

Verwendung von mikrophysikalischen Messungen zur Charakterisierung von Aerosol und Wolken für Strahlungsübertragungsrechnungen

A. Kniffka und T. Trautmann

Zusammenfassung

In diesem Beitrag werden Ansätze beschrieben, wie man aus flugzeuggetragenen Messungen von Eigenschaften atmosphärischer Extingenten die für Strahlungstransportrechnungen notwendigen Größen und Parameter rekonstruieren kann. Angewendet wird das Programm zur ersten Auswertung für bezüglich der Strahlung verschiedene atmosphärische Situationen. Die Daten hierzu wurden auf der ersten Messkampagne des Projektes INSPECTRO gesammelt. Es zeigt sich für den Fall einer Atmosphäre mit stratiformer Bewölkung eine gute Übereinstimmung mit den Messungen. Eine genaue Berechnung der Extinktion durch Wolken mittels Tropfenspektren bringt derzeit keine Vorteile gegenüber einer einfachen Parametrisierung. Für den Fall eines durchbrochenen Wolkenfeldes ergeben sich lokal große Unterschiede zwischen Simulation und Messung. Dennoch läßt sich zeigen, daß die gemessenen und berechneten Felder des aktinischen Flusses einander sehr ähnliche statistische Eigenschaften haben.

Summary

In this article some methods to reconstruct an artificial three-dimensional atmosphere from flight measurement data are described. The artificial atmosphere shall accurately represent the scattering properties of the real atmosphere, that are necessary to perform radiative transfer simulations. The method is applied to conduct a preliminary analysis of several atmospheric situations corresponding to different sets of radiative properties. The analyzed measurement data was collected during the first measurement campaign within the INSPECTRO project. In the case of an atmosphere containing a stratiform cloud layer, the measurements and simulation results are in very good agreement. A more accurate calculation of the extinction of radiation within the clouds by way of accounting for measured droplet spectra does momentarily not lead to an improvement in comparison with the simple parameterization method. In the case of a broken cloud field the significant local discrepancies between the measurement data and simulation results are to be noted. Nevertheless it can be shown that the statistical properties of the measured and calculated actinic flux fields resemble each other very closely.

1 Einleitung

Bei der Verarbeitung von Messwerten für Strahlungsübertragungsrechnungen ergibt sich sehr schnell folgendes Problem: Wie kann man eine Modellatmosphäre konstruieren, in die möglichst alle zur Verfügung stehenden Informationen aus einer Feldmessung einfließen? Die Modellatmosphäre soll dabei die reale, messtechnisch untersuchte so genau wie möglich wieder geben. Zu diesem Zweck wird ein Programmpaket entwickelt, welches die nötigen Parameter bereitstellt, mit denen ein dreidimensionales Strahlungsübertragungsmodell gestartet werden kann. Für die Entwicklung eines solchen Programmpaketes wurden flugzeuggetragene Messungen von der ersten Messkampagne des Projektes INSPECTRO (INfluence of clouds on the SPECTral actinic flux in the lower TROposphere) verwendet. Dabei werden mikrophysikalische Daten besonders berücksichtigt. In der vorliegenden Studie wird zunächst die dafür notwendige

Theorie beschrieben. Es folgen einige Anwendungen des Programmpaketes. Dabei wird ein Tag mit homogener stratiformer Bewölkung und ein Tag mit inhomogener Bewölkung betrachtet.

2 Daten

Die Daten für die Entwicklung des Programmpaketes wurden auf der ersten Messkampagne des Projektes INSPECTRO gesammelt. Die Kampagne fand im September 2002 in Norwich, East Anglia, GB, statt. Flugzeugmessungen starteten vom Flughafen Norwich aus. Es gab 4 Bodenmessstationen, welche trapezförmig verteilt angeordnet waren. Zwei befanden sich im Inland und zwei an der Küste. Ziel war es, auf den Messflügen mit den Flugzeugen ein Gebiet zu sondieren, welches die Überdeckung möglichst aller Bodenstationen bot (ca. 800 km²). Für die hier gezeigte Datenanalyse wurden die Messungen des Flugzeuges vom Leibniz-Institut für Troposphärenforschung, Leipzig verwendet. Auf dem Messflugzeug befanden sich Geräte zur Messung der aktinischen Strahlung (ein Halbkugelsensor für den oberen Halbraum und ein Halbkugelsensor für den unteren Halbraum). Die Geräte waren auf beweglichen Platten montiert, um die Lageschwankungen des Flugzeuges auszugleichen. Eine genauere Beschreibung des Messsystems sowie einige Qualitätsabsicherungen finden sich bei Jaekel et al. (2004). Ebenso wurden die Aerosol- und Tropfengrößenverteilungen, die Gesamtanzahl der Aerosolteilchen und Wolkentropfen sowie der effektive Radius der Tropfen gemessen.

Man erhält somit Punktmessungen der genannten Größen entlang der Bahn des Flugzeuges. Aus diesen Messungen sollen dreidimensionale Felder von charakteristischen Größen für die Strahlungseigenschaften der Modellatmosphäre konstruiert werden.

3 Theorie

3.1 Streu- und Absorptionseigenschaften einzelner Partikel

In diesem Abschnitt wird gezeigt, wie man die Streueigenschaften eines einzelnen Partikels beschreiben kann, bzw. welche Größen dafür notwendig sind und wie sie berechnet werden. Die am besten geeignete Theorie, die zur Beschreibung eines Partikels herangezogen werden kann, hängt zunächst von der Größe des Partikels ab. Ist sie viel kleiner als die Wellenlängen des sichtbaren Lichts, wird die Streuung durch die Rayleightheorie beschrieben. Dies ist hier für Luftmoleküle der Fall. Bei sphärischen Partikeln, deren Größe etwa im Bereich der Wellenlängen liegt, also hier den Aerosolteilchen und den Wolkentröpfchen, wird die Mie-theorie verwendet.

Ausreichend zur Beschreibung der Streueigenschaften eines Partikels ist dessen Extinktionskoeffizient σ_{ext} , der sich zusammensetzt aus der Summe des Streukoeffizienten σ_{sca} und des Absorptionskoeffizienten σ_{abs} . σ_{ext} gibt an, wie groß der Anteil des Lichts ist, der durch Streuung oder Absorption aus der Einfallsrichtung entfernt wird. Ebenso wird die Angabe der Einfachstreueralbedo $\tilde{\omega}$ benötigt. Sie gibt das Verhältnis von gestreuter zu extingierter Strahlung an. Ist $\tilde{\omega} = 1$, findet keine Absorption statt.

Im Folgenden werden die Partikel zur Vereinfachung als kugelförmig angesehen, außerdem sollen die Bestandteile (zum Beispiel eines Aerosolteilchens) als homogen verteilt angesehen werden.

In der Ableitung der Theorie wird Licht als elektromagnetische Welle betrachtet. Die Grundgleichungen für die Lichtausbreitung bilden die vier Maxwell'schen Gleichungen. Gesucht ist eine Lösung der Wellengleichung für das Fernfeld weitab vom Streuzentrum für bestimmte Randbedingungen (s. Jackson, 1983).

Die Lösung, also das Feld im weiten Abstand vom Streuzentrum erhält man durch eine Multipolentwicklung.

Für den Extinktionsquerschnitt σ_{ext} erhält man:

$$\sigma_{ext}(x, n) = \frac{2\pi r^2}{x^2} \sum_{i=1}^{\infty} (2i+1) \Re e(|a_i|^2 + |b_i|^2). \quad (1)$$

der Streuquerschnitt σ_{sca} lautet:

$$\sigma_{sca}(x, n) = \frac{2\pi r^2}{x^2} \sum_{i=1}^{\infty} (2i+1)(|a_i|^2 + |b_i|^2). \quad (2)$$

Hierbei ist $x = \frac{2\pi r}{\lambda}$ der Mie-Größenparameter, also im Wesentlichen das Verhältnis aus Radius des Teilchens r und Wellenlänge λ .

