

Ein modellstudie av samanhengen mellom reflektert radians ved toppen av atmosfæra og globalstråling ved bakken

Hovudfagsoppgåve i meteorologi



Knut Frode Dagestad

Mai 2001



Geofysisk Institutt
Universitetet i Bergen

Føreord

Eg vil retta ei stor takk til rettleiaren min professor Arvid Skartveit for framifrå rettleiing og stort tolmod. Eg vil også få takka Lars og sambuaren min Anne-Mette for korrekturlesing av oppgåva.

Ellers vil eg få takka medstudentar og ansatte for eit godt sosialt miljø på Geofysisk Institutt.

Takk for meg !

Knut Frode

Framsidedeilete: Utsikt frå den geostasjonære satellitten METEOSAT.

Innhald

1 Innleiing	3
2 Teori	5
2.1 Litt om strålingsprosessar i atmosfæra	5
2.1.1 Spreiing i atmosfæra	5
2.1.2 Absorpsjon i atmosfæra	6
2.2 Estimering av solstråling frå andre parametrar	8
2.3 Heliosat	9
2.3.1 Attendespreiing frå atmosfæra	10
2.3.2 Føremoner med Heliosat	11
2.3.3 Ulemper med Heliosat	12
2.4 METEOSAT	12
2.5 Sol-bakke-satellitt geometri	15
3 SBDART	19
3.1 Atmosfæremodellar	19
3.2 Bakkealbedo	20
3.3 Aerosolar	21
3.4 Skyer	22
3.5 Køyring av modellen	22
3.6 Dekomponering av reflektert stråling i primær- og multippelkomponent	23
4 Resultat	30
4.1 Modifisering av uttrykk for attendespreiing frå atmosfæra	30
4.1.1 Omrekning frå radians til METEOSAT-teljingar	30
4.1.2 Test av likning 2.7 mot SBDART-simuleringar	30
4.1.3 Eit uttrykk for C_{atm} tilpassa SBDART-simuleringar	33
4.2 Problemet med å skilja overskya frå skyfritt på høgare breiddegrader .	38
4.3 Ein algoritme for samanhengen mellom reflektert radians ved TOA og globalstrålinga ved bakken	44
4.3.1 Simulering av retningsalbedo	44
4.3.2 Simulering av absorpsjon i atmosfæra	54
4.3.3 Simulering av samanhengen mellom TOA irradiansalbedo og absorpsjon i bakken	60
5 Samandrag og konklusjon	66
TILLEGG - tabellar med retningsalbedo	69
Referansar	79

1 Innleiing

I mange samanhengar er det nyttig å veta kor mykje solstråling som når bakken i eit gjeve område. Globalstråling, som er summen av diffus og direkte solstråling på ei horisontalflate, kan målast med pyranometer, men sidan det ofte er langt mellom målestasjonane er det utvikla metodar for å estimera globalstrålinga frå andre parametarar. Nokre av desse metodane nyttar målingar frå satellittar som inndata. Føremoner med dette er at satellittar måler med god oppløysing i både tid og rom (Ineichen & Perez 1999). Ei ulempe er at satellittmålingane berre gjev enkle inndata, fylgjeleg må modellane også vera enkle. Likevel fann Zelenka m.fl. (1999) at timevis globalstråling basert på satellittmålingar reproducerer bakkemålingar med ein midlare kvadratrotfeil på typisk 20-25 %. Dette er same avvik som ein kan venta å få om ein nyttar bakkemålingar frå stasjonar som er meir enn 20-30 km unna. Zelenka m.fl. estimerte at sjølve modellane som reknar om frå satellittmålingar til globalstråling representerer ein midlare kvadratrotfeil på rundt 12 %. Resten skuldast målefeil ved bakkeinstrumenta og skilnaden at satellittar måler ved eit gjeve tidspunkt midla over eit område (piksel) medan bakkemålingar er midla over tid for ein gjeven stad.

I denne oppgåva vil eg sjå nærare på Heliosat, ein metode som estimerer globalstråling frå målingar teke i den synlege kanalen til METEOSAT. Metoden var fyrst presentert av Cano m.fl. (1986) og er seinare modifisert ved fleire høve, mellom anna av EU-prosjektet Satel-Light (Fontoynt m.fl. (1998); www.satel-light.com). Med hjelp av ein numerisk strålingsmodell, SBDART, vil eg sjå på korleis prinsippa i Heliosat fungerer for grensetilfelle som til dømes når sola eller satellitten står lågt i horisonten. Eg vil også sjå på korleis atmosfæriske parametarar som skydekke, aerosolar, vassdamp og ozon verkar inn på høvet mellom globalstrålinga og den reflekterte radiansen som METEOSAT måler. Sidan Heliosat hovudsakleg er justert til målingar frå Sentral-Europa er eit av måla å finna ut korleis metoden kan ventast å fungera på høgare breiddegrader. Det er mellom anna venta at det at satellitten ligg lågare i horisonten vil skapa problem. Olseth & Skartveit (2001) fann likevel at midlare kvadratrotfeil mellom timevise bakkemålingar og globalstråling estimert ved Heliosat for Bergen ($60.4^{\circ}N$) var av same storleik (20-25 %) som det andre har funne for lågare breiddegrader, mellom anna Zelenka m.fl. (1999) som nytta ein annan metode enn Heliosat for data frå $40.6-42.8^{\circ}N$.

Eg vil også presentera eit forslag til ein ny algoritme for samanhengen mellom reflektert radians ved toppen av atmosfæra og globalstråling ved bakken. Denne vil vera basert på simuleringar med SBDART for eit utval standardatmosfærer og ei rekkje konfigurasjonar sol-bakke-satellitt. Føremålet er å få innsikt i dei fysiske og geometriske faktorane som påverkar atmosfærisk transmisjon, refleksjon og absorpsjon. Denne innsikta vil koma til nytte i arbeidet med å forbetra eksisterande algoritmer, som til dømes Heliosat.

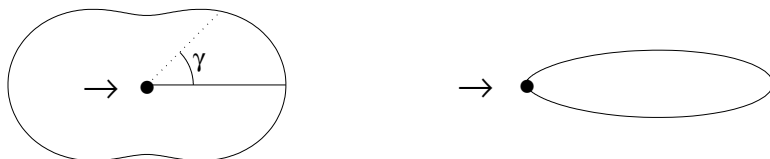
2 Teori

2.1 Litt om strålingsprosessar i atmosfæra

Solstråling vert både spreidd og absorbert i atmosfæra før den når ned til jordoverflata. Desse prosessane varierer både med bylgjelengd og med innhaldet av gassar, aerosolar og skyer i atmosfæra. Nedanfor fylgjer ei lita oversikt over spreing og absorpsjon av solstråling. Sidan denne oppgåva er knytt til satellittmålingar med METEOSAT, vil eg avgrensa meg til spektralområdet $0.35\text{-}1.1\ \mu\text{m}$, der sensoren til METEOSAT opererer. Dette intervallet inkluderer synleg ljøs ($0.39\text{-}0.76\ \mu\text{m}$) og delar av det ultrafiolette området ($0.1\text{-}0.39\ \mu\text{m}$) og det nær-infraraude området ($0.76\text{-}2.5\ \mu\text{m}$).

2.1.1 Spreiing i atmosfæra

Molekyl, aerosolar og skydropar spreier stråling i atmosfæra. Kva retning strålinga vert spreidd til er avhengig av partiklane sin brytingsindeks og av kor store partiklane er i høve til bylgjelengda. Storleiksparameteren er definert som $\alpha = \frac{2\pi r}{\lambda}$, der r er partikkelradien og λ er bylgjelengda. Gustav Mie (1868-1957) utvikla ein teori som syner korleis spreinga varierer med α . Dersom $\alpha \ll 1$ (små partiklar) kan ein nytta ein forenkla teori utvikla av Lord Rayleigh (1842-1919). I dette regimet vert det spreidd like mykje framover som bakover, med mindre til sidene. Dersom α er mellom 0.1 og 50 må ein nytta generell Mie-teori, som er svært komplisert. I dette området er spreinga sterkt framoverretta. Når α er større enn 50 kan ein nytta prinsippa i geometrisk optikk. Figur 2.1 syner fasefunksjonar for Rayleigh- og Mie-spreiing.



Figur 2.1: Fasefunksjonar for Rayleigh-spreiing (venstre) og døme på Mie-spreiing (høgre). Pilene syner retninga til den inkomande strålinga.

Fasefunksjonen for Rayleigh-spreiing er gjeve ved:

$$P_r(\gamma) = \frac{3}{4}(1 + \cos^2 \gamma) \quad (2.1)$$

der γ er vinkelen frå retninga til dei innkomande solstrålane (spreiingsvinkelen). Forma på P_r er ein konsekvens av polarisering av strålinga. Forma på fasefunksjonen for Mie-spreiing er avhengig av storleiksparameteren og brytingsindeksen til dei spreiarane

partiklane og har ei særskilt komplisert form. Figur 2.1 til høgre syner Henyey-Greenstein-fasefunksjonen

$$P_m = \frac{1 - g^2}{(1 + g^2 - 2g \cos \gamma)^{3/2}} \quad (2.2)$$

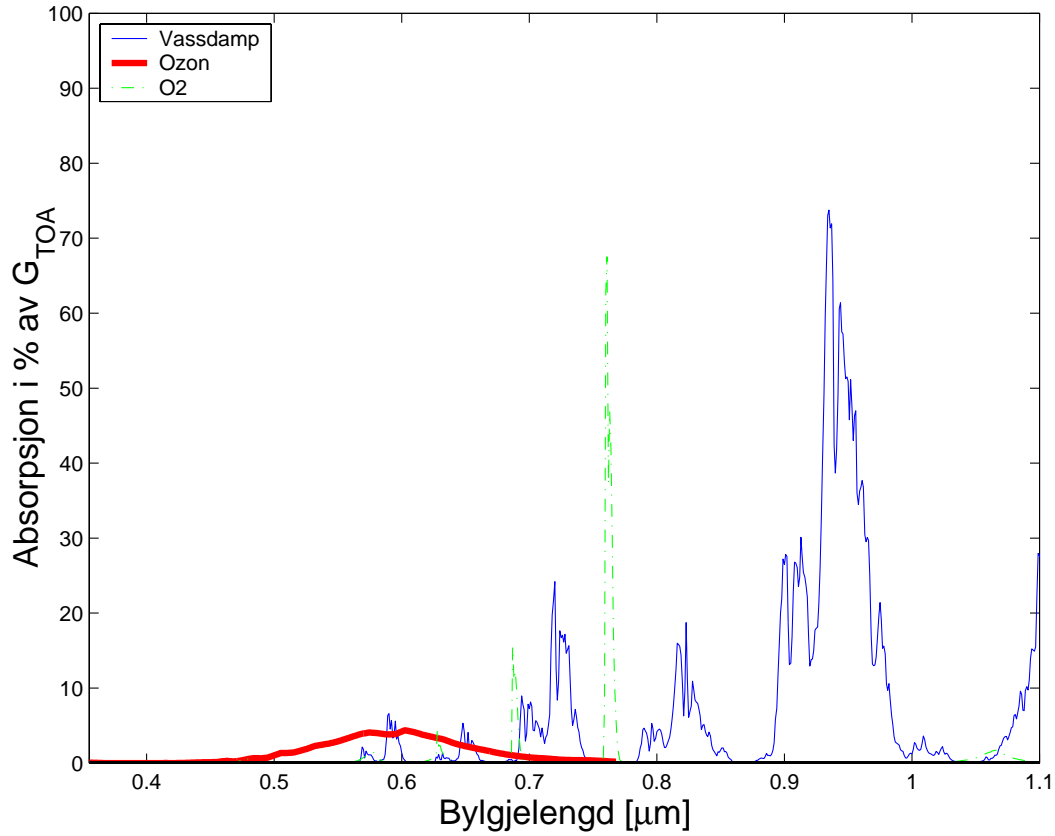
som er ei forenkling som gjev gode resultat ved utrekning av fluksar når ein har multippelspreiing. Assymmetriparameteren g kan varierast mellom -1 og 1 og indikerer kor sterkt framoverretta spreinga er. På figur 2.1 til høgre er $g = 0.7$

For synleg ljøs har me Rayleigh-spreiing i luftmolekyl og Mie-spreiing i aerosolar og skydropar. Intensiteten til Rayleigh-spreiinga er omvendt proporsjonal med bylgjelengda i fjerde potens. Difor vert blått ljøs spreidd meir enn raudt ljøs, noko som resulterer i at himmelen er blå og solnedgangen er raudleg. Mie-spreiinga er mindre avhengig av bylgjelengda - difor er skyene kvite eller grå når dei vert belyst av kvitt ljøs.

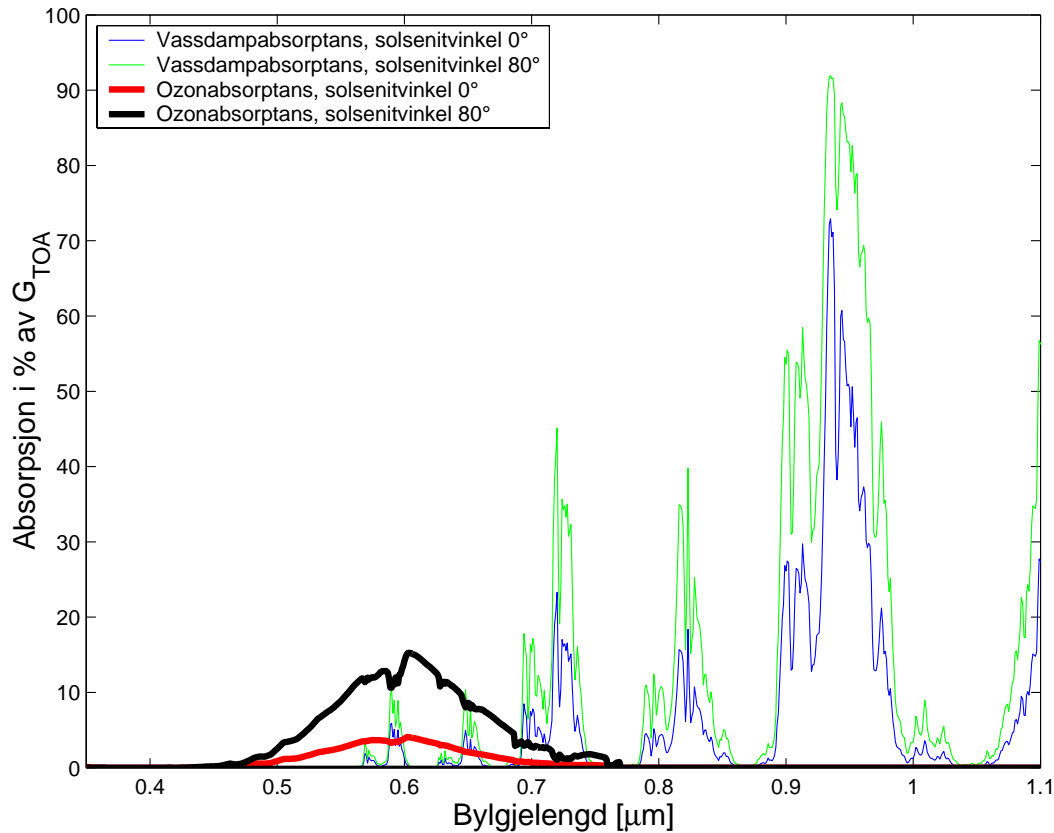
2.1.2 Absorpsjon i atmosfæra

Figur 2.2 syner at det er tre gassar som absorberer stråling i intervallet 0.35-1.1 μm . I det synlege området (0.39-0.76 μm) er det ozon som er viktigast, medan vassdamp absorberer mest for lengre bylgjelengder (nær-infraraud stråling). Molekylært oksygen har nokre diskrete absorpsjonslinjer, men desse absorberer lite energi.

Ein skilnad mellom absorpsjon i ozon og i vassdamp er at mesteparten av ozonet finst i stratosfæra medan det er mest vassdamp i den nedre troposfæra. Når ein har skyer vil ein difor få meir absorpsjon i ozon og mindre i vassdamp. Årsaka er at mykje av strålinga vert reflektert ut frå toppen av skyene, og passerer såleis ozonlaget to gonger medan den ikkje når ned til vassdampen i den nedre troposfæra. Ein annan skilnad er at ozonet absorberer lite over eit breidt intervall medan vassdamp absorberer mykje over fleire smale intervall. Når ein aukar mengda med absorberande gass (evt. at sola står lågare over horisonten) vil dette ha mindre effekt på absorpsjon i vassdamp enn i ozon, sidan det vil vera mindre stråling att å absorbera av i dei bylgjelengdene som vassdamp absorberer av. Dette metningsfenomenet er illustrert på figur 2.3, som syner absorpsjon i ozon og vassdamp med sola i senit og med solsenitvinkel lik 80° .



Figur 2.2: Molekylær absorpsjon i atmosfæra i spektralintervallet 0.35-1.1 μm . Verdiane er absorpsjon av direktestråling frå modelleringar med SBDART med sola i senit. Vassdampinnhaldet i atmosfæra var 2.085 g/cm², ozoninnhaldet 350 DU og oksygeninnhaldet var 20.9 volumprosent. Bakkestrykket i atmosfæremodellen er 1010 hPa. 1000 DU (Dobson-einingar) svarar til at ozonlaget ville vera 1 cm tjukt dersom all ozon vart samla ved bakken ved standard temperatur og trykk.



Figur 2.3: Absorpsjon i vassdamp og ozon ved to ulike solhøgder. Same atmosfære som figur 2.2.

2.2 Estimering av solstråling frå andre parametrar

Direkte og diffus solstråling kan målast nøyaktig med pyranometer. Men utstyret er kostbart og treng vedlikehald, så det er ofte langt mellom målestasjonane. Det er difor utvikla metodar for å estimera både direkte og diffus solstråling frå andre meteorologiske parametrar. Desse metodane er baserte på likningar som uttrykkjer den fysiske samanhengen mellom strålinga ved bakken og andre parametrar som solskinstid, solhøgde, turbiditet[†] og skydekke i ulike høgdenivå. Inndata kan vera henta frå bakkeobservasjonar, klimatologiske data eller satellittmålingar. Modellane kan vera alt frå enkle likningar til kompliserte dataprogram som koplær fleire likningar og løyser dei numerisk. Davies & McKay (1989) gjev ei oversikt over nokre strålingsmodellar.

[†]Turbiditet er eit mål for aerosol optisk tjukkeleik (ekstinksjon). Det er vanleg å nytta Linke turbiditetsfaktoren, T_L , som seier kor mange aerosol- og vassdampfrie atmosfærer som må til for å gje den beam-transmitansen som den aktuelle skyfrie atmosfæra gjev.

Nokre modellar er svært enkle, og eignar seg til å bestemma globalstrålinga rutinemessig frå få og enkle inndata, slik som satellittmålingar. Heliosat, som vert presentert nedanfor, er ein slik modell. Andre modellar er meir kompliserte, og krev både lang reknetid og spesifisering av mange parametrar. I denne oppgåva vil eg samanlikna ein slik avansert modell, SBDART, med Heliosat. Sidan SBDART er meir genererell (har fleire inndata) kan den nyttast til å modifisera Heliosat i grensetilfelle som t.d. låg sol eller situasjonar med mykje spreing frå aerosolar. SBDART vert presentert i kapittel 3.

2.3 Heliosat

Heliosat er ein empirisk justert modell som estimerer globalstråling ved bakken frå satellittmålingar av skydekket. Modellen er svært enkel, men gjev likevel gode resultat. Det eksisterer fleire versjonar av Heliosat - versjonen som vert presentert her er ei modifisert utgåve av originalen (Cano m.fl. 1986) som vert nytta av EU-prosjektet Satel-Light (www.satel-light.com). Metoden kan delast inn i to steg: bestemming av ein skyindeks frå satellittdata, og estimering av globalstrålinga frå skyindeksen + eit estimat av klarverstråling.

1. Bestemming av skyindeksen frå satellittdata

Skydekket er representert ved ein skyindeks n som vert bestemt ut i frå bilete teke frå den geostasjonære satellitten METEOSAT (avsnitt 2.4). For kvar piksel (i, j) i bileta vert det rekna ut ein relativ reflektivitet $\rho^t(i, j)$ for systemet bakke/hav og skyer:

$$\rho^t(i, j) = \frac{C - C_0 - C_{atm}}{G_{TOA}} \quad (2.3)$$

der

- C er digitale teljingar frå sensoren som måler i det synlege bylgjelengdområdet (figur 2.5). C_0 er eit konstant nullavvik for sensoren og C_{atm} er modellert attendespreiing frå atmosfæra (sjå avsnitt 2.3.1).
- G_{TOA} er globalstråling på toppen av atmosfæra: $\epsilon I \cos\theta$ der I er solarkonstanten (satt til $1367 \frac{W}{m^2}$) og θ er senitvinkelen til sola. ϵ er ein korreksjon for varierende avstand mellom sola og jorda.

Før ein kan finna skyindeksen vert det laga kart over relativ reflektivitet ved skyfrie ($\rho(i, j)$) og overskya ($\rho_s(i, j)$) høve. Desse parametrane vert bestemt frå fordelingskurvene av normaliserte METEOSAT-teljingar frå ein tidsserie. $\rho(i, j)$ vert identifisert som den vanlegaste av dei låge verdiane for kvar piksel (typetalet), medan $\rho_s(i, j)$ vert valt slik at den er større enn 96% av teljingane i fordelinga

(Hammer m.fl. 2001). Sidan reflektiviteten er ein funksjon av sol-jord-satellitt geometrien vert det nytta ein verdi av høvesvis $\rho(i, j)$ og $\rho_s(i, j)$ for kvar time for ein gjeven månad. Skyindeksen vert så definert ved:

$$n^t(i, j) \equiv \frac{\rho^t(i, j) - \rho(i, j)}{\rho_s(i, j) - \rho(i, j)} \quad (2.4)$$

Skyindeksen aukar altså lineært med den relative reflektiviteten frå $n = 0$ for klarver ($\rho^t(i, j) = \rho(i, j)$) til $n = 1$ ved fullt skydekke ($\rho^t(i, j) = \rho_s(i, j)$). På grunn av definisjonane av $\rho(i, j)$ og $\rho_s(i, j)$ ovanfor kan n også verta mindre enn 0 eller større enn 1.

2. Estimering av globalstrålinga frå skyindeksen

I Heliosat vert det nytta ei svært enkel regresjonslikning for å bestemma globalstrålinga frå skyindeksen:

$$K^t(i, j) = \begin{cases} 1.2 & n \leq -0.2 \\ 1 - n & n \in [-0.2, 0.8] \\ \frac{1}{15}(31 - 55n + 25n^2) & n \in [0.8, 1.1] \\ 0.05 & n \geq 1.1 \end{cases} \quad (2.5)$$

der klarverindeksen $K^t(i, j)$ er definert som høvet mellom globalstrålinga ved bakken $G^t(i, j)$ og modellert klarverstråling ved bakken $G_k^t(i, j)$:

$$K^t(i, j) \equiv \frac{G^t(i, j)}{G_k^t(i, j)} \quad (2.6)$$

Klarverstrålinga $G_k^t(i, j)$ er summen av ein direkte komponent frå Page (1996) og ein diffus komponent frå Dumortier (1995).

Input til denne klarvermodellen er Linke-turbiditetsfaktoren T_L , korreksjon for avstanden til sola ϵ og senitvinkelen til sola θ . I tillegg er høgda over havet med i uttrykket for direktestrålinga.

2.3.1 Attendespreiing frå atmosfæra

Når ein skal bestemma skyindeksen frå satellittmålingane må ein trekkja frå den delen av den reflekterte strålinga som kjem frå atmosfæra (C_{atm} i likning 2.3). Ved å sjå på METEOSAT-målingar frå skyfrie situasjonar over hav, kom Hammer m.fl. (1997) fram til fylgjande formel for dette bidraget:

$$C_{atm} = f_1(\psi)f_2(\phi)f_3(\theta) = (1 + \cos^2 \psi) \frac{-0.55 + 25.2 \cos \theta - 38.3 \cos^2 \theta + 17.7 \cos^3 \theta}{\cos^{0.78} \phi} \quad (2.7)$$

der C_{atm} er METEOSAT-teljingar, ψ er vinkelen mellom retningane mot sola og satellitten, θ er senitvinkelen til sola og ϕ er senitvinkelen til satellitten (figur 2.6). Det vart anteke at refleksjonen frå havoverflata var liten i høve til refleksjonen frå atmosfæra. Måledataane var frå pikslar utanfor Europa og Vest-Afrika januar/februar og mai/juni 1996. Under desse høva var $\phi < 75^\circ$ og $\psi \in [25^\circ, 100^\circ]$, så uttrykket for C_{atm} er berre tilpassa i dette intervallet. Det er ingen restriksjonar på solhøgda.

Hammer m.fl. (1997) kom fram til formel 2.7 på fylgjande måte: Dei prøvde å tilpassa eit uttrykk på forma $f_1(\psi)f_2(\phi)f_3(\theta)$ til målingane. Faktoren $f_1(\psi)$ vart anteke å ha forma $f_1(\psi) = 1 + \cos^2 \psi$ som er korrekt for primærspreiing i ei planparallell, ikkje-absorberande Rayleigh-atmosfære når det vert korrigert for lengda på atmosfæresøyla som satellitten ser. Denne korreksjonen ligg i funksjonen $f_2(\phi)$, som dinest vart bestemt ved tilpassing til METEOSAT-data normalisert med $f_1(\psi)$:

$$f_2(\phi) = \frac{C - C_0}{f_1(\psi)}$$

Her er θ holdt mellom 37° og 53° for å unngå effektar av variasjonar av denne. Til slutt er $f_3(\theta)$ funne ved tilpassing til data normalisert med $f_1(\psi)$ og $f_2(\phi)$:

$$f_3(\theta) = \frac{C - C_0}{f_1(\psi)f_2(\phi)}$$

2.3.2 Føremoner med Heliosat

- Heliosat er ein særskild enkel modell. Difor krev den mykje mindre reknetid enn mange andre modellar (Diabaté m.fl. 1988).
- Heliosat er basert på målingar frå ein geostasjonær satellitt. Dette gjev god oppløysing i både tid og rom. Eit unntak her er polare strøk, sidan synslina til geostasjonære satellittar tangerer jorda ved 81.3° nord/sør (sjå avsnitt 2.5).
- Det er inga turvt å kjenna eit grannsamant høvetal mellom satellitt-teljingar og radians, sidan dette vil verta korta vekk når ein bestemmer skyindeksen med likning 2.4.
- Heliosat krev få input-parametrar. Andre modellar krev input-parametrar som ikkje er tilgjengelege tidnok for rutinehandsaming (Iehlé m.fl. 1997).
- Trass i at modellen er enkel er presisjonen god. For halvtimeverdiar av globalstrålinga er midlare kvadratrotfeil 20 % for Sør-Europa (ofte skyfritt) og 40 % i Nord-Europa (ofte overskya) (www.satel-light.com). For daglege verdiar og månadsmiddel er presisjonen betre. Olseth & Skartveit (2001) fann ein midlare kvadratrotfeil på 20-25 % for timesverdiar for Bergen ($60.4^\circ N$). Dei synta også at modellen gjenspeglar godt frekvensfordelinga av skydekket.

2.3.3 Ulemper med Heliosat

- Når bakken er snødekt er det vanskeleg å skilja skyfrie frå overskya situasjonar. Dette problemet vert det kanhende mogeleg å løysa når METEOSAT Second Generation overtek i 2002. Ved bruk av målingar i fleire kanalar er det håp om at ein kan skilja mellom skyer og snø på satellittbileta.
- Også når sola står lågt kan det vera vanskeleg å skilja mellom overskya og skyfrie situasjonar. Dette er av di reflektert stråling frå ei lang atmosfæresøyle kan vera like stor som refleksjonen frå skyer når sola står lågt. Dette er særleg eit problem på høgare breiddegrader, der frekvensen av låge solhøgder er høgare. Dette problemet vil eg koma attende til i avsnitt 4.2.

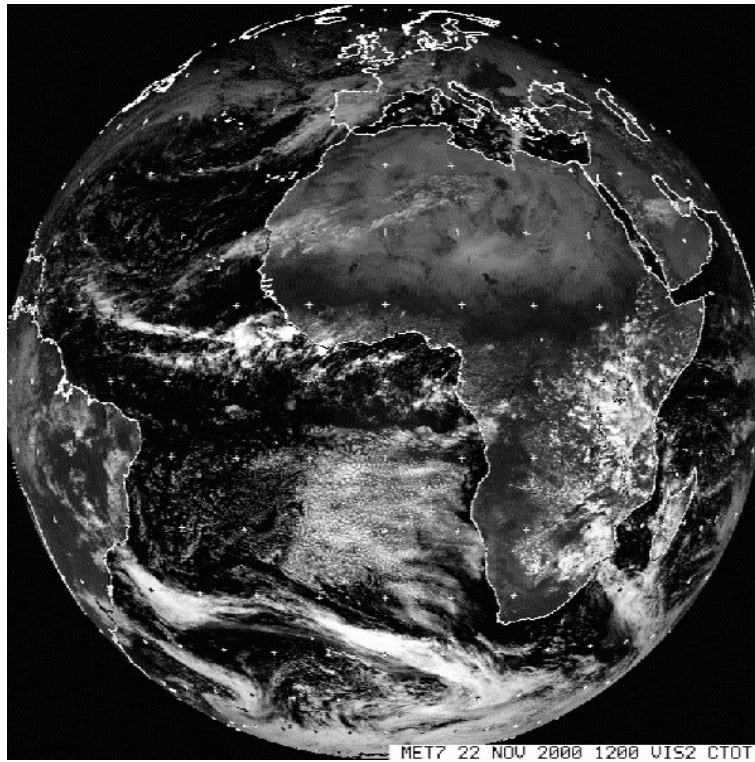
2.4 METEOSAT



METEOSAT er ein geostasjonær meteorologisk satellitt som står 0° aust/vest over ekvator. Dagens METEOSAT er den sjuande i rekkja etter at den fyrste vart sendt opp i 1977. METEOSAT-7 er produsert av den europeiske romfartsorganisasjonen ESA for EUMETSAT, som eig satellitten og står for den daglege drifta. Satellitten ser den vestlege halvkula til avstanden 81.3° av ein storsirkel ut frå fotpunktet (figur 2.4). Kvar halvtime vert det teke målingar i tre kanalar; **synleg** (figur 2.5b), **infraraud** ($10.5 - 12.5 \mu\text{m}$) og ein **vassdampkanal** ($5.7 - 7.1 \mu\text{m}$). Rett under satellitten er oppløysinga 2.5 km i den synlege kanalen og 5 km i dei to andre kanalane. I Nord-Europa er pikslane større grunna krumminga til jorda; på lag $2.5 \text{ km} \times 5 \text{ km}$ for den synlege kanalen. I 2002 vert METEOSAT-7 avløyst av ein ny satellitt: MSG (METEOSAT

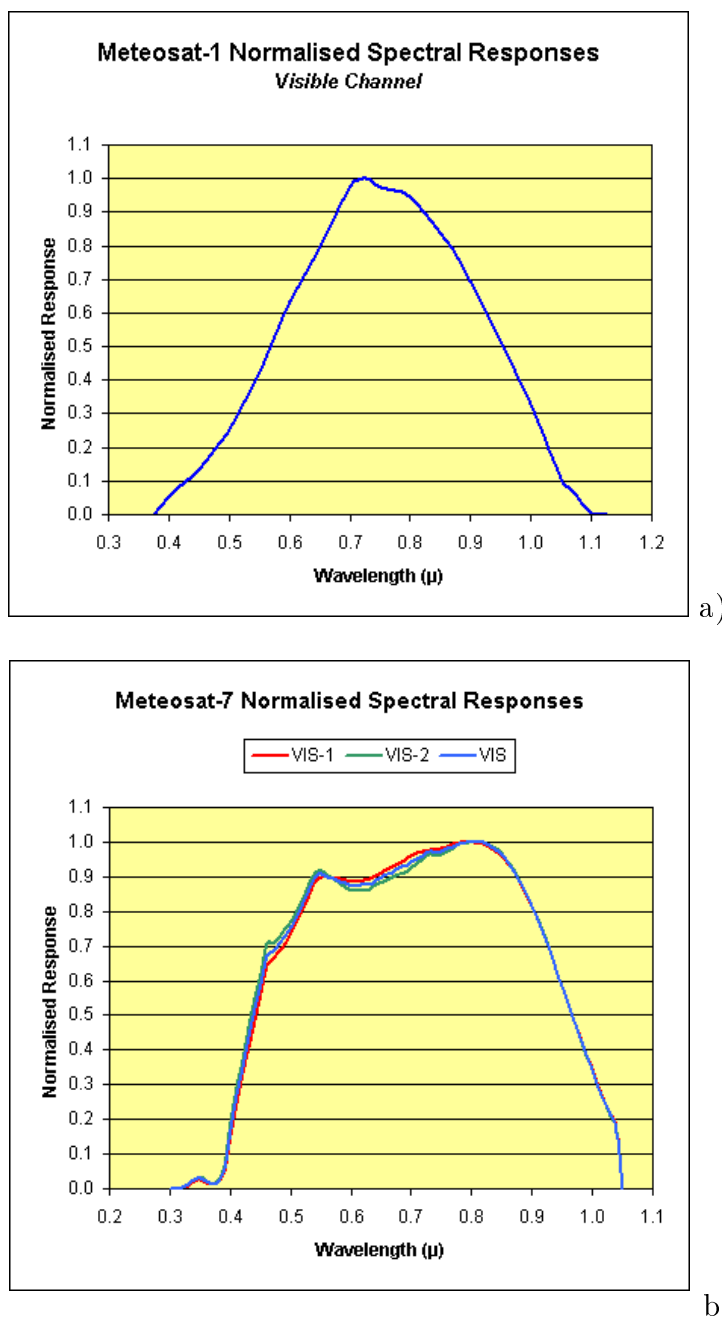
Second Generation). Den har 12 kanalar, ei oppløysing på 1 km i den synlege kanalen og tek bilete kvart 15. minutt.

I denne oppgåva nyttar eg ein numerisk strålingsmodell, SBDART (vert presentert i kapittel 3), til å simulera radians reflektert mot METEOSAT. For å kunna relatere dette til målingar lyt radiansar frå SBDART vektast med responsfunksjonen til METEOSAT. I SBDART er det inkludert fleire slike responsfunksjonar, mellom anna ein som er kalla 'METEO'. Då eg starta arbeidet med denne oppgåva fekk eg via epost stadfesta frå gruppa som har laga SBDART at dette var responsfunksjonen til METEOSAT. Mot slutten av arbeidet var eg i eit anna ærend innom heimesidene til EUMETSAT, og fann der tilfeldigvis ein graf som synte responsfunksjonen til METEOSAT-7 (figur 2.5b). Eg såg då straks at denne ikkje var identisk med den eg



Figur 2.4: Synsfeltet til METEOSAT. Biletet er teke med den synlege sensoren og består av 5000×5000 pikslar. Sensoren treng 25 minutt for å skanna eit slikt bilete linevis frå nedst til øvst. Synslina tangerer jorda like nord for Svalbard ($81.3^\circ N$). I Bergen ser ein METEOSAT ved ein senitvinkel på 68.5° .

kjente frå arbeidet med SBDART. Ved nærare undersøking fann eg ut at filteret som er inkludert i SBDART (figur 2.5a) er frå METEOSAT-1, som har vore ute av drift sidan 1982. Dette trass i at den versjonen av SBDART eg har nytta er oppdatert i oktober 1998. Eg fekk så tak i den rette responsfunksjonen frå EUMETSAT og la denne inn i SBDART-koden. Då eg samanlikna radiansar vekta med dei to ulike filtra fann eg at skilnadane var av storleiksorden 10%. Men sidan eg i denne oppgåva samanliknar storleikar relativt til einannan har dette mindre tyding. Av omsyn til tid, og til den reknekraft som SBDART krev, har eg difor ikkje gjort om att simuleringane i denne oppgåva med den nye responsfunksjonen.



