanogr* 26: 43-53.
- Brown O.B., Gordon H.R., Evans R.H., Brown J.W. & Smith R.C. 1988. A semianalytic radiance model of ocean color. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 93: 10909-10924.
- Bukata R.P., Jerome J.H., Borstad G.A., Brown L.N. & Gower J.F.R. 2004. Mitigating the impact of trans-spectral processes on multivariate retrieval of water quality parameters from case 2 waters. *Canadian Journal of Remote Sensing* 30: 6-18.
- Bukata R.P. 1995. *Optical properties and remote sensing of inland and coastal waters*. CRC PRESS, INC., 2000 CORPORATE BLVD., N.W., BOCA RATON, FL 33431 (USA).

- Carder K. 1985. A remote-sensing reflectance model of a red-tide dinoflagellate off west Florida 1. *Limnol Oceanogr* 30: 286-298.
- Darecki M., Weeks A., Sagan S., Kowalczyk P. & Kaczmarek S. 2003. Optical characteristics of two contrasting Case 2 waters and their influence on remote sensing algorithms. *Continental Shelf Research* 23: 237-250.
- Dev P.J. & Shanmugam P. 2014. A new theory and its application to remove the effect of surface-reflected light in above-surface radiance data from clear and turbid waters. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* 142: 75-92.
- Downing J.A., Prairie Y.T., Cole J.J., Duarte C.M., Tranvik L.J., Striegl R.G., McDowell W.H., Kortelainen P., Caraco N.F., Melack J.M. & Middelburg J.J. 2006. The global abundance and size distribution of lakes, ponds, and impoundments. *Limnol Oceanogr* 51: 2388-2397.
- D'sa E., Reynolds R., Roesler C., Röttgers R. & Stramski D. 2018. Chapter 5: Spectrophotometric Measurements of Particulate Absorption Using Filter Pads. In: IOCCG Protocol Series Ocean Optics & Biogeochemistry Protocols for Satellite Ocean Colour Sensor Validation Volume 1: Inherent Optical Property Measurements and Protocols: Absorption Coefficient (vl.O) Editors, pp. 50-73.
- D'sa E.J. & Miller R.L. 2005. Bio-Optical Properties of Coastal Waters. Teoksessa: Miller R.L., Del Castillo C.E. & Mckee B.A. (toim.), *Remote Sensing of Coastal Aquatic Environments: Technologies, Techniques and Applications*, Springer Netherlands, Dordrecht, s. 129-155.
- ESA. 2019. Copernicus. [https://www.esa.int/Applications/Observing\\_the\\_Earth/Copernicus](https://www.esa.int/Applications/Observing_the_Earth/Copernicus) (luettu 13.11.2020).
- Hooker, S., Firestone, E.R., Acker, J., Mueller, J., & Austin, R.W. 1995. *SeaWiFS technical report series. Volume 25: Ocean optics protocols for SeaWiFS validation, revision 1.*
- Garaba S.P. & Zielinski O. 2013a. Comparison of remote sensing reflectance from above-water and in-water measurements west of Greenland, Labrador Sea, Denmark Strait, and west of Iceland. *Optics express* 21: 15938-15950.
- Garaba S.P. & Zielinski O. 2013b. Methods in reducing surface reflected glint for shipborne above-water remote sensing. *Journal of the European Optical Society: Rapid Publications* 8.
- Gege P. 2017. Chapter 2 - Radiative Transfer Theory for Inland Waters. Teoksessa: Mishra D.R., Ogashawara I. & Gitelson A.A. (toim.), *Bio-optical Modeling and Remote Sensing of Inland Waters*.
- Gege P. & Pinnel N. 2011. Sources of variance of downwelling irradiance in water. *Applied optics. Optical technology and biomedical optics* 50: 2192-2203.
- Giardino C., Bresciani M., Braga F., Cazzaniga I., De Keukelaere L., Knaeps E. & Brando V.E. 2017. Chapter 5 - Bio-optical Modeling of Total Suspended Solids.

- Teoksessa: Mishra D.R., Ogashawara I. & Gitelson A.A. (toim.), *Bio-optical Modeling and Remote Sensing of Inland Waters*.
- Gilerson A.A. & Huot Y. 2017. Chapter 7 - Bio-optical Modeling of Sun-Induced Chlorophyll-a Fluorescence. Teoksessa: Ogashawara I., Mishra D.R. & Gitelson A.A. (toim.), *Bio-optical Modeling and Remote Sensing of Inland Waters*.
