

Simulation des Einflusses von Bewölkung auf die UV-Strahlung mittels Neuronaler Netze

Dissertation
der
Fakultät für Physik
der
Ludwig-Maximilians-Universität
München

vorgelegt von
Harald Schwander
aus
Oberstaufen

München, 23. Februar 1999

1. Gutachter: Prof. Dr. P. Schlüssel

2. Gutachter: Prof. Dr. J. Egger

Tag der mündlichen Prüfung: 29.06.1999

Zusammenfassung

Erklärtes Ziel der Modellierung der UV-Strahlung ist die Bereitstellung von Werten für Zeiten und Orte, an denen nicht gemessen werden kann, sowie zur Prognose. Im wolkenfreien Fall lassen sich die UV-Strahlungsgrößen hinreichend genau modellieren. Die Fehler resultieren im Wesentlichen aus der unpräzisen Kenntnis der relevanten atmosphärischen Parameter. Demgegenüber ist die Modellierung der UV-Strahlung bei Bewölkung bisher nur unzureichend gelöst. Die diesbezüglichen Problematiken sind vielfältig. Für eine exakte Berechnung der Strahlungswerte ist ein drei-dimensionales Strahlungsmodell erforderlich, da Wolken weder horizontal, noch vertikal homogen sind. Die detaillierte Kenntnis der mikro- und makrophysikalischen Wolkeneigenschaften ist aber im Einzelfall kaum, für die Prognose nie verfügbar. Zudem weisen die aufwendigen drei-dimensionalen Strahlungsmodelle sehr lange Rechenzeiten auf. Aus diesen Gründen wurde bisher vielfach der Weg beschritten, ein-dimensionale Modelle, wie sie für den wolkenlosen Fall benutzt werden, auch für den bewölkten Fall anwendbar zu machen. Hierzu wird der Einfluß der Wolken auf das UV-Strahlungsfeld nicht mehr exakt physikalisch, sondern statistisch beschrieben.

In dieser Arbeit wird der Einfluß von Bewölkung auf die bodennahe UV-Globalstrahlung untersucht. Die Beschreibung der Wirkung von Wolken auf die UV-Globalstrahlung erfolgt mit sogenannten Wolkenmodifikationsfaktoren μ . Diese geben den Quotienten zwischen der UV-Globalstrahlung bei Wolken und derjenigen UV-Globalstrahlung ohne Wolken, bei sonst identischer Atmosphäre, an. In der Vergangenheit wurden die μ -Werte aus Meßreihen der integralen UV-Strahlung an verschiedenen Orten gewonnen. Die Herleitung der μ aus Messungen ist aber mit dem Problem behaftet, für eine beliebige Messung bei Wolkeneinfluß eine dazu vergleichbare Messung bei wolkenlosen Bedingungen zu finden. Dies bedeutet, daß Sonnenzenitwinkel, Ozongesamtgehalt, Aerosol- und Albedo-

bedingungen identisch sein müssen. Dies ist in der Praxis auch bei mehrjährigen Meßreihen nicht gegeben. Meist werden, unter Vernachlässigung von Aerosol und Albedo, Messungen mit ähnlichem Sonnenzenitwinkel verwendet, die auf gleichen Ozongesamtgehalt angepaßt werden. Dementsprechend werden nur grobe Mittelwerte von μ ohne deren Abhängigkeit von anderen Atmosphärenparametern bestimmt. Darüberhinaus sind Untersuchungen hinsichtlich der spektralen Abhängigkeit von μ nicht möglich.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde ein umfangreiches Datenmaterial an μ -Werten bereitgestellt und mittels der Analysetechnik der Neuronalen Netz systematisch untersucht. Der große Datenumfang wurde dadurch gewährleistet, daß zu jedem gemessenen UV-Spektrum bei Wolken das entsprechende UV-Spektrum für wolkenlose Bedingungen, sonst aber gleichen Atmosphäreigenschaften, nicht innerhalb der UV-Meßreihe gesucht, sondern mit einem Strahlungsübertragungsmodell simuliert wurde. Die Verwendung hochwertiger, spektraler UV-Messungen ermöglichte einerseits eine größtmögliche Genauigkeit bei der Übereinstimmung von Simulation und Meßsignal innerhalb von ca. $\pm 5\%$ Abweichung, andererseits auch eine Analyse der spektralen Abhängigkeit der μ -Werte. Die Neuronalen Netze dienten der Untersuchung der systematischen Abhängigkeiten dieser μ -Werte von einer adäquaten Wolkenbeschreibung und anderen relevanten Atmosphärenparametern (Sonnenzenitwinkel und Bodenalbedo). Die diesbezüglichen Auswertungen vertiefen das Verständnis über die Strahlungswirkung von Wolken auf die UV-Strahlung, gerade bei durchbrochener Bewölkung.

Neben diesen Sensitivitätsstudien wurden mit Hilfe der Neuronalen Netze Algorithmen gewonnen, die, in Kombination mit einem Strahlungsübertragungsmodell, in der Lage sind, die UV-Strahlung bei jeder Art von Bewölkung zu simulieren. Neben der Simulation mittlerer Bedingungen, bzw. der Prognose, wurden auch die Möglichkeiten zur Simulation des aktuellen Falles entscheidend verbessert. Durch die Hinzunahme einfacher integraler Globalstrahlungsmessungen als Wolkenbeschreibung reduziert sich der Fehler der einzelnen Modellierung um mehr als einen Faktor 2. Bei Nutzung jener Algorithmen ist auch die Modellierung signifikanter Erhöhungen der UV-Globalstrahlung bei durchbrochener Bewölkung im Vergleich zum wolkenlosen Fall möglich. Im Rahmen dieser Arbeit konnte damit die UV-Strahlung bei beliebiger Bewölkung für μ -Werte größer als 0.5 in 90% aller Fälle mit einem Fehler von kleiner als $\pm 15\%$ modelliert werden.

Symbole und Abkürzungen

In der Reihenfolge ihres Auftretens:

Q	Energie des Photons in Joule
h	Plancksches Wirkungsquantum ($= 6.6252 \cdot 10^{-34}$ J/s)
c	Lichtgeschwindigkeit ($= 2.99792 \cdot 10^8$ m/s)
λ	Wellenlänge in nm
I	Bestrahlungsstärke in W/m^2
L	Strahldichte in $\text{W}/(\text{m}^2 \cdot \text{sr})$
θ	Sonnenzenitwinkel in Grad
φ	Azimutwinkel in Grad
E	Globalstrahlung in W/m^2
1.0e-3	Schreibweise für $1.0 \cdot 10^{-3}$ in den Abbildungen
$s_e(\lambda)$	Erythem-Aktionsspektrum
$s_d(\lambda)$	DNA-Aktionsspektrum

$s_p(\lambda)$	General Plant Damage-Aktionsspektrum
E_e	Erythemgewichtete Globalstrahlung in W/m^2
$E(\lambda)_w$	Spektrale Globalstrahlung bei Bewölkung in $W/(m^2 \cdot nm)$
$E(\lambda)_k$	Spektrale Globalstrahlung bei wolkenlosen Bedingungen, sonst aber gleichen atmosphärischen Bedingungen, wie für $E(\lambda)_w$, in $W/(m^2 \cdot nm)$
μ	Wolkenmodifikationsfaktor, Quotient aus $E(\lambda)_w$ und $E(\lambda)_k$.
r_m	Mittlerer Radius einer Tropfengrößenverteilung in μm
r_{eff}	Effektiver Radius einer Tropfengrößenverteilung in μm
α, γ	Parameter der Gamma-Verteilung
N_0	Tropfenzahl in cm^{-3}
LWC	Flüssigwassergehalt in g/m^3
h	Höhe der Wolkenuntergrenze über Grund in km
z	Vertikale Erstreckung einer Wolke in km
σ	Extinktionskoeffizient in km^{-1}
τ	Optische Dicke
α, β	Parameter des Angstroem-Gesetzes zur Beschreibung der spektralen Abhängigkeit der optischen Dicke des Aerosols
DWD	Deutscher Wetterdienst
r^2	Bestimmtheitsmaß (erklärte Varianz) einer Regression
A	Regionale Bodenalbedo in %
H	Schneehöhe in cm
N	Anzahl der Tage, die vergangen sind, seit mindestens 2 cm Neuschnee fiel
F	Prüfgröße für den F-Test (Fisher-Verteilung)
n	Stichprobenumfang
k	Anzahl der Einflußgrößen für ein Regressionsmodell
BP	Backpropagation-Lernalgorithmus zur Belernung eines Neuronalen Netzes
RP	Resilient Propagation- Lernalgorithmus zur Belernung eines Neuronalen Netzes
DEM	Verschlüsselung der Wolkenbeobachtungen des DWD in Form der Drei-Etagen-Synop Meldung
VSM	Verschlüsselung der Wolkenbeobachtungen des DWD in Form der Vier-Schichten-Synop Meldung
DEM*	Modifizierte DEM-Meldung
d	Abstand Erde-Sonne in astronomischen Einheiten (AU)
j	Julianischer Tag im Jahr

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	i
Symbole und Abkürzungen	iii
1. Einleitung	1
1.1. Stand der Wissenschaft	4
1.1.1. Eigenschaften der UV-Strahlung	4
1.1.2. Einfluß der Atmosphärenparameter auf die UV-Strahlung	7
2. Methode	17
3. Messungen von $E(\lambda)_w$	21

4.	Simulationen von $E(\lambda)_k$	25
4.1.	Strahlungsübertragungsmodell	26
4.2.	Simulation der Meßgeräteeigenschaften und Standortbedingungen	26
4.3.	Simulation der Atmosphärenbedingungen	28
4.4.	Modellkonstanten	31
4.5.	Korrekturen	32
4.6.	Regionale Albedo bei Schneebedeckung	36
5.	Neuronale Netze	43
5.1.	Grundlagen der Neuronalen Netze	43
5.2.	Belernung Neuronaler Netze	44
5.3.	Auswahl des Netzes	46
6.	Wolkenbeschreibung	49
7.	Ergebnisse	53
7.1.	Eingangsvektor mit Gesamtbedeckungsgrad	54
7.2.	Eingangsvektor mit detaillierter Wolkenbeschreibung	61
7.3.	Eingangsvektor mit zusätzlicher Information der Sonnenabdeckung durch Wolken	70
7.4.	Eingangsvektor mit Gesamtbedeckungsgrad und Zusatzinformation der integralen Globalstrahlung	77
7.4.1.	Pyranometermeßwerte	80
7.4.2.	Luxmetermeßwerte	83
8.	Diskussion und Ausblick	87
	Literatur	93

1.

Einleitung

Seit einigen Jahren ist die an der Erdoberfläche ankommende UV-Strahlung in das Interesse von Wissenschaft und Öffentlichkeit gerückt. Ausgelöst wurde diese Entwicklung durch die Entdeckung des saisonalen Ozonabbaus über der Antarktis [Farman *et al.*, 1985], [Gardiner und Shanklin, 1986]. Seither konnten Veränderungen des Ozongesamtgehaltes auch über den nördlichen Polargebieten und in mittleren Breiten beobachtet werden [Dütsch, 1985], [Angell *et al.*, 1985], [Bojkov, 1987], [Newell und Selkirk, 1988], [Heath, 1988], [WMO, 1995]. Diesbezüglich ist eine Zunahme an bodennaher UV-Strahlung zu erwarten. Der meßtechnische Nachweis dieser Zunahme gestaltet sich allerdings schwierig, da die UV-Strahlung auch von anderen Einflußfaktoren (z.B. Wolken, Aerosol) mitbestimmt wird. Dennoch wurde inzwischen über langfristige Zunahmen der gemessenen UV-Strahlung berichtet, die auf eine Abnahme des Ozongesamtgehaltes zurückzuführen sind [Gurney, 1998]. Auf Modellsimulationen basierende Szenarien für die zukünftige Entwicklung des Ozongesamtgehaltes prognostizieren, daß sich die Ozonwerte im Spätwinter auch in den nächsten Jahrzehnten trotz der Abkommen von Montreal und Kopenhagen nicht vollständig erholen werden [Shindell *et al.*, 1998], [Dameris *et al.*, 1998]. Zusätzlichen Auftrieb bekam die Forschungstätigkeit im Bereich des UV durch signifikante Zunahmen von Erkrankungen, die mit UV-Strahlung in Verbindung gebracht werden (z.B. grauer Star, Melanome etc.). Beobachtet wurden vor allem starke Zunahmen von Hautkrebskrankungen in den industrialisierten Staaten während der letzten Jahrzehnte [Slaper *et al.*, 1996], für die in erster Linie das veränderte Freizeitverhalten der Menschen verantwortlich sein dürfte [Leun und Gruijl, 1996]. Seither wurden die

internationalen Bemühungen forciert, die UV-Strahlung durch geeignete Meßsysteme bzw. Modelle zu erfassen und mit Hilfe der Modelle Zukunftsprognosen zu ermöglichen. Weiterhin wurde die Forschung bezüglich der biologischen und chemischen Wirksamkeit der UV-Strahlung vorangetrieben.

Die Messung der spektralen UV-Strahlung ist ein schwieriges und technisch anspruchsvolles Vorhaben, vor allem wegen den hohen Anforderungen an das Meßsystem bzgl. dessen Dynamikbereich [Gardiner, 1993]. Dennoch ist es in den letzten Jahren gelungen, weltweit einige Meßstationen für hochwertige spektrale UV-Messungen zu betreiben. Zwar können solche Messungen weder einfach auf andere Atmosphären- und Umgebungsbedingungen übertragen werden, um die UV-Strahlung flächenhaft zu erfassen, noch zur Prognose zukünftiger UV-Strahlungswerte genutzt werden. Sie sind jedoch unabdingbar für die Evaluierung von Strahlungsübertragungsmodellen, die genau für solche Zwecke vorgesehen sind.

Die Entwicklungen in den letzten Jahren im Bereich der Computerhardware ermöglichte den Einsatz von Strahlungsmodellen auch auf PC-Basis, die die Strahlung schnell und äußerst genau berechnen. Zahlreiche Vergleiche zwischen simulierten und gemessenen UV-Spektren, sowie der Modelle untereinander, belegen diesen hohen Standard [Wang und Lenoble, 1994], [Forster et al., 1995], [Mayer et al., 1997], [Koepke et al., 1998]. Dennoch ist die Modellierung der UV-Strahlung mit zwei wesentlichen Einschränkungen behaftet. Grundsätzlich ist die Qualität der Modellierung von der Genauigkeit der Kenntnis der Atmosphäre, bzw. der Beschreibung aller, für die UV-Strahlung relevanter Größen abhängig. Gerade diese Kenntnis ist aber im Einzelfall meist nicht gegeben, so daß Unsicherheiten bei modellierten UV-Strahlungsintegralen im wolkenlosen Fall bis zu 15% hingenommen werden müssen [Schwander et al., 1997], [Weihs und Webb, 1997]. Dieses Problem kann langfristig nur durch die Entwicklung von Algorithmen gelöst werden, die aus verfügbaren Informationen auf die fehlenden schließen lassen. Während sich die UV-Strahlung bei entsprechend genauer Kenntnis der Atmosphärenparameter im wolkenlosen Fall mit relativ hoher Genauigkeit modellieren läßt, sind die Abweichungen zwischen Messung und Modellierung bei Wolken deutlich größer.

Der einfachste Fall, der der vollständigen Bedeckung, kann in eindimensionalen Modellen durch die Annahme horizontal homogener Wolkenschichten noch zufriedenstellend berücksichtigt werden. Vergleiche mit spektralen Messungen zeigen aber, daß Unterschiede zwischen Messung und Modellierung im Bereich von 50% und mehr die Regel sind [Dorner, 1996]. Dies liegt zum einen daran, daß die reale vollständige Bedeckung nicht homogen ist, und zum anderen, daß die aktuelle optische Dicke der Wolke meist nicht bekannt ist. Auch die Hinzunahme der vom Satelliten ermittelten optischen Dicke bringt aufgrund der hohen zeitlichen und räumlichen Variabilität von Wolken meist keine entscheidenden Verbesserungen der Ergebnisse. Für die Prognose der UV-Strahlung stehen diese Daten gar nicht zur Verfügung. Noch komplexer wird die Situation, wenn die Bewölkung durchbrochen ist. Hier spielt die Verteilung der Wolken am Himmel und ihre Position relativ zur Sonne ebenfalls eine entscheidende Rolle. Physikalisch läßt sich der Strahlungstransfer durch solche Wolkenfelder nur mit aufwendigen dreidimensionalen Modellen beschreiben. Diese haben aber zum einen den Nachteil, daß sie gegenüber den eindimensionalen Modellen sehr lange Rechenzeiten benötigen und somit für den

operationellen Einsatz weniger geeignet sind. Zum anderen ist es im Einzelfall gar nicht möglich die benötigten Eingangsdaten (z.B. die dreidimensionale mikro- und makro-physikalische Beschreibung des Wolkenfeldes) bereitzustellen. Folglich sind solche aufwendige Modelle in erster Linie für Sensitivitätsstudien geeignet.

Bei eindimensionalen Modellen wird der durchbrochenen Bewölkung bisher dadurch Rechnung getragen, daß das modellierte Spektrum für wolkenlose Bedingungen, in Abhängigkeit vom Gesamtbedeckungsgrad, mit einem Faktor multipliziert wird, der die zusätzliche Schwächung der Strahlung durch die Wolken berücksichtigt. Diese Faktoren sind in der Regel aus der Analyse von integralen UV-Messungen hinsichtlich des Bewölkungseinflusses abgeleitet [Bais *et al.*, 1993], [Blumthaler und Ambach, 1994], [Chubarova und Nezval, 1996]. Da hierbei weder die aktuelle optische Dicke der Wolken, noch die Verteilung der Wolken am Himmel berücksichtigt werden kann, ist dieses Verfahren für die Modellierung des Einzelfalles wenig geeignet. Darüberhinaus wird auch die spektrale Abhängigkeit des Wolkeneinflusses sowie die Wechselwirkung mit anderen relevanten Einflußparametern nicht berücksichtigt.

Ein Modell für den operationellen Einsatz sollte folglich folgenden Kriterien genügen:

- Beschränkung auf einfach verfügbare Eingabewerte zur Beschreibung der Bewölkungssituation, die allerdings möglichst gut den Einfluß der Wolken auf das Strahlungsfeld beschreiben.
- Modellierbarkeit des aktuellen Falles, nicht nur zeitlicher Mittelwerte
- Berücksichtigung der spektralen Abhängigkeit, sowie der Wechselwirkung des Wolkeneinflusses mit anderen relevanten Atmosphärenparametern
- kurze Rechenzeiten

Hochwertige eindimensionale Modelle, die die Strahlungsübertragungsgleichung nach der 'Discrete Ordinate-' [Stamnes *et al.*, 1988], oder der 'Matrix Operator'-Methode [Nakajima und Tanaka, 1988] lösen, haben sich im wolkenlosen Fall aufgrund ihrer kurzen Rechenzeiten und ihrer Genauigkeit bewährt. Demgegenüber läßt sich der Einfluß von dreidimensionalen Wolkenfeldern auf die UV-Strahlung mit eindimensionalen Modellen nicht mehr 'exakt' berechnen. Die zusätzliche Modifikation der Strahlung durch Wolken kann folglich nur durch geeignete statistische Ansätze erfolgen. Das Ziel dieser Arbeit liegt darin, Algorithmen zu entwickeln, die die UV-Spektren bei jeglicher Art von Bewölkung berechnen, dabei aber den aufgeführten Kriterien Rechnung tragen. Die erzeugten Algorithmen ermöglichen, in Kombination mit eindimensionalen Strahlungsmodellen, die Modellierung der UV-Strahlung bei allen Atmosphärenbedingungen mit hoher Effizienz und maximaler Genauigkeit.