Die Koeffizienten der Polentwicklung a_i und b_i setzen sich wie folgt aus den Riccati-Bessel-Funktionen ψ und ζ und deren Ableitungen zusammen:

$$a_i(x, n) = \frac{n\psi_i(nx)\psi'_i(x) - \psi_i(x)\psi'_i(nx)}{n\psi_i(nx)\zeta'_i(x) - \zeta_i(x)\psi'_i(nx)} \quad (3)$$

$$b_i(x, n) = \frac{\psi_i(nx)\psi'_i(x) - n\psi_i(x)\psi'_i(nx)}{\psi_i(nx)\zeta'_i(x) - n\zeta_i(x)\psi'_i(nx)}. \quad (4)$$

Dabei ist n der Quotient aus dem komplexen Brechungsindex des Streukörpers und dem Brechungsindex des umgebenden Mediums (hier also Luft). In den Berechnungen des Extinktionskoeffizienten bleibt nur der Realteil übrig, s. Gleichung 1.

Ebenfalls notwendig zur Beschreibung der Streuung an Einzelteilchen ist die Angabe der Winkelverteilung der gestreuten Strahlung. Dies geschieht mit Hilfe der Phasenfunktion $\mathcal{P}(\cos\Theta)$. Sie beschreibt den Anteil der Strahlung pro Einheit einfallender Strahlung aus der Richtung $\vec{\Omega}$, die in die Richtung $\vec{\Omega}'$ gestreut wird. Die Raumwinkelemente sind vektorielle Größen, sie können ausgedrückt werden durch die Zenitwinkel ϑ und ϑ' und die Azimutwinkel φ und φ' . Die Abhängigkeit der Phasenfunktion von den beiden Raumwinkeln wird durch den Streuwinkel Θ ausgedrückt. Das ist der Winkel zwischen den Richtungen $\vec{\Omega}$ und $\vec{\Omega}'$.

Für die Phasenfunktion gilt die Beziehung:

$$\mathcal{P}(\cos\Theta) = \frac{\lambda^2}{2\pi\sigma_{sca}(x, n)} (|\mathcal{S}_1|^2 + |\mathcal{S}_2|^2). \quad (5)$$

\mathcal{S}_1 und \mathcal{S}_2 sind die Streuamplituden (der gestreuten Welle), sie lauten:

$$\begin{aligned} \mathcal{S}_1 &= \sum_{i=1}^{\infty} \frac{2i+1}{i(i+1)} (a_i\pi_i + b_i\tau_i) \\ \mathcal{S}_2 &= \sum_{i=1}^{\infty} \frac{2i+1}{i(i+1)} (a_i\tau_i + b_i\pi_i). \end{aligned} \quad (6)$$

Hierbei entsprechen die Koeffizienten a_i und b_i denen aus den Gleichungen 3 und 4. Für π_i und τ_i gilt:

$$\begin{aligned} \pi_i(\cos\Theta) &= \frac{P_i^1(\cos\Theta)}{\sin\Theta} \\ \tau_i(\cos\Theta) &= \frac{dP_i^1(\cos\Theta)}{d\cos\Theta}. \end{aligned} \quad (7)$$

Die P_i^1 sind die zum jeweiligen Index i gehörigen Legendrefunktionen. Die Phasenfunktion ist für das Integral über die 4π Einheitssphäre normiert, das heißt:

$$\frac{1}{4\pi} \oint_{4\pi} \mathcal{P}(\cos\Theta) d\Omega = 1. \quad (8)$$

Die Phasenfunktion läßt sich somit vollständig analytisch bestimmen. Um die Streurechnungen nicht immer wieder ausführen zu müssen, benutzt man aber häufig eine Parametrisierung der optischen Eigenschaften. Dies geschieht mit Hilfe des Asymmetrieparameters g_p (p entspricht "Partikel"). g_p ist der mittlere Kosinus des Streuwinkels, das heißt also:

$$g_p = \langle \cos\Theta \rangle = \frac{1}{4\pi} \oint_{4\pi} \mathcal{P}(\cos\Theta) \cos\Theta d\Omega. \quad (9)$$

Durch die Normierung der Phasenfunktion ist $|g_p(x, n)| \leq 1$. Ist $g_p = 0$, ist die Streuung am Partikel isotrop, das Licht wird in alle Richtungen gleich gestreut. Für die meisten Partikel gilt, dass sie mehr Licht in den vorderen Halbraum streuen, also Θ zwischen 0° und 90° liegt. In dem Falle ist g_p positiv. Negative Werte von g_p entsprechen demzufolge einer größeren Streuung in den hinteren Halbraum.

Eine weitere Vereinfachung der Phasenfunktion ist die Reihenentwicklung mit Legendre-Polynomen. Dies erleichtert die numerische Erfassung der $\cos\Theta$ -Abhängigkeit.

$$\mathcal{P}(\cos\Theta) = \sum_{i=0}^{\infty} p_i P_i(\cos\Theta). \quad (10)$$

Hierbei sind $P_i(\cos\Theta)$ die Legendre-Polynome und die p_i die zugehörigen Legendre-Koeffizienten. Die Polynome können durch Differentiation bestimmt werden:

$$P_i(\cos\Theta) = \frac{1}{2^i i!} \frac{d^i}{d \cos\Theta^i} (\cos^2\Theta - 1)^i. \quad (11)$$

Für den Fall isotroper Streuung bleibt nur das 0te Polynom übrig, also $P_0 = 1$, bzw. $g_p = 0$. Mittels der Mietheorie werden in dieser Konstruktion der Modellatmosphäre die Aerosolpartikel und die Wolkentröpfchen behandelt. Luftmoleküle hingegen sind deutlich kleiner als die Wellenlänge des sichtbaren Lichts, sie können also mit Hilfe der Rayleightheorie beschrieben werden. Diese kann als Spezialfall für sehr kleine Größenparameter in die Mietheorie eingeordnet werden. Hier wird der molekulare Streuquerschnitt σ_{ray} mit Hilfe der empirischen Formel von Nicolet (1984) berechnet:

$$\sigma_{ray} = \frac{4.02 * 10^{-28}}{\lambda^{4+x_{ray}}} \quad (12)$$

wobei der Parameter x_{ray} lautet:

$$x_{ray} = \begin{cases} 0.389\lambda + \frac{0.09426}{\lambda} - 0.3228 & : \lambda \leq 550nm \\ 0.04 & : \lambda > 550nm. \end{cases} \quad (13)$$

Diese Beziehung ist gültig für die gesamte Homosphäre.

Die Absorption in der freien von Aerosol und Wolken unbelasteten Atmosphäre findet im Modell durch die Absorption von Ozon Beachtung. Dessen Absorptionskoeffizient wird bestimmt durch Multiplikation des Absorptionsquerschnittes eines Ozonmoleküls mit der Anzahldichte der Moleküle.

$$\beta_{O_3} = \sigma_{O_3}(T, z) \cdot N_{O_3}(z) \quad (14)$$

Der Absorptionsquerschnitt ist sowohl von der Temperatur, als auch von der Höhe abhängig, die Anzahlkonzentration wird im Modell als horizontal homogen aber höhenabhängig angenommen.

