

UNIVERSITETET I OSLO
Institutt for geofag Avdeling
MetOs

**SCAM simuleringer
av aerosolers effekt
på skydråper -
sammenligning med
MODIS**

Masteroppgave i
geofag; meteorologi
og oseanografi

Amra Sahman

01.06.2007



Abstract

Aerosol particles, such as sulfate aerosols, can act as cloud condensation nuclei (CCN). The CCN spectrum and water vapor supply in a cloud determine the cloud droplet number concentration (CDNC) and hence shortwave optical properties of liquid clouds. The capability of aerosols to increase cloud reflectivity and thereby cool the Earth's surface is referred to as the indirect effect.

The goal of this study is to compare different cases which relate aerosol mass concentration and cloud droplet number concentration. The resulting cloud droplet number is used to calculate variations in droplet effective radius, cloud cover and aerosol optical depth using NCAR single column CAM (SCAM). The results were compared with observations, Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) satellite data.

We looked at three cases, Boucher and Lohmann (1995), Menon et al. (2002) and Quaas et al. (2006). Based on model experiments, Menon et al. (2002) showed better correlation with MODIS than it was the case for Boucher and Lohmann (1995) and Quaas et al. (2006), specially for effective droplet radius.

Forord

Her siter jeg og legger siste hånd på oppgaven. Det er virkelig utrolig at denne dagen endelig er her, målet er nådd.

Jeg vil gjerne takke veilederen min, Jon Egil Kristjánsson, for valg av oppgave. Videre vil jeg rette en spesiell takk til Trude Storelvo, uten deg ville ikke dette vært mulig. Tusen takk for hjelpen og den gode veiledningen. Jeg skylder også en stor takk til Gunnar Wollan, uten din ekspertise hadde data problemene vært en stor plage.

Til slutt vil jeg takke mine med studenter for hyggelige stunder på lese-salen og spesielt takk til naboen min Nina. Du har virkelig stor tålmodighet.

Jeg vil til slutt takke familie og venner for deres enorme støtte.

Den som venter på noe godt, venter ikke forgjeves

Oslo den 1. juni 2007

Amra Šahman

Innhold

1	Innledning	3
1.1	Formålet med oppgaven	4
2	Teori	5
2.1	Aerosoler	5
2.1.1	Aerosol typer	7
2.1.2	Aerosoler og stråling	7
2.2	Indirekte effekt	8
2.2.1	Skyer og stråling	9
2.3	Satelitter	12
2.3.1	Polarbanesatelitter	12
3	Metode	13
3.1	SCAM	13
3.1.1	Boucher og Lohmann (1995)	13
3.1.2	Quaas et al. (2006)	15
3.1.3	Menon et al. (2002)	15
3.2	MODIS-data	15
4	Resultater og diskusjon	19
4.1	SCAM og MODIS	19
4.1.1	Effektiv dråperadius	20
4.1.2	Skymengde	36
4.1.3	Aerosol optisk tykkelse	52
5	Konklusjon og sammendrag	63
	Bibliografi	68

Kapittel 1

Innledning

Lufta vi puster inn består ikke kun av gasser. Den inneholder også aerosoler. Dette er små partikler i væskeform eller fast form, som svever fritt i lufta. Aerosoler skaper nydelige solnedganger, men samtidig så forurenses de også luft. Uten aerosoler ville Jordas klima og vær vært veldig forskjellig fra det som er vanlig i dag. Uten aerosoler ville ikke skyene kunne blitt dannet slik de gjør nå. Men hvis menneskene fortsetter å forurense atmosfæren, med økende mengde aerosolpartikler, vil skyene lett ta en helt annen form enn de har i dag.

Aerosoler påvirker miljøet vårt på mange måter. De kan blant annet være helseskadelige for mennesker. Samme aerosoler reduserer sikt i byer ved å spre sollyst. Aerosoler sprer ikke bare solstråling men de absorberer også noe av sollyset. Dette fører til at aerosolene er med på å endre Jordas energi balanse og klima. Dette blir omtalt som aerosolenes direkte effekt på klima. Aerosolene har imidlertid også en indirekte effekt på klima gjennom skyene. Skyenes mikrofysiske egenskaper er i stor grad bestemt av CCN (cloud condensation nuclei). CCN er vannløselige (hygroskopiske) aerosoler, det vil si aerosoler som tiltrekker seg vann. Skyene blir dannet når vanndamp kondenserer på slike aerosoler. Reflektiviteten til skyene avhenger av dråpenes størrelse og deres konsentrasjonsmengde. Hvis vi har mer CCN tilstede, blir skyene mer reflektive fordi vi får mer dråper med mindre radius.

I følge innsamlede satellittdata fra International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) gjennom de siste 20 årene, dekker skyene i gjennomsnitt 2/3 av jordens overflate. Skyene er derfor et viktig bidrag for jordens strålings- og energibudsjett. Skyene har en avkjølende effekt på jordens atmosfære system gjennom refleksjon av innkommende sol stråling, og en oppvarmende effekt gjennom blokkering av emittert varme fra overflaten. Det er også forskjell mellom høye og lave skyer, økning i lave skyer gir avkjøling av overflaten mens økning i høye skyer vil gi oppvarming. Siden skyene spiller en viktig rolle for jord-atmosfære systemet, er det derfor viktig å skaffe seg best mulig kunnskap om skyenes egenskaper og global utbredelse. Denne kunnskapen er nødvendig for å forstå hvordan skyene påvirker klimaet.

1.1 Formålet med oppgaven

Målet med denne oppgaven er å sammenligne forskjellige formuleringer som relaterer aerosol masse og skydråpeantall - samt validere disse resultatene mot satellitt observasjoner. Som nevnt tidligere har aerosoler en indirekte effekt på klima gjennom skydråper og skyer. Klimamodeller er blitt brukt i forsøk på å estimere denne indirekte effekten. Forskjellige fremgangs måter på hvordan disse aerosolene påvirker klima er blitt utledet, og stadig forbedret, for å kunne gi best mulige resultater av denne indirekte effekten. I en studie av Lohmann og Feichter(2005) beregner de aerosolenes indirekte effekt utifra flere forskjellige formuleringer om relasjon mellom aerosoler og skydråper. I sin studie har de blant annet tatt med Menon et al.(2002).

Å relatere aerosol partikler til skydråper er mest sannsynlig det svakkeste leddet i estimer av indirekte aerosol effekt (Lohmann og Feichter, 2005). Estimer av aerosolens indirekte effekt på klima er svært usikre. De siste årene har estimatene typisk vært lavere(i absoluttverdi) enn før. En søylemodell er et mye mer brukervennlig og lettvtint verktøy enn en klimamodell. Ved å foreta kontrollerte eksperimenter i en slik modell håper vi å få bedre oversikt over hvorfor forskjellige estimer spriker så mye, og delvis også avviker mye fra observasjoner.

Den mye siterte, men svært forenklete sammenhengen mellom aerosolmasse og skydråpeantall av Boucher og Lohmann(1995) vil bli sammenlignet med mer oppdaterte versjoner av henholdsvis Menon et al.(2002) og Quass et al.(2006). Dette vil bli gjort ved å foreta simuleringer med NCAR SCAM(1-D klimamodell) for 4 utvalgte situasjoner. Som input data benyttes meteorologiske data fra NCAR og vertikale profiler av SO_4 (*sulfat*), OM(organisk masse) og SS(sjøsalt) fra Oslo CTM-2 modellen. Det vil bli foretatt simuleringer med SCAM, og vi skal se nærmere på noen estimer og sammenligne de med satellittdata, MODIS-data.

Kapittel 2

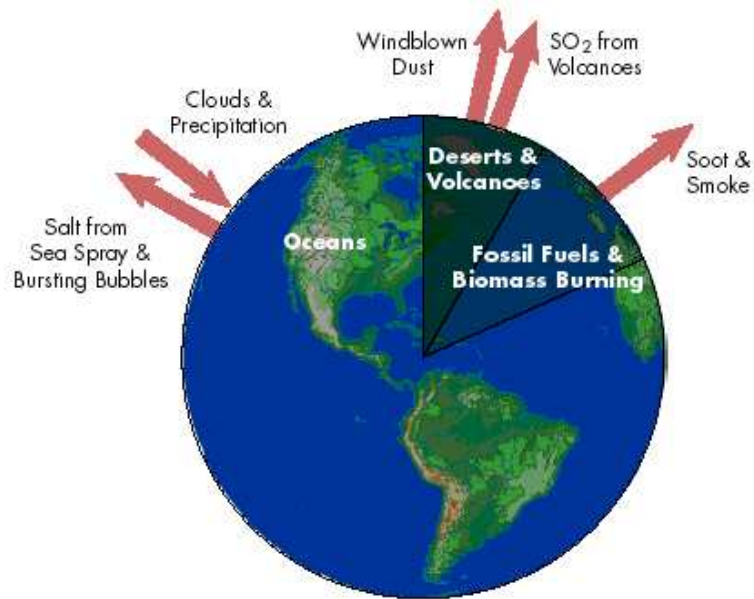
Teori

2.1 Aerosoler

Aerosoler er små partikler som svever fritt i atmosfæren, med størrelse som varierer fra noen nanometer til nesten $100 \mu\text{m}$. Aerosoler stammer fra både naturlige og menneskeskapt kilder. De kan gå inn i atmosfæren direkte som partikler eller de kan oppstå som et resultat av kjemiske reaksjoner. Aerosoler i atmosfæren har flere viktige miljøeffekter. De er et helseproblem ved store konsentrasjoner, og da spesielt i urbane strøk. De sprer og absorberer sollys, noe som begrenser sikten. De kan spre, absorbere og emittere termal stråling (stråling som kommer fra overflaten). Med andre ord, aerosolene påvirker Jordas klima både direkte og indirekte. Dette blir diskutert senere.

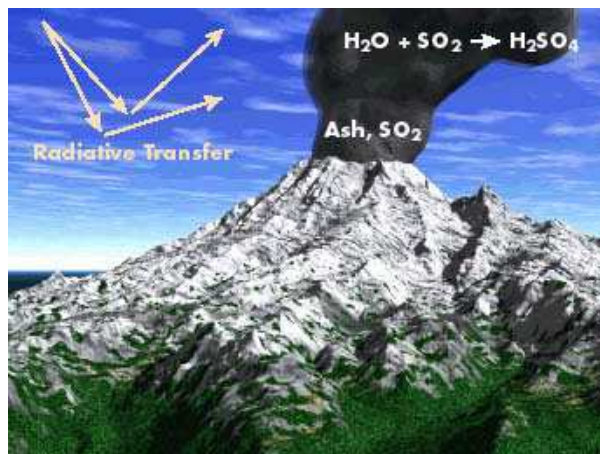
En aerosol partikkel oppstår ved kondensasjon av gasser eller ved oppløsning av flytende eller fast materialet. Partikler varierer i størrelse fra omtrent $10^{-3} \mu\text{m}$ diameter for små klynger av molekyler til mer enn $10 \mu\text{m}$ for store salt, støv og forbrennings partikler. Mesteparten av aerosolmasse i atmosfæren er regnet for ved naturlige og antropogene kilder, slik som vind-generert støv, sjøsprut, skogbranner og forbrennings og andre industrielle operasjoner, se figur 2.1. En mindre del er tilskrevet andregrads kilder som innebærer omdannelse av gass bestanddeler av atmosfæren til små partikler ved fotokjemiske og andre kjemiske prosesser.

Partikler mellom $0.2 \mu\text{m} < D < 2 \mu\text{m}$ er kalt store aerosoler og de større enn $2 \mu\text{m}$ er kalt gigante aerosoler. Partikler mindre enn $0.2 \mu\text{m}$ i diameter, som inkluderer overveldende flertall av atmosfæriske aerosoler, er kalt Aitken aerosoler. Aerosol partikler større enn $1 \mu\text{m}$ i radius er produsert av vind-generert støv og sjøsalt. Aerosoler mindre enn $1 \mu\text{m}$ oppstår fra kondensasjons prosesser, slik som forvandlingen av SO_2 gass (som blant annet kommer fra vulkan utbrudd og fra brenning av fossile brensler) til sulfat partikler, og ved formasjon av sot og røyk under forbrennings prosesser. Etter formasjon er aerosolene blandet og transportert av atmosfæriske bevegelser, og blir hovedsaklig fjernet fra atmosfæren ved sky og nedbør prosesser.



Figur 2.1: Aerosoler (Kilde:<http://terra.nasa.gov/FactSheets/Aerosols>)

Aerosol konsentrasjonen er størst nær bakken og nær kilder. Aerosol masse konsentrasjon, selv i sterkt forurenset luft, er vanligvis mindre enn $1000\mu\text{gm}^{-3}$. Men vi finn også aerosoler i stratosfæren. Disse kommer fra vulkanutbrudd som skyter opp store mengder partikler og gasser. Siden det ikke regner i stratosfæren kan disse aerosolene forbli der i flere måneder. Disse aerosolene lager vakre solnedganger og forårsaker også avkjøling av overflaten. Se figur 2.2.



Figur 2.2: Vulkan utbrudd (Kilde:<http://terra.nasa.gov/FactSheets/Aerosols>)

2.1.1 Aerosol typer

Dette kapittelet tar for seg de tre aerosol typene som blir brukt som input data for modellen.

Sjøsalt

Sjø salt aerosoler er dannet i maritime områder av vind-genererte mekanismer. Derfor er salt produksjonen sterkt avhengig av vindhastigheten på overflaten. Sjøsalt aerosoler er sterkt vannløselige, det vi si at de fungerer godt som kondensasjonskjerner (CCN) i marine områder. De har også en direkte effekt på jordens strålings balanse gjennom spredning av sol strålingen. I områder med høy vindhastighet, kan sjøsalt aerosolene forårsake lokal avkjøling enten direkte eller gjennom skyene.

Sulfat

Blant naturlige sulfat kilder har vi dimetylsulfid (DMS), som er produsert av marin flora, og SO_2 , som kommer fra vulkan utbrudd. En betydelig del av troposfæriske aerosoler er produsert ved konversjon av SO_2 gass til sulfat aerosoler. Mer enn halvparten av den totale sulfat aerosol produksjon er antropogen og er for det meste relatert til fossilt bensel.

Sulfat partikler er vannløselige og er derfor gode kondensasjonskjerner (CCN). Flere modell studier viser at sulfat aerosoler gir en avkjølende effekt på jord-atmosfære systemet ved å øke albedoen på skyene (Ghan et al., 2001).

Organisk aerosol

Organiske aerosoler blir delt inn i primære og sekundære organiske aerosoler. Primære organiske aerosoler får vi blant annet fra biomasse brenning og fossilt brensel brenning. Sekundære organiske aerosoler er produsert kjemisk i atmosfæren. Med dagens måle teknikker er organiske aerosoler vanskelige å måle side ikke alle organiske arter blir identifisert. Muligheten for at organiske aerosoler kan fungere som CCN er svært vanskelig å kvantifisere, siden de typisk er komplekse blandinger av flere hundre forskjellige organiske sammensetninger med forskjellige hygroskopiske (vannløselige) egenskaper.

2.1.2 Aerosoler og stråling

Aerosoler har en tendens til å avkjøle Jordas overflate. På grunn av at de fleste aerosolene reflekterer sollys tilbake til verdensrommet, har de en direkte "avkjølings effekt ved å redusere sol strålingen som når overflaten. Størrelsen på denne avkjølingen avhenger av aerosolenes størrelse, konsentrasjon,

sammensetningen, hvor høgt i atmosfæren de ligger, hvor effektive de er i å absorbere, og av refleksjons egenskaper til overflaten under aerosolene. De har også en indirekte effekt (gjennom skyene). Nå aerosol mengde øker blir vanndamp i skyer fordelt på flere partikler, og partiklene blir mindre. Dette endrer strålingen til skyene, se figur 2.3 a) og b).

2.2 Indirekte effekt

Aerosoler kan reflektere og absorbere sollys, og vil kunne gi en direkte effekt som vil påvirke jordas strålingsbalanse. Ved også å fungere som kondensasjonkjerner (CCN) og sette i gang skydannelse, har aerosolene også en indirekte effekt på klimaet. Den indirekte effekten blir vanligvis delt inn i to hovedkomponenter:

- 1) Første indirekte effekt (Twomey effekt)
- 2) Andre indirekte effekt (Albrecht effekt)

Den første indirekte effekten baseres på økning i konsentrasjonen av kondensasjonkjerner (CCN) i atmosfæren. CCN er vannløselige aerosoler, som for eksempel salter fra sjøvann, enkelte typer organiske partikler og sulfatpartikler. CCN og vanndamptilgang bestemmer dråpekonsentrasjonen. For en gitt skyvannsinhold øker dråpekonsentrasjonen i skyen når CCN konsentrasjonen øker. Dette fører til så at dråpestørrelsen minker. Mindre dråper fører til økt skyrefleksjon, og dermed en økning i skyens albedo. Skyene reflekterer altså mer solstråling fordi størrelsen på hver enkel dråpe blir mindre. At dråpene blir mindre skyldes at kondensert vanndamp må fordeles på flere kondensasjonkjerner. Skydråpene får da et større overflateareal og reflekterer dermed de mer solstråling, se figur 2.3 b)



Figur 2.3: a)Skyer med lav aerosol konsentrasjon og dermed få, men store dråper, reflekterer ikke sollys så godt. Dermed passere mye av sol strålingen gjennom og når overflaten, b)Høg aerosol konsentrasjon gir mindre dråper og dermed større overflate areal. Dette gjør at en god del av solstrålingen blir reflekter tilbake til rommet. (Kilde:<http://terra.nasa.gov/FactSheets/Aerosols>)

Marine skyer har generelt lav dråpekonsentrasjon, noe som skyldes liten tilgang på CCN. Over land derimot har skyene større tilgang på CCN. Dermed har vi større dråpekonsentrasjon, men dråpene er mindre. Menneskelig aktivitet har ført til økt konsentrasjon av CCN i atmosfæren, noe som betyr at dråpene i skyene var sannsynligvis større for 250 år siden enn i dag. Dette gir økt nedkjøling i seg selv, siden skyene reflekterer mer solstråling i dag enn for 250 år siden.

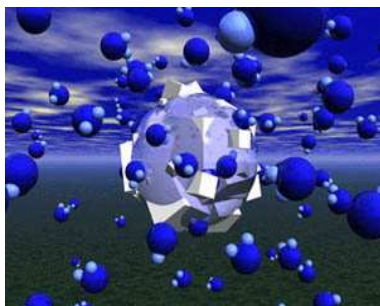
Den andre indirekte effekten er en videre konsekvens av den første effekten. Hvis der er mer aerosoler vil vi få flere, men mindre dråper. Konsekvensen av redusert skydråpe størrelse er svekket evne til å produsere nedbør, og dermed en økning i skyens levetid og skyens refektivitet. Økt refektivitet vil si at skyens albedo øker. Denne andre effekten er estimert til å være omtrent like stort som den første indirekte effekten (Lohmann og Fleichter, 2005).

Begge effekter bidrar til en avkjøling av jord - atmosfære systemet ved at de øker skyenes refleksjon av solstråling tilbake til verdensrommet.

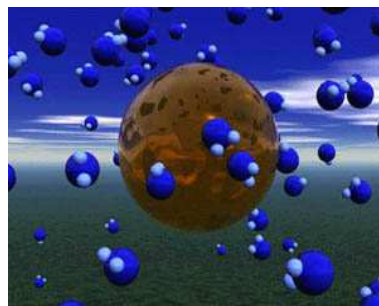
2.2.1 Skyer og stråling

Skyer består av små vann- eller is partikler, eller begge deler. De er veldig viktige for Jordas klima, men skyene er en av de mest variable av alle komponentene.

Det kreves tilstedeværelse av vanndamp og aerosoler for at skyene skal bli til. Heldigvis har vi rikelig med begge i atmosfæren. Vanndamp blir overført fra overflaten til atmosfæren ved fordampning. Når lufta stiger tar den med seg vanndamp molekylene høyer opp i atmosfæren. Denne vertikale bevegelsen av luft danner skyer ved at vanndamp utsettes for kjøligere temperaturer og den begynner å kondensere på aerosoler, CCN . Der er mange typer CCN, men felles for alle CCN er at de er hygroskopiske (vannløselige). Andre aerosoler er hydrofobiske (vann avstøtende) som for eksempel sotpartikler, se figur 2.4 a) og b).