1.1. Stand der Wissenschaft

1.1.1. Eigenschaften der UV-Strahlung:

Unter UV-Strahlung wird der Teil der elektromagnetischen Strahlung verstanden, der langwelliger als die Röntgenstrahlung, aber kurzwelliger als die sichtbare Strahlung ist. Die UV-Strahlung umfaßt folglich den Wellenlängenbereich von ca. 10 nm bis 400 nm und gliedert sich in drei Teilbereiche: Die UVC-Strahlung im Bereich zwischen 10 nm und 280 nm, die UV-B-Strahlung von 280 nm bis 315 nm und die UV-A-Strahlung zwischen 315 nm und 400 nm [DIN 5030, 1982]. Diese Einteilung der Grenzen zwischen den Bereichen ist in erster Linie historisch bedingt und ist über die Vorgaben der Commission Internationale de l'Éclairage (CIE) inzwischen auch international anerkannt. Für die Strahlungswirksamkeit spielt die Energie des einzelnen Photons eine entscheidende Rolle. Sie ist:

$$Q = h \cdot \frac{c}{\lambda} \quad \text{mit der Einheit J} \quad (1)$$

wobei h das Planck'sche Wirkungsquantum, c die Lichtgeschwindigkeit und λ die Wellenlänge ist. Daß die Photonenenergie zur Wellenlänge umgekehrt proportional ist, bedeutet die grundsätzliche Zunahme der photochemischen und biologischen Wirksamkeit der Photonen bei kürzerer Wellenlänge, auch wenn weitere Prozesse, wie z.B. das biologische Absorptionsverhalten eine ebenso große Rolle spielen. Für die tatsächliche Wirkung ist aber nicht nur die Energie der einzelnen Photonen von Bedeutung, sondern auch, wieviele Photonen einer Wellenlänge pro Zeiteinheit t auf eine Empfängerfläche A treffen. Die diesbezügliche Größe wird Bestrahlungsstärke I genannt und errechnet sich zu:

$$I = \frac{d^2Q}{dt dA} \quad \text{mit der Einheit W/(m}^2\text{)}. \quad (2)$$

In der natürlichen Atmosphäre setzt sich die Bestrahlungsstärke aus den richtungsabhängigen Strahldichten L

$$L = \frac{d^3Q}{dt dA d\Omega} \quad \text{mit der Einheit W/(m}^2\text{·sr)} \quad (3)$$

zusammen, die jeweils aus einem Raumwinkel $d\Omega$ auf den Empfänger treffen. Die Richtungsabhängigkeit dieser Strahldichten, verursacht durch den Einfluß der Erdatmosphäre, wird durch den Zenitwinkel θ und den Azimutwinkel φ angegeben. Die übliche Größe zur Beschreibung natürlicher Strahlung, die Bestrahlungsstärke auf eine horizontal orientierte Fläche, ist die Globalstrahlung E . Da die Bestrahlungsstärke von der Orientierung der Empfängerfläche abhängt und die Flächendichte von Strahlung mit dem Kosinus ihres Winkels zur Flächennormalen reduziert wird, ergibt sich:

$$E = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} L(\theta, \varphi) \cdot \cos \theta \cdot \sin \theta \cdot d\theta \cdot d\varphi \quad \text{mit der Einheit (W/m}^2\text{)} \quad (4)$$

Für die biologische und medizinische Wirkung von UV-Strahlung ist die spektrale Betrachtung notwendig, da für die Molekülanregung immer eine, vom Molekül abhängige, Mindestquantenenergie notwendig ist. Die spektrale Globalstrahlung $E(\lambda)$ ergibt sich zu:

$$E(\lambda) = \frac{dE}{d\lambda} \quad \text{mit der Einheit W/(m}^2\text{-nm)} \quad (5)$$

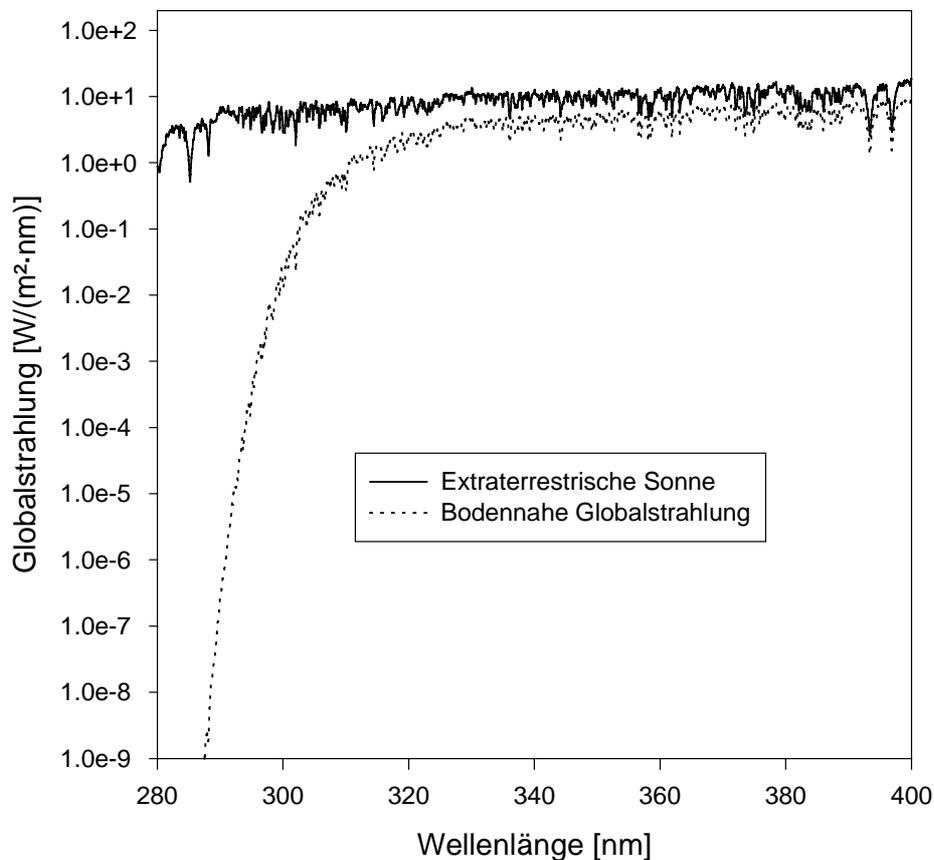


Abb. 1: Schwächung der UV-Globalstrahlung durch den Atmosphäreneinfluß im wolkenlosen Fall, Atmosphärenbedingungen beinhalten: Sonnenzenitwinkel $47,5^\circ$, Ozongesamtsäule 300 DU.

In Abb. 1 ist ein typisches UV-Globalstrahlungsspektrum zusammen mit dem Spektrum der extraterrestrischen Sonnenstrahlung, zur besseren Vergleichbarkeit ebenfalls mit dem Kosinus des Sonnenzenitwinkels gewichtet, gegeben. Energiereiche UVC-Strahlung wird in der Atmosphäre praktisch vollständig durch Ozon absorbiert, und kommt deshalb unter natürlichen Bedingungen in Bodennähe nicht vor. Der UV-B-Bereich ist gekennzeichnet

durch den steilen Anstieg der Strahlungsintensität mit zunehmender Wellenlänge. In diesem Bereich ist die UV-Strahlung äußerst sensitiv gegenüber Veränderungen des atmosphärischen Ozongesamthalts. Im UV-A-Bereich gibt es ab ca. 320 nm kaum effektive Absorber, so daß die Größenordnung der am Erdboden ankommenden UV-Globalstrahlung, mit der der extraterrestrischen Sonne am Oberrand der Atmosphäre vergleichbar ist. Lediglich Streuprozesse an Luftmolekülen und Aerosolen und gegebenenfalls geringe Absorptionsprozesse durch Aerosole oder Spurengase, wie NO_2 , reduzieren die Strahlung auf ihrem Weg durch die Atmosphäre.

Der steile Strahlungsabfall im UV-B-Bereich ist von entscheidender Bedeutung für die biologische bzw. photochemische Strahlungswirkung, da dort die relative Wirkung der Strahlung für viele Prozesse stark ansteigt. Die relative Wirkung der Strahlung wird durch Aktionsspektren $s_i(\lambda)$ gemäß

$$E_i(\lambda) = E(\lambda) \cdot s_i(\lambda) \quad (6)$$

beschrieben. In Abb. 2 sind einige typische Aktionsspektren $s_i(\lambda)$ zusammen mit einem Globalstrahlungsspektrum $E(\lambda)$ und der resultierenden, gewichteten spektralen Globalstrahlung $E_i(\lambda)$ dargestellt.

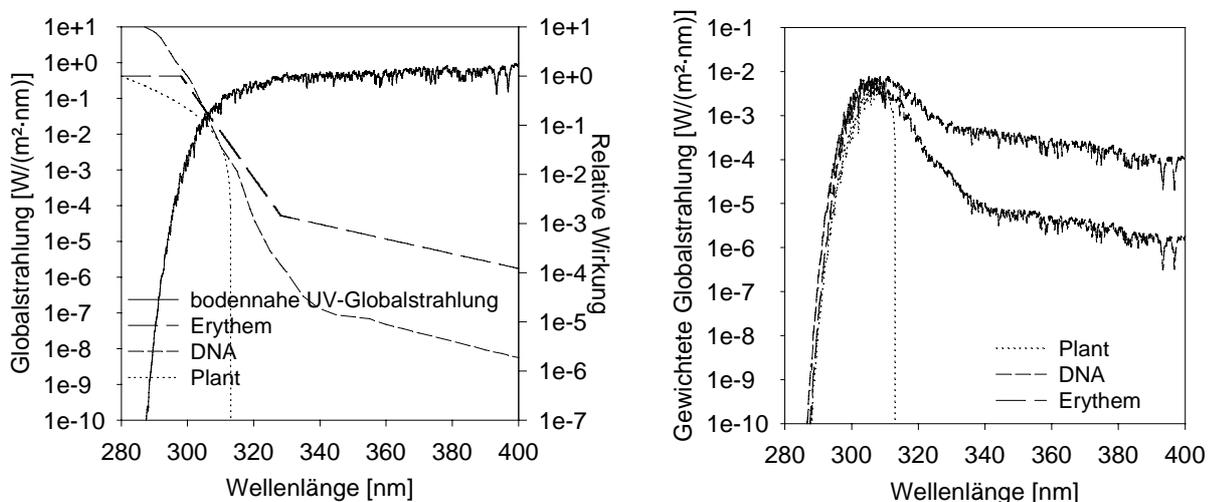


Abb. 2: links: Spektrum der bodennahen Globalstrahlung (linke Ordinate) zusammen mit verschiedenen biologischen Aktionsspektren (rechte Ordinate); rechts: resultierende, mit den entsprechenden Aktionsspektren gewichtete, spektrale bodennahe Globalstrahlung

Der Prozeß der UV-induzierten Hautrötung wird durch das Erythem-Aktionsspektrum $s_e(\lambda)$ repräsentiert [McKinley und Diffey, 1987]. Das DNA-Aktionsspektrum $s_d(\lambda)$ gibt eine verallgemeinerte Beschreibung der durch UV-Strahlung ausgelösten Schäden an der DNA

von Pflanzen wieder [Setlow, 1974]. Das General Plant Damage - Aktionsspektrum $s_p(\lambda)$ dient als Gesamtmaß für durch UV-Strahlung ausgelöste Pflanzenschädigungen [Caldwell et al., 1986]. Letzteres bricht bei 315 nm ab, da darüberhinaus keine diesbezüglichen Meßwerte verfügbar sind. Die relative Wichtung der spektralen UV-Strahlung für diese Aktionsspektren ist in Abb. 2, linke Seite dargestellt und die resultierende effektive Strahlung, die sich aus der spektralen bodennahen UV-Strahlung gewichtet mit dem Aktionsspektrum ergibt, auf der rechten Seite. Die mit den vorgestellten biologischen Aktionsspektren gewichtete Globalstrahlung weist immer bei ca. 310 nm ein Maximum auf. Insofern besteht eine hohe Sensitivität dieser Strahlungsgrößen gegenüber dem UV-B-Bereich und somit gegenüber dem Ozongesamtgehalt. Zu beachten ist allerdings auch, insbesondere für das Erythem-Aktionsspektrum, eine deutliche Sensitivität im UV-A-Bereich, invariant gegenüber dem Ozongesamtgehalt.

Die sich für jeden Strahlungsprozeß ergebende gesamte wirksame Strahlung E_i ergibt sich durch Integration der Größe $E_i(\lambda)$ über die Wellenlänge λ :

$$E_i = \int E_i(\lambda) \cdot s_i(\lambda) d\lambda \quad (7)$$

Die gesamte wirksame Strahlung E_i ergibt sich folglich durch Faltung der spektralen Globalstrahlung $E(\lambda)$ mit dem zugehörigen Aktionsspektrum $s_i(\lambda)$.

1.1.2. Einfluß der Atmosphärenparameter auf die UV-Strahlung

i.) Wolkenloser Fall:

Die bodennahe UV-Strahlung ist, wie die sichtbare Strahlung, in erster Linie bestimmt durch den Sonnenzenitwinkel θ . Allerdings wird die UV-Strahlung weit mehr als die sichtbare Strahlung von den Atmosphäreigenschaften mitbeeinflusst. Dies liegt in erster Linie an im UV-Bereich absorbierenden Spurengasen (Ozon, Schwefeldioxid), als auch an der Zunahme der Extinktion mit kürzerer Wellenlänge von Aerosolen ($\approx \lambda^{-1.3}$) und Luftmoleülen ($\approx \lambda^{-4}$). Diese für die UV-Strahlung relevanten Atmosphärenbestandteile sind unter natürlichen Bedingungen sowohl räumlich als auch zeitlich äußerst variabel. Mit Hilfe von Strahlungsübertragungsmodellen, die es erlauben den Einfluß einer Größe unabhängig von den anderen zu betrachten, ist der Einfluß und die gegenseitige Wechselwirkung dieser Atmosphärenparameter im wolkenlosen Fall weitgehend verstanden und durch Auswertungen von Messungen bestätigt worden. Sensitivitätsstudien dieser Art haben dokumentiert, daß für die biologische Wirksamkeit der UV-Strahlung der Einfluß des Ozongesamtgehalt nicht unabhängig vom Einfluß anderer Atmosphärenbedingungen, wie Aerosol und Bodenalbedo, betrachtet werden darf, da diese von ihrem Effekt durchaus in einer ähnlichen Größenordnung liegen können [Reuder und Schwander, 1998], [Deguenther et al., 1998]. Auf weitergehende Betrachtungen zur Sensitivität von UV-Strahlung bezüglich verschiedener relevanter Atmosphärenparameter

im wolkenlosen Fall soll an dieser Stelle verzichtet werden. Detaillierte Beschreibungen sind beispielsweise in [Forster, 1995], [Koepke et al., 1996] gegeben.

ii.) Bewölkter Fall:

Der wolkenlose Fall ist zwar für das Studium des Einflusses von Atmosphärenparametern, sowie den Vergleich mit Messungen bestens geeignet, kommt aber unter realen Bedingungen nur sehr selten vor. Weit über 90% der Fälle sind von Bewölkung beeinflusst. Dabei ist die Wirkung von Wolken auf das Strahlungsfeld neben dem Einfluß des Sonnenzenitwinkels der dominierende Faktor. Die bisher nur unzureichend gelösten Probleme bei der Simulation der UV-Strahlung im bewölkten Fall liegen in erster Linie in einer adäquaten Beschreibung des Bewölkungseinflusses. Bei eindimensionalen Modellen ist eine Integration der Wolken in die Atmosphärenbeschreibung nur bei einer horizontal homogenen Wolke mit unendlicher Erstreckung möglich. Zwar ist dies in der Praxis nie gegeben, dennoch bietet dieser Fall die Möglichkeit, die Wechselwirkung mit anderen Parametern, wie Sonnenzenitwinkel, Aerosol und Bodenalbedo in seiner spektralen Abhängigkeit zu untersuchen.

Der Einfluß der Bewölkung auf die am Boden ankommende UV-Globalstrahlung wird in der Literatur häufig in Form eines Quotienten angegeben. Der Zähler dieses Quotienten ist hierbei die UV-Globalstrahlung bei Bewölkung $[E(\lambda)_w]$, sei sie nun gemessen oder modelliert. Der Nenner ist diejenige UV-Globalstrahlung, die am Boden ankäme, wenn keinerlei Bewölkung vorhanden wäre, also bei klarer Atmosphäre $[E(\lambda)_k]$. Dabei sind, abgesehen von den Wolken, sämtliche Atmosphäreneigenschaften identisch wie bei $E(\lambda)_w$. Der Quotient aus diesen beiden Größen wird im folgenden als Wolkenmodifikationsfaktor μ bezeichnet:

$$\mu = \frac{E(\lambda)_w}{E(\lambda)_k} \quad (8)$$

In Abb. 3 ist als Beispiel für eine mit dem Strahlungsmodell simulierte homogene Bewölkung der Einfluß einer Stratus-Wolke auf die am Boden ankommende UV-Globalstrahlung in Abhängigkeit vom Sonnenzenitwinkel und der Bodenalbedo zu sehen. Die Untergrenze der Stratus-Wolke liegt in einer Höhe von 100 m über Grund und die optische Dicke ist 16.8 bei 550 nm.

In Abb. 3 ist zu erkennen, daß die Modellsimulation eine leichte spektrale Abhängigkeit des Wolkeneinflusses zeigt. Die im UV-A zu erkennende kontinuierliche Zunahme von μ mit kürzer werdender Wellenlänge ist durch die Zunahme der Rayleigh-Streuung ($\approx \lambda^{-4}$) bedingt. Im UV-B nimmt μ aufgrund der stärker werdenden Ozon-Absorption wieder zu. Diese Ergebnisse konnten auch von experimenteller Seite her bestätigt werden [Seckmeyer et al., 1996]. Allerdings ist zu bedenken, daß bei der Messung eines UV-Spektrums mit einem Monochromator jede Wellenlänge einem bestimmten Zeitpunkt zuzuordnen ist. Bei der Dauer einer Messung von mehreren Minuten können sich die atmosphärischen

Bedingungen, vor allem bei Bewölkung, ändern. Eine in der Messung gefundene Wellenlängenabhängigkeit des Wolkeneinflusses kann insofern auch durch leichte Änderungen der optischen Dicke der Wolke während der Messung hervorgerufen werden.

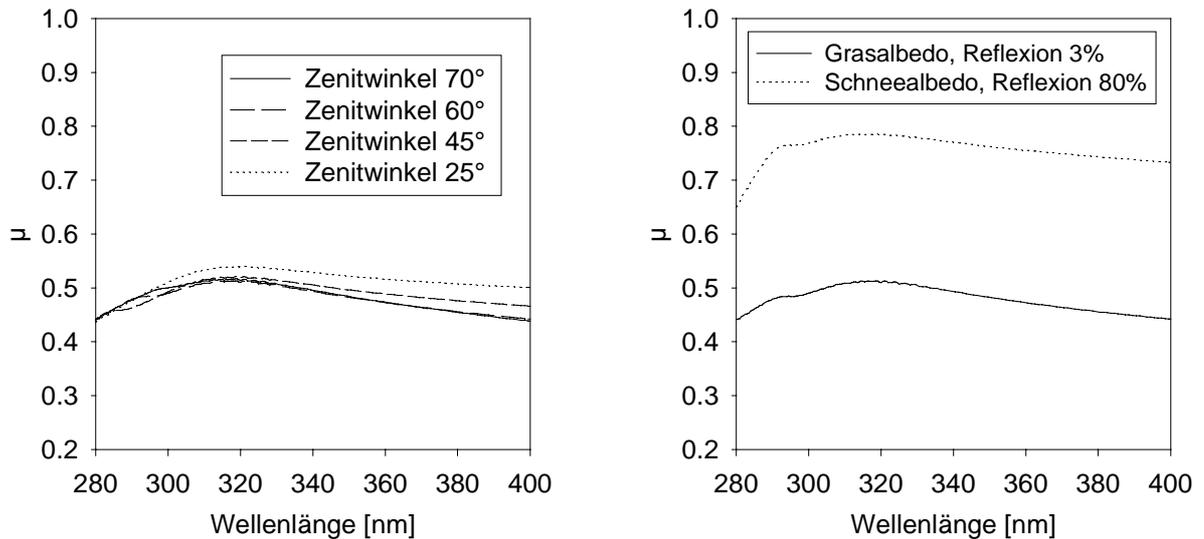


Abb. 3: Verhältnis zwischen der spektralen UV-Globalstrahlung am Boden bei homogener Stratus-Bewölkung und der spektralen UV-Globalstrahlung bei wolkenlosen Verhältnissen, bei sonst gleichen atmosphärischen Bedingungen (μ).
Links: Abhängigkeit vom Sonnenzenitwinkel,
Rechts: Abhängigkeit von der Bodenalbedo bei einem Sonnenzenitwinkel von 60°.