Figur 2.5: Responsfunksjon for den synlege sensoren til METEOSAT-1 (a) og METEOSAT-7 (b). METEOSAT-1 var i drift frå 1977 til 1982, men det er likevel responsfunksjonen til denne satellitten som er inkludert i SBDART. METEOSAT-7 har vore operativ sidan 1997 og vert avløyst av MSG (METEOSAT Second Generation) i 2002. Trass i at sensoren vert kalla VIS (visible), ser den godt inn i det nær-infraraude området (definert frå 0.76 til 2.5 μ m). METEOSAT-7 sin VIS-kanal består av to detektorar, VIS-1 og VIS-2. Medelverdien av desse (VIS) vert nytta. Sensoren vert ofte omtala som 0.5 – 0.9 μ m-kanalen. Grafane er henta frå www.eumetsat.de

2.5 Sol-bakke-satellitt geometri

Ein konfigurasjon med sola og ein satellitt i høve til eit punkt P på bakken kan eintydig skildrast med tre vinklar. I denne samanhengen er det nærliggjande å velja dei tre vinklane som alle har direkte innverknad på radiansen som satellitten måler (figur 2.6):

1. **Senitvinkelen til sola** (θ) Ved isotrop refleksjon er reflektert direktestråling frå bakken eller ei tjukk sky proporsjonal med den nedoverretta irradiansen. Denne minkar med θ av to årsaker:
 - (a) Ved lågare sol må energien fordelast over ei større horisontalflate. Dette gjer at den horisontale irradiansen minkar med faktoren $\cos \theta$.
 - (b) Ved lågare sol har strålinga gått gjennom ei lenger atmosfæresøyle og er meir svekka av absorpsjon og spreieing ("Airmass-effekten").

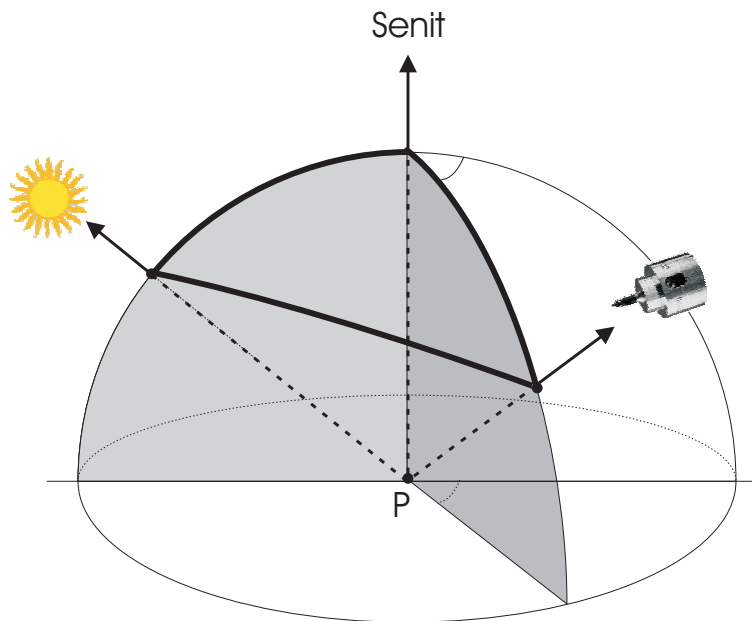
Det er vanskeleg å seia noko generelt om kva effekt senitvinkelen til sola har på reflektert stråling frå atmosfæra, av di multippelspreieing gjer ting svært komplisert. I avsnitt 3.6 vil eg sjå nærare på høvet mellom primær- og multippelspreieing med hjelp av strålingsmodellen SBDART.

2. **Senitvinkelen til satellitten** (ϕ) Når satellitten ligg lågare i horisonten "ser" han spreidd stråling frå ei lenger atmosfæresøyle. Den mottekne radiansen frå atmosfæra er likevel ikkje proporsjonal med lengda på denne søyla, sidan ei lenger søyle også fører til meir absorpsjon og spreieing på veg ut gjennom atmosfæra. Denne siste effekten svekkar også utgåande radians reflektert frå bakke og skyer.
3. **Vinkelen mellom retningane mot sola og satellitten** (ψ) Spreieing i luft, aerosolar og skydropar varierer med vinkelen frå retninga til solstrålane (figur 2.1). Også refleksjon frå skyer eller havoverflate kan vera avhengig av ψ . Bakken vert derimot ofte rekna for å vera ei Lambertflate (reflekterer like mykje i alle retningar). Sidan $\psi = 180^\circ - \text{spreieingsvinkelen}(\gamma)$, vil eg omtala ψ som *kospreieingsvinkelen*.

Dersom ein er på breiddegrad B og lengdegrad L er senitvinkelen mot METEOSAT ($0^\circ N, 0^\circ A$) gjeve ved:

$$\phi = \sin^{-1} R_s \sqrt{\frac{1 - \cos^2(B) \cos^2(L)}{R_s^2 + R_j^2 - 2R_s R_j \cos(B) \cos(L)}} \quad (2.8)$$

der R_j er jordradien og R_s er avstanden frå jordsenteret til satellitten ($\approx 6.6R_j$). Ein kan sjå METEOSAT så lenge $\cos(B)\cos(L) < \cos(81.3^\circ)$. For ein annan geostasjonær satellitt på lengdegrad L' må ein byta ut L med $L - L'$ i desse uttrykkja.



Figur 2.6: Dei tre vinklane θ , ϕ og ψ vert nytta i denne oppgåva for å skildra ein sol-bakke-satellitt konfigurasjon.

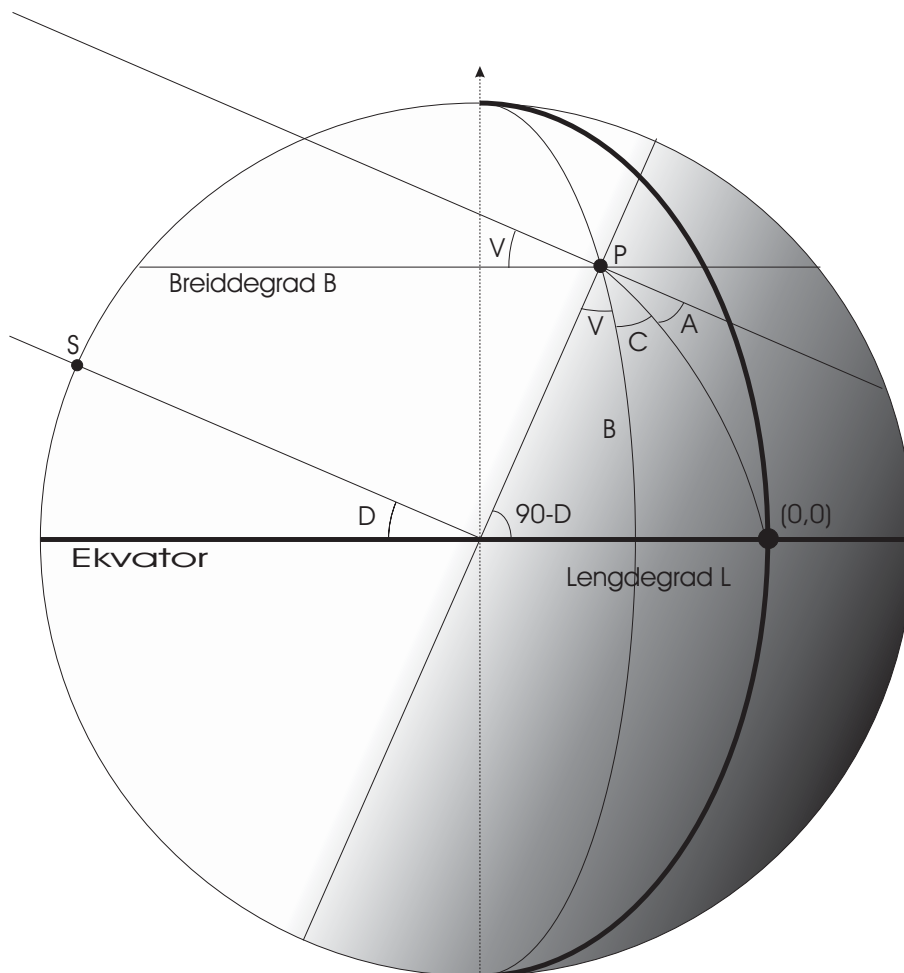
Sidan sola aldri står lenger nord/sør enn 23.45° (maks deklinasjon), vil senitvinkelen til sola alltid vera større enn $B - 23.45^\circ$ dersom ein er lenger nord/sør enn 23.45 grader. Med desse avgrensingane i θ og ϕ vil det vera ein maksimal ko-spreiingsvinkel ψ som er mogeleg. På den nordlege halvkule har ein den maksimale ko-spreiingsvinkelen ved soloppgang aust for 0-meridianen og solnedgang vest for 0-meridianen, når deklinasjonen er positiv (figur 2.7). Når eg skal simulera reflektert radians mot satellitten for spesifikke punkt på jorda treng eg å finna denne vinkelen, slik at eg kan luka ut geometriske konfigurasjonar som aldri førekjem i praksis:

Dersom ein finn den minste mogelige asimutvinkelen, A , kan ein finna ψ_{maks} ved å nytta ein cosinusregel på den sfæriske trekanten på figur 2.6:

$$\psi = \cos^{-1}[\cos(\phi) \cos(\theta) + \sin(\phi) \sin(\theta) \cos(180^\circ - A)] \quad (2.9)$$

A er vinkelen mellom retninga til solstrålane og retninga mot satellitten projisert ned i bakkeplanet. Frå figur 2.7 ser ein at $A = 90^\circ - C - V$, der C er vinkelen mot satellitten i bakkeplanet rekna frå sør-retninga, og V er vinkelen mot sola i bakkeplanet rekna frå vest-retninga. Desse vinklane finn ein med formlar for rettvinkla trekantar på ei kuleflate:

$$C = \tan^{-1} \frac{\tan(L)}{\tan(B)} \quad (2.10)$$



Figur 2.7: Figuren syner den minste vinkelen A mellom retninga til solstrålane og retninga mot fotpunktet til METEOSAT ($0^\circ N, 0^\circ A$) ein kan ha på breiddegrad B og lengdegrad L . Alle vinklane er i planet som tangerer jordoverflata. Situasjonen inntreff når solstrålane tangerer P ved solnedgang vest for 0 -meridianen (som på figuren) og ved soloppgang aust for 0 -meridianen. Solstrålane kjem vinkelrett inn på punktet S på breiddegrad D , der D er deklinasjonen. Vinklane C og V kan finnast med formalar for rettvinkla trekantar på ei kuleflate, og sidan lengdegrader og breiddegrader står vinkelrett på kvarandre er $A = 90^\circ - C - V$. Når A er kjent kan ein finna den tilhøyrande ψ_{maks} frå likning 2.9 med $\theta = 90^\circ$.

$$V = \sin^{-1} \frac{\sin(D)}{\cos(B)} \quad (2.11)$$

Ved å kombinera likningane 2.8 - 2.11 får ein formelen for den maksimale ψ som er mogleg når ein er på breiddegrad B og lengdegrad L :

$$\psi_{maks} = 180^\circ - \cos^{-1} \left[R_S \sqrt{\frac{1 - \cos^2(B) \cos^2(L)}{R_j^2 + R_s^2 - 2R_j R_s \cos(B) \cos(L)}} \sin \left(\sin^{-1} \frac{\sin(D)}{\cos(B)} + \tan^{-1} \frac{\tan(L)}{\tan(B)} \right) \right] \quad (2.12)$$

Tabell 2.1 syner ψ_{maks} for fire byar ved ulike deklinasjonar. Ein ser at i Ghana som ligg nesten rett under satellitten er ψ_{maks} nær 90° heile året. Ein ser også at så langt nord som Bergen vert ψ_{maks} likevel aldri større enn 141.1° . Berre nokre grader lenger nord, like nord for polarsirkelen, kan ψ_{maks} verta 180° - då vil altså satellitten sjå rett mot sola ved sommarsolkverv. Når ein er langt vest eller aust, slik som i Peru, kan ein ha stor ko-spreiingsvinkel heile året.

Tabell 2.1: Syner den maksimale ko-spreiingsvinkelen ψ_{maks} ved sommarsolkverv, jamdøger og vintersolkverv for fire byar.

By	breidde	lengde	Deklinasjon		
			23.45°N	0°	23.45°S
Bergen	60.4°N	5.3°A	141.1°	92.8°	43.9°
Lyon, Frankrike	45.8°N	4.9°A	120.5°	93.8°	66.5°
Accra, Ghana	5.6°N	0.2°V	92.8°	90.2°	87.6°
Lima, Peru	12.1°S	77.1°V	152.9°	175.2°	158.4°

3 SBDART

SBDART (Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer) er eit FORTRAN program som bereknar strålingstransport i atmosfæra og ved bakken. Programmet bereknar fluksar og fluksdivergensar (absorpsjon) i alle høgdenivå, samt radiansar i alle nivå og retningar. Den siste eigenskapen gjer programmet anvendeleg med tanke på fjernmåling, slik som i denne oppgåva. SBDART er basert på ei rekkje velprøvde fysiske modellar som er utvikla dei siste tiåra. Dette er modellar for absorpsjon og spreining i gassar, skyer og aerosolar; modellar for solspekteret og modellar for bakkealbedo. SBDART inneheld standardprofilar av gassar og aerosolar, men brukaren kan også spesifisera sine egne profilar eller skalera dei eksisterande profilane. Nedanfor fylgjer ein omtale av dei viktigaste modellane. Transportlikningane vert integrerte numerisk i SBDART med diskret ordinat metoden DISORT (Stamnes m.fl. 1988). Sfærisk geometri vert kun nytta på direktestrålinga, medan planparallel geometri vert nytta ellers. SBDART inneheld også filter for ei rekkje jord-observerande satellittar. Radiansar og irradiansar kan vektast spektralt med desse, slik at resultata kan samanliknast med målingar.

3.1 Atmosfæremodellar

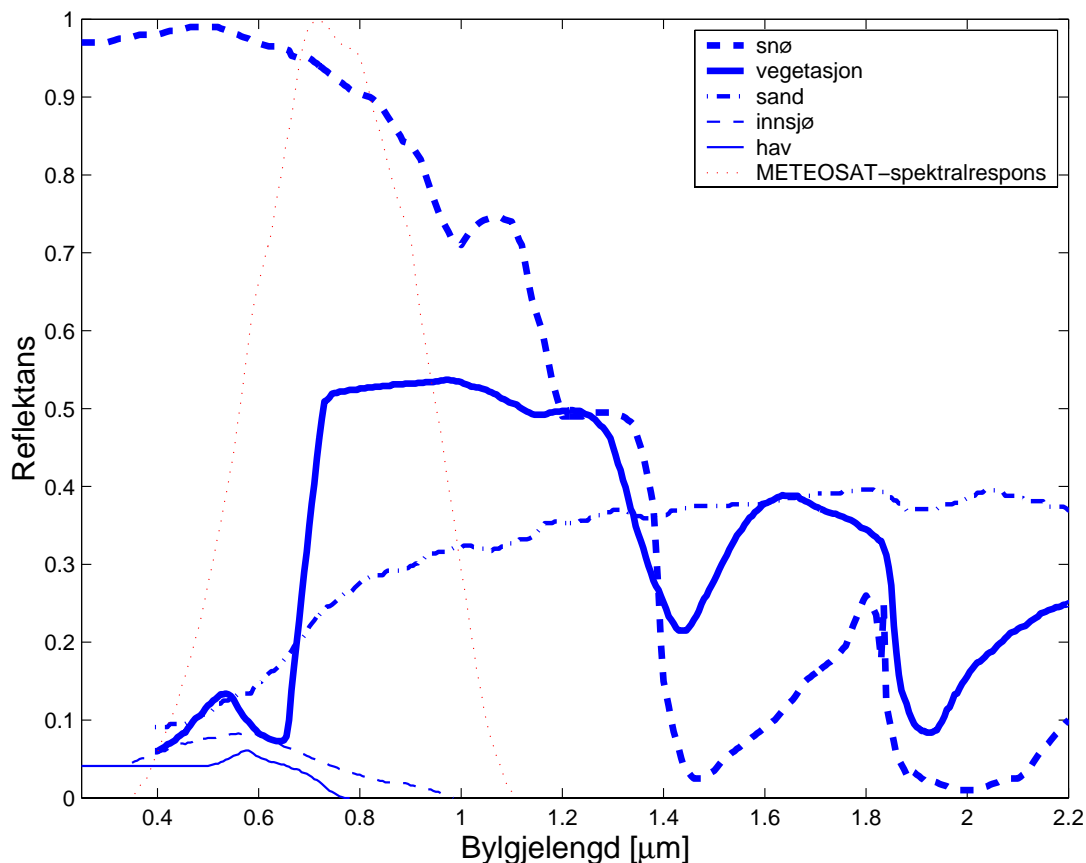
SBDART inneheld seks atmosfæremodellar som representerer ulike klimatiske tilhøve. Kvar atmosfæremodell inneheld standardprofilar av trykk, temperatur, vassdamp og ozon. Av desse er det vassdamp og ozon som har mest å seia for strålingstransporten. Den totale mengda av vassdamp og ozon i kvar modell er gjeve i tabell 3.1. Ein ser at det er mest vassdamp i atmosfæra nærast ekvator, og at det er meir vassdamp om sommaren enn om vinteren. Med ozon er det motsatt; minst ozon nærast ekvator, og meir ozon om vinteren enn om sommaren. Ein ser også at meir enn 90% av ozonet finst i stratosfæra (over 10 km). Konsentrasjonen av andre sporgassar som karbondioksyd og metan utgjer ein bestemt fraksjon av den totale partikkeltettleiken. Denne fraksjonen kan bestemmast av brukaren.

Tabell 3.1: *Dei seks atmosfæremodellane i SBDART med tilhøyrande mengd vassdamp og ozon. Ozonmengda er gjeve i Dobson-einingar (DU).*

Atmosfæremodell	Vassdamp [g/cm ²]	Ozon [DU]	
		Totalt	Under 10 km
Tropical	4.117	253	21.6
Midlatitude summer	2.924	324	32.5
Midlatitude winter	0.854	403	33.6
Subarctic summer	2.085	350	34.6
Subarctic winter	0.418	486	34.0
US62	1.418	349	25.2

3.2 Bakkealbedo

Figur 3.1 syner den spektrale reflektansen til dei fem bakkemodellane i SBDART. Brukaren kan også velja ein konstant reflektans for alle bylgjelengder, eller kombinera dei eksisterande modellane ved å spesifisera ein fraksjon av kvar av dei. Diverre har SBDART kun Lambert-flater; det vil seia at refleksjonen er isotrop - uavhengig av både innfallsvinkel og utfallsvinkel. Denne tilnærminga er generelt ganske god, med unntak av vatn, der ein gjerne får spegling om det ikkje er for mykje bylgjer. Den totale albedo for ein bakkemodell er avhengig av spektralfordelinga av den innkomande strålinga og kva for filter ein eventuelt nyttar. Tabell 3.2 syner albedo for dei 5 bakkemodellane i SBDART med tre ulike filter: monokromatisk $0.55\mu\text{m}$, METEOSAT-VIS filteret (innteikna på figur 3.1) og eit flatt filter frå $0.25 - 4\mu\text{m}$. Ved berekning av desse albedoane har eg nytta standardinnstillingane i SBDART (sjå nedanfor) og satt sola i senit. Ved eit høve med METEOSAT-VIS filteret har eg satt sola lågt i horisonten ($\theta = 85^\circ$) for å få ei anna spektralfordeling på den innkomande strålinga. Ein ser at effekten av dette er moderat.



Figur 3.1: Spektral reflektans for dei fem bakkemodellane i SBDART. Responsfunksjonen til den synlege sensoren til METEOSAT er innteikna som referanse.

Tabell 3.2: *Albedo for dei 5 bakkemodellane i SBDART med tre ulike filter: monokromatisk 0.55 μm , METEOSAT-VIS filteret (innnteikna på figur 3.1) og eit flatt filter frå 0.25-4 μm . Ved berekningane er det nytta atmosfæremodellen 'Subarctic summer' og ingen aerosolar i atmosfæra. Sola er satt i senit, med unntak av eit høve der sola er satt lågt i horisonten ($\theta = 85^\circ$) for å få ei anna spektralfordeling av den innkomande strålinga.*

Albedomodell	0.55 μm	M-VIS	M-VIS, $\theta = 85^\circ$	0.25-4 μm
Snø	0.982	0.928	0.923	0.826
Vegetasjon	0.131	0.315	0.344	0.271
Sand	0.128	0.211	0.221	0.207
Innsjø	0.082	0.051	0.048	0.042
Hav	0.054	0.025	0.021	0.025

3.3 Aerosolar

SBDART har fire aerosolmodellar for det planetære grenselaget (rurale, urbane, marine og troposfæriske bakgrunnsaerosolar) og fire aerosolmodellar for den øvre atmosfæra (nye og gamle vulkaniske aerosolar, meteoriske aerosolar og stratosfæriske bakgrunnsaerosolar). Disse modellane skil seg frå kvarandre ved korleis spreiningseffektivitet, single-scattering albedo og assymmetrifaktor varierer med bylgjelengda. I tillegg til å velgja aerosolmodell kan brukaren spesifisera optisk tjukkeleik grunna aerosolane for bylgjelengda 0.55 μm . Denne er førehandsinnstilt i SBDART til 0.257 for alle aerosolmodellar. Kor stor del av ekstinksjonen som skuldast spreining og kor stor del som skuldast absorpsjon vil variera mellom dei ulike modellane. Tabell 3.3 syner optisk tjukkeleik for dei fire grenselagsmodellane med METEOSAT-VIS filteret og med eit flatt filter frå 0.25-4 μm .

Tabell 3.3: *Spektralt vekta optisk tjukkeleik for dei fire troposfæriske aerosolmodellane i SBDART med to ulike filter: filteret til den synlege sensoren til METEOSAT og eit flatt filter frå 0.25-4 μm . Optisk tjukkeleik for bylgjelengda 0.55 μm er satt til 0.257 (førehandsinnstilling i SBDART). Verdiane er utrekna med formelen $\delta = \ln \frac{G_U}{G_M}$ der G_U og G_M er simulert direktestråling ved bakken høvesvis utan og med aerosolar. Ved simuleringane var sola plassert i senit.*

Aerosolmodell	METEOSAT-VIS	0.25-4 μm
Rurale	0.196	0.190
Urbane	0.200	0.194
Marine	0.241	0.236
Bakgrunnsaerosolar	0.187	0.181

3.4 Skyer

I SBDART kan ein spesifisera skylag ved type, høgde, vertikal utstrekning, optisk tjukkeleik og effektiv radius på skydropar eller ispartiklar. SBDART har to skytypar: stratus med sfæriske vassdropar og cirrus med sfæriske ispartiklar. Vassdropane kan ha ein effektiv radius mellom 2 og 128 μm , medan ispartiklar i cirrus-skyer har fast effektiv radius på 106 μm . Effektiv radius er definert ved likninga:

$$r_e = \frac{\int_0^\infty r^3 N(r) dr}{\int_0^\infty r^2 N(r) dr} \quad (3.1)$$

der $N(r)$ er fordelinga av dropar med radius r . Med denne definisjonen av r_e er samla dråpevolum V og samla tverrsnittsareal A knytt saman ved at:

$$V = A \frac{4r_e}{3} \quad (3.2)$$

Optisk tjukkeleik kan spesifiserast for begge skytypane for bylgjelengda 0.55 μm . Optisk tjukkeleik for andre bylgjelengder vert deretter utrekna frå tabellar som er inkludert i SBDART. SBDART har ikkje brote skydekke, dvs. at skyer har uendeleg horisontal utstrekning og eigenskapar som kun varierer med høgda.

3.5 Køyning av modellen

SBDART kan køyrast over internett (arm.mrcsb.com/sbdart), eller ein kan lasta ned programmet frå same webside. Dersom ein lastar ned SBDART får ein mykje større fridom til å endra parametrar, samt at ein kan nytta t.d. shell-skript til å variera parametrar og køyra programmet automatisk. SBDART inneheld fornuftige førehandsinnstillingar av alle parametrar, så ein treng berre spesifisera det ein eventuelt vil endra på. Tabell 3.4 syner nokre av desse førehandsinnstillingane. I denne oppgåva er desse innstillingane nytta der ikkje anna er nemnt.

Tabell 3.4: Nokre av førehandsinnstillingane i den nedlastbare versjonen av SBDART. Ozon og vassdamp er inkludert i atmosfæremodellen (sjå tabell 3.1).

Atmosfæretype	Subarctic summer
Bakke type	Vegetasjon
Aerosol type	Rurale
Aerosol optisk tjukkeleik (0.55 μm)	0.257
CO ₂ innhald (karbondioksyd)	360 ppm
CH ₄ innhald (metan)	1.74 ppm
N ₂ O innhald (lystgass)	0.32 ppm
Effektiv radius for skydropar (stratus)	8 μm
Effektiv radius for ispartiklar (cirrus)	106 μm

Når ein lastar ned SBDART får ein FORTRAN-koden som ein sjølv må kompilera til eit køyrbart program. Dette vart gjort då eg byrja arbeidet med denne oppgåva. Det var også vedlagt nokre filer med data som var berekna av SBDART på førehand. Desse kan ein nytta til å kontrollera at SBDART reknar rett på det data-anlegget ein jobbar på. Dette vart også gjort, og resultatata var identiske. Men etter ei stund byrja eg å gjera simuleringar med skydekke. Det synte seg då straks at SBDART då gav urimelege resultat. Etter ei tid med feilsøking i sjølve FORTRAN-koden fann eg ut at nokre variablar endra storleik når dei vart 'frakta ut' av nokre under-rutiner. Det synte seg at ein måtte kompilera programmet med opsjonen '-static' for at ikkje dette skulle henda. Då eg kontakta gruppa som har laga SBDART, fekk eg som svar at '-static' var dafault-opsjon i deira kompilator, og dei hadde difor ikkje tenkt på å nemna dette i brukar-rettleinga.

3.6 Dekomponering av reflektert stråling i primær- og multippelkomponent

I SBDART kan ein diverre ikkje skilja mellom stråling som har vore spreidd ei gong (primærspreiing) og stråling som har vore spreidd fleire gonger (multippelspreiing). Men det finst ein enkel formel for primærspreiing frå ei planparallelle ikkje-absorberande atmosfære (Paltridge & Platt 1976):

$$N = I_0 \cdot \frac{P(\psi)}{4\pi} \frac{\cos \theta}{\cos \phi + \cos \theta} \left[1 - \exp \left(-\delta \left(\frac{1}{\cos \phi} + \frac{1}{\cos \theta} \right) \right) \right] \quad (3.3)$$

der I_0 er innkomande spektral irradians på eit plan vinkelrett til stråleretninga ved toppen av atmosfæra, $P(\psi)$ er fasefunksjonen til det spreiane mediet, ψ er spreivinkelen eller ko-spreivinkelen, θ er senitvinkelen til sola, ϕ er senitvinkelen til den utgåande strålinga (senitvinkelen mot ein eventuell satellitt) og δ er den vertikale optiske tjukkeleiken grunna spreinga. For synleg ljøs er det Rayleigh-spreiing som dominerer i ei skyfri atmosfære - fasefunksjonen er då $P_R(\psi) = \frac{3}{4}(1 + \cos^2 \psi)$. Den optiske tjukkeleiken for heile atmosfæra varierer sterkt med bylgjelengda; eit uttrykk for $\delta_{R\lambda}$ frå Paltridge & Platt (1976) er:

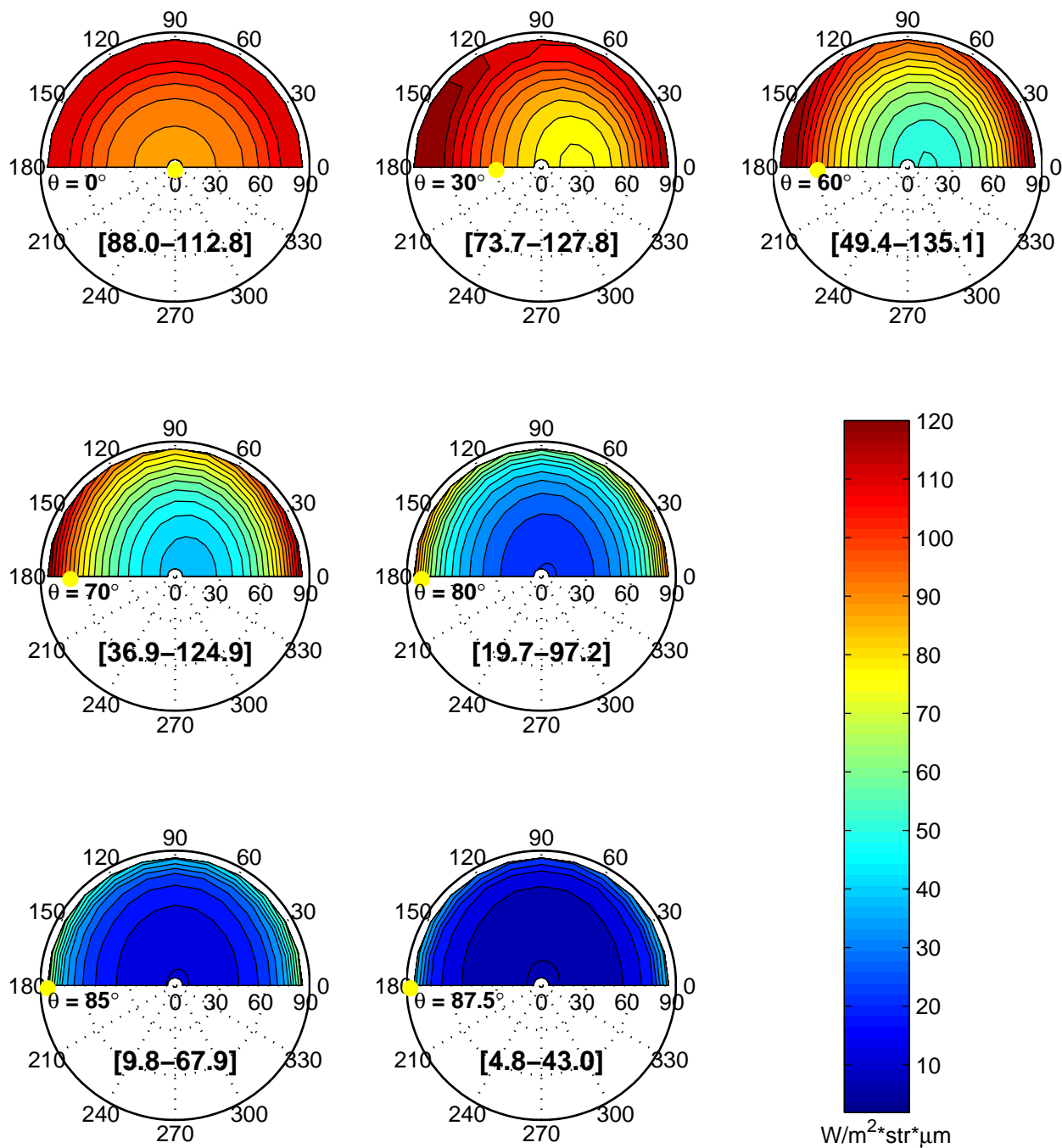
$$\delta_{R\lambda} = \left(\frac{\lambda}{\lambda_0} \right)^{-4.05} \quad (3.4)$$

der λ_0 er $0.3115 \mu\text{m}$.

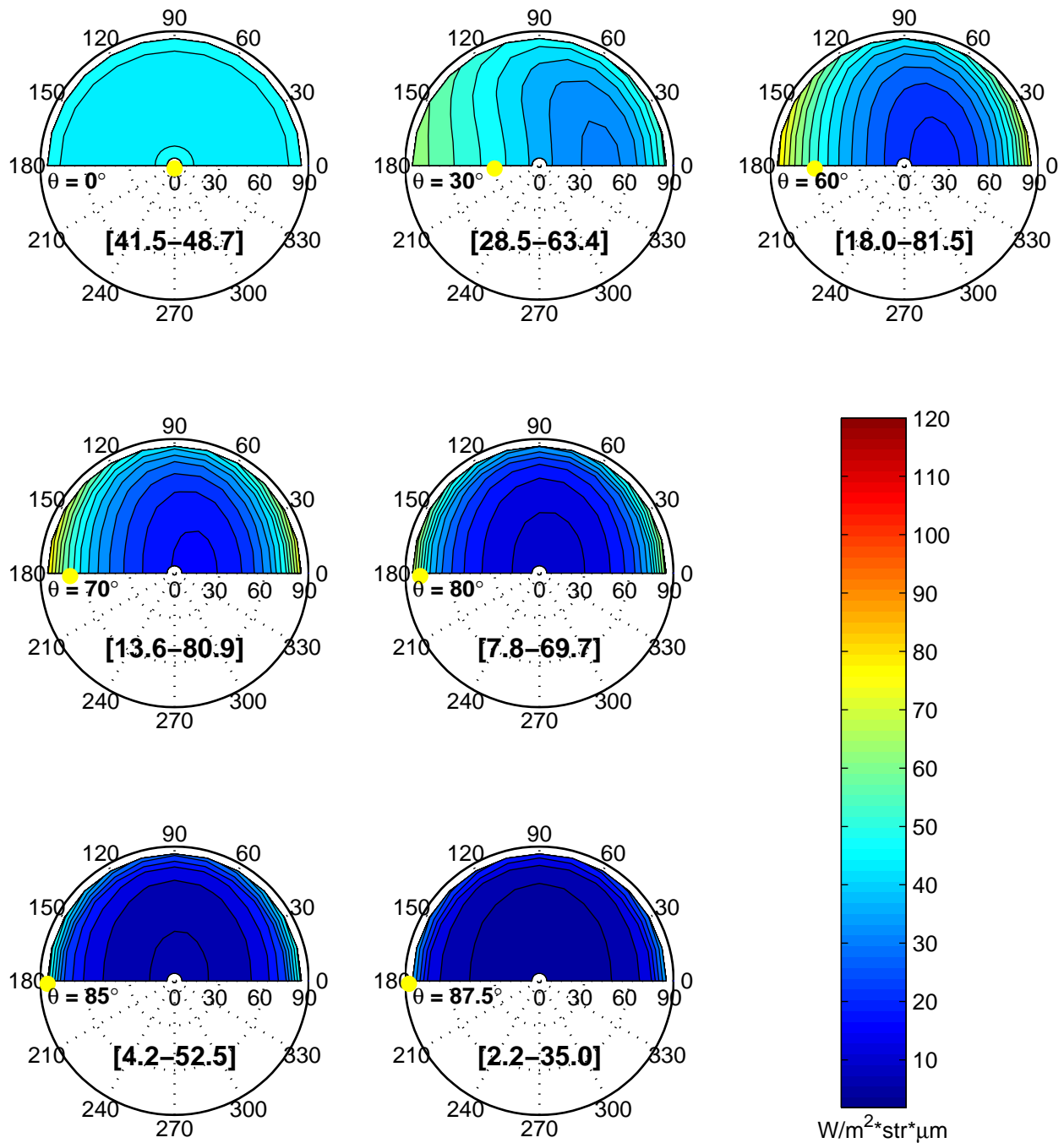
Når den optiske tjukkeleiken er liten er reflektert stråling ved toppen av atmosfæra hovudsakleg primærspreiing. Eg har gjort simuleringar som syner at for $\lambda = 1\mu\text{m}$

($\delta_{R\lambda} = 0.009$) er avviket mellom reflektert radians gjeve ved SBDART (utan aerosolar og absorberande gassar og med bakkealbudo lik 0) og ved formel 3.3 mindre enn 2 % for alle geometriske konfigurasjonar sol-bakke-”satellitt”.