3.1.1 Streuung an Teilchenensembles

Die Modellatmosphäre beinhaltet nicht nur ein einzelnes streuendes Teilchen, sondern sehr viele Streuzentren. Der Aerosol- bzw. Wolkentröpfchengehalt in der Atmosphäre wird beispielsweise an einem Messpunkt durch die Anzahlgrößenverteilung, das sind Teilchen in einem bestimmten Größenintervall pro Messvolumen, angegeben. Der Streukoeffizient eines Ensembles an Teilchen läßt sich bestimmen durch Integration der einzelnen Streuquerschnitte zu bestimmten Teilchenradien r gewichtet mit der jeweils gemessenen Größenverteilung:

$$\beta_{sca}(n) = \int_0^{\infty} \frac{dN_i}{d \log r} \sigma_{sca}(x, n) d \log r. \quad (15)$$

Hierbei sind N die Anzahl und r der Radius der Teilchen. Das Gleiche gilt für den Extinktionskoeffizienten:

$$\beta_{ext}(n) = \int_0^{\infty} \frac{dN_i}{d \log r} \sigma_{ext}(x, n) d \log r. \quad (16)$$

Die Wahl der Größenverteilung $\frac{dN}{d \log r}$ hängt von der jeweiligen Situation ab. Möglich wären zum Beispiel auch Verteilungen nach Junge oder Gammaverteilungen. In diesem Konstruktionsprogramm werden Lognormalverteilungen verwendet. Dabei gibt es zwei Formen, entweder mit Natürlichem oder mit Dekadischem Logarithmus. Die Verteilung mit Natürlichem Logarithmus lautet:

$$\frac{dN}{d \ln r} = \sum_{i=1}^m \frac{n_i}{\sqrt{2\pi \ln \sigma_i}} \exp -\frac{\ln^2(\frac{r}{r_i})}{2 \ln^2 \sigma_i}. \quad (17)$$

Diese Verteilung setzt sich aus m verschiedenen Moden zusammen, eine Mode i mit einem bestimmen Verteilungsparameter (oder -breite) σ_i gilt hauptsächlich für einen bestimmten Radiusbereich. r_i ist der zugehörige Moderadius, das ist die Stelle r , an der gilt:

$$\frac{dn_i(r)}{dr} = 0. \quad (18)$$

n_i ist hierbei die normierte Anzahldicke, das heißt: $\sum_{i=1}^m n_i = 1$. Die vollständige Verteilung an der Stelle r erhält man durch Summation der einzelnen Moden.

Die Anzahl der verwendeten Moden ist im Programm nicht unbedingt festgelegt, sondern richtet sich nach der Vorgabe der Messwerte und der betrachteten Teilchenart. Für Aerosole liefert eine Verteilung mit drei Moden eine gute Approximation der Messwerte. Wolkentropfen lassen sich häufig besser mit einer mono- oder bimodalen Verteilung erfassen. In Abbildung 1 sind verschiedene Aerosol- und Tropfengrößenverteilungen zu sehen. Die Anzahldickeverteilungen wurden aus Messdaten der INSPEKTROkampagne vom 12.9.2003 und vom 14.9.2003 erstellt. Es entsprechen die Verteilungen im kleineren Radiusbereich den Aerosolpartikeln, zu größeren Radien hin finden sich die Wolkentropfen. Links oder rechts außen finden sich die Angaben, für welche Höhe die jeweilige Verteilung berechnet wurde. Bei genauerem Hinsehen erkennt man deutlich den unterschiedlichen Verlauf der hauptsächlich monomodalen Verteilungen der

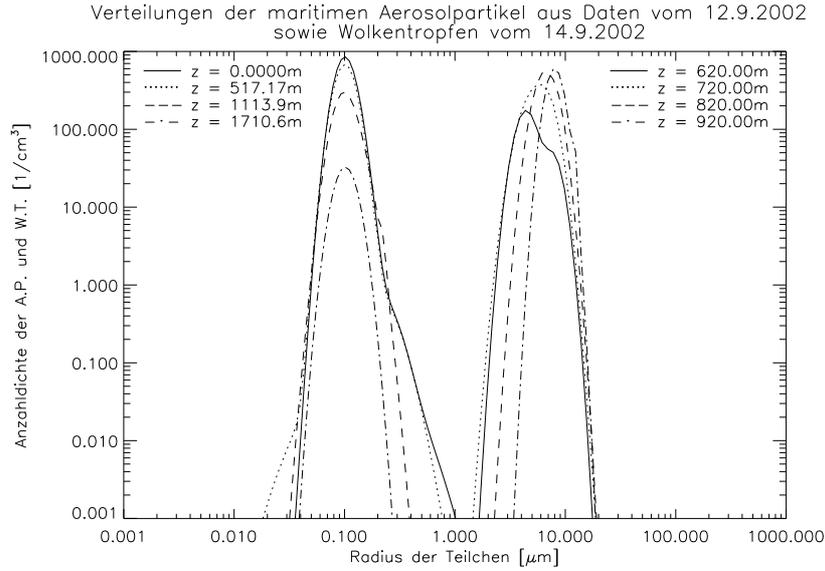


Abbildung 1: Verteilungen von Aerosolpartikeln A.P. und Wolkentropfen W.T. in verschiedenen Höhen z .

Wolkentropfen und der bi- oder trimodalen Verteilungen der Aerosolpartikel.

Abgesehen von Extinktions- und Streukoeffizient ist man auch noch an der Winkelverteilung der gestreuten Strahlung interessiert. Hierzu lassen sich wie zuvor der Asymmetrieparameter g und damit die Phasenfunktion $\mathcal{P}(\cos\Theta)$ des Teilchenensembles bilden. Der Asymmetrieparameter wird genau wie Extinktions- und Streukoeffizient mittels Integration des individuellen Partikelasymmetrieparameters g_p über die Anzahldichteverteilung der Teilchen gebildet. Zusätzlich wird noch gewichtet mit dem Streukoeffizient des Ensembles:

$$g(n) = \frac{1}{\beta_{sca}(n)} \int_0^{\infty} \frac{dN}{d \log r} g_p(x, n) \sigma_{sca}(x, n) d \log r. \quad (19)$$

Als Approximation der Phasenfunktion wird hier der Ansatz von Henyey-Greenstein verwendet (s. Henyey und Greenstein, 1941):

$$\mathcal{P}(\cos \Theta) = \frac{1 - g^2}{(1 + g^2 - 2g \cos \Theta)^{3/2}}. \quad (20)$$

Verwendet man diesen Ansatz zusammen mit der Reihenentwicklung der Phasenfunktion in Legendre-Polynome wie in Gleichung 10, kann man diese Beziehung für die Legendre-Koeffizienten ableiten:

$$p_i = (2i + 1)g^i. \quad (21)$$

Damit erhält man diese Reihendarstellung der Phasenfunktion nach Henyey und Greenstein:

$$\mathcal{P}(\cos \Theta) = \sum_{i=0}^{\infty} (2i + 1)g^i P_i(\cos \Theta). \quad (22)$$

Ausführlichere Erläuterungen zur Streuung an Miepartikeln finden sich bei Lenoble und Brogniez (1984) oder bei Lenoble (1993).

3.1.2 Kombination der Streuparameter

Vor der eigentlichen Strahlungsübertragungsrechnung müssen die Parameter der einzelnen Streuer, Luftmoleküle, Aerosole und Wolkentropfen, zu Parametern zusammengefasst werden, die für die gesamte Atmosphäre charakteristisch sind.