Eine klare Abhängigkeit von μ vom Sonnenzenitwinkel ist nicht zu erkennen. Zwar nimmt der Anteil der nach oben gerichteten, rückgestreuten Strahlung im Niveau der Wolkenobergrenze mit größerem Sonnenzenitwinkel zu. Damit wäre eine deutliche Abnahme von μ mit größeren Zenitwinkeln zu erwarten. Andererseits führen die große Anzahl von Streuprozessen zu einer homogeneren Verteilung der nach unten gerichteten diffusen Strahlung im Niveau unterhalb der Wolke. Aufgrund der Kosinus-Wichtung bei der Globalstrahlung führt die veränderte Richtungsverteilung zu einem relativ höheren Signal, da die Photonen im wolkenlosen Fall tendenziell unter großen Zenitwinkeln auf den Detektor treffen. Beide Effekte, die geringere Anzahl von Photonen und die andere Wichtung, scheinen sich größtenteils zu kompensieren, so daß keine klare Sonnenzenitwinkel-Abhängigkeit von μ zu erkennen ist. Dies gilt allerdings nur für homogene Bewölkung, eine Übertragbarkeit dieser Aussagen auf durchbrochene Bewölkung ist nicht gegeben. Die Abhängigkeit von μ gegenüber der Bodenalbedo ist demgegenüber nach Abb. 3, rechts, signifikant. Mit zunehmendem Reflexionsgrad des Bodens nimmt μ zu, d.h. die Schwächung der Strahlung aufgrund des Wolkeneinflusses nimmt ab. Verursacht wird dieser Effekt durch Vielfach-

reflexionen von Photonen zwischen dem Boden und der Wolkenuntergrenze [Forster, 1995].

Für die Simulation von geschlossener Bewölkung im aktuellen Fall ist die Kenntnis der optischen Dicke der Wolke von entscheidender Bedeutung. Diese Größe steht in der Regel aber entweder gar nicht zur Verfügung oder, abgeleitet aus Satellitenmessungen, nur mit einer relativ hohen Ungenauigkeit von 30-40% [Kriebel, 1997]. Die zeitlich hohe Variabilität der Bewölkung und die oftmals geringe Anzahl der Satellitenüberflüge an einem bestimmten Ort erhöhen die Unsicherheit zusätzlich. Deshalb wird für die praktische Anwendung die optische Dicke der Wolken meist aus der beobachteten Wolkenart geschätzt. Diese Wolkenbeobachtungen werden routinemäßig von den Wetterdiensten erfaßt. Aus der Kombination mit klimatologischen Werten für die geometrische Dicke, Tropfenspektrum und Flüssigwassergehalt können mit Hilfe von Mie-Rechnungen unter Annahme kugelförmiger Tropfen je nach Wolkenart klimatologische Werte der optischen Dicke angegeben werden. Für Eiswolken, für die die Annahme kugelförmiger Teilchen auf keinen Fall gerechtfertigt ist, wird in der Regel ein 'Ray-Tracing' Verfahren gewählt. Tab. 1 gibt eine Zusammenfassung der am Meteorologischen Institut München entwickelten Klimatologie optischer Dicken von Wolken. Hierbei bezeichnet r_m den mittleren, r_{eff} den effektiven Radius der Tropfengrößenverteilung, α und γ sind Parameter der Gamma-Verteilung, N_0 die Tropfenzahl, LWC der Flüssigwassergehalt, h die Höhe der Wolkenuntergrenze, z die vertikale Erstreckung der Wolke, σ die Extinktion und τ die resultierende optische Dicke der Wolke bei 550 nm. Die Daten für die Tabelle sind [Reuder et al., 1998] entnommen.

Wolken- typ	cirrus	cirro- cum.	cirro- stratu s	alto- cumulus	alto- stratus	nimbo- stratus	strato- cumulus	stratus	cumulus (medio- cris)	cumulo- nimbus
Bez.	ci	cc	cs	ac	as	ns	sc	st	cu	cb
r_m [μm]				4.80	4.68	3.53 10.40	3.53	4.70	4.80	4.00 20.00
r_{eff} [μm]				5.77	5.19	4.00 12.68	4.00	7.33	5.77	6.00 30.00
α				5	7	8 4	8	5	5	6 6
γ				2.16	2.64	2.15 2.34	2.15	1.05	2.16	1.00 1.00
N_0 [cm^{-3}]				150	300	265 65	400	250	400	60 15
LWC [g/m^3]				0.10	0.15	0.50	0.092	0.28	0.26	1.21
h [km]	8	8	7	4	4	1	1	0.7	1.2	1.2
z [km]	1	0.3	2	0.5	0.5	2	0.5	0.4	0.8	4
σ [1/km]	0.72	0.72	0.72	27.0	47.4	79.0	37.5	59.5	72	9.9 62.3
τ	0.70	0.20	1.40	13.50	23.70	158.00	18.80	23.80	57.60	288.80

Tab. 1: Klimatologische mikro- und makrophysikalische Eigenschaften von Wolken, zusammen mit den durch Mie-Rechnungen (Wasserwolken), bzw. 'Ray-Tracing' Methode (Eiswolken) ermittelten resultierenden optischen Dicken der Wolken

Die Verwendung dieser optischen Dicken im Strahlungsübertragungsmodell ermöglicht die Vergleichbarkeit von Messung und Modellierung bei 8/8 Bewölkungssituationen. Abb. 4 zeigt einen diesbezüglichen Vergleich mit Mittagswerten des UV-B-Integrals, gemessen am Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg für die Jahre 1990 bis 1995.

Es ist zu erkennen, daß die Abweichungen im Einzelfall beträchtlich sein können. Bei hohem Meßsignal (kleiner Sonnenzenitwinkel) verbleiben die Abweichungen in der Regel im Rahmen von ca. $\pm 50\%$. Bei niedrigem Meßsignal (großer Sonnenzenitwinkel) können Meßsignal und Simulation auch um mehr als einen Faktor 2 differieren. Die Häufung der Fälle mit Quotienten kleiner 1, also einem im Vergleich zur Simulation niedrigeren Meßwert, ist dadurch zu erklären, daß bei der Bodenbeobachtung im Falle einer 8/8 Bedeckung darüberliegende Wolkenschichten nicht mehr erfassbar sind. Diese können aber die effektive optische Dicke der Wolken gegenüber dem klimatologischen Mittelwert für eine bestimmte Wolkenart systematisch erhöhen.

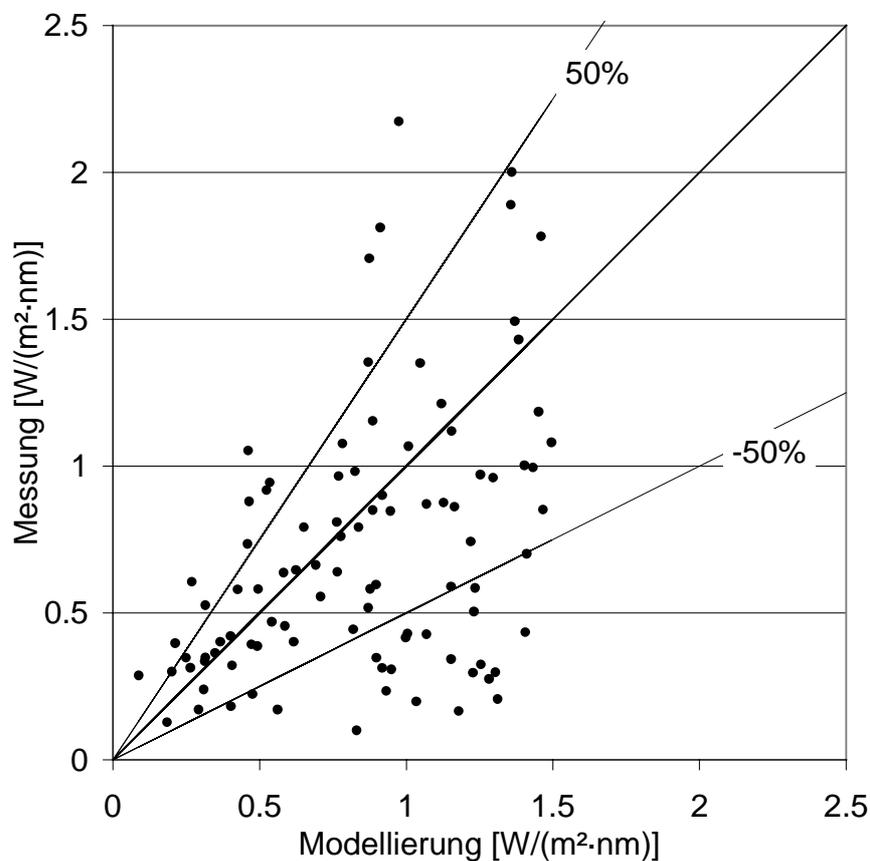


Abb. 4: Vergleich von modellierten und gemessenen Mittagswerten des UV-B-Integrals (290 - 320 nm) an der Station Hohenpeißenberg für die Jahre 1990 bis 1995, wenn 8/8 Bedeckungsgrad in einer Wolkenschicht gemeldet wurde. Die mittlere Gerade gibt die optimale Übereinstimmung zwischen Messung und Modellierung wieder, die obere und untere Gerade repräsentieren die $\pm 50\%$ Toleranz-Grenze.

Dieses Problem reduziert sich bei der Betrachtung durchbrochener Bewölkung. Je geringer der Bedeckungsgrad, desto unwahrscheinlicher der Fall, daß eine ebenfalls vorhandene darüberliegende Bewölkung nicht beobachtbar ist. Um solche Fälle nachmodellieren zu können, muß ein Algorithmus verwendet werden, der im Mittel die Strahlungswirkung durchbrochener Bewölkung abhängig vom Bedeckungsgrad beschreibt. Zusätzlich ist der Effekt verschiedener Wolken, die auf verschiedene Wolkenetagen verteilt sind, und ihre gegenseitige Wechselwirkung zu berücksichtigen. Für die Beschreibung durchbrochener Bewölkung gibt es in der Literatur vielfältige Ansätze. Eine Zusammenstellung verschiedener μ -Kurven, die eine Differenzierung nach hohen, mittelhohen und tiefen Wolken enthalten, ist in Abb. 5 gegeben. Gezeigt sind Ergebnisse von [Staiger, 1998], [Diffey, 1984], bzw. [Joseffson, 1986], [Schmetz, 1981] und [Blumthaler und Ambach, 1994], wobei auf die Zuordnung der Kurven zu den entsprechenden Autoren verzichtet wurde. Die publizierten μ -Werte einer Reihe von Autoren, die nicht zwischen Wolkenarten, bzw. Wolkenetagen unterscheiden, wurden in der Abbildung nicht berücksichtigt. In der Regel wurden die Kurven über eine diesbezügliche Auswertung von Messungen gewonnen. Die meisten Kurven zeigen eine geringe Strahlungswirksamkeit der Wolken bis zu einem Bedeckungsgrad von 3/8 und einen anschließenden stärkeren Abfall bis 8/8 Bedeckung. Bei der Differenzierung nach Wolkenetagen ist zu sehen, wie sich die Kurven für hohe

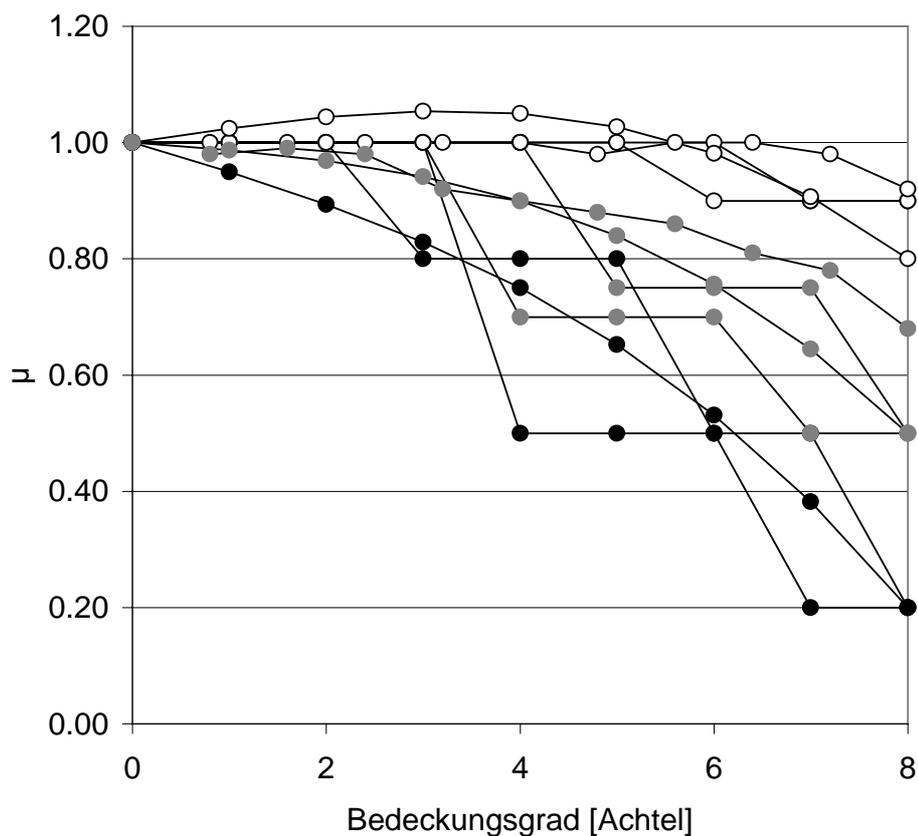


Abb. 5: μ in Abhängigkeit vom Bedeckungsgrad aus der Literatur. Offene Kreise für hohe, graue Kreise für mittelhohe und schwarze Kreise für tiefe Wolken.

Wolken (Cirren; offen Kreise), mittelhohe Wolken (Altostratus, Altostratus; graue Kreise) und die Kurven für tiefe Wolken (Cumulus, Stratus, Stratocumulus, etc.; schwarze Kreise) deutlich unterscheiden. Diese Unterschiede manifestieren sich vor allem in den Endpunkten der Kurven bei 8/8 Bedeckung, eine Folge der unterschiedlichen optischen Dicken der Wolkentypen. Die Berücksichtigung verschiedener μ -Kurven für die Modellierung durchbrochener Bewölkung bei Kenntnis der Wolkenarten reduziert folglich die Unsicherheit gegenüber der Angabe einer mittleren μ -Kurve für alle Wolkentypen. Da die μ -Werte für 8/8 Bedeckung für die unterschiedlichen Wolkenarten aus der Klimatologie (Tab. 1) bekannt sind, ist ein Algorithmus zu finden, der die verschiedenen Kurvenverläufe in Abb. 4 gut reproduziert. Am Meteorologischen Institut München wurde der Ansatz

$$\mu\left(\frac{x}{8}\right) = 1 - (1 - \mu\left(\frac{8}{8}\right)) \cdot \left(\frac{x - x_0}{8 - x_0}\right) \quad (9)$$

entwickelt. Hierbei ist x der Bedeckungsgrad in Achtel und x_0 der Wert, für den die Kurvenschar vom Anfangswert 1 abknickt (erfahrungsgemäß wird $x_0 = 2$ gewählt). Damit läßt sich für eine Wolkenart, die mit einem bestimmten Bedeckungsgrad vorkommt, ihre Strahlungswirkung beschreiben. In der Praxis kommt solch ein Fall allerdings nur selten vor, meist sind verschiedene Wolkenarten und/oder -etagen mit unterschiedlichen Bedeckungsgraden gleichzeitig zu beobachten. Deshalb wird Gleichung (9) für verschiedene Wolkenetagen i getrennt angewendet und die resultierende Strahlungswirkung über eine multiplikative Verknüpfung der einzelnen μ errechnet nach:

$$\mu = \prod \mu_i \quad (10)$$

Mit diesem Ansatz lassen sich nun Mittagswerte des UV-B-Integrals, gemessen am Hohenpeißenberg in den Jahren 1990-1995, für beliebigen Bedeckungsgrad und beliebige Bewölkungssituation nachmodellieren. Abb. 6a und 6b zeigen den Vergleich von Messung und Rechnung. Die Gesamtbedeckungsgrade von 1 Achtel bis 8 Achtel setzen sich dabei in der Regel aus verschiedenen Einzelbedeckungsgraden unterschiedlicher Wolkentypen zusammen.

