

**ILMAKEHÄN OPTISTEN OMINAISUUKSIEN  
SELVITTÄMISESTÄ KOKEELLISIN  
MITTAUKSIN JA SIMULOINNEIN**

**Henry Ojansivu**

**Pro gradu –tutkielma  
Jyväskylän yliopisto  
Fysiikan laitos  
2002**

## ESIPUHE

Tutkimus on tehty yhteistyössä Ilmavoimien esikunnan geografisen tiedon (GTV) ja Jyväskylän yliopiston kanssa. Työ on osa Ilmavoimien Geografisen alan teknologiaohjelmaa. Kiitän työn tarkastamisesta Jyväskylän yliopiston fysiikan laitoksen professori Matti Mannista.

Lisäksi kiitän jämäkästä ohjauksesta ja asiantuntevista kommentteista työn eri vaiheissa FM Jari Kemppiä sekä koko GTV:n henkilöstöä pitkäjänteisestä kannustuksesta.

Tikkakoskella 10.10.2002

Henry Ojansivu

## TIIVISTELMÄ

Tutkimuksen tavoitteena oli kehittää luotettava menetelmä ilma-kehän vaimennus-, sironta- ja säteilyominaisuuksien mittaamiseen sekä verrata mittaustuloksia tietokonesimulaatioilla saatuihin arvoihin. Mittaukset tehtiin Ilmavoimien esikunnan spektrimittauskalustolla, jonka lisäksi mittauskampanjoissa oli käytössä Ilma-voimien Piper Chieftain –lentokone, jolla lentomittaukset suoritettiin.

Käytössä olevilla ohjelmistoilla kyetään simuloimaan ilmakehän vaikutuksia säteilyn kulkuun käyttäen joko valmiita ilmakehämalleja tai sääennusteita ja -tietoja. Tutkimuksessa pyrittiin selvittämään luotauksetietojen ja HIRLAM-ennusteiden hyödyntämistä simuloinneissa ja tutkimaan, saadanko näillä tiedoilla simulaatioista paremmin mittaustuloksia vastaavia arvoja kuin ohjelmien valmiita ilmakehämalleja käyttäen.

Kehitetyllä menetelmällä voidaan arvioida ilmakehän säteilyolosuhteita haluttuna aikana sääennusteita tai säätietoja hyväksikäyttäen. Tutkimuksen yhteydessä luotiin työnkulku tarvittavien ennusteiden sekä säätietojen (luotaukset ja havainnointi) hankkimiseksi mallinnusohjelmistoja ja tulosten analysointia varten. Lisäksi tutkimuksen yhteydessä suoritetuista mittauksista, sekä niihin liittyvistä säätiedoista luotiin tietokanta jatkotutkimuksia varten. Tutkimus on toteutettu Ilmavoimien Esikunnassa, jonne myös kaikki tutkimukseen liittyvät aineistot ovat tallennettu.

## SISÄLLYSLUETTELO

<i>ESIPUHE</i>	<i>ii</i>
<i>TIIVISTELMÄ</i>	<i>iii</i>
<i>TERMIT JA LYHENTEET</i>	<i>vi</i>
<b>1 JOHDANTO</b>	<b>1</b>
<b>2 ILMAKEHÄN OPTISTEN OMINAISUUKSIEN TEORIAA</b>	<b>3</b>
<b>2.1 Ilmakehän rakenne</b>	<b>3</b>
Ilmakehän vaikutukset säteilyyn	4
<b>2.2 Absorptio</b>	<b>6</b>
2.2.1 Sironna	9
2.2.2 Itse-emissio	12
<b>2.2 Saapuva säteily (irradianssi)</b>	<b>13</b>
<b>2.3 Sensorisysteemit</b>	<b>15</b>
<b>3 ILMAKEHÄN OPTISTEN OMINAISUUKSIEN MALLINTAMINEN</b>	<b>16</b>
<b>3.1 Mallinnusohjelmistot: LOWTRAN7 ja MODTRAN</b>	<b>17</b>
<b>3.2 Mallinnusohjelmistojen syöttötiedot</b>	<b>19</b>
3.2.1 Valmiit standardi-ilmakehät	19
3.2.2 Pilvimallit	21
3.2.3 Omat ilmakehämallit	22
3.2.4 Mallinnuksen geometria	23
3.2.5 Mallinnuksen säteilylähteet	24
3.2.6 Luotaukset	25
3.2.7 HIRLAM	27
<b>3.3 Mallinnuksen tulostiedot</b>	<b>29</b>
<b>4 ILMAKEHÄN OPTISTEN OMINAISUUKSIEN MITTAAMINEN</b>	<b>31</b>
<b>4.1 Mittauslaitteisto</b>	<b>32</b>
<b>4.2 Saapuvan säteilyn mittaukset</b>	<b>32</b>
4.2.1 Saapuvan säteilyn mittaustulokset	34
4.2.2 Vuoden- ja vuorokaudenajan vaikutus saapuvaan säteilyyn	36

<b>4.3</b>	<b>Lentomittaukset</b>	<b>39</b>
4.3.1	Emittoituneen radianssin lentomittaukset	39
4.3.2	Heijastuneen radianssin lentomittaukset	41
4.3.3	Ilmakehävaikutusten lentomittaukset	47
<b>4.4</b>	<b>Horisontaalimittaukset</b>	<b>52</b>
4.4.1	Mittausasetelma	52
4.4.2	Mittaustulokset	52
<b><i>YHTEENVETO</i></b>		<b>55</b>
<b><i>VIITTEET</i></b>		<b>57</b>

**TERMIT JA LYHENTEET**

SM-säteily	sähkömagneettinen säteily
UV	ultravioletti
VIS	visuaalinen / ihmissilmälle näkyvä
NIR / Lähi-IP	lähi-infrapunasäteily, aallonpituusalue 750nm –1100nm
spektrinen	suure aallonpituuden funktiona
optinen polku / reitti	sähkömagneettisen säteilynkulkutie esimerkiksi kohteelta sensorille
HIRLAM	Ilmatieteen laitoksen tuottama laskentamalli ilmakehän tilasta, kyseiseen ennustemalliin perustuvat laadittavat sääennusteet
reflektanssi ( $\rho$ )	Materiaalin tai kohteen säteilyn heijastuskyky, kohteelta heijastuneen ja siihen tulleen säteilyn suhde
emisiivisyys ( $\epsilon$ )	Materiaalin tai kohteen kyky lähettää (emittoida) säteilyä verrattuna teoreettiseen mustaan kappaleeseen (emisiivisyys=1)
transmittanssi ( $\tau$ )	Aineen (esimerkiksi ilmakehän optinen polku $u$ ) säteilyn läpäisykyky

## 1 JOHDANTO

Kaukokartoituksessa kohteen ominaisuuksia pyritään määrittämään etäältä mittaamalla sen lähettämää sähkömagneettista (SM-) säteilyä. Säteily on joko mitattavasta kohteesta *emittoitunutta* säteilyä tai alunperin ulkopuolisesta säteilylähteestä (esim. aurinko) peräisin olevaa kohteelta *heijastunutta* säteilyä. Kaukokartoituksella saatujen kvantitatiivisten muuttujien (lämpötila, spektrinen reflektanssi jne.) ja tutkittavien parametrin välille (kasvillisuustyyppi, lehtialaindeksi, maaperän kosteus, veden laatu jne.) halutaan löytää yhteys.

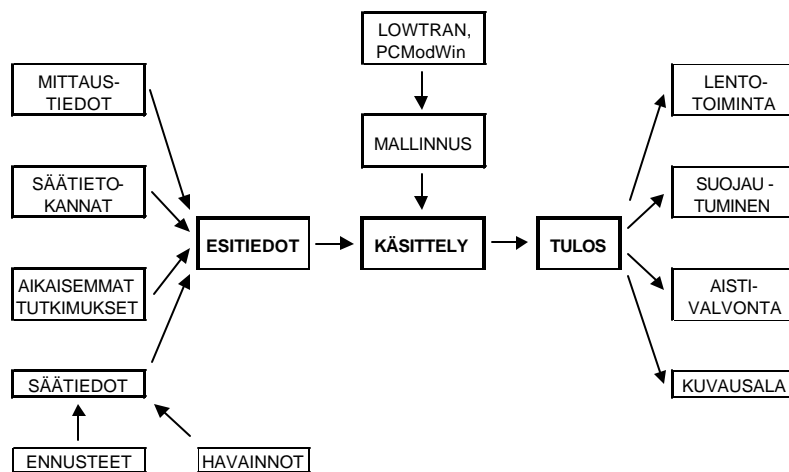
Riippuen siitä mitä kohteen ominaisuuksia halutaan selvittää valitaan käytettävä aallonpituusalue. Toinen tärkeä kriteeri aallonpituusalueen valinnassa on se, miten hyvä läpäisykyky kyseisellä aallonpituudella on ilmakehässä. Ilmakehän epäpuhtaudet, aerosolit ja molekyylit absorboivat ja sirottavat säteilyä. Tästä johtuen vain tietyt aallonpituuskaistat ovat käyttökelpoisia. Esimerkiksi ilmassa oleva vesi absorboi säteilyä 5,5  $\mu\text{m}$  ja 7,2  $\mu\text{m}$ :n välisillä aallonpituuksilla niin voimakkaasti, ettei kyseisen alueen käyttö kaukokartoitussovelluksissa ole järkevää. Toisaalta näillä voimakkailla absorptioalueilla saadaan tietoa ilmakehän tilasta esimerkiksi vallitsevasta kosteusprosentista, ja tätä tietoa voidaan käyttää muiden spektrikaistojen ilmakehäkorjausten tekemiseen.

Kaukokartoituksella saatava signaali (digitaaliluku, volttiarvo, filmin densiteetti) on verrannollinen sensorille tulevaan radianssiin. Mikäli järjestelmä on radiometrisesti kalibroitu, saadaan signaalista laskettua esimerkiksi kohteen lämpötila tai heijastuskyky eli reflektanssi. Sensorille tulevaan radianssiin vaikuttaa kuitenkin ilmakehän optiset ominaisuudet (mm. läpäisy eli transmittanssi, sironta, emissio), joiden vaikutusten poistaminen eli ilmakehäkalibrointi on välttämätöntä tarkkojen tulosten saamiseksi. Tällä hetkellä ei ole käytössä yleispätevää ja riittävän yksinkertaista operatiivista menetelmää ilmakehäkalibroinnin tekemiseksi, vaan käytössä on useita tekniikoita, jotka ovat keskittyneet johonkin tiettyyn ongelmaan tai tarkkuustasoon.

Tässä työssä tutkitaan lentokoneesta tehtyjen spektrimittausten ilmakehäkorjauksien tekemistä kolmella eri menetelmällä. Ensimmäisessä menetelmässä hyödynnetään ilmakehän simulointiohjelmistojen valmiita ilmakehämalleja, toisessa tapauksessa luodaan tapauskohtaiset ilmakehämallit sääennusteiden ja säätietojen pohjalta. Kolmannessa tapauksessa ilmakehäkorjaukset tehdään lentomittausten kanssa samanaikaisesti suoritettavien maareferenssimittausten avulla. Erityisesti

tarkastellaan lentomittausten ilmakehäkorjauksia sekä ilmakehän optisten ominaisuuksien simulointiin käytettävien ohjelmistojen soveltuvuutta Suomen ilmasto-olosuhteisiin. Lisäksi selvitetään ilmakehän optisten ominaisuuksien riippuvuutta ilmakehän fysikaalisista ominaisuuksista (lämpötila, paine, kosteus, aerosolikonsentraatiot). Simulointiohjelmistojen käytettävyyden ja soveltuvuuden toteamiseksi tehtiin lukuisia laboratorio-, kenttä- ja lentomittauksia Ilmavoimien spektrimittausjärjestelmällä vuosina 1997-2001. Ohjelmistoilla saatuja tuloksia verrataan mittauksissa saatuihin tuloksiin. Lisäksi pyritään selvittämään miten mallinnusohjelmistojen valmiita ilmakehämalleja tulisi tarkentaa tai korjata, jotta niillä saatuja tuloksia voidaan käyttää ilmakehäkorjausten tekemiseen sekä tehtäväsuunnitteluun (Kuva 1.1).

Ilmakehä tiedot hankittiin kenttä- ja lentomittauksiin liittyen Ilmatieteen laitoksen luotauksista Tikkakosken säähavaintoasemalta, sekä mittausajankohdalle ja paikalle laadituista HIRLAM-ennusteista. Mittausten avulla pyrittiin selvittämään miten tarkasti simulointiohjelmalla saadaan yhtäpitäviä tuloksia todellisten mittausten kanssa, kun valmiita ilmakehämalleja on tarkennettu näillä luotauksilla. Lisäksi selvitettiin miten paljon simulointiin tulee virhettä, mikäli syöttötietoina käytetään muutaman kymmenen kilometrin etäisyydellä ja muutamaa tuntia ennen tehtyä luotausta tai HIRLAM-ennustetta, joka on laadittu noin vuorokautta aiemmin.



**Kuva 1.1 Tutkimuksen rakenne ja sovellusalat**



## 2 ILMAKEHÄN OPTISTEN OMINAISUUKSIEN TEORIAA

Tässä työssä tarkastellaan ilmakehän optisten ominaisuuksien teoriasta ja säteilysuureista ainoastaan tärkeimmät ilmakehärakenteisiin vaikuttavat tekijät. Laajemmin em. suureita ja yksiköitä on käsitelty tämän työn pohjana olevassa erikoistyössä /Ojansivu -96/. Näkyvän valon ja infrapuna-alueen käyttökelpoiset aallonpituusalueet tunnetaan hyvin ja käytössä olevat kaukokartoitusjärjestelmät toimivat näillä ilmakehän ikkunoiksi kutsutuilla aallonpituuskaistoilla. Ongelmana on kuitenkin se, että ilmakehä aiheuttaa häiriöitä läpikulkevaan säteilyyn myös näissä ikkuna-alueissa. Ilmakehässä olevien aerosolien ja molekyylien absorptio- ja sirontaominaisuudet riippuvat mm. kyselyisten absorboijien lukumäärästä, vallitsevasta lämpötilasta, paineesta ja ilmankosteudesta sekä turbulenssi-ilmiöistä. Ilmakehässä näiden ominaisuuksien paikallinen ja ajallinen vaihtelu voi olla hyvin nopeaa, mikä tekee niiden ennustamisen ja mittaamisen hankalaksi.

### 2.1 ILMAKEHÄN RAKENNE

Ilmakehä jaetaan yleisesti korkeuden mukaan kuuteen kerrokseen, joissa jokaisessa on omat tyypilliset piirteensä, sekä molekyyli- ja aerosolikoostumuksensa. /Smith -93/

*Troposfääri* on ilmakehän alin kerros, jossa tapahtuvat normaalit sääilmiöt ja -muutokset. Troposfääri ulottuu maanpinnalta noin 10-11 km:n korkeuteen (tropopaussi). Tällä alueella ilmakehä on tiheintä ja sen vaikutus SM-säteilyn etenemiseen voimakkainta. Troposfäärissä lämpötila laskee ylöspäin mentäessä noin 6,5 K/km. Tällä matkalla paine laskee noin 1 atm:stä 0,2..0,1 atm:ään. Ilmakehäkerroksista troposfääri on suurimman mielenkiinnon kohteena tässä työssä, sillä esim. lentokoneesta tehtävät ilmakehäväläykset tehdään noin 10 km:ssä tai sen alapuolella.

*Stratosfääri* ulottuu 11:sta 50 km:iin. Tällä alueella otsonikonsentraatio ( $O_3$ ) on suuri ja se estää tehokkaasti UV-säteilyn pääsemisen maanpinnalle, sillä se absorboi voimakkaasti alle 0,3  $\mu\text{m}$ n säteilyä. Tällä korkeudella olevien hiukkasten konsentraatio on melko vakio, joten niiden vaikutus on helppo arvioida.

*Mesosfääri* (50-90 km) on yleensä viimeinen ilmakehämalleissa mukana oleva kerros. Optisesti läpinäkyvällä *Ionosfäärillä* (90-300 km) on merkitystä vain tarkasteltaessa radioaaltojen etene-

mistä. Näiden yläpuolella on vielä *Thermosfääri* ja *Eksosfääri* (-500 km), johon ilmakehän katsotaan päättyvän.

Molekyylien lisäksi ilmakehä koostuu pienistä partikkeleista eli aerosoleista, kuten tuulen nostamasta pölystä, vesipisaroista (pilvistä), fotokemiallisista reaktioista peräisin olevista hiukkasista ja esim. tulivuorenpurkauksissa syntyvistä hiukkasista. Suurimman osan ilmakehästä muodostavat happi  $O_2$  (20.94%) ja typpi  $N_2$  (78.08%). Näiden kaasujen optiset vaikutukset kohdistuvat pääasiassa UV-alueen absorptioon. Lisäksi hapella on kaksi merkittävämpää absorptiokaistaa 690 nm ja 760 nm ympäristössä. Muista kaasuista vesihöyryllä, hiilidioksidilla ja otsonilla on suurimmat vaikutukset ilmakehän optisiin ominaisuuksiin.

Aerosolien määrä ilmakehässä vaihtelee suuresti paikan ja ajan mukaan. Troposfäärin yläosan (2 – 10 km) aerosoleissa on huomattavasti vähemmän ajallista ja paikallista vaihtelua kuin pohjakerroksen aerosoleissa. Stratosfäärin alaosan (10 – 30 km) aerosolikonsentraatiot muuttuvat lähinnä vain vuodenajan mukaan, tosin vulkaaninen pöly voi aiheuttaa muutoksia tässä korkeudessa aktiivisten tulivuorten läheisyydessä. Yläilmakehän (30 – 100 km) aerosolit ovat pääasiassa meteoripölyä. Alimman kerroksen aerosolikoostumukseen ja -määrään vaikuttaa esimerkiksi tuulen suunta, koska se määrää millaisten alueiden yli ilma on kulkenut ja millaisia aerosoleja siihen on "tarttunut". Esimerkiksi simulointiohjelmistoissa aerosolityypit jaetaan niiden esiintymis- ja muodostumisympäristön mukaan. (meri, maaseutu, kaupunki). Lisäksi ilman suhteellinen kosteus vaikuttaa hydroskooppisten (kosteutta sitovien) aerosolien kokoon, ja näin ollen absorptio- ja sirontaominaisuuksiin.

Satelliiteista ja lentokoneesta tehtävässä havainnoinnissa pilvet ovat merkittävässä roolissa. Analysointia varten kohteista pyritään valitsemaan ne, jotka eivät ole pilvien takana tai niiden varjossa. Suomessa täysin pilvettömiä olosuhteita on kuitenkin erittäin vähän. Lisäksi voi olla hankalaa nähdä onko jokin osa kuvasta ollut esimerkiksi ohuen yläpilven (subvisual cirrus) varjossa.

## **ILMAKEHÄN VAIKUTUKSET SÄTEILYYN**

Sähkömagneettisen säteilyn etenemiseen vaikuttavat absorptio, sironta, taittuminen, taipuminen sekä ilmakehän itse-emissiosta aiheutuva radianssi. Kohteelta sensorille tulevan säteilyn muuttuminen,  $dL$ , (yhtälö (1)) on verrannollinen kohteelta lähtevän säteilyn määrään, vaimentavan välia-

neen tiheyteen, eli optisella reitillä (polulla) olevien absorboijien lukumäärään sekä termisesti emittoituneeseen säteilyyn reitin varrella ja reitin pituuteen /Smith –93/.

$$dL_I(r) = - \left[ \sum_i C_{ei}(I, r) \rho_i(r) \right] L_I(r) dr + J_I(r) dr, \quad (1)$$

missä  $L_\lambda(r)$  on spektrinen radianssi pisteessä  $r(x, y, z)$

$J_\lambda(r)$  on reitin emissio- ja sirontatermi

$\rho_i$  on i:nneen kaasun tai hiukkasen tiheys ( $\text{m}^{-3}$ )

$C_{ei}(\lambda, s)$  on i:nneen kaasun tai hiukkasen vaimennuksen vaikutusala ( $\text{cm}^2$ )

eli absorption ja sironnan vaikutusalojen summa:  $C_{ei}(\lambda, s) = C_{ai}(\lambda, s) + C_{si}(\lambda, s)$

Vaimennuksen vaikutusala määrittelee absorboijien tai sirottajien lukumäärän ja tehokkuuden välisen yhteyden. Se on laaduton aallonpituudesta riippuva kerroin, joka kuvaa molekyylin tai hiukkasen kykyä absorboida tai sirottaa valoa.

Korkeuden kasvaessa ilmakehän tiheys (paine) pienenee eksponentiaalisesti: /Smith -93/

$$P(h) = P(0) \left( \frac{T(h)}{T(0)} \right)^{\frac{mg}{ak_B}}, \quad (2)$$

missä  $P(h)$  = paine korkeudella  $h$

$P(0)$  = paine maanpinnan tasolla

$T(h)$  = lämpötila korkeudella  $h$  [K]

$T(0)$  = lämpötila 0-tasolla [K]

$-mg/ak_B = 5,256$ , kun

$a$  = lämpötilan muutos kilometriä kohti (= - 6,5 K/km alle 10 km:n

korkeuksissa)

$m$  = molekyylien keskimääräinen massa ( $\approx 4,8 \times 10^{-23}$  kg)

$k_B$  = Boltzmannin vakio ( $\approx 1,38 \times 10^{-23}$  J/K)

Aerosolitiheydellä on samankaltainen eksponentiaalinen vertikaaliriippuvuus /Smith –93/.

$$N(h) = N(0) e^{-\frac{h}{h_s}}, \quad (3)$$

missä  $N(h)$  = hiukkastiheys korkeudella  $h$

$N(0)$  = hiukkastiheys merenpinnan tasolla

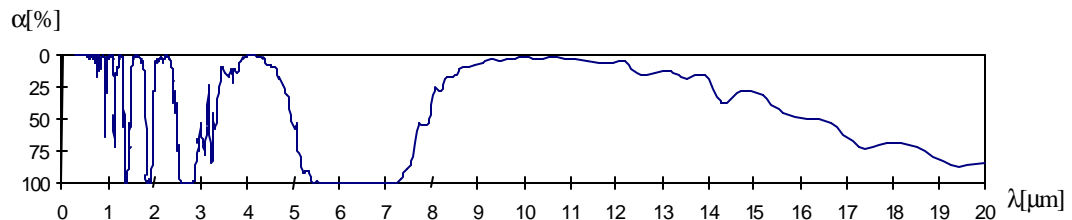
$h_s$  = eksponentiaalisen vaimennuksen skaalaustekijä ( $\approx 1 - 1,4$  km)

Käytännössä 0 - 2 km:ssä aerosolipitoisuudet ja tiheydet riippuvat pääasiassa säästä ja ilmastotyyppistä. 2 - 6 km:ssä aerosolitiheys noudattaa melko tarkasti kaavaa 3. 6 - 30 km:ssä aerosolit ovat pääosin fotokemiallisissa reaktioissa syntyneitä rikkihappomolekyylejä. Niiden määrä riippuu mm. tulivuorenpurkauksista. Yli 30 km:n korkeudessa aerosolit ovat peräsin avaruudesta.