(a)



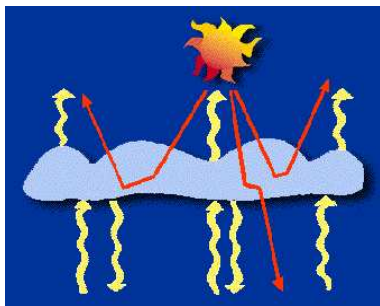
(b)

Figur 2.4: a)Hygroskopisk aerosol, b)Hydrofobisk aerosol (Kilde:<http://terra.nasa.gov/FactSheets/Clouds/>)

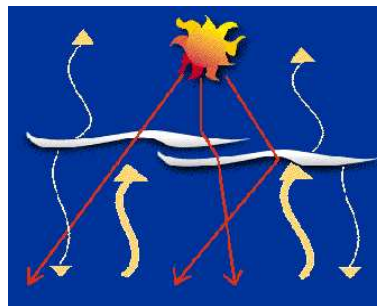
Når CCN er tilstede, kan skyene dannes på to måter:

- (1) når et område i atmosfæren avkjøles til den temperaturen der vannadamp begynner å kondensere til vann dråper, eller
- (2) når nok mengde vanndamp er tilført til et gitt område i atmosfæren, noen som resulterer i formasjon av vanndråper (kondensasjon).

Inntil nylig visste ikke forskere om skyer hadde en netto avkjøling eller oppvarmings effekt på globalt klima. Skyer reflekterer sol stråling, noe som avkjøler klimaet, men de hjelper også til å inneslutte energien som Jorden ellers ville emittere til verdensrommet, dette varmer klimaet. Målinger fra NASA's Earth Radiation Budget Experiment (ERBE) (Collins et al., 1994), indikerer at små endringer i skyenes makrofysiske (struktur, høyde, mengde) og mikrofysiske (dråpe størrelse, fase) egenskaper har betydelig effekt på klima. For eksempel vil en økning på 5 % i kortbølga "cloud forcingkompensere økningen i drivhusgasser mellom år 1750-2000 (Lohmann og Fleichter, 2005). Skyer blokkerer mye av sol strålingen og reflekterer den tilbake til verdensrommet før overflaten eller atmosfæren absorberer den. Jo flere og tykkere skyene er, desto kjøligere blir Jorden. På samme tidspunkt blokkerer skyene varme emittert fra overflaten, slik at varmen ikke forsvinner ut i verdensrommet. Dette er med på å varme jorden. Høyden på skyer er med på å avgjøre hvor mye av den emitterte varmen blir blokkert. Høye skyer er kaldere og er mer effektive i å absorbere varme emittert fra overflaten, mens veldig lite blir emittert fra skyen til verdensrommet på grunn av at skyene er så kalde. Så skyene kan enten avkjøle eller varme jorden, avhengig av hvor mye av Jorden de dekker, hvor tykke de er, og hvor høgt de ligger. Effektiviteten til skyene avhenger av om de er lave, varme skyer, eller om de er høge, kalde skyer. Lave stratus skyer, som består for det meste av vann dråper, reflekterer det meste av innkommende sol stråling, mens langbølget stråling blir emittert tilbake overflaten. Disse skyene har en avkjølende effekt, se figur 2.5 a). Cirrus skyer derimot består for det meste av is krystaller og de slipper det meste av sol strålingen gjennom. Men de blokkerer noe av den langbølga strålingen, der noe blir emittert tilbake til overflaten. Disse skyene har en varme effekt, se figur 2.5 b).



(a)



(b)

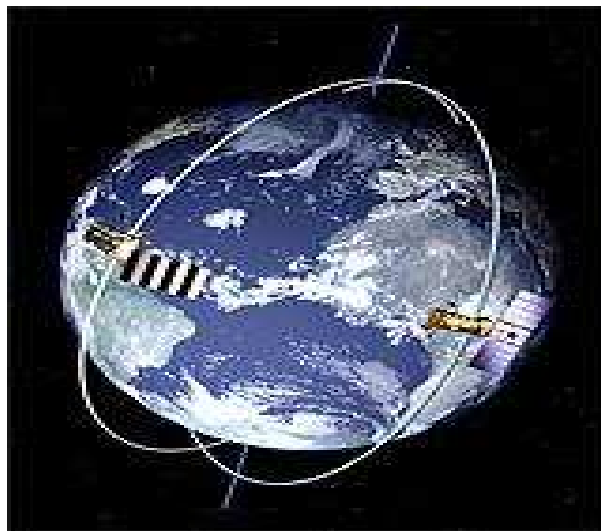
Figur 2.5: a) Stratus skyer, b) Cirrus sky (Kilde: <http://terra.nasa.gov/FactSheets/EnergyBalance/>)

2.3 Satellitter

Satellitter er blitt et svært nyttig verktøy i klimasammenheng, både for å bidra med daglige globale målinger og for å avklare modellmessige spørsmål. Med satellittene kan vi få et bilde av hele jordkloden, både horisontalt og vertikalt. Enkelte satellitter inneholder instrumenter for observasjon av meteorologiske parametere. Disse kalles meteorologiske satellitter. Siden 1960 har meteorologiske satellitter gått i bane rundt jorden. Instrumentene ombord i satellitten måler stråling fra jorden og atmosfæren i ulike bølgelengdeområder. Men selv om satellittene er unike i sin evne til globale og enhetlige målinger, kan også de by på metodiske utfordringer. Satellitter utsettes for store stråledoser og temperatursvingninger i sin bane og de måler på en helt annen måte enn bakke instrumenter gjør. Vi har to typer satellitter.

2.3.1 Polarbanesatellitter

En polarbanesatellitt beveger seg i ca. 850 km høyde, og bruker litt over 100 minutter på et omløp rundt jorden. Jorden roterer mens satellitten går i fast bane i forhold til jordens akse. Når jorden roterer vil satellitten passere nye områder for hvert omløp. Satellittenes høyde er tilpasset slik at den passerer over det samme området til samme tid hver dag. Instrumentene ombord i satellitten har forskjellige synsvidde. MODIS instrumentet har en synsvidde på 2330 km og den gir en veldig god oppløsning.



Figur 2.6: Satellitter i polare baner kan over noe tid gi data fra alle steder på jorden (Kilde:NASA/EUMETSAT)

Kapittel 3

Metode

3.1 SCAM

I dette studiet er Single Column Community Atmosphere Model (SCAM) blitt brukt. Dette er en enkel 1-dimensjonal søylemodell utviklet av National Center for Atmospheric Research (NCAR). SCAM er tidsavhengig endring av storskala variabler, slik som temperatur, fuktighet, skyvann også videre, avhenger av horisontal fluks divergens, vertikal bevegelses felt og subgrid-skala kilder, sluk og eddy transport. SCAM mangler horisontale feedback som vi finn i 3-dimensjonale modeller. SCAM bruker 26 vertikale nivåer fra havnivå til omtrent 3.5 hPa. Den har en horisontal oppløsning på $1^0 \times 1^0$ og tidssteg på 20 minutter. Modellen er kjørt for 17.5 dager, henholdsvis for februar og august.

3.1.1 Boucher og Lohmann (1995)

I sin studie relaterer de CDNC(skydråpekonsentrasjonen) med sulfat aerosol masse i en kjemisk transport modell for å beregne en eventuell menneskeskapt klimatisk effekt på reflektiviteten til skyene. Problemet med å relatere CDNC til aerosolmasse(og da spesielt sulfat) delte de inn i 2 steg:

- 1) Å relatere CCN konsentrasjon til sulfat masse
- 2) Relatere CDNC til CCN konsentrasjoner

1) Det er stor usikkerhet i å relatere aerosol masse til sulfatmasse på grunn av at SO_2 oksidasjon ikke er godt nok forstått. Men en stor del av SO_2 er antatt å være oksidert i væske form av skydråper. Det betyr at den opprinnelige dråpekjernen, CCN, vokser når dråpen fordampes, men den totale aerosol konsentrasjonen forblir uendret. Størrelsesfordelingen til aerosol endres til større radii ved å tilføre sulfatmasse til allerede eksisterende partikler. Dette vil øke tallet på tilgjengelige CCN.

2) Tallet på aktive CCN(for eksempel CDNC) resulterer i konkurranse mellom tilgjengelig vanndamp og opptak av vanndamp ved kondensasjon på CCN.

Alt tatt i betraktning, relaterer de empirisk CDNC til sulfatkonsentrasjonen:

$$CDNC = 10^{2.21+0.41\log(m_{SO_4})} \quad (3.1)$$

som gjelder både for land og hav.

Steget videre var å relatere CDNC til effektiv dråperadius, r_e , som er hovedparameter for å kunne bestemme skyenes kortbølga strålings egenskaper. gjennomsnittlig skydråpe radius volum, r_3 , er kalkulert eksplisitt fra skyvanninnhold, LWC, og skydråpe konsentrasjonen, N:

$$r_3 = \left(\frac{LWC\rho_{air}}{(4/3)\pi\rho_{water}N} \right)^{1/3} \quad (3.2)$$

men er en annen måleenhet av størrelse distribusjonen enn effektiv dråperadius, r_e , som er definert som:

$$r_e = \frac{\int r^3 n(r) dr}{\int r^2 n(r) dr} \quad (3.3)$$

der $n(r)$ = konsentrasjonen av dråper med radius r .

Men målinger av r_3 og r_e antyder en lineær regresjon mellom de to radiene for vannskyer:

$$r_e = 1.1 r_3$$

Kombinasjon av alle disse tre knytter r_e til CDNC.

Skyvanninnhold, LWC, er et mål på hvor mye vann en sky inneholder, blir gitt i kg/m^2 . En definisjon på skyvanninnhold er gitt av Fuhrhop og Macke (1999):

$$LWC = \frac{4}{3}\rho_w \int_0^\infty \pi r^3 n(r) dr \quad (3.4)$$

der ρ_w er tettheten av vann, r er dråperadius og $n(r)$ er dråpestørrelse fordelingen.

3.1.2 Quaas et al. (2006)

For å beregne skydråpekonsentrasjonen bruker de empirisk formel fra Boucher&Lohmann(1995). I stedet for å bruke sulfat aerosoler som surrogat for alle aerosol typer, definerer Quaas et al. aerosol masse som en kombinasjon av sulfat, organisk og svart karbon, støv og sjøsalt aerosoler:

$$N_d = \exp(a_0 + a_1 \ln m_{aer}) \quad (3.5)$$

der m_{aer} = aerosol masse konsentrasjon i $\mu\text{g}\text{m}^{-3}$. a_0 og a_1 er parametre ($a_0 = 5.1$ og $a_1 = 0.41$), som er blitt utledet ved å kompilere flere "in-situ" målinger i Nord-Atlanter områder.

Det er viktig å merke seg at selv om Quaas et al. definerer aerosol masse som masse av forskjellige typer aerosoler og ikke bare sulfat, bruker vi i modellen kun sulfat aerosol masse.

3.1.3 Menon et al. (2002)

Bruker enkel fremgangsmåte til å beregne dråpekonsentrasjonen N fra aerosolmasse basert på feltobservasjoner. Tar med 3 aerosoltyper (sjøsalt, sulfat og organisk masse) og inkluderer en empirisk korrelasjonsfaktor som imiterer effekten av å variere skyturbulens styrke på N . Samme fremgangsmåte over land og hav, bortsett fra at sjøsalt er inkludert i havligningen.

Følgende ligning blir brukt i SCAM-modellen:

$$N_{land} = 10^{2.41+0.50\log(\text{sulfate})+0.13\log(OM)} \quad (3.6)$$

$$N_{Ocean} = 10^{2.41+0.50\log(\text{sulfate})+0.13\log(OM)+0.05\log(\text{sea-salt})} \quad (3.7)$$

der sulfat, OM og sjøsalt er gitt i $\mu\text{g}\text{m}^{-3}$ og N er i cm^{-3} .

3.2 MODIS-data

Klima endringen er et av de viktigste temaene i dagens samfunn. Forskere er enige i at Jordas klima er i endring. Atmosfæriske gasser, sky dekke, sky typer, solstråling og aerosoler er i endring. Både skyer og aerosoler er viktige for klima siden begge påvirker, og er påvirket av, land og hav dynamikken. For å kunne utvikle gode klimamodeller, slik at vi kan se "hvordan klimaet blir fremover i tid, er det viktig å observere atmosfæren og dens egenskaper. Slike observasjoner foretas ved å bruke satellitter.

I denne oppgaven har jeg brukt MODIS som observasjons data. MODIS-data kommer fra to polarbanesatellitter, Terra og Aqua. Terra satellitten ble først sendt opp av NASA den 18. desember 1999, med instrumentet MODIS (Moderat Resolution Imaging Spectroradiometer) om bord. Nesten 3 år senere,

4. mai 2002, ble Aqua satellitten sendt opp, også den med MODIS instrumentet. Disse to satellittene skulle observere klimatiske endringer på jorda.

Satellittene går i bane 705 km over jorden. Terra går fra nord-sør, mens Aqua går o motsatt retning, sør-nord. Terra satellitten har 4 instrumenter om bord i tillegg til MODIS. ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) instrumentet brukes til å lage detaljet kart over temperatur, emisjon, refleksjon og heving av land overflaten. CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System) måler Jordas totale stråingsbudsjett og sørger for estimater av skyegenskaper slik at forskere kan vurdere skyenes rolle i strålingen. Det tredje instrumentet er MISR (Multi-angle Imaging Spectro-Radiometer). MISR er en ny instrument type med kameraer som peker på 9 forskjellige vinkler, men de fleste andre satellitt instrumentene ser rett ned. MISR observerer trender i aerosol mengde og type (både naturlige og antropogene), sky mengde, type og høyde, og fordelingen av land overflate dekket. Det fjerde instrumentet er MOPITT (Measurement of Pollution in the Troposphere) som er designet for å observere lavere atmosfære og hvordan den vekselvirker med land hav biosfæren.



Figur 3.1: Terra-satellitten (Kilde: <http://terra.nasa.gov/About/index.php>)

Med en rekkevidde på 2330 km x 10 km, ser MODIS hvert punkt på jorda hver 1-2 dag med 36 kanaler. MODIS sensoren måler blant annet hvor mye prosent av jordas overflate er dekket med skyer. Sammen med MISR og CERES kan MODIS bestemme skyenes og aerosolenes innvirkning på jordas energi budsjett. MODIS er ideell for å observere stor-skala endringer i biosfæren, blant annet måle fotosyntetisk aktivitet over land og hav.

Dataene er hentet fra datasettet MOD08_{D3} collection 005, som er gridete data (1x1 grader) fra MODIS på Terra-satellitten. Tidspunktet varierer litt, men satellittbanen skal krysse ekvator ca. 10:30 lokal tid i retning sørover.

MOD08_{D3} collection 005 er nivå 3 MODIS Atmosphere Daily Global Product, som inneholder ca. 600 statistiske datasettsom som er avledet fra omtrent 80 parametere fra fire (aerosol, vanddamp, sky, og atmosfære profil) nivå-2 MODIS produkter.

Sky dekke blir produsert ved infrarøde, IR, retriiver metoder både dag og natt ved 1 km oppløsning.

Effektiv dråperadius bruker synlige og nær-IR kanaler med 1 km oppløsning. Effektiv radius er utledet fra et bånd-sett med ingen absorpsjon (0.65, 0.86 og 1.2 μm) og med vann absorpsjon (1.6, 2.1 og 3.7 μm). Ikke- absorberende båndene gir mest informasjon om skyoptisk tykkelse, mens de absorberende båndene er viktigst for informasjon om effektiv radius.

Aerosol optisk tykkelse observeres over hav og over kontinenter. Data er produsert med en oppløsning på 1 km. Siden nukleasjonsmode partikler er for små til å bli oppdaget, er troposfæriske aerosoler beskrevet ved en akkumulasjonsmode og en grovpartikkelmode. 0.55 μm båndet er brukt både for hav og land. Aerosol optisk tykkelse i MODIS er et mål på hvor mye lys bli hindret fra å passere gjennom en atmosfære søyle av partikler som spres gjennom luften. En optisk tykkelse på mindre enn 0.1 indikerer krystall klart luft med maksimum fri sikt. MODIS måler hver dag mengden av synlig og infrarød lys som blir absorbert i atmosfæren og hvor mye som blir reflektert tilbake til verdensrommet.

Kapittel 4

Resultater og diskusjon

Her blir resultatene fra SCAM kjøringene sammenlignet med MODIS-data. Først ser vi på resultater fra SCAM, deretter blir MODIS data diskutert og til slutt blir SCAM og MODIS sammenlignet og diskutert. Alle plott er for de 17 første dagene for henholdsvis februar og august. Kjøringene er ikke foretatt for et spesielt år, selv om input data (sulfat, sjøsalt og organisk masse) er hentet fra år 2004. Vi ville se på typiske verdier for februar- og august måneder. Dette gjelder for SCAM. For MODIS er det hentet data for 2001-2004 og laget en middel verdi for alle de 4 årene, siden vi kun ser på typiske verdier. I begge tilfellene blir det sett på 4 utvalgte situasjoner. Kjøringene er foretatt for Beijing, Sverige, Sør-Atlanteren 30S og 60S. Det bør legges merket til at figurene kan ha ulike skala.

4.1 SCAM og MODIS

Her ser vi på resultater fra SCAM kjøringene og sammenligner de med MODIS-data. Vi ser på 3 parametere, effektiv radius, sky mengde og aerosol optisk tykkelse, for 3 skjemaer (Boucher og Lohmann (1995), Menon et. al (2002) og Quaas et. al (2006)). Vi ser på forskjellene mellom disse tre og det vil bli brukt forkortninger for disse tre, både i teksten og figurene.