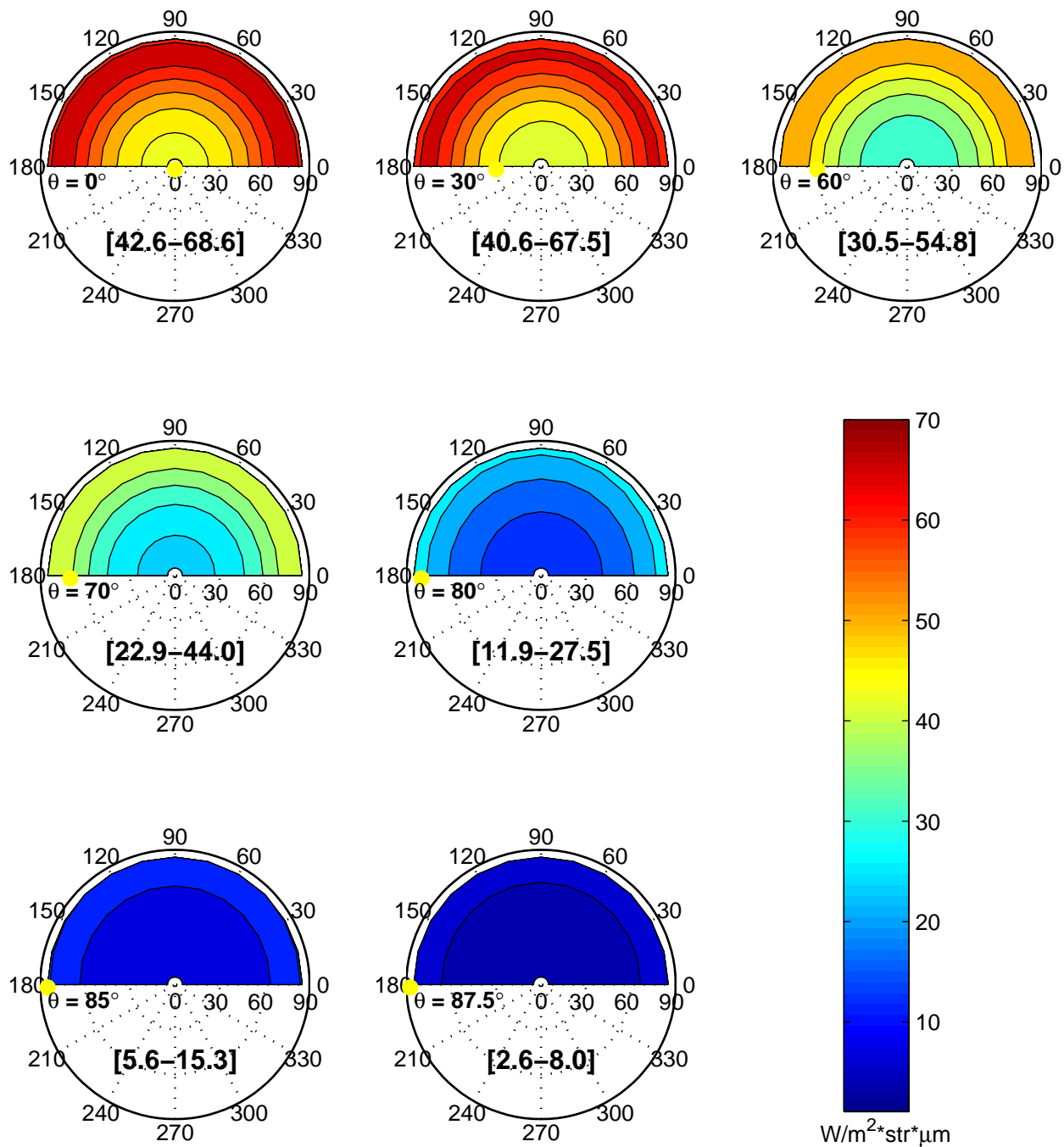
Reflektert radians simulert med SBDART inkluderer spreing av alle ordenar. Ved å trekkja primærspreiinga gjeve ved likning 3.3 frå SBDART-verdiane, sit ein att med effekten av multippelspreiinga. Eg har sett på denne differansen for nokre diskrete bylgjelengder. Reflektert radians ved toppen av atmosfæra simulert med SBDART for $\lambda = 0.3115\mu m$ ($\delta_{R\lambda} = 1$) er synt på figur 3.2. Figur 3.3 syner reflektert primærspreiing gjeve ved likning 3.3 for same bylgjelengda. Differansen, dvs. effekten av multippelspreiinga, er plotta på figur 3.4. Ein ser at multippelspreiinga er nesten 100% symmetrisk om senit. Det er altså ikkje råd frå fordelinga av multippelspreidd stråling å seia kvar sola står. Figur 3.5 og 3.6 syner kor stor prosentdel av den reflekterte radiansen som er primærspreiing. Ein ser at dette er mellom 35 og 82 prosent for $\lambda = 0.3115 \mu m$ der den optiske tjukkeleiken er 1, og mellom 80 og 94 prosent for $\lambda = 0.55 \mu m$ der den optiske tjukkeleiken er 0.1. I det spektralintervallet METEOSAT måler (figur 2.5) vil altså storparten av den målte strålinga vera spreidd kun ei gong i atmosfæra (ved fråvere av skyer og aerosolar).



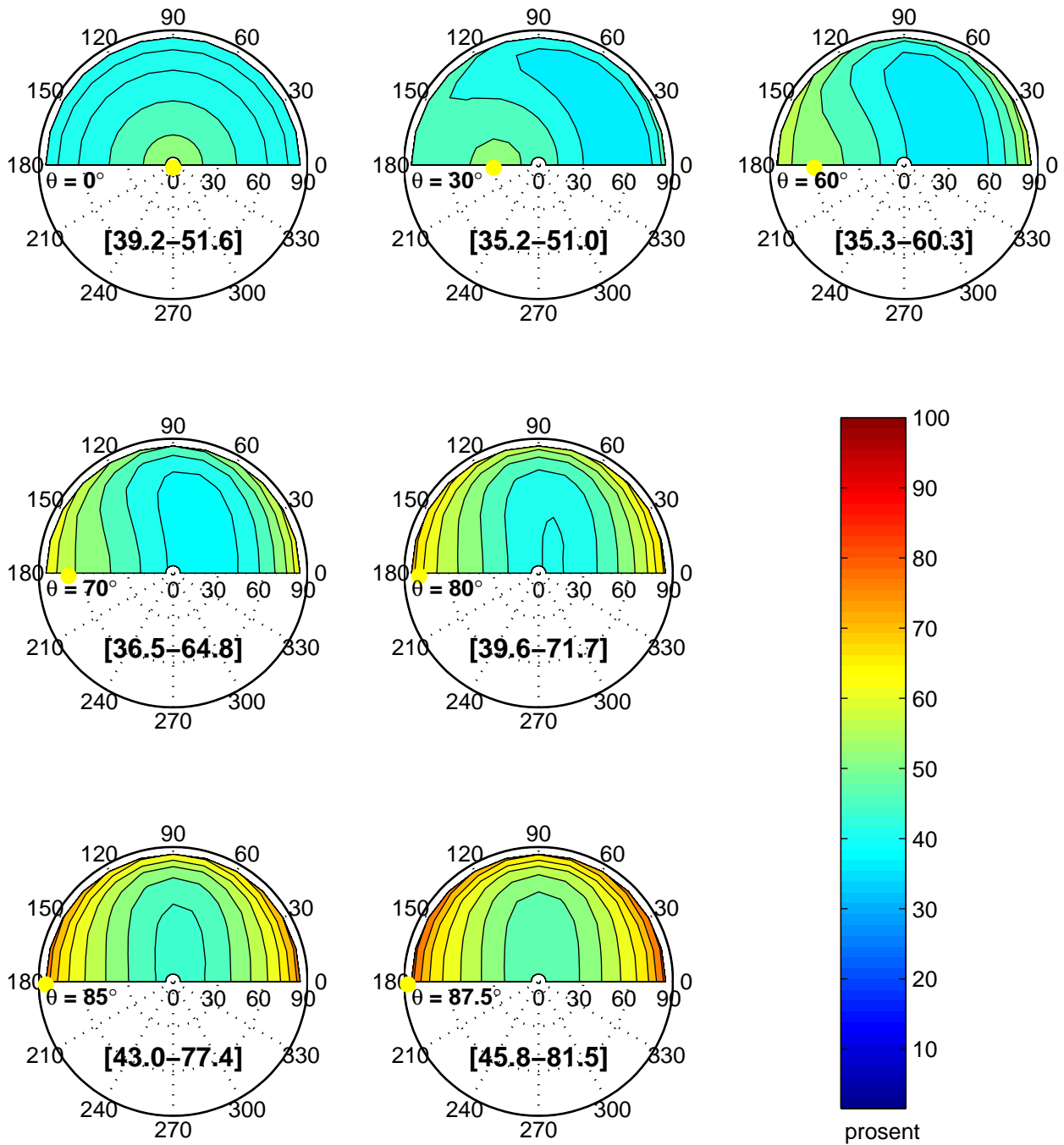
Figur 3.2: Reflektert monokromatisk radian ($\lambda = 0.3115 \mu\text{m}$) frå atmosfæra for 7 ulike solhøgder, simulert med SBDART. Posisjonen til sola er indikert med ei gul skive. På grunn av symmetri er halve halvsfæra erstatta med aksekrossen som syner asimut- og senitvinklar. På kvar underfigur er det indikert kva intervall datasettet spenner over. Ved simuleringane er vassdamp, ozon og aerosolar fjerna frå atmosfæra og bakkealbedoen er satt lik 0.



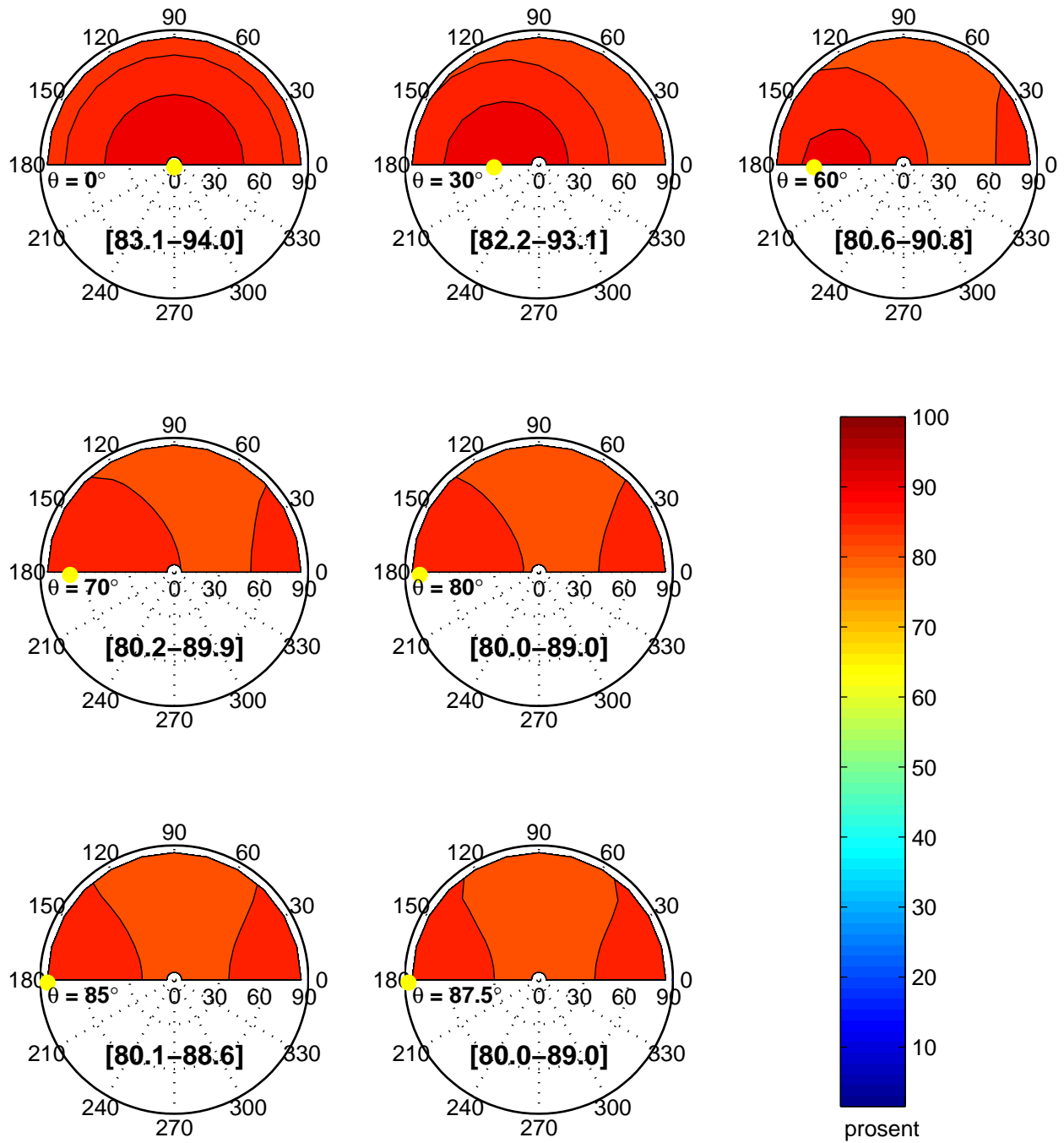
Figur 3.3: Primærspredd stråling frå ei rein Rayleigh-atmosfære gjeve ved likning 3.3 for bylgjelengda $\lambda = 0.3115 \mu m$.



Figur 3.4: Figuren syner effekten av multippelspreiing i ei Rayleigh-atmosfære uttrykt som differansen mellom total reflektert radians simulert med SBDART (figur 3.2) og reflektert primerspreiing frå likning 3.3 (figur 3.3). Radiansane er monokromatiske for bylgjelengda $\lambda = 0.3115 \mu m$.



Figur 3.5: Figuren viser kor stor prosentdel av den reflekterte radiansen for bylgjelengda $\lambda = 0.3115 \mu\text{m}$ som er primærspreiing. Utrekna med formelen $100 \cdot \left[\frac{\text{primærspreiing}}{\text{primærspreiing} + \text{multippelspreiing}} \right]$, der primærspreiing er gjeve ved likning 3.3 (figur 3.3) og primærspreiing + multippelspreiing er simulert med SBDART (figur 3.2).



Figur 3.6: Same som figur 3.5, men for bylgjelengda $\lambda = 0.55 \mu\text{m}$.

4 Resultat

4.1 Modifisering av uttrykk for attendespreiing frå atmosfæra

Når ein skal finna den relative reflektiviteten i Heliosat-metoden, må ein trekkja i frå bidraget som atmosfæra gjev til den reflekterte radiansen. Hammer m.fl. (1997) fann eit halv-empirisk uttrykk for dette bidraget (likning 2.7):

$$C_{atm} = f_1(\psi)f_2(\phi)f_3(\theta) = (1 + \cos^2 \psi) \frac{-0.55 + 25.2 \cos \theta - 38.3 \cos^2 \theta + 17.7 \cos^3 \theta}{\cos^{0.78} \phi}$$

ved å sjå på METEOSAT-målingar frå pikslar over hav. Her er ψ ko-spreiingsvinkelen, θ er solsenitvinkelen og ϕ er satellitsenitvinkelen (figur 2.6). Sjølv om hav har låg albedo var refleksjon frå havoverflata med som ei feilkjelde når dei fann dette uttrykket. Med SBDART har ein ikkje denne feilkjelda, av di ein der kan velja bakkealbedoen lik 0. Med SBDART er det også lett å variera vinklane ψ , θ og ϕ , slik at ein kan få testa likning 2.7 for alle moglege konfigurasjonar bakke-sol-satellitt.

I det fylgjande vil eg sjå på kor godt likning 2.7 stemmer med SBDART-simuleringar frå skyfrie situasjonar over hav, dinest vil eg tilpassa eit nytt uttrykk for C_{atm} til SBDART-simuleringar med bakkealbedoen satt lik 0. Men fyrst lyt eg finna eit høvetalet mellom METEOSAT-teljingar og radians.

4.1.1 Omrekning frå radians til METEOSAT-teljingar

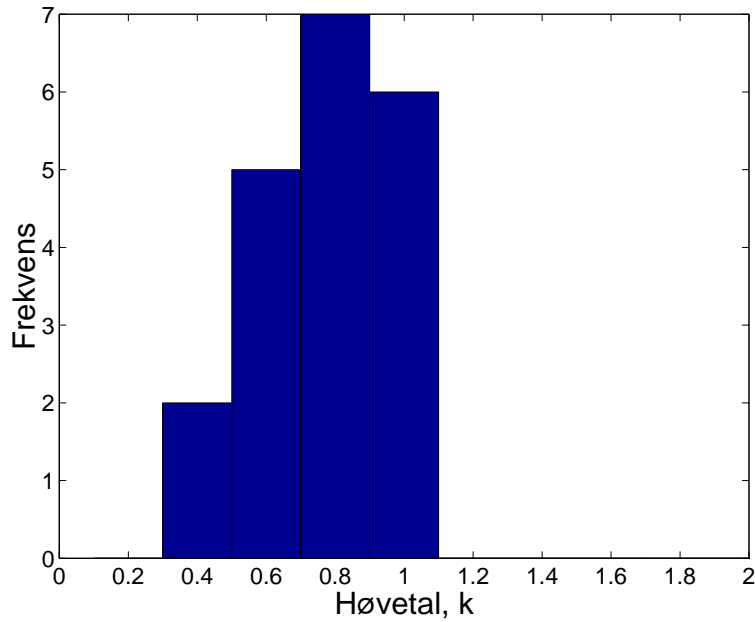
For å rekna om frå radians til METEOSAT-teljingar har eg sett på høvetalet:

$$k = \frac{R_{SBDART}(\psi, \phi, \theta)}{C_{atm}(\psi, \phi, \theta)} \quad (4.1)$$

der R_{SBDART} er SBDART-simuleringar med ein albedomodell for hav og 'subarctic summer' atmosfære med marine aerosolar, og C_{atm} er gjeve ved likning 2.7. Vinklane ψ , ϕ og θ er heldne innafor området $\psi \in [25^\circ, 100^\circ]$, $\phi < 75^\circ$ og $\theta \in [37^\circ, 53^\circ]$ sidan det er her likning 2.7 er best tilpassa (Hammer m.fl. 1997). Fordelinga av k er gjeve på figur 4.1. Spreiinga kan skuldast at dei atmosfæriske tilhøva ved målingane ikkje samsvarar med innstillingane i SBDART. Eg har i det fylgjande nytta middelverdien $\langle k \rangle = 0.79 \left[\frac{W}{m^2 \cdot str \cdot teljingar} \right]$ for å rekna om frå radians til METEOSAT-teljingar. Kor kritisk valet av $\langle k \rangle$ er vil eg koma attende til.

4.1.2 Test av likning 2.7 mot SBDART-simuleringar

For å sjå kor godt likning 2.7 stemmer med SBDART-simuleringar, har eg gjort modellkøyringar med hav som underlag, 'subarctic summer' atmosfære med marine aerosolar og fylgjande geometriske konfigurasjonar: $\psi \in [0^\circ, 30^\circ, 60^\circ, 90^\circ, 120^\circ, 150^\circ]$, θ og $\phi \in$

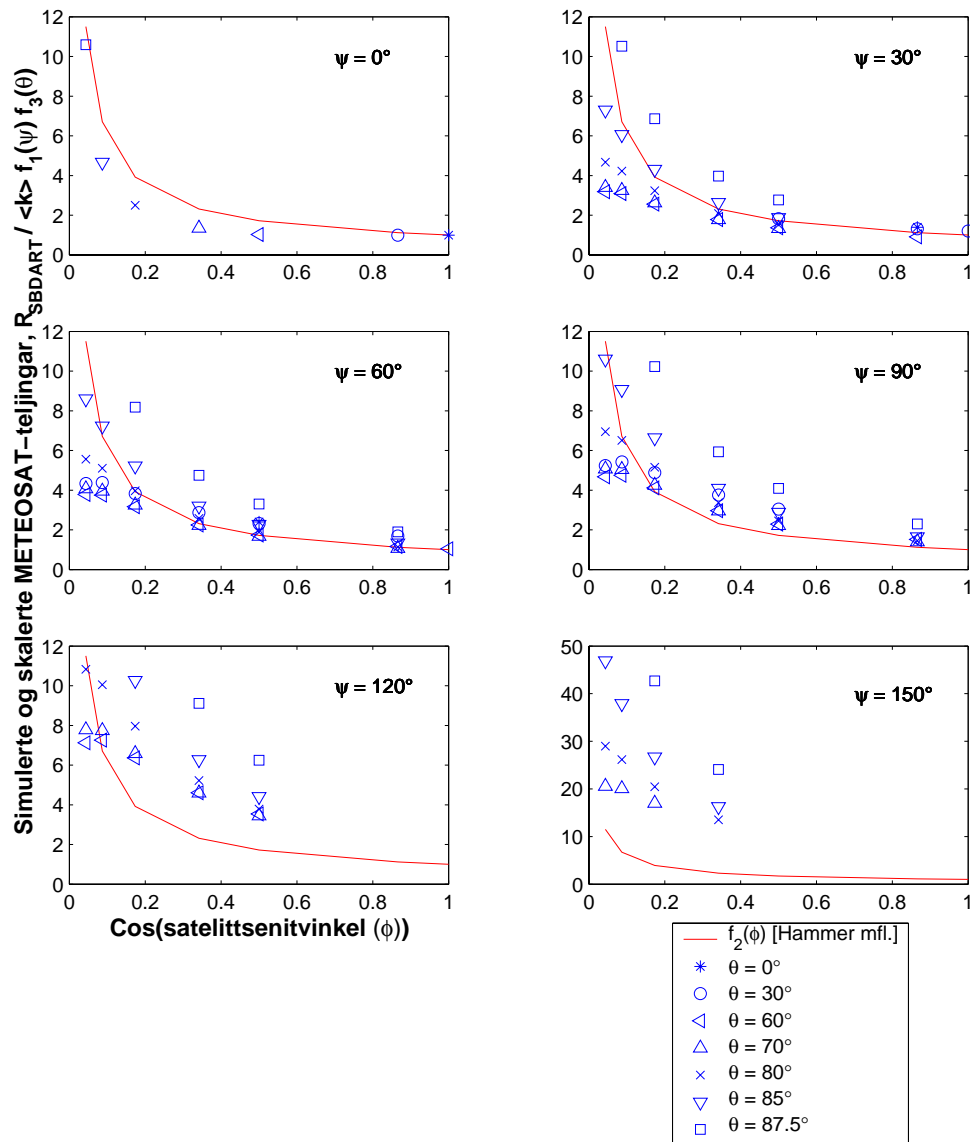


Figur 4.1: Histogram over k gjeve ved likning 4.1. Middelerdien $\langle k \rangle = 0.79 \left[\frac{W}{m^2 \cdot \text{str} \cdot \text{teljingar}} \right]$ vert nytta for å rekna om frå radiansar til METEOSAT-teljingar.

$[0^\circ, 30^\circ, 60^\circ, 70^\circ, 80^\circ, 85^\circ, 87.5^\circ]$. Av 294 moglege kombinasjonar av desse vinklane er mange geometrisk umogelege (t.d. $\phi = 30^\circ, \theta = 30^\circ$ og $\psi = 90^\circ$), så totalt har eg simulert reflektert radians for 150 ulike konfigurasjonar. Figur 4.2 syner resultatata frå desse køyringane plotta mot cosinus til satellittsenitvinkelen ϕ . Verdiane er omgjorde frå radians til METEOSAT-teljingar ved å dividera med $\langle k \rangle = 0.79$, og dividert med $f_1(\psi)f_3(\theta)$ frå likning 2.7, slik at eg kan samanlikna resultatata med $f_2(\phi)$:

$$f_2(\phi) = \frac{\text{radians}}{\langle k \rangle f_1(\psi)f_3(\theta)} \quad (4.2)$$

Ein ser frå figur 4.2 at SBDART gjev høgare verdier for framoverspreiing ($\psi = 120^\circ, 150^\circ$). Dette er ikkje uventa då faktoren $f_1(\psi) = 1 + \cos^2\psi$ er korrekt for ei ideell Rayleigh-atmosfære, men ikkje tek omsyn til aerosolar som gjev sterk framoverspreiing. Ein ser også at SBDART gjev mindre attendespreiing for satellittsenitvinkel over 80° ($\cos \phi < 0.17$). Likning 2.7 er tilpassa måledata der satellittsenitvinkel er mindre enn 75° , og uttrykket divergerer når ϕ vert 90° . SBDART-simuleringane tyder på at interpolering for satellitt lågare enn 75° gjev for høge verdier. Når sola ligg svært lågt ($\theta = 87.5^\circ$) gjev óg SBDART meir attendespreiing enn likning 2.7. Men det er her viktig å ha i hug at SBDART kun nyttar sfærisk geometri på direktestrålinga; difor må ein ta resultat ved 'ekstremvinklar' med ei klype salt.



Figur 4.2: Reflektert radians frå atmosfære og havoverflate simulert med SBDART (data-punkt), og gjeve ved likning 2.7 (heiltrekt kurve). Radiansar frå simuleringane er omrekna til METEOSAT-teljingar ved å dividera med $\langle k \rangle = 0.79 \left[\frac{W}{m^2 \cdot str \cdot teljingar} \right]$. Dinest er verdiane dividerte med $f_1(\psi)f_3(\theta)$ slik at dei kan samanliknast med $f_2(\phi)$.

4.1.3 Eit uttrykk for C_{atm} tilpassa SBDART-simuleringar

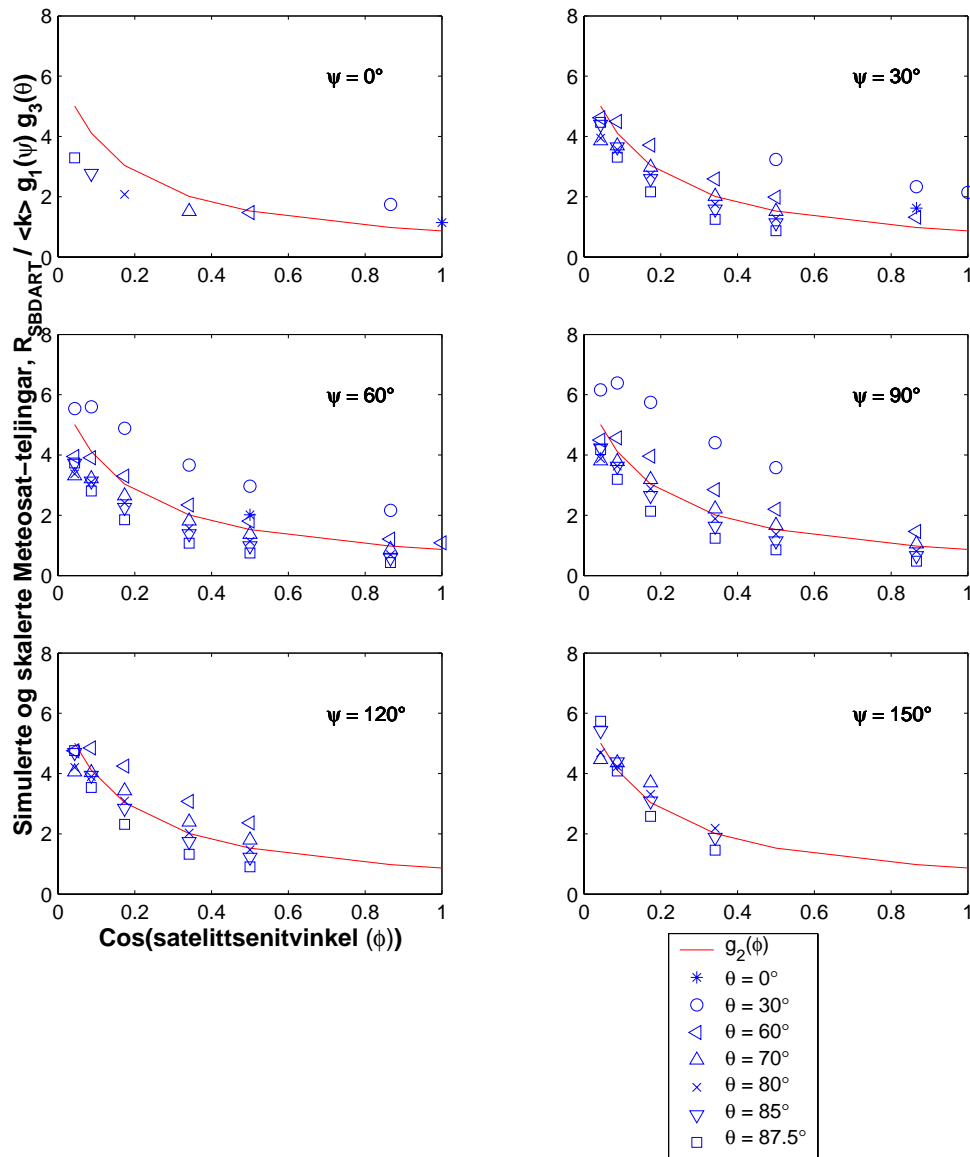
For å finna eit uttrykk for C_{atm} tilpassa SBDART simuleringar har eg nytta same metode som Hammer m.fl. (1997) (sjå avsnitt 2.3.1) på data frå simuleringar med SBDART. Eg har då satt bakkealbedoen lik 0. Som ei 'representativ' atmosfære for Nord-Europa har eg nytta 'subarctic summer' atmosfæremodell med rurale aerosolar.

Etter litt prøving og feiling fann eg ut at eg måtte ha eit fjerdegradspolynom i $\cos \psi$ for å fanga opp effekten av kraftig framoverspreiing. Eg nytta tredjegrads polynom i $\cos \theta$ for å få ei meir nøyaktig tilpassing, og prøvde med $A \cos \phi + B$ i staden for $A \cos^B \phi$ under brøkstreken for at uttrykket ikkje skulle divergera når ϕ nærmar seg 90° . For å få ei betre tilpassing til datasettet gjorde eg ei endring i høve til metoden til Hammer m.fl. (1997); Etter å ha funne $g_1(\psi)$, $g_2(\phi)$ og $g_3(\theta)$ gjentok eg prosedyra, slik at datasettet kan normaliserast med dei nye formlane. Etter å ha gjenteke dette 30 gonger konvergente det heile mot fylgjande uttrykk for attendespreiinga frå atmosfæra:

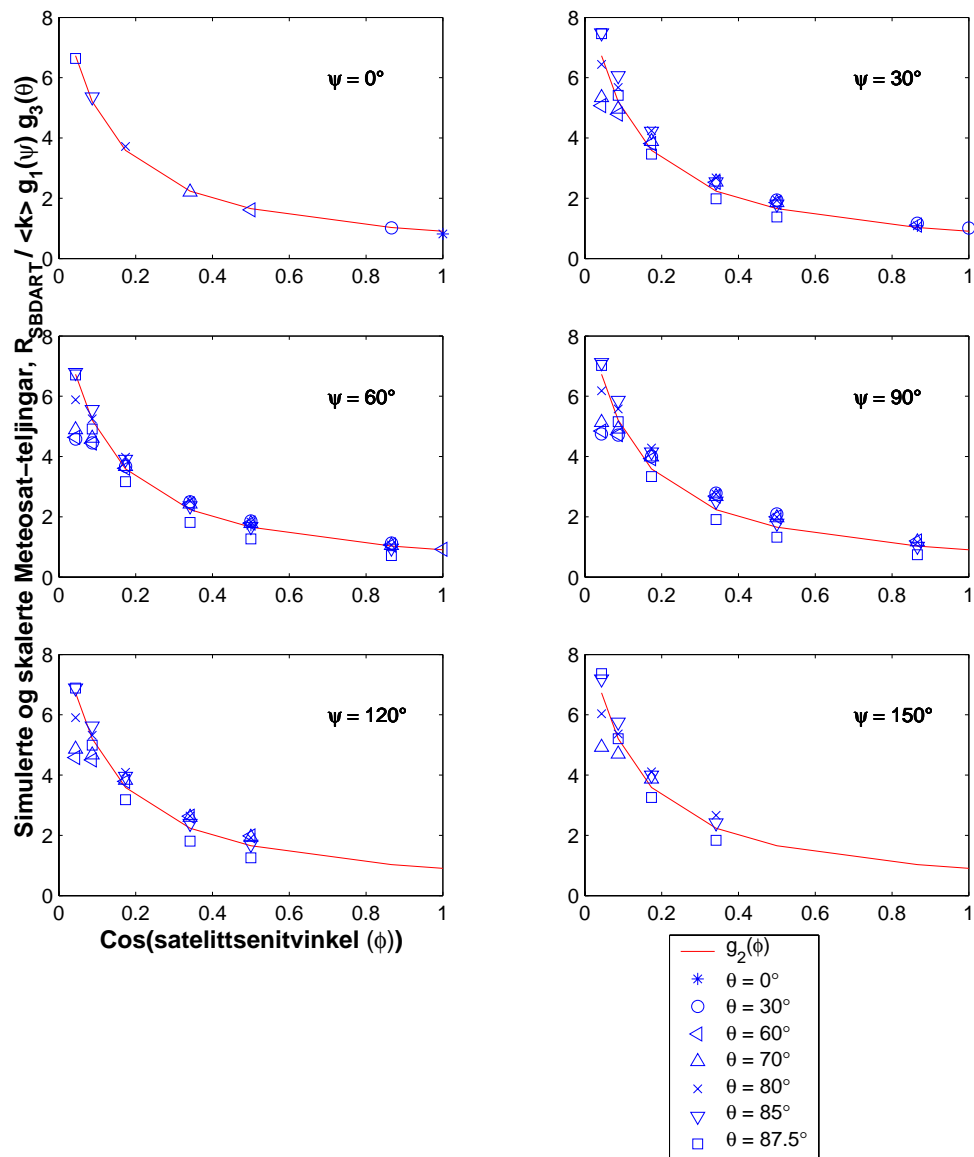
$$C_{atm} = g_1(\psi)g_2(\phi)g_3(\theta) = [\cos^4 \psi - 1.26 \cos^3 \psi + 0.38 \cos^2 \psi - 0.04 \cos \psi + 0.41] \cdot \frac{(38.7 \cos^3 \theta - 76.6 \cos^2 \theta + 48.8 \cos \theta + 1.94)}{\cos \phi + 0.105} \quad (4.3)$$

Figur 4.3 syner SBDART-simuleringane plotta saman med formeltilpassinga etter berre ein iterasjon. Figur 4.4 syner resultata plotta saman med den endelege tilpassinga (likning 4.3) etter 30 iterasjonar. Dimensjonslaus kvadratrotfeil mellom datasettet og tilpassingane er høvesvis 0.38 og 0.14 for dei to figurane. Figur 4.5 og 4.6 syner spreingsdiagram der SBDART-simuleringane er plotta mot C_{atm} gjeve ved høvesvis likning 2.7 og likning 4.3. Figur 4.5 har med alle datapunkta, medan figur 4.6 berre har med datapunkt frå området der uttrykket til Hammer m.fl. (1997) er tilpassa ($\psi \in [25^\circ, 100^\circ]$ og $\phi < 75^\circ$). Tilsvarande spreingsdiagram der det vart nytta SBDART-simuleringar med hav som bakketype syner berre små skilnadar frå figur 4.5 og 4.6. Dette skuldast at hav har låg albedo (tabell 3.2) og var ei lita feilkjelde. Årsaka til den store spreinga på figur 4.5 skuldast altså fyrst og fremst ekstrapolering utanfor området likning 2.7 er tilpassa til, samt at tilpassingsmetoden var svært enkel. Ein del av spreinga skuldast også at dei atmosfæriske tilhøva ved SBDART-simuleringane var konstante, medan dei var variable for målingane som likninga til Hammer m.fl. (1997) er tilpassa til.