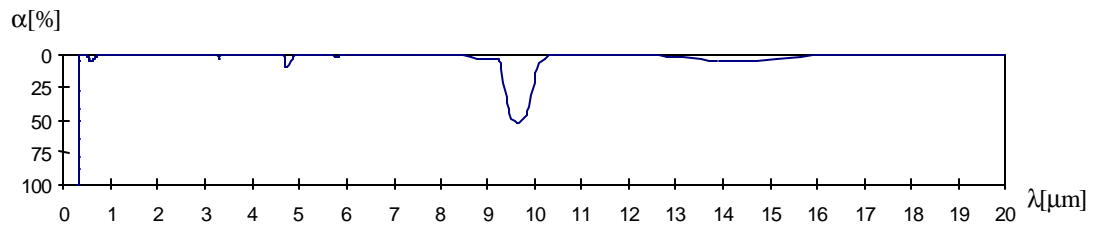
Simulointeja varten ilmakehä yleistetään tavallisesti tasomaisista kerroksista rakentuvaksi siten, että muutokset tapahtuvat vertikaalisuunnassa. Ilmakehämalleissa kerroksia on ohjelmasta riippuen noin kolmekymmentä. Kukin kerros oletetaan homogeeniseksi, jolloin käsittely helpottuu huomattavasti. Määriteltäessä itse kerrosrakennetta on alemmissa ilmakehäkerroksissa käytettävä tiheämpää jakoa (esim. 1 km:n välein 10 km:iin asti), johtuen aiemmin mainitusta ilmakehän eksponentiaalisesta tiheysmuutoksesta.

## 2.2 ABSORPTIO

Ilmakehämolekyylien absorptiossa osa SM-säteilyn fotoneista indusoi molekyylien *rotaatio*-, *värähtely*-, tai *elektronitilojen siirtymiä*, jotka aiheuttavat absorboitumisen. Kvanttimekaniikan mukaisesti näillä siirtymäenergioilla on tietyt diskreetit arvot, joten vain tietyn energian omaavat fotonit voivat absorboitua. Polaarilla molekyyleillä, kuten  $H_2O$ ,  $O_3$  on kvadrupoli- ja dipolimomentin muutoksista johtuvia sisäisiä rotaatiopotentiaalienergian siirtymiä. Rotaatioenergiatilat ovat lähellä toisiaan, joten siirtymiä vastaavien fotonien energiat ovat pieniä, eli niiden aallonpituus on suuri. Käytännössä nämä näkyvät pitkäaalto-IP-alueen absorptiopiikkeinä (Kuva 2.1 ja Kuva 2.2).



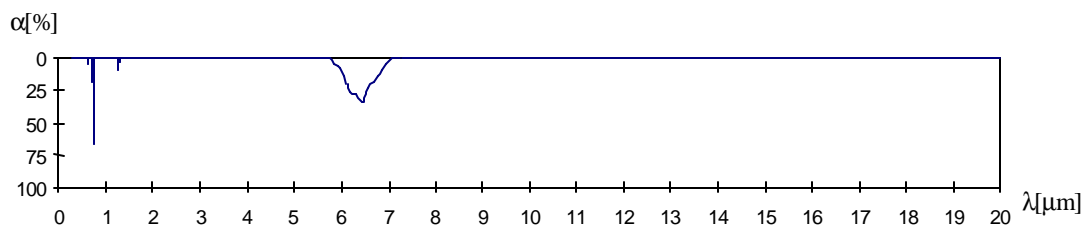
**Kuva 2.1 Vesihöyryn ( $H_2O$ ) absorptiospektri. (Simuloitu LOWTRAN 7:llä ilmakehämalli 1976 US Standard, Rural-Vis. 23km).**



**Kuva 2.2 Otsonin ( $\text{O}_3$ ) absorptiospektri. (Simuloitu LOWTRAN 7:llä ilmakehämalli 1976 US Standard, Rural-Vis. 23km).**

Molekyylin värähtelytasojen energiaerot ovat rotaatioenergiaeroja suurempia, joten niitä vastaavien fotonien taajuuskin on suurempi. Värähtelytilojen muutoksissa absorboituneiden fotonien aallonpituudet ovat lyhyt- ja keskiaalto-IP:n alueella. Vaikka molekyyli olisi ei-polaarinen, sillä voi olla värähtelysiirtymiä, jotka aiheutuvat molekyylin atomien epäsymmetrisestä värähtelystä. Rotaatio- ja värähtelymoodien yhteisvaikutuksesta syntyy voimakkaita absorptiovoimia, jotka määräävät keski-IP alueen ns. ilmakehäkkunat.

Elektronisiirtymät vastaavat suurinta energiaa ja ne aiheuttavat voimakkaita absorptiopiikkejä näkyvän valon ja UV:n alueille.  $\text{O}_2$ :n ja  $\text{O}_3$ :n ulompien orbitaalien elektronisiirtymät aiheuttavat ilmakehän optisen läpäisyn päätymisen UV-alueella noin 350 nm:ssa.

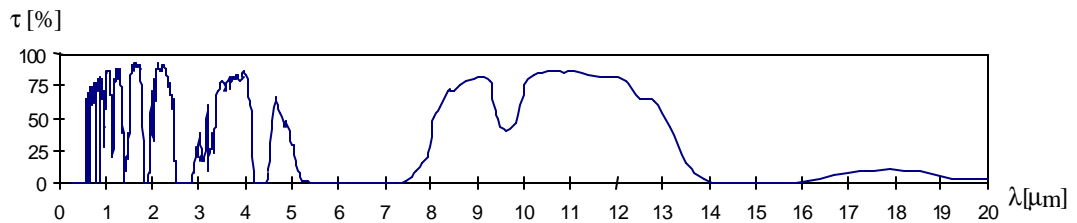


**Kuva 2.3 Hapen ( $\text{O}_2$ ) absorptiospektri. (Simuloitu LOWTRAN 7:llä ilmakehämalli 1976 US Standard, Rural-Vis. 23km).**

Koska siirtymillä on tietyt diskreetit arvot, absorptiokerroin vaihtelee erittäin nopeasti aallonpituuden funktiona ja mahdollisia kombinaatioita eri siirtymistä on lukemattomia. Seurauksena on hyvin monimutkainen absorptiospektrirakenne. Energiatilat eivät todellisuudessa kuitenkaan ole mitään

yksittäisiä arvoja, vaan kapeat piikit levenevät johtuen useista eri tekijöistä. Heisenbergin epätarkkuusperiaatteen mukaan aikaväli tietyllä energiasuunnalle voidaan tietää vain tietyllä tarkkuudella, tällöin myös emissio- tai absorptiotaajuudella on pieni epätarkkuus. Kun ilmakehän paine on riittävän suuri, molekyylien törmäykset toisiinsa (collision-induced absorption, CIA) aiheuttavat energiatasoja edellä olleiden tasojen läheisyyteen ja aiheuttavat viivojen levenemistä. Samankaltaisia “ylimääräisiä” energiatasoja syntyy myös sähkö- ja magneettikenttien aiheuttamista dipolimoimentin muutoksista, elektronipilven vääristymistä sekä lämpöliikkeestä. Riippuen siitä, liikkuuko partikkeli kohti vai poispäin havaitsijasta, se emittoi tai absorboi Doppler- ilmiön mukaisen taajuusmuutoksen kokeneen fotonin. Näin ollen samakin siirtymäenergia näyttää erilaiselta riippuen siitä, mihin suuntaan hiukkanen on menossa /Smith –93/.

Kun ilmakehän aineosien absorptiospektrit yhdistetään, jää jäljelle hyvän transmission omaavat kaistat eli ns. ilmakehäikkunat kuvan 2-4 mukaisesti.



**Kuva 2.4 Ilmakehän vertikaaliläpäisy (Simuloitu LOWTRAN 7:llä ilmakehämalli 1976 US Standard, Rural-Vis. 23km).**

Ensimmäinen ikkuna on *näkyvän valon* ( $0,4 \mu\text{m} - 0,7 \mu\text{m}$ ) alueella.  $2,0\text{mm} - 2,5\text{mm}$  ikkunaa rajoittaa vesihöyryn lisäksi  $\text{CO}_2$ :n voimakkaat absorptioikaistat  $2,0$  ja  $2,7 \mu\text{m}$ n ympäristössä. *Pienen infrapunaikkunan* ( $3 \mu\text{m} - 5 \mu\text{m}$ ) rajat määräytyvät vesihöyryn ja hiilidioksidin absorptioikaistojen mukaan. *IP-alueen suuri ikkunaa* ( $8 \mu\text{m} - 13 \mu\text{m}$ ) rajoittavat  $\text{CH}_4$ :n ja  $\text{N}_2\text{O}$ :n sekä vesihöyryn absorptiovyöt. Ikkunan keskivaiheille ( $9,7 \mu\text{m}$ ) osuu merkittävä  $\text{O}_3$ : absorptioikaista. Vesihöyryn absorptiojatkumo vaikuttaa koko pitkäaalto-IP-alueella voimistuen aallonpituuden kasvaessa.

### 2.2.1 Sironta

Sirontaa voidaan pitää ilmakehän aineosien aiheuttamana sähkömagneettisen kentän häiriönä, jonka seurauksena sen suunta ja spektrinen jakauma muuttuvat. Sironnassa tapahtuva energiahäviö on verrannollinen säteilyreitillä olevien sirottajien vaikutusalaan sekä lukumäärään.

Sironta voidaan jakaa sirottavien hiukkasten koon perusteella kolmeen sirontatyyppiin. *Rayleigh-sironnaksi* sanotaan SM-aallon vuorovaikutusta molekyylien tai hyvin pienten hiukkasten kanssa. Siinä sirottajien säde on pienempi kuin siihen törmäävän fotonin aallonpituus, tällaisia sirottajia ilmakehässä ovat esimerkiksi happi- ja typpimolekyylit. Rayleigh-sironta on kääntäen verrannollinen aallonpituuden 4:een potenssiin joten sen vaikutus kohdistuu ainoastaan UV-säteilyn ja näkyvän valon siniselle alueelle. *Mie*-sirontaa aiheuttavat aerosolit, pöly ja savukaasut eli hiukkaset, joiden säde on samaa suuruusluokkaa tarkasteltavana olevan SM-säteilyn aallonpituuden kanssa. Partikkelit, joiden koko on huomattavasti suurempi kuin niihin osuvan SM-säteilyn aallonpituus eli esim. suuret pölypartikkelit, vesipisarot ja jääkiteet, sirottavat kaikkia aallonpituuksia näkyvän- ja infrapunasäteilyn alueilla saaden aikaan ns. *valikoimatonta* (non-selective) sirontaa.

Molekyylien Rayleigh-sironta on seurausta säteilyn indusoimasta dipolimomentin muutoksesta, joka purkautuu välittömästi emittoiden samansuuruisen fotonin. Se on siis luonteeltaan elastinen törmäys, jossa fotoni ei varsinaisesti menetä energiaansa vaan ainoastaan muuttaa suuntaansa. Yrittäessään selittää taivaan sinistä väriä lordi J. Rayleigh kehitti (v. 1871) satunnaisesti polarisointuneelle vuolle kulmasirontakerroimen  $\beta_R(\theta)$  kaavan: /Smith -93/

$$\mathbf{b}_R(\mathbf{q}) = \frac{2\rho^2}{r^4} (n(l) - 1)^2 (1 + \cos^2 \mathbf{q}) \quad [\text{m}^1 \text{sr}^{-1}], \quad (4)$$

missä  $n(\lambda)$  = aallonpituudesta riippuva väliaineen heijastuskerroin ja

$\rho$  = väliaineen tiheys [ $\text{m}^{-3}$ ].

Rayleighin kulmasirontakerroin ilmoittaa sironneen energian osuuden tiettyyn kulmaan  $\theta$ ) avaruuskulmayksikköä ja pituusyksikköä kohden.

Yhtälön (4) tarkastelu osoittaa sirontakerroimen riippuvuuden aallonpituudesta ( $1/\lambda^4$ ) ja tiheydestä ( $1/\rho$ ). Aallonpituusriippuvuus selittääkin, miksi taivas näyttää siniseltä: aallonpituuden pienentyes-

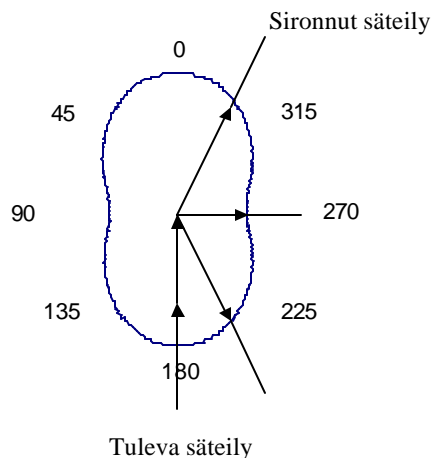
sä (kohti sinistä) sironneen valon suhteellinen osuus kasvaa. Myös auringon laskun punertava väri on peräisin samasta ilmiöstä: pitkällä reitillä läpi tiheän ilmakehän pitkien aallonpituuksien suhteellinen osuus kasvaa lyhyempien sirotessa pois.

Sirontakertoimen käänteinen riippuvuus tiheydestä vaikuttaa aluksi hieman oudolta, koska tällöin mentäessä lähemmäksi maanpintaa sironnan pitäisi vähentyä. Näin ei kuitenkaan käy, sillä myös heijastuskerroin  $n$  kasvaa maanpintaa lähestyttäessä, jolloin termi  $(n(\lambda)-1)^2$  kasvaa nopeammin kuin  $\rho$ .

Rayleigh:n sironnalle voidaan johtaa vaihefunktio /Smith –93/:

$$b_r(\mathbf{q}) = \frac{3}{4}(1 + \cos^2 \theta), \quad (5)$$

missä  $\theta$  = tulevan ja sironneen fotonin välinen kulma.



**Kuva 2.5** Rayleigh-sironnan vaihefunktion (yhtälö (5)) kuvaaja.

Rayleigh-sironnan vaihefunktio on symmetrinen (Kuva 2.5) siten, että sironta eteen- ja taaksepäin on yhtä suurta ja voimakkaampaa kuin sivuille.

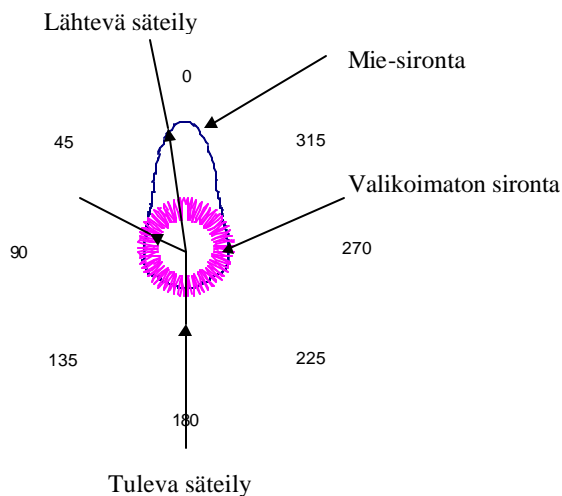
Mie-sironnan määrä ja vaihefunktio riippuvat kolmesta eri tekijästä: sirottajien tiheydestä, koosta ja tyypistä (alkuperä, koostumus, muoto). Koska kaikkia tarvittavia tietoja on vaikea saada, joudutaan Mie-sirontaa tarkasteltaessa yleensä käyttämään empirisiä approksimaatioita aerosoleille.



Simuloinneissa käytetään oletuksena, että aerosolit ovat pallomaisia ja niille määritetään keskimääräinen vaikutusala, vaikka todellisuudessa niiden muoto, koko ja orientaatio vaihtelevat. Tämä approksimointi toimii yleensä hyvin, mutta esim. polarisaatiota ja takaisinsirontaa tarkasteltaessa sen käyttökelpoisuus huononee. Lisäksi jokaista partikkelia käsitellään muista eristettynä, jolloin partikkeliryhmän sironta- ja absorptio-ominaisuudet lasketaan superpositioperiaatetta käyttäen.

Mie-sironta eroaa Rayleigh-sironnasta mm. siten, että se on voimakkaasti eteenpäin suuntautunutta (Kuva 2.6), eli sen vaihefunktio ei ole niin symmetrinen kuin Rayleigh-sironnassa. Mie-sironta ei ole myöskään yhtä riippuvainen fotonin aallonpituudesta ( $1/\lambda$ ) kuin Rayleigh-sironta ( $1/\lambda^4$ ).

Sirottavan hiukkasen koon ollessa huomattavasti fotonin aallonpituutta suurempi havaitaan ns. valikoimatonta sirontaa. Valikoimattoman sirontan aallonpituusriippuvuus on hyvin pientä, joten kaikki aallonpituudet siroavat yhtä paljon. Lisäksi sironta on likimain yhtä suurta kaikkiin suuntiin (Kuva 2.6) eli sen vaihefunktio on pallosymmetrinen. Esimerkiksi vesipisarot aiheuttavat ilmakehässä valikoimatonta sirontaa, joka havaitaan pilvien valkoisena tai harmaana värinä.



**Kuva 2.6 Mie- ja valikoimattoman sirontan vaihefunktioiden kuvaajat.**

Mie- ja valikoimattomalle sironnalle voidaan määrittellä vaikutusalat, optiset syvyydet ja transmitanssit samalla tavalla kuin edellä Rayleigh-sironnalle. Kaikkia kolmea sirontatyyppiä voidaan pitää erillisinä, toisistaan riippumattomina sirontatyyppinä.

### 2.2.2 Itse-emissio

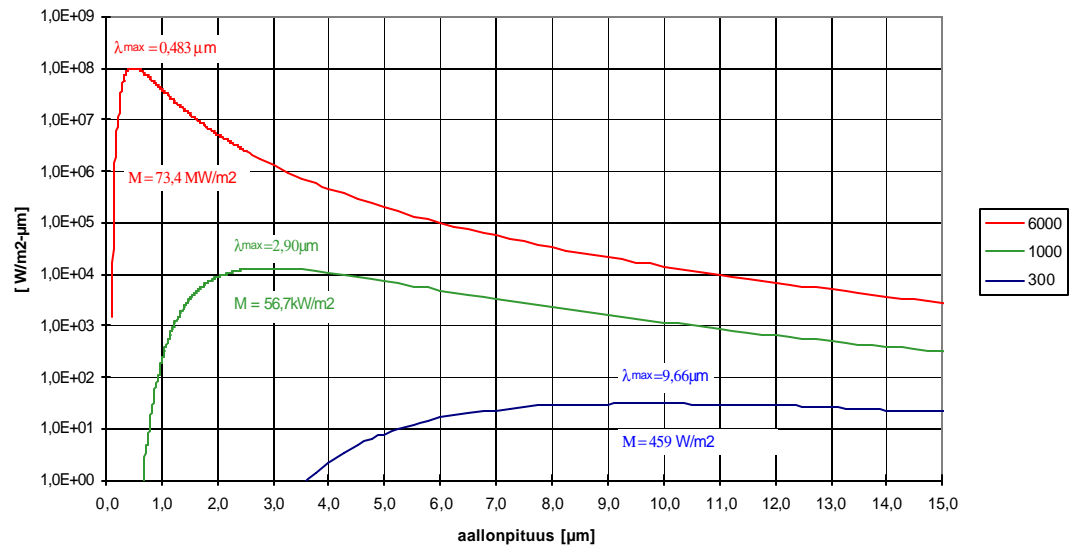
Kaikki kappaleet, joiden lämpötila on absoluuttisen nollapisteen yläpuolella, säteilevät energiaa Planckin lain mukaisesti SM-aaltoina eli fotoneina /Schott –96/.

$$M_I = 2phc^2 I^{-5} \left( e^{\frac{hc}{\lambda kT}} - 1 \right)^{-1} [\text{Wm}^2\mu\text{m}^{-1}], \quad (6)$$

missä  $h$  = Planckin vakio =  $6,6256 \times 10^{-34}$  Js

$k$  = Boltzmannin kaasuvakio =  $1,38 \times 10^{-23}$  jK<sup>-1</sup>,

$c$  = valon nopeus = 29980000 m/s



**Kuva 2.7** Mustan kappaleen emittoima säteily 300, 1000 ja 6000 K:ssä (yhtälö (6)). Kuvassa myös vastaavissa lämpötiloissa lasketut ja kokonaiseksitanssit (yhtälö (7)) (huomaa eri yksiköt MW,kW tai W/m<sup>2</sup>) ja maksimi-intensiteettiä vastaavat aallonpituudet (yhtälö (8)).

Kuvasta 2.7 nähdään, että säteilyeksitanssi on sekä aallonpituuden että lämpötilan funktio. Esimerkiksi noin 300 K:ssä olevan mustan kappaleen emittoiman maksimisäteilyn aallonpituus on noin 10 μm. Lämpötilan kasvaessa aallonpituusmaksimi siirtyy vasemmalle, eli lyhyempiin aallonpituuksiin ja samalla säteilyn eksitanssimaksimi (W/m<sup>2</sup>μm) kasvaa.

Jos integroidaan Planckin yhtälö yli koko spektrialueen, saadaan lämpötilassa T olevan mustan kappaleen kokonaiseksitasansi: /Schott -96/

$$M = \frac{2\pi^5 k^4}{15c^2 h^3} T^4 = \sigma T^4, \quad (7)$$

missä  $\sigma = 5,67 \times 10^{-8}$  [Wm<sup>2</sup>K<sup>-4</sup>] on Stefan-Boltzmannin vakio.

Wienin siirtymälaiosta saadaan lämpötilassa T olevan kappaleen säteily-spektrin maksimi-intensiteettiä vastaava aallonpituus.

$$I_{\max} = \frac{A}{T}, \quad (8)$$

missä  $A = 2898 \mu\text{mK} =$  Wienin siirtymävakio.