Capn1 = Boucher & Lohmann (1995)

Capn2 = Menon et al.(2002)

Capn3 = Quaas et. al (2006)

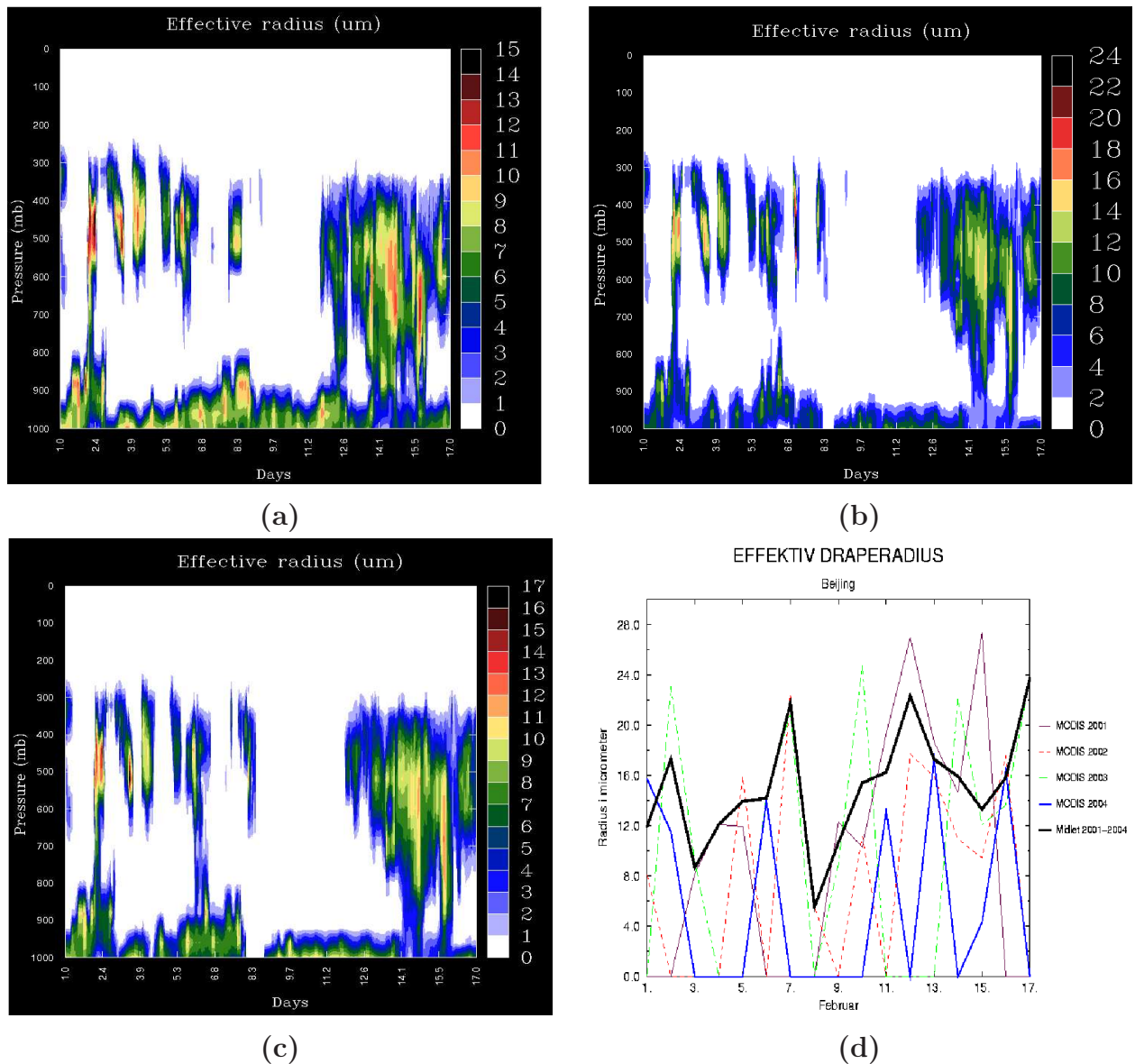
Videre sammenligner vi SCAM-data og MODIS-data. Vi sammenligner MODIS med henholdsvis Boucher og Lohmann (1995), Menon et. al (2002) og Quaas et. al (2006) og ser på hvilken av disse er i best samsvær med MODIS. For MODIS ser vi også på samme 3 parametere. Data er hentet for 2001-2004. I hver figur er det plottet data for hvert år og det er i tillegg plottet en middel verdi for alle disse 4 årene. For enkelte dager og år mangler det data-observasjoner. Der det ikke finnes noen data blir verdien satt til null. Når vi har beregnet middel verdi av disse 4 årene så har vi sett bort fra manglende data, det vil si at det er midlet over de årene det finnes dataobservasjoner for.

4.1.1 Effektiv dråperadius

Effektiv radius i SCAM-modellen er 3-dimensjonal, mens for MODIS-data er den 2-dimensjonal. MODIS instrumentet måler jo fra satellitt, og dermed vil det alltid observere den øverste delen av skyen. For sammenlikning med MODIS, velger vi fra modellen effektiv radius fra det øverste laget i skyen som har temperatur høyere enn 0°C og skydekke på mer enn 1 %.

Figur 4.1 a) - c) viser effektiv radius for Beijing i februar for henholdsvis capn1, capn2 og capn3. Utifra figuren ser vi klare likhetstrekk mellom capn1, capn2 og capn3, men med noen forskjeller. Capn2 og capn3 har samme mønster, men verdiene er litt større hos capn2 enn hos capn3. Dette gjelder spesielt fra dag 13 til dag 17 mellom 800hPa og 400hPa og fra dag 2 til dag 4 mellom 600 og 400 hPa. Capn1 og capn3 er mer i samsvær når det gjelder verdier på dråperadiusen, men mønsteret er noe ulikt. Capn1 er mer kompakt enn capn3. Enkelte plasser mangler både capn2 og capn3 verdier der capn1 har verdi på effektiv radius.

Figur for MODIS, figur 4.1 d), viser variasjon i radius mellom $6\ \mu\text{m}$ og $24\ \mu\text{m}$. En middel for hele februar vil da være rundt $15\ \mu\text{m}$.

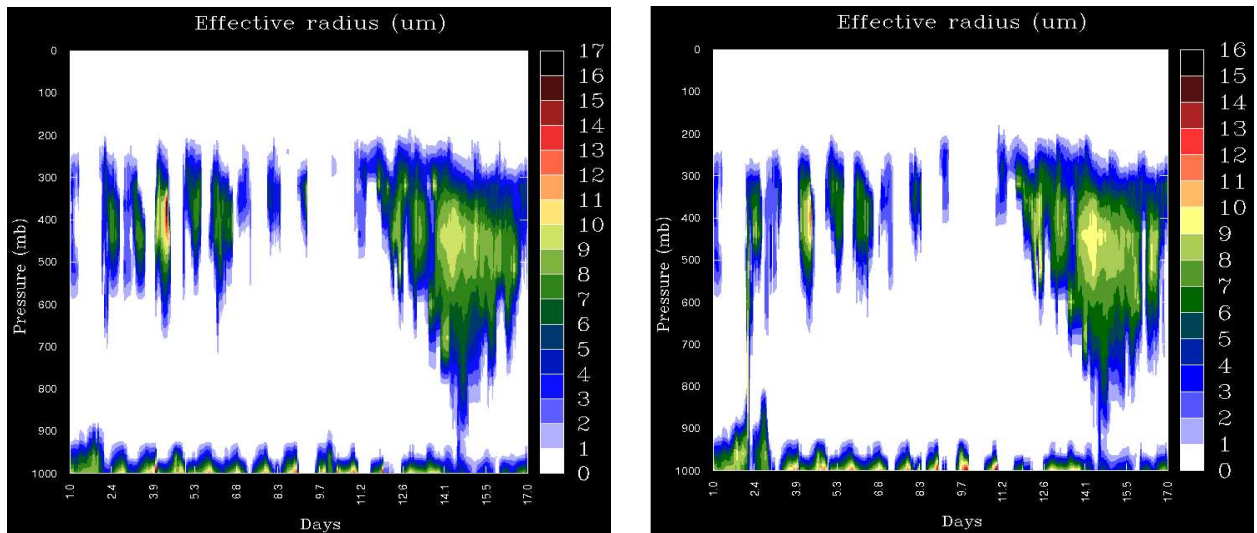


Figur 4.1: Effektiv dråperadius for Beijing i februar a) Capn1, b) Capn2, c) Capn3, d) MODIS.

SCAM VS. MODIS

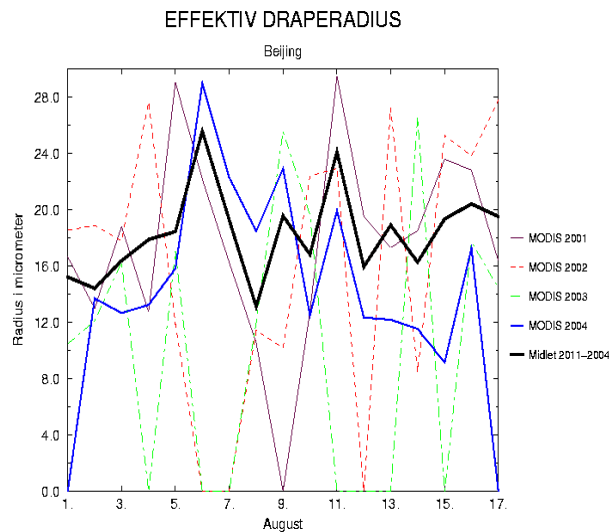
For figur 4.1 ser vi på effektiv radius rundt 700 hPa for capn1 og capn3, og rundt 600 hPa for capn2. Når vi sammenligner MODIS og modellen ser vi ikke på noen spesiell dag, vi ser på hele tidsperioden generelt. Mens capn1 og capn2 har en verdi på omtrent $8 \mu\text{m}$, har capn3 en verdi på $11 \mu\text{m}$. MODIS derimot har en gjennomsnittlig dråperadius på omtrent $15 \mu\text{m}$, dette er en middelværdi for hele tidsperioden. Det kommer klart frem at modellen underestimerer størrelsen på effektiv radius i forhold til MODIS. Dette gjelder spesielt for capn1 og capn3. Capn2 viser en likhet med MODIS.

Figur 4.2 a) og b) viser effektiv dråperadius for Beijing i august. Her er kun capn1 og capn3 tatt med. Grunnen til at capn2 ikke er tatt med er at SCAM ikke fikk fram noen verdi. Dette kan skyldes kjølingsfeil eller feil i programmeringen. Utifra figurene ser vi klare likhetstrekk mellom capn1 og capn3, både i mønster og i verdier. For MODIS, figur 4.2 c), ser vi at radius varierer mellom $12 \mu\text{m}$ og $26 \mu\text{m}$. Det gir en middel verdi på omtrent $19 \mu\text{m}$.



(a)

(b)



(c)

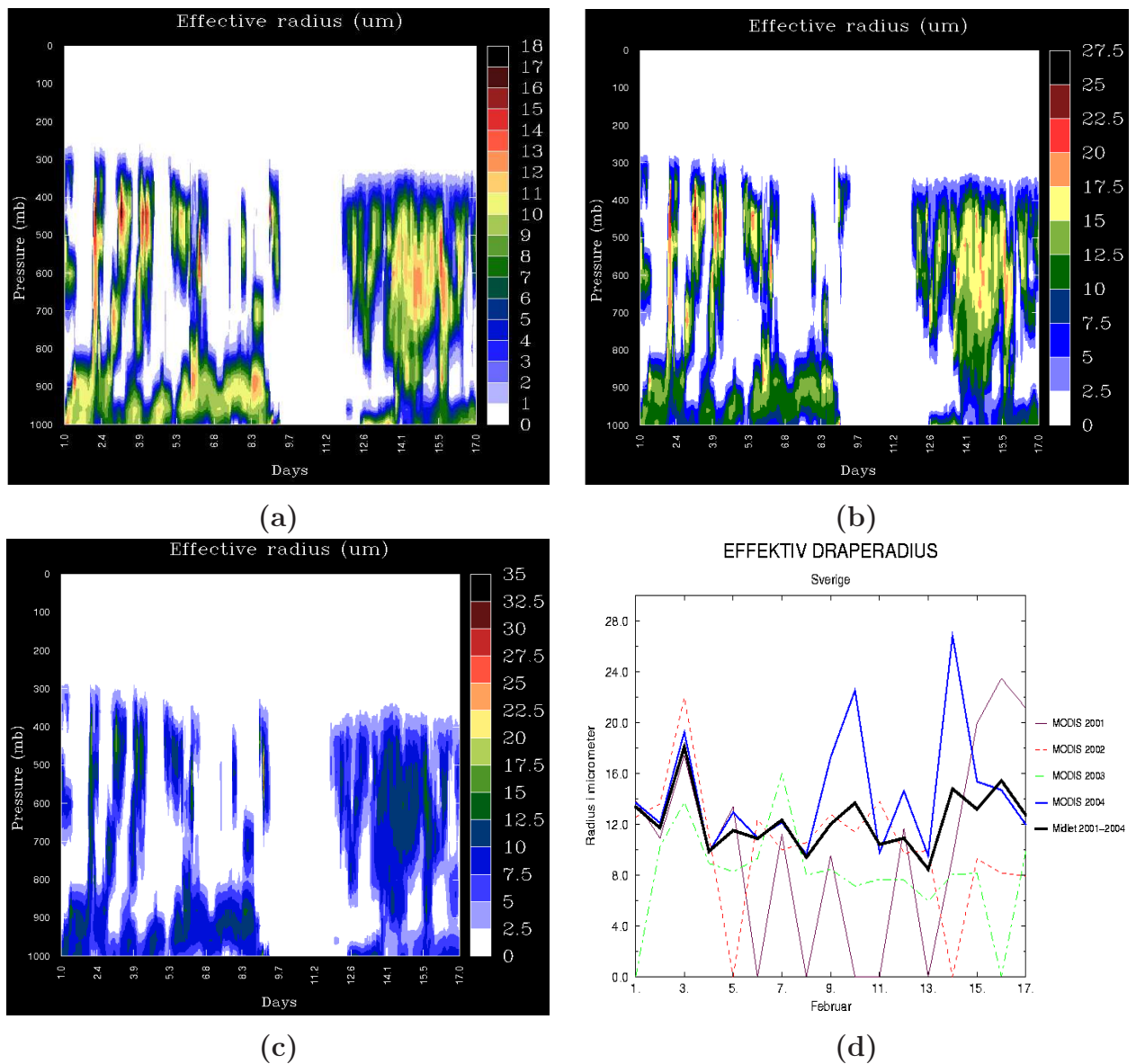
Figur 4.2: Effektiv dråperadius for Beijing i august a) Capn1, b) Capn3, c) MODIS

SCAM VS. MODIS

Fra figur 4.2, som er for Beijing i august, kommer det klart frem at MODIS og modellen gir to ulike versjoner av effektiv radius. Hvis vi velger effektiv

radius fra det øverste laget i skyen som har temperatur høyere enn 0°C i modellen, ca 650 hPa, og sammenligner med MODIS ser vi at modellen under estimerer størrelsen på dråperadius. Mens capn1 og capn3 gir en gjennomsnittlig dråperadius på omtrent $7\ \mu\text{m}$, har MODIS en verdi på hele $19\ \mu\text{m}$. Her ser vi ingen sammenheng mellom modellen og MODIS. Vi så at for februar i Beijing, figur 4.1, viste capn2 svært like verdier med MODIS. Men siden capn2 ikke r med i dette tilfellet, så kan vi ikke se om det samme gjelder for august.

For Sverige i februar, som figur 4.3 a) - c) viser, er dråperadius mønsteret ganske så lik for alle tre tilfeller. Verdiene avviker derimot fra hverandre. Capn1 og capn3 har omtrent like verdier over alt, det er veldig lite forskjeller mellom disse to. Capn2 skiller seg litt ut fra de to andre. Hvis vi tar for oss område mellom 600 hPa og 500 hPa fra dag 14 - 16 ser vi at capn1 og capn3 har en typisk verdi mellom 9 - 13 μm , mens capn2 har en verdi mellom 13 μm og 20 μm . Capn2 har større dråperadius enn capn1 og capn3. For MODIS, figur 4.3 d), ligger radius mellom 9 μm og 18 μm , som gir en middel verdi på omtrent 14 μm .



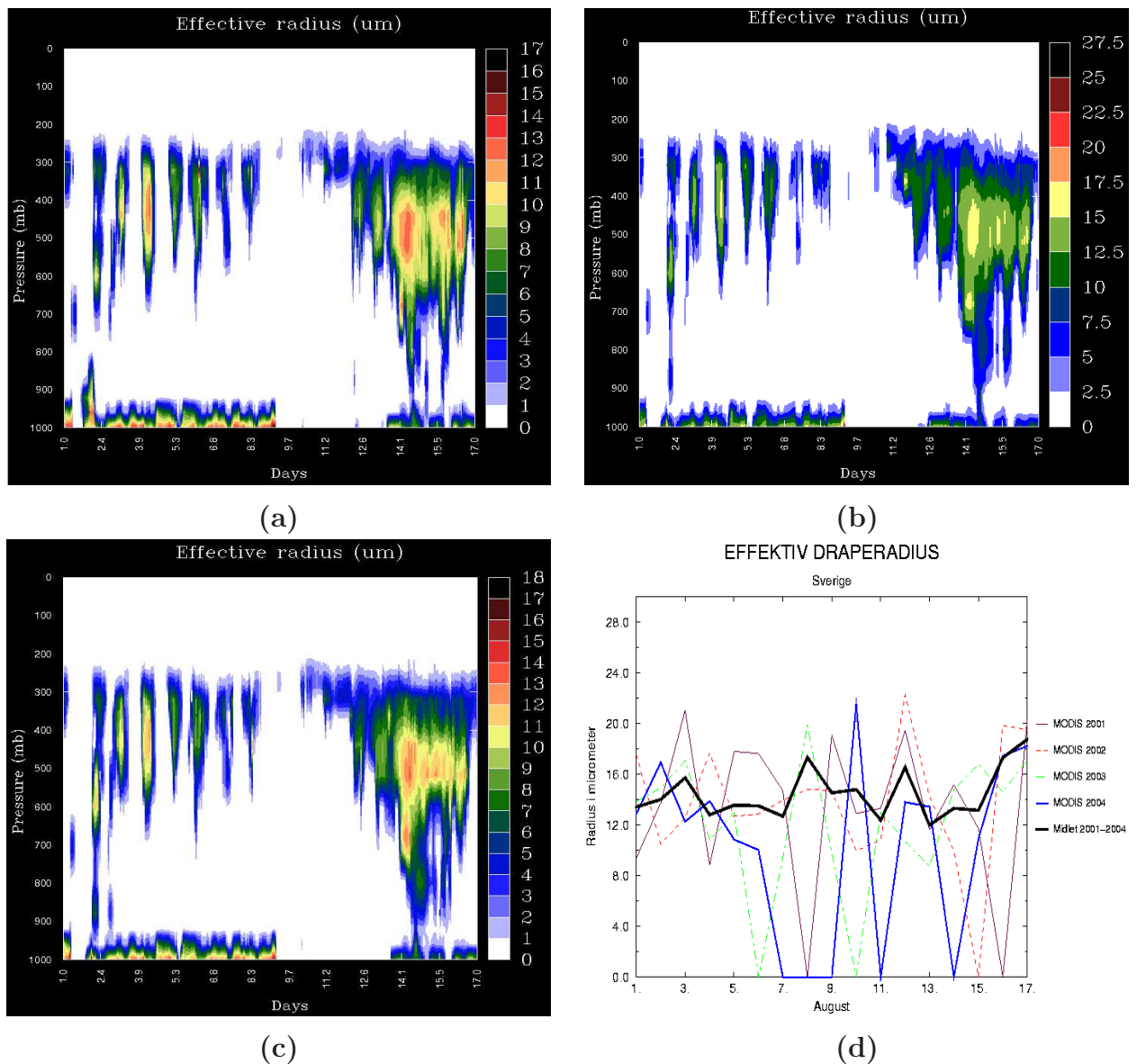
Figur 4.3: Effektiv dråperadius for Sverige i februar a) Capn1, b) Capn2, c) Capn3, d) MODIS.

SCAM VS. MODIS

Vi ser på effektiv radius mellom 700 - 800 hPa for capn1, ved ca. 780hPa for capn2, og ved 800 hPa for capn3. Figur 4.3 a) - c) viser radius for Sverige i februar. Hvis vi tar for oss dag 13 - 17, ser vi at capn1 og capn3 avviker fra MODIS. For disse fire dagene er det capn2 som viser likhetstrekk med MODIS. Dråperadius varierer mellom $9 \mu\text{m}$ - $16 \mu\text{m}$ for MODIS for disse 4 dagene, mens for capn2 ligger radius mellom $5 \mu\text{m}$ - $15 \mu\text{m}$. For de første 12 dagene er det liten samsvær mellom MODIS og capn2, og selvfølgelig med capn1 og capn3. Men her ser vi på generelle verdier for hele tidsperioden, og da stemmer MODIS overens med capn2. Dette er grov vurdering siden jeg ikke tar hensyn til at modellen viser null i dråperadius for enkelte dager. Jeg setter ikke null som minimum i radius, men tar den minste veriden som det finnes målinger på.

For august viser figur 4.4 a) - c) også klare likhetstrekk i mønsteret. Men som alle andre figurer er det forskjell i størrelsen på dråperadius. Igjen har capn1 og capn3 tilnærmet like verdier, mens capn2 avviker og viser større verdier. Som et eksempel ser vi på område der disse forskjellene er best markert, dag 14 - 17 mellom 600 hPa og 400hPa. Capn2 har verdi mellom $10 \mu\text{m}$ - $18 \mu\text{m}$, mens capn1 og capn3 har verdier mellom $7 \mu\text{m}$ - $13 \mu\text{m}$.

For MODIS, figur 4.4 d), ligger radius mellom $12 \mu\text{m}$ og $19 \mu\text{m}$. Dette gir en middelværdi på omtrent $15 \mu\text{m}$.