Die Übereinstimmung zwischen den Modellrechnungen und den gemessenen UV-Spektren ist im wolkenlosen Fall immer besser als $\pm 20\%$ [Scheiber, 1997]. Die Größenordnung der Abweichungen ist dadurch zu erklären, daß einerseits für das Modell keine Aerosolinformation zur Verfügung stand und andererseits die Messung mit einem Brewer-Einfachmonochromator erfolgte, der bezüglich seiner Genauigkeit vor allem im UV-B-Bereich dem Doppelmonochromator unterlegen ist. Bis 3/8 Bedeckungsgrad ist die Übereinstimmung auch im Einzelfall gut, wobei mit zunehmendem Bedeckungsgrad die Ausreißer hinsichtlich zu hoch modellierter Strahlung zunehmen. Dies sind die Fälle, bei denen die Wolke die Sonne verdeckt. In der Modellierung wird dagegen zwischen dem Fall, daß die Wolke die Sonne verdeckt und daß die Sonne frei ist, nicht unterschieden. Mit weiter zunehmendem Bedeckungsgrad wird im Modell der Wolkeneinfluß durch μ , das immer deutlicher unter 1.0 liegt, zunehmend signifikant. Gegenüber den Messungen dehnen sich die Punktwolken für zu hoch modellierte Strahlung dennoch weiter aus, da mit zunehmendem Bedeckungsgrad die Wahrscheinlichkeit, daß die Wolke die Sonne verdeckt,

zunimmt. Darüberhinaus beginnt bei höheren Bedeckungsgraden auch die optische Dicke der Wolken im Einzelfall eine größere Rolle zu spielen. Gleichzeitig mehren sich auch die Fälle, bei denen das Meßsignal deutlich höher ist als die Modellierung. Dies sind Fälle, wenn die Sonne nicht von Wolken verdeckt ist und folglich kaum eine Strahlungsschwächung von den Wolken ausgeht. Darüberhinaus kann in Einzelfällen zusätzliche Reflexion an den Wolkenseitenwänden zu einer deutlichen Erhöhung des

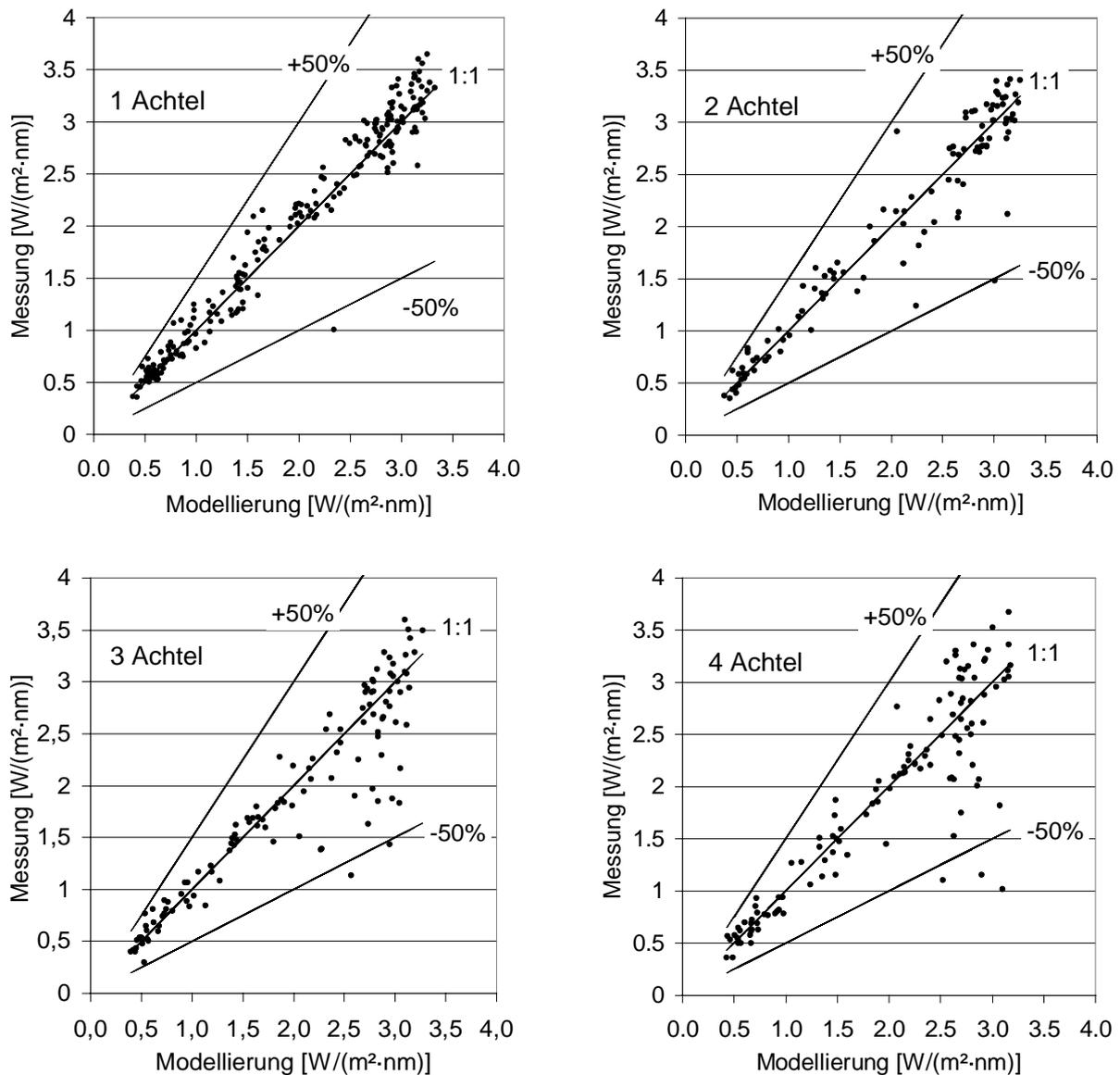


Abb. 6a: Vergleich zwischen gemessenen und modellierten Mittagswerten des UV-B-Integrals für den Standort Hohenpeißenberg in Abhängigkeit vom Gesamtbedeckungsgrad (1 Achtel links oben, 2 Achtel rechts oben, 3 Achtel links unten, 4 Achtel rechts unten).

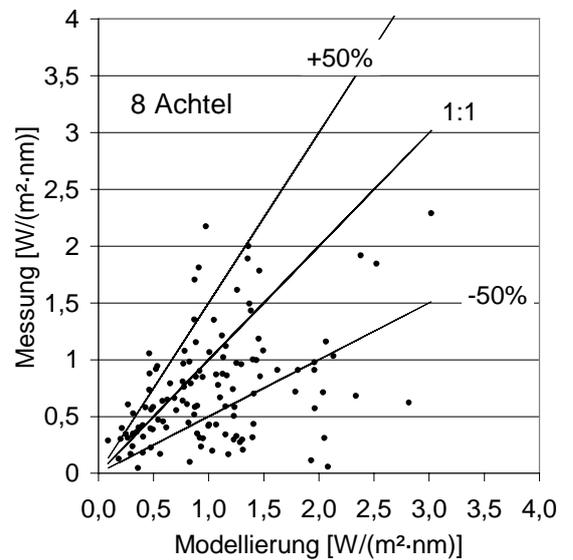
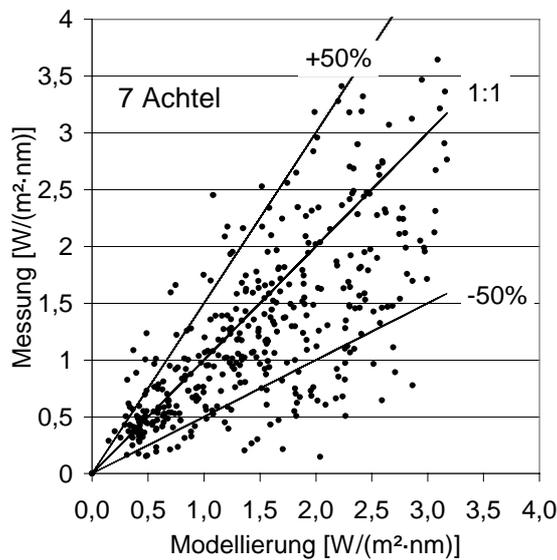
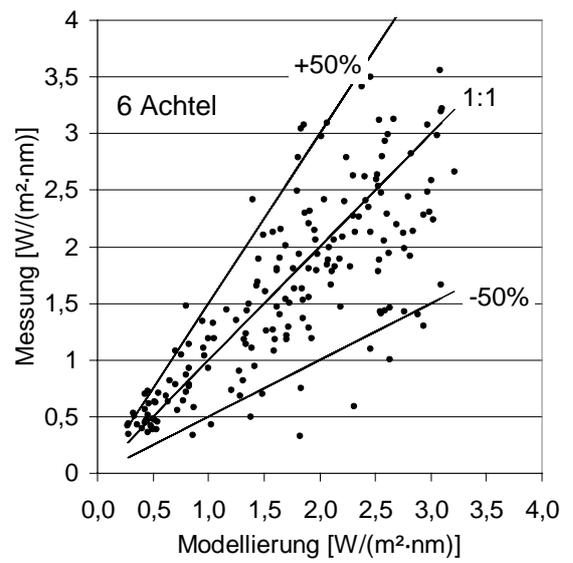
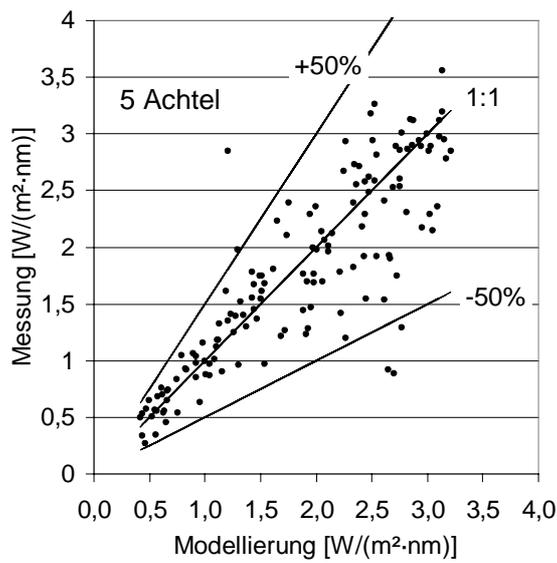


Abb. 6b: Vergleich zwischen gemessenen und modellierten Mittagswerten des UV-B-Integrals für den Standort Hohenpeißenberg in Abhängigkeit vom Gesamtbedeckungsgrad (5 Achtel links oben, 6 Achtel rechts oben, 7 Achtel links unten, 8 Achtel rechts unten).

Meßsignals führen [Mims und Frederick, 1994], was seitens der Modellierung ebenfalls nicht berücksichtigt werden kann. Bei 8/8 Bedeckungsgrad wirken die Wolken auf die UV-Globalstrahlung immer schwächend. Dennoch sind auch in diesem Fall Abweichungen zwischen Messung und Modellierung im Bereich von über $\pm 50\%$ zu erkennen. Diese resultieren aus den unbekanntem optischen Dicken der Wolken im Einzelfall und der Unkenntnis darüber, ob über der geschlossenen Bewölkung weitere Wolkenschichten liegen. Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß die bisherige, hier vorgestellte Behandlung durchbrochener Bewölkung in eindimensionalen Strahlungsmodellen auf der Basis von Routinebeobachtungen mit einigen Schwächen behaftet ist. Zwar gibt die Modellierung gute Mittelwerte des Einflusses der Bewölkung auf die UV-Strahlung, die Abweichungen im Einzelfall sind allerdings enorm. Die Gründe dafür sind, daß die optischen Dicken der Wolken und die genauen Positionen am Himmel im Einzelfall immer unbekannt sind. Dies kann zu großen Abweichungen bei einzelnen UV-Spektren führen. Die notwendige Kombination der μ einzelner Wolkenarten zu einem gesamten μ , die hier über einen multiplikativen Ansatz erfolgte, ist nur eine grobe Näherung für Wechselwirkungsprozesse mehrerer Wolkenschichten. Bekannte Sensitivitäten, z.B. gegenüber der Bodenalbedo, die μ stark beeinflußt, können nicht berücksichtigt werden. Darüberhinaus gibt es zusätzliche Einschränkungen bei durchbrochener Bewölkung. Der Wolkeneinfluß wird, auch bei durchbrochener Bewölkung, als spektral und zenitwinkelabhängig konstant angenommen. Im Rahmen dieser Arbeit wurden Algorithmen entwickelt, die diese bei der bisherigen Behandlung durchbrochener Bewölkung auftretenden Schwächen beseitigen, bzw. zumindest stark reduzieren.

2.

Methode

Der Wolkeneinfluß auf die UV-Strahlung bei eindimensionalen Modellen wurde bislang, gemäß Gleichung 8 in Kap. 1., über einen Wolkenmodifikationsfaktor μ beschrieben. Dieser Ansatz wird auch in dieser Arbeit beibehalten. Wie im vorigen Kapitel ausgeführt wurde, hängt μ nicht nur vom Bedeckungsgrad ab, sondern auch von der optischen Dicke der Wolke (Wolkenart), von der Verteilung der Wolken am Himmel und von anderen Atmosphärenparametern. Diese wechselseitigen Abhängigkeiten sollen im Rahmen dieser Arbeit in die μ -Werte eingearbeitet werden.

Hierzu ist die Bereitstellung einer großen Anzahl von μ -Werten erforderlich, deren Abhängigkeiten von den anderen Parametern dann systematisch untersucht werden kann. Die für die Berechnung von μ notwendige Größe $E(\lambda)_w$ kann mit eindimensionalen Modellen nur sehr unzureichend modelliert werden und muß deshalb aus Messungen bezogen werden. Dementsprechend wurden für bisherige Untersuchungen integrale UV-Messungen verwendet. Soll μ in seiner spektralen Abhängigkeit bestimmt werden, sind spektrale Messungen notwendig. Allerdings sind diese Messungen mit dem Problem behaftet, daß innerhalb des Meßzeitraums, der in der Regel mehrere Minuten beträgt, die Wellenlängen der Reihe nach gemessen werden. Gerade bei zeitlich stark variabler Bewölkung können die Atmosphärenbedingungen bei der Messung der kurzen Wellenlängen völlig unterschiedlich sein zu denen am Ende der Messungen im langwelligen UV. Da diese Spektren in sich nicht homogen sind, müssen sie erkannt werden und aus dem Datenmaterial zur Ableitung der μ -Werte ausgeschlossen werden.

Die zweite Größe, die benötigt wird, ist $E(\lambda)_k$, konsistent zu jedem $E(\lambda)_w$, den spektralen Messungen bei Bewölkung. In der Vergangenheit wurde $E(\lambda)_k$ ebenfalls aus integralen Messungen der UV-Globalstrahlung gewonnen. Hierzu wurde die gesamte Meßreihe nach wolkenlosen Bedingungen durchsucht. Für eine derartige Ableitung der μ ausschließlich aus Meßdatensätzen wird allerdings ein enormer Datenumfang benötigt, da zu jedem $E(\lambda)_w$ eine UV-Messung $E(\lambda)_k$ bei gleichem Sonnenzenitwinkel, Ozon, Aerosol, Albedo, etc., aber wolkenlosen Bedingungen gefunden werden muß. Die im Verlauf eines Jahres nur im Juni auftretenden niedrigsten Sonnenzenitwinkel kommen so selten vor, daß auch in einem vieljährigen Datensatz die korrespondierenden wolkenlosen Spektren kaum zu finden sind. In der Praxis wurde bisher auf eine Vergleichbarkeit von Sonnenzenitwinkel und Ozongesamtgehalt geachtet und der Einfluß von anderen Parametern, z.B. Bodenalbedo und Aerosol, vernachlässigt. Die Verwendung spektraler Messungen macht eine solche Vorgehensweise gänzlich unmöglich, da die diesbezüglichen Zeitreihen der UV-Messungen in der Regel noch kürzer sind als bei integralen Messungen. Da im wolkenlosen Fall die Messung mit einer hohen Genauigkeit mit Hilfe von Strahlungsmodellen simuliert werden kann, ist es nicht notwendig, sich für das Auffinden eines repräsentativen Spektrums ohne Wolkeneinfluß auf Messungen zu beschränken. Die Verwendung simulierter Spektren bietet den Vorteil, daß zu jedem gemessenen UV-Spektrum bei Bewölkung das entsprechende Spektrum bei wolkenlosen Bedingungen angegeben werden kann. Voraussetzung für eine hohe Qualität der Simulation von Messungen sind eine große Stabilität des Meßgeräts und eine gute Kalibrierung, Kenntnisse der Meßgeräteeigenschaften und eine möglichst genaue Kenntnis der für das Strahlungsmodell benötigten Eingangsgrößen. Zur Qualitätssicherung ist es notwendig, die Simulationen im Vergleich zu den Messungen der UV-Globalstrahlung bei wolkenlosen Bedingungen zu prüfen. Eventuell verbleibende, geringe systematische Abweichungen können auf diese Art und Weise korrigiert werden.

Aus der Kombination der simulierten $E(\lambda)_k$ und den gemessenen $E(\lambda)_w$ ergibt sich ein umfassendes Datenmaterial an Wolkenmodifikationsfaktoren μ bei verschiedenen Wellenlängen. Für das Auffinden von funktionalen Abhängigkeiten zwischen μ und geeigneten Eingangsgrößen wird ein entsprechendes statistisches Verfahren benötigt. Die Entscheidung fiel zu Gunsten der Analysetechnik der Neuronalen Netze. Diese haben den Vorteil, daß, anders als bei vielen anderen statistischen Verfahren, die mathematischen Beziehungen für die funktionalen Abhängigkeiten vom Neuronalen Netz durch seine Lernfähigkeit selbst gefunden werden und nicht a priori festgelegt werden müssen. Gerade bei solch komplexen Wechselwirkungen, wie dem Einfluß von inhomogenen Wolkenfeldern auf die Strahlung, ist es schwierig die Art des mathematischen Zusammenhangs zu prognostizieren. Das Neuronale Netz entwickelt Algorithmen, die bestmöglichst versuchen, aus einem Satz von Eingangsgrößen auf die Zielgröße, in diesem Fall μ bei verschiedenen Wellenlängen, zu schließen. Diese vom Neuronalen Netz entwickelten Algorithmen sollen als Aufsatz auf ein eindimensionales Strahlungsmodell verwendet werden, um UV-Spektren bei beliebigen Bewölkungssituation zu berechnen. Die resultierende Genauigkeit wird dabei natürlich von dem Informationsgehalt der Eingangsgrößen bestimmt. Deshalb werden verschiedene Netze mit unterschiedlichen Sätzen von Eingabedaten belehrt. Je nach Qualität dieser Eingabedatensätze soll das Neuronale Netz in der Lage sein, belastbare Mittelwerte von μ zu finden oder auch ein μ

für den aktuellen Fall mit möglichst großer Genauigkeit zu bestimmen. Im operationellen Einsatz bedeutet dies, daß auf die unterschiedliche Verfügbarkeit von Informationen zur Beschreibung des Wolkeneinflusses reagiert werden kann.

Die Eingabedatensätze, die dem Neuronalen Netz zur Verfügung gestellt werden, müssen sowohl eine adäquate Wolkenbeschreibung als auch Informationen über andere Atmosphärenparameter, die über Wechselwirkungen mit der Bewölkung die am Boden ankommende UV-Globalstrahlung beeinflussen, beinhalten. Die adäquate Wolkenbeschreibung sollte einfach und in möglichst hoher zeitlicher Auflösung verfügbar sein. Darüberhinaus ist es wichtig, daß diese Information im Rahmen von Vorhersagemodellen auch prognostizierbar ist. Die Verwendung der Synop-Wolkenbeobachtungen des Deutschen Wetterdienstes DWD kommt diesen Anforderungen am nächsten. Sie sind in Form stündlicher Werte verfügbar und werden in dieser zeitlichen Auflösung vom DWD auch prognostiziert. Dennoch ermöglicht diese Art der Wolkenbeobachtung alleine dem Neuronalen Netz bestenfalls die Entwicklung von Algorithmen, die verlässliche Mittelwerte von μ in Abhängigkeit von der Wolkenbeschreibung bereitstellen. Für eine Bestimmung von μ für den aktuellen Fall, müssen die Eingabedatensätze erweitert werden. Dies wird durch die Hinzunahme von einfachen, zeitlich synchronen integralen Messungen der Globalstrahlung anderer Wellenlängenbereiche ermöglicht. Da es sich dabei um relativ einfache, bzw. weitverbreitete Messungen handelt, bedeutet ihre Verwendung für eine Parametrisierung keine drastischen Einschränkungen für den späteren operationellen Einsatz.

3.

Messungen von $E(\lambda)_w$

Entsprechend den Qualitätsanforderungen hinsichtlich der UV-Messungen wurden Messungen am Fraunhofer Institut für Atmosphärische Umweltforschung, IFU, in Garmisch Partenkirchen, 47.48° N, 11.07° O, 730 m ü. NN, verwendet. Die Arbeitsgruppe von G. Seckmeyer betreibt dort einen Doppelmonochromator zur Messung der spektralen UV-Globalstrahlung. Die entscheidenden Vorteile, die zur Verwendung dieser Meßdaten führten, waren:

- Erfassung der spektralen UV-Globalstrahlung mit einem Bentham-Doppelmonochromator, Typ DTM300, in Routinebetrieb seit April 1994 mit ca. 50 Spektren pro Tag. Als Eingangsoptik ist ein Cosinus-Diffusor D1, Naturquartz, der Firma Gigahertz-Optik eingebaut. Der Detektor ist ein Bialkali-Photomultiplier, Typ 9205QB von EMI. Sämtliche Messungen erfolgten mit Hilfe der Chopper/Lock-In Technik. Die Zeitdauer für die Messung eines Spektrums von 285 bis 410 nm beträgt ca. 6 bis 10 Minuten. Die Nachweisgrenze liegt bei $1 \mu\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{nm}^{-1}$.
- Hohe Qualität der Messungen, dokumentiert unter anderem durch die Teilnahme an zahlreichen nationalen und internationalen Meßgerätevergleichen [Seckmeyer et al.,

1994], [Gardiner und Kirsch, 1995], [Leszczynski et al., 1995], [Webb, 1997], [Seckmeyer et al., 1998]. Im Routinebetrieb wird nach jeder UV-Messung die Stabilität der Absolutempfindlichkeit anhand der wöchentlich durchgeführten Kalibrierungen überprüft. Des Weiteren erfolgt die Kosinus-Korrektur der globalen Bestrahlungsstärke, eine Korrektur des Einflusses der Horizonteinschränkung, sowie eine Korrektur der Wellenlängenzuordnung durch Vergleich des gemessenen Spektrums mit der Fraunhoferstruktur des extraterrestrischen Spektrums. Im Rahmen dieser Arbeit werden allerdings die Korrekturen bzgl. der Kosinusempfindlichkeit und der Horizonteinschränkung nicht angewendet, da die realen Umgebungsbedingungen und die realen Meßgeräteeigenschaften bei der Simulation von $E(\lambda)_k$ mitberücksichtigt werden (siehe Kap. 4).