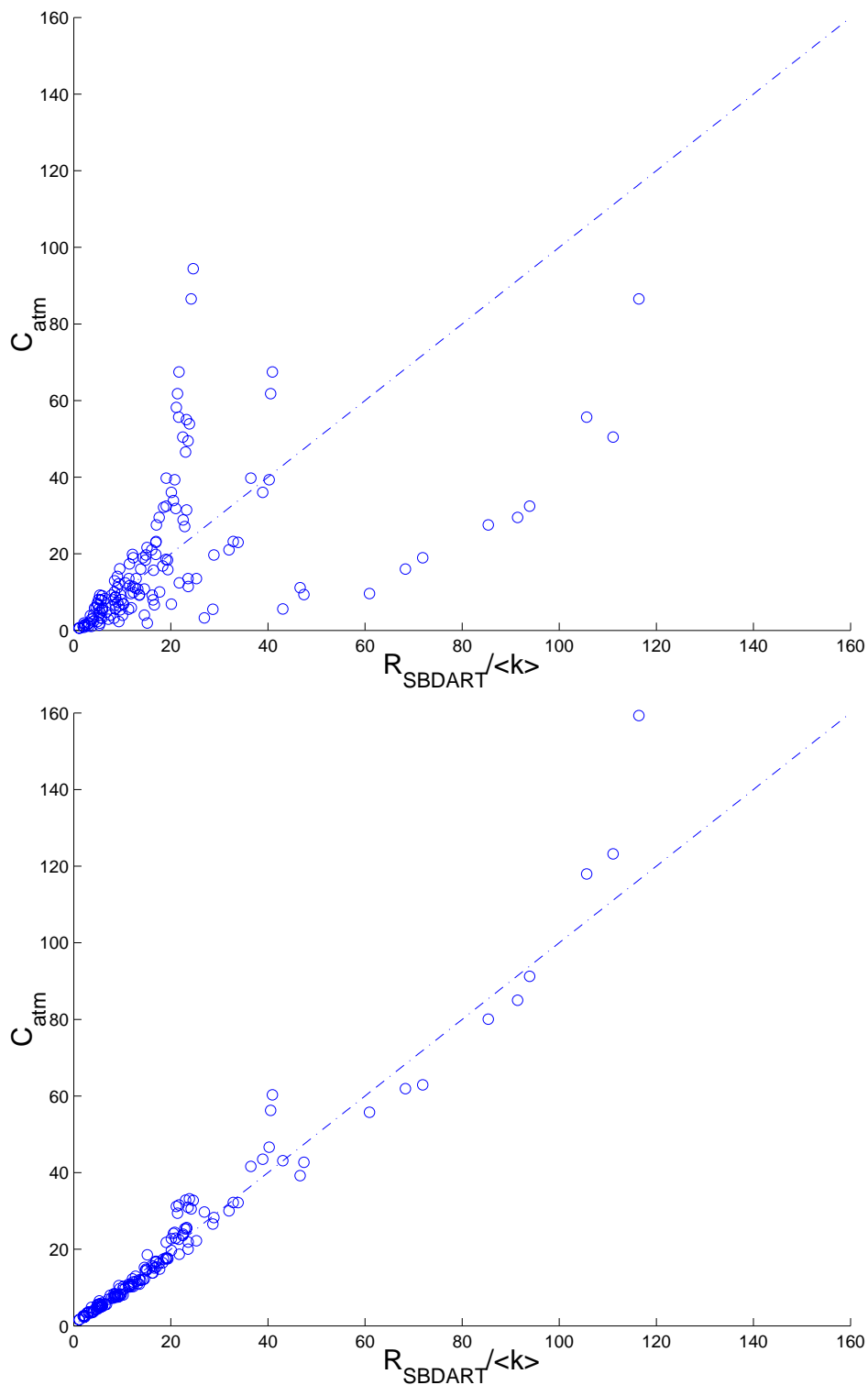
Høvetalet $\langle k \rangle$ inngår i likning 4.3 som ein konstant faktor, og påverkar ikkje forma på funksjonane. Difor kan likninga eventuelt kalibrerast mot satellittmålingar. Ved SBDART-simuleringane vart radiansane spektralt vekta med responsfunksjonen til METEOSAT, så uttrykket vil ikkje vera korrekt for andre satellittar, sjølv med kalibrering.



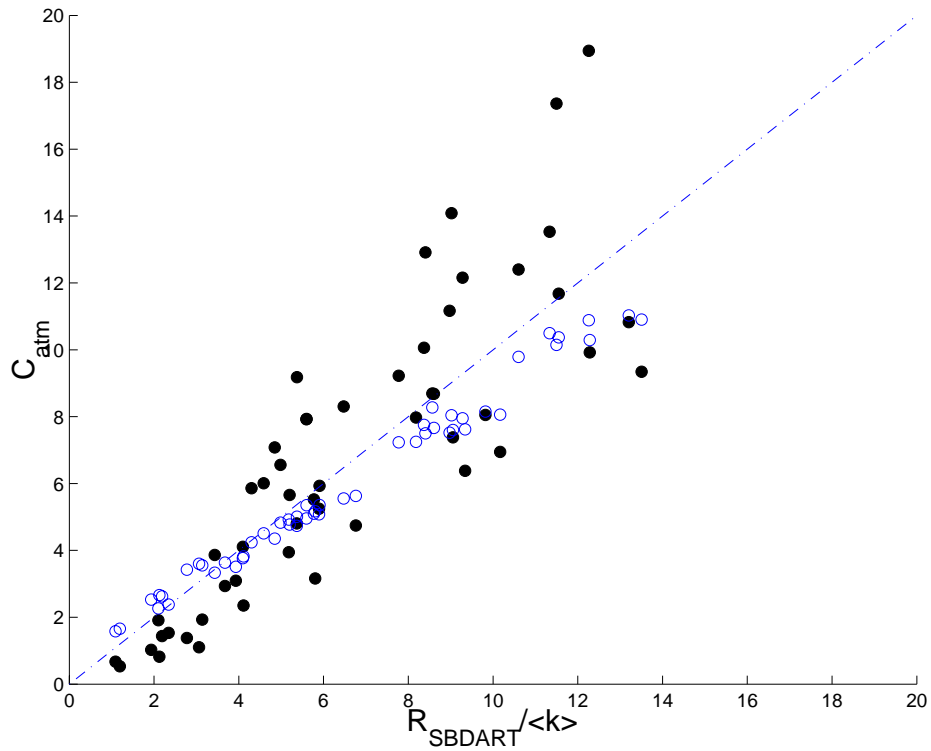
Figur 4.3: Figuren syner attendespreiing frå atmosfæra simulert med SBDART. Radiansane frå SBDART er omrekna til METEOSAT-teljingar ved å dividera med $\langle k \rangle = 0.79 \left[\frac{W}{m^2 \cdot str\text{-teljingar}} \right]$. Dinest er verdiane dividerte med $g_1(\psi)g_3(\theta)$ slik at dei kan samanliknast med $g_2(\phi)$. Det er då nytta funksjonane $g_1(\psi)$, $g_2(\phi)$ og $g_3(\theta)$ som er tilpassa etter berre ein iterasjon (sjå teksten).



Figur 4.4: Same som figur 4.3, men det er nytta funksjonane $g_1(\psi)$, $g_2(\phi)$ og $g_3(\theta)$ frå tilpassinga etter 30 iterasjonar (likning 4.3).



Figur 4.5: SBDART-simuleringar av attendespreiing frå atmosfæra, plotta mot C_{atm} frå uttrykket til Hammer m.fl. (1997) (øvt), og ved likning 4.3 (nedst).

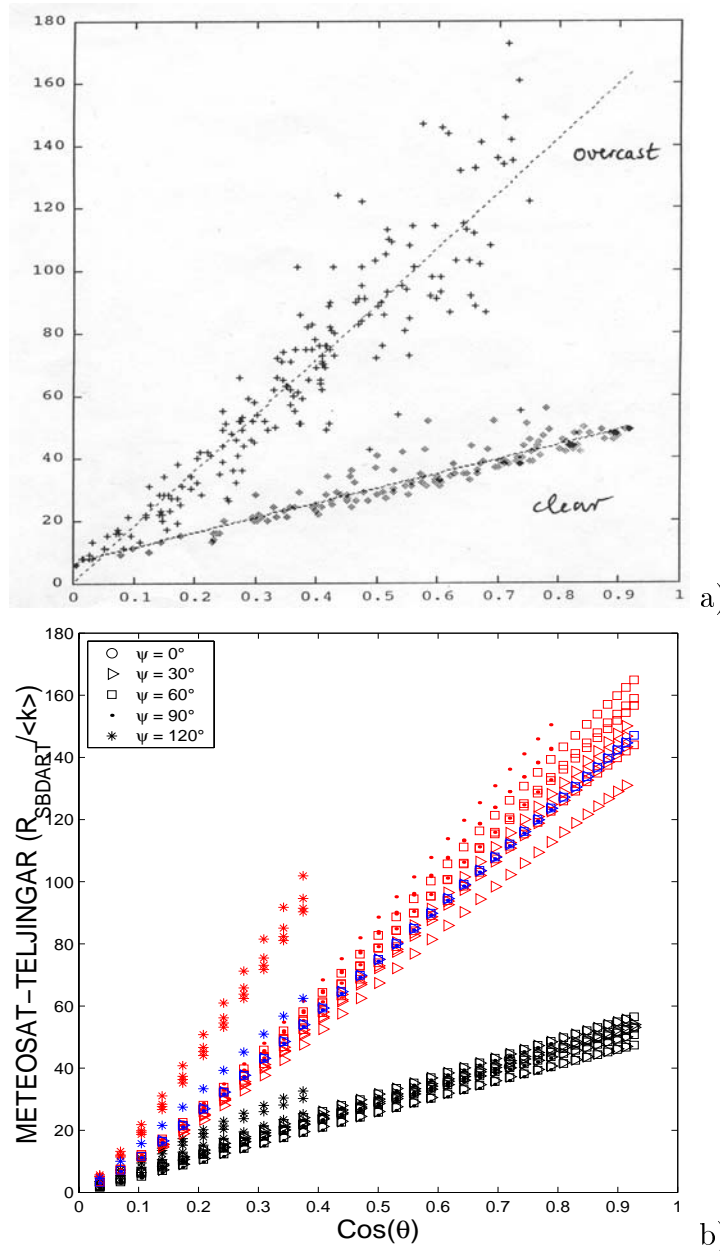


Figur 4.6: *SBDART*-simuleringar av attendespreiing frå atmosfæra, plotta mot C_{atm} frå uttrykket til Hammer m.fl. (1997) (fylte sirkular), og ved likning 4.3 (tomme sirkular). Datasettet representerer området der likninga til Hammer m.fl. er tilpassa ($\psi \in [25^\circ, 100^\circ]$ og $\phi < 75^\circ$).

4.2 Problemet med å skilja overskya frå skyfritt på høgare breiddegrader

Heliosat-metoden er basert på at ein kan bestemma ein skyindeks n frå målingar i den synlege kanalen til METEOSAT. Som forklart i avsnitt 2.3 vert skyindeksen bestemt ved å samanlikna målingar frå ein piksel med referansemålingar som representerer høvesvis overskya og skyfrie situasjonar. Di mindre avstand det er mellom desse referanseverdiane, di vanskelegare er det å bestemma n grannsamnt. Så lenge sola står høgt gjev eit skydekke mykje meir attendespreiing enn atmosfæra og bakken under (gjeld ikkje når bakken er snødekt). Men når sola står lågt er differansen mindre, på grunn av at spreidd stråling frå atmosfæra ikkje minkar like mykje med solhøgda som refleksjon frå eit skydekke. Dette er illustrert på figur 4.7a (frå Hammer (2001)). Figuren syner METEOSAT teljingar med den synlege sensoren for ein piksel i Vaulx-en-Velin utanfor Lyon i Frankrike frå 1994, for skyfrie og overskya situasjonar. Ein ser at når $\cos(\theta)$ nærmar seg 0.1 er det liten avstand mellom verdiane for klarver og overskya situasjonar. Ein liten målefeil vil då gje eit stort utslag på skyindeksen. Av denne grunn vert det i ein operasjonell versjon av Heliosat ikkje teke omsyn til målingar der solsenitvinkelen er over 84° ($\cos 84^\circ = 0.105$) (www.satel-light.com). Dette er særleg eit problem på høgare breiddegrader, der sola står lågt i horisonten ein større del av tida.

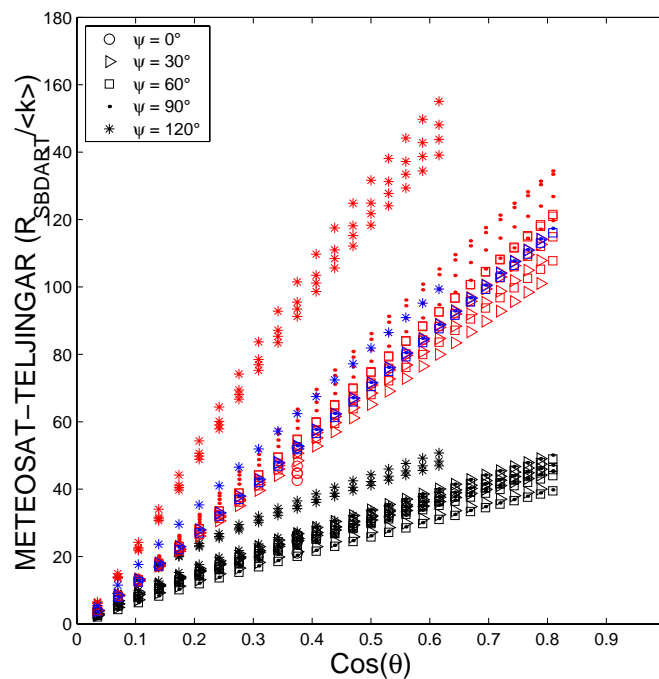
Eg vil i dette avsnittet sjå nærare på korleis sol-bakke-satellitt geometrien og atmosfæriske tilhøve påverkar METEOSAT-målingane for låge solvinklar. Figur 4.7b syner kor godt SBDART-simuleringar samsvarar med målingane frå Lyon. Det vart nytta skydekke med optisk tjukkeleik 50, 100 og 500 for bylgjelengda $0.55 \mu\text{m}$ ved simulering av dei overskya situasjonane. For dei skyfrie simuleringane vart det nytta fleire ulike atmosfære- og aerosoltypar. Bakketypen var vegetasjon for alle simuleringane, unnateke dei blå punkta der bakketypen er snø. I tillegg til variasjonane i dei fysiske parametrane vart ko-spreiingsvinkelen ψ variert mellom 0° og 120° (tabell 2.1 syner at $\psi = 120.5^\circ$ er den største ko-spreiingsvinkelen ein kan ha i Lyon), og solsenitvinkelen innanfor det området som er mogeleg for gjeven satellitsenitvinkel ($\phi = 52.8^\circ$ for Lyon) og ko-spreiingsvinkel. I tillegg er det eit krav at sola ikkje kan stå høgare enn $\theta = 22.3^\circ$ i Lyon ($45.8^\circ N, 4.9^\circ A$). Med unntak av $\psi = 120^\circ$ ser ein at variasjonen av dei simulerte verdiane er av same storleiksorden som variasjonen av dei målte verdiane. Dette gjev grunn til å tru at variasjonane i målingane skuldast naturleg variasjon med sol-bakke-satellitt geometrien og atmosfæretilhøva. Sidan $\psi = 120^\circ$ berre er mogeleg midtsommars er truleg ikkje så store spreivinklar inkludert i datasettet på figur 4.7a. Ein skilnad mellom figur 4.7a og 4.7b er at dei simulerte verdiane nærmar seg 0 når sola nærmar seg horisonten ($\cos(\theta) = 0$), medan dette er ikkje tilfelle for dei målte verdiane. Dette kan skuldast to årsaker: 1) Sidan SBDART ikkje nyttar sfærisk geometri for diffus stråling vil reflektert radians verta 0 når sola går under horisonten.



Figur 4.7: METEOSAT-teljingar for ein piksel i Lyon (45.8°N , 4.9°A) for overskyta og skyfrie høve. a) syner målingar frå 1994 (frå Hammer 2001) og b) syner simuleringar med SBDART. Radiansar frå SBDART er omgjorde til METEOSAT-teljingar ved å dividera med høvetalet $\langle k \rangle = 0.79 \left[\frac{\text{W}}{\text{m}^2 \cdot \text{str} \cdot \text{teljingar}} \right]$ frå avsnitt 4.1.1. Raude punkt er simuleringar med skydekke der optisk tjukkeleik for bylgjelengda $0.55 \mu\text{m}$ er 50, 100 eller 500. Blå punkt er simuleringar utan skyer, men med snø som bakkemodell. Svarte punkt er simuleringar utan skyer med vegetasjon som bakkemodell og med ulike atmosfæretypar og aerosolmodellar. Ko-spreiingsvinkelen ψ er variert mellom 0° og 120° som indikert på figuren. Senitvinkelen mot METEOSAT er 52.8° i Lyon.

I praksis kan den øvre atmosfæra vera opplyst sjølv om sola er gått ned. 2) målingane kan vera rådata der nullavviket C_0 (≈ 5) ikkje er trekt frå (sjå likning 2.3). Når bakken er snødekt (blå punkt på figur 4.7b) er METEOSAT-teljningane av same storleiksorden når det er skyfritt som når det er fullt skydekke. Det vil då vera umogeleg å bestemma skyindeksen ved likning 2.4. Dette er eit kjent problem som det er vanskeleg å gjera noko med frå målingar i det synlege området. Som nemnt i avsnitt 2.4 vil neste generasjon av METEOSAT også måla i andre kanalar der ein kan skilja mellom skyer og snø. Eg vil lata dette problemet liggja her, og vil ikkje sjå på fleire simuleringar med snødekt bakke.

Figur 4.8 syner simulerte METEOSAT-teljningar for Bergen. Skilnaden frå Lyon er at satellittsenitvinkelen er 68.5° , og at solsenitvinkelen aldri kan verta mindre enn 37° . Dessutan syner tabell 2.1 at ψ kan verta 141.1° i Bergen. Eg har likevel ikkje teke med simuleringar der ψ er over 120° sidan dette kun representerer ein liten del av sommarhalvåret. Ein ser at variasjonen av dei simulerte verdiane er om lag den same i Bergen som i Lyon. Dette skulle tyda på at estimering av globalstråling frå satellittmålingar fungerer like bra i Bergen som i Sentral-Europa.



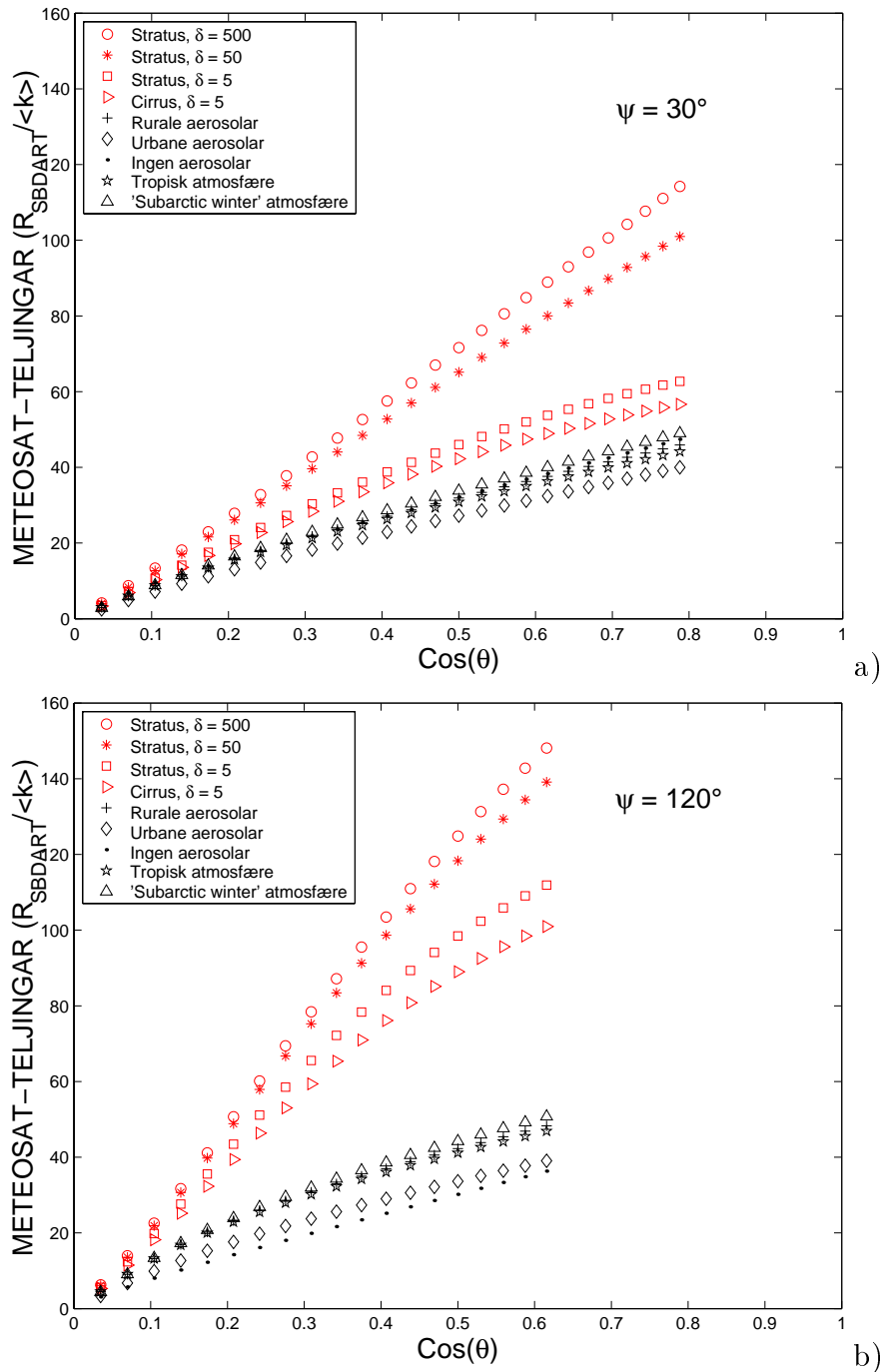
Figur 4.8: Same som figur 4.7b, men simuleringane er for Bergen ($60.4^\circ N, 5.3^\circ A$) der senitvinkelen mot METEOSAT er 68.5° .

Eg vil no sjå nærare på kva effekt ko-spreiingsvinkelen ψ har å seia for problemet med å skilja overskya frå skyfritt. Den store variasjonen med ψ vert det teke omsyn til i Heliosat-metoden når det vert nytta ein verdi av høvesvis ρ og ρ_s for ein gjeven time og

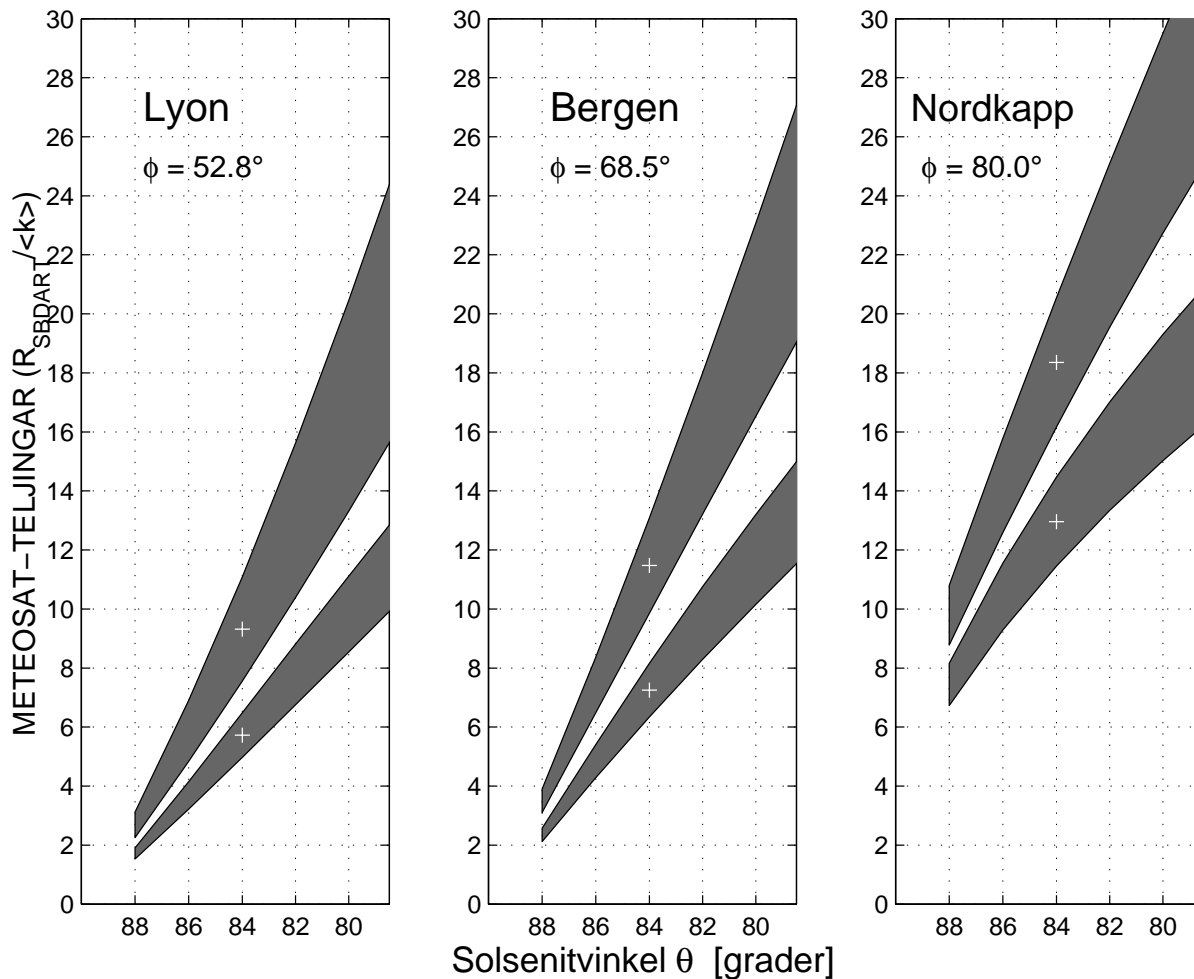
ein gjeven månad (side 10). Dette fangar også opp årstidsvariasjonar av bakkealbedo- en. Eg vil difor i det fylgjande berre samanlikna simulerte verdiar der ψ er fast. Figur 4.9a og 4.9b syner simulerte METEOSAT-teljingar for Bergen der ko-spreiingsvinkelen er høvesvis 30° og 120° . Skydekke og atmosfærer er variert som synt på figuren, medan bakketypen er vegetasjon for alle simuleringar. Ein ser at det er større avstand mellom verdiane for klarver og overskya når ψ er 120° . Årsaka er at skyer reflekterer meir framover enn bakover, medan systemet bakke + skyfri atmosfære er meir isotropt. Det vil difor vera lettare å skilja mellom overskya og skyfrie situasjonar når ψ er stor - noko som er tilfelle morgon og kveld i sommarhalvåret på nordlege breiddegrader. Aerosolar spreier óg mykje framover, men effekten av dette er moderat så lenge ψ ikkje nærmar seg $160^\circ - 180^\circ$. Slike situasjonar unngår ein i praksis, sidan ψ_{maks} er 141.1° i Bergen (tabell 2.1). Ein ser likevel at den aerosolfrie atmosfæra gjev mindre attendespreiing enn dei andre atmosfærene når ψ er 120° . Ein kan også merka seg at 'subarctic winter' atmosfæra generelt gjev meir attendespreiing enn dei andre atmosfærene. Årsaka til det er at det er minst vassdamp - og fylgjeleg mindre absorpsjon i den atmosfæra.

Til slutt vil eg sjå på kva satellittsenitvinkelen ϕ har å seia for problemet med å skilja mellom overskya og skyfrie situasjonar. Eg samanliknar difor simulerte METEOSAT-teljingar for Lyon ($45.8^\circ N, 4.9^\circ A$), Bergen ($60.4^\circ N, 5.3^\circ A$) og Nordkapp ($71.2^\circ N, 25.7^\circ A$) der ψ er fast (60°) og atmosfæriske tilhøve er dei same. Dette er synt på figur 4.10. Det er her fokusert på området $\theta > 78^\circ$, men dei fysiske innstillingane er dei same som på figur 4.9. Medelverdiane for overskya og klarver for $\theta = 84^\circ$ er markerte på figuren med '+'. Differansane av desse er 3.6, 4.2 og 5.4 teljingar for høvesvis Lyon, Bergen og Nordkapp. Dei relative differansane er 0.48, 0.45 og 0.34. Den absolutte differansen aukar altså litt når satellitten står lågare, medan den relative differansen minkar. Årsaka til dette er at både refleksjon frå skyer og frå skyfri atmosfære + bakke aukar når satellitten står lågare, men refleksjonen frå skyene aukar mest. For $\psi = 90^\circ$ og 120° er desse trendane dei same (Når $\psi = 30^\circ$ kan ikkje sola stå så lågt som $\theta = 84^\circ$ i Lyon, sidan satellitten står for høgt). Dette tyder på at satellittsenitvinkelen ikkje representerer noko alvorleg problem for Heliosat-metoden for fastlands-Europa. Årsaka til at det er problematisk å skilja mellom overskya og skyfrie situasjonar på høgare breiddegrader skuldast altså eine og åleine det faktum at frekvensen av låge solhøgder er høgare lenger nord.

Skyene i SBDART er planparallelle, dvs. dei har uendeleg horisontal utstrekning og har eigenskapar som berre varierer med høgda. Loeb m.fl. (1998) synte ved hjelp av Monte-Carlo simuleringar for realistiske skytopptopografiar at denne tilnærminga overestimerer reflektert radians med opptil 30% når ψ er $150^\circ - 180^\circ$, medan det er små endringar elles. Også dette problemet unngår ein i Bergen (og lenger sør) sidan ψ aldri vert større enn 141.1° .



Figur 4.9: METEOSAT-*teljingar* for ein piksel i Bergen ($60.4^\circ N, 5.3^\circ A$) simulert med SBDART. Radiansar frå SBDART er omgjorde til METEOSAT-*teljingar* ved å dividera med høvetalet $\langle k \rangle = 0.79 \left[\frac{W}{m^2 \cdot str \cdot teljingar} \right]$ frå avsnitt 4.1.1. Ko-spreiingsvinkelen ψ er 30° på figur a) og 120° på figur b). Raude punkt er overskyta situasjonar, medan svarte punkt er skyfrie. Vegetasjon som bakke type er nytta ved alle simuleringane. Der ikkje anna er nemnt er det nytta atmosfæremodellen 'subarctic summer' med rurale aerosolar. Stratus-skyene låg i 2-4 km høgde og cirrus-skyene låg i 8-10 km høgde. δ er optisk tjukkeleik for skyene for bylgjelengda $0.55 \mu m$. Optisk tjukkeleik for $0.55 \mu m$ er 0.257 for alle aerosolmodellane.



Figur 4.10: METEOSAT-teljingar for pikslar i Lyon, Bergen og Nordkapp simulert med SBDART. Ko-spreiingsvinkelen ψ er 60° for alle simuleringane. Dei øvste skraverte felta er for overskya situasjonar medan dei nedste er for klarver. Dei fysiske innstillingane er dei same som på figur 4.9. Medelverdiane for overskya og klarver for solsenitvinkelen $\theta = 84^\circ$ er merka med '+'. Verdiane er 9.3 og 5.7 for Lyon, 11.5 og 7.3 for Bergen og 18.4 og 13.0 for Nordkapp.

4.3 Ein algoritme for samanhengen mellom reflektert radians ved TOA og globalstrålinga ved bakken

Det er ynskjeleg å estimera globalstrålinga ved bakken frå reflektert radians målt med den synlege sensoren til METEOSAT. Denne sensoren registrerer stråling innafor eit avgrensa spektralintervall (figur 2.5). Difor vil ein best kunna estimera bakkestrålinga innafor dette spektralområdet. I den algoritma eg no presenterer vektar eg difor alle radiansar og irradiansar med responsfunksjonen til sensoren til METEOSAT. Sluttproduktet, som eg kallar globalstråling, er eigentleg ei spektralt vekta globalstråling. Frå denne kan ein så nytta andre modellar til å estimera den komponenten ein er ute etter, anten det er globalstråling, diffus irradians, luminansar eller illuminansar. Ved å ta denne overgangen i siste lekk vil den uungåelege feilkjelda truleg verta minst mogleg.

Algoritma baserer eg på det enkle faktum at solenergi som når jordkloden kan ha ein av tre lagnadar:

1. Reflektert ut ved toppen av atmosfæra (TOA)
2. Absorbert i atmosfæra
3. Absorbert i bakken

Dette kan uttrykkjast matematisk:

$$G_{TOA} = R_{TOA} + A_{atm} + G(1 - \alpha) \quad (4.4)$$

Globalstrålinga G_{TOA} ved toppen av atmosfæra kan ein finna enkelt. Absorpsjon i atmosfæra A_{atm} varierer moderat og kan estimerast, så dersom ein kjenner bakkealbdoen α og kan bestemma reflektert irradians R_{TOA} frå reflektert radians ρ målt med satellitt, kan ein finna globalstrålinga G ved bakken.

I avsnitt 4.3.1 vil eg sjå på korleis ein med hjelp av SBDART kan estimera utgåande irradians ved TOA frå reflektert radians målt med METEOSAT. I avsnitt 4.3.2 vil eg berekna absorpsjon i atmosfæra med SBDART for ulike atmosfæretilhøve (inkludert skydekke), bakkealbdoar og solhøgder. Til slutt vil eg i avsnitt 4.3.3 sjå på samanhengen mellom reflektert irradians ved TOA (R_{TOA}) og absorpsjon i bakken $G(1 - \alpha)$. Til saman vil dette utgjera ein algoritme for å bestemma globalstråling ved bakken frå satellittmålingar.