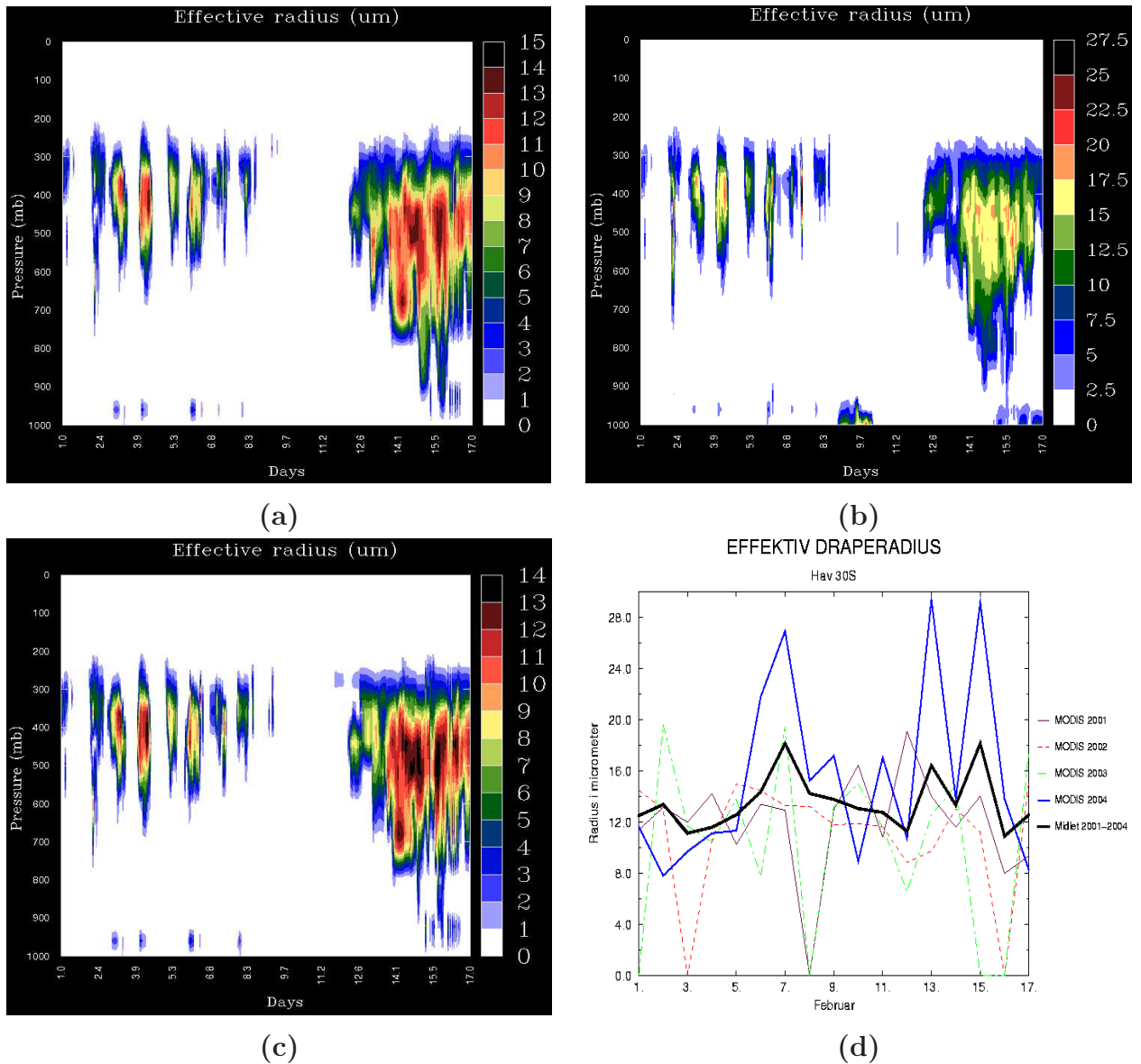
Figur 4.4: Effektiv dråperadius for Sverige i august a) Capn1, b) Capn2, c) Capn3, d) MODIS.

SCAM VS. MODIS

For Sverige i august ser vi på effektiv radius ved 600 hPa for både capn1, capn2 og capn3. Figuren for Sverige, figur 4.4 a) - d), viser at det er god samsvær mellom capn2 og MODIS for dag 14 - 17, mens for resten av tidsperioden er capn2 under estimert i forhold til MODIS. Modellen viser liten eller ingen effektiv radius for de 13 første dagene, dette gjelder både capn1, capn2 og capn3. Videre er verken capn1 eller capn3 i samsvær med MODIS gjennom hele tidsperioden. Men som nevnt tidligere ser jeg ikke på null verdi som en minimum, og da kan vi si at capn2 igjen viser god likhet med MODIS.

I de neste 4 figurene skal vi se på hav områder. Vi begynner med Sør-Atlanteren, 30S, og figur 4.5 a) - c) som viser effektiv dråperadius for februar måned. Som i de foregående figurene ser vi mønster likhet i alle tre tilfellene. Også her er det forskjell i verdiene for dråperadius. Dette ser vi klart mellom 500 - 400 hPa for dag 14 - 17. Her har capn1 og capn3 typiske verdier mellom $9 \mu\text{m}$ - $15 \mu\text{m}$. Capn2 derimot har verdi som ligger mellom $13 \mu\text{m}$ - $20 \mu\text{m}$. Også her viser capn2 større radius.

I figur 4.5 d) varierer radius fra min. $11 \mu\text{m}$ til max $18 \mu\text{m}$. MODIS gir en middelværdi på $14 \mu\text{m}$.

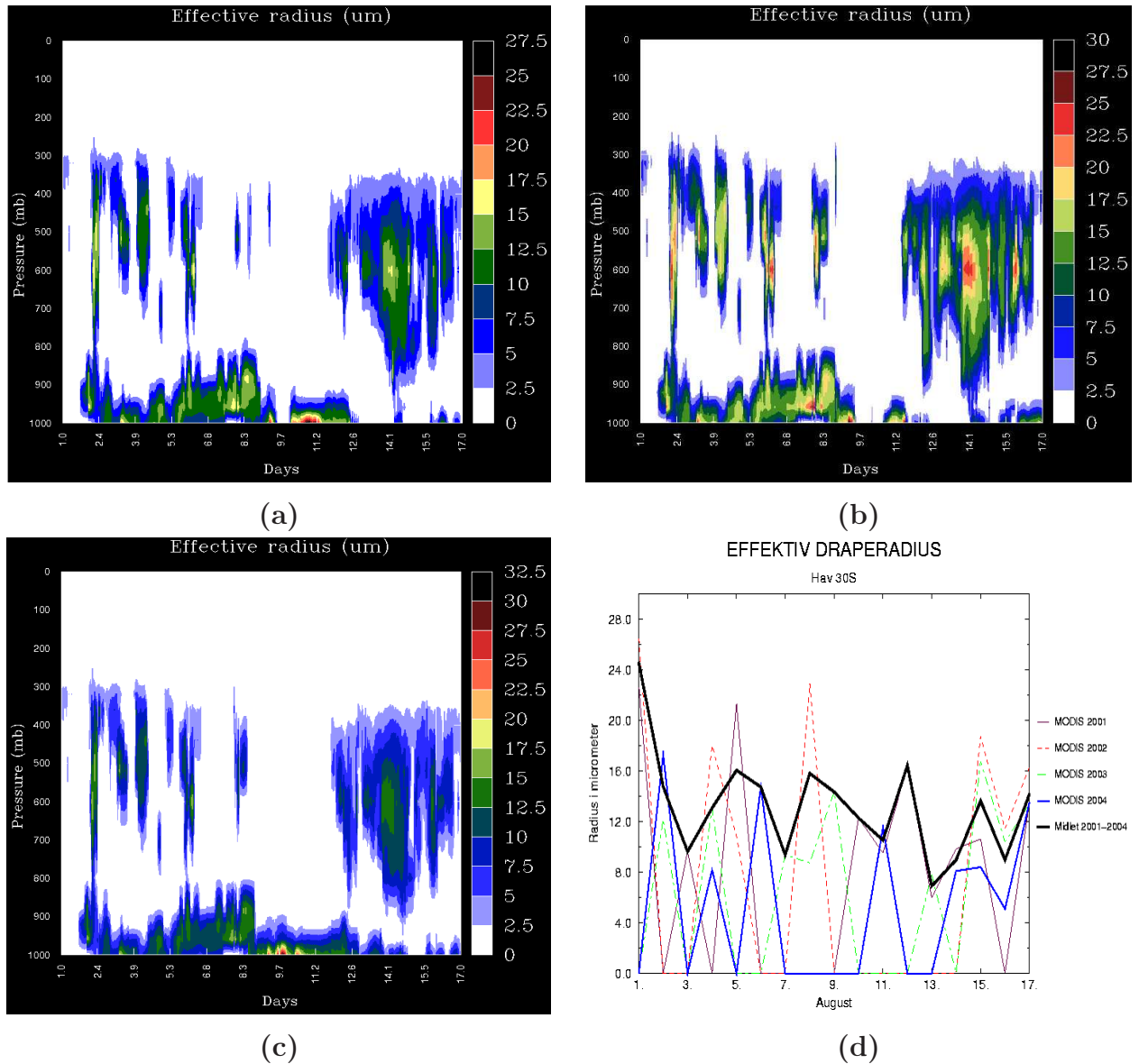


Figur 4.5: Effektiv dråperadius for Sør-Atlanteren 30S i februar a) Capn1, b) Capn2, c) Capn3, d) MODIS.

SCAM VS. MODIS

For Sør-Atlanteren 30S i februar ser vi på effektiv radius ved omtrent 620 hPa for både capn1, capn2 og capn3. Figur 4.5 a) - d) viser at modellen og MODIS ikke stemmer overens for de 13 første dagene. For denne tidsperioden viser liten eller ingen verdi for dråperadius. For dag 14 - 17 er bildet noe annet. For capn2 varierer radius mellom $10 \mu\text{m}$ - $17.5 \mu\text{m}$, mens for MODIS ligger verdiene mellom $11 \mu\text{m}$ - $18 \mu\text{m}$. Igjen ser vi at MODIS og capn2 ligner, mens capn1 og capn3 underestimerer størrelsen på effektivradius i forhold til MODIS.

Figur 4.6 a) - c) viser samme trender som de andre figurene for effektiv dråperadius, lik mønster men avvik i størrelser. Capn1 og capn2 viser samme tendens i dråperadius, mens capn2 også her er større enn de to andre. Figur 4.6 d) viser at for MODIS er avstanden mellom minimum og maximum ganske stor, fra $7 \mu\text{m}$ - $24 \mu\text{m}$. Dette gir da en middelværdi på omtrent $15 \mu\text{m}$.



Figur 4.6: Effektiv dråperadius for Sør-Atlanteren 30S i august a) Capn1, b) Capn2, c) Capn3, d) MODIS.

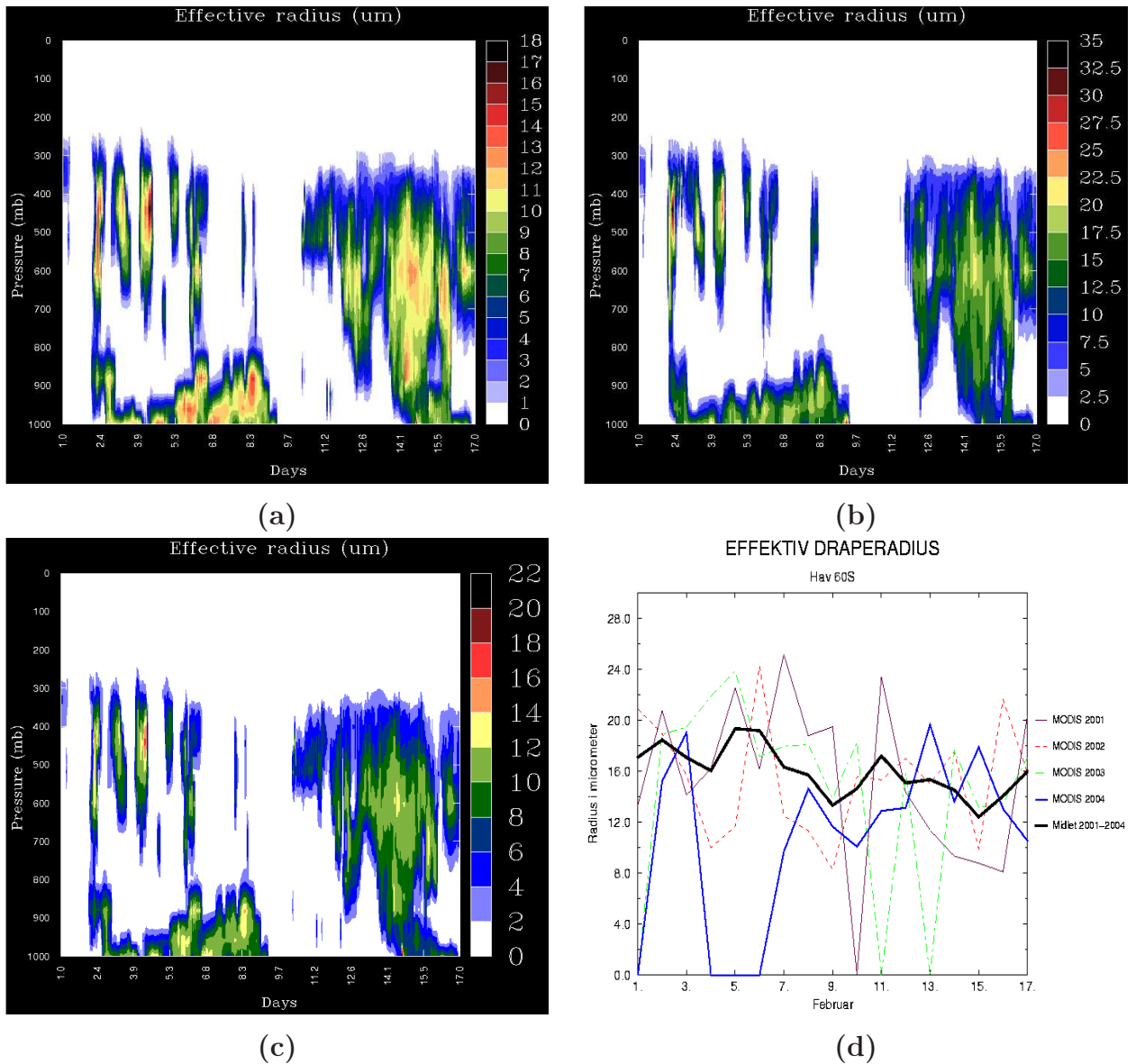
SCAM VS. MODIS

I figur 4.6 a) - c) ser vi på effektiv radius ved 700 hPa for capn1, og ved 740 hPa for capn2 og capn3. Når vi sammenligner med MODIS, figur 4.6 d), ser

vi at fra dag 12 - 17 er MODIS og capn2 i samsvær. Her viser MODIS en variasjon mellom $8 \mu\text{m}$ - $16 \mu\text{m}$ i radius, mens tall for capn2 er mellom $7.5 \mu\text{m}$ - $15 \mu\text{m}$. For dagene frem til den 12. august under estimerer modellen effektiv dråperadius i forhold til MODIS. Dette gjelder for både capn1, capn2 og capn3. Capn1 og capn3 er også forskjellig fra MODIS for dag 12 - 17, der MODIS viser større verdier.

Figur 4.7 a) - c) er for effektiv dråperadius i Sør-Atlanteren, 60S, for februar måned. Disse to figurene er ingen unntak fra de foregående. I begge figurene er det likhetstrekk i mønster mellom capn1, capn2 og capn3. Størrelser på radius varierer derimot. Størrelsene ligger mellom $6 \mu\text{m}$ - $12 \mu\text{m}$ for capn1 og capn3. Disse tallene er hentet fra dag 14 - 16 mellom 600 - 500 hPa. For capn2 varierer størrelsene mellom $10 \mu\text{m}$ - $17.5 \mu\text{m}$, men capn2 gir fortsatt større verdier på radius enn de to andre tilfellene.

Figur 4.7 d) for MODIS-data viser også effektiv dråperadius for Sør-Atlanteren og ser at det er liten variasjon i radius for februar. Da er radius mellom $12 \mu\text{m}$ til $19 \mu\text{m}$. Middelerdien av blir på omtrent $15 \mu\text{m}$.



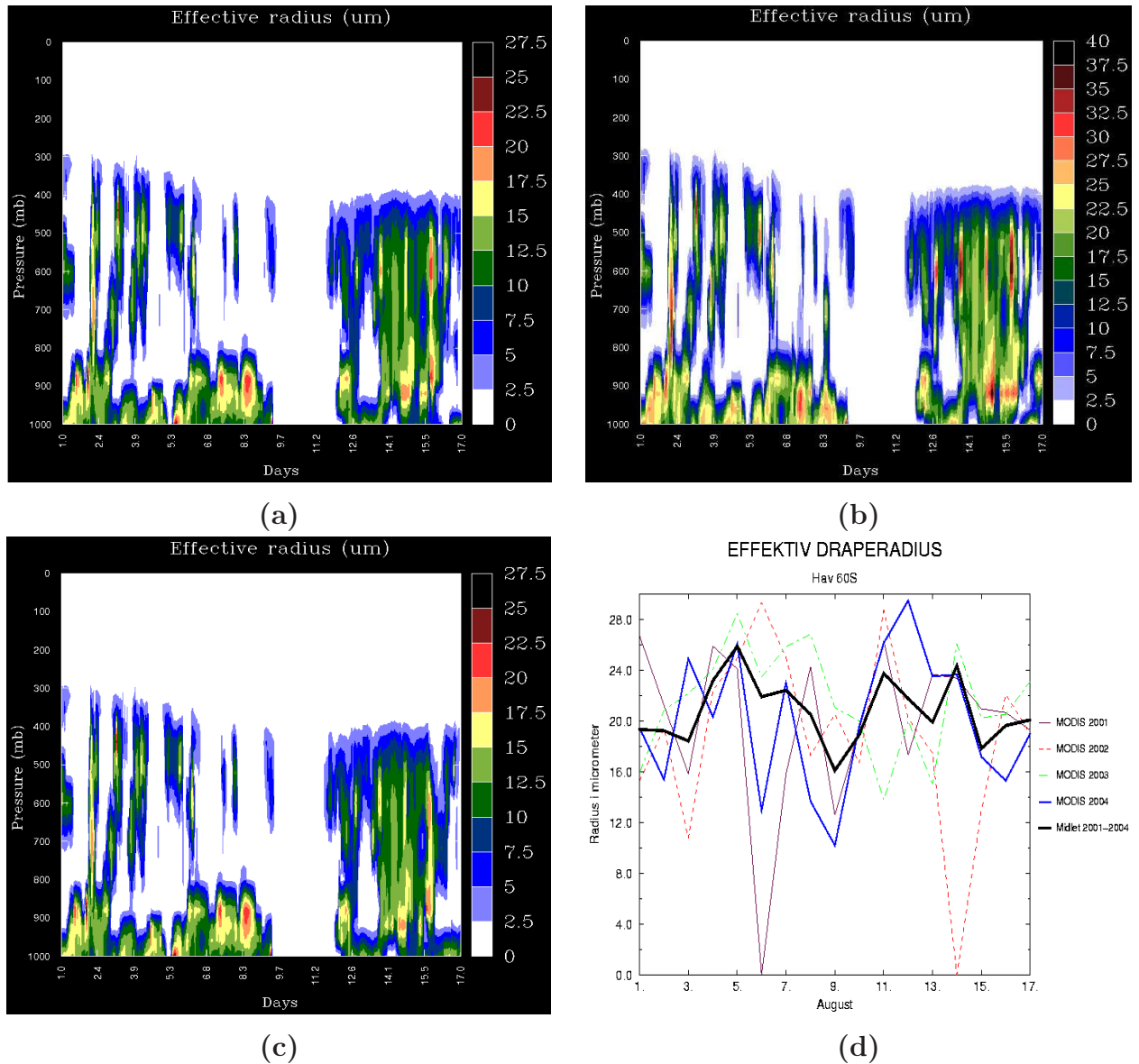
Figur 4.7: Effektiv dråperadius for Sør-Atlanteren 60S i februar a) Capn1, b) Capn2, c) Capn3, d) MODIS.