Zudem bietet der Standort Garmisch-Partenkirchen weitere Vorteile hinsichtlich der Bereitstellung von Eingangsdaten für das Strahlungsübertragungsmodell, sowie der Erweiterung der Eingangsdatensätze für das Neuronale Netz mit Messungen der integralen Globalstrahlung:

- Routinemäßige Erfassung der spektralen direkten UV-Strahlung mit einem Sun-Tracker der Firma PRC Krochmann als Eingangsoptik im wechselseitigen Betrieb mit den UV-Globalstrahlungsmessungen. Hieraus wird, wenn die Sonne nicht durch Wolken verdeckt ist, mit Hilfe des Lambert-Beer'schen Gesetzes, der Ozongesamtgehalt [Mayer und Seckmeyer, 1996], sowie die spektrale optische Dicke des Aerosols [Mayer et al., 1997] in zeitlich hoher Auflösung abgeleitet.
- Solare Globalstrahlung, sowie deren direkter Anteil, zeitlich hochaufgelöst gemessen mit einem Pyranometer des Typs Kipp&Zonen CM 11 und einem baugleichen Pyranometer mit Sonnennachführung.
- Globalstrahlung im sichtbaren Spektralbereich, gewichtet mit der Augenempfindlichkeit (Beleuchtungsstärke), zeitlich hochaufgelöst gemessen mit einem Luxmeter PRC Krochmann 910 G.

Für eine genauere Beschreibung des Meßortes, der Meßsysteme und der entwickelten Algorithmen zur Qualitätssicherung der UV-Messungen sowie der Kalibrierverfahren sei auf entsprechende Publikationen des IFU verwiesen [Seckmeyer und Bernhard, 1993], [Seckmeyer und Kettner, 1994], [Seckmeyer et al., 1996]. Ein Nachteil, der durch die Wahl der IFU-Daten in Kauf genommen wird, ist die spezielle Tallage am Rande der Alpen, die sowohl hinsichtlich der Aerosol- als auch der Wolkenbedingungen möglicherweise nicht als repräsentativ zu werten ist. Stärkere Aerosolabsorption, verursacht durch Rußteilchen, ist in den Alpentälern in der Regel kaum zu finden [Hänel, 1988]. Die auftretende Bewölkung kann durch orografische Effekte mitbestimmt sein.

Die Messungen der spektralen UV-Globalstrahlung bei Bewölkung repräsentieren das Datenmaterial für $E(\lambda)_w$. Allerdings dürfen nur diejenigen gemessenen Spektren, die für eine Interpretation des Wolkeneinflusses geeignet sind, für die Ableitung der μ -Werte verwendet werden. Durch die Horizonteinschränkung am Meßort aufgrund der

umliegenden Berge, ist der Zeitpunkt zu ermitteln, ab dem nicht nur diffuse Strahlung, sondern auch der direkte Strahl den Meßempfänger trifft. Vor allem im Winter ist dieses tägliche Zeitfenster äußerst kurz. Die gemessene direkte Strahlung gibt in den meisten Fällen aufgrund von Bewölkung keinen eindeutigen Aufschluß darüber, wann die Sonne nicht mehr von den umgebenden Bergen verdeckt ist. Zur Klärung dieser Frage wurde deshalb im Rahmen dieser Arbeit von der Dachplattform des Fraunhofer-Instituts, auf dem die UV-Meßgeräte stehen, die Horizonteinschränkung mit Hilfe eines Theodoliten vermessen. Abb. 7 zeigt das diesbezügliche Ergebnis zweier unabhängiger Messungen. Die Übereinstimmung der Elevationswinkel beider Messungen ist besser als 0.5° . Die azimutale Auflösung der Daten beträgt 1° . Mit diesen exakten Messungen der Horizontüberhöhung wurde es über die Kopplung eines Sonnenhöhenprogramms möglich, für jeden Zeitpunkt zu bestimmen, ob die Sonne über den umgebenden Bergen steht. Nur diejenigen gemessenen Spektren werden verwendet, bei denen die Sonne mindestens 2° über der Horizontlinie stand.

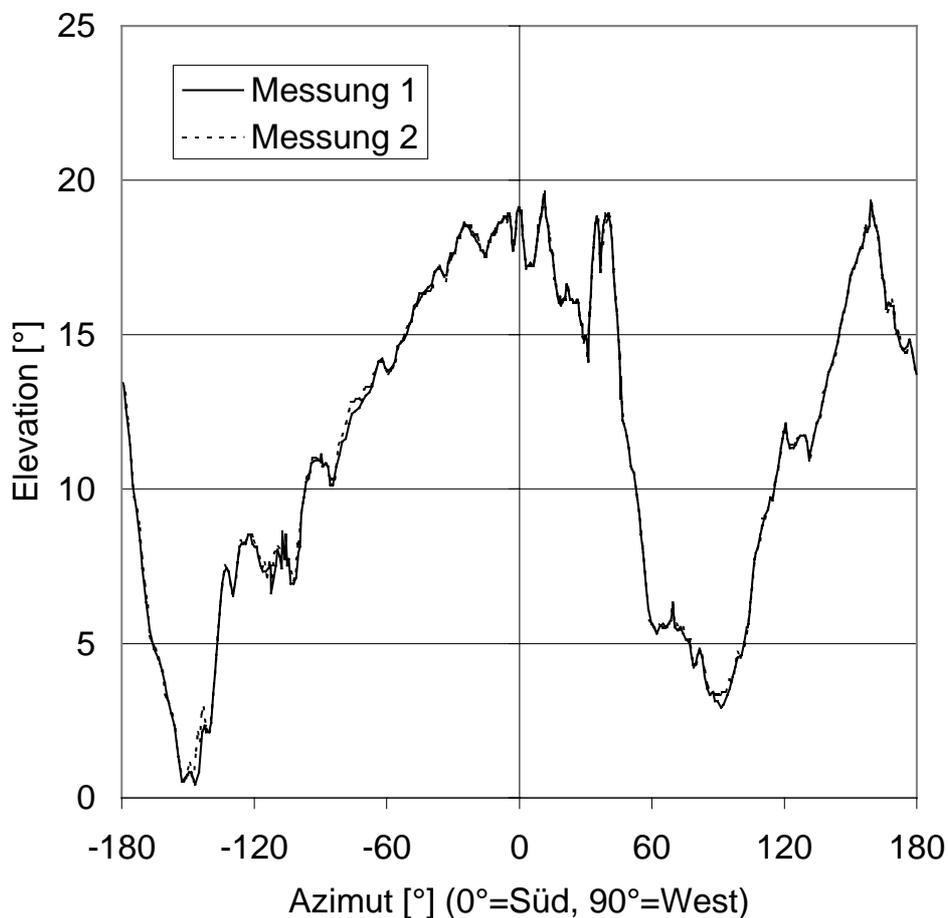


Abb. 7: Gemessene Horizontüberhöhung in Grad von der Dachplattform des IFU aus gesehen. Deutlich zu erkennen ist das Wettersteinmassiv im Süden und die fast 2000 m hohe Kramerspitze im Nordwesten.

Das zweite Kriterium für die Interpretierbarkeit der gemessenen UV-Spektren ist, daß während der UV-Messung die Atmosphäre weitgehend stabil bleibt. Da es sich bei den UV-Messungen am IFU um relativ langsame Messungen handelt (ca. 6 bis 10 min pro Spektrum) und gerade bei durchbrochener Bewölkung die atmosphärischen Bedingungen während eines solch langen Zeitraums sehr instabil sein können, ist die Gefahr gegeben, zeitliche Inhomogenitäten als spektralen Effekt des Wolkeneinflusses zu interpretieren. Zwar ist zu erwarten, daß sich im Rahmen der späteren statistischen Behandlung diesbezügliche Inhomogenitäten in den Daten teilweise ausmitteln, dennoch ist es wichtig ein Kriterium zu schaffen, das völlig instabile Spektren, bei denen z.B. während der UV-Messung eine Wolke vor die Sonne zog, von den Betrachtungen ausschließt. Hierzu wurden die einminütigen Werte der integralen solaren Globalstrahlung, gemessen mit dem Pyranometer, so aufbereitet, daß Mittelwert und Standardabweichung über den Zeitraum der UV-Messung zur Verfügung stand. Als Kriterium für ein stabiles Spektrum darf der Quotient aus Standardabweichung und Mittelwert der Pyranometermessungen eine bestimmte Grenze nicht unterschreiten. Verschiedene Versuche haben gezeigt, daß eine Grenze von 0.05 den Anforderungen gut Rechnung trägt.

Zu jeder Messung bei Bewölkung muß das entsprechende UV-Spektrum bei wolkenlosen, sonst aber gleichen atmosphärischen Bedingungen simuliert werden. Eine entsprechende Herausforderung bei der Modellierung stellen diejenigen Spektren dar, die bei Schneebedeckung gemessen wurden. Da Informationen hinsichtlich der Schneebedingungen nur einmal täglich verfügbar sind, müssen Tage, an denen sich die Schneelage durch Abschmelzen oder Neuschnee stark ändert, ebenfalls aus dem Datenmaterial zur Bereitstellung der μ -Werte eliminiert werden. Die genauen Kriterien hierfür werden in Kap. 4.6 erörtert.

Durch diese Maßnahmen reduziert sich das gesamte verfügbare Datenmaterial an gemessenen UV-Spektren bei Bewölkung drastisch. Von den verfügbaren fast 40.000 UV-Messungen können weniger als 10.000 für die weiteren Untersuchungen verwendet werden.

4.

Simulationen von $E(\lambda)_k$

Für die Bestimmung der Wolkenmodifikationsfaktoren μ , die für die statistische Untersuchung bereitzustellen sind, muß zu jedem gemessenen UV-Spektrum bei Bewölkung $E(\lambda)_w$ ein UV-Spektrum $E(\lambda)_k$ modelliert werden. Es handelt sich dabei um eine Simulation der bodennahen UV-Globalstrahlung für die gleiche, aber wolkenlose Atmosphäre, wie das Meßgerät sie sehen würde. Die Qualität der μ -Werte hängt insofern primär von der Qualität der simulierten UV-Spektren $E(\lambda)_k$ ab. Um diese hohe Qualität zu gewährleisten müssen die Eingangsparameter für das Strahlungsmodell möglichst genau bekannt sein. Neben dem Sonnenzenitwinkel, der aus der Zeitangabe genau bestimmt werden kann, sind dies die Ozon-, Aerosol- und Albedobedingungen. Die Bodenalbedo ist von Wichtigkeit bei Schneebedeckung. Im schneefreien Fall ist die Variationsbreite der Albedo so klein [Blumthaler und Ambach, 1988], [Doda und Green, 1980], daß sie kaum Auswirkungen auf die UV-Strahlung hat. Beim Ozon ist es entscheidend, den Ozongesamtgehalt möglichst genau zu kennen, die Höhenverteilung spielt nur eine untergeordnete Rolle [Schwander et al., 1997]. Der Ozongesamtgehalt steht am IFU in hoher zeitlicher Auflösung immer dann zur Verfügung, wenn die Sonne nicht von Wolken verdeckt ist. Ebenso ist es wichtig die optische Dicke des Aerosols und das Absorptionsverhalten des Aerosols zu kennen. Auch dies ist am IFU zumindest

näherungsweise gegeben, da die optische Dicke im UV aus der Messung der direkten Strahlung abgeleitet wird und die Aerosolabsorption in Reinluftgebieten am Rande der Alpen sehr gering ist [Hänel, 1988]. Darüberhinaus müssen die spezifischen Meßgeräteeigenschaften mitsimuliert werden. Unter Berücksichtigung aller Eingangsdaten, die für das Strahlungsmodell zur Verfügung stehen und in den nächsten Kapiteln diskutiert werden, ist zu erwarten, daß die Unsicherheit der modellierten Spektren bei wolkenlosen Bedingungen im Integral kleiner als $\pm 5\%$ sind [Schwander *et al.*, 1997].

4.1. Strahlungsübertragungsmodell

Als Strahlungsübertragungsmodell dient das am Meteorologischen Institut München entwickelte und weiter verfeinerte Modell STAR, System for Transfer of Atmospheric Radiation [Ruggaber *et al.*, 1994]. Es handelt sich hierbei um ein Matrix-Operator-Modell, basierend auf der 'Discrete Ordinate'- und 'Adding'-Methode [Nakajima und Tanaka, 1988]. Für die Berechnungen im Rahmen dieser Arbeit arbeitet das Modell mit 33 horizontal homogenen Schichten, wobei eine quasi-sphärische Approximation angewendet wird. Der Strahlungstransfer wird unter Berücksichtigung der Absorption durch Gase (z.B. Ozon) und Aerosolteilchen, der Streuung an Luftmolekülen und Aerosolen und einer isotropen Reflexion des Bodens berechnet. Weiterhin werden die Meßgeräteeigenschaften und Standortbedingungen berücksichtigt. Dies umfaßt die Kosinus-Empfindlichkeit des Detektors, die Spaltfunktion und die Horizonteinschränkung.

Da die aus den Strahlungsmodellierungen in Kombination mit den UV-Messungen resultierenden μ zwar spektral abhängig sein können, aber keine hochfrequente spektrale Struktur aufweisen, kann der numerische Aufwand geringer gehalten werden, indem nur an einigen spektralen Stützstellen modelliert wird, um später mit einer geeigneten Interpolations-Routine spektral hochaufgelöste μ zu erhalten. Als Stützwellenlängen wurden 300 nm, 305 nm, 310 nm, 321 nm, 342 nm und 380 nm gewählt. Für die kürzeste Wellenlänge 300 nm liefert die Messung bei flacher Sonne ein gerade noch verwertbares Signal.

4.2. Simulation der Meßgeräteeigenschaften und Standortbedingungen

Bei der Globalstrahlung werden die Photonen entsprechend dem Kosinus ihres Einfallswinkels auf den Detektor gewichtet. Photonen, die senkrecht von oben auf den Detektor fallen, tragen damit voll zum Signal bei, während Photonen, die von der Seite am Detektor auftreffen, nur einen schwachen Beitrag zum Signal liefern. Bei den gemessenen Spektren $E(\lambda)_w$ weicht, aufgrund der Eingangsoptik, die Wichtung mehr oder weniger stark vom idealen Kosinus ab. Kosinus-Korrekturen, die auf die gemessenen UV-Spektren angewendet, haben den Nachteil, daß die diffuse Strahlung, die auf den Detektor trifft, als isotrop angenommen wird. Dies ist aber in der Wirklichkeit nicht gegeben [Blumthaler *et al.*, 1996]. Da bei der Modellsimulation die diffuse Strahlung in Abhängigkeit vom Raumwinkel ohnehin berechnet wird, ist die Simulation einer Empfänger-geometrie mit nicht-idealer Kosinusempfindlichkeit, wie sie beim Meßgerät vorliegt, äußerst effizient. Die vermessene Kosinusempfindlichkeit des Detektors wurde für die Modellierung als eigene

Empfängergeometrie definiert, die sich von der Globalstrahlung in dem Maß unterscheidet, wie der reale Kosinus vom idealen Kosinus abweicht.

Bezüglich der Horizonteinschränkung ist es im Modell möglich, diffuse Strahlung, die aus den diesbezüglichen Raumrichtungen auf den Empfänger trifft, zu unterbinden. Insofern werden die umgebenden Berghänge als schwarze, i.e. nicht reflektierende Flächen modelliert aus deren Richtung keinerlei diffuse Strahlung auf den Detektor trifft. Der Einfluß der Horizonteinschränkung wird somit überschätzt. Dabei ist zu bedenken, daß Strahlung, die den Detektor mit flachem Eintrittswinkel trifft, mit dem Kosinus des Eintrittswinkels gewichtet wird, folglich also kaum einen Beitrag zum Gesamtsignal liefert. Die leichte Überschätzung des Effekts der Horizontüberhöhung wird folglich in Kauf genommen und die Messung in Abb. 7 wird bei den Strahlungsmodellierungen zur Abschattung der diffusen Strahlung verwendet. Dabei wird die Erhöhung der Horizontlinie im Modell azimuthal gemittelt berücksichtigt.

Eine wichtige Meßgeräteeigenschaft ist die Spaltfunktion. Das Meßgerät 'sieht' nie nur die Strahlung einer bestimmten Wellenlänge, sondern einen mehr oder weniger breiten Spektralbereich, wobei die Empfindlichkeit zu beiden Seiten in der Regel stark abnimmt. Bei sehr großen Unterschieden in der Intensität der Strahlung innerhalb eines sehr kleinen spektralen Bereiches, wie es bei der UV-B-Kante unterhalb ca. 310 nm der Fall ist, kann die Spaltfunktion zu systematischen Fehlern führen. Dort, wo dies nicht der Fall ist, z.B. im UV-A-Bereich, führt die Spaltfunktion in der Regel zwar zu keinen systematischen Unterschieden im Integral, wohl aber bei der Betrachtung einzelner Wellenlängen. Dies wird hervorgerufen durch die Fraunhofer-Struktur des Sonnenspektrums. Die einzelnen Emissions- und Absorptionslinien bringen auch hier innerhalb sehr kleiner spektraler Bereiche so große Intensitätsunterschiede mit sich, daß ein Vergleich einzelner Spektralwerte, die mit Meßgeräten mit unterschiedlichen Spaltfunktionen gemessen wurden, Abweichungen in der Größenordnung bis zu 20% aufzeigen [Seckmeyer *et al.*, 1998]. Simulationen mit verschiedenen Formen von Spaltfunktionen (Dreieck, Gaußkurve, real gemessen) zeigen, daß die genaue Form kaum Einfluß auf die Strahlungswerte hat. Demgegenüber spielt die Breite der Spaltfunktion die entscheidende Rolle. Als charakteristische Breite wird der Begriff der Halbwertsbreite verwendet. Sie ist die Breite der Spaltfunktion an der Stelle, an der diese nur noch die halbe Intensität, verglichen zur maximalen Empfindlichkeit, durchläßt. In den Modellierungen wurde eine Gaußkurve mit einer Halbwertsbreite von 0.6 nm, identisch zum gemessenen Wert der Halbwertsbreite der Spaltfunktion des UV-Meßgerätes, verwendet. Die Berücksichtigung der Spaltfunktion des Meßgerätes macht es erforderlich, nicht nur die Spektralwerte zu modellieren, sondern hochaufgelöst einen gewissen spektralen Bereich um diejenige Wellenlänge, die von Interesse ist. Eine diesbezügliche Sensitivitätsstudie hat gezeigt, daß es ausreichend ist, diesen Bereich auf ± 2 nm zu beschränken, wenn mit einer Auflösung von 0.25 nm gerechnet wird.

4.3. Simulation der Atmosphärenbedingungen

Das Strahlungsmodell benötigt eine Reihe von Parametern, die den Zustand der Atmosphäre beschreiben, und die für die Modellierungen bereitgestellt werden müssen. Der Sonnenzenitwinkel ist praktisch fehlerfrei aus dem genauen Zeitpunkt der UV-Strahlungsmessung herleitbar. Durch die Zeitdauer der UV-Messung ist jede zu modellierende Wellenlänge mit einem bestimmten Sonnenzenitwinkel verknüpft. Somit wird jede Wellenlänge des UV-Spektrums mit dem exakten Sonnenzenitwinkel zum Zeitpunkt der Messung simuliert. Lediglich im Bereich von ± 2 nm um diese Wellenlänge wird der Sonnenzenitwinkel als konstant angenommen.