4.3.1 Simulering av retningsalbdo

Dersom reflektert radians frå jorda og atmosfæra var isotrop kunne ein finna utgåande irradians ved å gonga radiansen målt av satellitten med π . Men bakke, skyer, luftmolekyl og aerosolar har alle sin eigne vinkelavhengige spreingsegenskapar, så den

radiansen som satellitten måler varierer mykje med sol-bakke-satellitt geometrien (avsnitt 2.5). I dette avsnittet vil eg sjå på denne variasjonen for nokre ulike atmosfærer og bakkealbedoar. Eg definerer retningsalbedoen r ved:

$$r \equiv \frac{\pi\rho}{R_{TOA}} \quad (4.5)$$

der ρ er radiansen mot satellitten og R_{TOA} er utgåande irradians gjennom ei horisontalflate ved toppen av atmosfæra. Retningsalbedoen stettar normaliseringskravet:

$$\iint_{2\pi} r \cos \theta \, d\Omega = 1 \quad (4.6)$$

der integrasjonen er over alle romvinklar Ω i øvre halvsfære. Eg har simulert r med SBDART for ei rekkje geometriske konfigurasjonar sol-bakke-satellitt og for dei atmosfærene og bakkealbedoane som er gjevne i tabellen under. Atmosfæremodellen 'sub-arctic summer' er nytta ved alle simuleringane (sjå avsnitt 3.1). Kun simuleringar utan aerosolar og med rurale aerosolar med standard optisk tjukkeleik (0.257 for bylgjelengda $0.55 \mu\text{m}$) er teke med her. Andre aerosoltypar eller optiske tjukkeleikar gjev andre verdier av retningsalbedoen, men utrekningane i denne oppgåva er berre meint å illustrera metoden, samt å gje litt innsikt i kva rolle dei ulike fysiske og geometriske faktorane spelar.

Tabell 4.1: *For dei fem fysiske situasjonane i tabellen har eg simulert retningsalbedoen for ei rekkje geometriske konfigurasjonar. Resultata er plotta i dei figurane som er gjevne i høgre kolonne. Optisk tjukkeleik for aerosolane er 0.257 for bylgjelengda $0.55 \mu\text{m}$.*

	Bakke type	Aerosolar	Skyer	Optisk tjukkeleik	Figur
1	svart bakke	ingen	nei	-	4.11 og 4.16a
2	svart bakke	rurale	nei	-	4.12 og 4.16b
3	vegetasjon	rurale	nei	-	4.13 og 4.16c
4	vegetasjon	rurale	ja	5	4.14 og 4.16d
5	vegetasjon	rurale	ja	100	4.15 og 4.16e

I alle høva har eg simulert retningsalbedoen for alle kombinasjonar av senitvinklane til sol og satellitt θ og $\phi \in [5^\circ, 15^\circ, 25^\circ, 35^\circ, 45^\circ, 55^\circ, 65^\circ, 75^\circ, 85^\circ]$ og for alle asimutvinklar A kvar 15° frå $A = 0^\circ$ til $A = 180^\circ$ (sjå figur 2.6). Resultata finst i tabellar i Tillegg side 69. Ved plotting vert det interpolert mellom desse verdiane for å få glattare kurver. Når retningsalbedoen er kjent for ein gjeven geometrisk konfigurasjon og med kjente atmosfærehøve, kan ein bestemma den utgåande irradiansen frå satellittmålingane ved likning 4.5. Dei to fyrste situasjonane med svart bakke er tekne med for å sjå på effekten av aerosolar i atmosfæra. Det må nemnast at desse to datasetta ikkje inkluderer effekten som atmosfæra har på reflektert stråling frå jordoverflata.

1. Bakkealbedo = 0. Atmosfære utan aerosolar.

Figur 4.11 og 4.16a syner reflektert stråling frå ei atmosfære utan aerosolar. Sidan det er relativt lite absorpsjon i det spektralintervallet som METEOSAT registrerer (figur 4.17) liknar biletet på det ein får frå ei rein Rayleigh-atmosfære. Refleksjonen frå atmosfæra gjenspeglar det som er karakteristisk for Rayleigh-spreiing - mindre stråling ut til sidene enn framover og bakover. Den optiske tjukkeleiken grunna Rayleigh-spreiing er relativt liten i dette intervallet; mindre enn 0.1 for hovudtyngda av den registrerte strålinga. Det vil seia at multippelspreiing spelar lita rolle, jfr. avsnitt 3.6. Figuren illustrerer óg at det vert reflektert meir stråling ut ved låg vinkel, grunna lengda på den spreiarande atmosfæresøyla.

2. Bakkealbedo = 0. Atmosfære med aerosolar.

Figur 4.12 og 4.16b syner effekten av framoverspreiarande aerosolar. Særleg når sola ligg lågt vert ein stor del av den reflekterte strålinga spreidd framover.

3. Bakketype: vegetasjon. Ingen skyer.

Refleksjon frå bakken er isotrop i SBDART. Denne tilnærminga er ganske god for dei fleste underlag, med unntak av hav. Ein ser på figur 4.13 at summen av refleksjon frå vegetasjon og skyfri atmosfære også er tilnærma isotrop ($\rho \approx 1$) så lenge sola står høgt. Dette er av di det då er vesentleg meir refleksjon frå bakken enn frå atmosfæra. Men når sola står lågare vert den anisotrope refleksjonen frå atmosfæra dominerande. Når ein skal bestemma utgåande irradians frå radians, kompenserer ein for denne assymetrien ved å dividera radiansen med retningsalbedoen i likning 4.5. Ein ser at retningsalbedoen minkar litt i horisonten når sola står i senit. Dette skuldast ekstinksjon (spreiing og absorpsjon) av utgåande stråling frå bakken gjennom ei lang atmosfæresøyle.

4. Bakketype: vegetasjon. Skyer med optisk tjukkeleik 5.

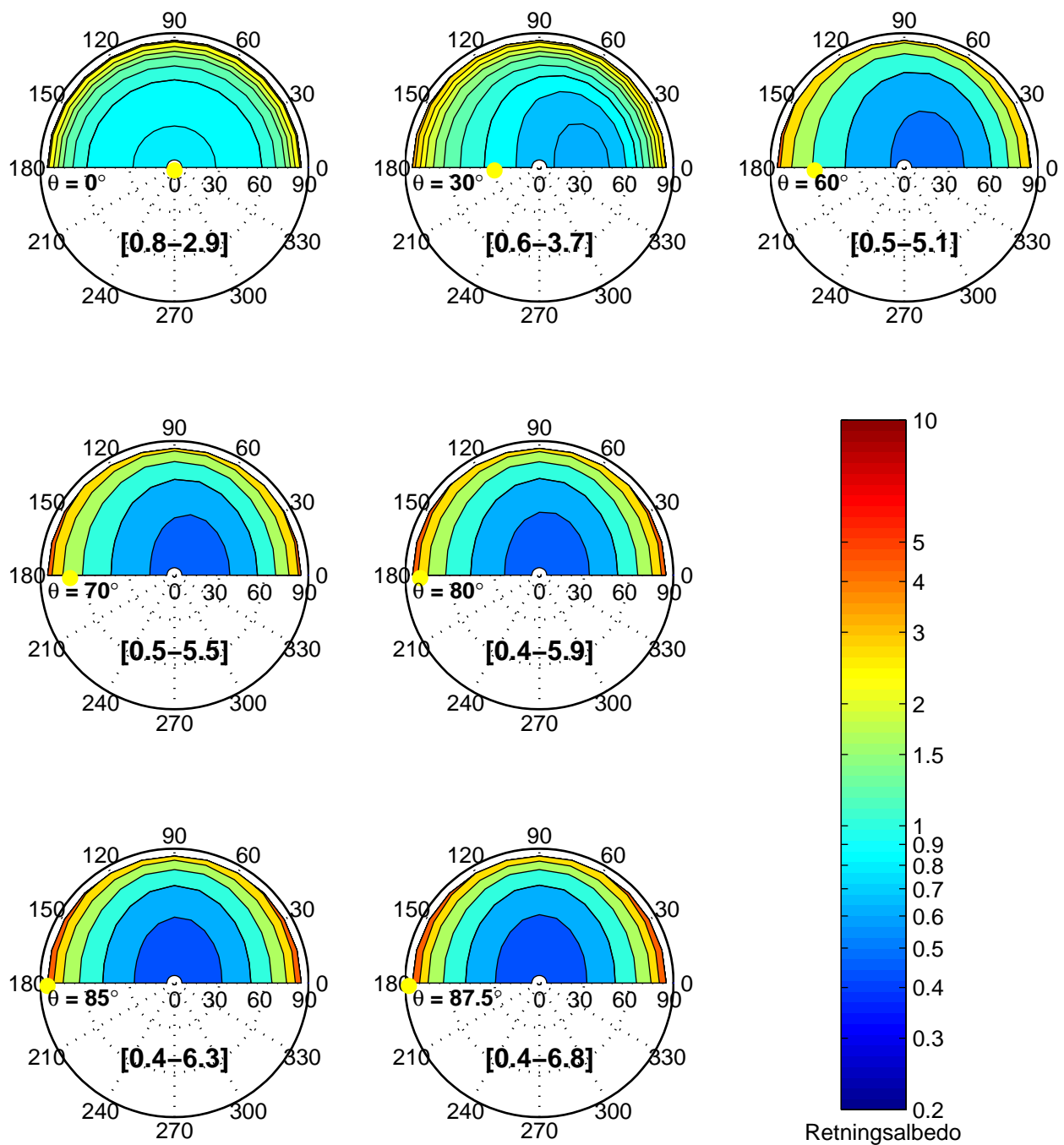
Med eit tynt skylag[†] kan ein sjå tydeleg framoverspreiing sjølv når sola står så høgt som berre 30° frå senit (figur 4.14 og 4.16d). Ein kan også merka seg at retningsalbedoen minkar litt i horisonten ved høg sol. Dette er óg tilfelle dersom ein fjernar alle absorberande gassar og aerosolar i atmosfæra eller om ein ser på utgåande radians like over skylaget, så det må gjenspeglar effekten av multippelspreiing i skyer.

5. Bakketype: vegetasjon. Skyer med optisk tjukkeleik 100.

Figur 4.15 og 4.16e syner retningsalbedoen med eit veldig tjukt skylag. Ein ser at retningsalbedoen minkar endå meir i horisonten når sola står høgt enn det som er tilfellet med eit tynnare skylag. Refleksjonen er altså meir “rett attende” for det tjukkare skylaget.

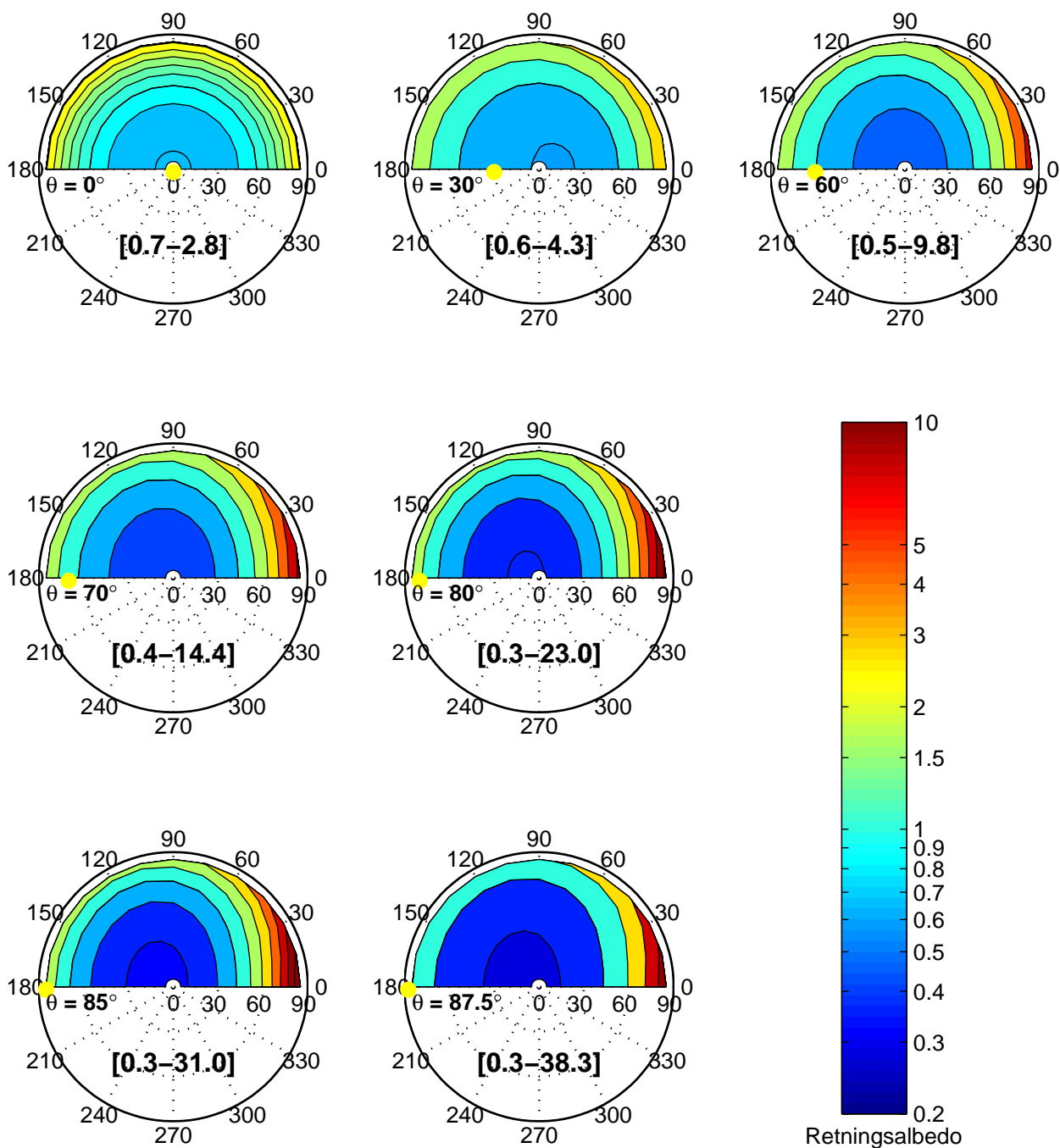
[†]Det vert ofte sagt at ein kan skimta sola gjennom eit skylag med optisk tjukkeleik 10.

Svart bakke, utan aerosolar

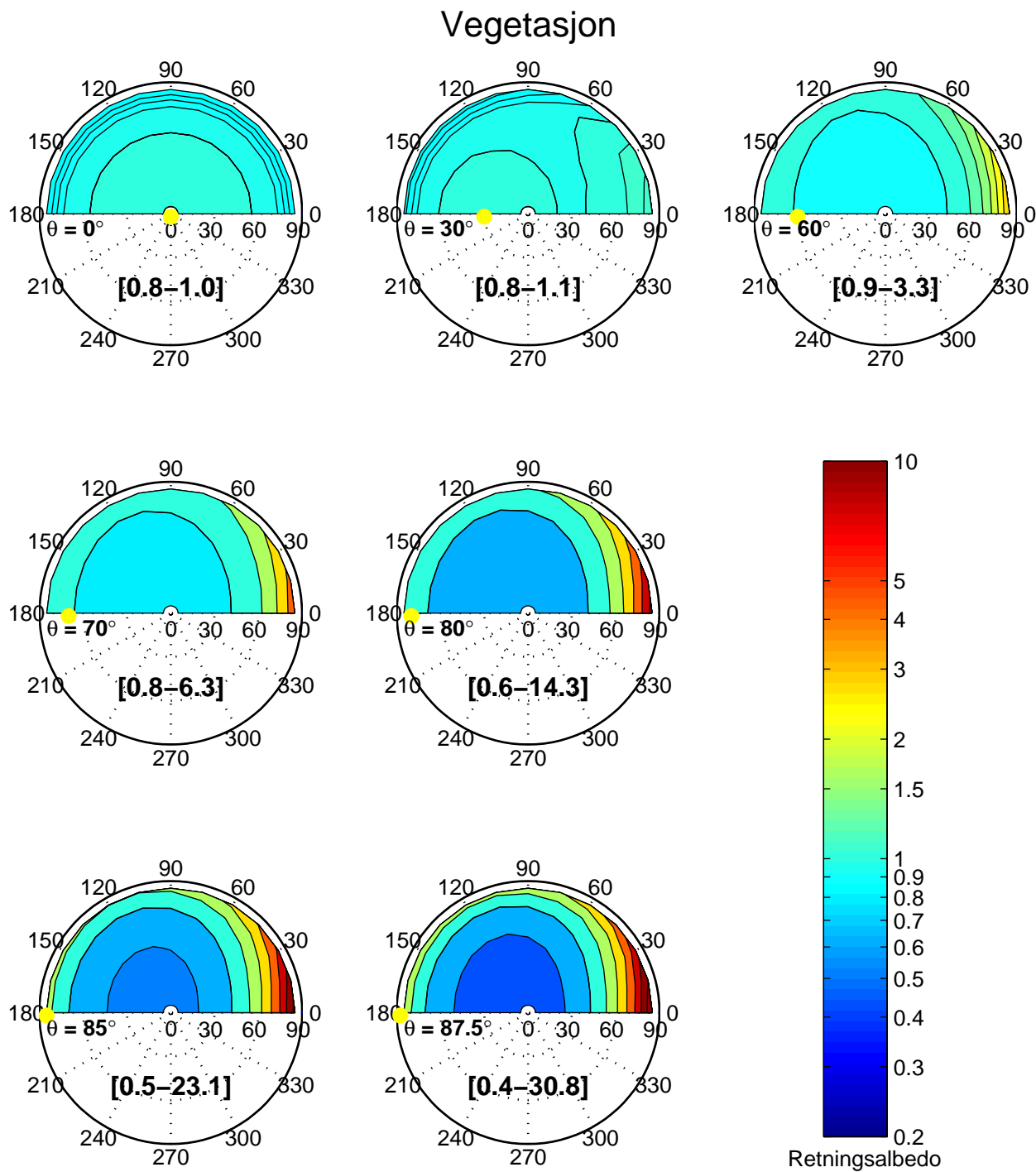


Figur 4.11: Polarstereografisk plott av retningsalbedo for 7 ulike solhøgder. Posisjonen til sola er indikert med ei gul skive. På grunn av symmetri er halve halvsfæra erstatta med aksekrossen som syner asimut- og senitvinklar. Nokre av underfigurane har fleire konturlinjer enn andre; desse er plasserte automatisk av MATLAB. Simuleringane er gjort med SBDART med standardatmosfære der aerosolane er fjerna og bakkealbedo er satt lik 0. Verdiane er spektralt vektta med responsfunksjonen til den synlege sensoren til METEOSAT. På kvar underfigur er det indikert kva intervall datasettet spenner over. Merk at desse verdiane er avrunda til næraste tidel.

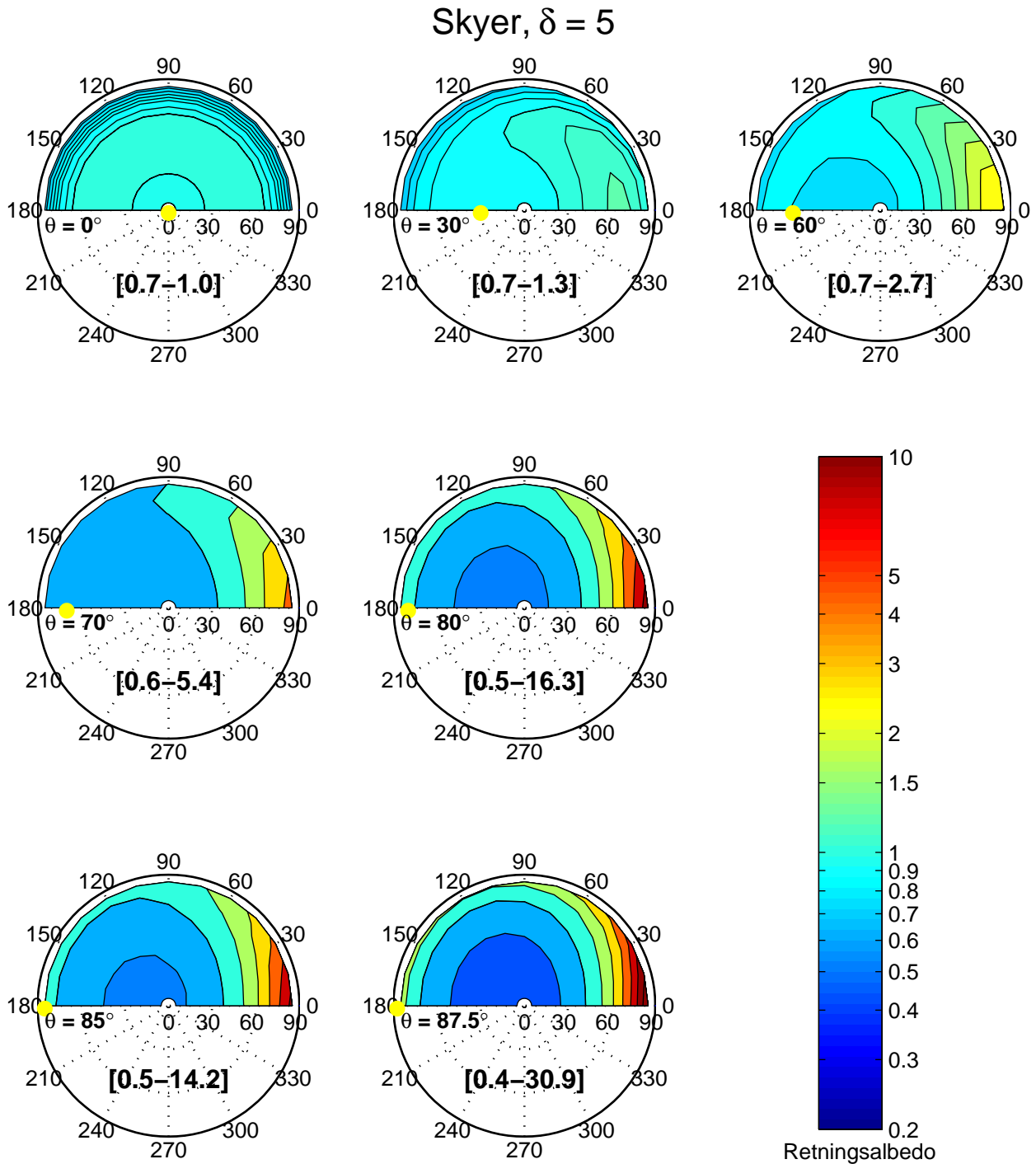
Svart bakke, med aerosolar



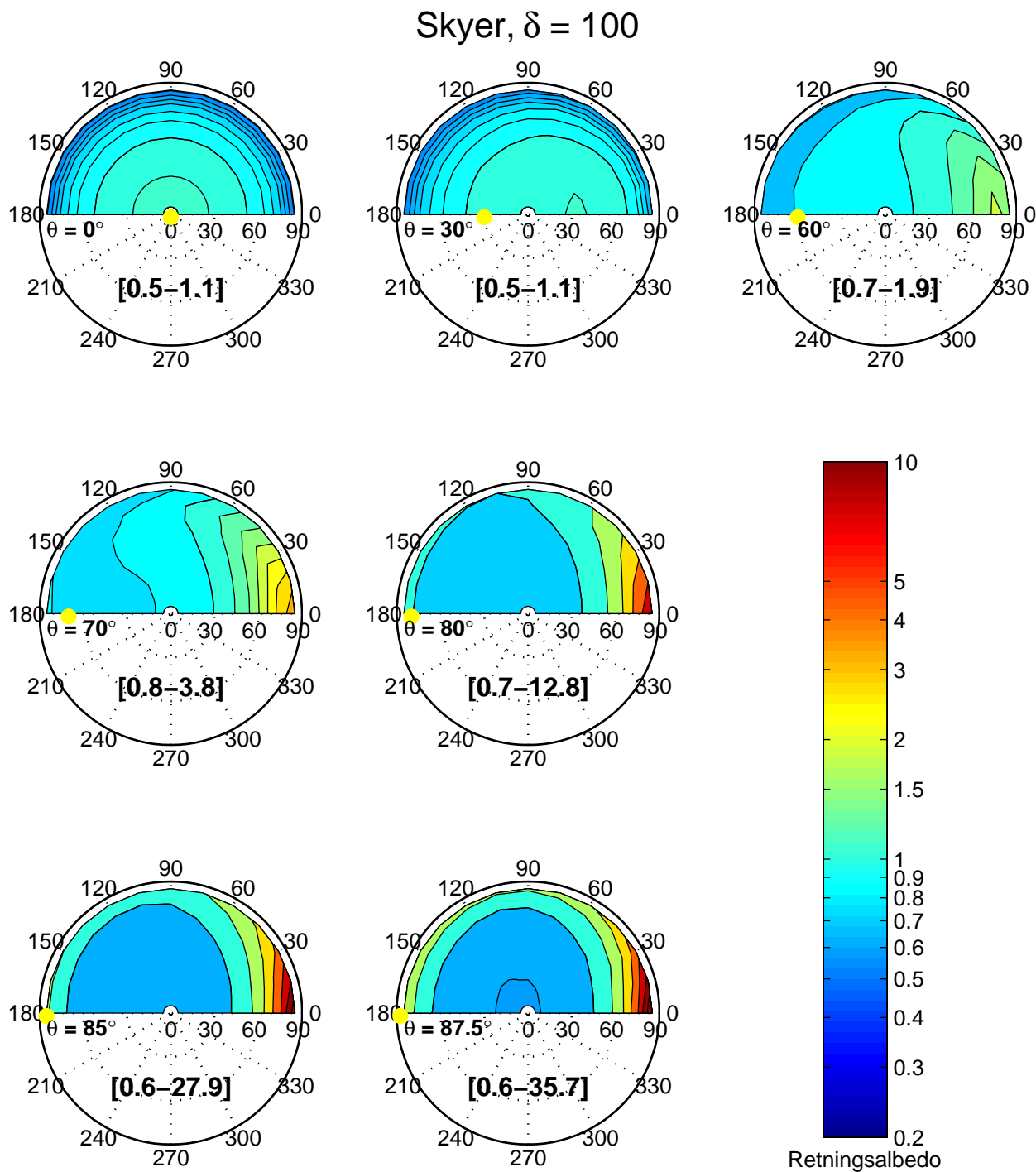
Figur 4.12: Same som figur 4.11, men med rurale aerosolar i atmosfæra.



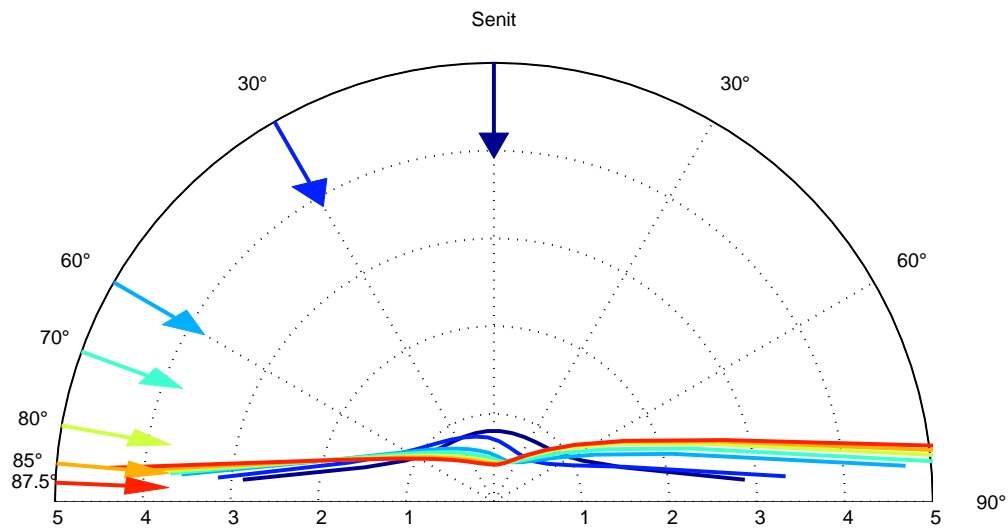
Figur 4.13: Same som figur 4.11, men med rurale aerosolar i atmosfæra og vegetasjon som underlag.



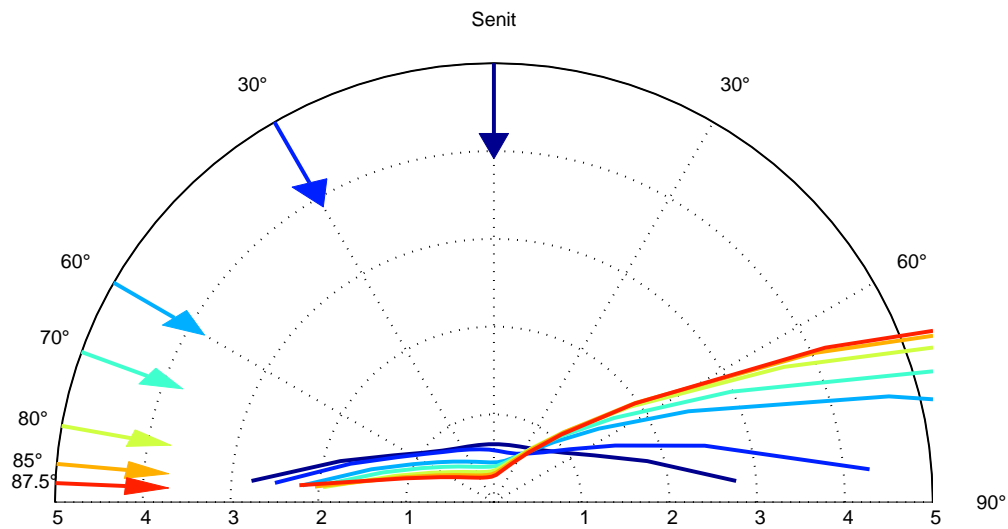
Figur 4.14: Same som figur 4.11, men med rurale aerosolar i atmosfæra og vegetasjon som underlag. I tillegg er det eit skylag i 1-4 km høgde med optisk tjukkeleik 5.



Figur 4.15: Same som figur 4.11, men med rurale aerosolar i atmosfæra og vegetasjon som underlag. I tillegg er det eit skylag i 1-4 km høgde med optisk tjukkeik 100.

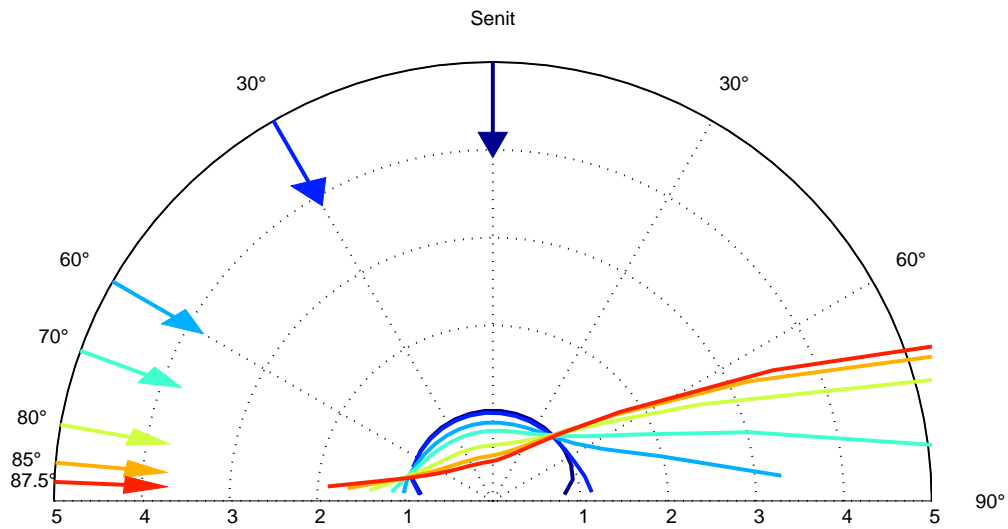


a) Svart bakke, ingen aerosolar i atmosfæra

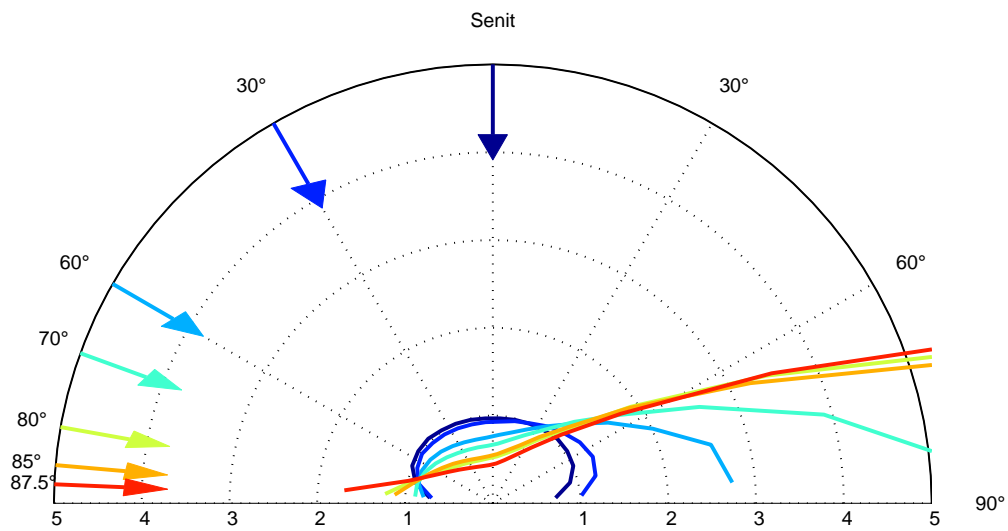


b) Svart bakke, rurale aerosolar i atmosfæra

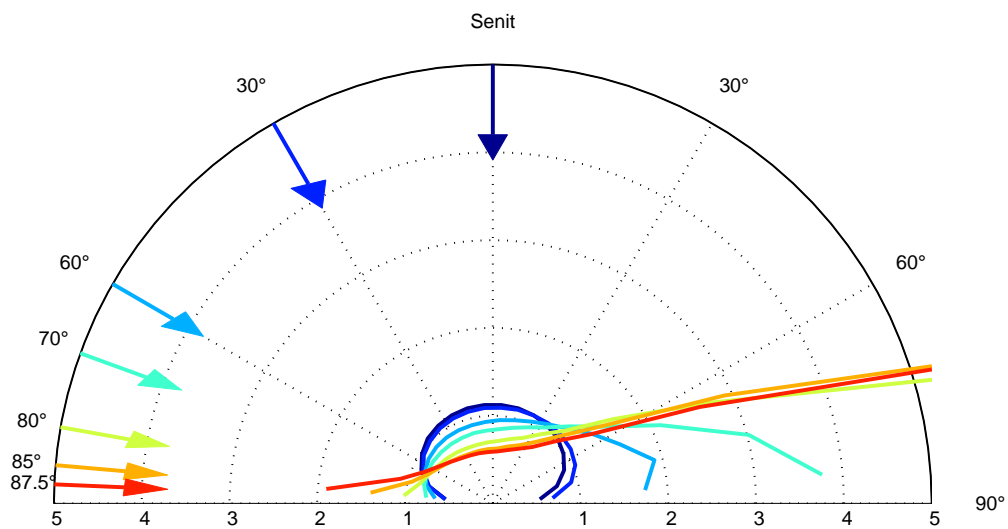
Figur 4.16: Figurane a - e syner retningsalbedo i vertikalplanet til sola for dei 5 situasjonane som er gjeve i tabell 4.1. Vertikalplanet tilsvarar den horisontale diameteren i figurane 4.11-4.15. Pilene indikerer dei 7 ulike posisjonane til sola. Kurva med same farge som pila gjev retningsalbedo i alle senitretningar (ned til 85°) framover og bakover for den gjevne solhøgda. Der retningsalbedo overstig 5 går kurva ut av figuren.



c) Vegetasjon, rurale aerosolar i atmosfæra



d) Skyer, optisk tjukkeleik 5

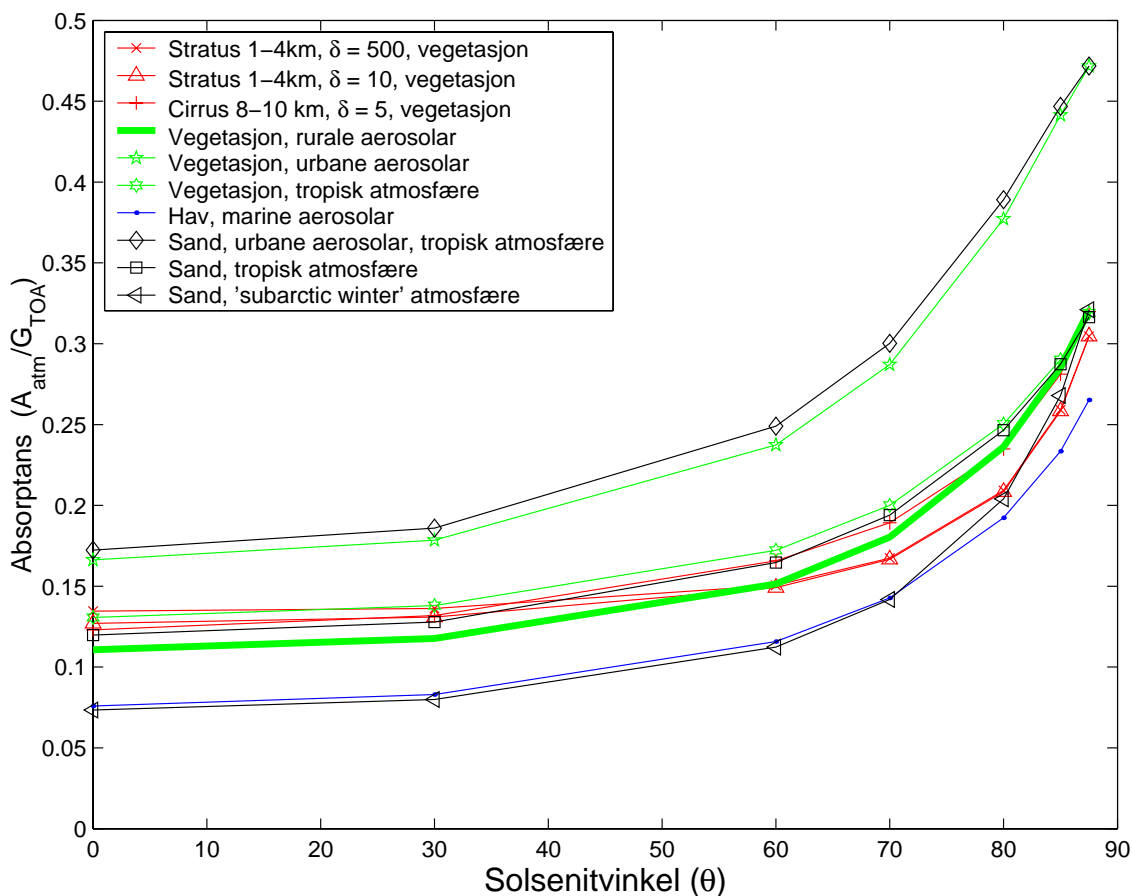


e) Skyer, optisk tjukkeleik 100

4.3.2 Simulering av absorpsjon i atmosfæra

I dette avsnittet vil eg sjå på korleis absorpsjon i atmosfæra (inkludert skyer) varierer med parametrar som solhøgda, bakkealbedo, atmosfæretype, aerosolar og skyer. Eg har gjort simuleringar med SBDART der eg har variert bakkealbedo, atmosfæretype og aerosoltype. Eg har også nytta fire ulike skyer: stratus med optisk tjukkeleik 500, 100 og 10, og cirrus med optisk tjukkeleik 5. Stratus-skyene har eg plassert i 1-4 km høgde, medan cirrus-skyene ligg i 8-10 km høgde.