- Gitelson A. 1992. The peak near 700 nm on radiance spectra of algae and water: relationships of its magnitude and position with chlorophyll concentration. *Int J Remote Sens* 13: 3367-3373.
- Gordon H.R. 1981. Clear water radiances for atmospheric correction of coastal zone color scanner imagery. *Appl Opt* 20: 4175.
- Gordon H.R. 1986. Ocean color remote sensing: Influence of the particle phase function and the solar zenith angle. *Eos Trans. AGU*. 14.
- Görizt A., Berger S., Gege P., Grossart H., Nejstgaard J., Riedel S., Röttgers R. & Utschig C. 2018. Retrieval of Water Constituents from Hyperspectral In-Situ Measurements under Variable Cloud Cover – A Case Study at Lake Stechlin (Germany). *Remote Sensing* 10: 181.
- Gurlin D. 2012. *Near infrared-red models for the remote estimation of chlorophyll- a concentration in optically complex turbid productive waters: From in situ measurements to aerial imagery*.
- Huttula T., Bilaletdin E., Härmä P., Kallio K.Y., Linjama J., Lehtinen K., Luotonen H., Malve O., Vehviläinen B. & Villa L. 2009. Ympäristön seurannan menetelmien kehittäminen. Automatisointi ja muut uudet mahdollisuudet. *Suomen ympäristökeskuksen raportteja* 13/2009.
- Ilmatieteen laitos. 2020. Valo ja spektri. Sähkömagneettinen säteily. <https://space.fmi.fi/oppimateriaali/envisat/valonsade/spektri.html> (luettu 13.11.2020).
- IOCCG. 2020. IOCCG Ocean Optics & Biogeochemistry Protocols for Satellite Ocean Colour Sensor Validation. <https://ioccg.org/what-we-do/ioccg-publications/ocean-optics-protocols-satellite-ocean-colour-sensor-validation/> (luettu 13.11.2020).
- ISO 10260. 1992. *Water quality - Measurement of biochemical parameters - Spectrometric determination of the chlorophyll-a concentration*.
- Jinling K., Minghong P., Juan C., Peiping L., Yongfeng P., Xiaoming S. & Dong D. 2011. *Correlation analysis between apparent and Inherent Optical Properties of Waters in caofeidian offshore areas, China*.
- Kallio K., Koponen S., Ylöstalo P., Kervinen M., Pyhälähti T. & Attila J. 2015. Validation of MERIS spectral inversion processors using reflectance, IOP and water quality measurements in boreal lakes. *Remote Sensing of Environment* 157: 147-157.

- Kallio K. 2012. Water quality estimation by optical remote sensing in boreal lakes. *Monographs of the Boreal Environment Research*. No. 39: 54.
- Keränen J. 2001. *Jyväsjärven tilan kehitys 1840-2000: pilaantumisen ja elpymisen aikakaudet*.
- Kirk J.T.O. 2011. *Light and photosynthesis in aquatic ecosystems*. Cambridge University Press, Cambridge, UK; New York.
- Koponen S. & Attila J. 2017. Sentinel-satelliitit mullistavat vesiseurannan. *Vesitalous* 2/2017: 16-19.
- Koponen S., Attila J., Alasalmi H., Keto V. & Lehto S. 2018. Tarkka, Pinta ja Status – Uuden sukupolven kaukokartoituspalvelut. *Vesitalous* 4/2018: 20-24.
- Kutser T., Vahtmäe E., Paavel B. & Kauer T. 2013. Removing glint effects from field radiometry data measured in optically complex coastal and inland waters. *Remote Sensing of Environment* 133: 85-89.
- Kutser T., Koponen S., Kallio K.Y., Fincke T. & Paavel B. 2017. Bio-optical Modeling of Colored Dissolved Organic Matter. Teoksessa: Deepak R. Mishra, Igor Ogashawara & Anatoly A. Gitelson (toim.), *Bio-optical Modeling and Remote Sensing of Inland Waters*, Elsevier, s. 101-128.
- Kutser T., Paavel B., Verpoorter C., Ligi M., Soomets T., Toming K. & Casal G. 2016. Remote Sensing of Black Lakes and Using 810 nm Reflectance Peak for Retrieving Water Quality Parameters of Optically Complex Waters. *Remote Sensing* 8: 497.
- Laine M., Haario H., Kettunen J. & Malve O. 2017. Havaintojen yhdistämällä tehoa vedenlaatusurantaan. *Vesitalous* 2/2017: 12-15.