Der lokale Ozongesamtgehalt liegt in der Regel zeitlich hochaufgelöst durch die Auswertung der direkten UV-Strahlung vor. Lediglich, wenn die Sonne von Wolken verdeckt ist, ist der Ozongesamtgehalt nicht verfügbar. Es wird mit dem Ozongesamtgehalt modelliert, der während des Tages am nächsten zum Zeitpunkt der UV-Messung liegt. Hierzu muß während des Tages mindestens ein Ozonwert verfügbar sein. Die Tage, an denen zu keinem Meßzeitpunkt die Sonne frei war, könnten folglich auf diese Art nicht modelliert werden. Dies sind insbesondere die meisten Fälle mit vollständiger Bedeckung. Da solche Situationen oft über mehrere Tage anhalten, erschien es nicht sinnvoll, den Ozongesamtgehalt für die fehlenden Zeiträume zu interpolieren, da der Ozongesamtgehalt eine sehr starke Variabilität innerhalb weniger Tage aufweisen kann [Reed, 1950]. Dies kann im Einzelfall zu gravierenden Unterschieden zwischen Messung und Modellierung im UV-B-Bereich führen. Da sich das meiste Ozon in der Stratosphäre befindet, ist die räumliche Variabilität bei weitem kleiner. Deshalb wurde versucht, die fehlenden Ozonwerte mit Hilfe der nächstliegenden Ozonmeßstation, in diesem Fall der des Meteorologischen Observatoriums Hohenpeißenberg (MOHp), aufzufüllen. Die geographischen Koordinaten des MOHp sind 47.80°N und 11.02°E auf 980 m a.s.l., folglich also ca. 35 km Luftlinie vom Ort der UV-Messungen entfernt. Durch die Homogenisierung der dort gemessenen unabhängigen Brewer- und Dobson-Ozonmeßreihen zu einer gemeinsamen Zeitreihe gibt es am MOHp nur wenige Tage, an denen kein Ozonwert verfügbar ist. Allerdings müssen die MOHp-Werte relativ zu den Garmischer Ozonwerten erst homogenisiert werden, da sich beide Standorte in der Höhe über NN unterscheiden und ein anderes Auswerteprinzip für die Ozonwerte zugrundeliegt. Dazu wurden für die Jahre 1995 und 1996 Datenpaare der jeweiligen Tagesmittel des Ozongesamtgehaltes gebildet. Mittels einer linearen Regression wurde die Systematik der Unterschiede untersucht. Abb. 8 zeigt das diesbezügliche Ergebnis und die gute Übereinstimmung, wobei die Garmischer Werte systematisch höher liegen. Dies ist zu erklären mit der etwas tieferen Lage von Garmisch und dem möglicherweise etwas höheren troposphärischen Ozongehalt im Garmischer Tal aufgrund des hohen Individualverkehrs. Mit Hilfe der Regressionsbeziehung können fehlende Ozonwerte am IFU in Form eines Tagesmittelwertes aufgefüllt werden. Die wenigen Tage, bei denen auch am MOHp keine Ozonmessung erfolgte, wurden nicht modelliert und die UV-Messungen nicht benutzt. Dennoch enthält das modellierte Datenmaterial ausreichend viele Spektren bei vollständiger Bedeckung.

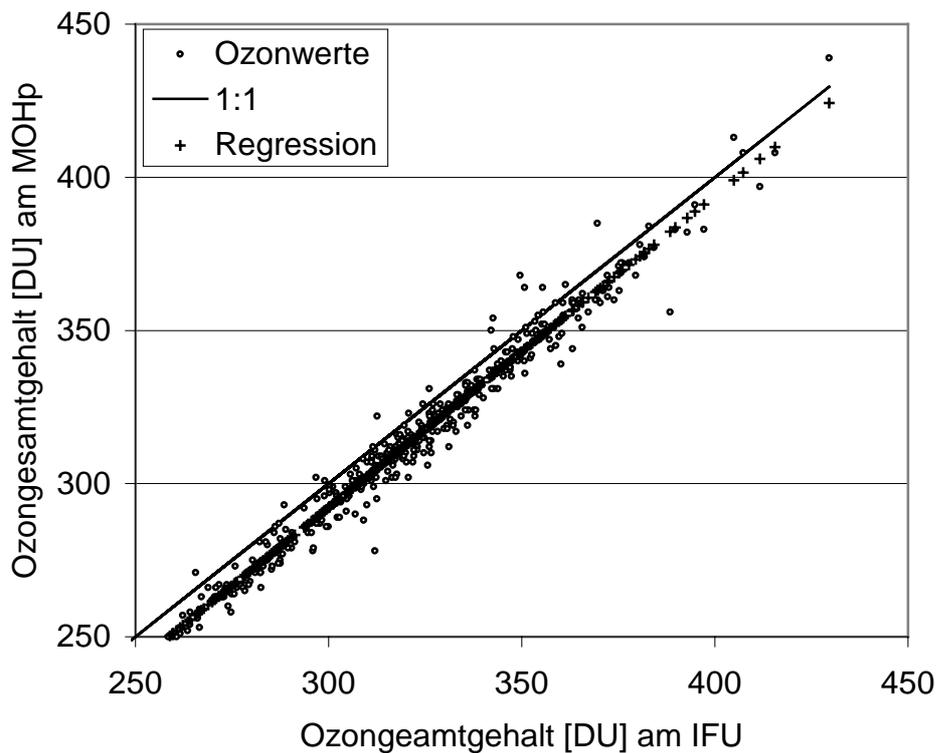


Abb. 8: Lineare Regression zwischen den gemessenen Tagesmitteln des Ozongesamtgehaltes des IFU und des MOHp.

Die Sensitivität der UV-Globalstrahlung bezüglich des Ozonprofils ist relativ gering. Deshalb wurde nicht mit aktuellen Ozonprofilen modelliert. Um aber dennoch die typische jahrszeitliche Variabilität des Ozonprofils abzudecken, wurde mit Quartalsmitteln gerechnet. Diese klimatologischen Mittelwerte entstammen der vieljährigen Meßreihe von Ozonsondenaufstiegen des MOHp [Köhler *et al.*, 1995].

Die Albedovariabilität für Bedingungen, wenn kein Schnee liegt, kann als so gering angenommen werden, daß sie kaum Auswirkungen auf die modellierte UV-Strahlung hat. Typische Werte der lokalen Albedo für Bäume, Wiesen, Asphalt etc. liegen im UV-Bereich zwischen 0 und 10%. Dies hat Auswirkungen auf die UV-Globalstrahlung, die kleiner sind als 5% (siehe Kap. 4.6). Zudem ist die Variationsbreite eines Flächenmittels der Bodenalbedo, wie sie in eindimensionalen Strahlungsmodellen zu benutzen ist, als noch geringer anzunehmen. Dieses Flächenmittel der Albedo, wie es im Rahmen von Strahlungsmodellen verwendet wird, wird künftig als regionale Albedo bezeichnet. Im Winter bei Schneebedeckung können die lokalen Albedowerte dagegen erheblich höher sein. Für sauberen Schnee sind Werte von über 90% möglich. Allerdings ist auch hier zu berücksichtigen, daß die regionale Albedo solch hohe Werte in der Regel nicht erreicht. Um auch die Winterspektren mit einer möglichst geringen Unsicherheit modellieren zu können, wurde ein Algorithmus entwickelt, der aus Routinebeobachtungen des Deutschen

Wetterdienstes, DWD, die im Modell zu verwendende Schneeralbedo parameterisiert. Dieser Algorithmus wird in Kap. 4.6 im Detail vorgestellt.

Für das vertikale Temperaturprofil und das Druckprofil wurden Standardprofile verwendet [U.S. Standard Atmosphere, 1976]. Dabei hängt die Rayleigh-optische Dicke, also diejenige optische Dicke, die ausschließlich durch die Extinktion von Luftmolekülen verursacht wird, vom barometrischen Luftdruck am Boden ab. Dieser wird von den Routinemessungen der Synop-Station Garmisch-Partenkirchen des DWD bezogen. Die Anpassung des Standard-Druckprofils auf den aktuellen barometrischen Bodendruck erfolgt durch einen Faktor, der sich aus dem Verhältnis des Bodenwertes des Standardprofils und des aktuellen barometrischen Drucks ergibt. Dieser Faktor wird auf das gesamte Profil angewendet, so daß die exponentielle Abnahme des Drucks mit der Höhe (barometrische Höhenformel) erhalten bleibt. Ebenfalls von der Synop-Station des DWD werden Feuchttemperatur und Lufttemperatur in Bodennähe bezogen. Aus diesen Größen wird über die Berechnung des Dampfdrucks und des Sättigungsdampfdrucks die relative Luftfeuchtigkeit in Bodennähe bestimmt. Der Wert für die untersten 1000 m der Atmosphäre des Standard-Feuchteprofils wird durch diesen Wert ersetzt. Die relative Feuchte beeinflusst die optischen Eigenschaften des Aerosols. Zwar ist der Einfluß auf die Aerosolextinktion bereits in den gemessenen Werten der spektralen optischen Dicke des Aerosols enthalten, durch die Berücksichtigung der relativen Feuchte können aber auch Änderungen in der Phasenfunktion des Aerosols mitmodelliert werden.

Die Aerosolbeschreibung im Modell umfaßt die Extinktion, Absorption und Streufunktionen der Aerosolteilchen, sowohl in Abhängigkeit von der Höhe in der Atmosphäre, als auch von der Wellenlänge. Da in der Regel kaum diesbezügliche Informationen verfügbar sind, werden diese Eigenschaften im Modell mit Hilfe sogenannter Aerosoltypen beschrieben. Diese gehen auf die OPAC-Datenbank zurück [Hess *et al.*, 1998]. Im Modell werden verschiedene Typen für verschiedene Etagen der Atmosphäre (Stratosphäre, freie Troposphäre und bodennahe Durchmischungsschicht) verwendet. Aus deren Mikrophysik ergibt sich aus Mie-Rechnungen die Typ-spezifische spektrale Extinktion, Absorption und Phasenfunktion, die für eine möglichst realistische Beschreibung des atmosphärischen Aerosols im Modell benutzt wird. Dieses Modellaerosol muß so angepaßt werden, daß es mit den in Garmisch gemessenen Größen kompatibel ist. Die gemessene spektrale optische Dicke des Aerosols wird am IFU in Form des Ansatzes nach Angstroem

$$\tau(\lambda) = \beta \cdot \lambda^{-\alpha} \quad (11)$$

angegeben. Die Parameter α und β sind zeitlich hochaufgelöst gegeben, vorausgesetzt die Sonne ist frei und nicht von Wolken verdeckt. Da für diese Parametrisierung am IFU der aktuelle barometrische Luftdruck nicht zur Verfügung steht, werden die vom IFU gelieferten α und β auf die aktuellen Luftdruckverhältnisse korrigiert. Diese Korrektur hat zwar nur minimale Auswirkungen, wurde aber dennoch vollzogen, weil im Rahmen der Modellierungen der barometrische Luftdruck ohnehin benutzt wurde.

Die Anpassung des Modellaerosols geschieht in Anbetracht der Überlegung, daß rund 90% der optischen Wirksamkeit des Aerosols bei nicht-vulkanischen Bedingungen durch das Aerosol in der bodennahen Durchmischungsschicht verursacht wird [Hoyningen-Huene v. et al., 1996]. Deshalb werden die Aerosolbedingungen in der Stratosphäre und in der freien Troposphäre als konstant angenommen. Das Vertikalprofil der Extinktion bei 550 nm ist Shettle, 1989, entnommen und beschreibt typische nicht-vulkanische Bedingungen. Die Extinktion bei 550 nm wird mit Aerosoltypen kombiniert, die die spektrale Abhängigkeit der Extinktion, der Absorption und der Phasenfunktion beschreiben. Für die Stratosphäre (ab 11 km) ist dies, nach OPAC-Nomenklatur, der Typ 'stratospheric background', ein Aerosoltyp, der von seiner chemischen Zusammensetzung einzig aus H₂SO₄-Tröpfchen besteht. Für die freie Troposphäre (1 km bis 11 km) wurde der Typ 'clean continental' gewählt, der typische troposphärische Hintergrund-Bedingungen beschreibt. In der bodennahen Durchmischungsschicht (bis 1 km) wird ebenfalls der Typ 'clean continental' verwendet, da Messungen des Absorptionsverhaltens des Aerosols in Alpentälern, wie Garmisch-Partenkirchen, belegen, daß das Aerosol kaum absorbiert [Busen und Hänel, 1987], [Hänel, 1988]. Das gewählte Extinktionsprofil bei 550 nm und die spektrale Extinktion des Aerosoltyps cc in der Durchmischungsschicht werden so modifiziert, daß, in Kombination mit der festgelegten spektralen optischen Dicke der darüberliegenden Atmosphäre, die gemessene spektrale optische Dicke, parametrisiert durch die Parameter α und β , repräsentiert wird. Dies geschieht unter Einbeziehung der in der Durchmischungsschicht angenommenen relativen Feuchte, da diese über die Quellung des Aerosols nicht nur Auswirkungen auf die Phasenfunktion, und das spektrale Absorptionsverhalten, sondern auch auf die spektrale Extinktion hat.

Steht an vollständig bedeckten Tagen keine Information der spektralen optischen Dicke des Aerosols zur Verfügung, so wird, anders als bei den Ozonwerten, die nächstliegende darauffolgende Information verwendet, da die Auswirkungen der Variabilität der optischen Dicke des Aerosols auf die UV-Strahlung in Garmisch bei weitem geringer sind als die des Ozongesamtgehalts. Darüberhinaus ist die Aerosol-Information von keiner umliegenden Station verfügbar, auf die zurückgegriffen werden könnte. Untersuchungen bezüglich der Auswirkungen von Niederschlag und einer damit zu erwartenden Feuchtsedimentation der Aerosolteilchen zeigen, daß für den untersuchten Zeitraum die optische Dicke des Aerosols nach Niederschlagsereignissen nicht systematisch niedriger war als davor. Deshalb wurde der Zeitpunkt des Niederschlags bei der Auffüllung fehlender Aerosolinformation nicht berücksichtigt.

4.4. Modellkonstanten

Als Modellkonstanten seien hier diejenigen Größen im Modell bezeichnet, die für alle Modellierungen konstant gehalten werden. Es handelt sich dabei um die verwendeten Ozonabsorptionsquerschnitte und das verwendete Spektrum der extraterrestrischen Sonne. Als Sonnenspektrum wurde das 'Atlas-3'-Spektrum [Van Hoosier, 1997] verwendet, das von Vakuumwellenlängen auf terrestrische Wellenlängen transformiert wurde. Dieses Spektrum wurde auch am IFU zur Korrektur der Wellenlängenverschiebung der gemessenen UV-Spektren und zur Ableitung des Ozongesamtgehaltes und der

Aerosolinformationen aus der gemessenen direkten UV-Strahlung benutzt. Als Ozon-Absorptionsquerschnitte wurde die Sammlung der Universität Bremen verwendet [Weber, 1997].

4.5. Korrekturen

Auf der Basis der beschriebenen Modellanpassungen wurde für wolkenlose Bedingungen die Übereinstimmung zwischen Messung und Simulation getestet. Damit eventuell vorhandene systematische Abweichungen, z.B. bezüglich des Sonnenzenitwinkels, gut erkannt werden konnten, sind die diesbezüglichen Untersuchungen auf Tage beschränkt, die mindestens über einen halben Tag ungestörte wolkenlose Bedingungen repräsentieren. Diese Entscheidung kann mit Hilfe der Wolkenbeobachtungen alleine nicht getroffen werden. Die Tagesgänge der direkten Strahlung, die am IFU mittels eines Pyranometers gemessen werden, geben Aufschluß darüber, ob an Tagen, an denen die Wolkenbeobachtungen immer Bedeckungsgrade kleiner als zwei Achtel angeben, das Strahlungsfeld auch tatsächlich nicht von Wolken beeinflusst ist. Weiterhin müssen Bedingungen ohne Schneebedeckung vorliegen. Eine diesbezügliche Analyse des Datenmaterials im Jahre 1995 führte zur Festlegung von sechs Tagen, bzw. halben Tagen, die diesen Kriterien entsprachen: 3. Mai, 28. Mai, 20. Juni, 8. Juli, 3. August und 12. September. Für die entsprechenden Zeiträume dieser sechs Tage wurden Simulationsrechnungen für die gewählten sechs Wellenlängen durchgeführt. Die Übereinstimmung zwischen Messung und Simulation ist in Abb. 9 dargestellt.

Die Darstellung zeigt zwei Arten von Systematik der Abweichungen. Einerseits zeigen einige Wellenlängen (z.B. 321 nm, 305 nm) eine Verschiebung in den Abweichungen trotz gleicher Intensität des gemessenen Signals wie bei den anderen Wellenlängen. Dies ist damit zu erklären, daß das für die Modellierungen verwendete extraterrestrische Sonnenspektrum eine Fraunhofer-Struktur aufweist, die nur von beschränkter Genauigkeit ist. Da in dieser Untersuchung Spektralwerte verwendet werden, wirken sich solche Ungenauigkeiten, die in einer integralen Betrachtung keine Rolle spielen würden, stark aus. Da diese Verschiebungen aber systematischer Natur sind, können sie einfach empirisch korrigiert werden. Die andere Art systematischer Abweichungen zwischen Messung und Simulation ist die annähernd lineare Änderung der Abweichungen in Abhängigkeit von der Intensität des gemessenen Signals. Das Modell tendiert dazu, das Signal bei hohen Intensitäten zu überschätzen, bzw. bei niedrigen Intensitäten zu unterschätzen. Dies geschieht, unter Berücksichtigung der Gründe für die Verschiebungen bei den einzelnen Wellenlängen, unabhängig von der Wellenlänge. Sensitivitätsstudien mit verschiedenen Modellparametern konnten die Systematik dieser Abweichungen nicht erklären. Modellvergleiche von STAR mit anderen hochwertigen Strahlungsübertragungsmodellen zeigen gute Übereinstimmung [vanWeele et al., 1998], was einen Fehler bei der numerischen Simulation unwahrscheinlich macht. Die UV-Messungen des IFU wurden bereits für Vergleiche mit Modellrechnungen benutzt. Auch dort zeigen sich diese systematische Abweichungen, die sich beim Vergleich zwischen gemessenen und modellierten UV-A- und UV-B-Integralen in Abhängigkeit vom Sonnenzenitwinkel niederschlagen [Mayer et al., 1997], [Herman et al., 1998]. Für die Modellsimulationen

wurde dort ein 'Discrete-Ordinate'-Modell, UVSPEC, verwendet. All diese Untersuchungen legen nahe, daß der Grund für diese Abweichungen auch beim Meßsystem liegen könnten. Die Über-/Unterschätzung des Meßsignals würde auch die Tagesgänge der optischen Dicke des Aerosols erklären. Minimale optische Dicken nahe Null werden regelmäßig zum Sonnenhöchststand erreicht. Dieses Phänomen kann mit Berg-Talwind Zirkulation und Tagesgängen der Konvektion und / oder Feuchte nicht erklärt werden. Die optische Dicke wird aus den UV-Messungen der direkten Strahlung ausgewertet, die, abgesehen vom Detektor, vom gleichen Meßsystem registriert wird. Eine Überschätzung des Signals bei hochstehender Sonne hätte eine Unterschätzung der optischen Dicke des Aerosols zur Folge. Allerdings können solche Tagesgänge der optischen Dicke des Aerosols bei dem verwendeten Auswerteverfahren auch durch systematisch falsche Werte der verwendeten extraterrestrischen Sonne verursacht werden. Die absolute Genauigkeit der Sonnenspektren liegt bei lediglich ca. 5% [Van Hoosier, 1997], [Woods et al., 1996].