Figur 4.17 syner resultat for nokre kombinasjonar av desse parametrane.



Figur 4.17: Absorpsjon i atmosfæra simulert med SBDART. Der ikkje anna er nemnt er det nytta atmosfæremodellen 'subarctic summer' og rurale aerosolar. Alt som ikkje er raudt på figuren er skyfritt. Optisk tjukkeleik for bylgjelengda $0.55 \mu\text{m}$ er 0.257 for alle aerosolmodellane. δ er optisk tjukkeleik for skyene for same bylgjelengd. Irradiansane er vekta spektralt med responsfunksjonen til den synlege sensoren til METEOSAT.

Dei ulike atmosfæremodellane, aerosoltypane, bakkemodellane og skytypane er presentert i kapittel 3. Ein ser at atmosfæra i dei fleste høve absorberer mellom 7 og 15 % av solstrålinga som når toppen av atmosfæra. Absorpsjonen aukar når sola ligg lågare, grunna at solstrålane får ein lenger veg å gå gjennom atmosfæra. Dei to situasjonane med urbane aerosolar skil seg ut med meir absorpsjon enn dei andre situasjonane. Ellers ser ein at skyer ikkje har nokon dramatisk effekt på absorpsjonen. Det vil seia at det som vert absorbert i ei sky, ville stort sett ha vorte absorbert i den skyfrie atmosfæra dersom skya ikkje hadde vore der.

For å sjå nærare på effekten av kvar enkelt parameter tek eg med figurane 4.18-4.21 der eg varierer ein parameter om gonga, medan dei andre er heldne fast. Førehandsinnstillingane i SBDART (tabell 3.4) er representert ved den tjukke grøne lina som er felles for alle figurane 4.17-4.21.

Figur 4.18 syner absorpsjon i atmosfæra med dei 4 troposfæriske **aerosolmodellane** i SBDART, samt absorpsjon utan aerosolar. Urbane aerosolar skil seg klart ut med meir absorpsjon enn dei andre typane. Sjølv om total optisk tjukkeleik varierer lite mellom aerosolmodellane (tabell 3.3) er ein større del av ekstinksjonen absorpsjon for dei urbane aerosolane. Single-scattering albedo[†] er typisk 0.6, 0.9 og 1.0 for høvesvis urbane, rurale og marine aerosolar. Ein ser at når sola ligg lågare enn 10° over horisonten fører dei fleste aerosoltypane til mindre absorpsjon i atmosfæra, sidan mykje stråling vert reflektert ut av atmosfæra før den får tid til å bli absorbert.

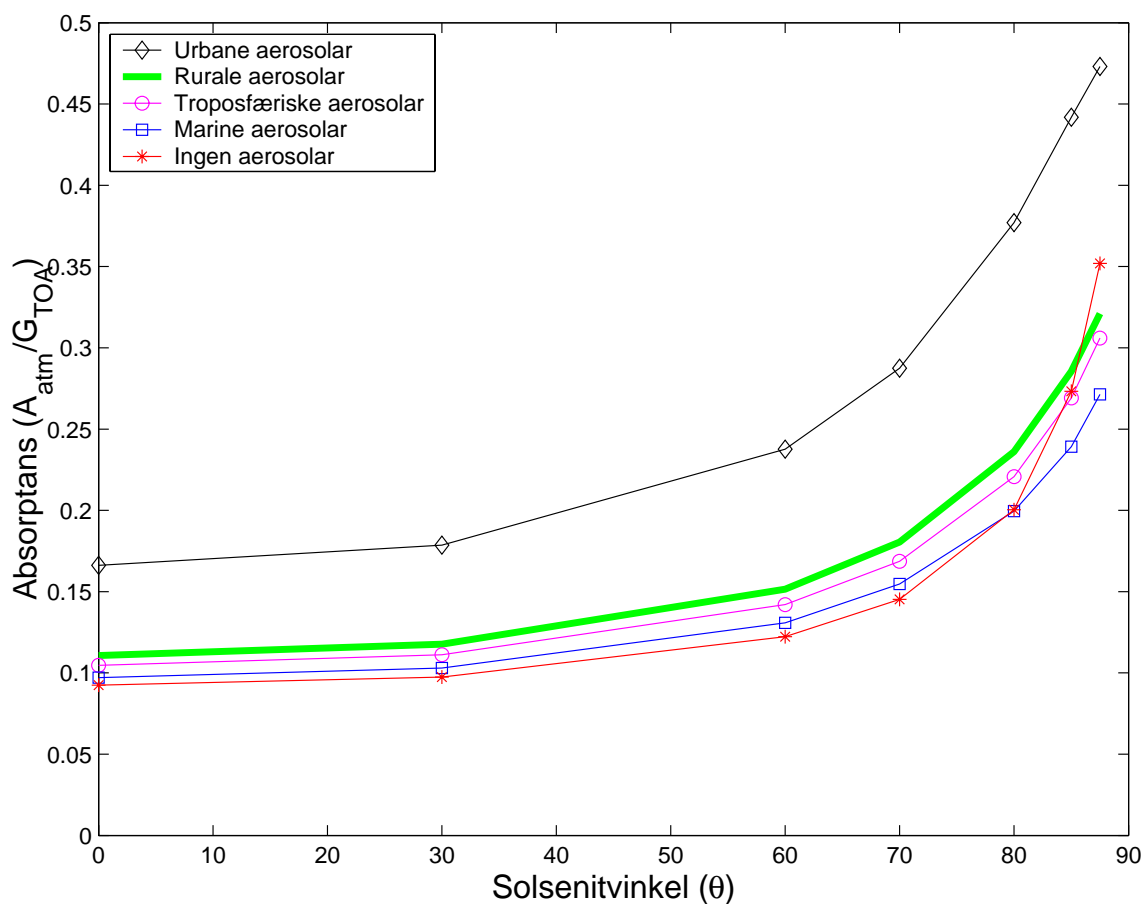
Figur 4.19 syner **atmosfæretypen** sin innverknad på den atmosfæriske absorptansen. Ein ser at absorptansen aukar monotont med vassdampinnhaldet i atmosfærene (tabell 3.1). Vassdampinnhaldet er altså viktigare enn ozonmengda. Ein ser at absorpsjonen konvergerer når sola står lågt. Dette skuldast at ein får metning i lineabsorpsjonen av vassdamp. Ozonabsorpsjonen vert ikkje så fort metta (figur 2.3), så for solsenitvinkelen lik 87.5° (siste datapunkta) er det faktisk minst absorpsjon i den tropiske atmosfæra (som har minst ozon).

Figur 4.20 syner **bakkealbedoen** sin innverknad på atmosfærisk absorptans. Høgare albedo fører til meir absorpsjon sidan atmosfæra også absorberer reflektert stråling. Effekten er liten med unntak av snø som gjev ein kraftig auke i absorptansen.

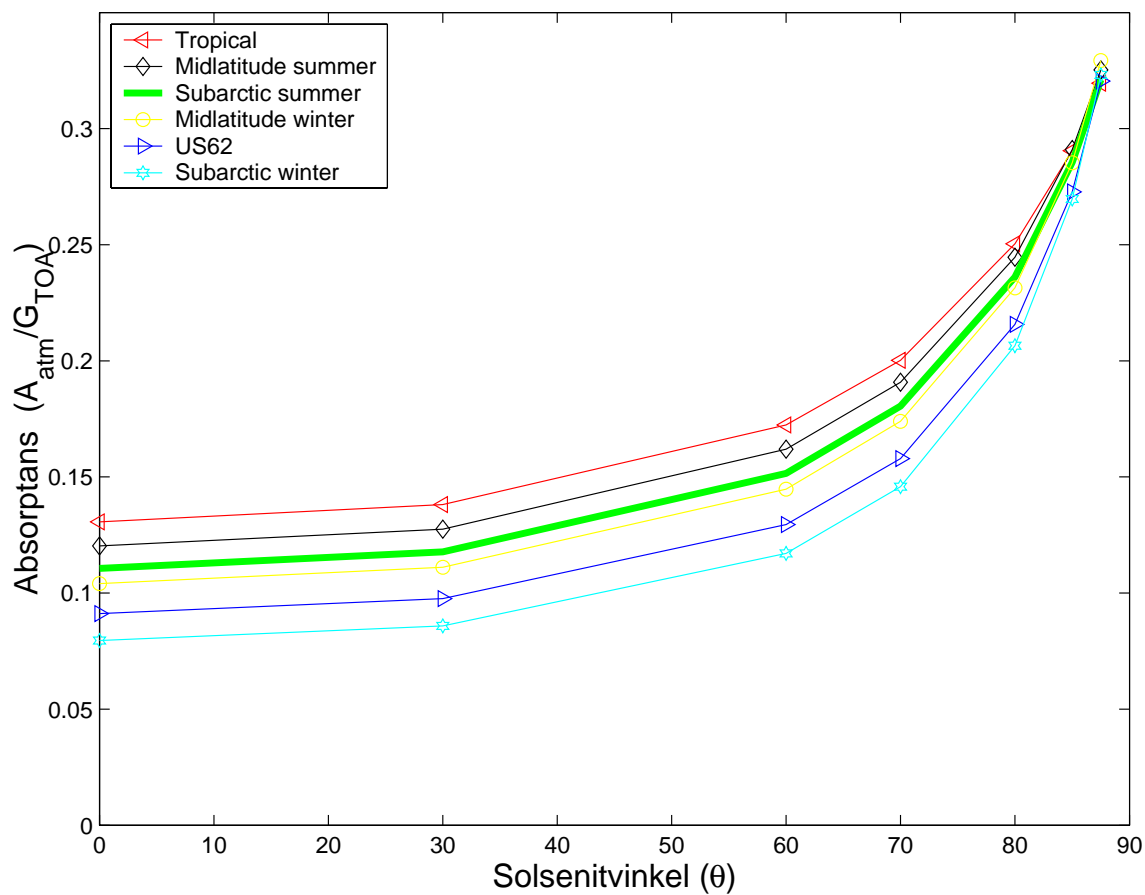
Figur 4.21 syner atmosfærisk absorptans med dei fire **skytypane** som er nemnt ovanfor. Ein ser at skyer aukar den atmosfæriske absorptansen når sola står høgare enn $\theta = 60^\circ$. Når sola står lågare fører skyer til minka absorptans i atmosfæra. Årsaka

[†]Single-scattering albedo er eit mål på kor sannsynleg det er at eit foton vert spreidd i staden for absorbert dersom det treff ein partikkel. Fraksjon mellom 0 og 1.

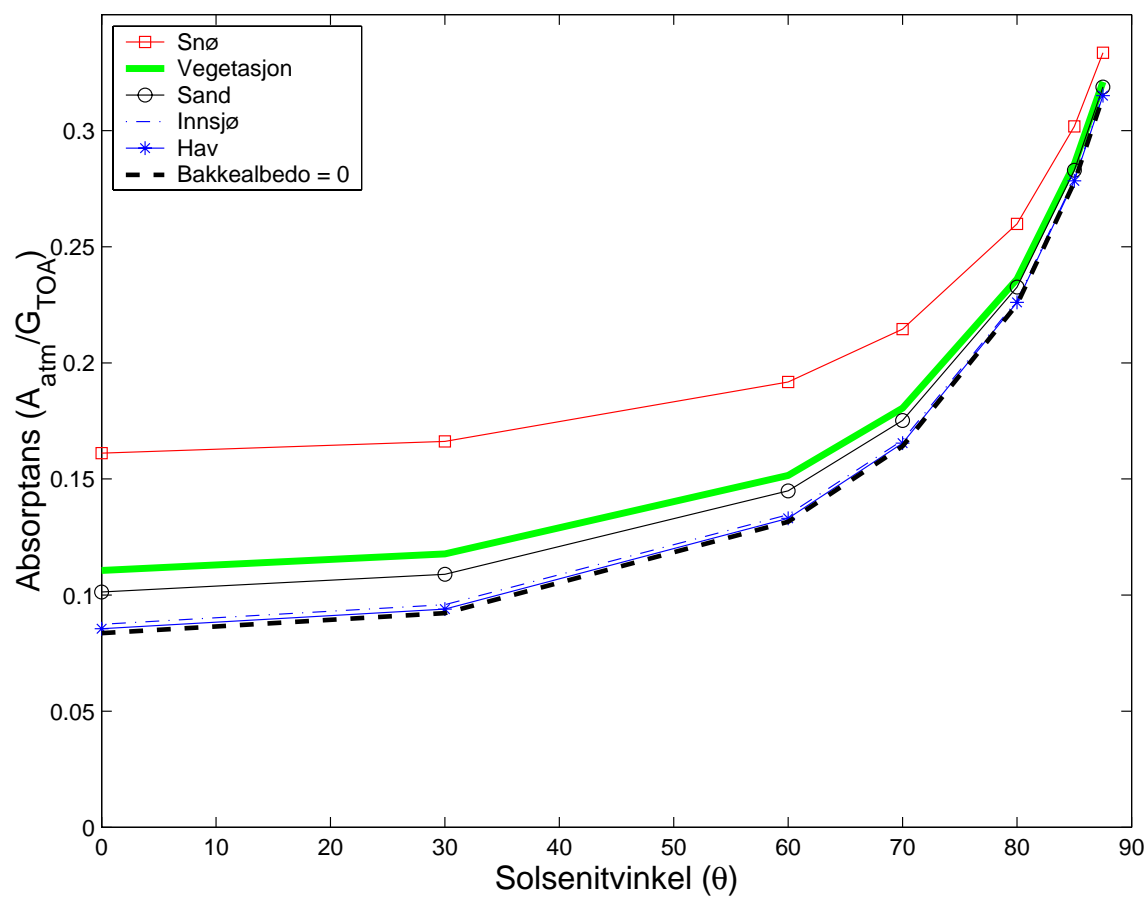
til dette er at ein større del av strålinga vert reflektert ut av atmosfæra tidlegare når sola står lågt. For kvart skydekke har eg også gjort simuleringar der all ozon er fjerna frå atmosfæra. Dette er også gjort for situasjonen utan skyer. Ein ser at absorptansen minkar mykje når ein fjernar ozonet, særleg når sola ligg lågt. Ozon absorberer meir når ein har skyer, sidan mesteparten av ozonet ligg over skyene (tabell 3.1) og difor kan absorbera av den strålinga som vert reflektert frå skytoppane. Ein kan også merka seg frå figur 4.21 at det gjev lite endring av absorptansen om ein aukar den optiske tjukkeleiken til stratus-skyene frå 10 til 500.



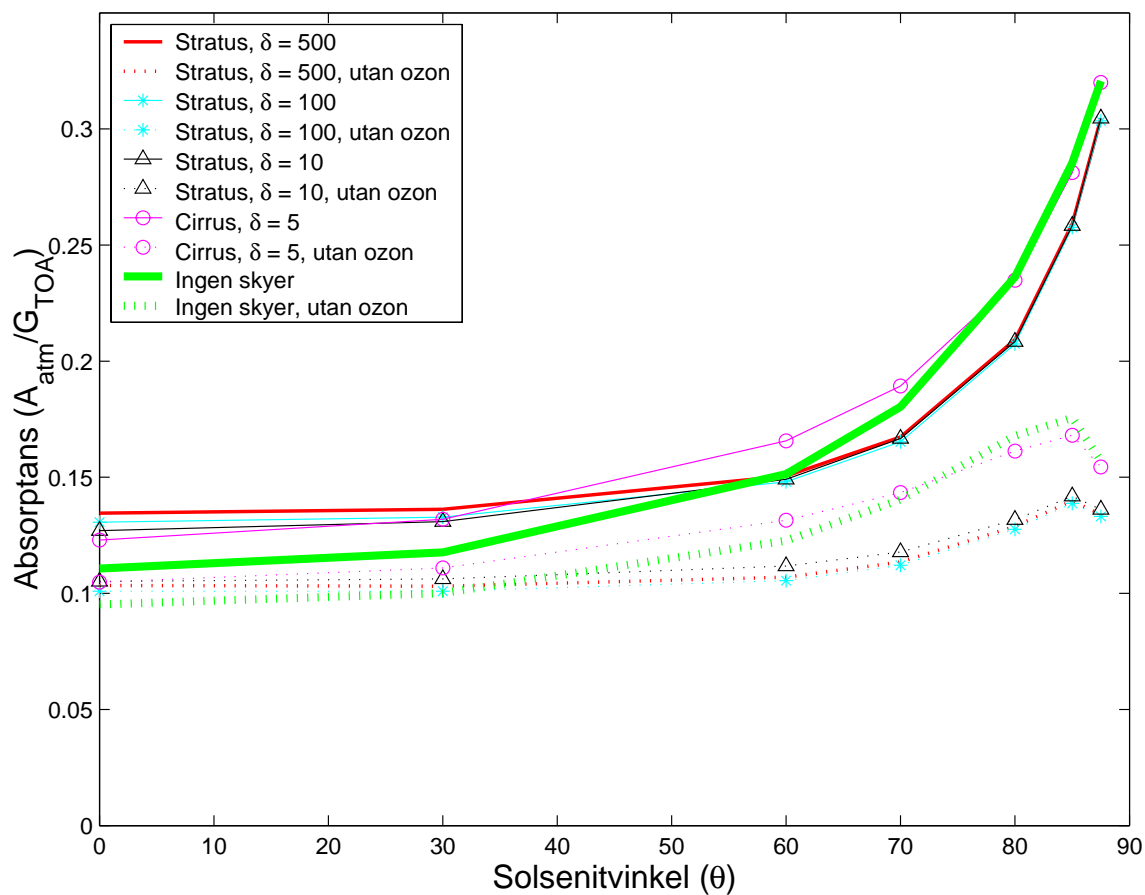
Figur 4.18: Absorpsjon i atmosfæra simulert med SBDART med ulike aerosolmodellar. Ved alle simuleringane er det nytta vegetasjon som underlag og atmosfæremodellen 'subarctic summer'. Optisk tjukkeleik for alle aerosolmodellane er 0.257 for bylgjelengda $0.55 \mu\text{m}$. Irradiansane er vekta spektralt med responsfunksjonen til den synlege sensoren til METEOSAT.



Figur 4.19: Absorpsjon i atmosfæra simulert med SBDART med ulike atmosfæremodellar. Ved alle simuleringane er det nytta vegetasjon som underlag og rurale aerosolar. Irradiansane er vektet spektralt med responsfunksjonen til den synlege sensoren til METEOSAT.



Figur 4.20: Absorpsjon i atmosfæra simulert med SBDART med ulike modellar for bakkealbedo. Ved alle simuleringane er det nytta atmosfæremodellen 'subarctic summer' og rurale aerosolar. Irradiansane er vekta spektralt med responsfunksjonen til den synlege sensoren til METEOSAT.



Figur 4.21: Absorpsjon i atmosfæra simulert med SBDART med ulike skyer. Stratus-skyene er i 1-4 km høgde, medan cirrus-skyene er i 8-10 km høgde. Ved alle simuleringane er det nytta atmosfæremodellen 'subarctic summer', vegetasjon som bakketype og rurale aerosolar. δ er optisk tjukkeleik for skyene for bylgjelengda $0.55 \mu\text{m}$. Irradiansane er vekta spektralt med responsfunksjonen til den synlege sensoren til METEOSAT.

4.3.3 Simulering av samanhengen mellom TOA irradiansalbedo og absorpsjon i bakken

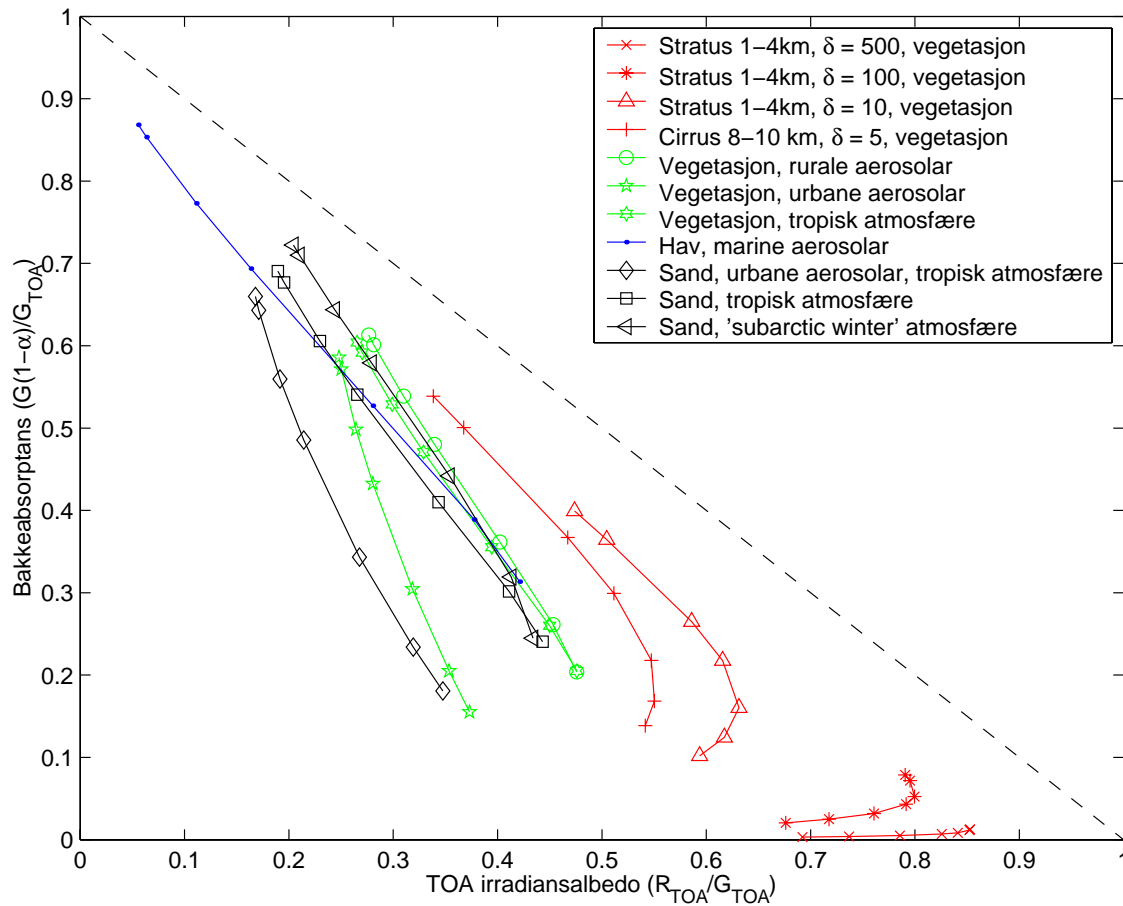
Når ein har bestemt TOA irradiansalbedo frå reflektert radians ved TOA (avsnitt 4.3.1), er neste steg å estimera absorpsjonen i bakken frå TOA irradiansalbedo. Frå likning 4.4 kan ein uttrykkja samanhengen mellom desse to storleikane:

$$\frac{G(1 - \alpha)}{G_{TOA}} = \left(1 - \frac{R_{TOA}}{G_{TOA}}\right) - \frac{A_{atm}}{G_{TOA}} \quad (4.7)$$

Dersom absorbtans i atmosfæra var konstant, ville samanhengen mellom TOA irradiansalbedo og absorbtansen i bakken vera lineær.

Med SBDART har eg simulert samtidige verdier av bakkeabsorbtans $\frac{G(1-\alpha)}{G_{TOA}}$ og TOA irradiansalbedo $\frac{R_{TOA}}{G_{TOA}}$. Eg har nytta dei same variasjonane av bakkealbedo, atmosfære, aerosolar og skyer som i forrige avsnitt. Verdiane er plotta mot einannan i figur 4.22. Med unntak av situasjonane med urbane aerosolar eller skyer, er den nemnte samanhengen bortimot konstant og lineær. Urbane aerosolar absorberer mykje stråling, særleg når sola står lågt. Når ein ikkje har skyer går denne absorpsjonen meir på bekostning av reflektert stråling ved TOA enn av absorbert stråling i bakken, difor 'bratte' liner på figur 4.22. Årsaka til dette er at foton som vert reflekterte ut ved TOA i gjennomsnitt har attendelagt ein lenger distanse gjennom atmosfæra enn dei som vert absorbert i bakken. Mesteparten av det som vert absorbert i bakken er direktestråling som har gått gjennom atmosfæra ei gong i rett line, medan det som vert reflektert ut gjerne har vore ned til bakken og oppatt. Av denne grunn kan satellittmålingar lett overestimera globalstråling i strok med urbane aerosolar. Når det gjeld situasjonane med skyer, ser ein at det ikkje er ein lineær samheng mellom bakkeabsorptans og TOA irradiansalbedo. Dette skuldast hovudsakleg absorpsjon i ozon over skydekket. Når sola står lågare er det vesentleg absorpsjon i ozon grunna lang strålebane. Som i tilfellet med urbane aerosolar svekkar dette utgåande irradians meir enn det svekkar absorptansen i bakken. Årsaka er at stråling som vert absorbert i bakken har passert det øvre ozonlaget ein gong, medan reflektert stråling har passert ozonlaget både nedover og oppover. Når eg fjerna all ozon i SBDART fekk eg ein lineær samheng mellom bakkeabsorptans og TOA irradiansalbedo også med skyer, men då med eit anna 'stigeital' enn for skyfri atmosfære.

Sidan det ikkje er råd å laga ei regresjonsline som inkluderer både skyfrie og overskyta høve, er framstillingsmetoden på figur 4.22 ikkje føremålstenleg. Men eg kan nytta same datasettet til å undersøkje om metoden i Heliosat, der ein nyttar regresjon mellom klarverindeksen K og skyindeksen n , er betre. Som nemnt i avsnitt 2.3 er klarverindeksen definert som aktuell globalstråling normalisert med ei modellert klarverstråling. Skyindeksen er definert ved likning 2.4, der $\rho(i, j)$ og $\rho_s(i, j)$ er relativ reflektivitet målt

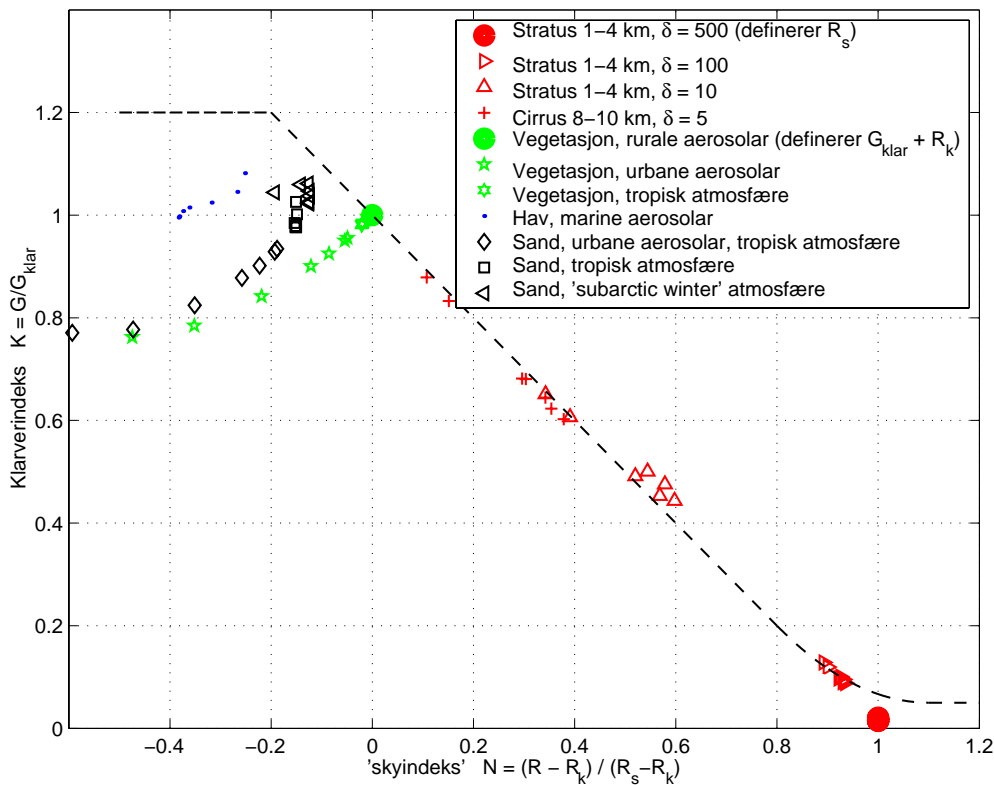


Figur 4.22: Samanhengen mellom TOA irradiansalbedo og absorpsjon i bakken, simulert med SBDART. Der ikkje anna er nemnt er det nytta atmosfæremodellen “subarctic summer” og rurale aerosolar. Optisk tjukkeleik for bylgjelengda $0.55 \mu\text{m}$ er 0.257 for alle aerosolmodellane. δ er optisk tjukkeleik for skyene for same bylgjelengd. Irradiansane er vekta spektralt med responsfunksjonen til den synlege sensoren til METEOSAT. For alle situasjonane minkar bakkeabsorptansen monotont med senitvinkelen til sola (θ). Datapunkta representerer $\theta \in [0^\circ, 30^\circ, 60^\circ, 70^\circ, 80^\circ, 85^\circ, 87.5^\circ]$. TOA irradiansalbedo aukar monotont med aukande θ , unnateke for situasjonane med skyer, der han fyrst aukar, for så å minka att. For tilfellet med optisk tjukkeleik 500 minkar irradiansalbedo monotont med aukande θ . Vertikalavstanden til lina $y = 1 - \frac{R_{TOA}}{G_{TOA}}$ (stipla) er atmosfærisk absorptans $\frac{A_{atm}}{G_{TOA}}$.

av METEOSAT (gjeve i teljingar) ved høvesvis skyfrie og overskyta høve for ein gjeven piksel (i, j) . Analogt kan eg her definera ein skyindeks på 'irradiansform' ved

$$N \equiv \frac{R - R_k}{R_s - R_k} \quad (4.8)$$

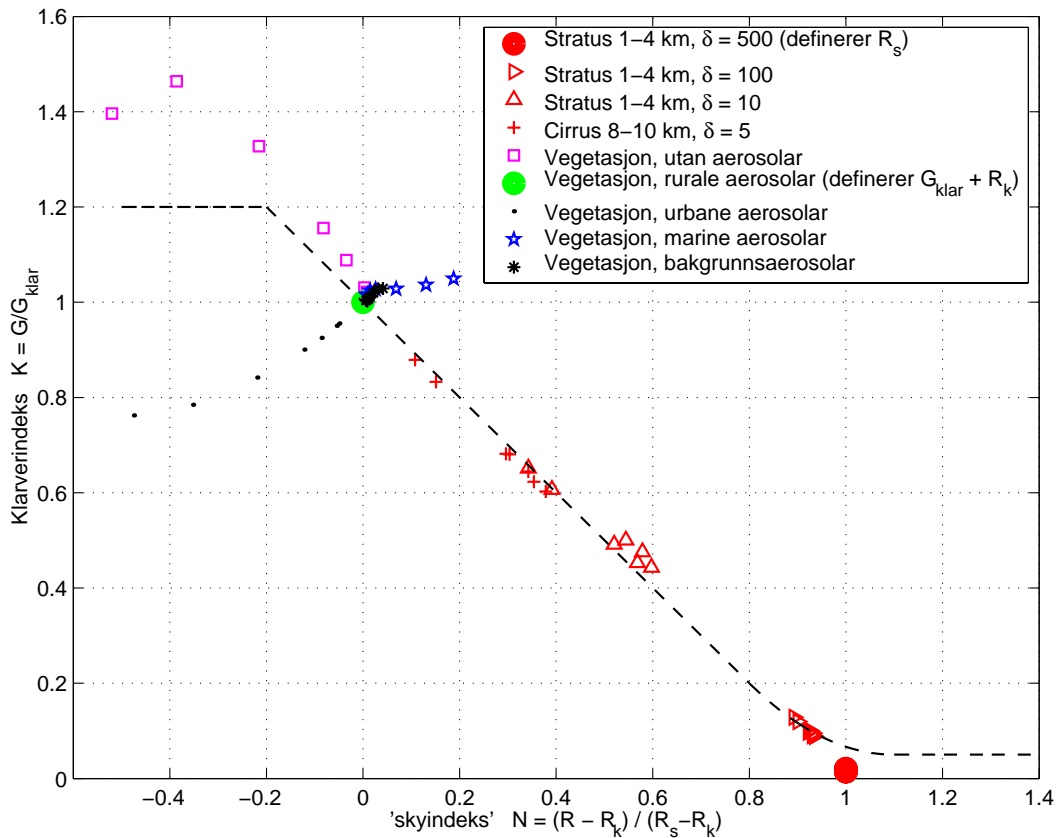
der R er aktuell reflektert irradians ved TOA og R_k og R_s er reflektert irradians ved TOA for høvesvis klarver og overskyta høve. Eg kan her definera standardinnstillingane i SBDART (vegetasjon og 'subarctic summer' atmosfære med rurale aerosolar) til å representera klarversmodellen G_{klar} og R_k . R_s er det naturleg å definera som reflektert irradians ved TOA for situasjonen med skyer med optisk tjukkeleik 500. Figur 4.23 syner same datasettet som i figur 4.22 framstilt på denne måten.