- Lee Z., Carder K.L. & Arnone R.A. 2002. Deriving inherent optical properties from water color: a multiband quasi-analytical algorithm for optically deep waters. *Applied Optics* 41: 5755.
- Lee Z., Ahn Y., Mobley C. & Arnone R. 2010. Removal of surface-reflected light for the measurement of remote-sensing reflectance from an above-surface platform. *Optics express* 18: 26313-26324.
- Lee Z., Carder K.L., Mobley C.D., Steward R.G. & Patch J.S. 1998. Hyperspectral remote sensing for shallow waters I A semianalytical model. *Applied Optics* 37: 6329.
- Lepistö A. 2010. Monitoring of spatial water quality in lakes by remote sensing and transect measurements. *Aquat Ecosyst Health Manage* 13: 176-184.
- Lepistö A. & Huttula T. 2010. Johdanto. Teoksessa: Lepistö A. & Huttula T. (toim.), *Uudet menetelmät ympäristöntutkimuksessa ja seurannassa: pilottina Säskylän Pyhäjärvi*. Suomen ympäristökeskus, Helsinki, s. 7-9



- Lepistö A., Huttula T., Kallio K., Koponen S. & Tattari S. 2010. Mihin uutta tietoa voidaan käyttää? Teoksessa: Lepistö Ahti & Huttula Timo (toim.), *Uudet menetelmät ympäristöntutkimuksessa ja seurannassa: pilottina Säkyän Pyhäjärvi*. Suomen ympäristökeskus, Helsinki, s. 32-37.
- Liljaniemi P. & Kettunen J. 2018. Ympäristötieto tänään, huomenna. *Vesitalous* 4/2018: 5-7.
- Maanmittauslaitos. 2020. Maanmittauslaitoksen karttapaikka. <https://www.maanmittauslaitos.fi/asioi-verkossa/karttapaikka> (luettu 13.11.2020)
- Matthews M.W. 2017. Bio-optical Modeling of Phytoplankton Chlorophyll-a. Teoksessa: Ogashawara I., Mishra D.R. & Gitelson A.A. (toim.), *Bio-optical Modeling and Remote Sensing of Inland Waters*, Elsevier, US, s. 157-188.
- Matthews M.W. 2011. A current review of empirical procedures of remote sensing in inland and near-coastal transitional waters. *Int J Remote Sens* 32: 6855-6899.
- Mobley C. 2015. Polarized reflectance and transmittance properties of windblown sea surfaces. *Applied optics* 54: 4828-4849.
- Mobley C. 2011. Remote Sensing: Ocean Color. Teoksessa: *Ocean Optics Web Book*, [http://www.oceanopticsbook.info/view/remote\\_sensing/ocean\\_color](http://www.oceanopticsbook.info/view/remote_sensing/ocean_color) (luettu 13.11.2020).
- Mobley C. 1999. Estimation of the remote-sensing reflectance from above-surface measurements. *Applied Optics* 38: 7442.
- Mobley C. & Taylor L. 2018. Overview of Optical Oceanography: Reflectances. Teoksessa: *Ocean Optics Web Book*, [http://www.oceanopticsbook.info/view/overview\\_of\\_optical\\_oceanography/reflectances](http://www.oceanopticsbook.info/view/overview_of_optical_oceanography/reflectances) (luettu 13.11.2020)
- Morel A. 1974. Optical properties of pure water. *Optical aspects of oceanography*.
- Moses W., Sterckx S., Montes M., De Keukelaere L. & Knaeps E. 2017. Atmospheric Correction for Inland Waters. Teoksessa: Teoksessa: Deepak R. Mishra, Igor Ogashawara & Anatoly A. Gitelson (toim.), *Bio-optical Modeling and Remote Sensing of Inland Waters*, Elsevier, 69-100
- NASA. 2019. Landsat Science. <https://landsat.gsfc.nasa.gov/> (luettu 13.11.2020)
- O'Donnell D.M., Effler S.W., Strait C.M. & Leshkevich G.A. 2010. Optical Characterizations and Pursuit of Optical Closure for the Western Basin of Lake Erie through in situ Measurements. *Journal of Great Lakes Research* 36: 736-746.
- Ogashawara I., Mishra D.R. & Gitelson A.A. 2017. Chapter 1 - Remote Sensing of Inland Waters: Background and Current State-of-the-Art. Teoksessa: Deepak R. Mishra, Igor Ogashawara & Anatoly A. Gitelson (toim.), *Bio-optical Modeling and Remote Sensing of Inland Waters*, Elsevier, s. 1-24.