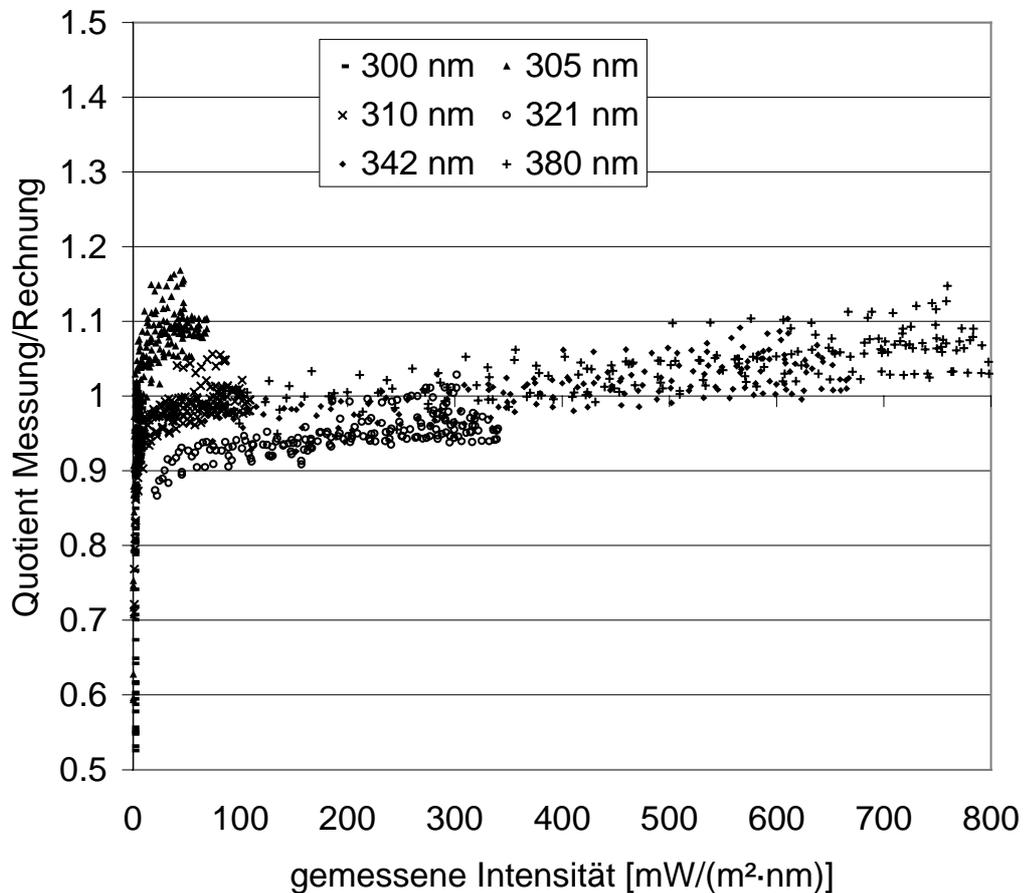


Abb. 9: Vergleich von Messung und Simulation für sechs ausgewählte Tage des Jahres 1995 bei wolkenlosen Bedingungen. Dargestellt ist der Quotient von Messung und Rechnung in Abhängigkeit von der gemessenen Intensität; unterschiedliche Symbole geben die verschiedenen Wellenlängen wieder.

Da die genauen Gründe dieser Abweichungen nicht im Rahmen dieser Arbeit geklärt werden konnten, war es notwendig, die Abweichungen auch ohne der Detailkenntnis der Ursachen zu korrigieren. Die gezeigte Systematik in Abhängigkeit vom Meßsignal und die Verschiebungen für verschiedene Wellenlängen wurden gleichzeitig mit Hilfe einer linearen Regression korrigiert. Hierzu wurde für jede Wellenlänge eine Regression mit der gemessenen Intensität als Einflußgröße und dem Quotienten zwischen Messung und Rechnung als Zielgröße gerechnet. Für die Wellenlängen 342 nm und 380 nm hat sich eine lineare Regressionsbeziehung als optimal erwiesen, bei 321 nm und kürzeren Wellenlängen lieferte eine exponentielle Regression die besseren Ergebnisse. Möglicherweise ist die Abweichung von der Linearität bei kurzen Wellenlängen in der Verwendung unterschiedlicher Ozonabsorptionskoeffizienten bei Modellierung und Ableitung des Ozongesamtgehalts aus den Messungen der direkten UV-Strahlung begründet. Die erklärte Varianz nimmt mit kürzerer Wellenlänge ab, was eine direkte Konsequenz der zunehmenden Streuung der Daten aufgrund der zunehmenden Unsicherheiten bei Messung und Modellierung ist. Tab. 2 gibt eine Übersicht über die ermittelten Regressionsbeziehungen und ihre Bestimmtheitsmaße. Mit x wird das gemessene Signal in $\text{mW}/(\text{m}^2 \cdot \text{nm})$ bezeichnet, y steht für den resultierenden Quotienten aus Messung/Rechnung.

Wellenlänge	Regressionsgleichung	Bestimmtheitsmaß (erklärte Varianz)
300 nm	$y = 6.864 \cdot 10^{-03} \cdot \ln(x) + 9.417 \cdot 10^{-01}$	$r^2 = 0.07$
305 nm	$y = 2.227 \cdot 10^{-02} \cdot \ln(x) + 9.983 \cdot 10^{-01}$	$r^2 = 0.46$
310 nm	$y = 2.249 \cdot 10^{-02} \cdot \ln(x) + 8.904 \cdot 10^{-01}$	$r^2 = 0.52$
321 nm	$y = 3.058 \cdot 10^{-02} \cdot \ln(x) + 7.843 \cdot 10^{-01}$	$r^2 = 0.55$
342 nm	$y = 1.594 \cdot 10^{-04} \cdot x + 9.394 \cdot 10^{-01}$	$r^2 = 0.69$
380 nm	$y = 1.492 \cdot 10^{-04} \cdot x + 9.488 \cdot 10^{-01}$	$r^2 = 0.64$

Tab. 2: Regressionsgleichungen und ihr Bestimmtheitsmaß r^2 , die als empirische Korrekturen verwendet werden.

Das gemessene Signal wird, abhängig von seiner Intensität, mittels der Regressionsbeziehungen korrigiert. Das Ergebnis der Übereinstimmung zwischen Messung und Rechnung ist in Abb. 10 in Abhängigkeit vom Sonnenzenitwinkel dargestellt. Hierfür wurden alle Spektren der Jahre 1995 und 1996 für schneefreie Bedingungen simuliert, die bei wolkenlosen Bedingungen gemessen wurden. Die Tage und Spektren des Jahres 1995, aufgrund derer mit Hilfe der Regressionsrechnung die empirische Korrektur der Meßdaten ermittelt wurde, sind von der Datenbasis ausgeschlossen. Das Kriterium der wolkenlosen

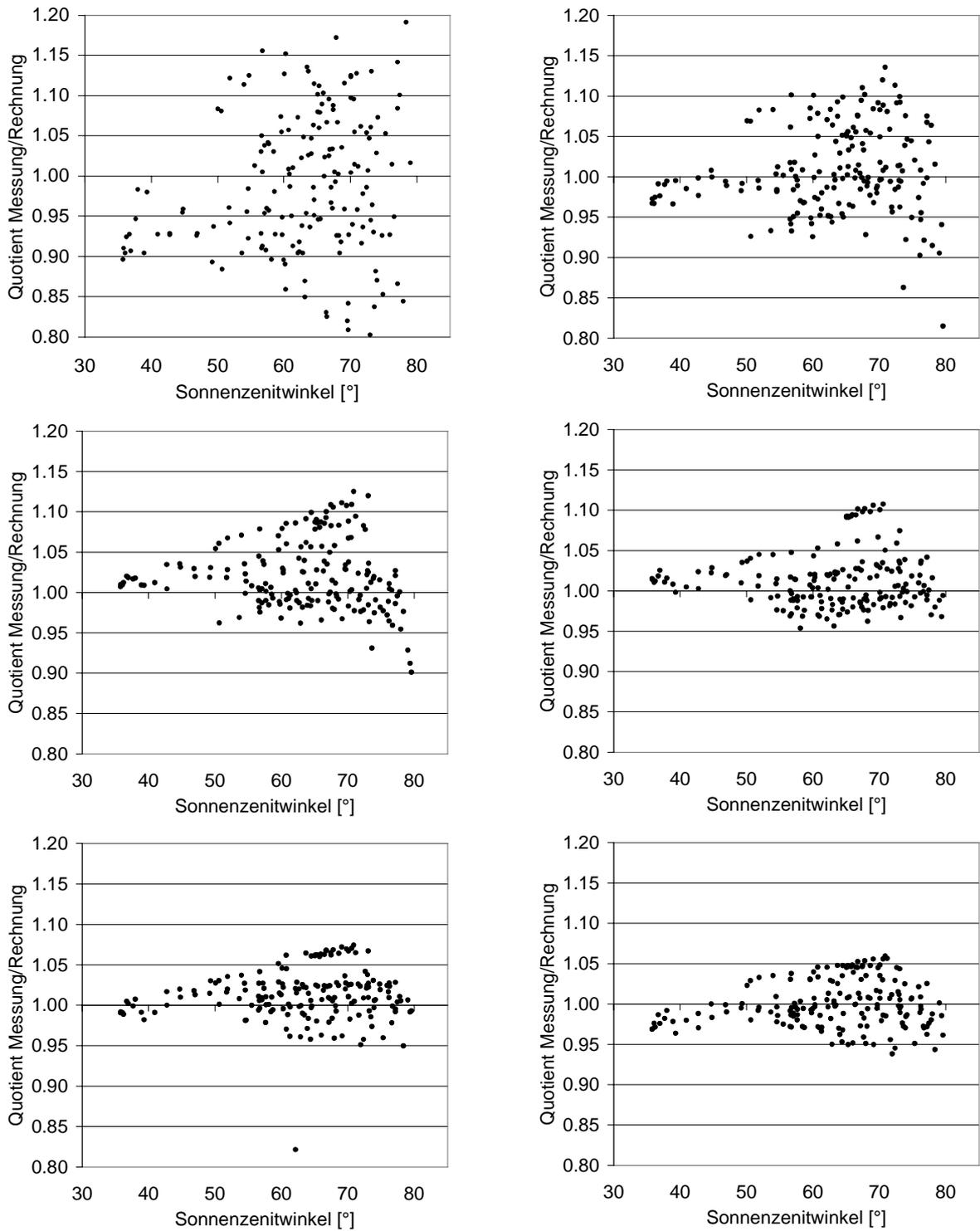


Abb. 10: Quotienten Messung/Rechnung nach empirischer Korrektur der Messung für die Wellenlängen 300 nm (li. ob.), 305 nm (re. ob.), 310 nm (li. mi.), 321 nm (re. mi.), 342 nm (li. unt.) und 380 nm (re. unt.).

Bedingungen wurde nun nicht mehr anhand des direkten Anteils der solaren Globalstrahlung geschaffen, vielmehr wurden alle Spektren verwendet, die zwischen 30 Minuten vor und 30 Minuten nach einer vollen Stunde gemessen wurden, zu der die Beobachtungsmeldung des DWD wolkenfreie Bedingungen meldete. Geringe Beeinflussung der Messungen durch Wolken ist folglich nicht restlos auszuschließen. Der verbleibende Datenumfang, der in Abb. 10 eingeht, umfaßt 180 Spektren der Jahre 1995 und 1996.

Messung und Simulation zeigen keinerlei systematische Abweichungen mehr. Die Streuung nimmt zu kürzeren Wellenlängen zu, da die Unsicherheiten, vor allem für die Modellierung, aber auch für die Messung dort zunehmen. Als Beispiele seien an dieser Stelle die unbekanntes Aerosoleigenschaften und das unbekanntes Ozonprofil für den aktuellen Fall zu nennen. Die Messung selbst weist auch nur eine absolute Genauigkeit von ca. $\pm 5\%$ auf, die bei den kurzen Wellenlängen des UV-B und tiefen Sonnenständen auch größer sein kann. Unter diesen Erwägungen ist die erzielte Übereinstimmung mit ca. $\pm 10\%$ für Wellenlängen ab 305 nm und ca. $\pm 5\%$ ab 342 nm als optimal zu bezeichnen. Auf Basis dieser Übereinstimmung im wolkenlosen Fall erscheint der Anspruch, aus diesen Daten den spektralen Wolkeneinfluß auf das Strahlungsfeld ermitteln zu wollen, als gerechtfertigt.

4.6. Regionale Albedo bei Schneebedeckung

Die gezeigte gute Übereinstimmung zwischen Messung und Simulation im wolkenlosen Fall ist durch den Umstand begünstigt, daß die Unsicherheit der regionalen Bodenalbedo bei schneefreien Bedingungen und ihre Auswirkung auf die Modellierung der UV-Globalstrahlung klein ist. Bodenbedeckungen, wie Gras, Felder, Bäume und Asphalt weisen eine Variation der lokalen Albedo auf, die zwischen 0.0 und 0.1 liegt [Blumthaler und Ambach, 1988], [Madronich, 1993]. Da als Eingangsgröße in ein eindimensionales Strahlungsmodell eine mittlere Bodenalbedo eingeht, die innerhalb eines Kreises mit einem Durchmesser von ca. 20 km [Deguenther et al., 1998] verschiedene Bodenbedeckungen mittelt, führt in diesen Fällen die Verwendung einer regionalen Albedo um 0.03 [Wang und Lenoble, 1994], [Zeng et al., 1994] zu keinen signifikanten Unsicherheiten für die modellierte UV-Globalstrahlung, die aus der Ungenauigkeit der Albedo resultieren. Im Fall von Schneebedeckung sind die auftretenden lokalen Albedowerte signifikant größer. Für Neuschnee wurden Werte höher als 0.9 gemessen [Grenfell und Warren, 1994]. ist die Schneefläche horizontal homogen, wie z.B. in der Antarktis, so können ähnlich hohe Werte auch für die regionale Albedo vorkommen. Abb. 11 zeigt die Zunahme der spektralen UV-Globalstrahlung, die durch die Erhöhung der regionalen Bodenalbedo verursacht wird. Die für die Modellierung zugrundeliegende Modellatmosphäre repräsentiert typische Garmischer Bedingungen mit geringer Aerosolmenge und einem Ozongesamtgehalt von 300 DU. Da im Modell die Reflexion des Bodens als isotrop angenommen wird, sind die Ergebnisse in Abb. 11 unabhängig vom Sonnenzenitwinkel [Schwander et al., 1997].

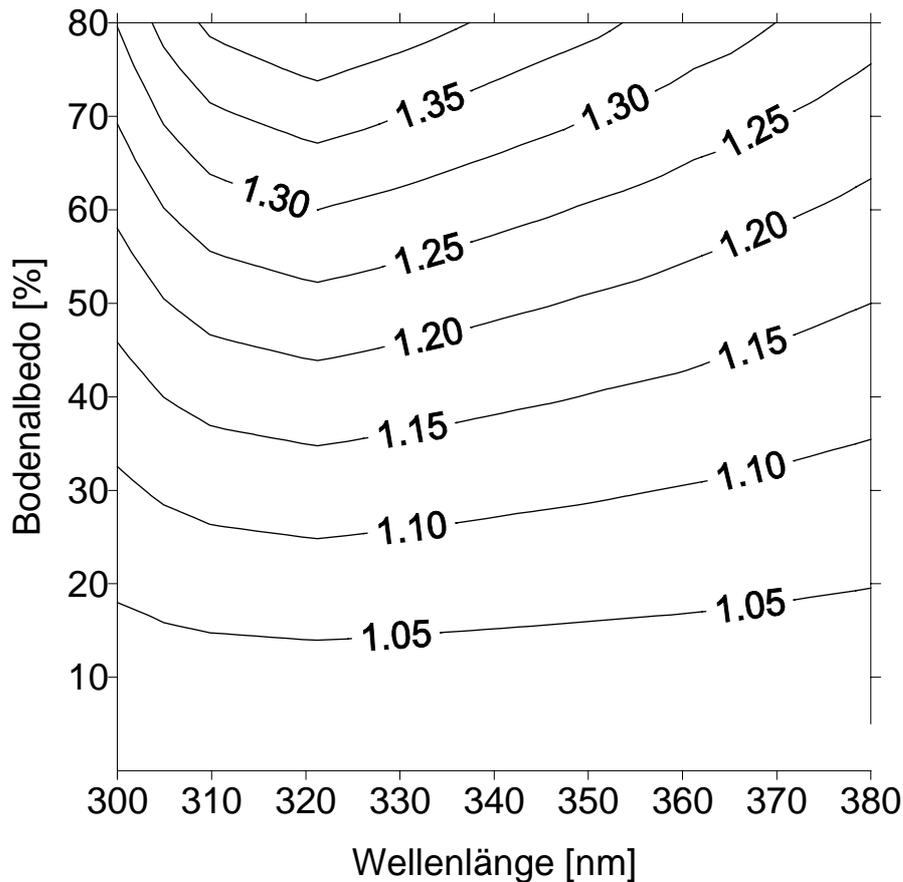


Abb. 11: Zunahme der spektralen UV-Globalstrahlung durch Erhöhung der regionalen Boden­albedo, ausgehend von einer regionalen Albedo von 3%.

Variationen der regionalen Albedo zwischen 0.0 und 0.1 zeigen kaum Auswirkungen auf die UV-Globalstrahlung. Werte der regionalen Albedo um 0.8 würden dagegen die UV-Globalstrahlung über Rückstreu­prozesse der am Boden reflektierten Strahlung gegenüber dem schneefreien Fall um bis zu 40% erhöhen. Eine Anhebung der Albedo auf 0.2 verstärkt die am Boden ankommende UV-Globalstrahlung bereits um mehr als 5%. Für eine spektral konstante Albedo verstärkt sich der Effekt der Strahlungserhöhung mit kürzerer Wellenlänge aufgrund der Zunahme der Rayleigh-Streuung ($\approx \lambda^{-4}$). Unterhalb 320 nm nimmt der Effekt durch die Absorption troposphärischen Ozons wieder ab.

Auch im schneebedeckten Fall gilt wie bei schneefreien Oberflächen, daß die in das Strahlungsmodell zu implementierende Albedo einen Mittelwert über ein gewisses Gebiet repräsentieren muß. Homogene Schneeflächen kommen in erschlossenen Gebieten nicht vor, da Bäume, Straßen, Hausdächer etc. in der Regel nicht schneebedeckt sind. Insofern sind Albedowerte über 0.8, wie sie in der Antarktis ermittelt wurden, als Eingangswert für das Strahlungsmodell zur Beschreibung von Schneebedeckung gänzlich ungeeignet, da sie die Albedo überschätzen. Zudem weisen Schneeflächen in stärker industrialisierten Gebieten leicht niedrigere lokale Albedowerte auf, da die Schneequalität durch Rußkontamination geringer ist [Chýlek et al., 1983], [Eaton und Dirmhirn, 1979].

Flugzeugmessungen des Reflexionsgrades des Bodens geben für ein verschneites Gebiet, das zu einem Drittel aus Bäumen und zu zwei Drittel aus Weideland besteht, einen Albedowert um 0.35 an [Doda und Green, 1980]. Auch Werte in dieser Größenordnung haben noch signifikante Effekte auf die UV-Strahlung. Verglichen zum schneefreien Fall erhöht sich nach Abb. 11 dadurch die UV-Globalstrahlung um mehr als 10%.