SCAM VS. MODIS

I figur 4.7 a) - c) ser vi på effektiv radius ved 800 hPa for capn1, capn2 og capn3. Når vi sammenligner med MODIS, figur 4.7 d), ser vi at fra dag 12 - 17 er MODIS og capn2 i samsvær. Her viser MODIS en liten variasjon i radius, mellom $12 \mu\text{m}$ - $19 \mu\text{m}$, mens tall for capn2 er mellom $10 \mu\text{m}$ - $17.5 \mu\text{m}$. For dagene frem til den 12. august, under estimerer modellen effektiv dråperadius i forhold til MODIS. Dette gjelder for både capn1, capn2 og capn3. Capn1 og capn3 er også forskjellig fra MODIS for dag 12 - 17, der MODIS viser større verdier.

I figur 4.8 for samme område og samme dager som forrige figur, er verdiene for capn1 og capn3 mellom $7.5 \mu\text{m}$ - $20 \mu\text{m}$, og for capn2 mellom $12.5 \mu\text{m}$ - $25 \mu\text{m}$.

Figur 4.8 d) viser også effektiv dråperadius for Sør-Atlanterene, men denne gjelder for MODIS. Størrelsen på effektiv dråperadius for MODIS varierer mellom $18 \mu\text{m}$ - $24 \mu\text{m}$, og gir en middelværdi på omtrent $21 \mu\text{m}$.



Figur 4.8: Effektiv dråperadius for Sør-Atlanteren 60S i august a) Capn1, b) Capn2, c) Capn3, d) MODIS.

SCAM VS. MODIS

Til slutt ser vi på figur 4.8 a) - c) der vi ser på effektiv radius ved 700 hPa for capn1, capn2 og capn3 frem til dag 9. Fra dag 9 til 17 ser vi på radius

ved 900 hPa for alle tre. Når vi sammenligner med MODIS, figur 4.6 d), ser vi at fra dag 12 - 17 er MODIS og capn2 i samsvær. Her viser MODIS en variasjon mellom $18 \mu\text{m}$ - $24 \mu\text{m}$ i radius, mens tall for capn2 er mellom $15 \mu\text{m}$ - $25 \mu\text{m}$. For dagene frem til den 12. august, under estimerer modellen effektiv dråperadius i forhold til MODIS. Dette gjelder for både capn1, capn2 og capn3. Capn1 og capn3 er også forskjellig fra MODIS for dag 12 - 17, der MODIS viser større verdier.

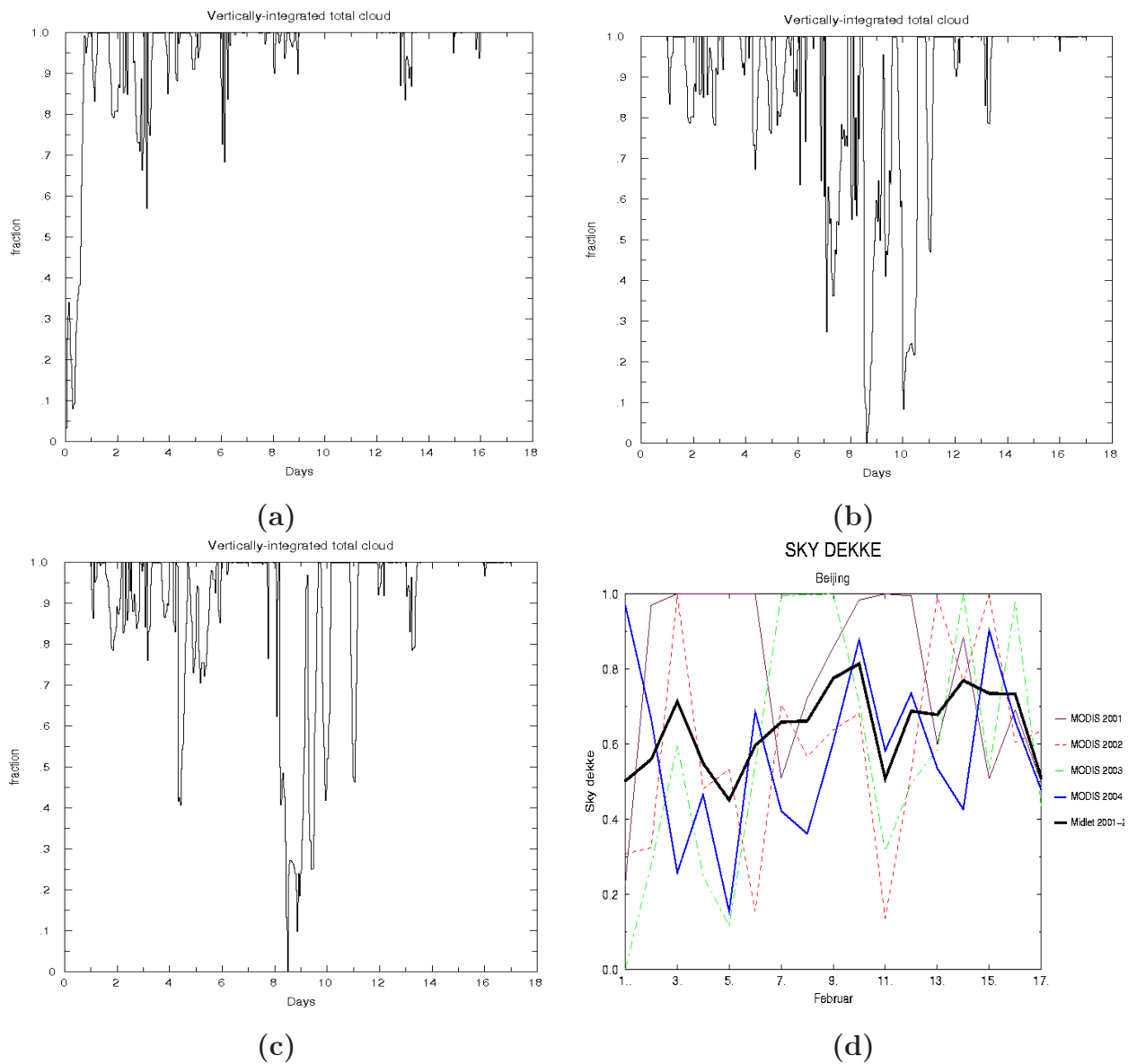
Diskusjon

Hvis vi ser bort fra Beijing i august, ser vi klart et mønster som gjentar seg i alle figurene. Figurene viser oss at MODIS og capn2 er i god samsvær i tidsperioden 12./13. februar - 17 februar. I denne tidsperioden under estimerer capn1 og capn3 størrelsen på effektiv radius i forhold til MODIS. For resten av tidsperioden er det lite samsvær mellom modellen og MODIS. Generelt sett viser MODIS større verdier for dråperadius enn det modellen gir oss.

4.1.2 Skymengde

Figur 4.9 a) - c) viser skymengde for Beijing i februar for henholdsvis capn1, capn2 og capn3. Utifra figuren ser vi at capn1 avviker fra de to andre. Capn 2 og capn3 viser likhet i mønsteret, men verdiene er ikke like overalt. Verdiene er nokså like for de tre første dagene for capn2 og capn3, vi ser også likhet ved dag 8 og 9 og fra dag 11 - 17. Capn1 viser større skymengde enne de to andre i begynnelsen av tidsperioden.

Figur 4.9 d) viser skymengde for Beijing for MODIS-data. Skymengde med 0 som verdi tilsvarer ingen skyer, mens sky mengde med 1 som verdi tilsvarer fullstendig skydekke. For februar varierer sky mengde mellom 0.45 og 0.80.



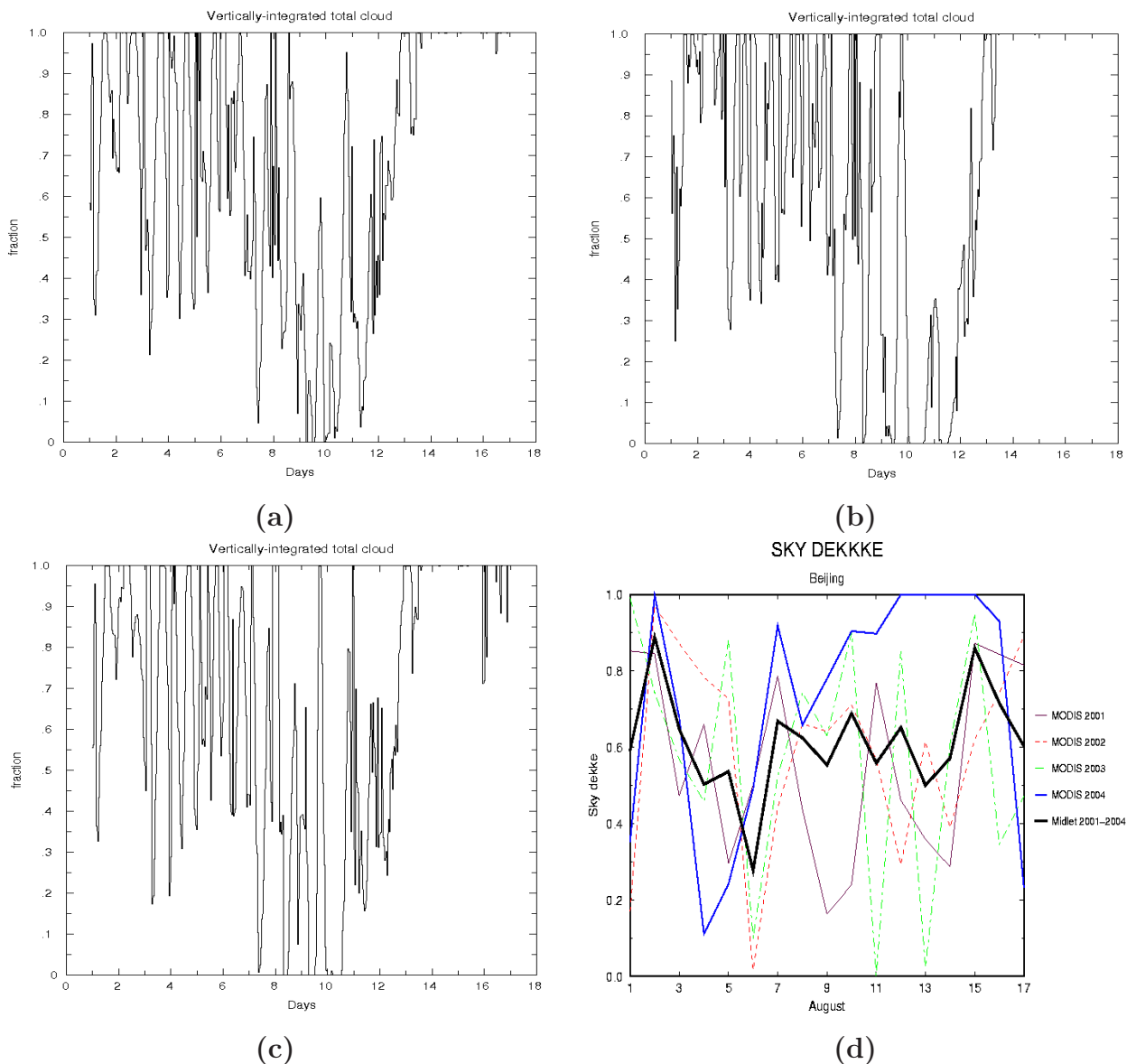
Figur 4.9: Skydekke for Beijing i februar a) Capn1, b) Capn2, c) Capn3, d) MODIS.

SCAM VS. MODIS

Figur 4.9 a) - d) er for Beijing. Capn1 gir noe høyere skymengde enn det capn2 og capn3 gjør. Når vi sammenligner MODIS og modellen dag for dag, ser vi at modellen og MODIS ikke stemmer overens ved noen enkelte dager. Generelt sett kan vi si at MODIS har likheter med modellen, men denne likheten er ikke perfekt.

For august i Beijing viser figur 4.10 a) - c) likheter mellom alle tre tilfeller, men verdiene er noe forskjellige. Capn1 og capn3 er ganske like og gir så og si samme verdi for hele tidsperioden, bortsett fra rundt den 16. august. Capn2 er lik med de to andre mellom dag 7 - 11, og lik med capn1 de siste par dagene.

Figur 4.9 d) viser skymengde fra MODIS. Sky mengde med 0 som verdi tilsvarer ingen skyer, mens sky mengde med 1 som verdi tilsvarer fullstendig skydekke. Variasjon i skymengde for august litt større enn i februar. Skymengde ligger mellom 0.25 - 0.90.



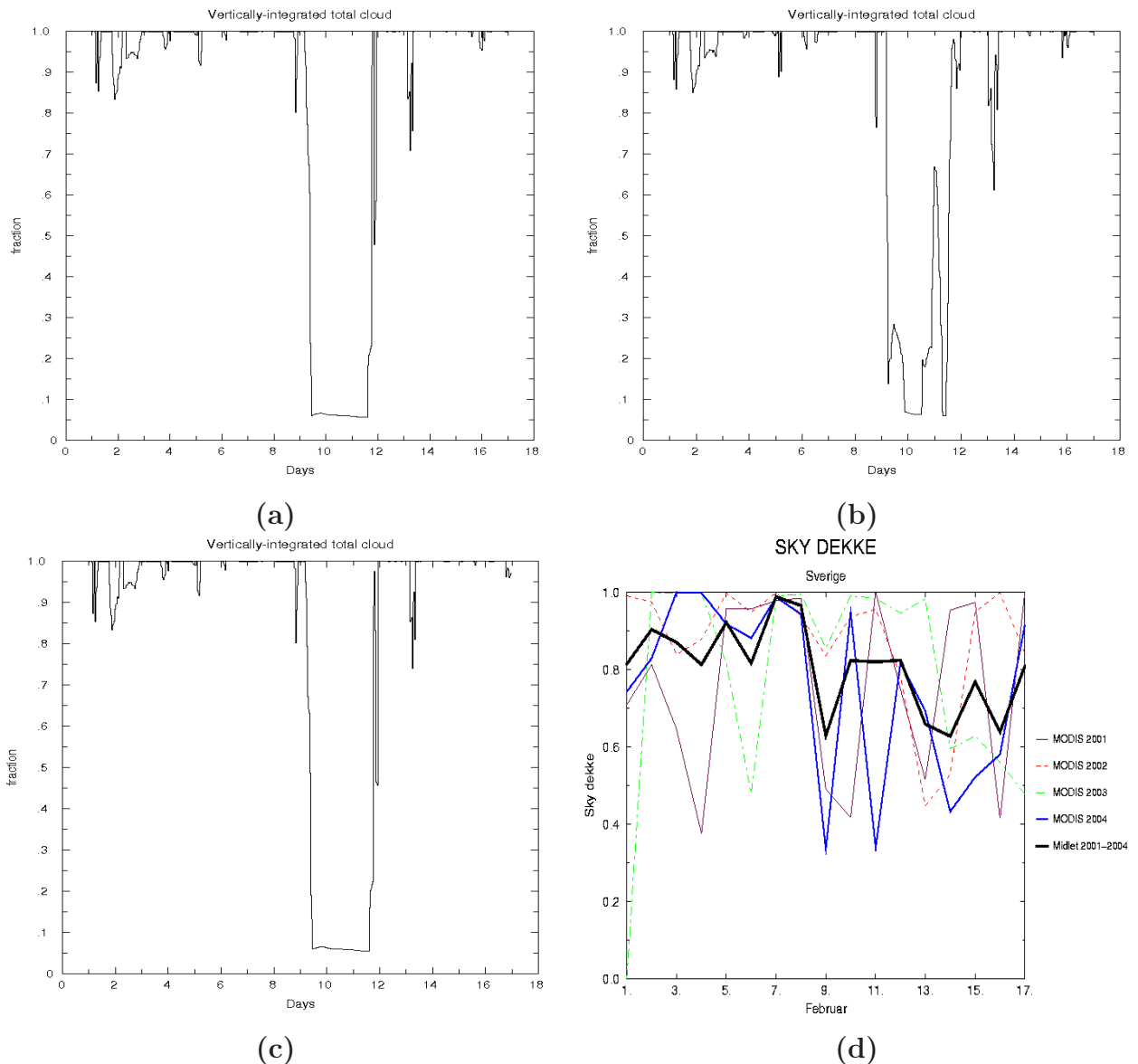
Figur 4.10: Skymengde for Beijing i august a) Capn1, b) Capn2, c) Capn3, d) MODIS.

SCAM VS. MODIS

Fra figur 4.10 a)- d) kan vi observere at der er ytters få dager som gir noenlunde likheter mellom modellen og MODIS. Men når vi midler over hele tidsperioden kommer det fram at modellen og MODIS i gjennomsnitt har samme middelverdier.

Sky mengde for Sverige i februar, som figur 4.11 a) - c) viser, er ganske lik for alle tre tilfellene. Det er igjen capn1 og capn3 som viser mest likheter med hverandre, både i mønster og verdi. Capn2 er ikke så mye forskjellig, den avviker litt mellom dag 9 - 11.

Figur 4.11 d) viser sky mengde for MODIS. Også her er sky mengde med 0 som verdi lik ingen skyer, mens sky mengde med 1 som verdi tilsvarer fullstendig skydekke. Variasjon i skymengde for MODIS er mellom 0.60 og 1.0.



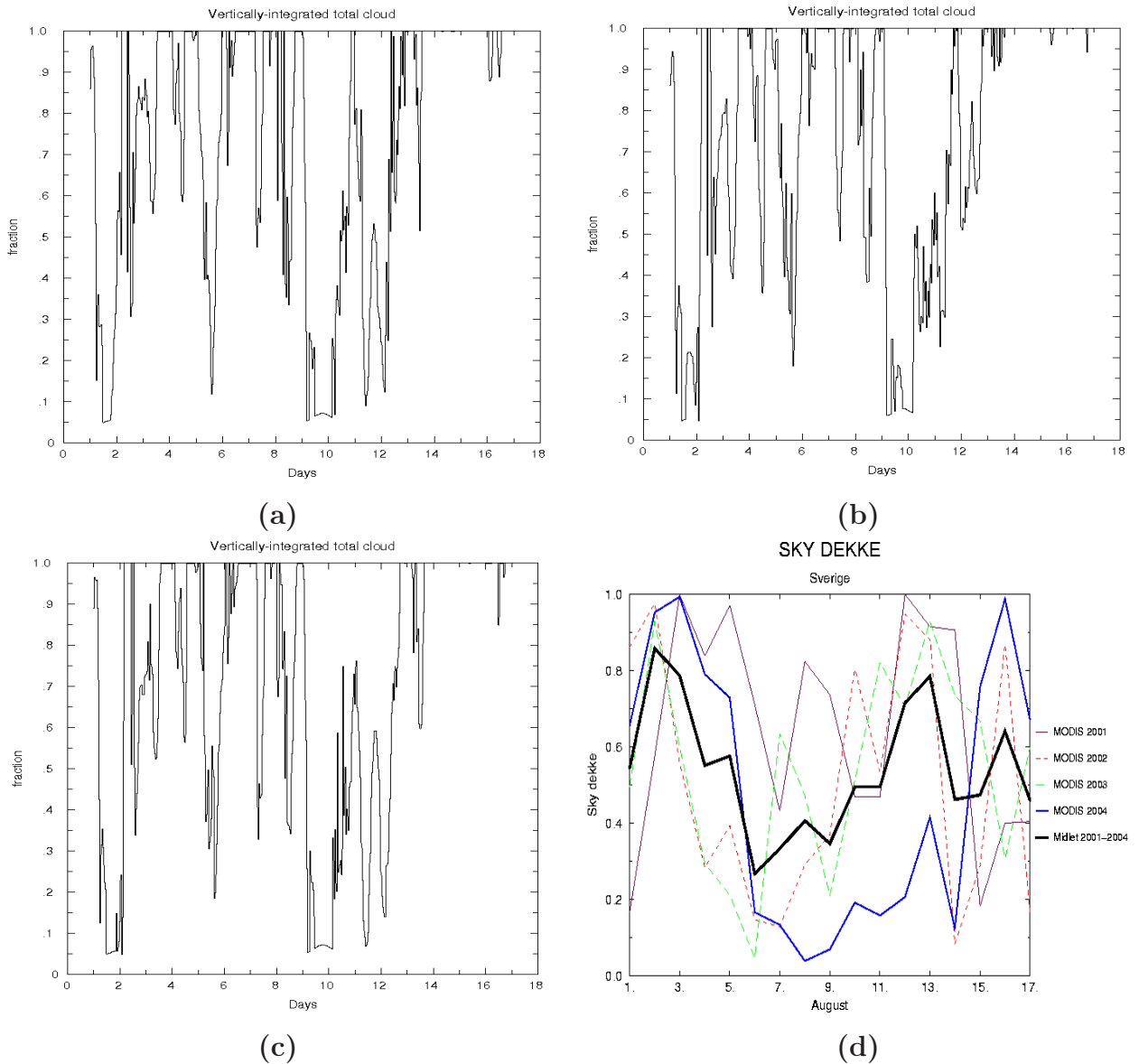
Figur 4.11: Skydekke for Sverige i februar a) Capn1, b) Capn2, c) Capn3, d) MODIS.