Die Parameter zur Extinktion und Streuung der einzelnen Teilchen lassen sich wie folgt kombinieren:

Der gesamte Extinktionskoeffizient ergibt sich aus Summation aller einzelnen Streu- und Absorptionskoeffizienten (β_{ray} und β_{O_3}), bzw. der schon berechneten Extinktionskoeffizienten der Aerosolpartikel- und Wolkentropfenensembles ($\beta_{ext,aer}$ und $\beta_{ext,dro}$)

$$\beta_{ext} = \beta_{ray} + \beta_{O_3} + \beta_{ext,aer} + \beta_{ext,dro}. \quad (23)$$

Dementsprechend gilt für die Einfachstreueralbedo:

$$\tilde{\omega} = \frac{\beta_{ray} + \beta_{sca,aer} + \beta_{sca,dro}}{\beta_{ext}}. \quad (24)$$

Die Legendrekoeffizienten der Phasenfunktion werden ebenfalls durch Summation der einzelnen Legendrekoeffizienten gebildet, aber sie werden zusätzlich gewichtet mit dem zugehörigen Streukoeffizienten:

$$p_i = \frac{\beta_{ray}p_{ray,i} + \beta_{sca,aer}p_{aer,i} + \beta_{sca,dro}p_{dro,i}}{\beta_{ray} + \beta_{sca,aer} + \beta_{sca,dro}}. \quad (25)$$

Dementsprechend lässt sich ein gesamter Asymmetrieparameter g angeben:

$$g = \frac{\beta_{ray}g_{ray} + \beta_{sca,aer}g_{aer} + \beta_{sca,dro}g_{dro}}{\beta_{ray} + \beta_{sca,aer} + \beta_{sca,dro}}. \quad (26)$$

Die Angabe eines gesamten Extinktionskoeffizienten, einer gesamten Einfachstreueralbedo und einer Darstellung der gesamten Phasenfunktion durch die Koeffizienten reichen aus, um die Modellatmosphäre für die Strahlungsübertragungsrechnungen vollständig zu charakterisieren.

3.2 Konstruktion der Atmosphäre

In den vorigen Abschnitten wurde ein Überblick über die theoretische Erfassung der für die Strahlungsübertragungsrechnung relevanten Größen gegeben. An dieser Stelle soll beschrieben werden, wie man die nötige Modellatmosphäre aus Messwerten zusammensetzen kann.

Zunächst werden die Messwerte genauer untersucht, und je nachdem, um welche meteorologische Situation es sich handelt, weiter verarbeitet. War der Messtag möglichst klar und wenig Aerosol vorhanden, bietet es sich zum Beispiel an, die Messwerte in Höhenschichten einzuteilen und horizontal zu mitteln. Bei Anwesenheit von inhomogenen Wolken lassen sich gut Teilabschnitte des Messgebietes heraus nehmen und untersuchen.

Nach den gewünschten räumlichen Dimensionen wird ein Gitter für die Modellatmosphäre erstellt. Die Messwerte werden mittels geeigneter Interpolationen und anderen Verfahren (je nach Problemstellung, z. B. Mittelung) auf die Gitterpunkte projiziert. Die nun folgenden Berechnungen für die optischen Eigenschaften der Streukörper finden alle jeweils an jedem Punkt des Gitters statt. Dies ermöglicht die Einbindung von inhomogenen Wolkenfeldern.

3.2.1 Behandlung von Aerosolen

Die Streuung und Extinktion an Aerosolteilchen wird, wie schon beschrieben, mit Hilfe der Mie-theorie berechnet. Die Werte für die Brechungsindizes von Aerosolteilchen finden sich beispielsweise bei Shettle und Fenn (1979).

Falls ausreichend Messwerte vorhanden sind, lassen sich für jeden Punkt im Gitter eigene Anzahlverteilungen ausrechnen. Dabei können je nach Information mono-, bi-, oder trimodale Verteilungsformen benutzt werden. Ebenfalls kann zwischen einer Darstellung im Natürlichen oder im Dekadischen Logarithmus gewählt werden.

Liegen nicht genügend Messungen vor, können auch Standardverteilungen mit Hilfe folgender Formel berechnet werden:

$$N(z) = N(0) * (p(z)/p(0))^3. \quad (27)$$

N ist die Teilchenanzahlkonzentration am Boden bzw. in der Höhe z , p ist der Luftdruck in der entsprechenden Höhe. Diese werden dann durch Einsatz von Bodenmessungen entsprechend skaliert.

3.2.2 Behandlung von Wolkentropfen

Die Streuung und Extinktion an Wolkentropfen lässt sich genau wie bei den Aerosolen mit der Mietheorie berechnen. Es kann in gleicher Weise zwischen den verschiedenen Verteilungsformen gewählt werden. Meist wird in Messungen aber nur der effektive Radius r_e der Tröpfchen und der Flüssigwassergehalt LWC (= liquid water content) eines Messvolumens angegeben. Auch mit diesen beiden Informationen lassen sich die optischen Größen bestimmen. Dazu kann man eine Parametrisierung nach Slingo (1989) zu Hilfe nehmen. Der effektive Radius ist der einfache Tropfenradius r gewichtet mit $r^2 \frac{dn(r)}{d \log r} dr$:

$$r_e = \frac{\int_0^{\infty} r^3 \frac{dn(r)}{d \log r} dr}{\int_0^{\infty} r^2 \frac{dn(r)}{d \log r} dr}. \quad (28)$$

Der Flüssigwassergehalt ist die Menge an Wasser pro Volumeneinheit Luft:

$$LWC = \frac{4\pi}{3} \rho_{H_2O} N_{dro} \int_0^{\infty} r^3 \frac{dn(r)}{d \log r} dr. \quad (29)$$

Hierbei ist ρ_{H_2O} die Dichte des Wassers und N_{dro} die Anzahldichte der Tropfen.

Mit diesen Informationen lassen sich optische Dicke, Einfachstreueralbedo und Asymmetrieparameter des Tropfchensembles mit den folgenden Parametrisierungen nach Slingo (1989) bestimmen:

$$\tau_i = LWP \left(a_i + \frac{b_i}{r_e} \right) \quad (30)$$

$$1 - \tilde{\omega}_i = c_i + d_i \cdot r_e \quad (31)$$

$$g_i = e_i + f_i \cdot r_e. \quad (32)$$

LWP ist der sogenannte "liquid water path", der als das Integral des Flüssigwassergehaltes über die Höhe z von Wolkenuntergrenze z_u bis Wolkenobergrenze z_o definiert ist:

$$LWP = \int_{z_u}^{z_o} LWC dz. \quad (33)$$

Daraus folgt für den Extinktionskoeffizienten mit $\tau = \int_{z_u}^{z_o} \beta_{ext} dz$:

$$\beta_{ext,dro} = LWC \left(a_i + \frac{b_i}{r_e} \right). \quad (34)$$

a_i bis f_i sind die für bestimmte Wellenlängenbänder tabellierten Parameter (s. Slingo, 1989). Die Vorteile einer solchen Parametrisierung liegen zum einen in der kürzeren Rechenzeit des Programmes, und zum anderen können ohne explizite Vorgabe von gemessenen Tropfengrößenverteilungen ebenfalls sehr gute Ergebnisse erzielt werden. Trotzdem ist natürlich eine möglichst genaue Beschreibung der Atmosphäre mit Hilfe von exakten Messdaten anzustreben. Bei der INSPECTRO Messkampagne waren verschiedene Messgeräte auf dem Flugzeug montiert, so daß man zwischen den beiden Datenformen wählen und vergleichen konnte. Jedoch ergaben sich bei den hier verwendeten Flugzeugmessungen einige Probleme. Zunächst war der Fehler der Messgeräte, die Daten in Form von Tropfengrößenverteilungen lieferten, größer, als der Fehler, der von den Geräten entstand, die Informationen zu Flüssigwassergehalt und effektivem Radius ausgaben. Außerdem konnten die Daten auch nicht direkt als Modelleingabe verwendet werden, sondern mußten erst in geeigneter Weise verarbeitet werden, um aus Messungen entlang einer Linie ein ganzes Feld zu erstellen (s. dazu auch die Abschnitte 4.1 und 4.2). Auch dabei ging etwas am Wert des Informationsgehaltes, den die Tropfengrößenverteilungen beinhalten, verloren. In einem späteren Abschnitt findet sich ein Vergleich der beiden Methoden für einen Messtag mit geschlossener Bewölkung.