## 2.2 SAAPUVA SÄTEILY (IRRADIANSI)

Maamme pohjoisesta sijainnista ja ilmastosta johtuen auringosta saapuvan säteilyn määrä vaihtelee suuresti vuoden- ja vuorokaudenajasta riippuen. Lisäksi säteilyn määrään ja spektraaliseen jakaumaan vaikuttaa voimakkaasti vallitseva säätila. Optiseen havainnointiin perustuvia järjestelmiä hyödynnettäessä kohteelle saapuvan säteilyn määrän ja laadun tunteminen on ensiarvoisen tärkeää. Varsinaisesti auringon ominaisuuksilla ja rakenteella ei ole merkitystä ilmakehäkorjauksien kannalta, mutta vuoden- ja vuorokaudenajan funktioina muuttuvat auringon ja maan välinen etäisyys sekä auringon korkeuskulma vaikuttavat kohteelle saapuvan säteilyn määrään. Maan rata auringon ympäri on elliptinen, joka aiheuttaa sen, että auringon irradianssi ilmakehän ulkolaidalla muuttuu vuodenajan mukaan. Lisäksi irradianssi on verrannollinen auringon zeniittikulman kosiniin. Auringon irradianssin vuodenaikavaihtelu ilmakehän ulkolaidalla saadaan yhtälön 9 avulla /NSRP2 -96/

$$E_s = \cos(\theta_s) C_s / \Delta^2, \quad (9)$$

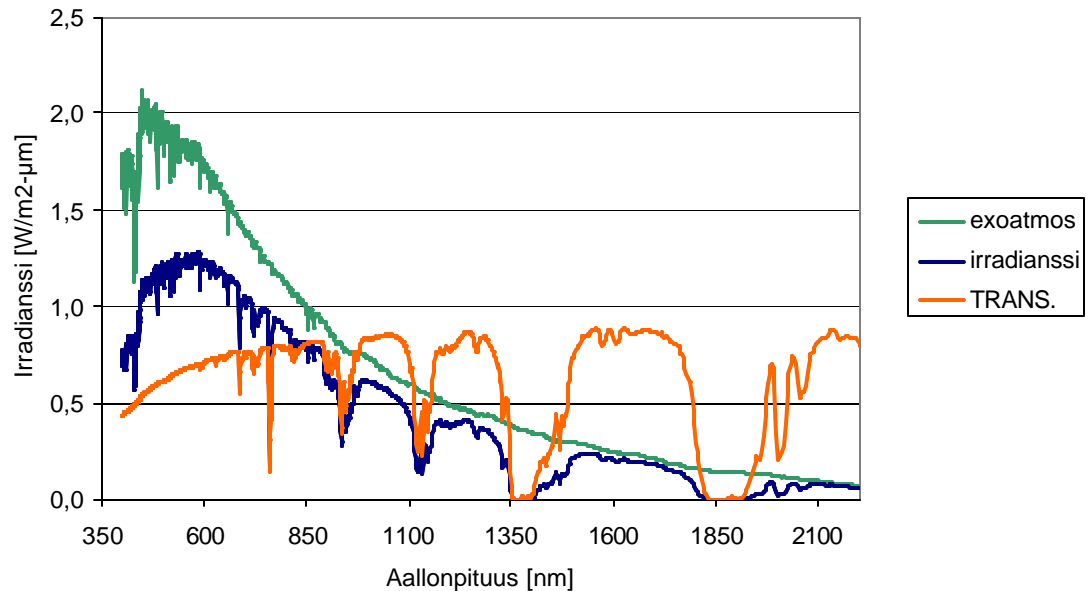
missä  $\theta_s =$  auringon zeniittikulma ja

$C_s =$  auringon irradianssi yhden astronomisen (Au) yksikön etäisyydellä, eli aurinkovakio.

$\Delta =$  auringon ja maan välinen etäisyys, joka vaihtelee vuodenajan mukaan.

Aurinkovakio ( $C_s$ ) on siis ilmakehän ulkopuolelle saapuvan auringon irradianssin kokonaismäärä, joka on määritelty kohtisuoraa pinta-alaa kohden tulevana tehona, ja on suuruudeltaan  $1375 \pm 20 \text{ W m}^{-2}$ . Auringon säteilystä noin 35% heijastuu ilmakehästä takaisin avaruuteen ja noin 18% absorboituu ilmakehään. Näin ollen maanpinnalle saapuva säteily on keskimäärin 47% aurinkovakion arvosta. /Elachi-87/

Saapuva säteily koostuu kahdesta pääkomponentista, suorasta auringon säteilystä, sekä ilmakehästä ja pilvistä siroavasta diffuusista säteilystä. Suoran- ja diffuusin säteilyn suhde riippuu sää- ja pilviolosuhteista. Pilven varjossa tuleva säteily koostuu lähes yksinomaan diffuusista säteilystä kun taas kirkkaalla säällä suurin osa säteilystä on suoraan auringosta saapuvaa valoa. Puolipilvisellä säällä tulevan säteilyn määrä on noin viisinkertainen suorassa auringonpaisteessa verrattuna pilven varjoon. Säteilytason muutos riippuu tietenkin pilvityypistä ja pilvisyyden määrästä sekä yksittäisten pilvien sijainnista auringon suhteen. Tietyissä kulmissa ne toimivat tehokkaina heijastimina lisäten säteilyn määrää esimerkiksi rakennusten aiheuttamiin varjokohtiin.

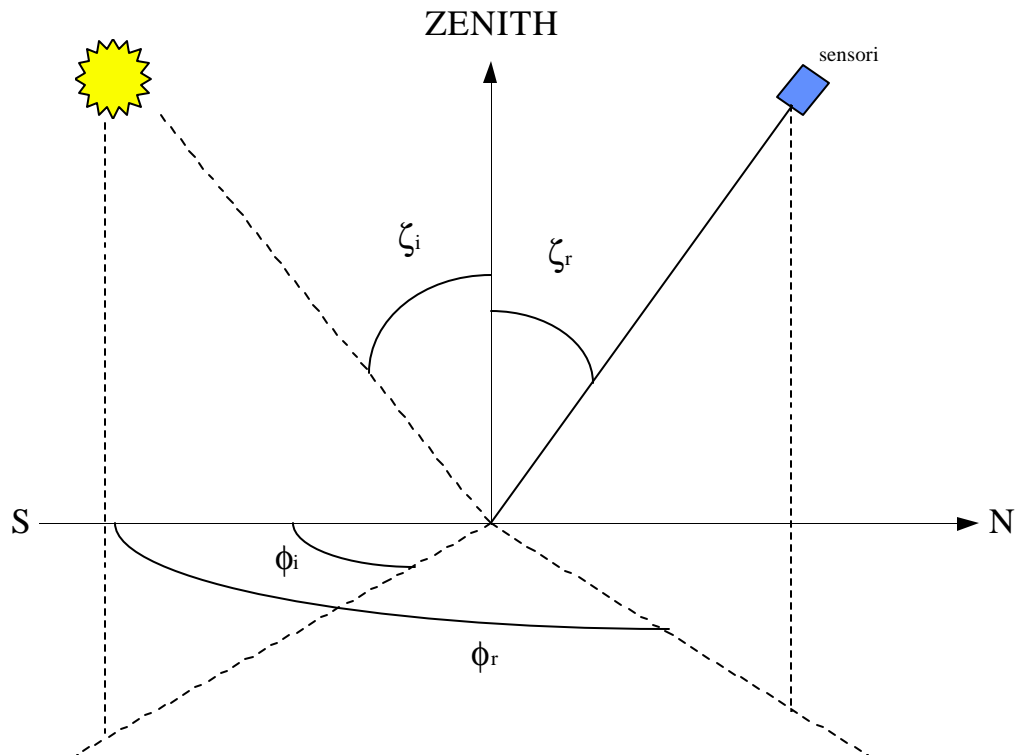


**Kuva 2.8 LOWTRAN:illa mallinnetut irradianssit ilmakehän ulkopuolella (exoatmos) ja maanpinnalla (irradianssi) sekä ilmakehän transmittanssi (oma ilmakehämalli 12.5.1999).**

Kuvan 2.8 tapauksessa maanpinnalle saapuvan säteilyn määrä on 57 % ilmakehän ulkopuolisesta säteilystä. Mallinnettu tilanne edustaa kuitenkin pilvetöntä tilannetta, jolloin ilmakehästä heijastuu vähemmän säteilyä takaisin avaruuteen kuin pilvisellä säällä.

### 2.3 SENSORISYSTEEMIT

Tässä työssä tarkastellaan sensorisysteemien rakennetta tai toimintaa vain niiltä osin kuin ne vaikuttavat tehtäviin ilmakehäkorjauksiin, eli lähinnä sensorien etäisyyteen kohteelta (lentokone, satelliitti) katselukulmaan ja -suuntaan (zeniitti- ja atsimuuttikulmat) ja sensorien käyttämiin aallonpituuskaistoihin.



**Kuva 2.9 Kuvausgeometria:**  $z_i$  [zeeta] = tulevan säteilyn tai auringon zeniittikulma,  $z_r =$  heijastuneen säteen tai sensorin zeniittikulma,  $f_i =$  tulevan säteilyn tai auringon atsimuuttikulma,  $f_r =$  heijastuneen säteilyn tai sensorin atsimuuttikulma.  $f_r - f_i =$  auringon ja sensorin suhteellinen atsimuuttikulma.

Kuvaavilla laajakulmasensoreilla katselukulma vaihtelee kuvan alueella, joka aiheuttaa sen että ilmakehän läpi kulkevat säteilyreitit ovat eri mittaisia kuvan reunoilla ja keskellä. Näin ollen myöskin ilmakehävaikutukset ovat erisuuruisia kuvan eri osissa.

On selvää, että muutamalla leveällä aallonpituuskaistalla kuvaavilla järjestelmillä (multispektriset järjestelmät) ei saada yhtä paljoa tietoa tarkasteltavista kohteista kuin järjestelmillä, jotka mittavat kohteelta heijastuvaa tai emittoituvaa radianssia jopa monella sadalla kapealla aallonpituuskanavalla (hyperspektriset järjestelmät). Nykyisin jo käytössä olevien kuvaavien hyperspektristen järjestelmien tuottaman aineiston ilmakehäkorjauksien merkitys ja tarkkuusvaatimukset ovat huomattavasti suuremmat kuin musta-valkoisten (pankromaattisten) tai multispektristen ( $n \cdot 10$  kanavaa) järjestelmien.

### **3 ILMAKEHÄN OPTISTEN OMINAISUUKSIEN MALLINTAMINEN**

Tietoa ilmakehän optisista ominaisuuksista, esimerkiksi läpäisystä tai sironneen säteilyn määrästä, tarvitaan sekä kuvaustehtävien suunnittelussa että tulosten tai kuvien analysoinnissa. Todellisia mitaustuloksia ilmakehän vaikutuksista ei normaalisti ole käytettävissä, ei varsinkaan suunnitteluvaiheessa. Tällöin simulointi on ainoa tapa saada tietoa tulevista tai vallitsevista ilmakehän optisista ominaisuuksista. Käytettävissä on erilaisia tietokoneohjelmistoja, joilla voidaan simuloida säteilyn etenemistä erilaisissa sää- ja valaistusolosuhteissa.

Kuvaustehtävien suunnitteluvaiheessa ilmakehän optiset ominaisuudet joudutaan mallintamaan sääennusteiden, tilastojen tai valmiiden ilmastomallien avulla. Analysointivaiheessa voidaan optisten ominaisuuksien määrittämisessä käyttää säätietoja ennusteiden sijaan. Simuloinnin tarkkuus on verrannollinen käytettyjen syöttötietojen tarkkuuteen. Tarkimmat säätiedot saadaan kuvausalueella samanaikaisesti kuvausten kanssa tehtävistä luotauksista. Niitä ei kuitenkaan yleensä ole saatavissa, jolloin joudutaan valitsemaan käytetäänkö HIRLAM-ennustetta vai lähimmän sääaseman luotauksia.

Tarkasteltava ongelma on miten kaukokartoituksella saadusta radianssispektristä saadaan palautettua kohteen karakteristinen reflektanssispektri. Tämä sisältää sekä valaisuolosuhteiden, että optisen polun vaikutusten poistamisen mittausspektristä. Emittoituvalla infrapuna-alueella reflek-

tanssispektrin sijasta mittauksilla pyritään selvittämään kohteen emissiivisyys tai sen lämpötilajakauma.

Mallinnusohjelmistoihin sisältyy valmiita ilmakehämalleja erilaisiin olosuhteisiin, vuodenajan ja ilmastotyypin mukaan. Niiden lukumäärä ja tarkkuus ovat kuitenkin ymmärrettävästi rajallisia suurten ajallisten ja paikallisten muutosten vuoksi. Tästä syystä ne soveltuvat huonosti sääolosuhteiden vaikutusten tutkimiseen, mutta erilaisten säteilyreittien ja kuvausgeometrioiden tutkiminen on niiden avulla mahdollista.

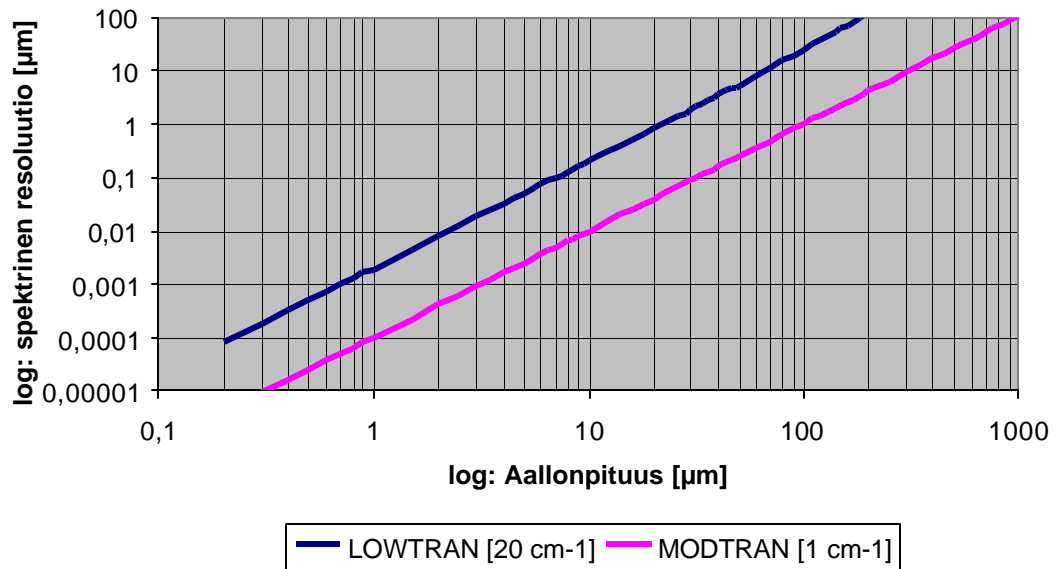
### 3.1 MALLINNUSOHJELMISTOT: LOWTRAN7 JA MODTRAN

Sekä LOWTRAN7 (LOW resolution TRANsmission) että MODTRAN (MODerate resolution TRANsmission) ovat US Air Force Phillips Laboratory:n kehittämiä ilmakehän mallinnusohjelmia, jotka laskevat semiempiirisiä funktioita käyttäen ilmakehän säteilyparametreja (esim. transmittanssin ja radianssin) halutulla säteilypolulla. MODTRAN on LOWTRAN:n seuraaja, sisältäen mahdollisuuden myös mallinnukseen LOWTRAN-tilassa. PCModWin on Ontar Co:n tuoteistama Windows- käyttöjärjestelmässä toimiva käyttöliittymä MODTRAN-ohjelman syötteiden antamista ja tulosten tarkastelua varten.

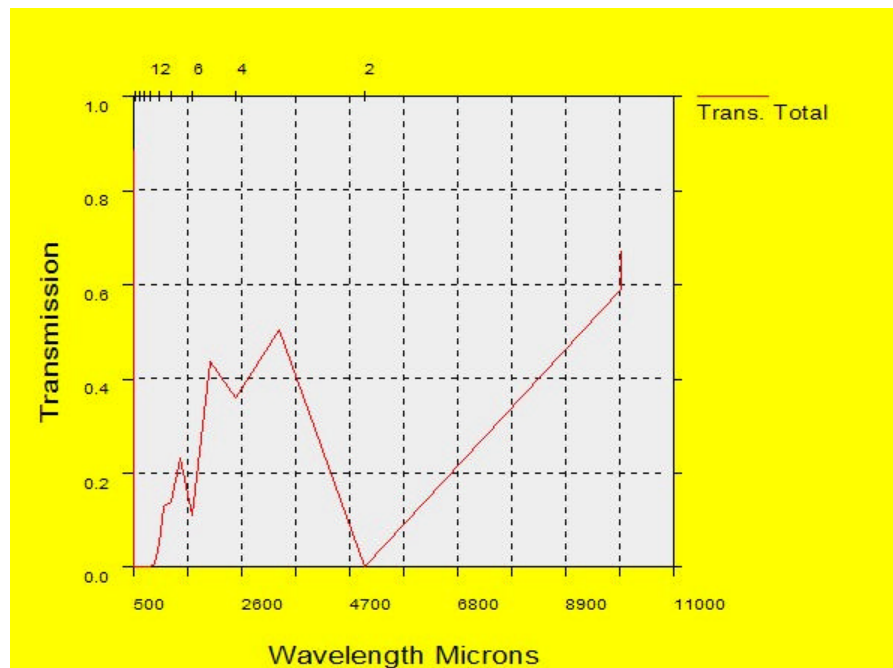
LOWTRAN:issa laskenta voidaan tehdä taajuusalueella 0 - 50 000  $\text{cm}^{-1}$ , eli 0,2 – 500  $\mu\text{m}$ :ä aallonpituuksilla. Ohjelman spektrinen resoluutio on 20  $\text{cm}^{-1}$ , joka tarkoittaa sitä että spektrinen resoluutio heikkenee aallonpituuden kasvaessa (kuva 3.1). Vaikka laskentaa periaatteessa siis voidaan tehdä myös hyvin pitkillä aallonpituuksilla heikentyvä spektrinen resoluutio asettaa käytännön ylärajan noin 22  $\mu\text{m}$ :iin, jolloin resoluutio on noin 1  $\mu\text{m}$ .

MODTRAN:issa aallonpituusalue on sama kuin LOWTRAN:issa, mutta mallinnuksen spektraalisen resoluution määrittelee 1  $\text{cm}^{-1}$  välein tehtävä laskenta. Näin ollen spektrinen resoluutio on laskennallisesti kaksikymmentä kertaa tarkempi kuin LOWTRAN:issa (kuva 3.1). Tosin laskentaväliä on mahdollista kasvattaa välille 2 - 50  $\text{cm}^{-1}$  laskennan nopeuttamiseksi. Mikäli simulointitulokset halutaan heikommalla resoluutiolla, jotta ne olisivat yhteensopivia muun datan (esimerkiksi mittausten) kanssa kannattaa tulokset suodattaa erillisellä filter-toiminnolla, jolloin itse laskenta tehdään parhaalla mahdollisella tarkkuudella, eikä merkittäviä spektriominaisuuksia jää huomioimatta kuten saattaisi käydä jos laskennan aallonpituusväliä kasvatetaan.

MODTRAN:issa taajuusalue on sama kuin LOWTRAN:issa ( $0 - 50\,000\text{ cm}^{-1}$ ), mutta tiheämmästä ( $1\text{ cm}^{-1}$ ) laskentavälistä johtuen aallonpituusalue on  $0,2 - 10000\text{ }\mu\text{m}$  /Ontar -01/. Kuten kuvasta 3.2 kuitenkin voidaan havaita, resoluutio mm-alueella on huono.



**Kuva 3.1 LOWTRAN:in ja MODTRAN:in spektriset resoluutiot aallonpituuden funktiona**



**Kuva 3.2 MODTRAN ohjelmalla laskettu transmittanssi 20 km:n korkeudelta suoraan alas aallonpituusalueella 500-10000mm (0,5-10mm).**



Erilaisen spektraalisen tarkkuuden lisäksi MODTRAN:in ja LOWTRAN:in suurin ero on tavassa laskea molekylaarinen transmittanssi. LOWTRAN käyttää laskennassa molekyyliitiheyden huomioivaa yksiparametrista (absorptiokerroin) vyömallia, kun taas MODTRAN:in vyömalli käyttää kolmea lämpötilariippuvaista parametria (absorptiokerroin, viivatiheys ja keskimääräinen viivanleveys). Laskennan tarkkuudessa ei kuitenkaan ole merkittäviä eroja mallinnettaessa alle 30 km korkeudessa olevia säteilypolkuja.

Tietokoneiden kasvaneiden laskentatehojen ansiosta enää ei ole tarvetta laskennaltaan kevyempään, mutta epätarkempaan LOWTRAN:iin, joten sen kehitystyö on päättynyt ja jatkokehitys on keskittynyt yksinomaan MODTRAN:iin ja sen käyttöliittymien parantamiseen sekä sulauttamiseen muiden mallinnus- tai kuvankäsittelyohjelmistojen osaksi.

### 3.2 MALLINNUSOHJELMISTOJEN SYÖTTÖTIEDOT

LOWTRAN:issa ja MODTRAN:issa ilmakehää käsitellään pinona kerroksia, joita voi enimmillään olla 34 kappaletta. Kerrokset sijoittuvat 0 - 100 km:n korkeudelle ja jokaiselle niistä määritellään mm. paine, lämpötila, kosteus sekä molekylaarinen absorptio- ja vaimennuskerroin. Keskimääräisiä olosuhteita kuvaavia valmiita standardimalleja on kuusi kappaletta ja niiden lisäksi käyttäjä voi rakentaa esimerkiksi luotaustietojen perusteella omia ilmakehämalleja.

#### 3.2.1 Valmiit standardi-ilmakehät

Valmis standardimalli pitää sisällään 34 kerroksesta muodostuvan ilmakehäprofiilin. Ilmakehäprofiilin kerrokset ovat 0 - 25 km:n korkeudella 1 km:n paksuisia, 25 - 50 km:n korkeudessa 5 km:n paksuisia ja ylimpänä on kaksi kerrosta kuvaamassa 70 ja 100 km:n korkeuksia. Standardimallit sisältävät seuraavat tiedot jokaiselle kerrokselle: paine, lämpötila sekä veden (H<sub>2</sub>O), otsonin (O<sub>3</sub>), hiilidioksidin (CO<sub>2</sub>), hiilimonoksidin (CO), metaanin (CH<sub>4</sub>), typen oksidien (N<sub>2</sub>O, NO, and NO<sub>2</sub>), ammoniakkin (NH<sub>3</sub>), hapen (O<sub>2</sub>) ja rikkidioksidin (SO<sub>2</sub>) konsentraatiot.

Valmiit mallit on jaoteltu karkeasti vuodenajan ja leveyspiirin mukaan, joka ilmenee myös niiden nimistä /Ontar -01/:

- 1976 US Standard Atmosphere

- Tropical Model (15 degrees North)
- Midlatitude Summer (45 degrees North, July)
- Midlatitude Winter (45 degrees North, January)
- Subarctic Summer (60 degrees North, July)
- Subarctic Winter (60 degrees North, January)

Valmiiden ilmakehäprofiilien käyttö antaa kuitenkin vain karkean arvion vallitsevista olosuhteista. Niiden arvot perustuvat pitkäaikaisiin keskiarvomittauksiin, eikä niiden käyttö näin ollen anna riittävää tarkkuutta simuloitaessa havainto-olosuhteita tietyissä sääolosuhteissa. Lisäksi ongelmana on se, että käytettävissä on vain kaksi ilmakehämallia, jotka ovat edes lähellä Suomen ilmasto-olosuhteita. Ne eivät myöskään sisällä esimerkiksi mahdollisuutta lumisateen simulointiin.