Figur 4.23: Samanhengen mellom klarverindeksen og ein 'skyindeks' på irradiansform frå simuleringar med SBDART (same datasett som på figur 4.22). Klarverindeksen er definert som aktuell globalstråling ved bakken G normalisert med globalstråling ved bakken frå ein klarversmodell G_{klar} . G_{klar} er her representert ved situasjonen med 'subarctic summer' atmosfære, rurale aerosolar og vegetasjon som bakketype (grøn skive). Skyindeksen er definert ved likning 4.8. Situasjonen med skyer med optisk tjukkeleik 500 definerer her R_s , medan klarversmodellen også definerer R_k . Ved situasjonane med skyer var bakketypen vegetasjon og atmosfæra var 'subarctic summer' med rurale aerosolar. δ er optisk tjukkeleik for skyene for bylgjelengda $0.55 \mu\text{m}$. For same bylgjelengd er optisk tjukkeleik for alle aerosolmodellane 0.257 .

Den stipla lina er regresjonen som vert nytta i Heliosat (likning 2.5). Ein ser at denne framstillinga fungerer svært bra når ein har skyer. Cirrus-skyene gjev skyindeks mellom 0.1 og 0.4 avhengig av solhøgd. Stratus-skyene med optisk tjukkeleik 10 gjev skyindeks mellom 0.3 og 0.6. Skyer med optisk tjukkeleik 100 ligg rundt 0.9, medan skyene med optisk tjukkeleik 500 gjev $N = 1$ etter definisjonen. Når det gjeld dei skyfrie situasjonane ser ein at dei gjev store avvik frå regresjonslina. Dette skuldast dels at det er nytta ulik bakkealbedo, og dels at urbane aerosolar absorberer solstråling på bekostning av både skyindeksen og klarverindeksen. For å få ein relevant test av regresjonen i Heliosat bør eg kun samanlikna verdiar der bakkealbedoen er den same, slik den vil vera for ein gjeven piksel.

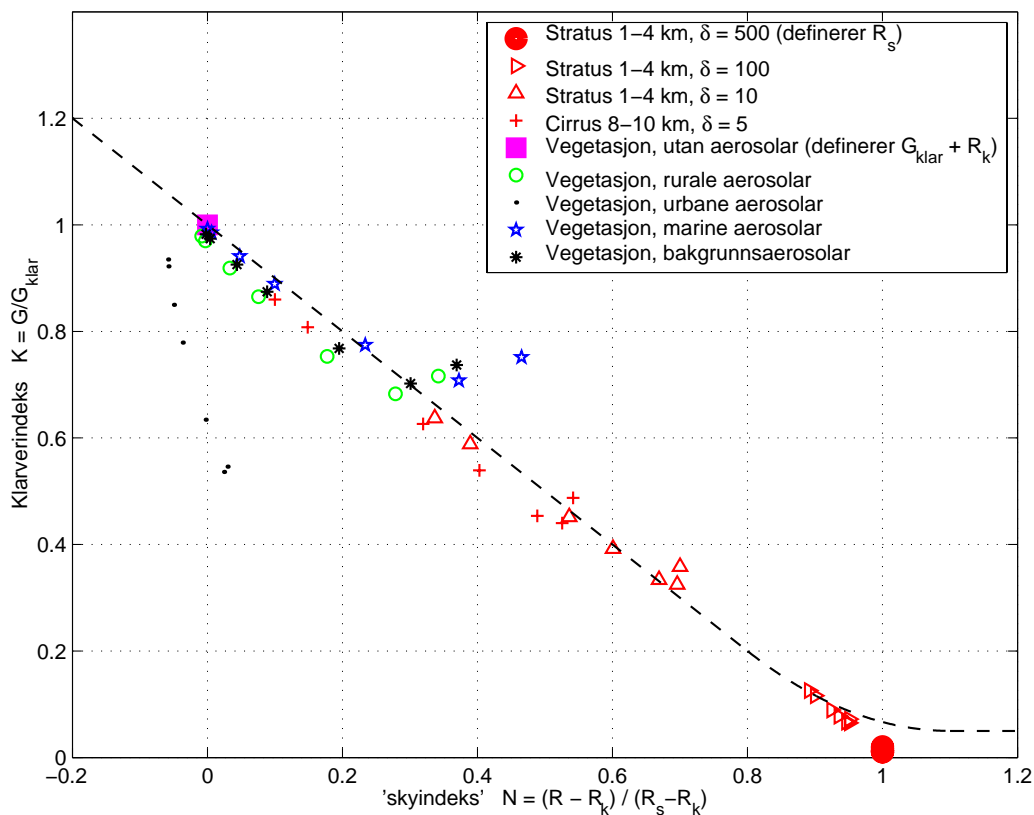
Figur 4.24 syner klarverindeks plotta mot skyindeks for ulike situasjonar med vegetasjon som bakketype. Samstundes varierer eg mellom dei fire aerosolmodellane i SBDART (tabell 3.3), for å sjå kva effekt det har. Atmosfæretypen er her 'subarctic summer' for alle simuleringar.



Figur 4.24: Same som figur 4.23, men situasjonane utan vegetasjon som bakketype er fjerna. I tillegg er det her teke med nokre situasjonar med vegetasjon som bakketype og ulike aerosolmodellar. 'Subarctic summer' atmosfære er nytta ved alle simuleringar.

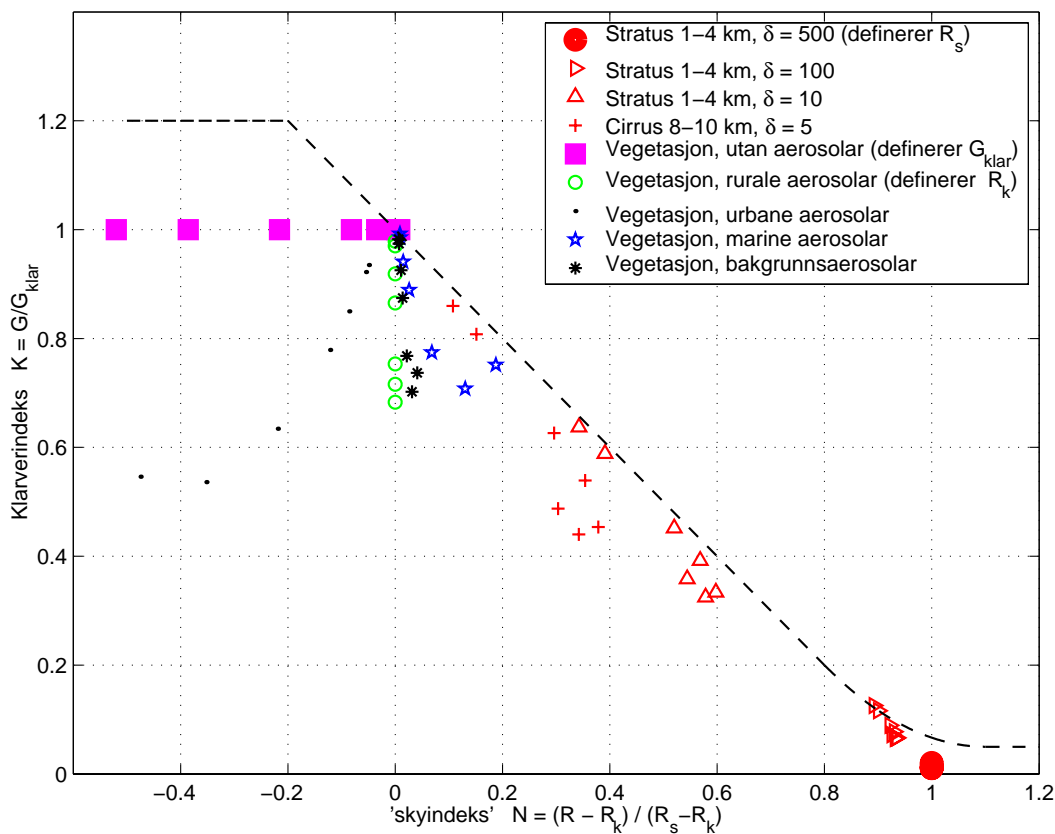
Som ein ser representerer variasjon av aerosoltypen ei stor feilkjelde. Som venta vil urbane aerosolar føra til overestimering av globalstrålinga, grunna at dei absorberer mykje solstråling (vel å merke dersom klarvermodellen G_{klar} inneheld aerosolar som er mindre absorberande). Dersom ein skulle ha mindre aerosolar i den aktuelle atmosfæra enn det er i modellen G_{klar} vil globalstrålinga verta underestimert. Ein ser av figur 4.24 at ei aerosolfri atmosfære kan gje klarverindeks på nær 1.5 når klarvermodellen inneheld rurale aerosolar. Det er også kjent frå arbeid med Heliosat at det kan vera eit problem å velja ein god klarvermodell (munnleg informasjon frå Arvid Skartveit). Det kan difor vera av interesse her å undersøkje om ein kan nytta ein klarvermodell utan aerosolar, i den von at aerosolar 'oppfører seg som skyer' ved at dei spreier meir enn dei absorberer. I so høve vil effekten av aerosolar inngå i skyindeksen.

Figur 4.25 syner same datasettet som på figur 4.24, men atmosfæremodellen utan aerosolar definerer både klarvermodellen G_{klar} og reflektert irradians ved TOA ved klarver R_k .



Figur 4.25: Same som figur 4.24, men aerosolfri atmosfære (lilla firkant) representerer klarvermodellen G_{klar} og reflektert irradians ved TOA for klarver R_k . For alle situasjonane aukar skyindeksen N monotont med solsenitvinkelen $\theta \in [0^\circ, 30^\circ, 60^\circ, 70^\circ, 80^\circ, 85^\circ, 87.5^\circ]$.

Med unntak av situasjonane med urbane aerosolar, samt nokre høve der sola står svært lågt ($\theta = 85^\circ$ og 87.5°) er tilpassinga god. Dei ulike aerosolane gjev ein skyindeks mellom -0.1 og 0.5 , avhengig av type og solhøgd. Eg gjorde også simuleringar der eg nytta tropisk atmosfære i staden for 'subarctic summer' for alle situasjonane i figur 4.25, utan at dette gav vesentlege endringar. Men det er ein viktig skilnad ved denne metoden i høve til Heliosat: Reflektert irradians ved TOA ved klarver R_k vart her definert frå modellen utan aerosolar, medan den analoge komponenten i Heliosat ρ_k (radians i staden for irradians) er målingar frå ei atmosfære som generelt inneheld aerosolar. Dersom eg definerer R_k frå atmosfæra med rurale aerosolar, men framleis nyttar klarvermodell utan aerosolar får eg biletet på figur 4.26. At tilpassinga her er dårleg synjer at Heliosat-regresjonen er avhengig av at det er samsvar mellom G_{klar} og R_k . Ein kjem difor ikkje utanom det vanskelege problemet med å velja ein klarvermodell så lik den aktuelle atmosfæra som mogeleg, sjølv om aerosolar har mykje same effekt som skyer.



Figur 4.26: Same som figur 4.25, men reflektert irradians ved TOA for klarver R_k er definert frå atmosfæra med rurale aerosolar (grøne sirkular).

5 Samandrag og konklusjon

I denne oppgåva har eg nytta ein numerisk strålingsmodell, SBDART, til å sjå på samanhengen mellom reflektert radians ved toppen av atmosfæra og globalstråling ved bakken. Eg har gjort simuleringar for eit utval standardatmosfærer og ei rekkje konfigurasjonar sol-bakke-satellitt. Måla var å testa samsvaret mellom SBDART og Heliosat, ein metode som estimerer globalstråling frå METEOSAT-målingar, samt å sjå nærare på dei fysiske og geometriske faktorane som påverkar samanhengen mellom dei to nemnte storleikane.

Heliosat vart presentert i avsnitt 2.3. Metoden er basert på at det er ein samanheng mellom globalstrålinga ved bakken og ein skyindeks. Denne skyindeksen vert utrekna frå den reflekterte radiansen som METEOSAT måler. Ved denne utrekninga lyt ein trekkja frå den delen av den reflekterte radiansen som kjem frå den skyfrie atmosfæra, sidan denne ikkje er lineært kopla til den atmosfæriske transmittansen. Hammer m.fl. (1997) fann eit halv-empirisk uttrykk for dette bidraget ved å sjå på METEOSAT-målingar frå skyfrie pikslar over hav. I avsnitt 4.1.2 såg eg på korleis dette uttrykkjet stemte med SBDART-simuleringar. Uttrykket stemte nokonlunde for dei geometriske konfigurasjonane som vart nytta under tilpassinga, men stemte dårleg utanfor dette området (figur 4.5 og 4.6). I høve til simuleringane gav uttrykket for små verdiar når ko-spreiingsvinkelen var stor og for store verdiar når satellitten låg lågt i horisonten. I avsnitt 4.1.3 laga eg eit nytt uttrykk for bidraget frå atmosfæra tilpassa SBDART-simuleringane. I tillegg til at simuleringane representerte eit vidare utval geometriske konfigurasjonar hadde denne tilpassinga to føremonar i høve til uttrykket til Hammer m.fl. (1997): 1) Med SBDART kunne eg setja bakkealbedoen lik 0, slik at ein unngår feilkjelda som skuldast refleksjon frå havoverflata. 2) Ved å tilpassa uttrykket på ein iterativ måte, vart dimensjonslaus kvadratrotfeil senka frå 0.38 til 0.14 (samanlikn figurane 4.3 og 4.4). Ved simuleringane nytta eg ei 'subarctic summer' atmosfære med rurale aerosolar der den optiske tjukkeleiken var 0.257 for bylgjelengda $0.55 \mu\text{m}$. Dette var meint å vera ei "typisk" atmosfære for Europa. For moderate ko-spreiingsvinklar ($\psi < 120^\circ$), som også er mest vanleg, vil attendespreiinga frå ei skyfri atmosfære vera ein liten komponent som varierer relativt lite med innhald av aerosolar, vassdamp og ozon i atmosfæra. Til normalisering av satellitt-teljingar i Heliosatmetoden (likning 2.3) kan det då forsvarast å nytta eit generelt uttrykk (som likning 4.3) for alle atmosfærehøve. Men når ψ er stor er denne komponenten større, og varierer også mykje med både type og mengd av aerosolar. Ein kunne då eventuelt nytta formlar for attendespreiinga der ein tok omsyn til type og optisk tjukkeleik av aerosolane. Eg har ikkje sett på dette i denne oppgåva, men metoden i avsnitt 4.1 kan nyttast til å bestemma slike uttrykk.

Eit problem ved bruk av Heliosat er at det er vanskeleg å bestemma skyindeksen når sola står lågt. Årsaka er at den skyfrie atmosfæra då reflekterer nesten like mykje som skyer. I avsnitt 4.2 såg eg nærare på dette problemet med hjelp av SBDART. Det vart testa korleis ulike atmosfærer og geometriske konfigurasjonar påverkar skilnaden mellom METEOSAT-teljingar med og utan skyer. I Bergen ligg METEOSAT 21.5° over horisonten. Simuleringane tyder på at denne satellitthøgda ikkje representerer noko større problem enn i Sør-Europa, der METEOSAT ligg rundt 20° høgare. Faktisk auka differansen mellom simulerte teljingar for overskyta situasjonar og klarver for låge solvinklar når satellitten vart plassert lågare i horisonten. Årsaka er at refleksjon frå skyer aukar meir enn kva refleksjon frå skyfri atmosfære + bakke gjer når satellitten vert senka. Desse resultatane samsvarar med Olseth & Skartveit (2001) som fann at midlare kvadratrotfeil mellom bakkemålingar og globalstråling estimert med Heliosat var av same storleik (20-25 %) i Bergen ($60.4^\circ N$) som det andre har funne lenger sør (Perez m.fl. (1997), Zelenka m.fl. (1999)). Det synt seg at når ko-spreiingsvinkelen var stor var det lettare å skilja mellom overskyta og skyfrie høve. Årsaka er at skyer gjev relativt meir framoverspreiing enn bakken og skyfri atmosfære for dei geometriske konfigurasjonane som er moglege i praksis. Aerosolar spreier óg mykje framover, men dette er ikkje så tydeleg for dei ko-spreiingsvinklane som er moglege for Bergen. Det må her nemnast at SBDART kun har Lambertflater og planparallelle skyer med uendeleg horisontal utstrekning, så simuleringane inkluderer ikkje eventuell spegling frå bakken og effekten av brote skydekke.

I avsnitt 4.3 presenterte eg eit forslag til ein ny algoritme for samanhengen mellom radians målt av METEOSAT og globalstråling ved bakken. Denne algoritmen er basert på at solstråling som når jorda kan ha ein av tre lagnadar:

1. Reflektert ut ved toppen av atmosfæra (TOA)
2. Absorbert i atmosfæra
3. Absorbert i bakken

I avsnitt 4.3.1 såg eg på korleis ein kan estimera den fyrste komponenten, reflektert irradians ved toppen av atmosfæra, frå radiansen som METEOSAT måler. SBDART vart nytta til å rekna ut retningsalbedo, ein omrekningsfaktor frå radians til irradians for mange ulike atmosfærer og geometriske konfigurasjonar sol-bakke-satellitt. Resultata finst i tabellar i Tillegg og er plotta på figurane 4.11-4.15. I avsnitt 4.3.2 simulerte eg absorpsjon i atmosfæra med ulike atmosfæremodellar, skyer, bakkealbedoar og solhøgder. Som venta varierer denne komponenten moderat, og kan estimerast. Til slutt vart samanhengen mellom bakkeabsorptans og irradiansalbedo ved TOA simulert og plotta i avsnitt 4.3.3. Det var ikkje mogleg å tilpassa ei generell regresjonslikning til høvet mellom desse to storleikane, grunna at absorptansen varierer både med solhøgde

og med atmosfæriske tilhøve. Men det synte seg at metoden i Heliosat, der ein ser på samanhengen mellom ein skyindeks og ein klarverindeks, fungerte bra. Skyindeksen er i Heliosat definert ved:

$$n = \frac{\rho - \rho_k}{\rho_s - \rho_k}$$

der ρ er relativ reflektivitet (gjeve i teljingar) målt av METEOSAT. ρ_k og ρ_s er referanseverdier for reflektert radians ved høvesvis klarver og overskya høve. Klarverindeksen er høvet mellom aktuell globalstråling ved bakken G og globalstråling ved bakken estimert frå ein modell G_{klar} . Frå SBDART-simuleringane definerte eg ein analog skyindeks, der eg nytta reflektert irradians ved TOA i staden for radians (R , R_k og R_s). Ein av situasjonane utan skyer måtte veljast ut til å representera klarversmodellen G_{klar} og reflektert irradians ved TOA for klarver R_k . Situasjonen med tjukkast skydekke (optisk tjukkeleik 500) vart valt ut til å representera reflektert irradians for overskya høve R_s . Fyrst vart ei atmosfære med rurale aerosolar plukka ut til å representera G_{klar} og R_k (figur 4.24). Tilpassinga til regresjonslina i Heliosat var svært bra ved overskya situasjonar, men situasjonane med klarver gav avvik dersom den aktuelle atmosfæra inneheldt andre aerosoltypar enn den som definerte G_{klar} . Det vart så forsøkt å nytta ei atmosfære utan aerosolar til å representera G_{klar} og R_k (figur 4.25). Det synte seg då at tilpassinga var jamt god for alle situasjonar, med unntak av når ein har sterkt absorberande urbane aerosolar, eller når sola står svært lågt (senitvinkel over 85°). Aerosolane vart ved denne framstillingsmetoden 'handsama som skyer' og gav ein skyindeks mellom -0.1 og 0.5. Det ser ut til at denne metoden kan nyttast dersom ein kan modellera ein reflektert radians eller irradians ved TOA ved aerosolfri atmosfære. Figur 4.26 syner at dersom G_{klar} og R_k vert definert frå ulike atmosfærer er det ingen klar samanheng mellom skyindeksen og klarverindeksen.

Generelt syner modellsimuleringane at prinsippa som Heliosat byggjer på fungerer godt, men også at metoden treng empirisk støtte på fleire punkt.

TILLEGG - tabellar med retningsalbedo

Sjå avsnitt 4.3.1 for forklaring.

1) Svart bakke, ingen aerosolar

$\theta=0^\circ$	Asimutvinkel A												
	0°	15°	30°	45°	60°	75°	90°	105°	120°	135°	150°	165°	180°
Satellitvinkel ϕ 5°	0.81	0.81	0.81	0.81	0.81	0.81	0.81	0.81	0.81	0.81	0.81	0.81	0.81
15°	0.81	0.81	0.81	0.81	0.81	0.81	0.81	0.81	0.81	0.81	0.81	0.81	0.81
25°	0.81	0.81	0.81	0.81	0.81	0.81	0.81	0.81	0.81	0.81	0.81	0.81	0.81
35°	0.83	0.83	0.83	0.83	0.83	0.83	0.83	0.83	0.83	0.83	0.83	0.83	0.83
45°	0.86	0.86	0.86	0.86	0.86	0.86	0.86	0.86	0.86	0.86	0.86	0.86	0.86
55°	0.94	0.94	0.94	0.94	0.94	0.94	0.94	0.94	0.94	0.94	0.94	0.94	0.94
65°	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11
75°	1.52	1.52	1.52	1.52	1.52	1.52	1.52	1.52	1.52	1.52	1.52	1.52	1.52
85°	2.87	2.87	2.87	2.87	2.87	2.87	2.87	2.87	2.87	2.87	2.87	2.87	2.87

$\theta=30^\circ$	Asimutvinkel A												
	0°	15°	30°	45°	60°	75°	90°	105°	120°	135°	150°	165°	180°
Satellitvinkel ϕ 5°	0.69	0.69	0.70	0.70	0.71	0.71	0.72	0.73	0.73	0.74	0.75	0.75	0.75
15°	0.65	0.65	0.66	0.67	0.68	0.70	0.73	0.75	0.77	0.79	0.80	0.81	0.81
25°	0.62	0.62	0.63	0.65	0.67	0.70	0.74	0.77	0.81	0.84	0.87	0.88	0.89
35°	0.62	0.62	0.63	0.65	0.68	0.72	0.76	0.81	0.86	0.91	0.95	0.97	0.98
45°	0.65	0.65	0.66	0.68	0.71	0.75	0.81	0.87	0.93	1.00	1.05	1.08	1.09
55°	0.75	0.75	0.76	0.77	0.80	0.84	0.90	0.97	1.05	1.13	1.20	1.24	1.26
65°	0.98	0.98	0.98	0.98	0.99	1.03	1.08	1.16	1.26	1.36	1.44	1.50	1.52
75°	1.54	1.53	1.50	1.47	1.45	1.47	1.51	1.60	1.72	1.84	1.95	2.03	2.06
85°	3.34	3.30	3.21	3.08	2.97	2.90	2.91	2.99	3.15	3.34	3.53	3.66	3.71

$\theta=60^\circ$	Asimutvinkel A												
	0°	15°	30°	45°	60°	75°	90°	105°	120°	135°	150°	165°	180°
Satellitvinkel ϕ 5°	0.52	0.52	0.52	0.52	0.53	0.54	0.54	0.55	0.56	0.56	0.57	0.57	0.57
15°	0.49	0.49	0.50	0.50	0.52	0.53	0.55	0.58	0.60	0.62	0.64	0.65	0.66
25°	0.50	0.50	0.50	0.51	0.52	0.55	0.58	0.62	0.66	0.70	0.74	0.76	0.77
35°	0.55	0.55	0.55	0.55	0.56	0.58	0.62	0.68	0.74	0.81	0.86	0.90	0.92
45°	0.66	0.66	0.64	0.63	0.63	0.65	0.69	0.76	0.85	0.95	1.03	1.09	1.11
55°	0.88	0.86	0.83	0.79	0.76	0.77	0.81	0.90	1.02	1.15	1.27	1.35	1.38
65°	1.27	1.25	1.18	1.10	1.03	1.00	1.03	1.14	1.30	1.48	1.65	1.77	1.81
75°	2.11	2.06	1.93	1.76	1.59	1.50	1.51	1.64	1.86	2.13	2.39	2.57	2.64
85°	4.71	4.59	4.26	3.82	3.38	3.08	3.00	3.18	3.57	4.09	4.59	4.95	5.09

$\theta=70^\circ$	Asimutvinkel A													
	0°	15°	30°	45°	60°	75°	90°	105°	120°	135°	150°	165°	180°	
Satellittsenitivinkel ϕ 5°	0.47	0.48	0.48	0.48	0.48	0.49	0.49	0.50	0.50	0.51	0.51	0.52	0.52	
15°	0.47	0.47	0.47	0.47	0.48	0.49	0.51	0.52	0.54	0.56	0.58	0.59	0.59	
25°	0.50	0.50	0.50	0.49	0.50	0.51	0.53	0.56	0.60	0.64	0.67	0.69	0.70	
35°	0.58	0.57	0.56	0.55	0.55	0.55	0.58	0.63	0.68	0.74	0.80	0.84	0.85	
45°	0.72	0.71	0.69	0.66	0.63	0.63	0.66	0.72	0.80	0.89	0.98	1.03	1.06	
55°	0.97	0.95	0.90	0.84	0.79	0.76	0.79	0.86	0.97	1.11	1.23	1.32	1.35	
65°	1.42	1.38	1.29	1.18	1.07	1.01	1.02	1.11	1.27	1.46	1.64	1.77	1.82	
75°	2.34	2.28	2.11	1.88	1.67	1.53	1.51	1.63	1.87	2.16	2.45	2.66	2.73	
85°	5.19	5.05	4.64	4.10	3.56	3.18	3.06	3.25	3.70	4.30	4.89	5.32	5.48	

$\theta=80^\circ$	Asimutvinkel A													
	0°	15°	30°	45°	60°	75°	90°	105°	120°	135°	150°	165°	180°	
Satellittsenitivinkel ϕ 5°	0.45	0.45	0.45	0.45	0.45	0.45	0.46	0.46	0.46	0.47	0.47	0.47	0.47	
15°	0.46	0.46	0.46	0.46	0.46	0.46	0.47	0.48	0.49	0.51	0.52	0.53	0.53	
25°	0.52	0.51	0.51	0.50	0.49	0.49	0.50	0.52	0.54	0.57	0.60	0.62	0.63	
35°	0.62	0.62	0.60	0.57	0.55	0.54	0.55	0.58	0.62	0.67	0.72	0.76	0.77	
45°	0.80	0.78	0.74	0.69	0.65	0.62	0.63	0.67	0.74	0.82	0.90	0.95	0.97	
55°	1.08	1.05	0.99	0.90	0.82	0.77	0.76	0.82	0.92	1.04	1.16	1.25	1.28	
65°	1.56	1.52	1.41	1.26	1.11	1.02	1.00	1.08	1.22	1.41	1.59	1.73	1.77	
75°	2.55	2.48	2.28	2.01	1.75	1.56	1.51	1.62	1.85	2.16	2.46	2.68	2.76	
85°	5.72	5.55	5.08	4.44	3.80	3.34	3.18	3.38	3.88	4.55	5.22	5.71	5.88	

$\theta=85^\circ$	Asimutvinkel A													
	0°	15°	30°	45°	60°	75°	90°	105°	120°	135°	150°	165°	180°	
Satellittsenitivinkel ϕ 5°	0.44	0.44	0.44	0.44	0.44	0.44	0.44	0.44	0.44	0.44	0.45	0.45	0.45	
15°	0.46	0.46	0.46	0.45	0.45	0.45	0.45	0.46	0.47	0.48	0.49	0.49	0.50	
25°	0.53	0.52	0.51	0.50	0.49	0.48	0.48	0.49	0.51	0.54	0.56	0.58	0.58	
35°	0.64	0.64	0.61	0.58	0.55	0.53	0.53	0.55	0.59	0.63	0.68	0.71	0.72	
45°	0.83	0.81	0.77	0.71	0.66	0.62	0.61	0.64	0.70	0.78	0.85	0.90	0.92	
55°	1.12	1.09	1.02	0.92	0.83	0.76	0.75	0.79	0.88	1.00	1.11	1.19	1.22	
65°	1.62	1.58	1.46	1.29	1.13	1.02	0.99	1.05	1.19	1.37	1.55	1.68	1.73	
75°	2.66	2.58	2.36	2.07	1.79	1.58	1.52	1.61	1.84	2.15	2.46	2.68	2.77	
85°	6.21	6.01	5.49	4.78	4.07	3.55	3.37	3.57	4.11	4.84	5.57	6.10	6.30	

$\theta=87.5^\circ$	Asimutvinkel A													
	0°	15°	30°	45°	60°	75°	90°	105°	120°	135°	150°	165°	180°	
Satellittsenitivinkel ϕ 5°	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42	0.43	0.43	0.43	0.43	0.43	0.43	
15°	0.46	0.45	0.45	0.44	0.44	0.44	0.44	0.44	0.45	0.46	0.46	0.47	0.47	
25°	0.53	0.52	0.51	0.49	0.48	0.47	0.47	0.48	0.49	0.51	0.53	0.55	0.55	
35°	0.65	0.64	0.61	0.58	0.54	0.52	0.52	0.53	0.56	0.60	0.64	0.67	0.68	
45°	0.83	0.82	0.77	0.71	0.65	0.61	0.60	0.62	0.67	0.74	0.81	0.86	0.88	
55°	1.13	1.10	1.03	0.93	0.82	0.75	0.73	0.77	0.85	0.96	1.07	1.15	1.18	
65°	1.64	1.59	1.47	1.30	1.13	1.01	0.97	1.03	1.16	1.34	1.52	1.65	1.69	
75°	2.72	2.64	2.41	2.11	1.81	1.59	1.52	1.61	1.84	2.15	2.46	2.69	2.78	
85°	6.78	6.57	5.99	5.19	4.40	3.83	3.62	3.84	4.43	5.23	6.03	6.61	6.83	

2) Svart bakke, rurale aerosolar

$\theta=0^\circ$	Asimutvinkel A													
	0°	15°	30°	45°	60°	75°	90°	105°	120°	135°	150°	165°	180°	
Satellittsenitvinkel ϕ 5°	0.66	0.66	0.66	0.66	0.66	0.66	0.66	0.66	0.66	0.66	0.66	0.66	0.66	
15°	0.67	0.67	0.67	0.67	0.67	0.67	0.67	0.67	0.67	0.67	0.67	0.67	0.67	
25°	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70	
35°	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	0.75	
45°	0.83	0.83	0.83	0.83	0.83	0.83	0.83	0.83	0.83	0.83	0.83	0.83	0.83	
55°	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	
65°	1.26	1.26	1.26	1.26	1.26	1.26	1.26	1.26	1.26	1.26	1.26	1.26	1.26	
75°	1.81	1.81	1.81	1.81	1.81	1.81	1.81	1.81	1.81	1.81	1.81	1.81	1.81	
85°	2.77	2.77	2.77	2.77	2.77	2.77	2.77	2.77	2.77	2.77	2.77	2.77	2.77	

$\theta=30^\circ$	Asimutvinkel A													
	0°	15°	30°	45°	60°	75°	90°	105°	120°	135°	150°	165°	180°	
Satellittsenitvinkel ϕ 5°	0.59	0.59	0.59	0.59	0.59	0.59	0.60	0.60	0.60	0.60	0.60	0.61	0.61	
15°	0.59	0.59	0.59	0.59	0.60	0.60	0.61	0.62	0.62	0.63	0.64	0.64	0.64	
25°	0.61	0.61	0.61	0.61	0.62	0.63	0.64	0.65	0.66	0.67	0.68	0.69	0.69	
35°	0.67	0.67	0.67	0.67	0.67	0.68	0.69	0.70	0.72	0.74	0.75	0.76	0.76	
45°	0.80	0.80	0.79	0.78	0.78	0.77	0.78	0.79	0.81	0.83	0.85	0.86	0.87	
55°	1.05	1.04	1.02	0.99	0.96	0.94	0.94	0.94	0.96	0.98	1.00	1.02	1.02	
65°	1.53	1.51	1.45	1.38	1.31	1.25	1.22	1.21	1.21	1.24	1.26	1.28	1.28	
75°	2.49	2.44	2.32	2.16	1.99	1.86	1.76	1.71	1.69	1.70	1.72	1.74	1.75	
85°	4.30	4.19	3.92	3.56	3.21	2.91	2.69	2.56	2.50	2.50	2.52	2.54	2.54	

$\theta=60^\circ$	Asimutvinkel A													
	0°	15°	30°	45°	60°	75°	90°	105°	120°	135°	150°	165°	180°	
Satellittsenitvinkel ϕ 5°	0.46	0.46	0.46	0.46	0.46	0.45	0.45	0.45	0.46	0.46	0.46	0.46	0.46	
15°	0.49	0.49	0.48	0.48	0.47	0.47	0.47	0.47	0.47	0.48	0.48	0.48	0.48	
25°	0.56	0.56	0.55	0.53	0.52	0.51	0.50	0.50	0.51	0.52	0.52	0.53	0.53	
35°	0.71	0.70	0.67	0.63	0.60	0.57	0.56	0.56	0.56	0.58	0.59	0.60	0.61	
45°	0.97	0.94	0.88	0.81	0.74	0.68	0.65	0.64	0.65	0.67	0.70	0.71	0.72	
55°	1.46	1.41	1.27	1.11	0.97	0.86	0.80	0.78	0.79	0.82	0.85	0.88	0.89	
65°	2.45	2.32	2.02	1.67	1.39	1.18	1.07	1.02	1.02	1.06	1.11	1.14	1.16	
75°	4.66	4.31	3.53	2.77	2.17	1.78	1.55	1.45	1.44	1.49	1.56	1.61	1.64	
85°	9.76	8.67	6.57	4.78	3.57	2.82	2.40	2.21	2.19	2.26	2.37	2.46	2.50	