Mit den bisher genannten Methoden lassen sich Extinktion und Streuung an Aerosolen und Wolkentropfen berechnen. Die Atmosphäre beinhaltet aber noch andere strahlungsrelevante Bestandteile. In diesem Fall sind das Luftmoleküle und Ozon. Luftmoleküle werden in die Atmosphäre eingearbeitet, indem deren vertikale Variabilität mittels Standardprofilen für Molekülanzahlen und Temperatur aus z.B. McClatchey et al. (1971) berücksichtigt wird. Ozon ist etwas aufwändiger und wird entsprechend dem von Früh (2000) verwendeten Verfahren behandelt. Zunächst werden die Absorptionsquerschnitte wellenlängenabhängig und für fünf verschiedene Temperaturen nach Daumont et al. (1992) bestimmt. Anschließend werden die Ozonabsorptionskoeffizienten für jede Höenschicht berechnet, indem man den jeweiligen Absorptionsquerschnitt auf die Temperatur in der entsprechenden Höhe interpoliert. Dieser interpolierte Absorptionsquerschnitt wird dann mit der Molekülanzahl im betrachteten Höhenlevel multipliziert. Die Profile für Temperatur und Molekülanzahl stammen wie die Luftmolekülprofile aus Standardatmosphären von McClatchey et al. (1971). Da Ozon ein sehr wichtiges Absorbergas in der Atmosphäre ist, und der Strahlungstransport empfindlich auf Änderungen im Ozongehalt der Atmosphäre reagiert, wird das jeweils verwendete Standardprofil mit einem am Flugtag gemessenen Wert für den Gesamt ozonegehalt skaliert. Die Daten hierzu stammen von GOME auf dem Satelliten ERS-2.

Nach der Berechnung aller optischen Parameter der einzelnen Streukörper und Absorbergase werden die Parameter für jeden Gitterpunkt der Modellatmosphäre mit der in Abschnitt 3.1.2 beschriebenen Methode zusammen gesetzt.

4 Ausgewählte Ergebnisse

In diesem Abschnitt werden einige Ergebnisse von Strahlungstransferrechnungen gezeigt, die auf Modellatmosphären beruhen, welche mit dem zuvor beschriebenen Modellpaket erstellt wurden. Für die hier gezeigten Rechnungen wurde das dreidimensionale Strahlungsübertragungsmodell SHDOM (Spherical Harmonics Discrete Ordinate Method) von Evans (1993, 1998) eingesetzt.

4.1 Stratiforme Bewölkung

Der erste Satz von Simulationen basiert auf einer Modellatmosphäre, die gemäß den Bedingungen des Messtages vom 14.9.2002 gewählt wurde. Während des Messfluges war der Himmel durchgängig mit einer stratiformen Wolkenschicht bedeckt. Diese Wolkenschicht war vertikal recht ausgeprägt und enthielt viel Wolkenwasser, wie man in Abbildung 2 erkennen kann. Hier sieht man das Vertikalprofil des Flüssigwassergehaltes der Wolke. Die vertikale Ausdehnung der Wolkenschicht reichte von 600 m bis 1040 m Höhe. Während des Messzeitraumes veränderte sich das Wolkenbild nur sehr wenig, und auch in horizontaler Richtung zeigte sich die Wolkenschicht relativ homogen.

Die mikrophysikalischen Daten des Messfluges wurden in verschiedene Höhengschichten ein-

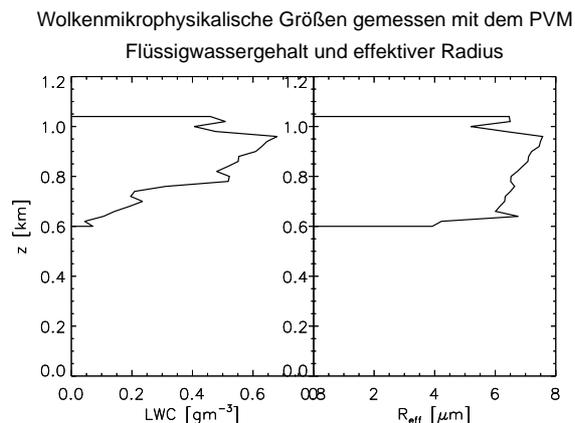


Abbildung 2: Profile des Flüssigwassergehaltes und des effektiven Radius, Stratus Bewölkung vom 14.9.2002.

geteilt, wobei besonders auf die Wolkenober- und untergrenze geachtet wurde. Innerhalb der Schichten wurden Häufigkeitsverteilungen der Datengruppen erstellt. Ebenso wurde mit den Daten für die aktinische Strahlung verfahren. Die optischen Eigenschaften der Wolke wurden im ersten Fall mit den Daten zu LWC und effektivem Radius mit Hilfe der Slingo-Parametrisierung berechnet. Diese Daten wurden vom PVM-Gerät (particle volume monitor) gemessen. Im zweiten Fall wurden die Daten für Tropfengrößenverteilungen verarbeitet, sie wurden mit einem Fast-FSSP gemessen (s. dazu auch Abbildung 1). Auf der Basis dieser beiden Berechnungen der optischen Eigenschaften der Bewölkung wurden zwei Modellatmosphären mit ansonsten gleichen meteorologischen Bedingungen erstellt.

In Abbildung 3 sind die Ergebnisse zweier SHDOM-Simulationen mit den beiden Modellatmosphären dargestellt. Zum Vergleich findet sich auch die Messung mit Fehlerangabe in der Darstellung. Zu sehen ist ein Profil durch die Atmosphäre in der Mitte des Modellgebietes bei einer Wellenlänge von 420 nm. Die durchgezogene graue Kurve mit dem zugehörigen prozentualen Messfehler zeigt die Messung, die gestrichelte hellgraue Kurve stellt die Ergebnisse der SHDOM-Simulation auf der Basis der Slingo-Parametrisierung dar, und die gestrichelte schwarze Kurve zeigt die Ergebnisse der SHDOM-Simulation mit Tropfengrößenverteilungen. Wie man sieht, können beide Simulationen die gemessenen Werte sehr gut wiedergeben, die Abweichungen von der Messung liegen im Allgemeinen im Bereich des Messfehlers. Der Messfehler liegt bei 8 % im UV-Bereich und bei 4.9 % für die größeren Wellenlängen. Der ein wenig schwankende Verlauf der Messkurve ergibt sich auch durch das Mittelungsverfahren, denn in

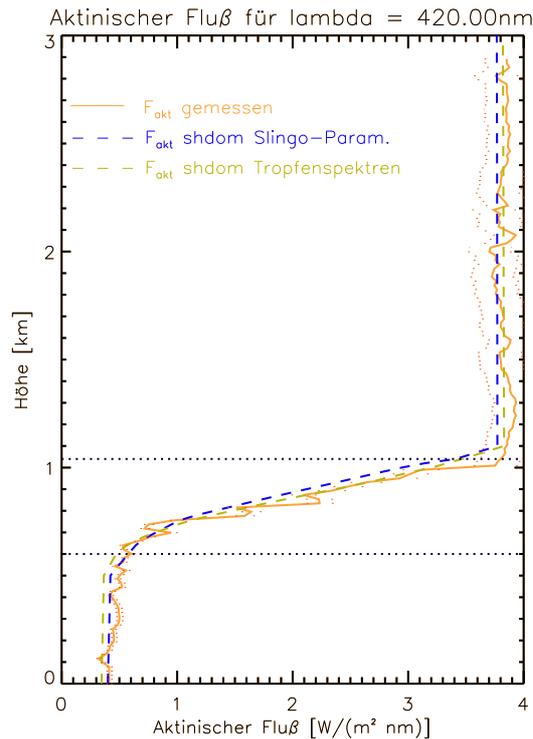


Abbildung 3: Profile der aktinischen Strahlung bei 420 nm, Messung und Simulationen, 14.9.2002, die Wolkenschicht befindet sich in einer Höhe von 600 - 1040 m. .