Molekylaaristen absorptio- ja sirontavaikutusten lisäksi MODTRAN:illa voidaan laskea aerosolien transmissio ja emissiovaikutuksia. Kuten kappaleessa 2.1 mainittiin aerosolien koko ja sijainti ilmakehässä vaihtelevat suuresti. MODTRAN:issa aerosolit on jaettu neljään luokkaan niiden esiintymiskorkeuden mukaan /Ontar-01/:

- (1) pohjakerroksen aerosolit (0 - 2 km)
- (2) troposfäärin yläosan aerosolit (2 - 10 km)
- (3) stratosfäärin alaosan aerosolit (10 - 30 km)
- (4) stratosfäärin yläosan (mesosfäärin) aerosolit (30 - 100 km)

Kussakin kerroksessa esiintyvien aerosolien ominaisuudet on liitetty valmiina oleviin ilmakehämalliin. Tosin alimman kerroksen aerosolimallia voidaan tarkentaa valitsemalla joko puhtaita maaseutuolosuhteita kuvaava Rural aerosols, enemmän ilmakehäsaasteita sisältävä Urban aerosols, tai tuulen voimakkuudesta riippuvat autiomaahan soveltuva desert aerosols sekä meri-ilmastoa kuvaava Maritime aerosols, sen mukaan mistä kulloinenkin ilmamassa on peräisin tai millaisen alueen yli se on kulkenut. Erillisiä sumu ja sademalleja voidaan myös käyttää.

Troposfäärin yläosan (2 –10 km) aerosoleissa on huomattavasti vähemmän ajallista ja paikallista vaihtelua kuin pohjakerroksen aerosoleissa. Stratosfäärin alaosan (10 –30 km) aerosolikonsentraatiot muuttuvat lähinnä vuodenajan mukaan. Vulkaaninen pöly voi aiheuttaa muutoksia tässä korkeudessa aktiivisten tulivuorten läheisyydessä. Yläilmakehän (30 –100 km) aerosolit ovat pääasiassa meteoripölyä.

Kosteudella on suuri vaikutus aerosolien vaimennusvaikutukseen, sillä suhteellisen kosteuden kasvaessa, vesi kondensoituu ilmasta partikkeleihin. Tämä muuttaa aerosolihiukkasten kokoa ja sitä kautta taitekerrointa. MODTRAN:in aerosolimallit ottavat tämän huomioon muuttamalla käytettäviä absorptio ja vaimennuskertoimia.

Aerosolimalli voidaan määrittellä myös itse, jolloin on tiedettävä eri aerosolien konsentraatiot, vaikutusalat sekä vaihefunktiot. Käytännössä näiden tietojen saaminen kuvausalueelta kuvaushetkellä on vaikeaa, joten tavallisesti joudutaan käyttämään jotakin valmista mallia. Niiden avulla voidaan kuitenkin tutkia esimerkiksi pölyn tai pilvien vaikutusta tuloksiin.

### 3.2.2 Pilvimallit

Lisäksi kuhunkin kerrokseen voidaan asettaa pilvihavaintoja vastaava pilvimalli taulukon 1. mukaan. Pilvimalli täytyy antaa jokaiselle kerrokselle erikseen. Mikäli pilvimallin määrittelee vain yleisesti, malli laskee ilmakehän transmittanssin 0:ksi ja antaa samalla maanpinnalle saapuvaksi irradianssiksi epärealistisen pieniä ( $\approx 10^{-30}$  W/m<sup>2</sup>) arvoja tai ohjelma kaatuu kokonaan.

Toisaalta kerroksittain annettava pilvimalli mahdollistaa useiden pilvityyppien ottamisen mukaan mallinnukseen. Eri pilvet sijaitsevat niille tyypillisillä korkeuksilla; cumuluspilvet ovat alapilviä ollen noin 1-2 kilometrin korkeudella, kun taas cirruspilvet sijaitsevat noin 6 –7 kilometrin korkeudella.

Vaikka eri pilvityyppejä on valittavissa useita, niiden määrää ei voi valita esimerkiksi x/8 arvoina. Tämä heikentää luonnollisesti mallinnuksen tarkkuutta.

**Taulukko 1. Mallinnusohjelman pilvimallit /Ontar-01/.**

0	Ei pilviä eikä sadetta
1	Cumulus pilviä: pohja 0.66 km ja huippu 3.0 km

2	Altostratus pilviä: pohja 2.4 km ja huippu 3.0 km
3	Stratus pilviä: pohja 0.33 km ja huippu 1.0 km
4	Stratus ja Strato Cumulus pilviä: pohja 0.66 km ja huippu 2.0 km
5	Nimbostratus pilviä: pohja 0.16 km ja huippu 0.66 km
6	2.0 mm/h tihkusadetta (pilvimalli 3) 0 km korkeudessa ja 0.22 mm/h 1.5 km korkeudessa
7	5.0 mm/h kevyttä sadetta (pilvimalli 5) 0 km korkeudessa ja 0.2 mm/h 2.0 km korkeudessa
8	12.5 mm/h kohtalaista sadetta (pilvimalli 5) 0 km korkeudessa ja 0.2 mm/h 2.0 km korkeudessa
9	25.0 mm/h voimakasta sadetta (pilvimalli 5) 0 km korkeudessa ja 0.2 mm/h 3.0 km korkeudessa
10	75.0 mm/h rankkasadetta (pilvimalli 5) 0 km korkeudessa ja 0.2 mm/h 3.5 km korkeudessa
11	Käyttäjän määrittelemä pilvien vaimennus- ja absorptiokertoimet
18	Standardi Cirrus malli
19	Sub-visual Cirrus malli
20	NOAA Cirrus malli

Mallinnuksessa voi tietyille pilvityypeille (esim. cirrus) antaa pilven paksuuden ja alarajakorkeuden. Luotauksikäyrän kosteusprofiilista voi arvioida pilvikerroksen paksuutta, sekä todellista pilven alarajakorkeutta.

### 3.2.3 Omat ilmakehämallit

Oman ilmakehäprofiilin syöttäminen on mahdollista ja sen käyttö onkin edellä mainituista syistä perusteltua. Syöttötietoina voidaan antaa samat parametrit kuin valmiissa malleissa ja arvoina voidaan käyttää joko luotauksella saatavia tuloksia tai HIRLAM-ennusteen ilmakehäprofiilia. Mikäli kaikkia tarvittavia tietoja ei ole saatavissa esimerkiksi molekyyliekonsentraatioista, voidaan käyttää jonkin valmiin mallin oletusarvoja. Ilmakehäprofiilit ilmoitetaan yhteydestä riippuen joko korkeuden tai paineen funktiona. Luotauksissa ilmakehäparametreja mitataan paineen funktiona, mutta tulostiedoissa on ilmoitettu myös painetta vastaava korkeus.

### 3.2.4 Mallinnuksen geometria

Tarkastelugeometrialla (kuvausgeometria) on merkittävä rooli MODTRAN laskuissa, sillä geometria määrittelee kuinka pitkän matkan ja missä ilmakehän osassa säteily kulkee.

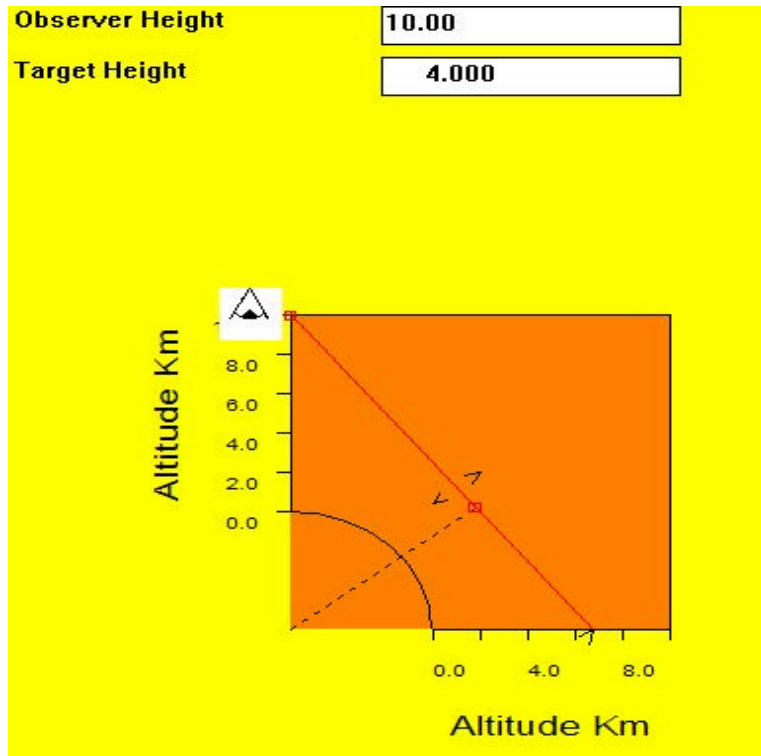
Geometria voidaan määrittellä usean eri parametrin avulla tilanteen mukaan. Ensiksi valitaan säteilypolun tyyppi, joita ovat horisontaalinen reitti, vino reitti lähtökorkeudelta A loppukorkeudelle B, sekä reitti koko ilmakehän läpi (yli 100km korkeuteen) avaruuteen. Horisontaalireitti olettaa säteilypolun kulkeväksi vakiopaineisessa kerroksessa, joten sen käyttö hyvin pitkillä reiteillä ei ole suotavaa maan kaareutumisesta aiheutuvan virheen takia. Horisontaalireitti voidaan määrittellä yksinkertaisesti korkeuden ja polun pituuden avulla. Vinot reitit määritellään käyttäen jotain neljästä vaihtoehdoisesta menetelmästä sen mukaan mitkä parametreista on tunnettuja /Ontar -01/:

1. Lähtökorkeus, loppukorkeus/tangentin korkeus, ja lähtökulma.
2. Lähtökorkeus, lähtökulma ja polun pituus.
3. Lähtökorkeus, loppukorkeus/tangentin korkeus ja polun pituus.
4. Lähtökorkeus, loppukorkeus/tangentin korkeus ja alku- ja loppupisteen välinen kulma (jossa maan keskipiste on kulman kärkipiste).

Vino reitti avaruuteen voidaan määrittellä kahdella tavalla:

5. Lähtökorkeus ja lähtökulma.
6. Lähtökorkeus ja loppukorkeus/tangentin korkeus.

Geometrian määrittämisessä auttaa PCModWin:in erillinen geometriaikkuna, joka esittää havainnollisesti mallinnuksessa käytettävän säteilyreitit. Kyseisen ikkunan avulla voi välttää määrittämisestä epärealistisia polkuja, jotka kulkisivat esimerkiksi maan läpi tai sen sisälle. Kuvassa 3.3 säteilypolku on määritelty lähtökorkeuden ja tangentin korkeuden avulla (6.). Tangentin korkeus kuvaa pitkän säteilyreitit (maan kaarevuuteen verrattuna) sitä pistettä joka on lähimpänä maata silloin reitti lähtee ensin vinosti alaspäin, mutta jonka etäisyys maasta alkaa uudelleen kasvaa maan kaareutumisesta johtuen.



**Kuva 3.3 MODTRAN –ohjelman geometriaikkuna. Kuvassa on esitetty vino reitti avaruuteen, joka on määritelty alkukorkeuden (10 km) ja tangentin korkeuden (4km) perusteella. (Huom. ohjelmassa kirjoitusvirhe: Target Height pitäisi olla Tangent Height)**

### 3.2.5 Mallinnuksen säteilylähteet

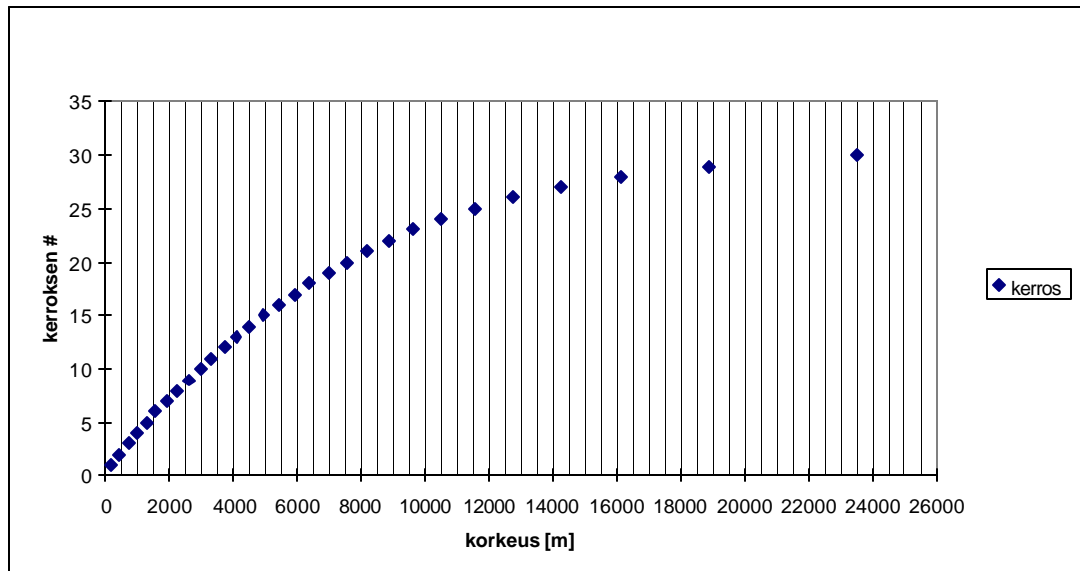
Mallinnaettaessa säteilyolosuhteita voidaan säteilylähteeksi valita jokin seuraavista:

1. Ilmakehän itse-emissio .
2. Säteilypolulle kertsironnut auringon tai kuun radianssi.
3. Suora auringon irradianssi.
4. Säteilypolulle monisironnut auringon ja/tai ilmakehän emittoima radianssi.

Taittuminen ja maan kaareutuminen otetaan huomioon laskettaessa säteilyreitit geometrian ja vaihtajien lukumäärä ilmakehässä, joten se soveltuu myös vinojen säteilyreittien mallintamiseen.

### 3.2.6 Luotaukset

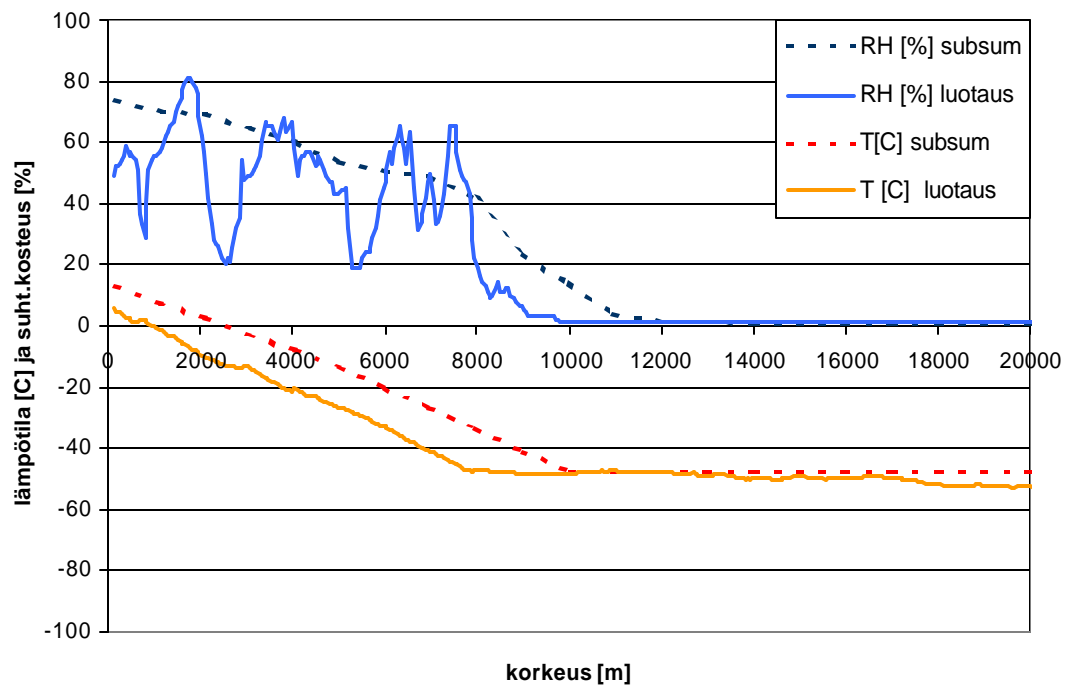
Tämän työn yhteydessä tehtiin useita sääluotauksia eri mittauskampanjoihin liittyen. Lentomittauksen aikana tehtiin luotauksia mittausalueella Tiedustelupatteriston liikuteltavalla luotausjärjestelmällä sekä hankittiin tiedot lähimmältä luotausasemalta eli Tikkakoskelta (EFJY). Luotaustiedoista on simulointien syöttötiedoiksi valittu 30 kerrosta siten, että kerrosten paine-ero on vakio, siten, että niitä tulee 3 kappaletta 100 hPa:n paine-eroa kohden, eli 30 kpl:ta 24 km:iin mennessä. Tällöin kerrosten paksuus kasvaa ylöspäin mentäessä, mutta toisaalta ilmakehän harventuessa säteilyyn vaikuttavien partikkelien määrä pysyy likimain vakiona, lisäksi muutokset lämpötilassa ja kosteudessa ovat hitaampia yläilmakehässä kuin lähellä maan pintaa esimerkiksi inversiokerroksissa. Simuloinneissa käytettiin omaa ilmakehämallia, joka määriteltiin luotaustietojen (korkeus [m], paine [mb], lämpötila [°C], kastepiste [°C]) avulla. Kaikkia tarvittavia tietoja ei kuitenkaan ollut saatavilla ja näiltä osin omaa mallia täydennettiin ohjelman subartic summer -mallin arvoilla.



**Kuva 3.4 Kerrosten (30 kpl) valinta LOWTRAN-simulointeihin. Kerroksien vaihtoa osoittavien merkkien väli oletetaan mallinnusohjelmistoissa homogeeniseksi.**

Ilmakehäprofiilit ilmoitetaan yhteydestä riippuen joko korkeuden tai paineen funktiona. Luotauksissa ilmakehäparametreja mitataan paineen funktiona, mutta tulostiedoissa on ilmoitettu myös painetta vastaava korkeus.

Kuvassa 3.5 on vertailtu Tikkakoskella 13.6.1997 klo 8.30 tehdyn luotauksen lämpötila- ja kosteusprofileja mallinnusohjelmiston (LOWTRAN, MODTRAN) valmiin ilmastomallin vastaaviin profileihin.



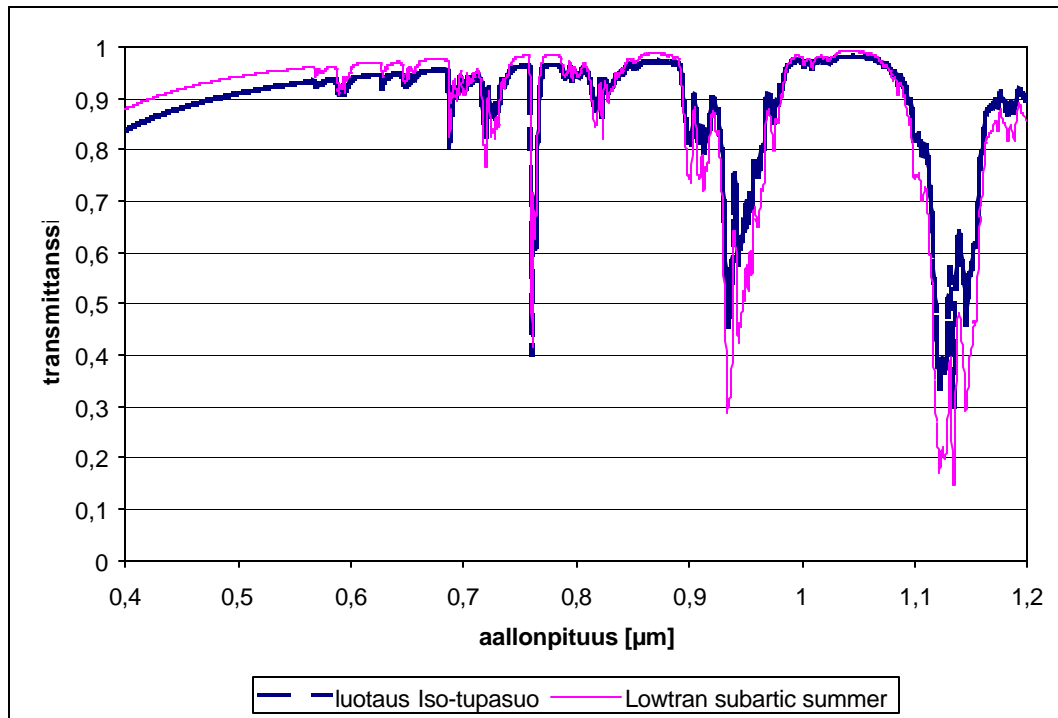
**Kuva 3.5 Luotautietojen ja LOWTRAN subartic summer -ilmakehämallin lämpötila- ja kosteusprofiilien vertailu.**

Kuvasta 3.5 nähdään, että valmiin mallin (subartic summer) lämpötilaprofiili vastaa melko hyvin luotauksen lämpötilaprofiilia, mutta suhteellisen kosteuden profiili poikkeaa merkittävästi luotautiedoista. Tämä on valmiiden mallien merkittävin puute, sillä juuri ilmankosteuden vaihtelulla on suurin vaikutus ilmakehän optisten ominaisuuksien muuttumiseen.

Tarkastellaan seuraavaksi, miten paljon valmiin lämpötila- ja kosteusprofiilien korvaaminen luotautiedoilla muuttaa ilmakehän optisia ominaisuuksia mallinnusohjelmistoilla. Kuvassa 3.6 nähdään ero valmiin ilmakehämallin ja luotautietojen avulla lasketuissa transmittansseissa. Jo kolmen



kilometrin vertikaalilla säteilyreitillä ero on merkittävä erityisesti näkyvän valon alueella. Kuvan 3.6 simuloinnissa luotauksesta saadut tiedot olivat kauniilta kesäpäivältä 29.5.1997.



**Kuva 3.6** Transmittanssi vertikaalille reitille maan pinnalta 3 km:n korkeuteen lasketuna LOWTRAN:illa käyttäen valmista ilmakehämallia ja luotautustietoja.