SCAM VS. MODIS

For Sverige i februar viser figur 4.11 litt bedre samsvær mellom modellen og MODIS enn det var for Beijing tilfellet. De første par dagene stemmer MODIS og modellen ganske godt, men for dag 9 til ca. dag 11 er det store forskjeller. Da viser MODIS mye mer sky mengde enn det som kommer frem i modellen. Når vi midler, kommer det fram at MODIS og modellen ligner.

For august ser vi også likhet mellom capn1 og capn3, slik figur 4.12 a) - c) viser, de er stort sett like både når det gjelder mønster og verdi. Capn 2 viser klar mønster likhet med de to andre, men verdiene varierer litt. Enkelte dager viser capn2 større skymengde enn de to andre, som for eksempel ved dag 11.

Figur 4.11 d) viser sky mengde for MODIS. Også her er sky mengde med 0 som verdi lik ingen skyer, mens sky mengde med 1 som verdi tilsvarer fullstendig skydekke. Variasjonen i skymengde ligger mellom 0.30 og 0.9. Dette gir en middelværdi på 0.60.



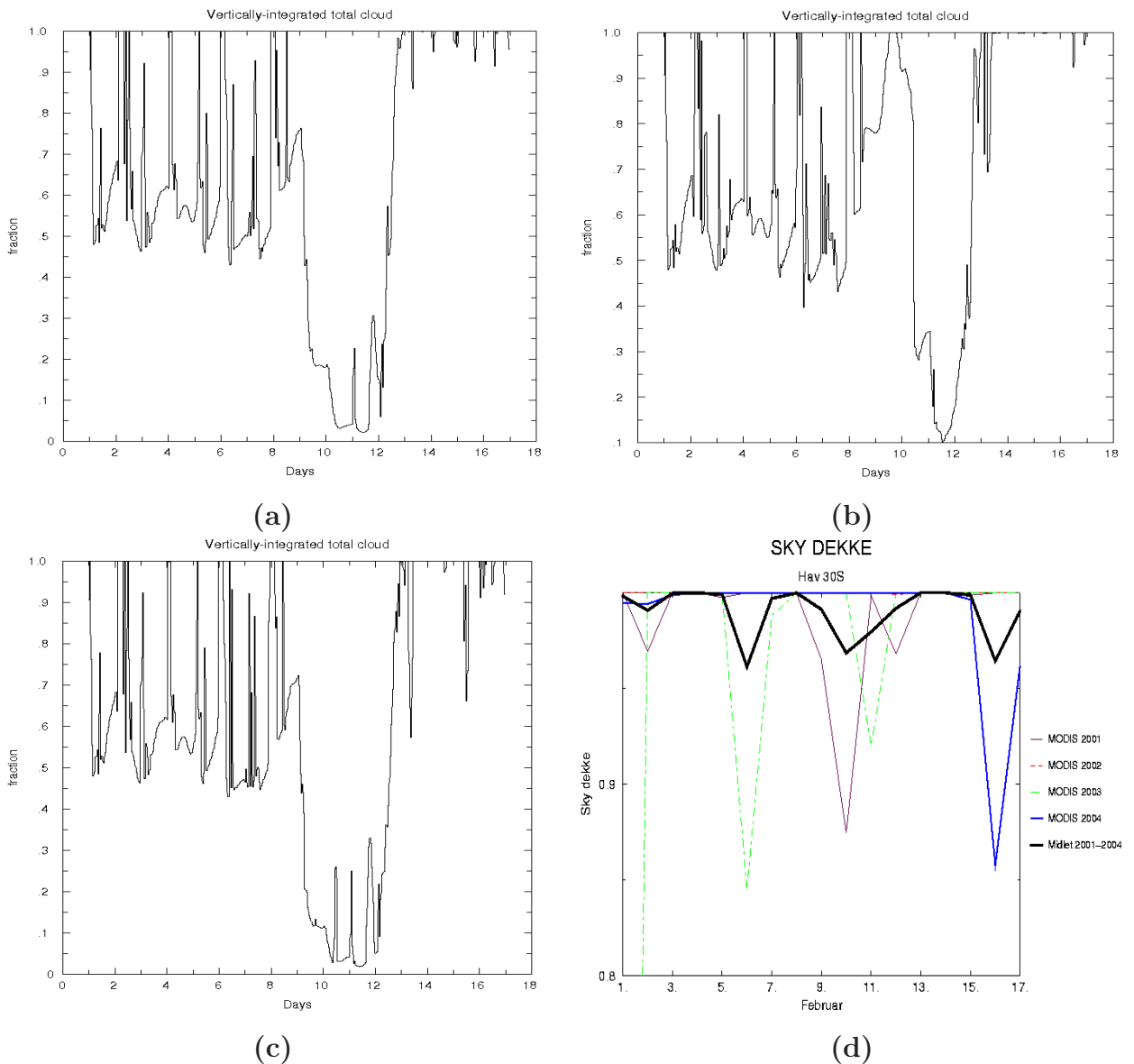
Figur 4.12: Skymengde for Sverige i august a) Capn1, b) Capn2, c) Capn3, d) MODIS.

SCAM VS. MODIS

For august, figur 4.12, stemmer modellen veldig lite med MODIS. De største forskjellene ser vi spesielt rundt dag 9 - 10 og mellom dag 13 - 17. For eksempel for dag 1 viser modellen en sky mengde på rundt 0.9, mens modellen har en verdi på 0.5. For dag 2 ser vi at verdiene for modellen synker kraftig, helt under 0.1, mens for MODIS så øker verdien til nesten 0.9. Hvis vi midler grovt, kan modellen stemme med MODIS. Diskusjon over hvorfor vi ser bort fra dag til dag variasjoner kommer senere under konklusjonen.

For figur 4.13 a) - c), som er for Sør-Atlanteren, 30S, har capn1 og capn2 nesten samme mønster og verdi, de er litt forskjellige de siste 4 dagene der capn 1 gir mer sky mengde enn capn3. Capn2 har også nesten samme verdi som de to andre, frem til dag 8.

For MODIS ser vi på 4.13 d). For februar er det nesten ingen variasjon i sky mengde. Gjennom hele tidsperioden varierer sky mengde med 0.05, altså mellom 0.95 og 1.0.

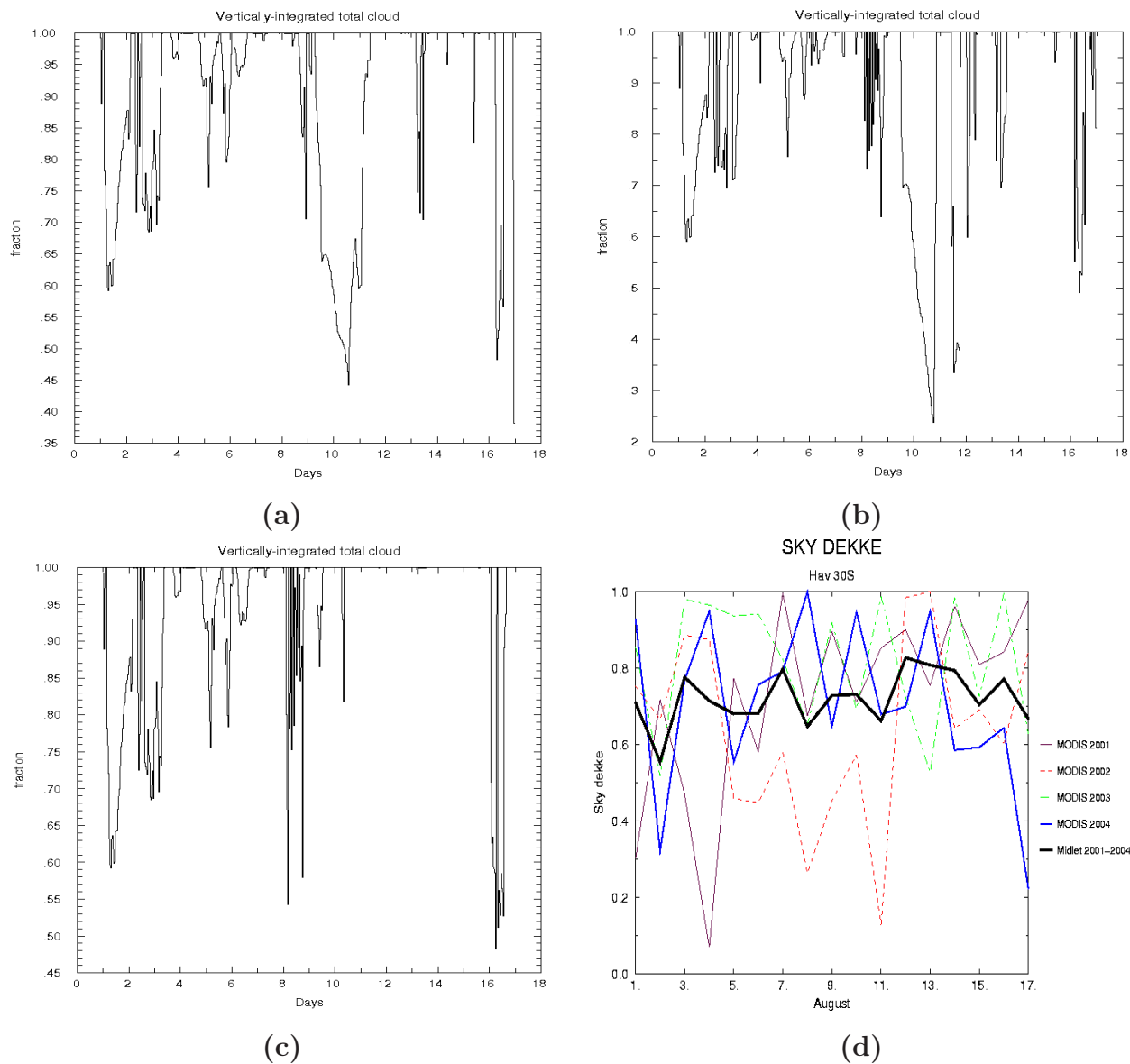


Figur 4.13: Skydekke for Sør-Atlanteren 30S i februar a) Capn1, b) Capn2, c) Capn3, d) MODIS.

SCAM VS. MODIS

For Sør-Atlanteren 30S i februar viser figur 4.13 at MODIS har en jevn skymengde gjennom hele tidsperioden, skymengden varierer mellom 0.95 og 1.0. Dette er ikke tilfelle for modellen. De få gangene modellen og MODIS stemmer med hverandre er ved noen enkelte dager i slutten av tidsperioden, men da er det kun snakk om capn1 når det gjelder modellen. Selv om vi midler for alle 4, a) - d), så har ikke modellen noen likheter med MODIS. MODIS gir veldig høy skymengde i forhold til det modellen produserer.

For august ved 30S er det ikke så klare likheter når vi sammenligner dag for dag. Figur 4.14 viser at capn1 og capn3 stemmer med hverandre frem til dag 8 og rundt den 16 august. Dette gjelder for så vidt også for capn2. For MODIS, figur 4.13 d) er det veldig liten variasjon i sky mengde. Gjennom hele tidsperioden varierer skymengde mellom 0.55 til 0.80. Dette gir oss en middelværdi på omtrent 0.7.



Figur 4.14: Skymengde for Sør-Atlanteren 30S i august a) Capn1, b) Capn2, c) Capn3, d) MODIS.

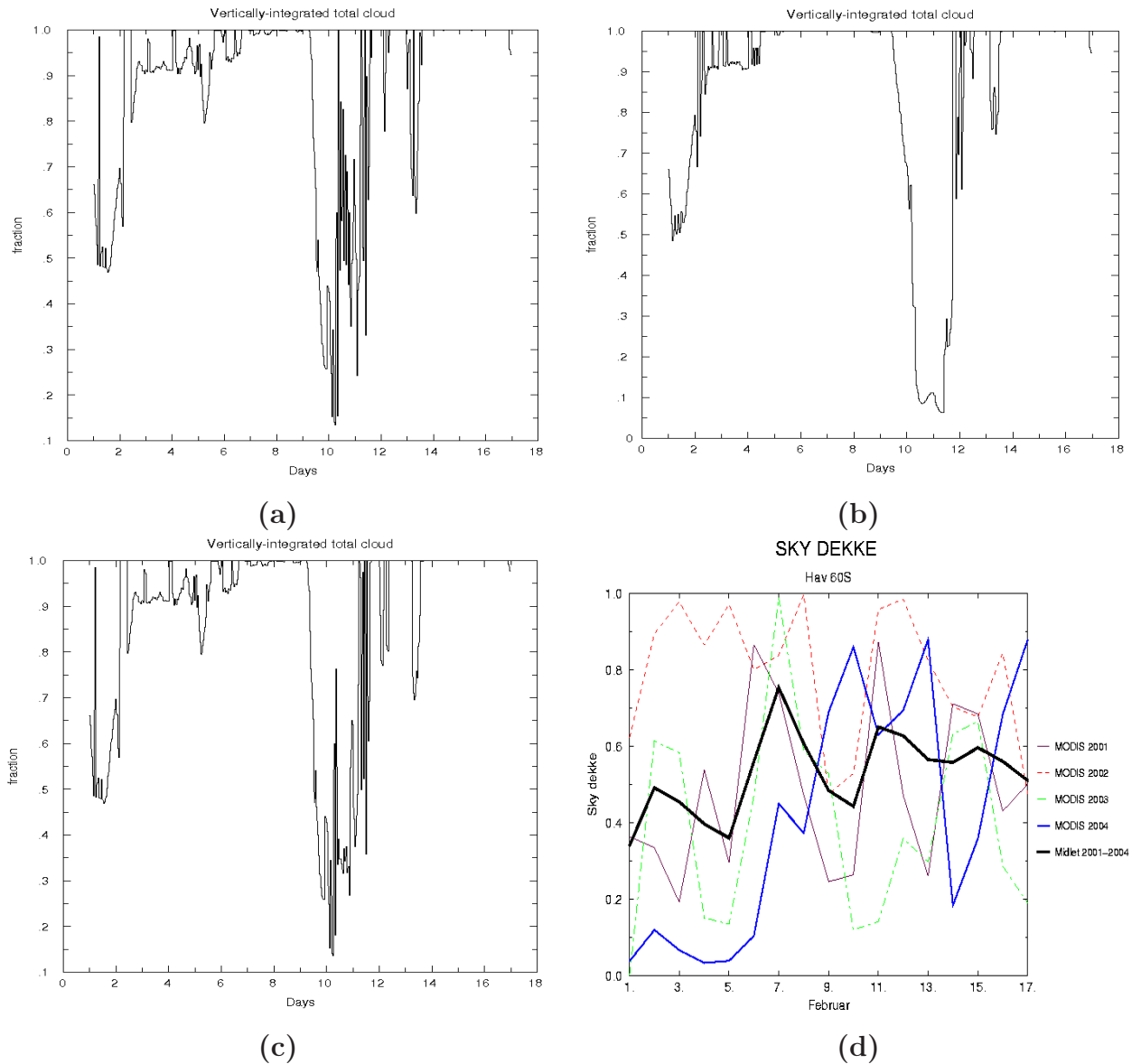
SCAM VS. MODIS

For august 30S stemmer MODIS tilnærmet med modellen de første 6 dagene. Dette ser vi i figuren 4.14. Rundt dag 10/11 stemmer ikke modellen i det

hele tatt med MODIS. Mens MODIS viser en sky mengde på rundt 0.7, har modellen mye lavere verdier. Når vi midler så gir MODIS en verdi på omtrent 0.7 og modellen rundt 0.8. Det bør merkes at dette ikke er eksakte tall, dette er en veldig grov beregning utifra figurene.

For Sør-Atlanteren 60S i februar er capn1 og capn3 så godt som helt identiske. Dette ser vi i figur 4.15 a) - c). Capn2 følger de to andre frem til dag 4, men avviker enkelte plasser for resten av tidsperioden.

Figur 4.15 d) er for MODIS. Skymengden varierer mellom 0.35 og 0.75, som gir en middelvei på omtrent 0.55.



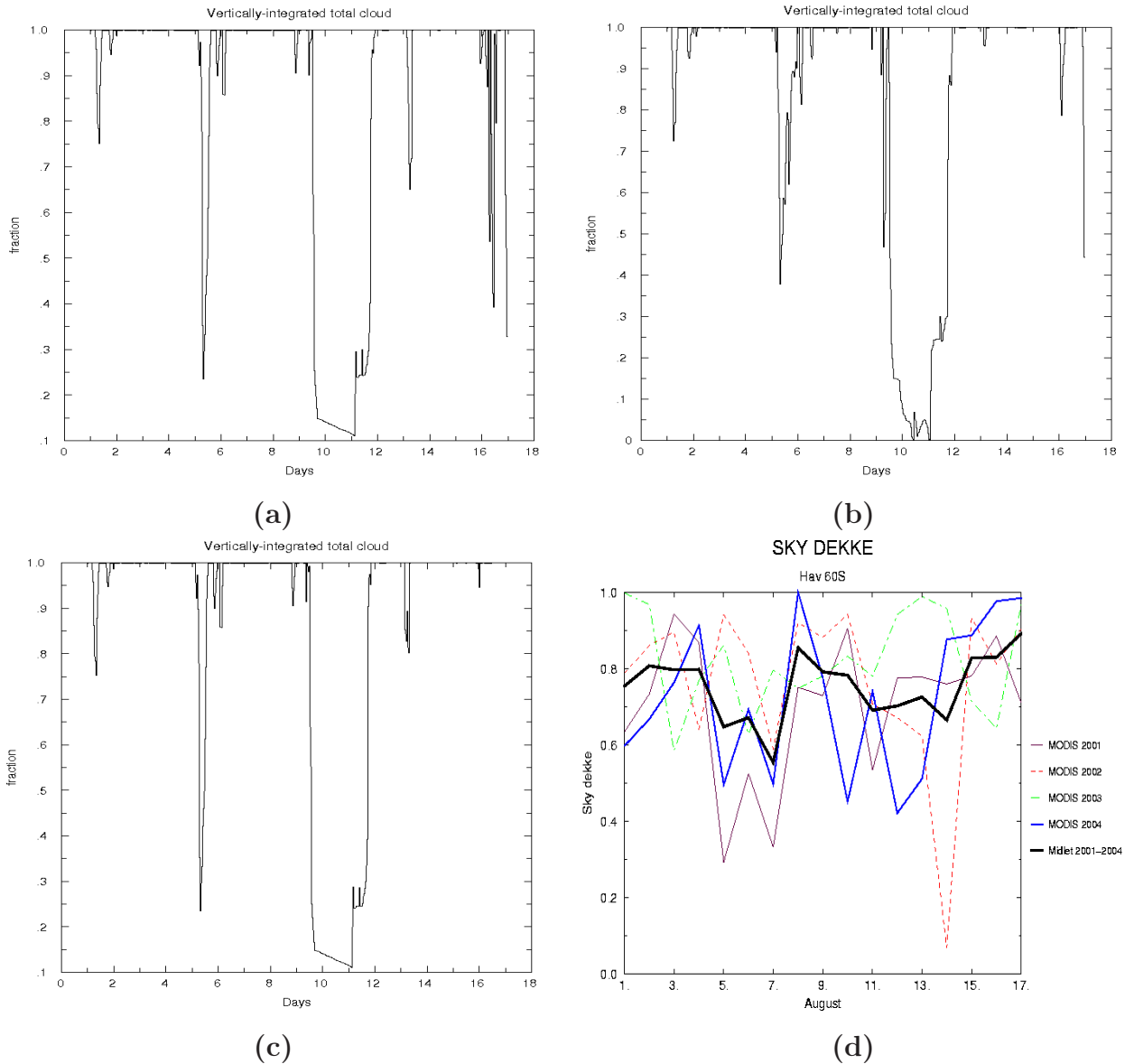
Figur 4.15: Skydekke for Sør-Atlanteren 60S i februar a) Capn1, b) Capn2, c) Capn3, d) MODIS.