manchen Höhenschichten konnten nur wenige Meßwerte gewonnen werden, so daß durchaus Abweichungen vom “theoretischen” Mittelwert entstehen können. Sehr große Unterschiede zeigen die beiden Simulationen nicht, jedoch läßt sich über und unter der Wolke erkennen, daß die Tropfenverteilungen offenbar eine Wolke mit zu großer optischer Dicke erzeugen. Unter der Wolke erkennt man eine zu geringe Transmission von aktinischer Strahlung, und überhalb der Wolke wird zuviel von der Strahlung zurückgestreut. Das könnte auf einen relativ großen Messfehler des FSSP-Gerätes zurückzuführen sein. Für den Flüssigwassergehalt und die Tropfenanzahl kann er bis etwa 20 % betragen, im Vergleich zu 10 % des PVM-Gerätes. Die Tropfenradien haben allerdings einen Fehler von nur 5 %. Zur Zeit wird an der Verbesserung des Auswertalgorithmus des FSSP gearbeitet, welches hauptsächlich die kleinen Tropfen fehlerhaft zählt. Eine Korrekturfunktion ist in Aussicht gestellt. Zur Zeit ist also noch die Parametrisierungsmethode gegenüber der spektralen Methode vorzuziehen.

4.2 Inhomogene Bewölkung

Der zweite Studienfall ist ein Tag mit sehr inhomogener Bewölkung. Während der Messung am 28.9.2002 war die Wolkendecke recht inhomogen. Die vertikale Erstreckung der einzelnen Wolkenabschnitte war sehr gering, nur etwa 150 - 200 m. Die Situation wurde dadurch wesentlich vereinfacht, dass sich nur sehr wenige die Messung verfälschende Cirren über dem Messgebiet befanden. Aus den Messdaten wurde mittels eines Wolkengenerators ein Feld mit Angaben zu Flüssigwassergehalt und effektivem Radius erstellt. Das Feld wurde freundlicherweise von Dr. Bernhard Mayer und Dr. Ronald Scheirer vom Institut für Physik der Atmosphäre, Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt e.V., Oberpfaffenhofen, im Rahmen des EU-Projektes

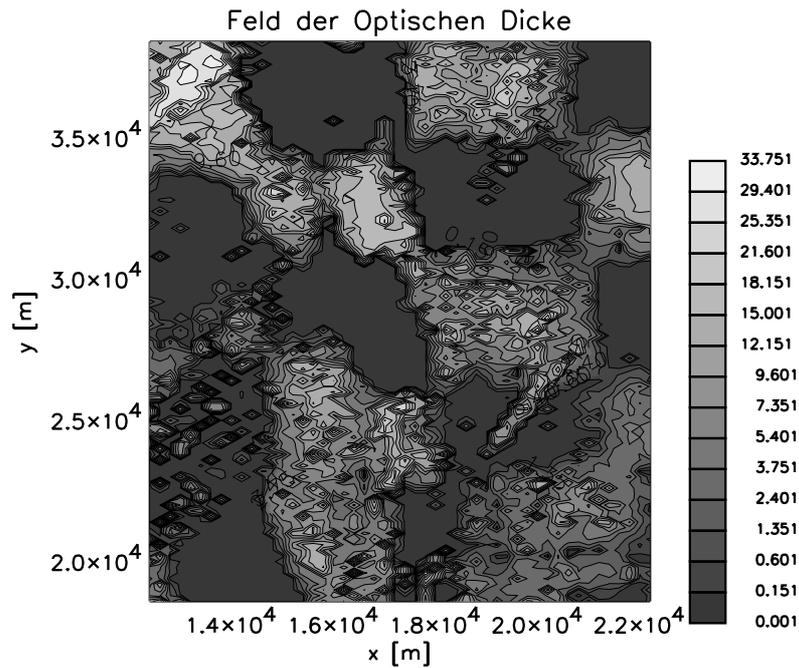


Abbildung 4: Totale optische Dicke des Wolkenfeldes vom 28.09.02.

INSPECTRO zur Verfügung gestellt. Das Wolkenfeld wurde von Dr. Ronald Scheirer auf der Grundlage von Autokorrelationsfunktionen der gemessenen effektiven Radien und Flüssigwassergehalte entlang der Fluglinien, die also Linien von dichten Daten sind, erzeugt. Dabei werden auch noch charakteristische turbulente Längenskalen in Betracht gezogen.

Aus diesem Wolkenfeld wurde wie im Fall zuvor ein Inputfile für das dreidimensionale Strahlungsmodell SHDOM erstellt. Verwendet wurde hierzu die Slingo-Parametrisierung um die Extinktionskoeffizienten, die Einfachstreueralbeden und die Asymmetrieparameter der Phasenfunktionen der Wolkenzellen zu erhalten. Das untersuchte Wolkenfeld hat eine horizontale Ausdehnung von $10 \times 20 \text{ km}^2$ mit einer Auflösung von 0.2 km . Die vertikale Ausdehnung der Modellatmosphäre beträgt 60 km mit 60 Schichten unterschiedlicher Dicke. Die feinste Auflösung findet sich in der Grenzschicht und natürlich in und um die Wolkenschicht. Das ergibt ein Grundgitter von ca. $50 \times 100 \times 60$ Zellen. Diesem Grundgitter werden im Laufe der Simulation von SHDOM durch eine Adaptive-Gitter-Technik noch viele weitere Zellen hinzugefügt, so daß insgesamt ein sehr hoher Speicherbedarf für die Simulation entsteht.

In Abbildung 4 ist das Feld der optischen Dicke der Eingangswolke zu sehen. Das Feld zeigt große Inhomogenitäten und weist angesichts der geringen Schichtdicke der Wolken (ca. $150 - 225 \text{ m}$) teilweise lokal sehr hohe optische Dicken auf. Auch in vertikaler Richtung ist das Wolkenfeld nicht homogen. Es finden sich unter der Wolkendecke einige verstreute Wolkenfetzen. Die Untergrenze des Hauptfeldes liegt bei 1.425 km , die Obergrenze bei 1.725 km . Die kleineren Wolkenfetzen liegen zwischen 0.6 und 0.675 km Höhe. In Abbildung 5 ist das Ergebnis einer Simulation dargestellt. Zu sehen ist ein vertikaler Schnitt durch das Modellgebiet bei $y = 8.0 \text{ km}$. Dargestellt sind Isolinien des aktinischen Strahlungsflusses. Zu beachten ist, daß diese Rechnung mit dem extraterrestrischen Fluß normiert ist. Man kann sehr gut schräge Streifen erkennen, in denen die aktinische Strahlung reduziert ist. Dies entspricht den Schatten unter einer Wolke, die schräge Lage ergibt sich durch den Sonnenstand ($\text{SZA} = 66.5 \text{ Grad}$). In diesen schrägen Streifen unter den Wolken kann man außerdem einige vertikale Strukturen er-