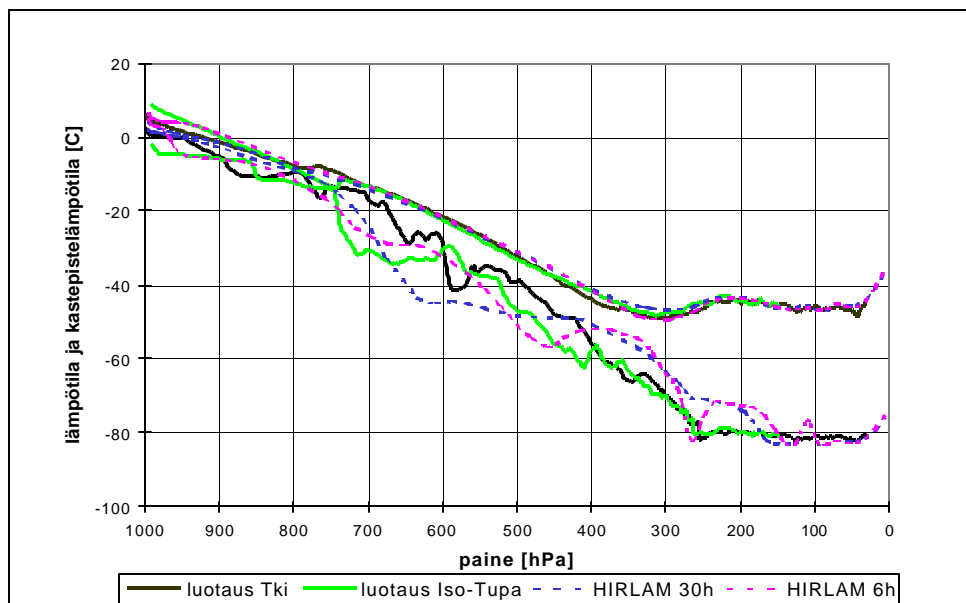
### 3.2.7 HIRLAM

Ilmatieteen laitoksen tuottamista HIRLAM-ennusteista saadaan periaatteessa samat tiedot kuin ilmakehäluotauksista simulointiajojen syöttötiedoiksi. HIRLAM-ennusteet lasketaan 23 km hilapisteistölle, joista valittiin aina mittausaluetta lähin piste. HIRLAM-ennusteet sisältävät hyvin paljon myös sellaista tietoa kullekin hilapisteelle, jota ei normaalilla sääluotauksella saada. Toisaalta läheskään kaikkia ennusteen sisältämiä tietoja ei voida hyväksikäyttää mallinnusohjelmistojen syöttötietoina. Liitteessä 1 on esitetty HIRLAM-ennusteet sisältämät tiedot ja niiden lyhenteet.

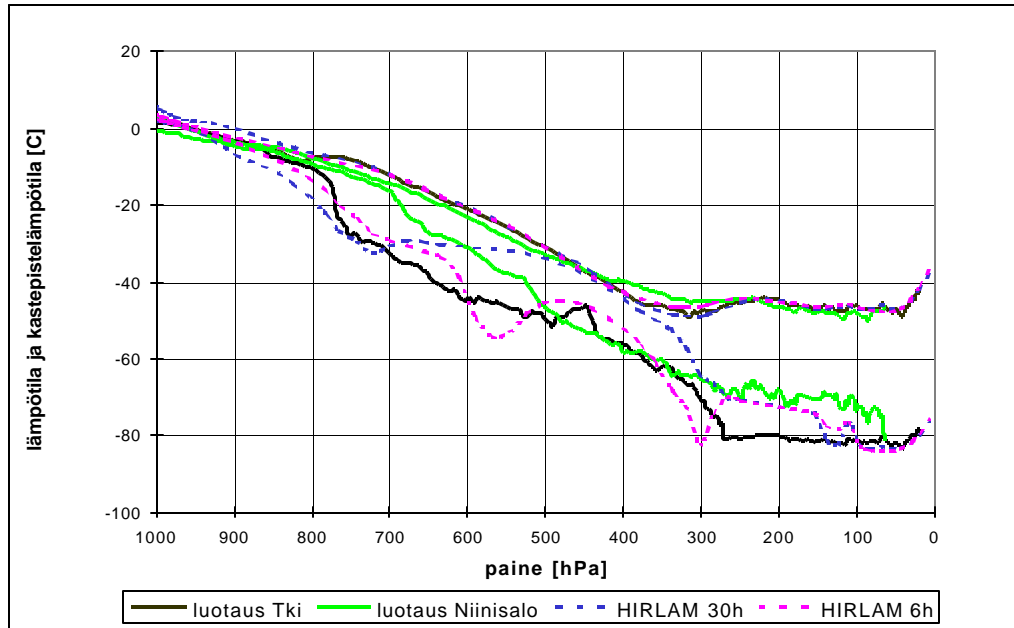
HIRLAM-ennusteet on laadittu Ilmatieteen laitoksella Iso-tupasuon mittaushetkiä varten vertailutaloksi suolla ja Luonetjärvellä tehdyille luotauksille. Laskennassa käytetty hilapiste on Ähtärissä ( 24,30E : 62,46N ) 168,40 m merenpinna. Laskentaennuste tehdään aina klo 00 UTC ja sen

voimassaoloajan ilmoittaa tuntimäärä esimerkiksi "97061300" on ennuste 13.6.97 klo 03.00 suomenaikaa olevalle hetkelle ja vastaavasti "97061236" 13.6.97 klo 15.00 olevalle hetkelle 36 tuntia aiemmin tehty ennuste, toisaalta samalle hetkelle on myöskin toinen ennuste joka on laadittu vuorokautta myöhemmin: "97061312". Vertaamalla näitä voidaan arvioida miten malli kehittyy ja tulee tarkemmaksi tai miten hyvin HIRLAM-ennusteet sopivat käytettäväksi ilmakehän mallinnusohjelmistojen syöttötiedoiksi.

Mittauskampanjoiden yhteydessä kesällä 1997 tehdyt luotaukset, sekä niitä vastaavat HIRLAM-ennusteet (ensimmäinen on tehty kyseisenä päivänä 00 UTC ja toinen 24h aiemmin). Liikuteltavalla luotauslaitteistolla tehdyistä luotauksista ei ole dataa 29.5. jälkimmäisestä luotauksesta Iso-tupasuolta eikä 13.6. Niinisaalossa tehdystä luotauksesta tallennusongelmien vuoksi. Kuvissa 3.7 ja 3.8 on vertailtu toisaalta Iso-tupasuolla ja Tikkakoskella (välimatka n. 75km) luotauksien tuloksia lentomittauspäiviltä ja HIRLAM-ennusteiden 30h ja 6h aiemmin laskettuja ilmakehän lämpötila- ja kastepistelämpötilaprofiileja.



**Kuva 3.7** Lämpötila - (ylempi käyrä) ja kastepistelämpötilaprofiilit (alempi käyrä) 29.5.1997. Luotaukset Tikkakoski klo 8.30 ja Iso-tupasu klo 10.37, sekä HIRLAM-ennusteet klo 9.00:ksi 30h ja 6h ennen laskettuina. Samasta lähteestä olevat tiedot on esitetty samalla värillä.



**Kuva 3.8** Lämpötila (ylempi käyrä) ja kastepistelämpötilaprofiilit (alempi käyrä) 30.5.1997. Luotaukset Tikkakoski klo 8.30 ja Niinisalo klo 10.10, sekä HIRLAM-ennusteet klo 9.00:ksi 30h ja 6h ennen laskettuina. Samasta lähteestä olevat tiedot on esitetty samalla värillä.

Kuvasta 3.8 nähdään, etteivät luotauksien antamat kastepistelämpötilaprofiilit seuraa läheskään yhtä hyvin HIRLAM-ennusteen vastaavaa profiilia kuin kuvan 3.7 tapauksessa. Ainakin osasyynä tähän on se, että nyt molemmat luotaukset on tehty kymmenien kilometrien päässä HIRLAM-ennusteen hilapisteestä. Lämpötilaprofiilit sen sijaan poikkeavat toisistaan vain vähän ja nekin on selitettävissä ennusteiden ja luotauksien aikaerolla (8.30-10.10), jolloin auringon vaikutuksesta on tapahtunut lämpenemistä.

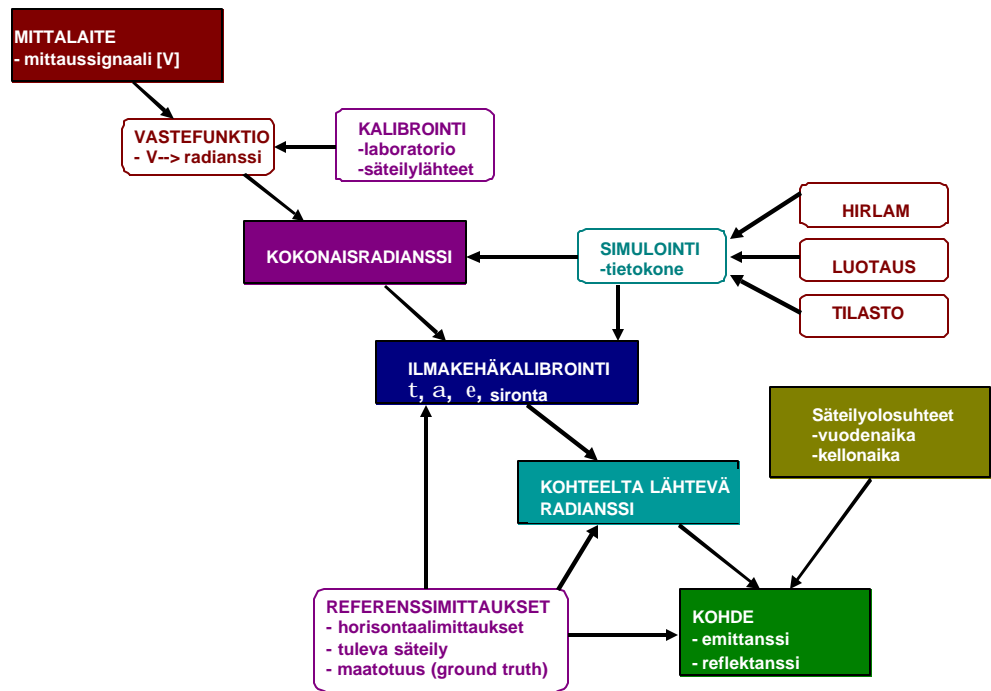
### 3.3 MALLINNUKSEN TULOSTIEDOT

Syöttötietojen perusteella ohjelmat mallintavat ilmakehää jakamalla sen homogeenisiin kerroksiin. Ohjelmat sisältävät dataa esimerkiksi eri kaasujen optisista tiheyksistä, jolloin ne pystyvät laskemaan eri kaasujen kokonaisvaikutuksen yhdessä kerroksessa, annettujen konsentraatioiden ja optisten polkujen pituuksien avulla. Lopuksi lasketaan yhteen niiden kerrosten yhteisvaikutus, joiden läpi tarkasteltavana oleva optinen polku kulkee. Tulostietoina saadaan mm. transmittanssi, ilmakehän, optisen tien ja kohteen radianssit sekä sensorin näkemä kokonaisradianssi. Tulostiedot saadaan sekä integroituina arvoina yli koko tarkasteltavan spektrialueen, että aallonpituuden funktiona diskreetteinä arvoina valitun resoluution mukaan.

Ohjelmien omat tulostus- ja analysointiominaisuudet ovat melko huonot. Tulostiedot ovat kuitenkin ASCII-muotoisia, joten niitä on mahdollista jatkokäsitellä esimerkiksi taulukkolaskentaohjelmilla.

## 4 ILMAKEHÄN OPTISTEN OMINAISUUKSIEN MITTAAMINEN

Kuva 4.1 esittää sitä tietovuota, jolla mittalaitteen tuottama mittaussignaali (esimerkiksi voltteja) saadaan lopulta kohteen karakteristisia ominaisuuksia esittäviksi suureiksi: reflektanssiksi, lämpötilaksi tai emissiivisyydeksi.



**Kuva 4.1** Mittaustuloksen käsittely (mm. ilmakehäkalibrointi) kuvaamaan kohteen karakteristisia ominaisuuksia (mm. reflektanssi, emittanssi)

Mitattaessa absoluuttiarvoja edellytyksenä on, että mittalaite on kalibroitu. Kalibrointi voidaan tarvittaessa suorittaa tunnettujen säteilylähteiden avulla myös mittausten jälkeen vastefunktion avulla, jolloin voidaan varmistua siitä että kalibrointiasetukset vastaavat mittauksessa käytettyjä arvoja. Mikäli mittalaite ei ole käyttäjän itsensä kalibroivissa, tulee kalibroinnin paikkansapitävyyttä seurata näiden säteilylähteiden avulla.

Kalibroinnin jälkeen on tiedossa mittalaitteen saavuttanut kokonaisradianssi, joka on kuitenkin vielä ilmakehäkalibroitava ennen kuin on selvillä kohteelta lähtenyt säteily. Ilmakehäkalibroinnissa

voidaan käyttää apuna referenssimittauksia ja simulointeja. Referenssimittauksilla voidaan määrittää mm. kohteelle saapunut säteily, jonka avulla saadaan tietoa sekä valaistusolosuhteista että ilmakehästä. Emissiivisyysmittauksissa tarvitaan tietoa kohteen pintalämpötilasta, joka voidaan selvittää referenssimittauksilla..

#### 4.1 MITTAUSLAITTEISTO

Mittauksissa käytettiin Ilmavoimien spektrimittausjärjestelmää, joka koostuvat kahdesta spektroradiometristä, kalibroiduista säteilylähteistä sekä heijastusstandardeista. Pääasiassa infrapuna-alueen mittauksiin käytössä on CI-Systems:n valmistama SR5000-spektroradiometri, jolla voidaan mitata säteilyä aallonpituuden funktiona alueella 0,4-14,5  $\mu\text{m}$ . SR5000-spektrimittausjärjestelmän tarkempi kuvaus löytyy erikoistyöstä /Jyske-97/.

ASD:n (Analytical Spectral Devices) valmistama FieldSpec Full Range -spektroradiometri on huomattavasti pienempi ja kevyempi kuin SR5000. Vastaavasti sen aallonpituusalue on kapeampi eli 0,35-2,5 $\mu\text{m}$ . Keveytensä ja helppokäyttöisyytensä vuoksi se soveltuu SR5000:sta paremmin kenttämittauksiin.

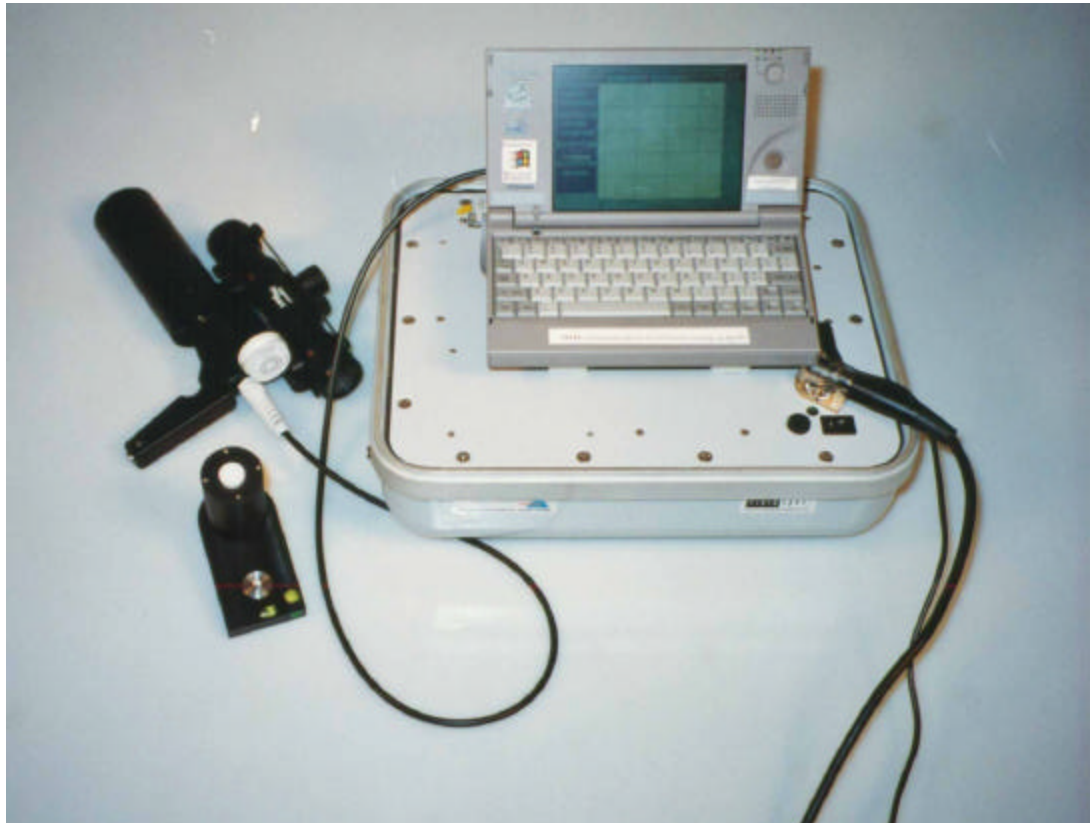
#### 4.2 SAAPUVAN SÄTEILYN MITTAUKSET

Saapuvan säteilyn mittauksia tehtiin lähinnä lentomittauksiin liittyen. Lentomittausten analysoinnissa tarvitaan tietoa säteilyolosuhteista: säteilytystasosta, aallonpituusjakaumasta ja ajallisista muutoksista. Saapuvan säteilyn mittauksissa käytettävän FieldSpec Full Range -spektroradiometrin RCR-optiikan (Remote Cosine Reseptor) läpäisy rajoittaa mittausalueen 2200 nm:iin. RCR-optiikan avauskulma on 180 astetta, joten se mahdollistaa saapuvan säteilyn mittaamisen koko hemisfääristä ja mittaustulokset saadaan suoraan irradiansseina. Toinen tapa mitata saapuvaa säteilyä on käyttää mittauksissa hyväksi heijastusstandardia, jolloin mittaustulokset saadaan radiansseina. Mikäli radianssi (L) halutaan muuttaa irradianssiksi (M) on tulos kerrottava  $\pi$ :llä ja jaettava heijastusstandardin reflektanssilla ( $r$ ).

$$M = \frac{L * \pi}{r}, \quad (10)$$

$\pi$ :llä kertomisen oletuksena on, että käytettävä heijastusstandardi on Lambertin pinta, eli pinnalta heijastuva radianssi on samansuuruinen kaikkiin suuntiin. Reflektanssilla jakaminen korjaa heijas-

tusstandardin ominaisuudet vastaamaan 100% heijastusstandardia, joka mahdollistaa tummemman (esim. 50 %-) standardin käytön mittauksissa. Tummemman heijastusstandardin etuna on parempi epäpuhtauksien sieto, sekä se että standardia voidaan mitata samoilla mittaussparametreilla kuin luonnonkohteita ( $r < 0,5$ ) ilman saturoitumisvaaraa, jolloin saavutetaan parempi signaali-kohina suhde.



**Kuva 4.2 Field Spec Full Range -spektroradiometri**

ASD:n spektroradiometri voidaan asettaa suorittamaan mittaus määrätyn aikavälein. Kyseinen ominaisuus on käyttökelpoinen seurattaessa säteilytason muutoksia esimerkiksi lentomittauksen aikana. Käytännössä saapuvaa säteilyä ei voida mitata aina samalla paikalla ja samaan aikaan lentomittauksen kanssa, mutta esimerkiksi 5 minuutin välein tehdyistä mittauksista saadaan referenssi lentokoneesta tehdyille mittauksille. Ongelmia tuottaa etenkin puolipilvinen sää, jolloin säteilytasot muuttuvat hyvin nopeasti sen mukaan ollaanko pilven varjossa vai suorassa auringonpaisteessa. Saapuvan säteilyn mittauksia toisiinsa vertaamalla on helppo löytää pilven varjossa tehdyt mittaukset, mutta lentomittauksen tulkinnessa pelkkä mittaustuloksen tarkastelu ei riitä, vaan apuna joudu-

taan käyttämään lennolta taltioitua videota. Tällöin ei aina voida automaattisesti valita lentomittaus-  
ta ajallisesti lähinnä olevaa saapuvan säteilyn mittausta referenssiksi. Mikäli esimerkiksi lentomitta-  
uksen jokin kohde on suorassa auringonpaisteessa, mutta useat saapuvan säteilyn mittaukset sekä  
ennen että jälkeen kyseisen lentomittauksen ovat olleet pilven varjossa, voidaan ottaa lähimmät  
auringonpaisteessa tehdyt irradianssimittaukset ennen ja jälkeen mittaushetkeä ja interpoloida  
näistä mittauksista kyseiselle hetkelle referenssispektri.

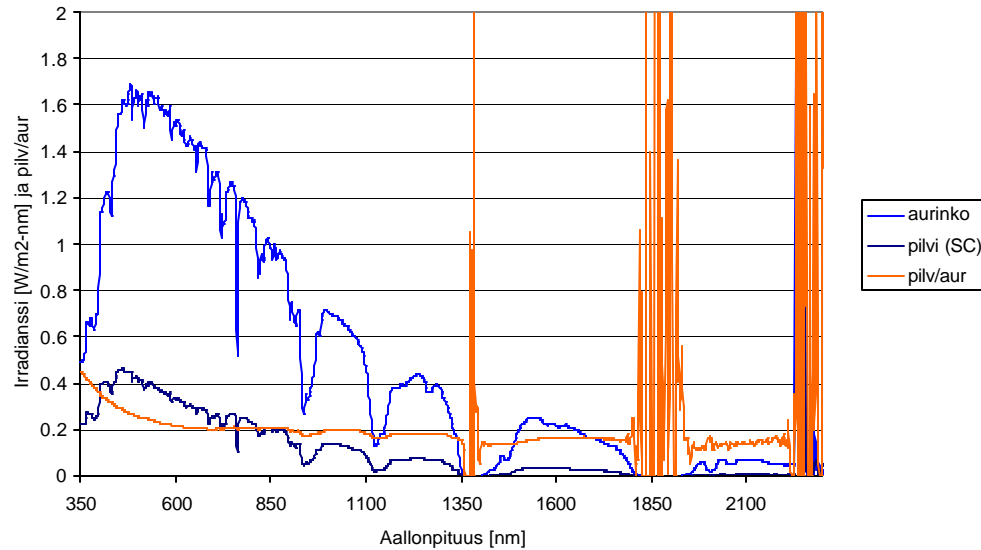


**Kuva 4.3 Saapuvan säteilyn mittaaminen heijastusstandardia käyttäen**

#### **4.2.1 Saapuvan säteilyn mittaustulokset**

Kuvassa 4.4 on esimerkki saapuvan säteilyn mittauksista suorassa auringon paisteessa sekä  
stratocumulus-pilven (Sc) varjossa. Ajallisesti mittauksilla on eroa vain noin kolme minuuttia, joten  
auringon korkeuskulman muutos ei juurikaan vaikuta tuloksiin, vaan säteilytason muutos johtuu  
pilven absorboimasta ja sirottamasta säteilystä. Kuvaan 4.3 on piirretty myös varjossa ja suorassa  
auringonpaisteessa tehtyjen mittausten suhde (pilv/aur).