SCAM VS. MODIS

For Sør-Atlanteren 60S, figur 4.15, er det store forskjeller mellom MODIS og capn2 for dag 5 til 12, og for dag 14 - 17. MODIS stemmer litt med modellen i

begynnelsen av februar, men gir klare forskjeller mot slutten av tidsperioden. Da er det spesielt rundt den 10. februar og de siste 3 dagene at forskjellene er merkbare.

I august for 60S er capn1 og capn3 helt identiske frem til dag 12. Capn2 følger de to andre når det gjelder mønster, men verdiene er noe forskjellig, spesielt mellom dag 5 og 12. Rundt den 16. august viser capn1 mindre sky dekke enn capn3 og capn2, figur ?? a) - d). For MODIS varierer skymengde mellom 0.55 og 0.85, med en middelværdi på omtrent 0.7.



Figur 4.16: Skymengde for Sør-Atlanteren 60S i august a) Capn1, b) Capn2, c) Capn3, d) MODIS.

SCAM VS. MODIS

For 60S i august, figur 4.16, varierer sky mengden veldig lite for MODIS, mellom 0.55 - 0.85. Når vi sammenligner med modellen, kommer det frem

at det for det meste ikke er noen likhet med MODIS. Kun ved få enkelte dager stemmer det, som for eksempel ved dag 1. Rundt den 10. august ser vi igjen store forskjeller mellom modell og MODIS. Mens MODIS gir høy verdier, har modellen en verdi av sky mengde på nesten 0.1. Hvis vi beregner middelerverdier, grov sett, så stemmer modellen noenlunde med MODIS.

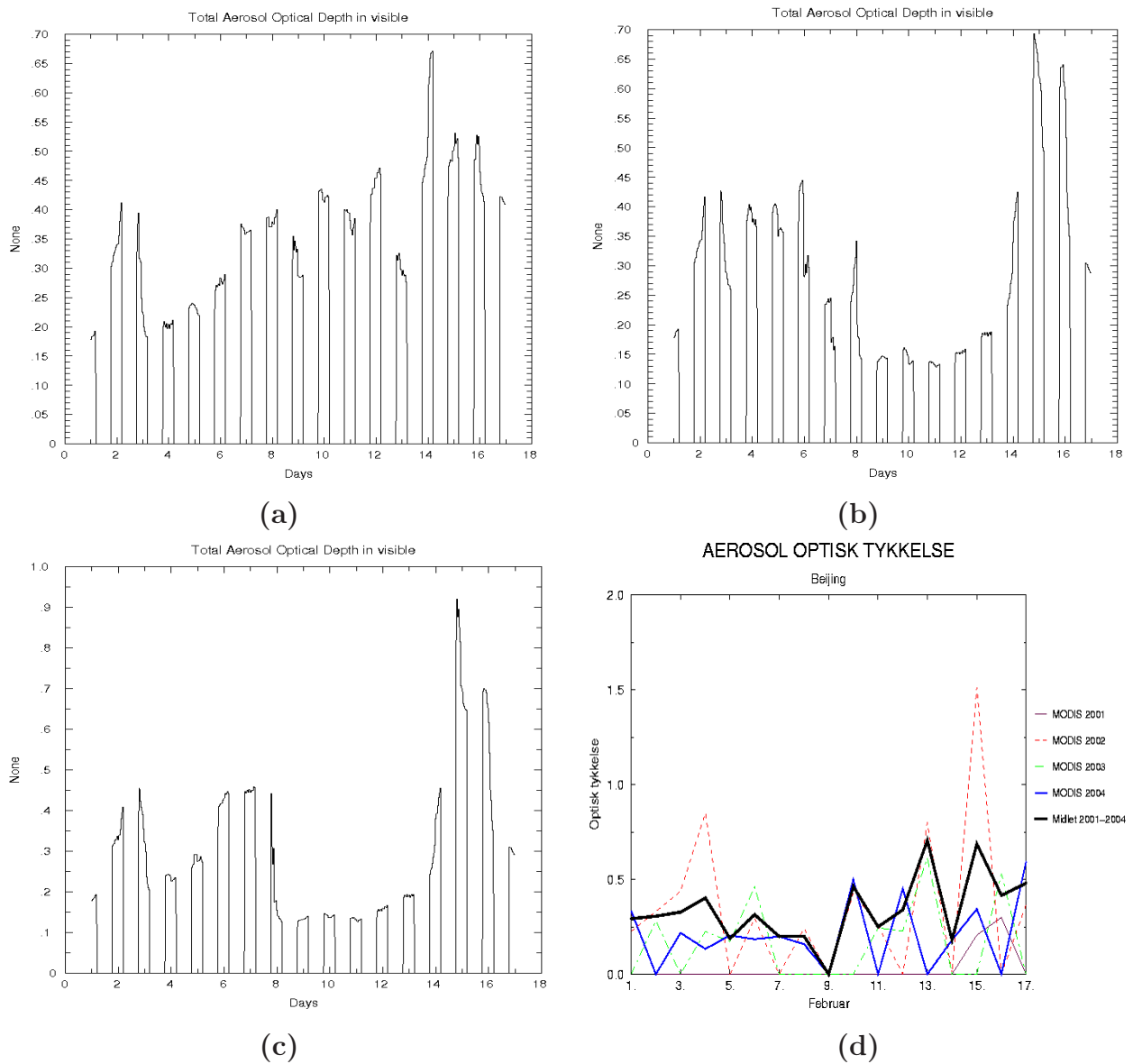
Diskusjon

Generelt sett gir modellen kanskje noe høyere skymengde enn MODIS, men med noen unntak som for eksempel Sør-Atlanteren 30S i februar. Enkelte plasser kan vi se små likheter mellom modellen og MODIS, som for eksempel i august for Sverige. Da er det kun capn2 som viser denne likheten med MODIS, og kun for de første par dagene. For capn1 og capn3 ser vi i alle 4 situasjonene at der ikke er noen samsvær mellom MODIS, det er kun capn2 som kommer nærmest. Og da kun noen få dager, som nevnt tidligere, og for noen få enkelte situasjoner. Dette gjelder når vi sammenligner dag for dag. Hvis vi ser på hele tidsperioden under ett, kan grov beregnet middelerverdier indikere sammenheng mellom MODIS og modellen.

4.1.3 Aerosol optisk tykkelse

For aerosol optisk tykkelse har vi tatt med data kun for Beijing og Sør-atlanteren, 60S, og for Severige i august. MODIS hadde ingen målinger på aerosol optisk tykkelse for Sverige i februar, mest sannsynlig på grunn av for lite lys. Der manglet også målinger for Sør-Atlanteren, 30S.

Figur 4.17 a) - c) viser aerosol optisk tykkelse for Beijing i februar. De tre første dagene stemmer verdiene fra capn1, capn2 og capn3 med hverandre. Etter det så begynner det å sprike. Capn1 og capn3 viser for dag 4 - 5 ganske like verdier, under 0.3, mens capn2 har større verdi (mellom 0.35 og 0.40). Etter dag 6 går capn2 og capn3 nesten hånd i hånd, mens capn1 skiller seg ut fra de to. Figur 4.17 d) viser aerosol optisk tykkelse for MODIS. For februar varierer størrelse mellom 0.2 og 0.7. I figuren ser vi bort fra 0 verdien ved dag 9, fordi denne null verdien står for manglende data.



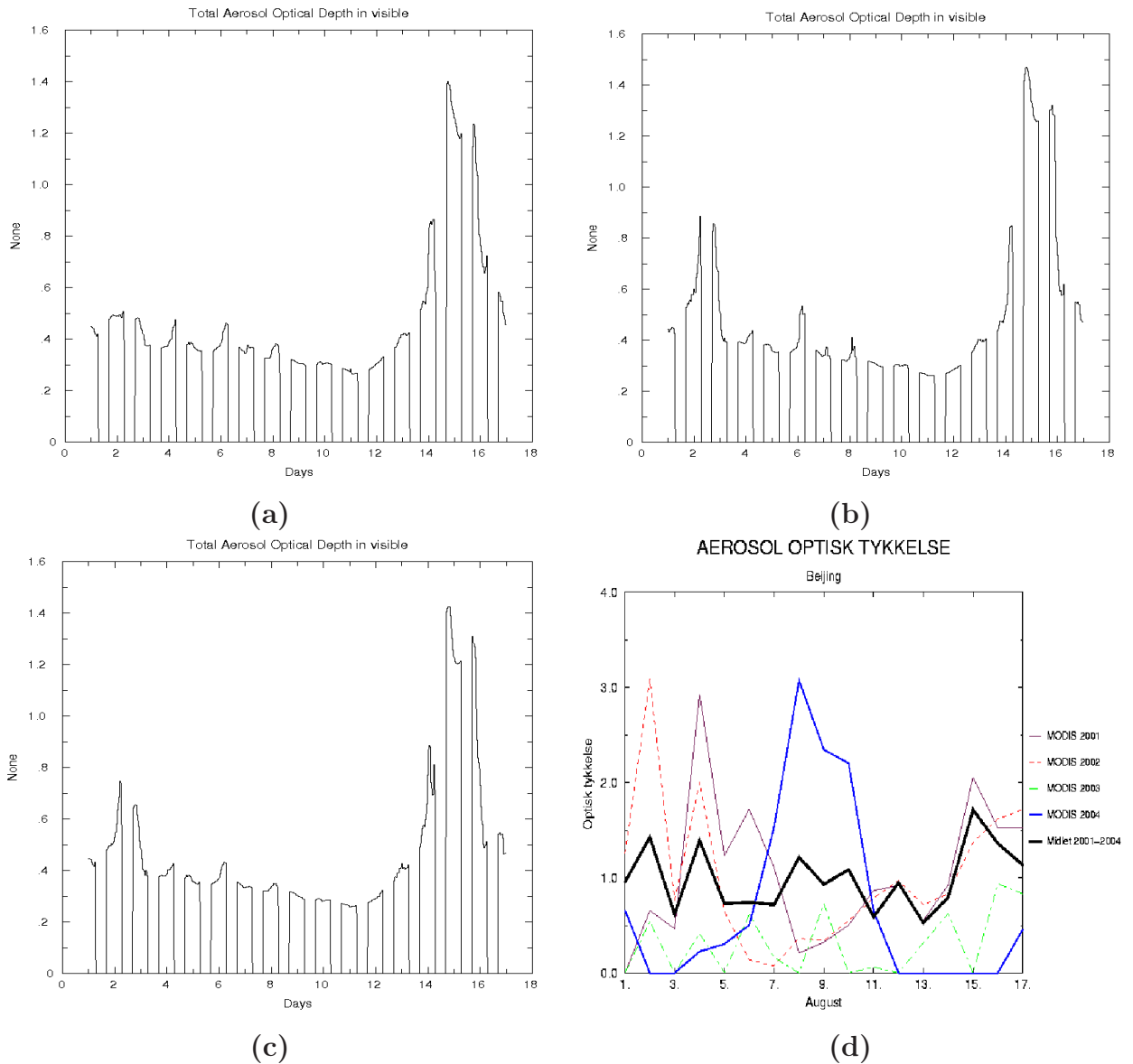
Figur 4.17: Aerosol optisk tykkelse for Beijing i februar a) Capn1, b) Capn2, c) Capn3, d) MODIS.

SCAM VS. MODIS

Figur 4.17 a) - d) viser aerosol optisk tykkelse for Beijing i februar, for henholdsvis capn1, capn2, capn3 og MODIS. For de tre første dagene stemmer MODIS nokså godt overens med capn1, capn2 og capn3. Etter dag 6 er capn2 og capn3 ganske like, men MODIS stemmer ikke overens med de. For dag 6 - 8 har capn2 og capn3 over estimert optisk tykkelse i forhold til MODIS, mens størrelsen er under estimert for dag 10 - 13. For dag 14 - 16 ser vi at verdiene er større for capn2 og capn3 enn for MODIS. Capn1 viser likhetstrekk med

MODIS for kun et par dager, ellers er verdiene stort sett større hos capn1 enn hos MODIS.

I figur 4.18 a) - c) er det veldig vanskelig å se noen forskjell med det blotte øyet. Capn1, capn2 og capn3 er svært like, både i mønster og størrelse. Figur 4.18 d) viser aerosol optisk tykkelse for MODIS. For februar varierer størrelse mellom 0.2 og 0.7. I denne figuren ser vi bort fra 0 verdien ved dag 9, fordi denne null verdien står for manglende data.



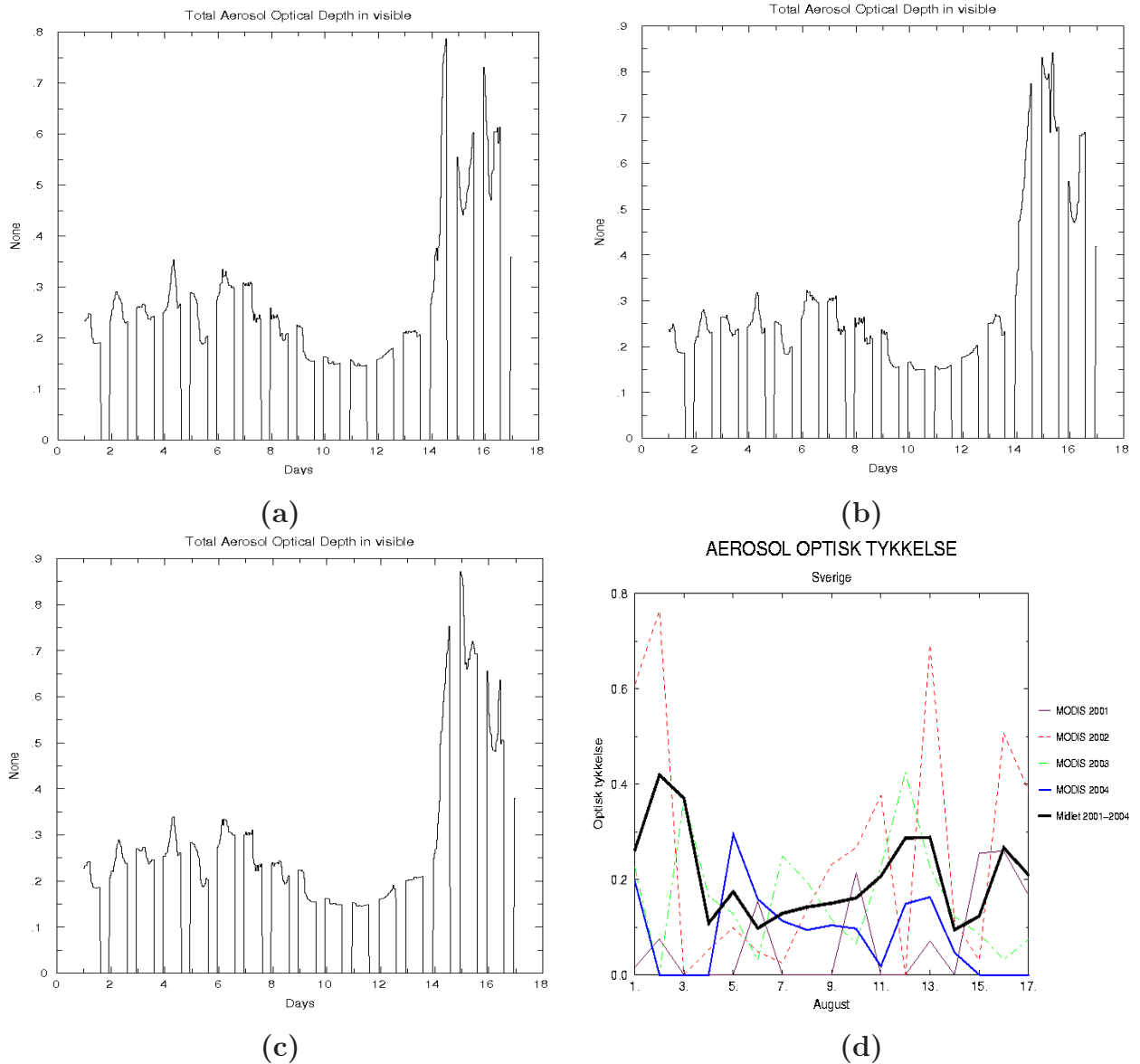
Figur 4.18: Aerosol optisk tykkelse for Beijing i august a) Capn1, b) Capn2, c) Capn3, d) MODIS.

SCAM VS. MODIS

I Beijing for august er capn1, capn2 og capn3 svært like. Når vi sammenligner de med MODIS er det svært lite som stemmer overens, dette ser vi av figur

4.18 a) - d). For de fleste dager viser MODIS større verdier for aerosol optisk tykkelse enn det capn1, capn2 og capn3 gjør. Enkelte dager er forskjellen veldig stor, som for eksempel for dag 4. Capn1, capn2 og capn3 har en verdi på 0.4, mens MODIS viser en verdi på hele 1.4.

I figur 4.19 a) - c) er mønsteret likt, men verdiene er litt forskjellige de tre siste dagene. For dag 14 - 14.5 viser capn2 større verdi enn capn1 og capn3. Der er en forskjell på 0.05, noe som er relativt lite. For dag 15 - 15.5 viser capn1 mindre verdi enn de to andre. Forskjellen er på nesten 0.2. MODIS viser en variasjon mellom 0.1 og 0.4 i aerosol optisk tykkelse.



Figur 4.19: Aerosol optisk tykkelse for Sverige i august a) Capn1, b) Capn2, c) Capn3, d) MODIS.