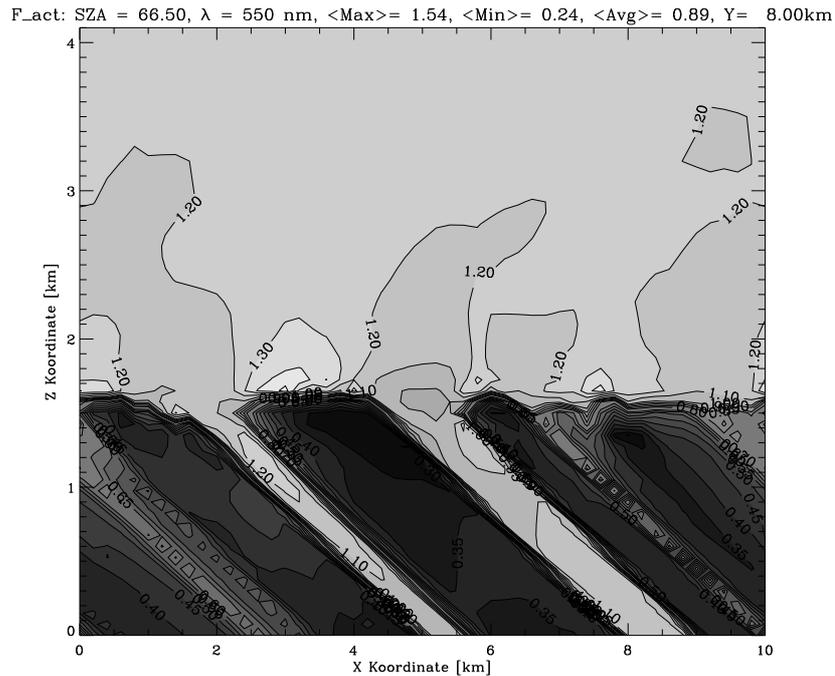


Abbildung 5: SHDOM Simulation der aktinischen Strahlung (extraterrestrischer solarer Fluß $F_0 = 1$) für inhomogene Bewölkung vom 28.9.02, xz-Schnitt, $\lambda = 550$ nm.

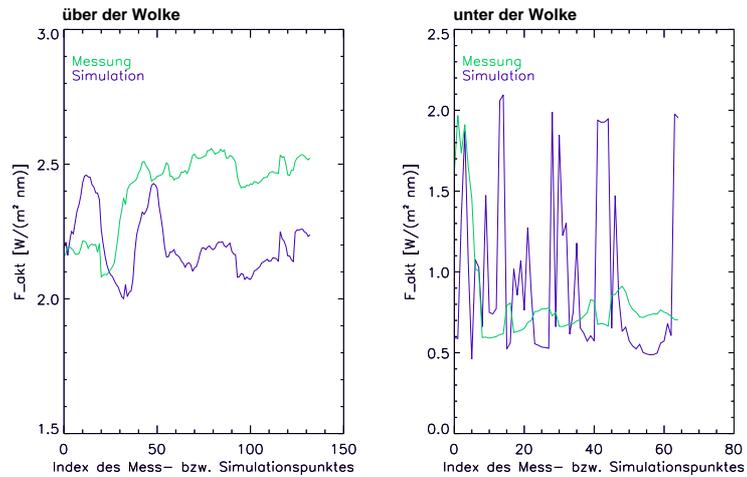
kennen. Auch über den Wolken breiten sich die Regionen mit erhöhter aktinischer Strahlung in vertikaler Richtung aus. Diese Effekte entstehen durch die Überlagerung der Rückstreuungseffekte von den in den einzelnen Wolkenzellen enthaltenen Tropfen. Die Rückstreuung ist am stärksten an Stellen, an denen der totale Flüssigwasser-Pfad am größten ist.

In der Lücke zwischen den beiden Wolkenstrukturen etwa in der Mitte der Abbildung sieht man auf Wolkenhöhe direkt in der Mitte einen Bereich mit reduzierter aktinischer Strahlung. Über und unter diesem Bereich erhöhen sich die Werte wieder, da ein Teil der Strahlung an den Kanten der Wolken reflektiert wird.

Nach dieser ersten Beschreibung des simulierten Strahlungsfeldes folgt eine Auswertung mit den gemessenen aktinischen Flußdichten. Der Vergleich zwischen der Feldmessung und der Simulation wurde in diesem Fall hauptsächlich über die statistischen Eigenschaften der Datenmenge durchgeführt. Es wurden Messdaten aus bestimmten Flugabschnitten und die örtlich entsprechenden Simulationsdaten auf ihre statistischen Grundeigenschaften hin untersucht und verglichen. Aufgrund des sehr günstig gewählten Flugmusters des Messfluges bot sich eine Einteilung in Datenabschnitten unter, in und über dem Wolkenfeld an. Dazu wurde jeweils ein horizontales Trapez geflogen.

In Tabelle 1 ist ein Überblick über die Ergebnisse zu sehen. Wie man sieht, sind die Mittelwerte und Standardabweichungen für beide Fälle schon relativ ähnlich, wobei Fall 2 erstaunlicherweise bessere Übereinstimmung von Messdaten und Simulation zeigt. Die beiden höheren Momente Schiefe und Kurtosis stimmen nicht sehr gut überein. Das läßt sich leicht erklären, denn die Schiefe gibt die Asymmetrie einer Verteilung an, die Kurtosis ist ein Maß dafür, wie gestreckt oder gestaucht eine Verteilung ist. Die höheren Momente reagieren sehr empfindlich auf Abweichungen in den untersuchten Verteilungen. In diesem Fall zeigen sie, daß die errechneten Verteilungen vermutlich sehr zerstückelt aussehen werden und keiner Standardform, wie zum Beispiel einer Normalverteilung, entsprechen werden. Eine bessere Diskussionsgrundlage

Aktinische Strahlung entlang zweier Fluglinien



Häufigkeit der aktinischen Strahlung bei 550 nm entlang der Meßlinie

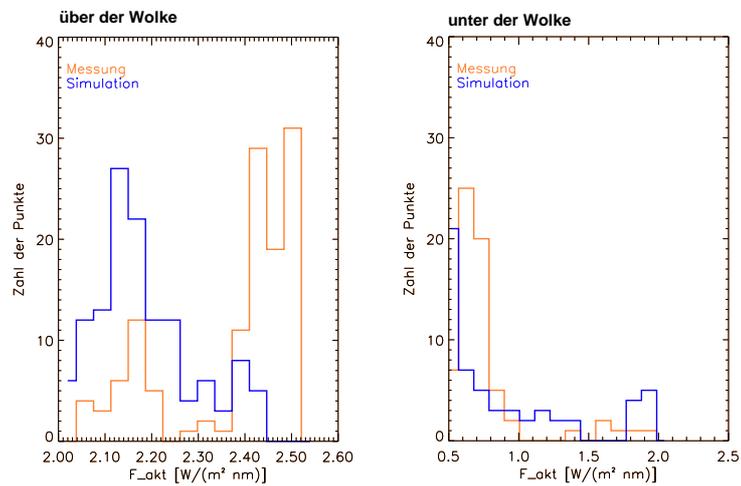


Abbildung 6: Aktinische Strahlung entlang der Fluglinie, Simulation und Messung, über und unter dem Wolkenfeld und die dazugehörigen Histogramme, $\lambda = 550 \text{ nm}$.

	über		unter	
	Simulation	Messung	Simulation	Messung
Mittelw.	2.19875	2.40759	0.950821	0.822822
Varianz	0.0120491	0.0195002	0.274029	0.0943937
Schiefe	0.683019	-1.05052	1.05079	2.50652
Kurtosis	-0.140279	-0.365547	-0.410986	5.40545

Tabelle 1: Momente der Verteilung der simulierten und gemessenen aktinischen Strahlung aus dem Flugabschnitt über und unter dem Wolkenfeld.

erhält man, wenn man sich die Abbildung 6 ansieht, hier sind die aktinischen Strahlungsflüsse über und unter der Wolke dargestellt sowie die dazugehörigen Histogramme. Die hellgrauen Linien entsprechen den Daten der Messung, die dunklen Linien denen der Simulation.