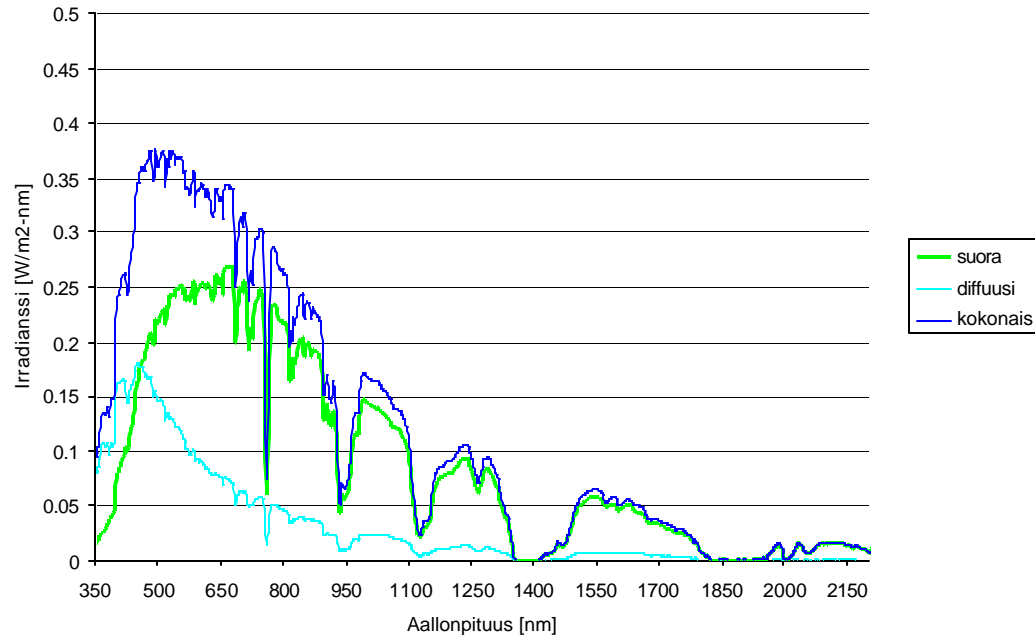
**Kuva 4.4 Suora auringon paiste ja Sc-pilven varjomittaukset, sekä näiden suhde (= pilven varjo/suora auringon paiste)**

Suoran säteilyn ja diffuusin säteilyn aallonpituusjakaumat poikkeavat toisistaan huomattavasti. Diffuusi säteily on mm. valikoivasta Rayleigh-sironnasta johtuen suhteessa voimakkaampaa lyhyillä aallonpituuksilla. Pilvet eivät täten vaikuta ainoastaan saapuvan säteilyn energiatasoon, vaan voimakkaasti myös sen aallonpituusjakaumaan.

Esimerkitapauksessa auringon mennessä pilven sinisen valon osuus on pudonnut noin puoleen, mutta punaisen ja lähi-infrapunan alueella noin 1/5:aan. Vastaavasti, mikäli kohde on sopivasti rakennusten tai puiden ympäröimä, diffuusin säteilyn osuus on pienempi kuin kohteen ollessa peitteettömällä alustalla. Ilmiö on merkityksellinen havainnoitaessa kohteita satelliitti- tai lentomittauksilla, sillä kohteiden heijastaman säteilyn aallonpituusjakauma (visuaalialueella väri) on suoraan verrannollinen saapuvaan säteilyyn aallonpituusjakaumaan.

Suoran säteilyn aallonpituusjakauman ja voimakkuuden määrittämiseksi osa mittauksista tehtiin siten, että suora säteily poistettiin erillisellä varjostimella kokonaissäteilystä, jolloin jäljelle jäi vain diffuusi säteily (Kuva 4.5). Periaatteessa tilanne on sama, jos aurinko menee pilven varjoon, mutta varjostimen kanssa mittaukset voidaan tehdä nopeasti peräkkäin, eikä pilvien sijainnin, tai lämpötilan vaihtelut vaikuta mittaustuloksiin.

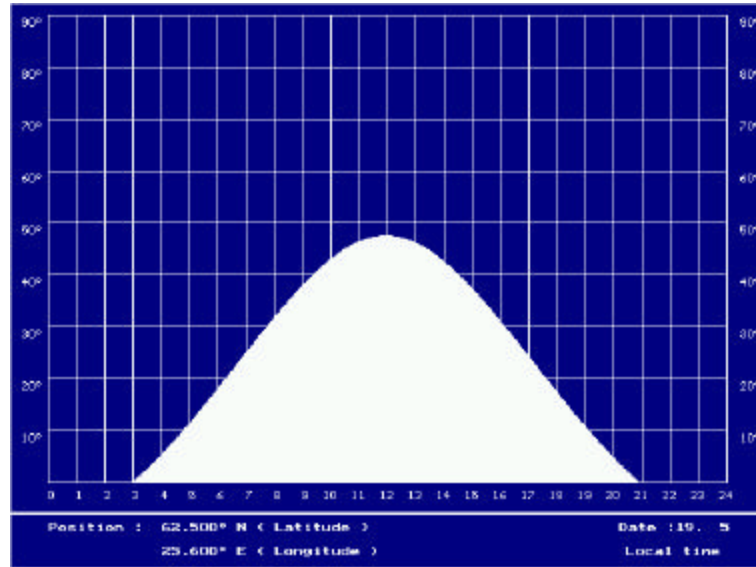
Varjostimena käytettiin pientä metallilevyä, joka juuri ja juuri peitti RCR-optiikan varjoonsa metrin etäisyydeltä. Tällöin varjostin peitti mahdollisimman pienen osan detektorin näkemästä avaruuskulmasta, eikä laskennallista korjausta tämän osalta nähty tarpeelliseksi. Suoran säteilyn määrä ja aallonpituusjakauma saadaan kokonaissäteilyn ja diffuusin säteilyn erotuksena.



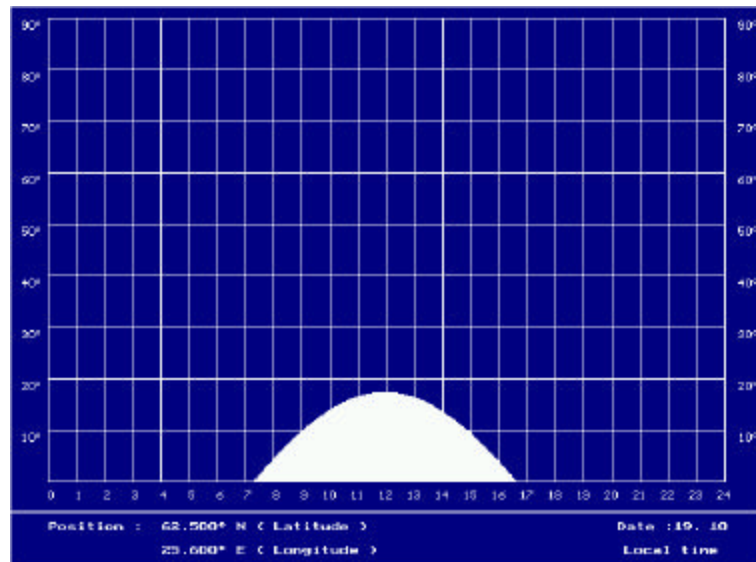
**Kuva 4.5 Suora ja diffuusi säteily. Suora säteily on laskettu kokonaissäteilyn ja diffuusin (suora varjostettu pois) säteilyn erotuksena.**

#### 4.2.2 Vuoden- ja vuorokaudenajan vaikutus saapuvaan säteilyyn

Auringon korkeuskulma vaikuttaa saapuvan säteilyn määrään, kuten yhtälöstä 9 voidaan päätellä. ASCOT-lennonsuunnitteluohjelmistolla laskettiin jokaiselle mittauspäiville auringon korkeuskulmat kellonajan (local) funktiona (Kuva 4.6 ja Kuva 4.7). Syöttötietoina ohjelmaan annettiin mittauksen päivämäärä ja sijaintikoordinaatit (Tikkakoski:  $62,5^\circ$  N ja  $25,6^\circ$  E) sekä valittiin haluttu aika-akseli (GMT/local). Ohjelmassa on lisäksi mahdollisuus antaa raja-arvot auringon korkeuskulmalle (min, max), jolloin kuvaajaan tulostuu aikaväli, jolloin aurinko on kyseisellä korkeudella.



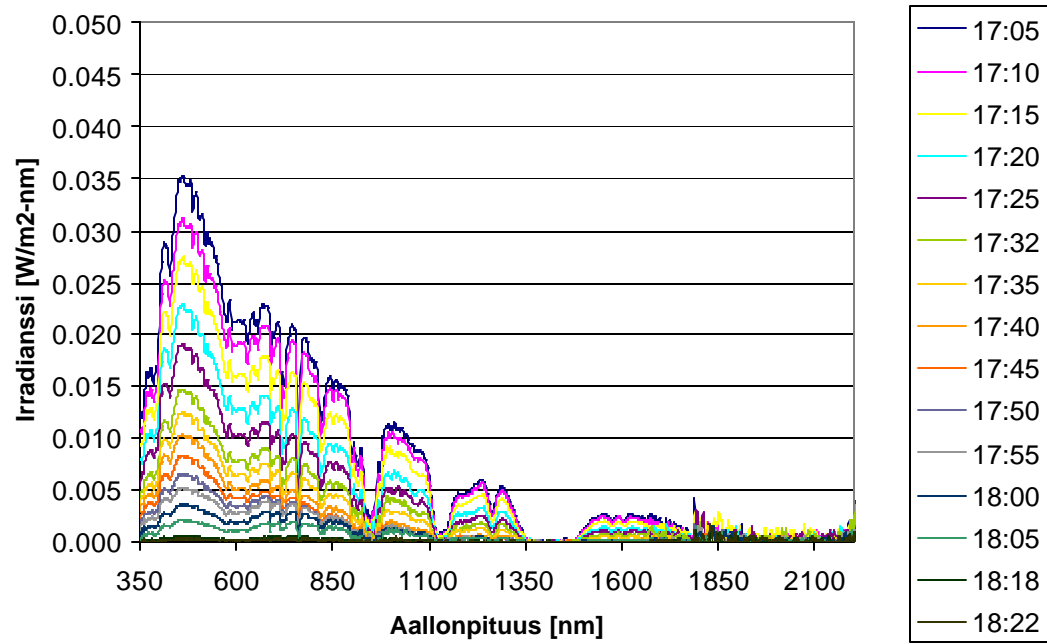
**Kuva 4.6 Auringon korkeus kulma Keski-Suomessa 19.5. kellonajan (local) funktiona.**



**Kuva 4.7 Auringon korkeuskulma Keski-Suomessa 19.10. kellonajan (local) funktiona.**

Kuvassa 4.8 on 19.10.1999 auringon laskiessa tehtyjen mittausten kuvaaja, josta voidaan nähdä säteilyn määrän dramaattinen väheneminen reilun tunnin aikana. Auringon laskiessa punaisen- ja lähi-infrapunasäteilyn suhteellinen osuus kasvaa ilmakehässä tapahtuvan valon taipumisen johdosta.

Irradianssi 19.10.1999 IlmavVK 3k kattotasanne  
Auringon lasku ASD FR:RCR



Kuva 4.8 Irradianssi auringon laskiessa 19.10.1999

### 4.3 LENTOMITTAUKSET

Tutkimuksen yhteydessä tehtiin kaikkiaan yhdeksän spektrimittauslentoa, joiden avulla selvitettiin valittujen kohteiden ja ilmakehän spektraalisia ominaisuuksia. Tehdyt lentomittaukset voidaan jakaa kolmeen eri tyyppiseen mittausperiaatteeseen. Ensimmäiseen tyyppiin kuuluivat lennot, joilla mitattiin kohteiden emittoimaa radianssia infrapuna-alueella esimerkiksi niiden lämpötilan selvittämiseksi. Toiseen tyyppiin kuuluivat lennot, joilla mitattiin kohteiden heijastamaa radianssia tavoitteena määrittää kohteiden reflektanssi. Kolmas tyyppi piti sisällään mittaukset, joilla tutkittiin ilmakehän sironta-, emissio- ja absorptio-ominaisuuksia.

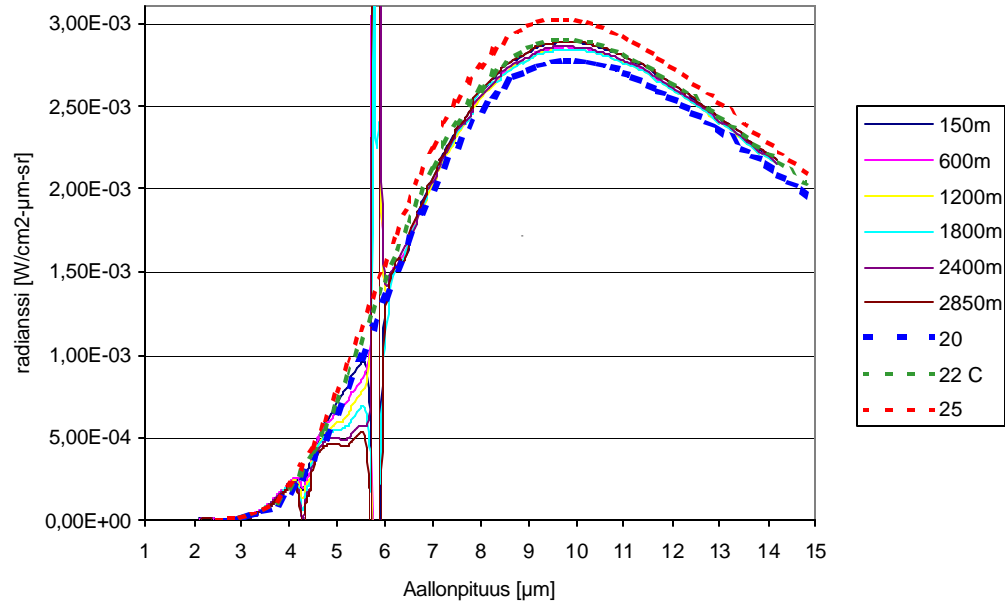
Lennon suunnittelussa ja toteutuksessa käytetään ASCOT-järjestelmää. ASCOT järjestelmä toimii lennolla pilotin apuna näyttäen erillisellä näytöllä halutut lentoreitit ja mittauspisteet sekä GPS paikannuksen avulla lentokoneen sijainnin näiden suhteen. ASCOT hoitaa myös mittalaitteen oikea-aikaisen käynnistyksen (triggering) ennalta valitussa koordinaattipisteessä. Tarkempi kuvaus ASCOT-järjestelmästä löytyy viitteestä /ASCOT –97/

#### 4.3.1 Emittoituneen radianssin lentomittaukset

Infrapuna-alueen mittauksia tehtiin Ähtärissä Iso-tupasuon yllä sekä mittausjonoilla Äänekosken ja Saarijärven välillä. Mittauksissa SR5000-spektroradiometri ja tyypijäähdytysjärjestelmä olivat asennettuna Piper Chieftan –lentokoneeseen. Mittauksissa käytettiin InSb/MCT-detektoria ja CVF8-suodinta eli mittaukset tehtiin aallonpituusalueella 1,3 $\mu$ m-14,5 $\mu$ m. Mittauskohteeksi valittiin laaja, mahdollisimman homogeenisen reflektanssin ja emissiivisyyden omaava alue. Turvetuotannossa oleva suoalue on tähän tarkoitukseen varsin sopiva, sillä se on riittävän suuri, jotta mittaukset osuvat siihen vielä 3 km:n korkeudella lennettäessä.

Ensimmäinen pitkäaaltoalueen mittauslento oli 21.8.1997, jolloin lennettiin sekä Äänekoski-Saarijärvi välillä olleet mittausjonot (SRML9703: R) sekä Iso-tupasuon ylitykset (SRML9703: Suo). Näihin lentoihin ei liittynyt maareferenssimittauksia, vaan kohteiden lämpötilat pyrittiin selvittämään spektrimuodon avulla mittausdatasta. Kuvassa 4.9 on eri lentokorkeuksilta mitatut spektriset radianssit sekä 20, 22 ja 25 °C:n mustan kappaleen säteilemä radianssi. Kuvaajasta nähdään, että mitatut radianssit noudattavat erittäin hyvin 22 asteisen mustan kappaleen (Planckin funktio) säteilyspektriä 6 $\mu$ m:n ja 14,5 $\mu$ m:n välisellä aallonpituusalueella, mutta 3 $\mu$ m:n ja 5 $\mu$ m:n vä-

lillä mitatut arvot poikkeavat teoreettisesta sitä enemmän mitä korkeammalta mittausta on tehty. Syynä on ilmakehän huono transmittanssi kyseisellä aallonpituusalueella. 3-4 $\mu\text{m}$  alueella mitatut säteilytasot ovat korkeampia kuin mitä Planckin funktion antamat. Tämä energia on peräisin ilmakehän sirottamasta ja suon heijastamasta auringon säteilystä.

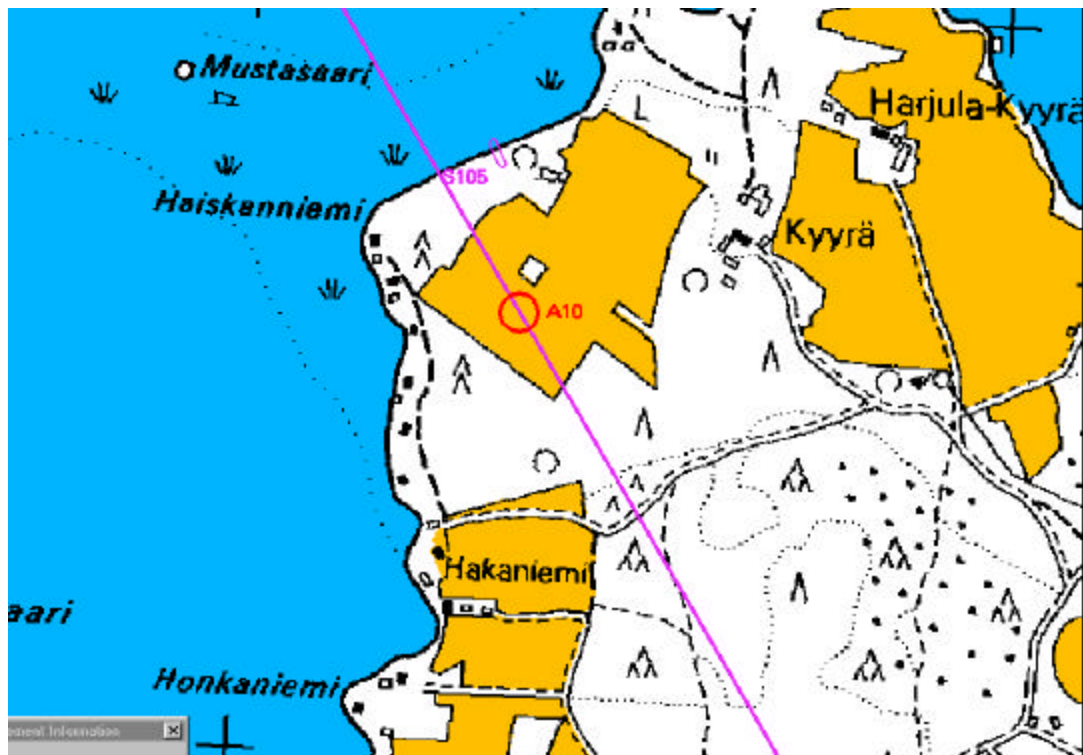


**Kuva 4.9 Eri lentokorkeuksilta mitatut Iso-tupasuon radianssit 21.8.1997 sekä 20, 22 ja 25 °C :n mustan kappaleen teoreettiset säteilyjakaumat.**

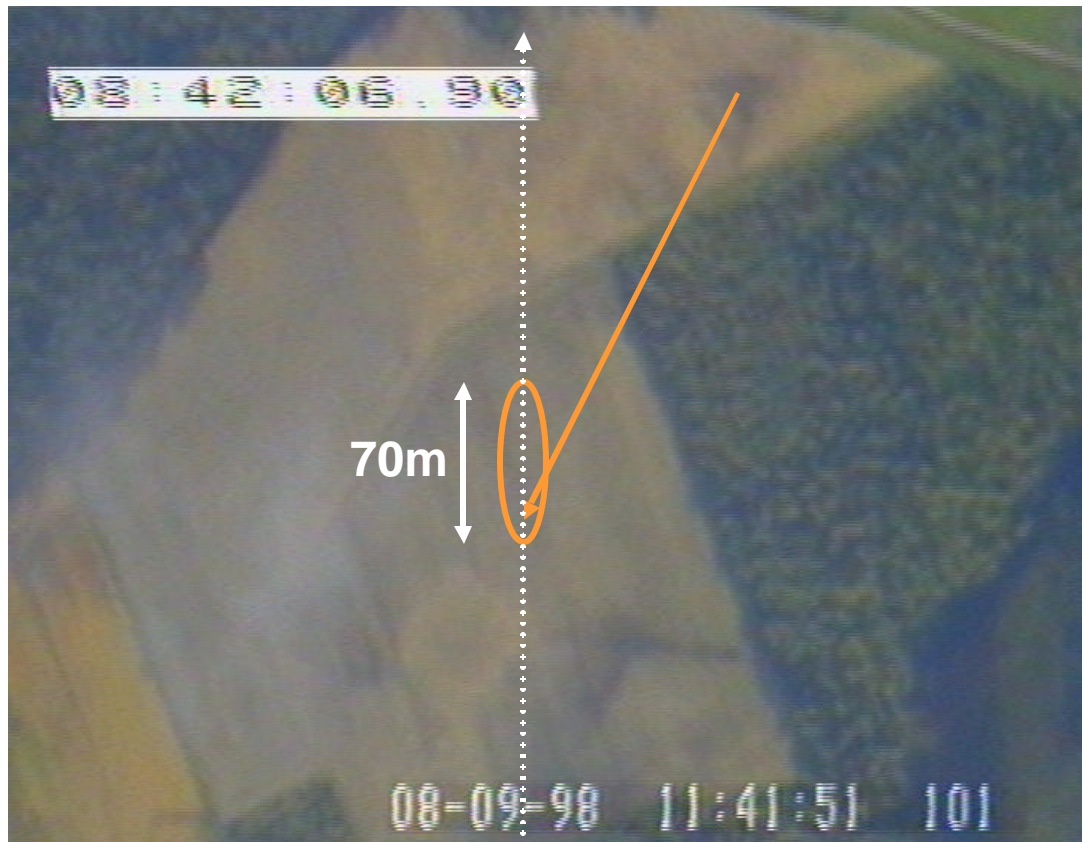
Mitattujen spektrien ja teoreettisen 22 asteen spektrin hyvä yhteensopivuus 6 ja 14,5  $\mu\text{m}$  alueella antaa helposti ymmärtää, että kyseisellä alueella ilmakehän vaikutukset olisivat hyvin pieniä. Näin ei kuitenkaan ole, vaan itse asiassa ilmakehän vaikutukset kumoavat toisiaan. Se osa joka absorption vaikutuksesta leikkautuu pois suolta emittoituneesta säteilystä korvautuu ilmakehän emittoimalla säteilyllä. Koska suon ja ilmakehän lämpötilat olivat hyvin lähellä toisiaan mittaustulos näyttää pysyvän ennallaan vaikka mittauskorkeutta kasvatetaan. Suuret vaihtelut mitatussa radianssissa 5,5 $\mu\text{m}$ :n ja 6,0 $\mu\text{m}$  välillä johtuvat mittalaitteen detektorin vaihtumisesta.