$\theta=70^\circ$	Asimut vinkel A												
	0°	15°	30°	45°	60°	75°	90°	105°	120°	135°	150°	165°	180°
Satellittsenitvinkel ϕ	5°	0.42	0.42	0.41	0.41	0.41	0.41	0.41	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40
	15°	0.46	0.46	0.45	0.45	0.44	0.43	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42
	25°	0.56	0.55	0.53	0.51	0.49	0.47	0.45	0.45	0.44	0.45	0.45	0.46
	35°	0.73	0.72	0.68	0.63	0.57	0.53	0.51	0.49	0.49	0.50	0.51	0.52
	45°	1.06	1.02	0.93	0.82	0.72	0.64	0.59	0.57	0.57	0.59	0.61	0.62
	55°	1.67	1.58	1.38	1.15	0.96	0.82	0.73	0.70	0.70	0.72	0.75	0.78
	65°	2.98	2.75	2.25	1.75	1.37	1.12	0.98	0.92	0.91	0.95	0.99	1.03
	75°	6.11	5.40	4.05	2.91	2.15	1.69	1.43	1.32	1.31	1.36	1.43	1.48
	85°	14.39	11.85	7.80	5.11	3.58	2.72	2.25	2.06	2.04	2.13	2.26	2.36

$\theta=80^\circ$	Asimut vinkel A												
	0°	15°	30°	45°	60°	75°	90°	105°	120°	135°	150°	165°	180°
Satellittsenitvinkel ϕ	5°	0.37	0.37	0.37	0.37	0.36	0.36	0.36	0.35	0.35	0.35	0.35	0.35
	15°	0.43	0.43	0.42	0.41	0.39	0.38	0.37	0.36	0.36	0.35	0.35	0.35
	25°	0.54	0.53	0.51	0.48	0.45	0.42	0.40	0.38	0.38	0.38	0.38	0.38
	35°	0.75	0.73	0.67	0.60	0.54	0.48	0.45	0.42	0.42	0.42	0.43	0.44
	45°	1.13	1.07	0.95	0.80	0.68	0.58	0.52	0.49	0.49	0.49	0.51	0.52
	55°	1.89	1.76	1.45	1.14	0.90	0.74	0.65	0.60	0.60	0.61	0.64	0.66
	65°	3.65	3.23	2.43	1.75	1.30	1.02	0.87	0.80	0.79	0.82	0.86	0.89
	75°	8.33	6.85	4.50	2.94	2.06	1.55	1.29	1.17	1.16	1.21	1.28	1.33
	85°	23.00	16.73	9.29	5.48	3.63	2.66	2.17	1.97	1.96	2.06	2.19	2.30

$\theta=85^\circ$	Asimut vinkel A												
	0°	15°	30°	45°	60°	75°	90°	105°	120°	135°	150°	165°	180°
Satellittsenitvinkel ϕ	5°	0.34	0.34	0.34	0.33	0.33	0.33	0.32	0.32	0.32	0.31	0.31	0.31
	15°	0.40	0.40	0.39	0.38	0.36	0.35	0.34	0.33	0.32	0.32	0.31	0.31
	25°	0.52	0.51	0.48	0.45	0.41	0.38	0.36	0.34	0.34	0.33	0.33	0.34
	35°	0.73	0.70	0.64	0.57	0.50	0.44	0.40	0.38	0.37	0.37	0.38	0.38
	45°	1.13	1.07	0.92	0.76	0.63	0.53	0.47	0.44	0.43	0.44	0.45	0.46
	55°	1.97	1.80	1.44	1.09	0.85	0.68	0.59	0.54	0.54	0.55	0.58	0.59
	65°	4.02	3.45	2.45	1.69	1.22	0.95	0.79	0.73	0.72	0.75	0.79	0.82
	75°	9.89	7.70	4.67	2.90	1.97	1.47	1.21	1.10	1.09	1.14	1.21	1.27
	85°	30.99	21.06	10.69	6.01	3.88	2.80	2.26	2.05	2.05	2.16	2.32	2.44

$\theta=87.5^\circ$	Asimut vinkel A												
	0°	15°	30°	45°	60°	75°	90°	105°	120°	135°	150°	165°	180°
Satellittsenitvinkel ϕ	5°	0.31	0.31	0.31	0.31	0.30	0.30	0.30	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29
	15°	0.37	0.37	0.36	0.35	0.33	0.32	0.31	0.30	0.29	0.29	0.29	0.28
	25°	0.49	0.48	0.45	0.42	0.38	0.35	0.33	0.32	0.31	0.30	0.30	0.31
	35°	0.69	0.67	0.61	0.53	0.46	0.41	0.37	0.35	0.34	0.34	0.35	0.35
	45°	1.09	1.03	0.88	0.72	0.59	0.49	0.43	0.40	0.40	0.40	0.42	0.43
	55°	1.96	1.77	1.39	1.04	0.79	0.63	0.54	0.50	0.49	0.51	0.53	0.55
	65°	4.16	3.51	2.40	1.62	1.15	0.88	0.74	0.68	0.67	0.70	0.74	0.77
	75°	10.86	8.17	4.72	2.85	1.91	1.41	1.15	1.05	1.05	1.10	1.18	1.24
	85°	38.34	25.28	12.27	6.72	4.27	3.05	2.45	2.22	2.22	2.36	2.54	2.69

3) Vegetasjon, rurale aerosolar

$\theta=0^\circ$	Asimutvinkel A												
	0°	15°	30°	45°	60°	75°	90°	105°	120°	135°	150°	165°	180°
Satellittsenitvinkel ϕ													
5°	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03
15°	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03	1.03
25°	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02
35°	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02
45°	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01
55°	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
65°	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98
75°	0.94	0.94	0.94	0.94	0.94	0.94	0.94	0.94	0.94	0.94	0.94	0.94	0.94
85°	0.82	0.82	0.82	0.82	0.82	0.82	0.82	0.82	0.82	0.82	0.82	0.82	0.82

$\theta=30^\circ$	Asimutvinkel A												
	0°	15°	30°	45°	60°	75°	90°	105°	120°	135°	150°	165°	180°
Satellittsenitvinkel ϕ													
5°	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01
15°	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01
25°	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01
35°	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01
45°	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.01	1.01	1.01	1.01
55°	1.01	1.01	1.01	1.00	1.00	0.99	0.99	0.99	1.00	1.00	1.00	1.01	1.01
65°	1.04	1.03	1.02	1.01	1.00	0.99	0.98	0.98	0.98	0.99	0.99	0.99	1.00
75°	1.08	1.08	1.06	1.03	1.00	0.98	0.96	0.96	0.95	0.96	0.96	0.96	0.96
85°	1.13	1.12	1.07	1.01	0.95	0.90	0.87	0.85	0.84	0.84	0.84	0.84	0.84

$\theta=60^\circ$	Asimutvinkel A												
	0°	15°	30°	45°	60°	75°	90°	105°	120°	135°	150°	165°	180°
Satellittsenitvinkel ϕ													
5°	0.89	0.89	0.89	0.89	0.89	0.89	0.89	0.89	0.89	0.89	0.89	0.89	0.89
15°	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90
25°	0.92	0.92	0.91	0.91	0.91	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.91	0.91	0.91
35°	0.95	0.95	0.94	0.93	0.92	0.91	0.91	0.91	0.91	0.91	0.92	0.92	0.92
45°	1.02	1.01	0.99	0.97	0.95	0.93	0.92	0.92	0.92	0.93	0.94	0.94	0.94
55°	1.14	1.13	1.09	1.04	0.99	0.96	0.94	0.94	0.94	0.95	0.96	0.97	0.97
65°	1.40	1.36	1.27	1.16	1.08	1.02	0.98	0.97	0.97	0.98	0.99	1.00	1.01
75°	1.97	1.87	1.63	1.40	1.22	1.11	1.04	1.01	1.00	1.02	1.04	1.06	1.06
85°	3.30	2.97	2.34	1.80	1.44	1.21	1.08	1.03	1.02	1.04	1.07	1.10	1.11

$\theta=70^\circ$	Asimutvinkel A													
	0°	15°	30°	45°	60°	75°	90°	105°	120°	135°	150°	165°	180°	
Satellittsenitvinkel ϕ	5°	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80
	15°	0.82	0.82	0.82	0.81	0.81	0.81	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80
	25°	0.86	0.85	0.85	0.84	0.83	0.82	0.81	0.81	0.81	0.81	0.81	0.81	0.81
	35°	0.92	0.92	0.90	0.88	0.86	0.84	0.83	0.82	0.82	0.83	0.83	0.83	0.84
	45°	1.05	1.03	0.99	0.95	0.90	0.87	0.85	0.84	0.84	0.85	0.86	0.87	0.87
	55°	1.28	1.25	1.16	1.07	0.99	0.93	0.89	0.88	0.88	0.89	0.90	0.91	0.91
	65°	1.79	1.70	1.49	1.28	1.12	1.02	0.96	0.93	0.93	0.95	0.97	0.98	0.99
	75°	3.03	2.73	2.17	1.69	1.38	1.18	1.08	1.03	1.02	1.04	1.07	1.10	1.11
	85°	6.31	5.25	3.56	2.44	1.80	1.44	1.24	1.16	1.16	1.19	1.25	1.29	1.30

$\theta=80^\circ$	Asimutvinkel A													
	0°	15°	30°	45°	60°	75°	90°	105°	120°	135°	150°	165°	180°	
Satellittsenitvinkel ϕ	5°	0.64	0.64	0.64	0.64	0.64	0.64	0.64	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63
	15°	0.68	0.68	0.67	0.67	0.66	0.65	0.64	0.64	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63
	25°	0.75	0.74	0.73	0.71	0.69	0.67	0.66	0.65	0.64	0.64	0.64	0.65	0.65
	35°	0.87	0.85	0.82	0.78	0.74	0.70	0.68	0.67	0.67	0.67	0.67	0.67	0.68
	45°	1.09	1.06	0.98	0.89	0.82	0.76	0.72	0.70	0.70	0.70	0.71	0.72	0.72
	55°	1.55	1.47	1.28	1.09	0.94	0.85	0.79	0.76	0.76	0.77	0.78	0.79	0.80
	65°	2.60	2.34	1.86	1.44	1.16	0.99	0.90	0.86	0.85	0.87	0.89	0.91	0.92
	75°	5.42	4.51	3.08	2.12	1.58	1.27	1.11	1.04	1.03	1.06	1.10	1.14	1.15
	85°	14.28	10.44	5.89	3.56	2.43	1.84	1.53	1.41	1.40	1.46	1.55	1.62	1.64

$\theta=85^\circ$	Asimutvinkel A													
	0°	15°	30°	45°	60°	75°	90°	105°	120°	135°	150°	165°	180°	
Satellittsenitvinkel ϕ	5°	0.53	0.53	0.53	0.53	0.52	0.52	0.52	0.51	0.51	0.51	0.51	0.51	0.51
	15°	0.57	0.57	0.57	0.56	0.54	0.53	0.53	0.52	0.51	0.51	0.51	0.51	0.51
	25°	0.66	0.65	0.63	0.61	0.58	0.56	0.54	0.53	0.52	0.52	0.52	0.52	0.52
	35°	0.81	0.79	0.75	0.69	0.64	0.60	0.57	0.55	0.55	0.55	0.55	0.56	0.56
	45°	1.10	1.06	0.95	0.83	0.73	0.66	0.62	0.60	0.59	0.59	0.60	0.61	0.61
	55°	1.72	1.59	1.33	1.07	0.89	0.77	0.70	0.66	0.66	0.67	0.69	0.70	0.71
	65°	3.23	2.80	2.06	1.50	1.15	0.95	0.83	0.78	0.78	0.80	0.83	0.85	0.86
	75°	7.55	5.93	3.68	2.37	1.68	1.30	1.11	1.03	1.02	1.06	1.11	1.16	1.17
	85°	23.14	15.76	8.07	4.60	3.02	2.22	1.82	1.66	1.66	1.74	1.86	1.95	1.99

$\theta=87.5^\circ$	Asimutvinkel A													
	0°	15°	30°	45°	60°	75°	90°	105°	120°	135°	150°	165°	180°	
Satellittsenitvinkel ϕ	5°	0.46	0.46	0.46	0.46	0.46	0.46	0.45	0.45	0.45	0.45	0.44	0.44	0.44
	15°	0.51	0.51	0.50	0.49	0.48	0.47	0.46	0.45	0.45	0.44	0.44	0.44	0.44
	25°	0.60	0.59	0.57	0.55	0.52	0.50	0.48	0.47	0.46	0.46	0.46	0.46	0.46
	35°	0.76	0.74	0.70	0.64	0.58	0.54	0.51	0.49	0.48	0.48	0.49	0.49	0.49
	45°	1.08	1.03	0.91	0.78	0.68	0.60	0.55	0.53	0.52	0.53	0.54	0.55	0.55
	55°	1.77	1.62	1.31	1.03	0.83	0.71	0.63	0.60	0.60	0.61	0.63	0.64	0.65
	65°	3.52	3.00	2.11	1.48	1.11	0.90	0.78	0.73	0.73	0.75	0.78	0.81	0.82
	75°	8.86	6.70	3.94	2.45	1.69	1.29	1.09	1.01	1.00	1.05	1.11	1.15	1.17
	85°	30.80	20.34	9.93	5.48	3.52	2.55	2.07	1.88	1.89	2.00	2.14	2.26	2.30

4) Skyer, $\delta = 5$

$\theta=0^\circ$	Asimutvinkel A												
	0°	15°	30°	45°	60°	75°	90°	105°	120°	135°	150°	165°	180°
Satellitvinkel ϕ 5°	0.97	0.97	0.97	0.97	0.97	0.97	0.97	0.97	0.97	0.97	0.97	0.97	0.97
15°	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98
25°	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
35°	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02	1.02
45°	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04
55°	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04
65°	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01	1.01
75°	0.91	0.91	0.91	0.91	0.91	0.91	0.91	0.91	0.91	0.91	0.91	0.91	0.91
85°	0.72	0.72	0.72	0.72	0.72	0.72	0.72	0.72	0.72	0.72	0.72	0.72	0.72

$\theta=30^\circ$	Asimutvinkel A												
	0°	15°	30°	45°	60°	75°	90°	105°	120°	135°	150°	165°	180°
Satellitvinkel ϕ 5°	0.93	0.93	0.93	0.93	0.93	0.93	0.93	0.93	0.93	0.93	0.92	0.92	0.92
15°	0.97	0.97	0.96	0.96	0.95	0.94	0.94	0.94	0.93	0.92	0.92	0.92	0.92
25°	1.01	1.00	1.00	0.99	0.99	0.97	0.96	0.95	0.94	0.93	0.93	0.93	0.92
35°	1.07	1.07	1.06	1.04	1.02	1.00	0.99	0.97	0.96	0.95	0.93	0.94	0.93
45°	1.14	1.13	1.11	1.10	1.07	1.04	1.01	1.00	0.97	0.96	0.95	0.94	0.94
55°	1.21	1.20	1.19	1.15	1.10	1.07	1.04	1.00	0.98	0.96	0.95	0.94	0.94
65°	1.26	1.24	1.21	1.16	1.12	1.06	1.02	0.99	0.95	0.94	0.92	0.91	0.91
75°	1.21	1.20	1.17	1.11	1.04	0.99	0.94	0.90	0.88	0.85	0.84	0.84	0.84
85°	1.02	1.00	0.95	0.89	0.84	0.79	0.75	0.72	0.70	0.69	0.69	0.68	0.68

$\theta=60^\circ$	Asimutvinkel A												
	0°	15°	30°	45°	60°	75°	90°	105°	120°	135°	150°	165°	180°
Satellitvinkel ϕ 5°	0.78	0.78	0.78	0.78	0.77	0.77	0.76	0.76	0.75	0.75	0.75	0.74	0.74
15°	0.84	0.83	0.82	0.81	0.80	0.79	0.78	0.76	0.75	0.75	0.74	0.74	0.74
25°	0.93	0.93	0.91	0.89	0.86	0.83	0.81	0.78	0.77	0.76	0.74	0.74	0.74
35°	1.07	1.06	1.03	0.99	0.94	0.89	0.86	0.82	0.80	0.77	0.76	0.76	0.76
45°	1.28	1.26	1.21	1.13	1.04	0.98	0.91	0.86	0.83	0.80	0.80	0.78	0.78
55°	1.60	1.56	1.44	1.31	1.18	1.07	0.97	0.92	0.87	0.83	0.82	0.82	0.80
65°	2.01	1.93	1.75	1.51	1.31	1.14	1.03	0.95	0.89	0.86	0.85	0.84	0.82
75°	2.57	2.41	2.01	1.67	1.36	1.17	1.03	0.93	0.88	0.85	0.84	0.83	0.83
85°	2.74	2.46	1.97	1.51	1.21	1.01	0.88	0.81	0.79	0.79	0.79	0.81	0.81

$\theta=70^\circ$	Asimutvinkel A													
	0°	15°	30°	45°	60°	75°	90°	105°	120°	135°	150°	165°	180°	
Satellittsenitivinkel ϕ 5°	0.68	0.68	0.68	0.68	0.67	0.67	0.66	0.66	0.66	0.66	0.65	0.65	0.65	
15°	0.75	0.75	0.74	0.73	0.71	0.69	0.68	0.67	0.66	0.65	0.64	0.64	0.63	
25°	0.86	0.85	0.83	0.80	0.77	0.74	0.71	0.69	0.67	0.66	0.65	0.65	0.65	
35°	1.02	1.01	0.98	0.92	0.86	0.81	0.76	0.73	0.70	0.69	0.67	0.66	0.66	
45°	1.31	1.28	1.19	1.09	0.99	0.90	0.83	0.78	0.74	0.73	0.71	0.71	0.70	
55°	1.76	1.69	1.54	1.33	1.16	1.01	0.92	0.84	0.79	0.77	0.76	0.74	0.75	
65°	2.60	2.43	2.02	1.67	1.35	1.15	1.01	0.91	0.85	0.82	0.81	0.80	0.79	
75°	3.91	3.46	2.71	1.99	1.54	1.26	1.06	0.95	0.89	0.87	0.86	0.86	0.85	
85°	5.39	4.47	2.96	2.04	1.51	1.19	1.01	0.92	0.89	0.89	0.91	0.92	0.94	

$\theta=80^\circ$	Asimutvinkel A													
	0°	15°	30°	45°	60°	75°	90°	105°	120°	135°	150°	165°	180°	
Satellittsenitivinkel ϕ 5°	0.54	0.54	0.54	0.53	0.53	0.53	0.52	0.52	0.52	0.51	0.51	0.51	0.51	
15°	0.59	0.59	0.58	0.57	0.55	0.54	0.53	0.52	0.51	0.51	0.50	0.50	0.50	
25°	0.69	0.68	0.67	0.64	0.60	0.57	0.56	0.53	0.52	0.52	0.51	0.51	0.51	
35°	0.88	0.86	0.80	0.74	0.69	0.63	0.60	0.56	0.55	0.54	0.54	0.54	0.54	
45°	1.20	1.15	1.06	0.92	0.80	0.71	0.66	0.61	0.60	0.58	0.58	0.58	0.58	
55°	1.92	1.80	1.49	1.23	0.99	0.85	0.75	0.69	0.66	0.66	0.65	0.66	0.66	
65°	3.44	3.04	2.36	1.71	1.32	1.07	0.90	0.81	0.78	0.77	0.77	0.77	0.78	
75°	7.38	6.03	3.82	2.54	1.81	1.37	1.13	1.00	0.96	0.95	0.97	0.98	0.98	
85°	16.28	10.82	5.85	3.48	2.32	1.71	1.40	1.26	1.23	1.27	1.32	1.37	1.38	

$\theta=85^\circ$	Asimutvinkel A													
	0°	15°	30°	45°	60°	75°	90°	105°	120°	135°	150°	165°	180°	
Satellittsenitivinkel ϕ 5°	0.56	0.56	0.56	0.56	0.56	0.55	0.55	0.54	0.54	0.53	0.53	0.53	0.53	
15°	0.62	0.62	0.61	0.60	0.58	0.57	0.56	0.55	0.54	0.53	0.53	0.53	0.52	
25°	0.73	0.72	0.71	0.68	0.64	0.61	0.59	0.57	0.55	0.55	0.54	0.53	0.53	
35°	0.92	0.90	0.85	0.79	0.74	0.67	0.64	0.60	0.59	0.57	0.57	0.57	0.56	
45°	1.23	1.19	1.10	0.97	0.86	0.77	0.71	0.66	0.64	0.62	0.61	0.61	0.61	
55°	1.90	1.78	1.51	1.26	1.04	0.90	0.80	0.73	0.70	0.69	0.68	0.68	0.68	
65°	3.24	2.88	2.27	1.69	1.32	1.09	0.93	0.84	0.80	0.78	0.78	0.78	0.78	
75°	6.64	5.45	3.50	2.36	1.71	1.32	1.09	0.97	0.93	0.92	0.93	0.93	0.93	
85°	14.25	9.47	5.16	3.09	2.08	1.55	1.27	1.15	1.12	1.15	1.20	1.23	1.24	

$\theta=87.5^\circ$	Asimutvinkel A													
	0°	15°	30°	45°	60°	75°	90°	105°	120°	135°	150°	165°	180°	
Satellittsenitivinkel ϕ 5°	0.46	0.45	0.45	0.45	0.45	0.44	0.44	0.44	0.44	0.44	0.43	0.43	0.43	
15°	0.51	0.51	0.50	0.49	0.48	0.46	0.45	0.45	0.44	0.44	0.43	0.43	0.43	
25°	0.61	0.60	0.58	0.55	0.53	0.50	0.48	0.47	0.46	0.45	0.45	0.45	0.45	
35°	0.78	0.76	0.72	0.66	0.60	0.56	0.52	0.50	0.49	0.48	0.48	0.49	0.49	
45°	1.11	1.06	0.94	0.82	0.71	0.64	0.58	0.55	0.54	0.54	0.54	0.55	0.55	
55°	1.78	1.64	1.36	1.08	0.89	0.76	0.68	0.64	0.62	0.62	0.63	0.64	0.65	
65°	3.51	3.00	2.14	1.55	1.18	0.96	0.83	0.77	0.75	0.76	0.78	0.80	0.81	
75°	8.78	6.54	3.88	2.46	1.72	1.32	1.11	1.01	0.99	1.02	1.06	1.10	1.11	
85°	30.89	18.84	9.01	4.97	3.20	2.32	1.88	1.71	1.70	1.79	1.91	2.00	2.03	

5) Skyer, $\delta = 100$

$\theta=0^\circ$	Asimutvinkel A												
	0°	15°	30°	45°	60°	75°	90°	105°	120°	135°	150°	165°	180°
Satellitvinkel ϕ 5°	1.13	1.13	1.13	1.13	1.13	1.13	1.13	1.13	1.13	1.13	1.13	1.13	1.13
15°	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12
25°	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11	1.11
35°	1.08	1.08	1.08	1.08	1.08	1.08	1.08	1.08	1.08	1.08	1.08	1.08	1.08
45°	1.05	1.05	1.05	1.05	1.05	1.05	1.05	1.05	1.05	1.05	1.05	1.05	1.05
55°	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98
65°	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90
75°	0.76	0.76	0.76	0.76	0.76	0.76	0.76	0.76	0.76	0.76	0.76	0.76	0.76
85°	0.54	0.54	0.54	0.54	0.54	0.54	0.54	0.54	0.54	0.54	0.54	0.54	0.54

$\theta=30^\circ$	Asimutvinkel A												
	0°	15°	30°	45°	60°	75°	90°	105°	120°	135°	150°	165°	180°
Satellitvinkel ϕ 5°	1.09	1.09	1.09	1.09	1.09	1.09	1.09	1.09	1.09	1.09	1.09	1.09	1.09
15°	1.10	1.10	1.10	1.10	1.09	1.09	1.09	1.09	1.08	1.07	1.07	1.07	1.07
25°	1.10	1.10	1.10	1.10	1.09	1.09	1.08	1.07	1.07	1.06	1.06	1.06	1.05
35°	1.11	1.11	1.10	1.09	1.08	1.07	1.06	1.05	1.05	1.04	1.03	1.03	1.03
45°	1.10	1.10	1.09	1.08	1.07	1.05	1.03	1.02	1.01	1.00	0.99	0.99	0.99
55°	1.08	1.08	1.07	1.05	1.02	1.01	0.99	0.97	0.96	0.94	0.94	0.94	0.93
65°	1.04	1.03	1.01	0.98	0.96	0.93	0.91	0.89	0.87	0.87	0.86	0.85	0.85
75°	0.92	0.92	0.90	0.87	0.83	0.81	0.78	0.76	0.75	0.74	0.73	0.73	0.73
85°	0.69	0.68	0.65	0.63	0.61	0.58	0.57	0.56	0.55	0.55	0.55	0.55	0.55

$\theta=60^\circ$	Asimutvinkel A												
	0°	15°	30°	45°	60°	75°	90°	105°	120°	135°	150°	165°	180°
Satellitvinkel ϕ 5°	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.94	0.94	0.93	0.93	0.93	0.93	0.93	0.93
15°	0.98	0.98	0.97	0.97	0.96	0.95	0.94	0.93	0.92	0.92	0.92	0.92	0.91
25°	1.03	1.03	1.02	1.00	0.98	0.96	0.95	0.93	0.92	0.91	0.90	0.90	0.90
35°	1.10	1.09	1.07	1.04	1.02	0.98	0.96	0.93	0.92	0.90	0.89	0.89	0.89
45°	1.20	1.19	1.16	1.11	1.05	1.00	0.96	0.93	0.91	0.89	0.88	0.87	0.87
55°	1.38	1.35	1.27	1.18	1.09	1.02	0.96	0.92	0.89	0.87	0.86	0.86	0.85
65°	1.60	1.54	1.43	1.26	1.13	1.02	0.95	0.89	0.85	0.83	0.83	0.82	0.81
75°	1.91	1.80	1.52	1.31	1.10	0.97	0.88	0.82	0.78	0.77	0.76	0.75	0.76
85°	1.74	1.57	1.32	1.04	0.88	0.77	0.69	0.66	0.66	0.66	0.67	0.69	0.70

$\theta=70^\circ$	Asimutvinkel A													
	0°	15°	30°	45°	60°	75°	90°	105°	120°	135°	150°	165°	180°	
Satellittsenitivinkel ϕ	5°	0.85	0.85	0.85	0.85	0.84	0.84	0.84	0.83	0.83	0.83	0.83	0.83	0.83
	15°	0.89	0.89	0.89	0.88	0.87	0.85	0.84	0.84	0.83	0.82	0.81	0.81	0.81
	25°	0.96	0.95	0.93	0.92	0.90	0.88	0.85	0.84	0.83	0.81	0.81	0.81	0.81
	35°	1.06	1.05	1.03	0.99	0.94	0.91	0.87	0.85	0.83	0.82	0.81	0.80	0.80
	45°	1.24	1.22	1.15	1.08	1.01	0.94	0.89	0.86	0.83	0.82	0.80	0.81	0.80
	55°	1.52	1.48	1.37	1.22	1.10	0.99	0.92	0.87	0.83	0.82	0.81	0.80	0.80
	65°	2.11	1.98	1.67	1.42	1.19	1.04	0.94	0.87	0.83	0.81	0.81	0.80	0.79
	75°	3.02	2.67	2.13	1.59	1.27	1.07	0.93	0.85	0.81	0.80	0.80	0.79	0.79
	85°	3.77	3.12	2.01	1.45	1.13	0.92	0.81	0.76	0.76	0.78	0.80	0.82	0.84

$\theta=80^\circ$	Asimutvinkel A													
	0°	15°	30°	45°	60°	75°	90°	105°	120°	135°	150°	165°	180°	
Satellittsenitivinkel ϕ	5°	0.71	0.71	0.71	0.71	0.71	0.71	0.70	0.70	0.70	0.69	0.69	0.69	0.69
	15°	0.76	0.75	0.75	0.74	0.73	0.72	0.71	0.70	0.69	0.69	0.69	0.68	0.68
	25°	0.82	0.82	0.81	0.79	0.76	0.74	0.73	0.71	0.70	0.69	0.69	0.68	0.68
	35°	0.96	0.95	0.90	0.86	0.82	0.77	0.75	0.72	0.71	0.70	0.69	0.70	0.70
	45°	1.17	1.14	1.08	0.98	0.90	0.83	0.78	0.74	0.73	0.71	0.72	0.71	0.71
	55°	1.68	1.59	1.36	1.18	1.01	0.91	0.83	0.78	0.76	0.75	0.74	0.75	0.75
	65°	2.71	2.41	1.95	1.47	1.20	1.02	0.89	0.82	0.80	0.79	0.79	0.79	0.80
	75°	5.60	4.56	2.85	1.95	1.46	1.15	0.98	0.89	0.86	0.87	0.89	0.89	0.89
	85°	12.83	7.30	3.74	2.29	1.60	1.23	1.06	1.00	1.02	1.08	1.15	1.19	1.20

$\theta=85^\circ$	Asimutvinkel A													
	0°	15°	30°	45°	60°	75°	90°	105°	120°	135°	150°	165°	180°	
Satellittsenitivinkel ϕ	5°	0.63	0.63	0.63	0.63	0.62	0.62	0.62	0.62	0.62	0.62	0.62	0.62	0.62
	15°	0.67	0.67	0.67	0.66	0.64	0.63	0.63	0.63	0.62	0.61	0.61	0.61	0.61
	25°	0.73	0.73	0.71	0.70	0.68	0.66	0.64	0.64	0.62	0.62	0.63	0.62	0.62
	35°	0.86	0.85	0.82	0.76	0.73	0.69	0.67	0.65	0.64	0.64	0.64	0.64	0.65
	45°	1.09	1.04	0.96	0.89	0.80	0.75	0.70	0.68	0.68	0.67	0.68	0.69	0.69
	55°	1.54	1.47	1.28	1.06	0.92	0.83	0.76	0.73	0.72	0.72	0.74	0.75	0.75
	65°	2.91	2.47	1.84	1.39	1.13	0.96	0.85	0.81	0.80	0.82	0.83	0.85	0.85
	75°	7.00	5.22	3.01	2.02	1.48	1.17	1.01	0.95	0.95	0.99	1.04	1.06	1.09
	85°	27.91	11.97	5.20	3.00	2.06	1.59	1.37	1.33	1.40	1.53	1.67	1.77	1.77

$\theta=87.5^\circ$	Asimutvinkel A													
	0°	15°	30°	45°	60°	75°	90°	105°	120°	135°	150°	165°	180°	
Satellittsenitivinkel ϕ	5°	0.59	0.59	0.59	0.59	0.59	0.59	0.59	0.59	0.59	0.59	0.59	0.59	0.59
	15°	0.63	0.63	0.62	0.62	0.61	0.60	0.59	0.59	0.59	0.59	0.59	0.59	0.59
	25°	0.69	0.68	0.67	0.65	0.64	0.62	0.61	0.61	0.60	0.60	0.61	0.61	0.61
	35°	0.79	0.78	0.76	0.72	0.68	0.66	0.64	0.63	0.63	0.64	0.64	0.65	0.65
	45°	1.00	0.96	0.88	0.83	0.75	0.71	0.68	0.67	0.67	0.68	0.70	0.71	0.71
	55°	1.38	1.30	1.16	0.98	0.87	0.79	0.74	0.73	0.74	0.76	0.78	0.80	0.81
	65°	2.60	2.23	1.64	1.29	1.08	0.93	0.85	0.83	0.85	0.89	0.93	0.97	0.98
	75°	6.99	4.73	2.79	1.93	1.46	1.20	1.07	1.04	1.09	1.17	1.25	1.31	1.35
	85°	35.69	13.99	5.84	3.50	2.49	1.98	1.76	1.75	1.90	2.14	2.38	2.56	2.59

Referansar

- Cano, D., Monget, J., Albuisson, M., Guillard, H., Regas, N. & Wald, L. (1986), 'A method for the determination of the global solar radiation from meteorological satellite data', *Solar Energy* **37**, 31–39.
- Davies, J. & McKay, D. (1989), 'Evaluation of selected models for estimating solar radiation on horizontal surfaces', *Solar Energy* **43**, 153–168.
- Diabaté, L., Demarcq, H., Michaud-Regas, N. & Wald, L. (1988), 'Estimating incident solar radiation at the surface from images of the earth transmitted by geostationary satellites: The Heliosat project', *Int. J. Solar Energy* **5**, 261–278.
- Dumortier, D. (1995), Modelling global and diffuse horizontal irradiances under cloudless skies with different turbidities, Teknisk rapport, Daylight II, JOU2-CT92-0144.
- Fontoynt, M., Dumortier, D., Heinemann, D., Hammer, A., Olseth, J., Skartveit, A., Ineichen, P., Reise, C., Page, J., Roche, L., Beyer, H. & Wald, L. (1998), SATELLIGHT: A www server which provides high quality daylight and solar radiation data for western and central Europe. Proc. 9th Conference on satellite meteorology and oceanography in Paris, 25-28. Mai 1998, s.434-437.
- Hammer, A. (2001). Internt notat frå Anette Hammer, University of Oldenburg, Tyskland motteke via Arvid Skartveit, Universitetet i Bergen.
- Hammer, A., Heinemann, D. & Hoyer, C. (2001), Effect of METEOSAT VIS sensor properties on cloud reflectivity. Tredje SoDa møte, Bern, Sveits, 17.-19. januar 2001. Tilgjengeleg frå Department of Physics, Carl von Ossietzky Universitet, Oldenburg, Tyskland.
- Hammer, A., Heinemann, D. & Westerhellweg, A. (1997), Normalization of METEOSAT counts - an investigation basing on ocean pixels.
- Iehlé, A., Bauer, O. & Wald, L. (1997), SATELLIGHT: Processing of METEOSAT data for the production of high quality daylight and solar radiation data available on a www internet server. Application to western and central Europe, Teknisk rapport, ARMINES/Centre d'Energétique de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris - Groupe Télédétection et Modélisation.
- Ineichen, P. & Perez, R. (1999), 'Derivation of cloud index from geostationary satellites and application to the production of solar irradiance and daylight illuminance data', *Theoretical and Applied Climatology* **64**, 119–130.

- Loeb, N., Várnai, T. & Winker, D. (1998), 'Influence of subpixel-scale cloud-top structure on reflectances from overcast stratiform cloud layers', *Journal of the Atmospheric Sciences* **55**, 2960–2973.
- Olseth, J. & Skartveit, A. (2001), 'Solar irradiance, sunshine duration and daylight illuminance derived from METEOSAT data for some European sites', *Theoretical and Applied Climatology*. Under trykking.
- Page, J. (1996), Algorithms for the SATELLIGHT programme, Teknisk rapport.
- Paltridge, G. & Platt, C. (1976), *Radiative processes in meteorology and climatology*.
- Perez, R., Seals, R. & Zelenka, A. (1997), 'Comparing satellite remote sensing and ground network measurements for the production of site/time specific irradiance data', *Solar Energy* **60**, 89–96.
- Stamnes, K., Tsay, S., Wiscombe, W. & Jayaweera, K. (1988), 'Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media', *Appl. Opt.* **27**, 2502–2509.
- Zelenka, A., Perez, R., Seals, R. & Renné, D. (1999), 'Effective accuracy of satellite-derived hourly irradiances', *Theoretical and Applied Climatology* **62**, 199–207.