In den beiden oberen Diagrammen sind die Werte so wie sie entlang der Fluglinie gemessen, bzw. im Modell simuliert wurden, aufgetragen. Vergleicht man die beiden Abbildungen, fällt vor allem der viel glattere Verlauf der Werte der Simulation (und auch der Werte der Messung) über der Wolke auf. Hier ist der direkte Anteil des Lichts dominanter als unter der Wolke. Unterhalb der Wolke hingegen ist das einfallende Licht schon an den Wolkentropfen gestreut oder teilweise absorbiert worden. Daher schwanken die Simulationswerte entlang der Linie sehr stark. Die Messwerte sollten sich eigentlich ebenso verhalten, aber für die Auswertungen mußten die räumlich und zeitlich hoch aufgelösten Messungen innerhalb der Gitterzellen der SHDOM-Atmosphäre gemittelt werden. So werden insbesondere lokale Spitzen in den Messungen stark unterdrückt. Außerdem repräsentiert eine einzige Messung bereits ein Integral über eine gewisse, wenn auch im Vergleich zur Fluggeschwindigkeit kurze Flugzeit.

Bei Betrachtung der Verteilungen, die zu den Daten über den Wolken gehören, fällt zunächst eine gewisse Diskrepanz auf. Jedoch läßt sich sagen, daß die grobe Form der Messwerteverteilung von der Simulation getroffen wurde. Z.B. der große Teil der Messungen mit Werten im Bereich von 2.0 bis 2.25 W/(m²nm) sowie die kleine Anhäufung bei 2.32 W/(m²nm) und auch die größere Häufung bei den großen Strahlungswerten stimmen qualitativ überein. Auffällig ist, daß gerade bei den größten Werten der aktinischen Strahlung eine viel größere Häufung in den Messungen auftritt, die in der Simulation nicht zu finden ist. Ein Grund dafür könnte sein, dass die Rekonstruktion der Tropfengrößenverteilungen fehlerbehaftet ist, da sich dort der Messfehler der mikrophysikalischen Messgeräte empfindlich bemerkbar machen kann. Betrachtet man die zugehörige Zeitreihe, scheint ein systematischer Fehler ausgeschlossen, da von SHDOM durchaus auch Werte simuliert werden, die über den gemessenen liegen. Insgesamt liegen die meisten gemessenen Werte über den simulierten, dies spricht entweder für eine fehlerhafte Tropfengrößenverteilung oder für eine falsche Positionierung der Wolken in vertikaler oder horizontaler Richtung. Eine weiter gehende Erklärung macht eine genauere Untersuchung der aktinischen Strahlung mit Aufteilung in auf- und abwärts gerichtete Komponenten erforderlich. Dies wird zu einem späteren Zeitpunkt folgen.

5 Schlußfolgerungen

Eine Validierung des Atmosphärenkonstruktionspaketes mit Hilfe der Flugmessungen von INSPECTRO ergab, daß das neu entwickelte Programmpaket gute Ergebnisse liefert. Es ist in der Lage, auf der Basis von Messdaten realistische Modellatmosphären zu erzeugen. Die Ergebnisse der auf den Modellatmosphären basierenden Simulationen stimmen qualitativ gut mit den Messungen überein. Es ist jetzt möglich, mit dem Programmpaket genauere Auswertungen der Messungen zu bestimmten Spezialfällen vorzunehmen. Zum Beispiel wäre die Untersuchung der Ausbildung einer Erhöhung des aktinischen Strahlungsflusses in der Wolke nahe der Wolktoberkante sinnvoll. Dies wird in den Messungen beobachtet. In den Simulationen ist in den Wolken an den Stellen lokaler geringer optischer Dicke eine Erhöhung der aktinischen Strahlung zu erkennen. Dies könnte auf einen Kanalisierungseffekt hindeuten. Zu sehen ist der Effekt in Abbildung 5 als streifenförmige Erhöhung in und unter der Wolke im rechten Bildabschnitt, etwa zwischen 7 und 7.5 km der x-Koordinate.

Die Auswertung des Tages mit stratiformer Bewölkung ergab sehr gute Übereinstimmung von Simulation und Messung. Es zeigte sich, daß gegenwärtig eine spektrale Behandlung der Wolkentropfen noch keine Vorteile gegenüber der Rechenzeit einsparenden Slingo-Parametrisierung

bringt. Dies wird teilweise durch den größeren Messfehler des FSSP-Gerätes verursacht. Eine Verbesserung dieses Fehlers ist jedoch in Aussicht gestellt, so daß neue Untersuchungen mit optimierten Messdatensätzen vielversprechend sind.

Die inhomogene Bewölkung konnte erstaunlich gut simuliert werden. Wenn man bedenkt, dass eine Flugzeugmessung nur Daten entlang einer Linie liefert, aber für die Simulation ein dreidimensionales Extinktionsfeld nötig ist. Die statistischen Eigenschaften der Simulation sind im Wesentlichen denen der Messung ähnlich. Es sind differenziertere Untersuchungen angebracht, die zeigen könnten, warum mit dem Modell häufiger kleinere Strahlungswerte simuliert werden als tatsächlich gemessen wurden.

6 Danksagung

An dieser Stelle möchten wir uns bedanken für die freundliche Unterstützung für diese Arbeit. Die Daten für das inhomogene Wolkenfeld wurden freundlicherweise von Dr. Roland Scheirer (DLR) zur Verfügung gestellt. Die mikrophysikalischen Messdaten stammen von Sebastian Schmidt (IfT), die gemessenen aktinischen Flüsse von Evelyn Jaekel (IfT).

Literatur

Daumont D., J. Brion, J. Charbonnier, J. Malicet: Ozone UV spectroscopy 1: Absorption cross-sections at room temperature, *J. Atmos. Chem.*, **15**, 145-155, 1992.

Evans, K. F., 1993: Two-dimensional radiative transfer in cloudy atmospheres: The spherical harmonic spatial grid method. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 3111-3124.

Evans, K. F., 1998: The spherical harmonic discrete ordinate method for three-dimensional atmospheric radiative transfer. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 429-446.

Früh, B., 2000: *Entwicklung und Evaluierung einer Modellhierarchie zur Simulation der aktinischen Strahlung in aerosolbelasteter und bewölkter Atmosphäre*. Dissertation, Johannes Gutenberg-Universität, Mainz.

Henry, L. G. und J. L. Greenstein, 1941: Diffuse Radiation in the Galaxy. *Ap. J.*, **93**, 70-83.

Jaekel, E., Wendisch, M., Kniffka, A. und T. Trautmann, 2003: A new airborne system for fast measurements of up and downwelling spectral actinic flux densities. *Applied Optics*, accepted for publication.

Lenoble, J. und C. Brogniez, 1984: A comparative review of radiation aerosol models. *Beitr. Phys. Atmosph.*, **57**, 1-20.

Lenoble, J. 1993: *Atmospheric Radiative Transfer*. A. Deepak Publishing, Hampton, Virginia, USA.

McClatchey, R. A., R. W. Fenn, J. E. A. Selby, F. E. Volz und J. S. Garing, 1971: Optical Properties of the Atmosphere AFCRL-71-0279, *Environmental Research Papers*, No. 354.

Nicolet, M., 1984: On the molecular scattering in the terrestrial atmosphere: An empirical formula for its calculation in the homosphere. *Planet. Space Sci.*, **32**, 1467-1468.

Shettle, E. P. und R. W. Fenn, 1979: Models for the aerosols of the lower atmosphere and the effect of humidity variations on their optical properties, AFGL-TR-79-0214, *Environmental Research Papers*, **676**.

Slingo, A., 1989: A GCM Parameterization for the Shortwave Radiative Properties of Water Clouds, *Notes and Correspondence, American Meteorological Society*, 1419-1426.