### 4.3.2 Heijastuneen radiaanssin lentomittaukset

Lentomittauskohteet valittiin aikaisempien lentomittausten lennoilta tallennettuja videoita ja peruskarttaa hyväksikäyttäen siten että mittauskohteet tulevat suoralle lentolinjalle noin 30 sekunnin lentoaikaa vastaaville etäisyyksille. Mittauksen osumatarkkuus on noin  $\pm 10$  metriä lentosuunnassa ja noin  $\pm 30$  metriä sivusuunnassa. Mittausalueen halkaisija riippuu käytetystä avauskulmasta ja lentokorkeudesta. Esimerkiksi käytettäessä 6 mrad:in avauskulmaa mittausalueen halkaisija on 18 metriä 3000 metrin korkeudelta mitattaessa. Lentonopeus on noin 130 solmua, eli 67 metriä sekunnissa. Edellä mainituista seikoista johtuen kohteen tulee olla mahdollisimman suuri homogeeninen alue.



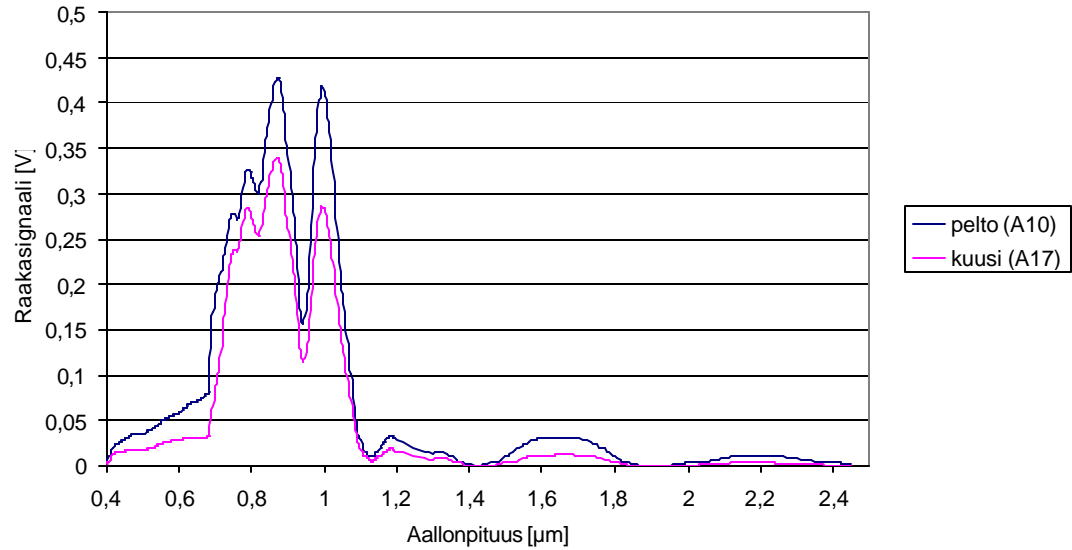
Kuva 4.10 Peruskartan näkymä kohteelta A10 (pelto) sekä lentolinja.



**Kuva 4.11 8.9.1998 lennetyltä lennolta tallennetun TEAC-videon pysäytyskuva kohteelta A10. Kuvaan on piirretty mittausalue, jonka aloituskohtaan nuoli osoittaa.**

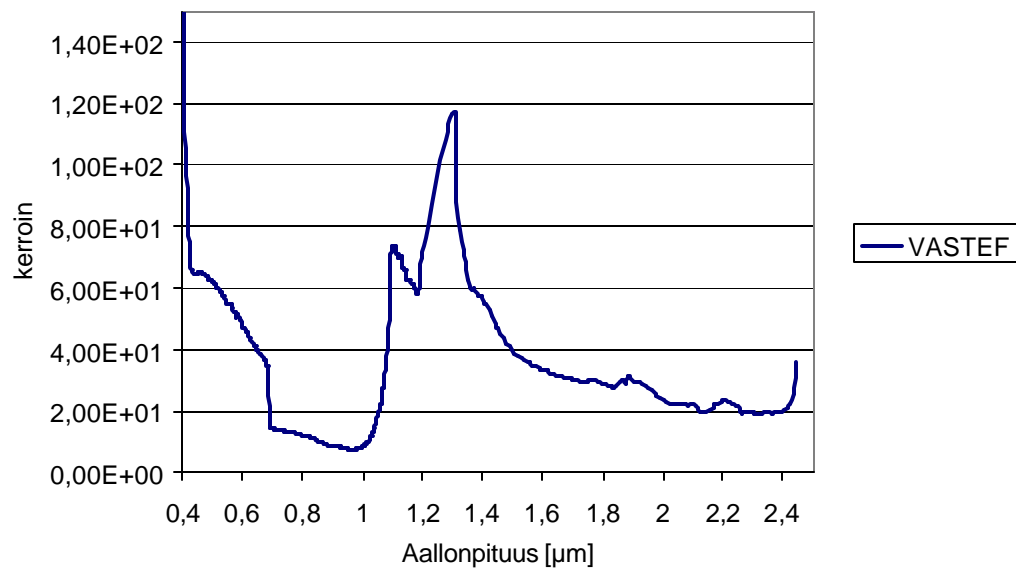
Kuva 4.11 on hyvä osoitus lennolla tallennetun videon tarpeellisuudesta. Sen lisäksi että videolta on helppoa tarkistaa mittauksen osuminen kohteeseen, sen avulla voidaan myös määrittää syitä mittausspektrissä esiintyviin poikkeamiin, esimerkiksi pilviin tai niiden varjoihin.



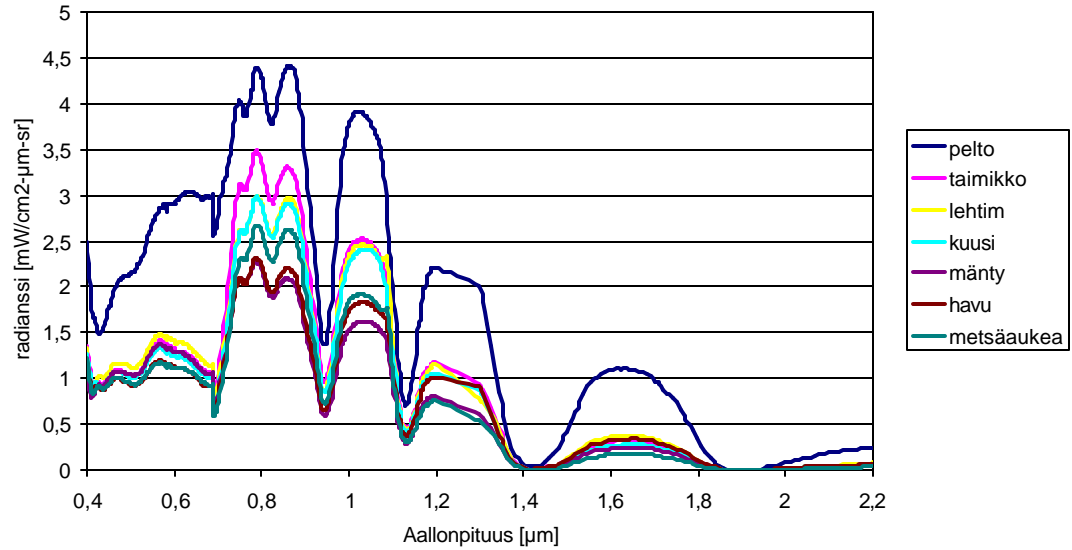


**Kuva 4.12 Pellon (A10) ja kuusimetsän (A17) raakasignaalit lentomittauksista**

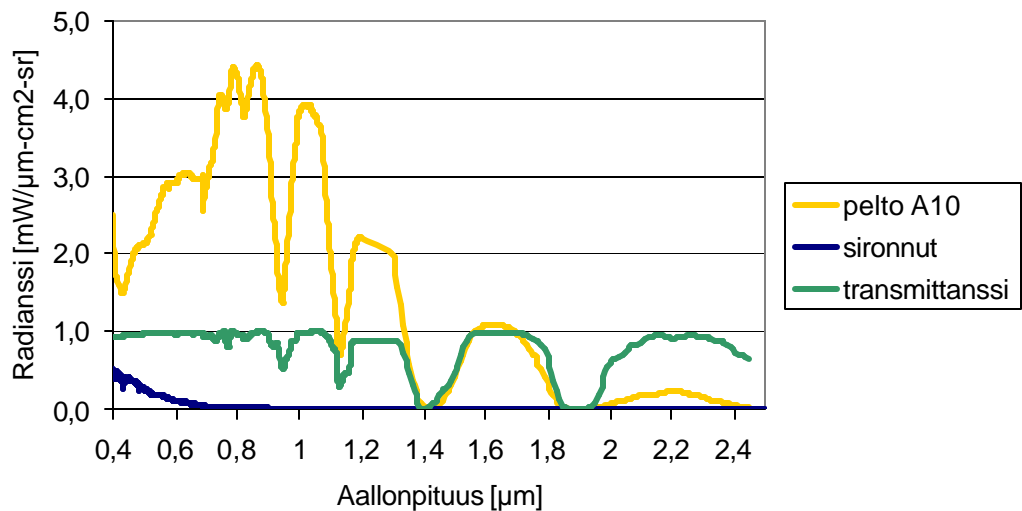
Mitatusta raakasignaalista saadaan radianssispektri (kuva 4.14) kertomalla se ensin mittalaitteen vastefunktiolla (kuva 4.13). Vastefunktio tehtiin mittaamalla tunnettua säteilylähdettä (USS 2000).



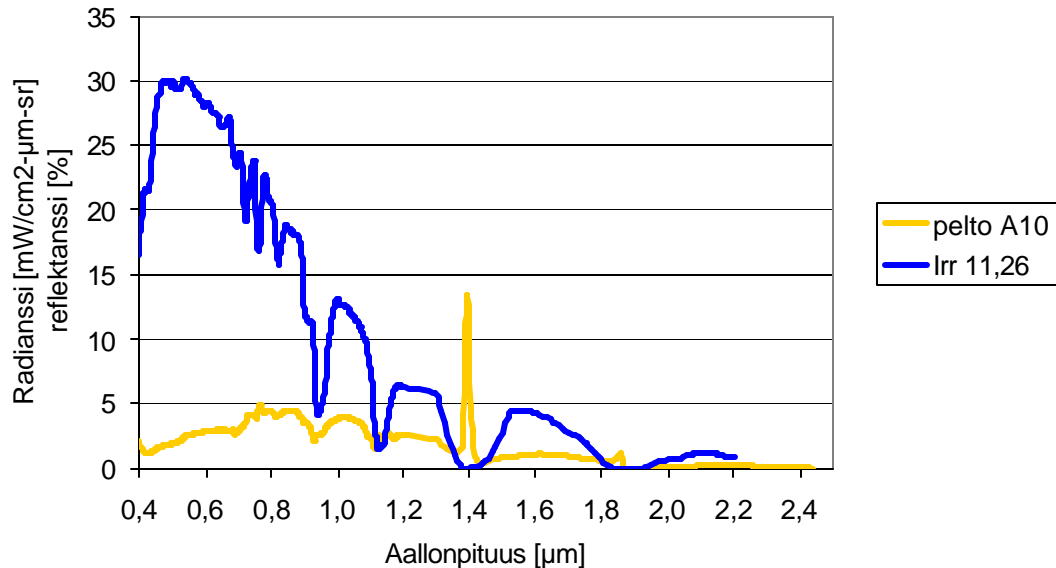
**Kuva 4.13 SR5000-spektroradiometrin vastefunktio lentomittausparametreilla (Tscan=0,2s, Fch=450Hz, FOV=6mrad)**



**Kuva 4.14** Kohteiden radianseja, lentomittaus 8.9.1998. Spektrit ovat 10 mittauksen keskiarvoja.



**Kuva 4.15** Säteilypolun transmittanssi ja sironta (simuloitu, LOWTRAN7:llä, ilmakehämalli subsum.) sekä pellostä heijastunut kokonaisradianssi (ei ilmakehäkorjattu).

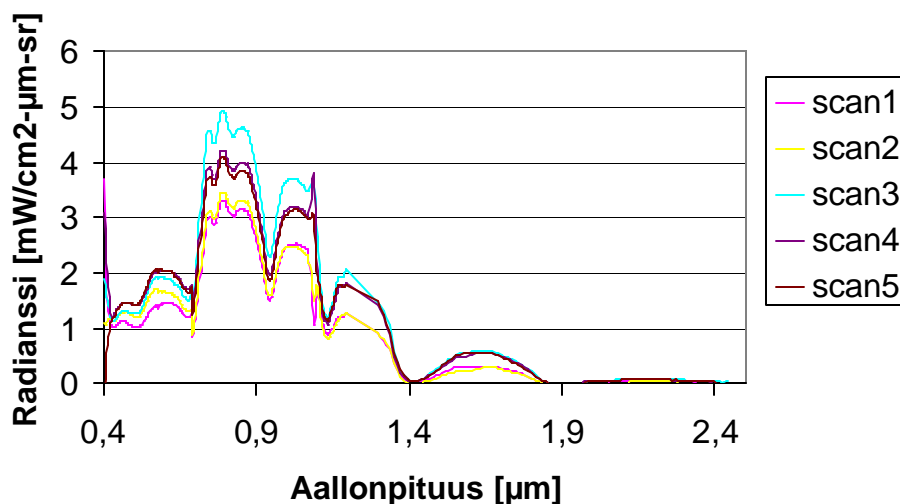


**Kuva 4.16** Maahan tuleva radianssi (laskettu irradianssimittauksesta 8.9.1998 klo 11:26), lentokoneesta mitatusta radianssista laskettu pellostä (A10) heijastuva radianssi (ilmakehäkorjattu).

Jakamalla kohteelta heijastunut radianssi kohteelle saapuneella radianssilla saadaan kohteen reflektanssi. Laskenta ei ole kaikissa tapauksissa aivan ongelmaton sillä irradianssin mittaamiseen käytetyn FieldSpec Full Range -spektroradiometrin ja lentokonemittalaitteen SR5000-spektroradiometrin aallonpituusjako ja spektrinen resoluutio ovat erilaiset. ASD FR:n paremman spektrisen resoluution ansiosta sen datassa olevat absorptiopiikit ovat syvempiä ja kapeampia kuin vastaavat piikit SR5000 datassa. Reflektanssin laskemista varten tehtävää jakolaskua varten jompikumpi data on näytteistettävä uudelleen joko interpoloimalla tai keskiarvoistamalla kanavia. Käytännössä kannattaa ASD FR:n resoluutioita heikentää vastaamaan SR5000 resoluutioita, sillä interpoloimalla heikompiresoluutioiseen dataan lisäkanavia, ei kuitenkaan saavutettaisi absorptiopiikkien oikeita muotoja. Aivan vastaava ongelma on simuloinneista saatavien ”liian hyvän” spektraalisen resoluution omaavien ilmakehäkorjausspektrien käytössä.

FieldSpec Full Range:n dataa suodatettiin liukuvalla keskiarvolla (10 kanavaa) yli spektrin. Tästä huolimatta laskettuun reflektanssispektriin tulee silti paljon ”kohinaa” erityisesti lähellä absorptioalueita, johtuen kahden lähellä nollaa olevien lukujen jakolaskusta (kuva 4.17).





**Kuva 4.18** Esimerkki mäntymetsän radianssin vaihteluvälistä

Verrattaessa mäntymetsästä tehtyjen mittausten hajontaa eri lajien välisiin eroihin (kuva 4.14) huomataan että lajin (metsätyypin) sisällä yksittäisten spektrien hajonta voi olla suurempi kuin eri lajien keskiarvojen välinen hajonta. Tällöin ei tulkintaa ja luokittelua ei voida tehdä pelkän tason perusteella vaan on etsittävä eroja myös spektrien muodoista.

### 4.3.3 Ilmakehävaikutusten lentomittaukset

Ilmakehän sironta- ja absorptiovaikutuksia tutkittiin tekemällä spektrimittauksia Ähtärissä Iso-Tupasuo-nyllä. Tumma kohde on ilmakehän sironta- ja emissiivisyysominaisuuksia mitattaessa eduksi, koska tällöin on helpompi havaita ilmakehän aiheuttama säteilyn lisääntyminen korkeuden kasvaessa. Näkyvän valon ja lähi-IP:n alueen absorptio-ominaisuuksien mittaamiseksi laaja korkean reflektanssin omaava alue olisi ihanteellinen.

**Taulukko 2** Ähtärin Iso-tupasuon toteutuneet lentomittauskorkeudet 19.8.1998

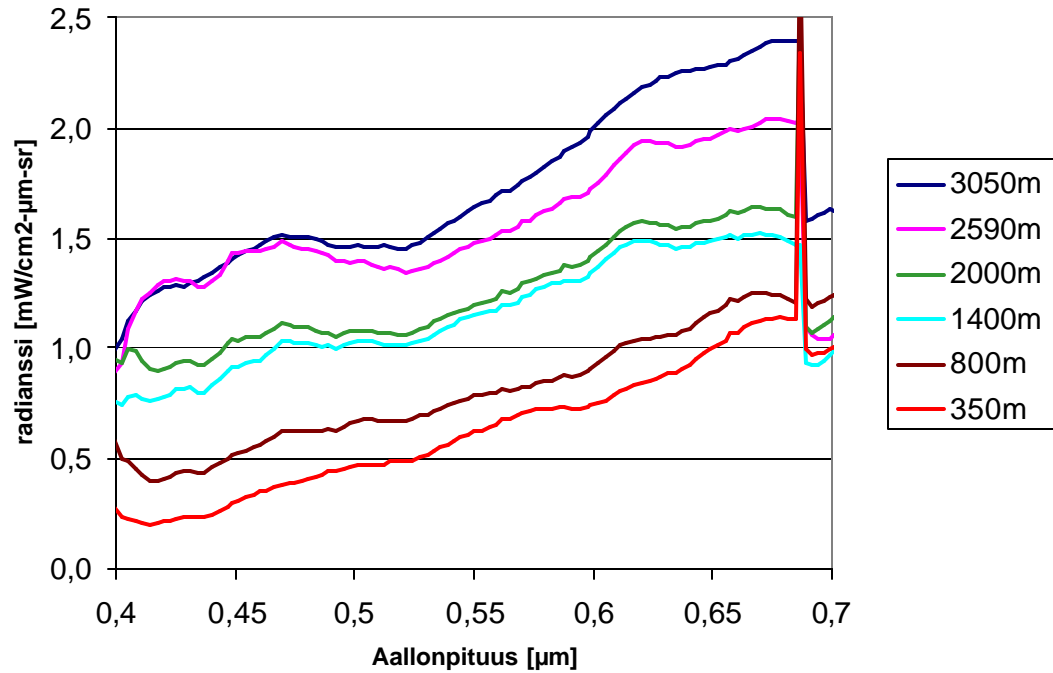
(ft)	(m)	tiedosto
1150	350	Y11x.
2620	800	Y26x.
4590	1400	Y45x.
6560	2000	Y65x.
8500	2590	Y85x.
10000	3050	Y100x.

Samanaikaisesti kun lentokone ylitti suoalueen eri korkeuksilta tehtiin maassa referenssimittaukset tulevan säteilyn muutosten eliminoimiseksi mittausdatasta. Vaikka suo onkin tumma, tulevan säteilyn muutokset lähes tunnin kestävän mittaustoiminnan aikana ovat niin suuret, että ilman olosuhteiden normitusta referenssimittauksilla, ei eri korkeuksilla tehtyjä mittauksia voi vertailla keskenään.

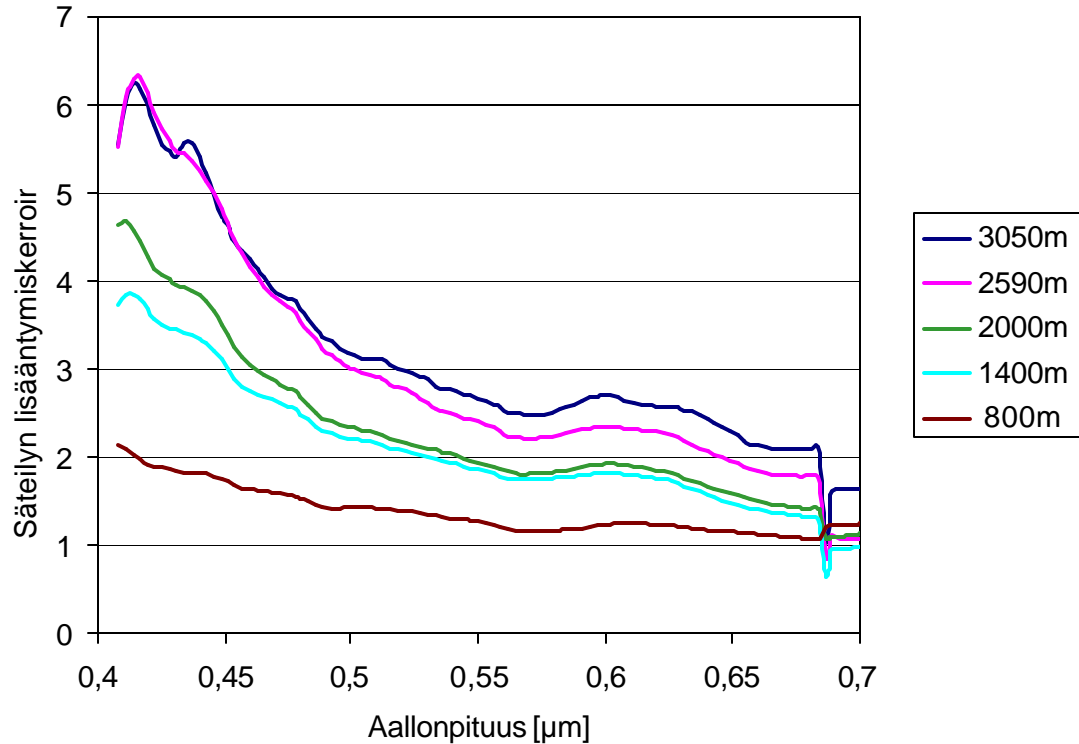
Lentokoneesta tehtyjen mittausten tulokset jaettiin mittaushetkellä maassa tehdyillä referenssimittauksella. Referenssimittaukset tehtiin suoalueella mittaamalla GER1500-spektroradiometrillä Labspheren 10%-heijastusstandardia aina lentokoneen ylittäessä suoalue. Lisäksi mitattiin suon radianssia noin 1,5 metrin korkeudelta. Alkuperäisenä tarkoituksena oli vertailla lentokoneesta tehtyjä radianssimittauksia näihin mittauksiin. Jälkeenpäin tehdyissä kalibraatiomittauksissa kuitenkin osoittautui, että Southamptonin yliopistolta laimassa olleen GER1500-spektroradiometrin radiometrinen kalibrointi ei ollut kohdallaan 650 nm:ä pidemmillä aallonpituuksilla. Tästä johtuen päätettiin säteilyn muutosten vertailutasoksi valita alimmalla lentokorkeudella (350m) tehty lentomittaus.