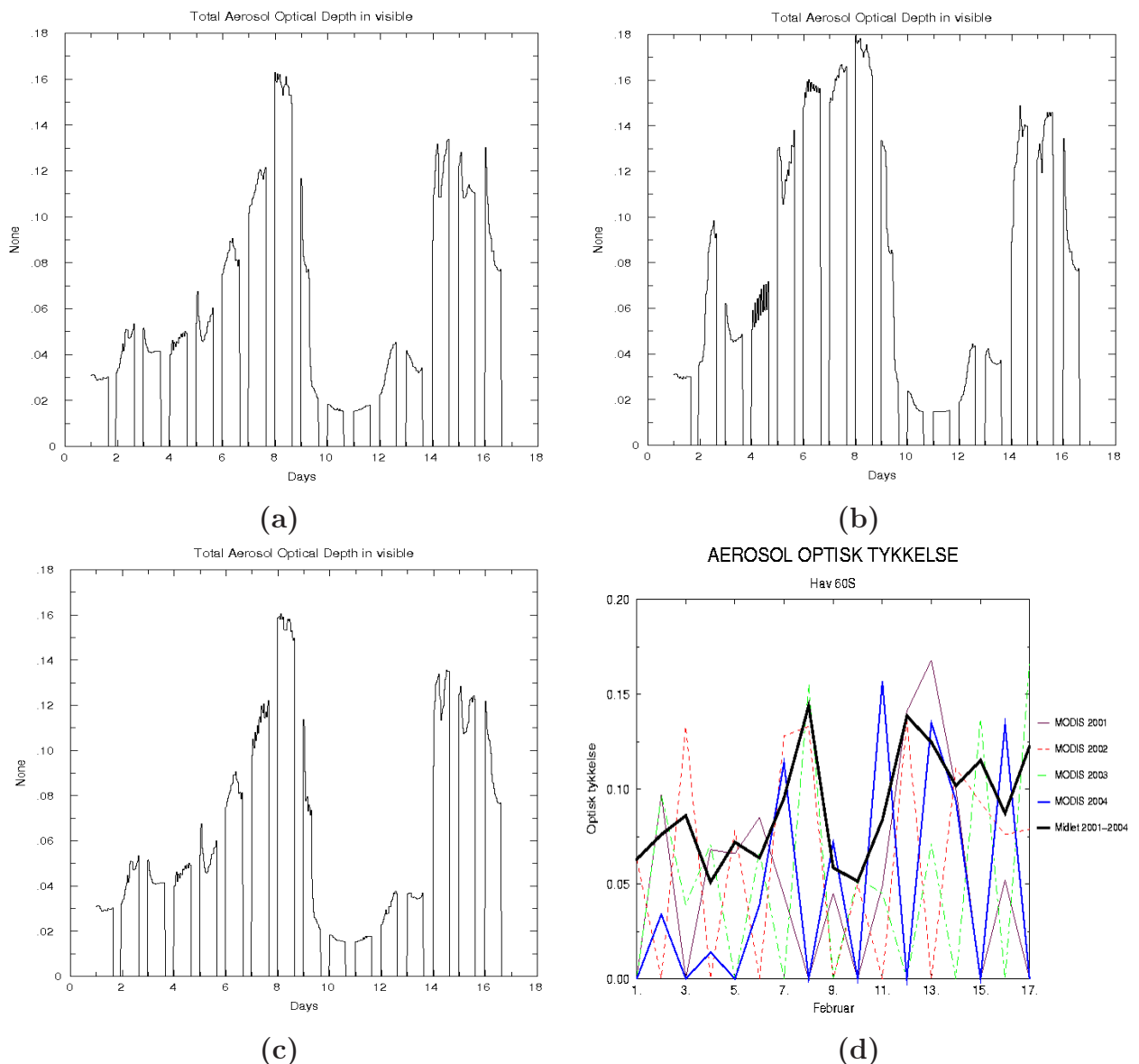
SCAM VS. MODIS

Bortsett fra dag 1 ha ikke MODIS noen særegne likhetstrekk med capn1, capn2 og capn3 i figur 4.19 a) - d). Denne figuren er for Sverige i august. Her

er capn1 , capn2 og capn3 under estimert i forhold til MODIS for dag 2 og 3 og for dag 10 - 13. Resten av tids perioden er aerosol optisk tykkelse mindre for MODIS enn de tre andre tilfellene. Men forskjellene mellom modell og MODIS er ikke så store hvis vi midler over hele tidsperioden, og ikke ser på dag til dag verdier.

Ser vi på figur 4.20 a) og c) ser vi at capn1 og capn3 er nokså like, de har omtrent samme størrelser på optisk tykkelse. Smmenligner vi capn2 med de to andre, ser vi at denne avviker. Figur 4.20 b) for capn2 viser større verdier for aerosol optisk tykkelse enn capn1 og capn3. Denne trenden ser vi gjennom hele februar.

Figur 4.20 a) og b) viser aerosol optisk tykkelse for Sør-Atlanteren 60S, februar og august. For både februar og august er optisk tykkelse ganske lten. Variasjonen for august ligger mellom 0.05 og 0.14, mens for august er det mellom 0.05 og 0.15. Februar og august er så og si identiske.



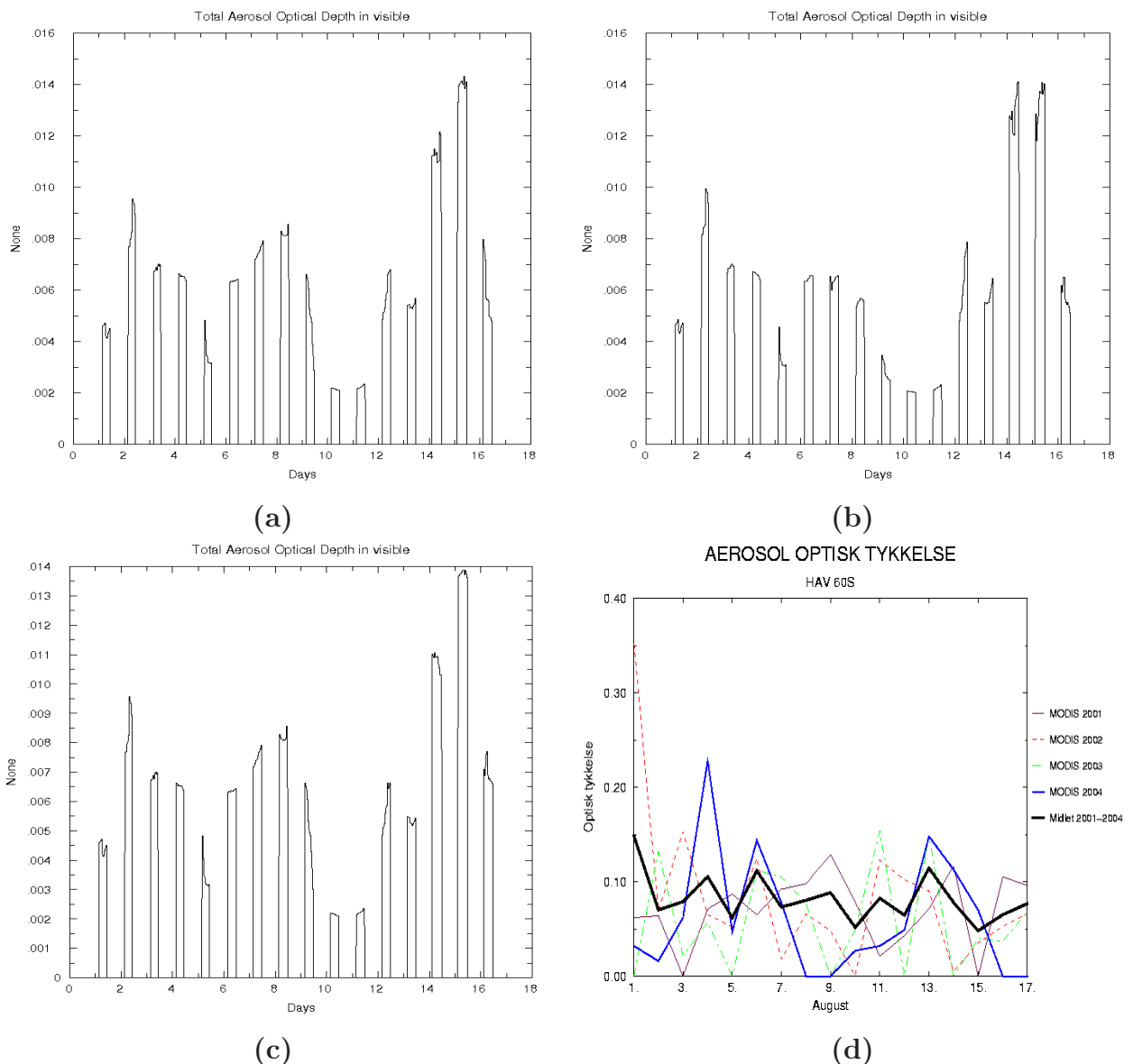
Figur 4.20: Aerosol optisk tykkelse for Sør-Atlanteren 60S i februar a) Capn1, b) Capn2, c) Capn3, d) MODIS.

SCAM VS. MODIS

Figur 4.20 a) - d) viser aerosol optisk tykkelse for Sør-Atlanteren 60S. For de tre første dagene og for dag 11 - 13 har MODIS større verdier enn capn1, capn2 og capn3. For dag 14 - 16 stemmer MODIS godt overens med de tre andre tilfellene. MODIS stemmer godt overens med capn1 og capn3 for dag 4 - 9, mens capn2 viser en større verdi enn det MODIS gjør.

Figur 4.21 a) - c) viser aerosol optisk tykkelse for Sør-Atlanteren 60S i august. De 6 første dagene stemmer alle tre tilfellene med hverandre. Fra dag 7 og utover har capn1 og capn3 omtrent samme størrelser på optisk tykkelse, mens capn2 igjen avviker for noen dager. Men dette avviket er svært lite, for eksempel for dag 8 er forskjellen kun på 0.002. Dette er svært små tall for at det skal ha noen betydning.

Figur 4.21 d) er for MODIS-data. I august er optisk tykkelse ganske liten. Variajonen for august ligger mellom 0.05 og 0.14.



Figur 4.21: Aerosol optisk tykkelse for Sør-Atlanteren 60S i august a) Capn1, b) Capn2, c) Capn3, d) MODIS.

SCAM VS. MODIS

Fra figur 4.20 a) - d) ser vi klart at der er store forskjeller mellom MODIS og de tre andre tilfellene, capn1, capn2 og capn3. SCAM har under estimert aerosol optisk tykkelse for Sør-Atlanteren 60S i august.

Diskusjon

For Beijing i februar viser MODIS mindre verdier for aerosol optisk tykkelse enn det modellen gjør. For august måned er det motsatt tilfelle. For Sverige hadde MODIS data kun for august måned, for februar er det ingen data, noe som mest sannsynlig skyldes for lite sollys. August måned gir minimal likhet mellom MODIS og modellen. For Sør-Atlanteren 60S i august gir MODIS generelt større verdier på aerosol optisk tykkelse enn modellen.

Generelt sett har MODIS for enkelte plasser og måneder større verdier på aerosol optisk enn modellen. Men det er ikke hele sannheten for alle 4 situasjonene.

Kapittel 5

Konklusjon og sammendrag

Effektiv dråperadius

Vi ser først på forskjellen mellom de tre skjemaene, capn1, capn2 og capn3. Når det gjelder effektiv dråperadius kommer det fram at capn1 og capn3 er forskjellige fra capn2. Capn1 og capn3 har svært like verdier på dråperadius for alle 4 situasjonene. Capn2 viser større verdier enn de to andre. For å forklare en mulig årsak til dette går vi tilbake til definisjonene på capn1, capn2 og capn3. Disse definisjonene finner vi i kapittel 3.1. Ligning 3.2 er definisjon på capn1, Boucher og Lohmann (1995). Videre definerer ligning 3.5 capn3, Quaas et al. (2006). Og sist men ikke minst blir capn2, Menon et al. (2002), definert ved ligning 3.6 - 3.7. Ut fra ligningene ser vi at definisjonene på capn1 og capn3 er ganske like og enkle, mens definisjonen på capn2 er mer detaljert og veldig forskjellig fra capn1 og capn3. Kun utifra disse definisjonene vil man forvente at capn1 og capn3 skal gi svært like resultater, mens capn2 vil være forskjellig. Dette så vi i resultatene som en gjennomgående trend. Men resultatene viste også at capn2 ga større verdier på effektiv dråperadius enn det capn1 og capn3 viste. Når jeg begynte med å legge inn disse tre skjemaene i modellen, ville jeg først sjekke om det var noen forskjell i disse 3 når det gjaldt dråpekonsentrasjonen. Når jeg kjørte modellen viste resultatene meg at capn1 og capn3 ga omtrent samme verdi på dråpekonsentrasjonen, mens capn2 viste en helt annen verdi. Capn2 verdiene var mye mindre enn capn1 og capn3. Jo større dråpekonsentrasjonen er jo mindre blir dråperadiusen. Når capn2 viste mindre dråpekonsentrasjon enn capn1 og capn3, vil det da bety at dråperadiusen for capn2 vil bli større enn capn1 og capn3. Dette forklarer hvorfor capn2 har større dråperadius enn capn1 og capn3. Dessverre så tok jeg ikke vare på data fra dette eksperimentet, men den er klart med å forklare forskjellen i dråperadius mellom de tre skjemaene.

Når vi sammenligner modellen med MODIS, kommer det klart frem at det ikke var noen samsvær mellom capn1, capn3 og MODIS. Capn1 og capn3 ga mye lavere verdier av dråperadius i forhold til MODIS. Capn2 viste derimot best overensstemmelse med MODIS. En grunn til at capn2 og MODIS viser likheter kan være at capn2 er mer detaljert i bruken av aerosoler. Utifra ligninger 3.6 - 3.7 ser vi at Menon et al. (2002) skiller mellom land og hav, og

de tar med tre aerosoltyper. Dette kan gi et bedre bilde av dråpekonsentrasjonen, og dermed også effektiv dråperadius. Boucher og Lohmann (1995) gir en svært forenklet definisjon på dråpekonsentrasjonen, der de kun tar med sulfat aerosolene i definisjonen, se ligning 3.2. Quaas et al. (2006) baserer sin definisjon på dråpekonsentrasjon utifra Boucher og Lohmann (1995), men videreutvikler den ved å ta med flere typer aerosoler i beregninger og ikke kun sulfat. Men for våre beregninger tok vi kun hensyn sulfat aerosoler. Dette er en grov tilnærming gjort av oss som ikke nødvendigvis er feil, men er heller ikke riktig. Hvis vi hadde tatt med de andre aerosoltypene med hadde vi sannsynligvis fått litt andre verdier på dråperadius for capn3, men det hadde ikke nødvendigvis gitt oss bedre resultater når vi sammenligner med MODIS.

Skymengde

Når vi ser på forskjellene mellom capn1, capn2 og capn3, kommer det klart frem utifra figurene at disse tre skjemaene er ganske like. Vi kan observere kanskje en liten tendens til at capn1 og capn3 har noe lavere verdier enn capn2. Men det er veldig små forskjeller til at det skal ha noen stor betydning. Når vi sammenligner med MODIS kommer det frem at der ikke er mye samsvar mellom modellen og MODIS hvis vi ser fra dag til dag. Når vi gjør grove tilnærminger av middelveier (midler over hele tidsperioden slik at vi for en verdi for akkurat den måneden), så viser modellen stort sett likhet med MODIS. Modellen gir kanskje noe høyere skydekke enn MODIS, men dette er relativt svakt.

Å sammenligne dag til dag verdier er litt feilaktig av flere grunner. For det første er ikke meteorologisk værdata i modellen unike for hver enkel situasjon. Det ble gjort et forsøk på å legge inn værdata på akkurat den situasjonen og det tidspunktet vi ville se på, men dette viste seg å være veldig komplisert og tidkrevende. Til slutt ble det bestemt å gjøre det enkelt ved å bruke meteorologiske data som allerede lå inne i modellen. Dette blir selvfølgelig ikke helt feil, men det er også langt fra perfekt. Været skifter fra dag til dag, så derfor vil modellen gi litt feilaktig bildet av de 4 situasjonene nå vi sammenligner med MODIS. De meteorologiske værdataene som modellen bruker, slik som vind, temperatur, luftfuktighet, nedbør, osv., stemmer ikke alltid med været for de 4 situasjonene slik at MODIS og modell kan få svært forskjellige resultater. Det er spesielt viktig med tanke på at input aerosolene blir påvirket av været, og skymengden blir påvirket av aerosolene. Selv om vi putter inn en høy aerosolverdi, så kan denne verdien bli kraftig redusert hvis der er for eksempel høy vindhastighet eller nedbør.

For det andre så er ikke meteorologien lik hvert år. Slik som i MODIS-data så er ikke år 2001 - 2004 like. For eksempel har 1. februar en skymengde på 0.8 for år 2001, mens i år 2004 kan skymengden være på 0.2 den dagen. En middelveier av disse 4 årene gir kanskje en typisk verdi for for eksempel

februar, men en middelvei over flere år ville vært enda bedre tilnærming. Det er også viktig å bemerke seg at aerosoldata som vi putter inn i modellen er hentet fra 2004, og representerer ikke typiske verdier for februar og august.

Aerosol optisk tykkelse

Hvis vi ser etter forskjeller mellom $capn1$, $capn2$ og $capn3$, så er det vanskelig å finne noen. Alle tre skjemaene gir svært like verdier, med noe ubetydelige unntak. Utifra resultater av effektiv dråperadius og skymengde så ville man forventet variasjoner mellom de tre, og da spesielt mellom $capn2$ og de to andre, $capn1$ og $capn3$. Dette er ikke tilfellet, selv om modellen viser noen små forskjeller. En god forklaring på det kan være at kanskje modellen ikke bruker input aerosol-data i beregning av aerosol optisk tykkelse, men bruker aerosol data som allerede lå inne i modellen fra før. Hvis dette er tilfellet så er det ikke så rart at alle tre skjemaene gir tilnærmet like verdier.

Hvis vi ikke går inn og sammenligner dag for dag, kan vi konkludere med at modellen og MODIS viser få entydige forskjeller. Men om modellen gir et godt bilde av aerosol optisk tykkelse med hensyn på våre input aerosoler, er svært usikkert.

Sammendrag

Målet med oppgaven var først og fremst å sammenligne forskjellige formuleringer som relaterer aerosol masse og skydråpeantall. Til slutt skulle disse formuleringer sammenlignes med satellitt observasjoner. Dette er blitt gjort ved å se på formuleringer fra Boucher og Lohmann (1995), ligning 3.2, Quaas et al. (2006), ligning 3.5 og Menon et al. (2002), ligning 3.6 - 3.7. Ved sammenligning av effektiv dråperadius kom vi frem til at Menon et al. (2002) ga best samsvar med MODIS, dette var den viktigste parameteren. For skydekke viste Menon et al. (2002) litt høyere verdier enn Boucher og Lohmann (1995) og Quaas et al. (2006). MODIS gir litt lavere skydekke enn modellen, men dette viste seg å være svært svakt. For aerosol optisk tykkelse var det mye usikkerhet om hvordan den ble beregnet i modellen, men modellen viste få, entydige forskjeller sammenlignet med MODIS.

Bibliografi

- Brasseur, G.P.; Orlando, J.J. og G.S.Tyndall (1999) *Atmospheric Chemistry and Global Change* (Oxford University Press).
- Fuhrhop, R. og A.Macke (1999) *A new Method to Estimate Liquid Water Content, Effective Extinction Efficiency, an Effective Radius for Clouds and Fog*. IEEE.
- Ghan, S.J.; Easter, R.C.; Hudson, J. og Breon, F.M. (2001) *Evaluation of aerosol indirect radiative forcing in MIRAGE*. J. Geophys. Res., Vol. 106: s. 5317–5334.
- Hartmann, D. (1994) *Global Physical Climatology* (Academic Press Inc.).
- Jacob, D.J. (1999) *Atmospheric chemistry* (Princeton University Press).
- Liou, K.N. (2002) *An Introduction to Atmospheric Radiation* (Academic Press Inc.).
- Lohmann, U. og Feichter, J. () *Global indirecte aerosol effects: a review*. J. Chem. Phys.
- Lohmann, U.; Feichter, J.; Chuang, C.C og Penner, J.E. (1999) *Predicting the number of cloud droplets in the ECHAM GCM*. J. Geophys. Res., Vol. 104: s. 9169–9198.
- Menon, S.; DelGenio, A.D.; Koch, D. og Tselioudis, G. (2002) *GCM Simulations of the Aerosol Indirect Effect: Sensitivity to Cloud Parameterization and Aerosol Burden*. J. Chem. Phys., Vol. 59: s. 692–713.
- O.Boucher og Lohmann, U. (1995) *The sulfate-CCN-cloud albedo effect: A sensitivity study with two general circulation models*. Tellus, Vol. 47B: s. 281–300.
- Quaas, J.; O.Boucher og Lohmann, U. (2006) *Constraining the total aerosol indirect effect in the LMDZ and ECHAM4GCNs using MODIS satellite data*. J. Chem. Phys., Vol. 6: s. 947–955.
- Rogers, R.R. og Yau, M.K. (1989) *A Short Course in Cloud Physics* (Butterworth-Heinemann).

Storelvmo, T.; Kristjansson, J.E.; Ghan, S.J.; Kirkevåg, A.; Seland, Ø. og Iversen, T. (2006) *Predicting cloud droplet number concentration in CAM-Oslo*. J. Geophys. Res.

Wallace, J.M. og Hobbs, P.V. (1977) *Atmospheric science - An Introductory survey* (Academic Press Inc.).