- Päijänne LTER. LTER Europe. 2020. Päijänne LTER - Lake Päijänne LTER. <http://www.paijanne.org/pages/fi/etusivu.php> (luettu 13.11.2020)

- Park Y. & Ruddick K. 2005. Model of remote-sensing reflectance including bidirectional effects for case 1 and case 2 waters. *Applied optics* 44: 1236.
- Philipson P., Kratzer S., Ben Mustapha S., Strömbeck N. & Stelzer K. 2016. Satellite-based water quality monitoring in Lake Vänern, Sweden. *International Journal of Remote Sensing* 37: 3938-3960.
- Preisendorfer R.W. 1976. Hydrologic optics. Volume 1. Introduction. U.S. Environmental Research Laboratories, USA.
- Ruddick K., Voss, Boss, Castagna, Frouin, Gilerson, Hieronymi, Johnson, Kuusk, Lee, Ondrusek, Vabson & Vendt. 2019. A Review of Protocols for Fiducial Reference Measurements of Water Leaving Radiance for Validation of Satellite Remote-Sensing Data over Water. *Remote Sensing* 11: 2198.
- Sathyendranath S., Cota G., Stuart V., Maass H. & Platt T. 2001. Remote sensing of phytoplankton pigments: A comparison of empirical and theoretical approaches. *International Journal of Remote Sensing* 22: 249-273.
- Shi W., Wang M. & Zhang Y. 2019. Inherent Optical Properties in Lake Taihu Derived from VIIRS Satellite Observations. *Remote Sensing* 11: 1426.
- Simis S.G.H. & Olsson J. 2013. Unattended processing of shipborne hyperspectral reflectance measurements. *Remote Sensing of Environment* 135: 202-212.
- Suomen ympäristökeskus & Keski-Suomen ELY-keskus. 2020. *Vesienhoitoalueiden seuranta (VHS Seuranta)*.
- Tarvainen M., Kotilainen H. & Suomela J. 2015. *Uudet menetelmät vesistöjen seurannassa - mahdollisuudet ja haasteet*. Turku: Varsinais-Suomen elinkeino-, liikenne- ja ympäristökeskus.
- Toole D.A., Siegel D.A., Menzies D.W., Neumann M.J. & Smith R.C. 2000. Remote-sensing reflectance determinations in the coastal ocean environment: impact of instrumental characteristics and environmental variability. *Applied optics* 39: 456.
- Twardowski M., Röttgers R. & Stramski D. 2018. The Absorption Coefficient, An Overview. Teoksessa: Neeley A. & Mannino A. (toim.), *Inherent Optical Property Measurements and Protocols: Absorption Coefficient*, IOCCG.
- Twardowski M.S., Lewis M.R., Barnard A.H. & Zaneveld J.R. 2005. In-Water Instrumentation and Platforms for Ocean Color Remote Sensing Applications. Teoksessa: Miller R.L., Del Castillo C.E. & Mckee B.A. (toim.), *Remote Sensing of Coastal Aquatic Environments: Technologies, Techniques and Applications*, Springer Netherlands, Dordrecht, s. 69-100.
- Tyler A.N., Hunter P.D., Spyrakos E., Groom S., Constantinescu A.M. & Kitchen J. 2016. Developments in Earth observation for the assessment and monitoring of inland, transitional, coastal and shelf-sea waters. *Science of the Total Environment* 572: 1307-1321.

- Whitmire A.L., Boss E., Cowles T.J. & Pegau W.S. 2007. Spectral variability of the particulate backscattering ratio. *Optics express* 15: 7019.
- Ympäristöministeriö. 2011. *Ympäristön tilan seurannan strategia 2020*. Helsinki: Ympäristöministeriö.
- Zaneveld J.R.V., Twardowski M.J., Barnard A. & Lewis M.R. 2005. Introduction to Radiative Transfer. Teoksessa: Miller R.L., Del Castillo C.E. & Mckee B.A. (toim.), *Remote Sensing of Coastal Aquatic Environments: Technologies, Techniques and Applications*, Springer Netherlands, Dordrecht, s. 1-20.
- Zibordi G. & Darecki M. 2006. Immersion factors for the RAMSES series of hyperspectral underwater radiometers. *Journal of Optics A: Pure and Applied Optics* 8: 252-258.
- Zibordi G., Ruddick K., Ansko I., Moore G., Kratzer S., Icely J. & Reinart A. 2012. In situ determination of the remote sensing reflectance: an inter-comparison. *Ocean Science* 8: 567-586.