Tästä on seurauksena, ettei alimman 350 metrin paksuisen ilmakerroksen sirontaominaisuuksia saatu mukaan tuloksiin. Samasta syystä mittaustulokset esitetään vain 650 nm:iin asti, eikä varsinaisia absorptiokaistoja päästä tutkimaan tässä mittauksessa. Kuvassa 4.19 esitetyt mittaustulok-

set osoittavat kuitenkin hyvin miten paljon säteilyn määrä lisääntyy korkeuden ja samalla sirottavan ilmakerroksen kasvaessa. Kuvan 4.20 arvoakselin asteikko ilmoittaa referenssikorkeudelta (350m) ja mittauskorkeudelta tehtyjen mittausten suhteen.



**Kuva 4.19 Iso-tupasuon eri korkeuksilta mitatut radianssit 19.8.1998. Irradianssimuutokset kompensoitu suolla yhtäaikaisesti tehtyjen irradianssimittausten avulla.**

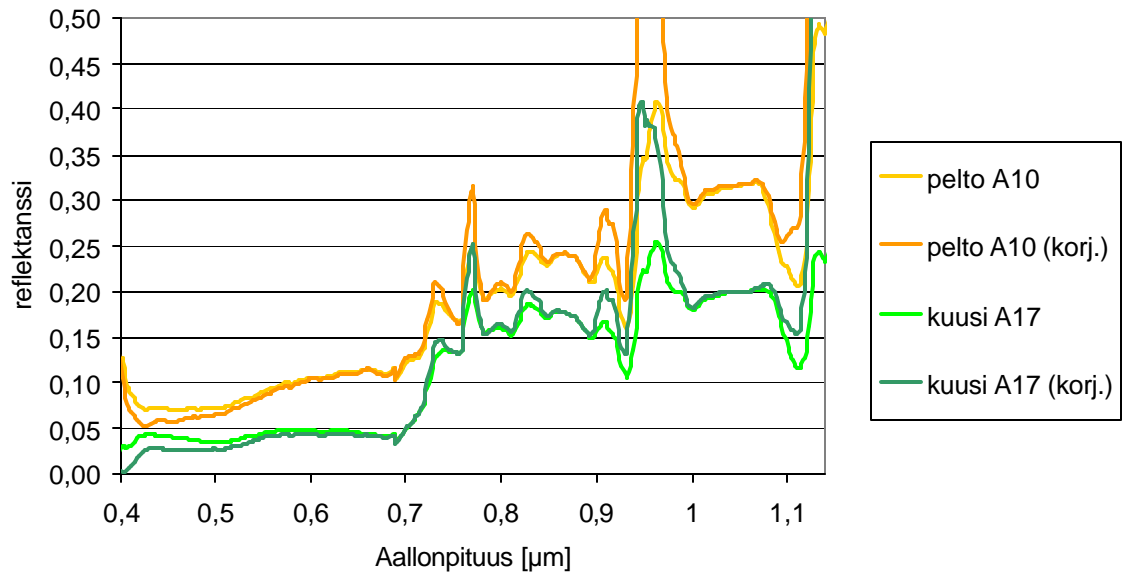


**Kuva 4.20 Säteilyn kasvu aallonpituuden funktiona eri lentokorkeuksilla verrattuna 350 metrin korkeudesta tehtyyn mittaukseen. Tulevan säteilyn muutokset otettu huomioon maamittauksilla.**

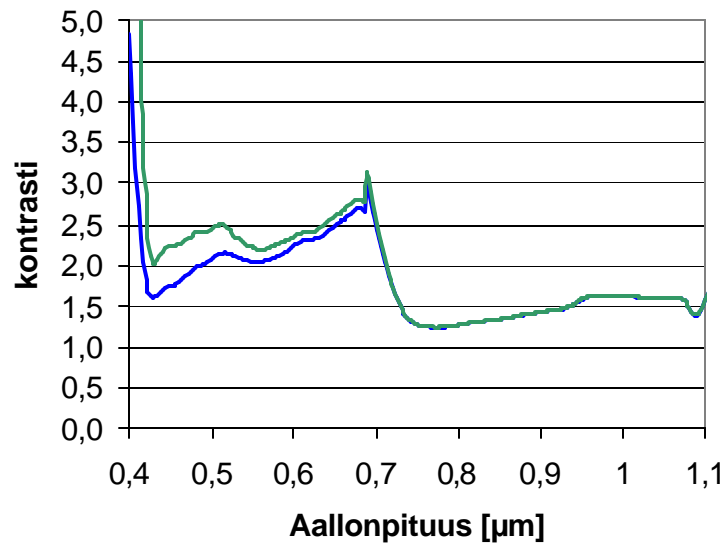
Kuva 4.20 osoittaa hyvin miten tärkeää ilmakehävaikutusten, erityisesti Rayleigh-sironnan aiheuttaman säteilytason lisääntymisen korjaaminen on. Koska sirontavaikutus on luonteeltaan additiivinen, sen vaikutukset ovat suhteessa sitä suurempia mitä tummempi kohde on. Transmittanssi sitä vastoin vähentää suhteessa yhtä suuren osuuden sekä kirkkaista että tummista kohteista tulevasta säteilystä säilyttäen ainakin periaatteessa kontrastin. Käytännössä heikentynyt signaali-kohinasuhde kuitenkin aiheuttaa vääristymiä.

Tarkasteltaessa aiemmin esitettyjen pellon (A10) ja kuusimetsän (A17) reflektansseista (kuva 4.21) laskettuja kontrasteja (kuva 4.22) ilmakehäkorjauksen kanssa ja ilman sitä, nähdään juuri siniseen päähän aiheutuva ero.





**Kuva 4.21 Pellon (A10) ja kuusimetsän (A17) reflektanssit ilmakehärjauksella ja ilman. Ilmakehärjauksessa on huomioitu säteilypolun sironta ja transmittanssi.**



**Kuva 4.22 Pellon (A10) ja kuusimetsän (A17) välinen ilmakehärjattu ja korjaamaton kontrasti.**

#### 4.4 HORISONTAALIMITTAUKSET

Tavoitteena oli selvittää ilmakehän vaikutusta sähkömagneettiseen säteilyyn aallonpituusalueella 1,3 -14,5  $\mu\text{m}$ , sekä hankkia mittausdataa näkyvyyden määrittämiseksi ja vertailukohdaksi ilmakehän mallinnusohjelmilla tehtäville laskuille sekä näkyvyysmittarilla ja globaalien säteilyn mittarilla tehtäville mittauksille. Mittausalueena käytettiin Ilmatieteenlaitoksen Jokioisten observatoriota. Samanaikaisesti spektrimittausten kanssa mitattiin vaakanäkyvyyttä VAISALA:n näkyvyysmittarilla, sekä tehtiin luotauksia kahdesti päivässä. Mittausalueella oli myös globaalia säteilyä mittaavat laitteet. Mittauspäiville (1.-3.6.1997) laadittiin myös 24h ja 6h HIRLAM-ennusteet, simulointeja sekä luotauksen tuloksien vertailua varten. Mittauksia suoritettiin eri vuorokaudenaikoina eli erilaisilla auringon korkeus- ja atsimuuttikulmilla reitille siroavan säteilyn kulmaominaisuuksien määrittämiseksi.

##### 4.4.1 Mittausasetelma

Kokeet suoritettiin mittaamalla SR5000-spektroradiometrillä USS2000-integroivaa palloa eri etäisyyksiltä ja eri radianssitasoilla ilmakehän transmianssin ja reitille siroavan säteilyn määrittämiseksi. Mittausetäisyydet olivat 75, 150, 200 ja 250 m. Pallon radianssitasoa säädettiin sytyttämällä kerralla 1-5 lamppua palamaan. Palloa mitattiin myös kaikki lamput sammutettuina, sekä siten että ulostuloaukon paikalle kiinnitettiin 2% reflektanssin omaava musta pohjallinen lieriö. Auringon irradianssi määriteltiin mittaamalla spektroradiometrillä heijastusstandardia.

Integroiva pallo sijoitettiin alueen reunalla olleeseen työmaaparakkiin, jottei pallon pääsyt suoraa auringon valoa, vaan ainoastaan optiselta polulta sironnut säteily. Mikäli pallon pääsee suoraa auringonvaloa se heijastuu sieltä myöskin ulos, jolloin pallon radianssitaso ei ole tiedossa. Vaikka pallo on sijoitettuna varjoon, sinne pääsee aina jonkin verran säteilyä ulkoapäin johtuen ilmakehän sironnasta. Sironnutta säteilyä mitattiin pallon lamput sammutettuina, jolloin mitattava säteily koostuu optiselta polulta pallon sironneesta ja sieltä heijastuneesta säteilystä sekä optisen polun spektroradiometriä kohden sirottama säteily.

##### 4.4.2 Mittaustulokset

Jokioisissa tehtyjen ilmakehän horisontaalisten transmianssimittausten yhteydessä tuli esiin monta ennalta arvaamatonta seikkaa. Ensinnäkin mittaustuloksia tarkastellessa todettiin säteilyä häviä-

vän yllättävän paljon mittausetäisyyden kasvaessa. Säteilylähteenä käytetty USS2000-integroiva pallo antaa valmistajan mukaan hyvin tasaisen Lambertin säteilykuvion ulostuloaukostaan. Radianssin säilymisteorian mukaan kiinteällä avauskulmalla (avaruuskulma josta säteilyä ”kerätään” engl. field of view, FOV) mitaten mittaussignaali ei ole riippuvainen mittausetäisyydestä, koska säteily vaimenee  $1/r^2$  :n mukaisesti etäisyyden ( $r$ ) kasvaessa mutta samalla mittaussala, jolta säteilyä kerätään kasvaa  $r^2$ :n mukaisesti etäisyyden kasvaessa. Edellytyksenä on tietysti, että kohde on homogeeninen ja riittävän suuri jotta se täyttää mittalaitteen avauskulman kokonaisuudessaan. Tällöin säteilyn muutokset aiheutuvat ainoastaan ilmakehävaikutuksista, sironnasta, emissivisyydestä ja absorptiosta. Mittaukset suoritettiin  $0,4 \mu\text{m} - 2,5 \mu\text{m}$  alueella, joten ilmakehän emissiolla ei ole merkitystä.

Varmaa syytä säteilytason voimakkaaseen putoamiseen ei saatu selville. Sää oli koko mittausajan kirkas ja VAISALA:n näkyvyysmittarin antamat meteorologiset näkyvyudet ( $R_m$ ) olivat 11-19 km:n välillä, joten 250 metrin matkalla säteilyn vaimenemiskertoimen ( $\beta_{ext}$ ), pitäisi olla 550 nm:n kohdalla 0,9 – 0,95 välillä (Yhtälö 11) /Smith –93/. Mittauksissa saadut vaimenemiskertoimet ovat kuitenkin 0,35:n luokkaa.

$$R_m = \frac{1}{\beta_{ext}} \ln \frac{1}{0,02} = \frac{3,912}{\beta_{ext}} \quad (11)$$

*Meteorologinen näkyvyys* määritellään vaimennuskertoimen mustan kappaleen ja taivaan välisen kontrastin ( $C=1$ ) ja 2 % kontrastirajan avulla

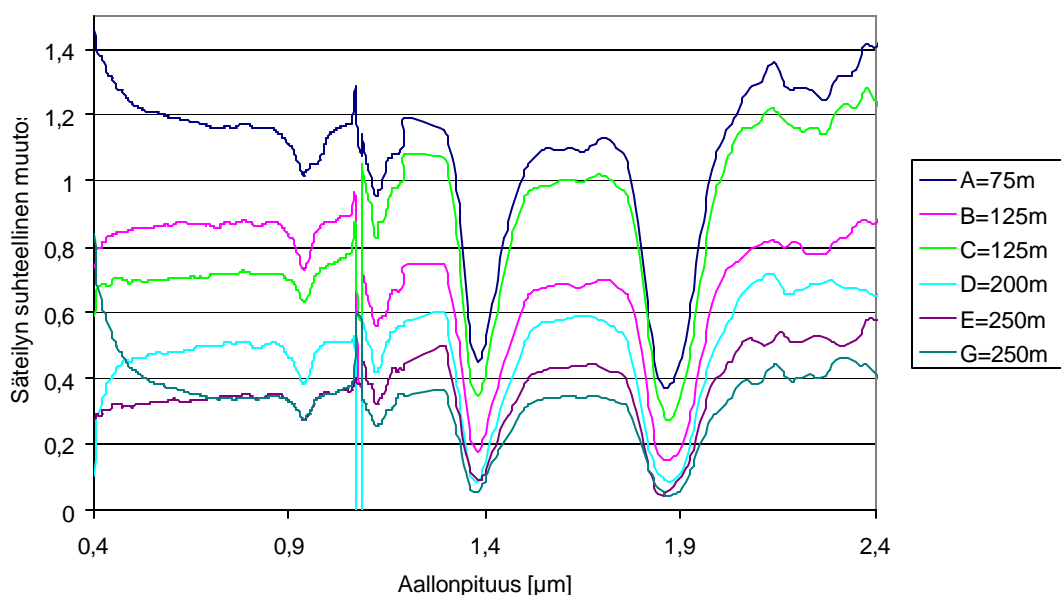
Vaimenemisen syiden selvittämiseksi tehtiin lisämittauksia pimennetyssä n. 80 metriä pitkässä käytävässä. Mittauksissa tuli esille samanlainen säteilytason putoaminen kuin ulkonakin. Tämä sulki pois pallon pääsevän hajavalon vaikutuksen ja sääolosuhteiden muutoksien vaikutukset.

Käytävässä tehdyistä mittauksissa havaittiin, että mittaussignaali on erittäin herkkä spektroradiometrin suuntaukselle. Vaikka mittaussala osuu selvästi pallon ulostuloaukon sisälle signaalitaso vaihtelee laitetta vähänkin käännettäessä. Yksi selittävä syy tähän on SR5000-spektroradiometrin Newtonin teleskoopin kaltainen toimintaperiaate, jonka vuoksi toisiopeli varjostaa ensiöpeilin rä-

kökenttää. Varjostus ei haittaa, kun kohdetta mitataan oikealla fokuksella, mutta Jokioisten mittauksissa haluttiin käyttää samaa fokusta kaikissa mittauksissa, koska SR5000:n toimintaperiaatteen vuoksi fokuksen muuttaminen muuttaa myös avauskulmaa. Tästä taas olisi ollut seurauksena se, että eri etäisyyksiltä tehdyt mittaukset olisi jouduttu korjaamaan tavalla, jonka arveltiin tuovan lisää virhettä tulosten käsittelyssä mittaus- ja fokusetäisyyksien (säädön epätarkkuus pidemmillä matkoilla) virheiden vuoksi.

Suuntauksesta ja fokusoinnista aiheutuvat virheet eivät kuitenkaan selitä kokonaan esiintynyttä säteilytason laskua, sillä säteilytasot laskevat siististi etäisyyden kasvaessa, mutta suuntausongelman tuomat muutokset ovat lähinnä satunnaisia. Toisena syynä on mahdollisesti SR5000-spektroradiometrin ensiöpeilistä takaisin heijastuva säteily. Mitattaessa integroivaa palloa säteilyä heijastuu takaisin pallon, jolloin pallon radianssitaso nousee. Vaikutus on voimakkainta palloa läheltä mitattaessa, jolloin on ymmärrettävää että kaukaa mitattaessa näyttää kuin säteilyä olisi kadonnut jonnekin. Normaalisti kohdetta mitattaessa ensiöpeilistä takaisin heijastuva säteily ei valaise itse mittausalaa, vaan sen ympäristöä, eikä näin ollen vaikuta mittaustulokseen. Lisäksi on mahdollista, että pallon säteilykuvion poikkeamat Lambertin ominaisuuksista korostuvat, kun palloa mitataan kymmenien tai satojen metrien päästä, jolloin radianssin säilymisteoriat eivät päde.

Säteilytasojen laskusta huolimatta mittauksissa tulivat selvinä esiin ilmakehän absorptiokaistat sekä aallonpituusalueen alkupään sironnan vaikutukset.



**Kuva 4.23 Säteilyn muuttuminen mittausetäisyyden mukaan aallonpituuden funktiona. Referenssinä on käytetty 3:n metrin etäisyydeltä tehtyä mittausta.**

Kuvan 4.23 75 metrin (A) ja toisen 250 metrin (G) mittauksissa nähdään lentomittauksissakin esille tullut sironnasta aiheutuva säteilyn lisääntyminen lyhyillä aallonpituuksilla. Nämä mittaukset on tehty kirkaassa auringonpaisteessa, jolloin optiselle polulle on siromut suhteessa enemmän auringon säteilyä kuin pallosta lähtevä säteily polulta pois. Muissa tapauksissa aurinko on ollut pilvessä ja toinen 250 metrin mittaus (E) tehtiin aamuyöllä ennen auringon nousua. Tällöin pallosta lähtenyt säteilyä on siroinut enemmän polulta pois kuin auringosta tulevaa säteilyä polulle.

Tarkempi sironnan kulmariippuvuuden ja pilvisyyden vaikutuksen tutkiminen polulle siroonnesta säteilyn määrään vaatisi huomattavasti enemmän mittauksia yhdeltä etäisyydeltä. Nyt mittauksia tehtiin vain muutama sarja kultakin etäisyydeltä, jolloin olosuhteet olivat jokseenkin samanlaiset. Poikkeuksena 250 metristä tehdyt mittaukset.

Mittaustuloksista nähdään myös ilmakehän voimakkaat absorptiokaistat 0,9  $\mu\text{m}$ :n, 1,4  $\mu\text{m}$ :n sekä 1,9  $\mu\text{m}$ :n ympäristössä. Kuvaajassa olevat piikit 1,1  $\mu\text{m}$ :n kohdalla johtuvat mittalaitteen detektorin vaihtumisesta.

## YHTEENVETO

Ilmakehän optisten ominaisuuksien tunteminen on ensiarvoisen tärkeää lentomittausten ja – kuvausten radiometrisissa kalibroinneissa, tai eri valaistus- ja sääolosuhteissa saatujen tulosten vertailussa. Tutkimuksen yhteydessä luotiin menetelmät ilmakehäparametrien mallinnuksessa tarvittavien säätietojen ja –ennusteiden hankintaan ja käsittelyyn. Luodun menetelmän avulla voidaan säteilyolosuhteita mallintaa luotettavasti käyttäen luotaustiedoista tai HIRLAM-ennusteista muokattua omaa ilmakehämallia.

Mallinnusten tarpeellisuuden ja tarkkuuden arvioimiseksi suoritettiin useita mittauskampanjoita, joiden avulla voitiin käytännössä todeta esimerkiksi sironta- absorptiovaikutusten korjaustarve kohteiden ominaisuuksien selvittämiseksi lentokoneesta tehtäviin spektrimittauksiin. Käytännössä tarvittavat korjaustiedot voidaan määrittää riittävällä tarkkuudella käyttäen ilmakehän mallinnusohjelmistoja jos käytössä on tarkat sää- ja ilmakehätiedot.

Lentomittauksia varten jouduttiin tekemään merkittävästi kehitystyötä luotettavien ja tarkkojen mittausten saavuttamiseksi. Lentomittauskampanjassa on tyypillistä että erilaista dataa kerätään samanaikaisesti eri mittalaitteilla ja eri paikoissa. Varsinaisten lentokoneesta tehtävien spektrimittausten lisäksi tarvitaan mittaustaikaa ja -ajan tallentava järjestelmä (ASCOT), maassa tehtäviä referenssimittauksia (ASD FR), sää- ja luotaustietoja (HIRLAM, radiosondit) sekä niistä laskettuja korjaustietoja (MODTRAN). Tulosten käsittelyssä joudutaan siis yhdistämään eri lähteistä olevia dataa, jolloin on kiinnitettävä erityistä tarkkuutta esiprosessointiin ja tietojen ajalliseen synkronointiin.

Tutkimuksen yhteydessä tehdyistä mittauksista luotiin laaja ilmakehä- ja referenssimittaustietokanta eri sääolosuhteissa ja eri kohteista. Vallitsevien sääolosuhteiden tarkka dokumentointi mahdollistaa mittaustulosten analysoinnin ja luokittelun sekä tulosten käytön myös jatkotutkimuksissa. Tämän selvityksen perusteella kyetään jatkamaan omien ilmakehämallien luontia, sekä niiden implementointia kaupallisiin mallinnusohjelmistoihin.

## VIITTEET

/ASCOT –97/

Documentation for ASCOT&DGPS (RDS) & ATTITUDE SYSTEM, SR-5000 Mission Version on Piper PA-31-350 Chieftain, Finnish Air Force Depot, Technical Department, 1997.

/Elachi-87/

Elachi Charles; Introduction to the physics and techniques of remote sensing, John Wiley & Sons, 1987 USA.

/Jyske-97/

Jyske Tuomas; Spektroradiometrin kalibroinnista ja luonnonkohteiden reflektanssimittauksista, Erikoistyö, Jyväskylän yliopisto, fysiikan laitos, 1997

/NSRP2 –96/

Remote sensing algorithm development Toolkit I, Operationalization of atmospheric correction methods for tidal and inland waters; J.F. de Haan, J.M.M Kokke, RWS-Survey Department; National Remote Sensing Programme NRSP-2. 1996

/Ojansivu –96/

Ojansivu Henry; Ilmakehän vaikutus optiseen havainnointiin, Erikoistyö, Jyväskylän yliopisto, fysiikan laitos 1996

/Ontar –01/

Ontar Corporation; PcModWin Manual 4.0; 9 Village Way, North Andover, MA 01845 USA, 2001

/Schott –96/

Schott John R.; Remote Sensing: The Image Chain Approach, Oxford University Press, Rochester, New York, 1996.

/Smith -93/

Smith Frederick G. (Editor), The Infrared and Electro-Optical System Handbook: Atmospheric Propagation of Radiation, Environmental Research Institute of Michigan.