Um auch für die Spektren bei Schneebedeckung ähnlich gute Übereinstimmungen zwischen Messung und Simulation zu erhalten wie im schneefreien Fall muß eine Möglichkeit geschaffen werden, die für jeden Tag individuelle regionale Albedo möglichst genau zu bestimmen. Hierfür steht als Information die Routinebeobachtung des Deutschen Wetterdienstes DWD zur Verfügung. An der Synop-Station Garmisch-Partenkirchen wird einmal täglich die beobachtete Schneehöhe und die Höhe des gefallenen Neuschnees der letzten 24 Stunden bestimmt. Mittels Regressionsanalyse soll eine Parametrisierung gefunden werden, die aus diesen Routineinformationen Werte der regionalen Albedo bestimmt. Voraussetzung dafür ist, daß die Routinemeldungen einen Informationsgehalt hinsichtlich des Anteils von schneefreier zu schneebedeckter Oberfläche, eventuell auch hinsichtlich der Schneequalität, bieten. Die für die Regression benötigten Werte der regionalen Albedo werden bestimmt, indem für wolkenlose Bedingungen und schneebedeckten Boden die Albedo in den Modellsimulationen so angepaßt wird, daß eine bestmögliche Übereinstimmung zur Messung erreicht wird. Tage, bzw. mindestens halbe Tage mit wolkenlosen Bedingungen wurden wieder mit Hilfe des direkten Anteils der solaren Globalstrahlung in Kombination mit den Wolkenbeobachtungen des DWD identifiziert. Die gemessenen Spektren zum jeweils kleinsten Sonnenzenitwinkel dieser Perioden wurden nachsimuliert. Die Albedo im Modell wurde als spektral konstant angenommen und so gewählt, daß die bestmögliche Übereinstimmung bei den Wellenlängen 380 nm und 342 nm erreicht wurde. Tab. 4 gibt eine Zusammenfassung bzgl. der Tage / halben Tage, die als wolkenlos bei gleichzeitiger Schneebedeckung identifiziert werden konnten. Zusätzlich sind die ermittelten Albedowerte, sowie die Routinebeobachtungen des DWD angegeben, wobei die Information bzgl. des Neuschnees der letzten 24 Stunden in eine Information hinsichtlich der Anzahl der Tage, die vergangen sind, seit das letzte Mal mehr als 2 cm Neuschnee fielen, transformiert wurde.

Die Transformation der Quotienten bei 380 nm und 342 nm in Albedowerte erfordert eine bestmögliche Übereinstimmung zwischen Messung und Simulation bei schneefreien Bedingungen. Daß diese Voraussetzung mit einer maximalen Unsicherheit von $\pm 5\%$ erfüllt ist, wurde bereits im letzten Abschnitt gezeigt. Die vierzehn Datentripel (A;H;N) aus Tab. 4 wurden für die Berechnung einer multiplen linearen Regression mit H und N als Eingangsgrößen und A als Zielgröße verwendet. Ebenfalls aus Tab. 4 ist zu ersehen, daß H den Bereich 2 bis 60 cm und N den Bereich 0 bis 6 Tage abdecken. Die resultierende Regressionsbeziehung lautet:

$$A = 0.40 + 1.72 \cdot 10^{-3} \cdot H - 3.61 \cdot 10^{-2} \cdot N \quad (12)$$

Wie erwartet erhöht die Schneehöhe H die regionale Albedo leicht und N reduziert sie äußerst effizient. Der starke Einfluß von N ist in Übereinstimmung mit verschiedenen generellen Erwägungen. Nach starkem Schneefall dauert es in der Regel maximal ein oder

zwei Tage bis Hausdächer und Bäume wieder schneefrei sind. Mit zunehmendem Alter der Schneedecke nimmt die regionale Albedo innerhalb von Tagen weiterhin ab, auch wenn der Schnee sauber bleibt. Dies ist auf die Alterung der Schneeoberfläche durch Metamorphose zurückzuführen [Ambach und Eisner, 1986]. Zusätzlich kann die Kontamination mit Ruß und Staub zu einer weiteren Reduktion der regionalen Albedo führen.

Datum	Albedowert (A)	Schneehöhe (H) [cm]	Anzahl der Tage (N), die vergangen sind, seit das letzte Mal mind. 2 cm Neuschnee fielen
24. Nov. 1995	17.5%	8	4
25. Nov. 1995	22.5%	8	5
10. Dez. 1995	27.5%	10	5
10. Mar. 1995	30.0%	2	4
05. Jan. 1995	37.5%	38	1
05. Mar. 1995	40.0%	17	0
14. Jan. 1995	47.5%	60	0
21. Nov. 1995	45.0%	16	1
16. Jan. 1995	50.0%	37	0
31. Jan. 1995	50.0%	54	2
15. Jan. 1996	22.5%	16	6
01. Feb. 1996	35.0%	25	4
05. Mar. 1996	40.0%	40	1
09. Mar. 1996	20.0%	30	5

Tab. 4: Ausgewählte Daten-Tripel aus Albedowerten, Schneehöhe und Anzahl der Tage seit dem letzten Neuschnee. Die Albedowerte ergeben bestmögliche Übereinstimmung zwischen Messung und Simulation bei 380 nm und 342 nm für diejenigen Tage, die eindeutig als ungestörte wolkenfreie Bedingungen identifiziert werden konnten.

Für den Definitionsbereich der Regression $2 \text{ cm} < H < 60 \text{ cm}$ und $0 < N < 6$ deckt die Regressionsgleichung regionale Albedowerte zwischen 0.19 und 0.50 ab. Das Bestimmtheitsmaß r^2 liegt bei 0.78, die erklärte Varianz liegt damit bei 78%. Da allerdings nur ein Stichprobenumfang von 14 Werten Verwendung fand, muß das Bestimmtheitsmaß vorsichtig bewertet werden, obwohl die F-Statistik [Sen und Srivastava, 1994] diesen bei einer Irrtumswahrscheinlichkeit von weniger als 5% als signifikant beurteilt. Die F-Prüfgröße wurde errechnet nach

$$F = \frac{r^2}{1-r^2} \cdot \frac{n-(k+1)}{k} \quad (13)$$

mit den Freiheitsgraden $v_1=k$ und $v_2=n-(k+1)$. k ist die Anzahl der Einflußgrößen (hier $k=2$) und n ist der Stichprobenumfang (hier $n=14$).

Vom physikalischen Standpunkt aus sind sowohl der Anteil zwischen schneebedeckter und schneefreier Oberfläche als auch die Schneequalität die entscheidenden Parameter für die regionale Albedo bei Schneebedeckung. Die Signifikanz des Bestimmtheitsmaßes legt nahe, daß die verwendeten Routinebeobachtungen des DWD einen diesbezüglichen Informationsgehalt besitzen. Es konnte keinerlei signifikante Verbesserung hinsichtlich der erklärten Varianz des Regressionsmodells durch Hinzunahme weiterer Einflußgrößen, wie Temperatur, Feuchte, Niederschlag, die eventuell zusätzliche Information bezüglich der Schneequalität bereithalten, erzielt werden. Auch nichtlineare Regressionsmodelle lieferten keine besseren Ergebnisse.

Die Qualität dieses Algorithmus wurde an einem unabhängigen Testdatensatz geprüft. Für diesen Datensatz wurden alle Spektren des Jahres 1995 und 1996 verwendet, für die der DWD zur vollen Stunde wolkenfreie Bedingungen meldete. Spektren, die zu den vierzehn Tagen gehörten, mit Hilfe derer der Albedo-Algorithmus entwickelt wurde, wurden ausgeschlossen. Ein Kriterium, das ein Minimum an Stabilität der Schneebedingungen im Laufe eines Tages gewährleisten sollte, war der Ausschluß solcher Tage, an denen eine Schneehöhe $H > 0 \text{ cm}$ gemeldet wurde, während am darauffolgenden Tag $H = 0 \text{ cm}$ war. 96 Spektren für wolkenlose Bedingungen bei Schneebedeckung konnten für den Testdatensatz benutzt werden. Der Testdatensatz setzt sich hauptsächlich aus Spektren des Jahres 1996 zusammen, während für die Entwicklung des Algorithmus in erster Linie Daten des Jahres 1995 benutzt wurden. Januar, Februar und März des Jahres 1996 zeichneten sich durch lange Zeiten ohne Neuschnee bei stabiler Altschneedecke in Kombination mit tiefen Temperaturen aus. Da bei der Entwicklung des Algorithmus der Definitionsbereich für N zwischen 0 und 6 war, wurden höhere Werte von N , wie sie im Jahr 1996 auftraten, auf $N=6$ gesetzt. Abb. 12 zeigt die Übereinstimmung zwischen gemessenen und modellierten Spektren für den Testdatensatz. Für die Modellierungen lieferte der Algorithmus Albedowerte zwischen 0.21 und 0.45. Die Abweichungen liegen im UV-A-Bereich, stellvertretend dargestellt durch die Wellenlängen 380 nm und 342 nm, bei ca. $\pm 5\%$, im UV-B, repräsentiert durch die Wellenlänge 310 nm, bei ca. $\pm 10\%$. Folglich sind trotz der hohen, durch Schneebedeckung bedingten Albedovariabilität die Übereinstimmungen zwischen Messung und Simulation nicht signifikant schlechter als für die Spektren ohne Schneebedeckung (Abb. 10).

Da die für den UV-A-Bereich gefundenen Albedowerte auf den UV-B-Bereich übertragen wurden und auch im UV-B-Wellenlängenbereich keine systematischen Abweichungen gefunden werden konnten, erscheint die Annahme einer spektral konstanten Albedo näherungsweise gerechtfertigt. Weiterhin sind keine systematischen Abweichungen in Abhängigkeit vom Sonnenzenitwinkel zu finden. Dementsprechend ist auch die Annahme der isotropen Reflexion im UV-Bereich von Oberflächen, die teilweise mit Schnee bedeckt sind, gerechtfertigt. Ein Vergleich mit Modellsimulationen, die mit einer von den jeweiligen Schneebedingungen des Tages unabhängigen Albedo durchgeführt werden, wurde ebenfalls angefertigt. Als Albedowert wurde 0.38 gewählt, ein Wert der am IFU Garmisch-Partenkirchen als mittlere Albedo bei schneebedecktem Boden ermittelt wurde [Mayer, 1997]. Die Abweichungen zwischen Simulation und Messung sind dann insgesamt etwas höher, verbleiben aber dennoch im gleichen Bereich wie bei Abb. 12. Es kann aber gezeigt werden, daß der Albedo-Algorithmus die Fähigkeit besitzt, auf die individuellen Schneebedingungen an unterschiedlichen Tagen so einzugehen, daß sich die verbleibenden Abweichungen zwischen Messung und Simulation reduzieren. Dies läßt sich durch die Darstellung der absoluten Abweichungen vom Idealwert 1.00, gemittelt über die Wellenlängen 321 nm, 342 nm und 380 nm, in einem Häufigkeitsdiagramm zeigen. Während für die konstante Albedo Abweichungen um 5% am häufigsten auftreten verschiebt die Verwendung des Algorithmus dieses Maximum zu Abweichungen kleiner als 2% [Schwander *et al.*, 1998].

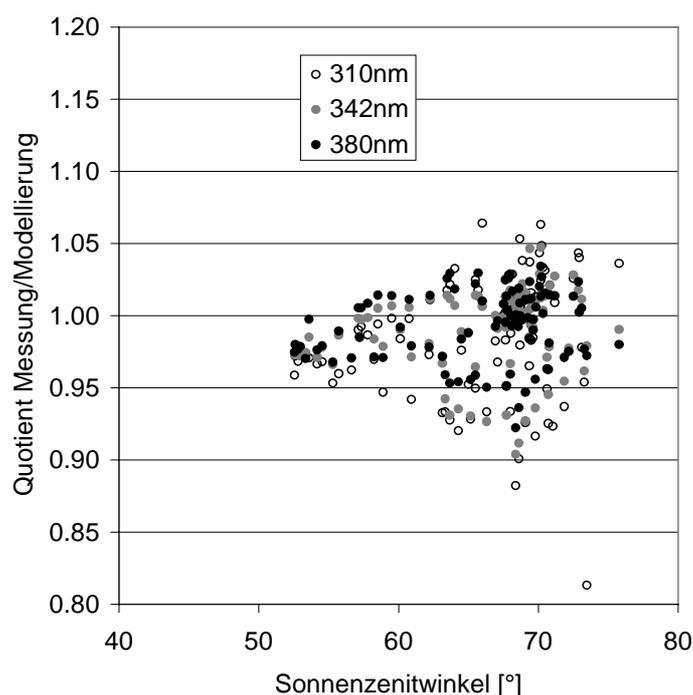


Abb. 12: *Quotient Messung/Modellierung für die Wellenlängen 380 nm, 342 nm und 310 nm bei Schneebedeckung und wolkenlosen Bedingungen unter Verwendung des entwickelten Albedo-Algorithmus.*

Da die Information hinsichtlich der Schneehöhe und der Höhe des Neuschnees der letzten 24 Stunden nur einmal täglich vorliegt, ist es wichtig für den Einsatz des Albedo-Algorithmus, daß die Schneebedingungen während des Tages annähernd stabil bleiben. Dies ist bei größeren Neuschneemengen während des Tages nicht der Fall. Folglich werden solche Tage nicht simuliert. Die Identifikation erfolgt über die Art des Niederschlags aus der Synop-Meldung des DWD und der Prüfung, ob sich die Schneelage am nächsten Morgen signifikant verändert hat. Analog können sich die Schneebedingungen signifikant verändern, wenn Schneereste während des Tages abschmelzen, d.h. am nächsten Tag eine Schneehöhe von 0 cm gemeldet wird. Auch diese Tage werden von den Simulationen ausgeschlossen. Da sich gezeigt hat, daß an den darauffolgenden Tagen Altschneereste an den nordseitigen Hängen verblieben sein können, die die regionale Albedo weiterhin signifikant mitbestimmen, war ein Maß zu finden, das festlegt, wann auch diese Reste abgetaut sind und wieder mit einer typischen Sommeralbedo modelliert werden kann. Als Entscheidungskriterium wurde die kumulative Tagestemperatur, gebildet aus den stündlichen Werten der Lufttemperatur, verwendet. Ist, anschließend an eine Schneeperiode, die gemeldete Schneehöhe H auf 0 cm gesunken, wird erst dann wieder ein Tag simuliert, nachdem die kumulative Tagestemperatur den Wert von 100°C überschritten hat. Dies entspricht bei 24 Einzelwerten zur vollen Stunde einer Durchschnittstemperatur von knapp über 4°C während der 24 Stunden eines Tages. Fällt in der Zwischenzeit wieder Neuschnee werden die Simulationen unter Verwendung des Albedo-Algorithmus weitergeführt. Diese Maßnahmen verhindern Fehleinschätzungen hinsichtlich der Bestimmung der regionalen Albedo im Modell. Insgesamt werden aufgrund dieses Verfahrens fünfzehn Tage des Jahres 1995 und fünf Tage des Jahres 1996 aus dem gesamten Datenmaterial eliminiert.

5.

Neuronale Netze

Unter Berücksichtigung der in Kap. 4 besprochenen Verfahren zur Simulation der UV-Globalstrahlung für wolkenlose Bedingungen $E(\lambda)_k$ und den gemessenen UV-Globalstrahlungswerten bei Bewölkung $E(\lambda)_w$ wurden die Wolkenmodifikationsfaktoren μ bei sechs Wellenlängen berechnet. Diese μ werden mehr oder weniger stark von 1.0 abweichen, worin sich der Einfluß der Bewölkung auf das Strahlungsfeld dokumentiert. Die Aufgabe der Neuronalen Netze ist es, die μ -Werte mit gewählten Eingangsvektoren zu verknüpfen, die einen Informationsgehalt bezüglich der Bewölkungssituation, sowie jener atmosphärischer Größen, die über Wechselwirkungen mit den Wolken die Globalstrahlung beeinflussen, beinhalten. Hieraus sollen Algorithmen gewonnen werden, die es erlauben, aus den Eingangsvektoren den spektralen Einfluß der Bewölkung auf die UV-Globalstrahlung zu berechnen.

4.1. Grundlagen der Neuronalen Netze

Als (künstliche) Neuronale Netze werden Systeme bezeichnet, die aus einer großen Anzahl einfacher Einheiten (Neuronen) bestehen, die über gerichtete Verbindungen miteinander kommunizieren. Ihre Namensgebung ist der Analogie zu den Gehirnen von Säugetieren entliehen. Die Nervenzellen des Gehirns setzen sich aus dem Zellkern und dem Zellkörper zusammen, der in vielen Dendriten ausläuft. Das Axon ist die Erregungsleitung das in einer oder mehreren Synapsen endet. Bei ausreichend großer Erregung, dem sogenannten Aktionspotential, erfolgt die Übertragung des Impulses zum nächsten Neuron oder zur

Muskelzelle. Bei den Neuronalen Netzen werden nach dem biologischen Vorbild die bei einem Neuron von verschiedenen anderen Neuronen ankommenden Signale mit Gewichten w multipliziert, die der synaptischen Verbindung entsprechen. Diese gewichteten Signale werden aufaddiert und das resultierende Signal wird einer nichtlinearen Aktivierungsfunktion zugeführt. Überschreitet das Signal die dem Neuron zugeordnete Schaltschwelle, so geht das Ausgangssignal vom Ruhezustand in den Erregungszustand über. Dennoch gibt es eine Reihe von grundsätzlichen Unterschieden zwischen biologischen Neuronen und künstlichen Neuronalen Netzen. Gegenüber dem biologischen Vorbild besteht das Modell aus einer viel geringeren Zahl von Neuronen und Verbindungen. Die synaptische Kopplung wird durch einen Parameter, dem Gewicht, beim künstlichen Modell nur sehr vereinfacht wiedergegeben, die synaptische Struktur der Dendriten wird überhaupt nicht simuliert. Dennoch läßt sich feststellen, daß biologische Neuronen und Neuronale Netze die Gemeinsamkeit aufweisen, aus einer großen Anzahl sehr einfacher Einheiten (den Neuronen) zu bestehen, die über die Kommunikation einfachster Datenströme in der Lage sind, äußerst komplexe Informationsverarbeitung durchzuführen. Dies wird erreicht durch die massiv parallele Signalverarbeitung. Die Vorzüge der Parallelverarbeitung lassen sich durch die sogenannte 100-Schritt-Regel verdeutlichen. Ein Mensch kann das Bild einer ihm bekannten Person oder eines bekannten Gegenstandes in ca. 0.1 s erkennen. Bei einer Schaltzeit eines biologischen Neurons von ca. 1 ms ist die Erkennung nach maximal 100 sequentiellen Zeitschritten erreicht (dies sagt nichts über die tatsächliche Zahl von Verarbeitungsschritten aus, da viele Neuronen parallel arbeiten). In 100 sequentiellen Verarbeitungsschritten kann dagegen ein konventioneller Rechner fast nichts tun.

Ein Beispiel für ein Neuronales Netz, wie es auch im Rahmen dieser Arbeit eingesetzt wird, zeigt Abb. 13. Die Eingangsschicht besteht aus vier Neuronen, es existiert eine Zwischenschicht mit sechs Neuronen und eine Ausgangsschicht von ebenfalls sechs Neuronen. Es handelt sich um ein Netz ohne Rückkopplung, ein sogenanntes 'Feedforward'-Netz [Zell, 1994]. Damit werden Netze bezeichnet, bei denen kein Pfad existiert, der von einem Neuron direkt oder über zwischengeschaltete Neuronen wieder zu dem gleichen Neuron zurückführt. Das Netz ist ebenenweise vollständig verbunden, d.h. es gibt nur Verbindungen von einer Schicht zur nächsten, aber nicht innerhalb der Schicht. Dabei ist jedes Neuron einer Schicht mit allen Neuronen der nächsten Schicht verbunden.

4.2. Belernung Neuronaler Netze:

Gegenüber herkömmlichen Ansätzen, die für Klassifizierungsprobleme eingesetzt werden, haben Neuronale Netze die Eigenschaft der Lernfähigkeit. Sie können eine Aufgabe oder ein Klassifizierungsproblem selbständig aus Trainingsbeispielen lernen. Diese Trainingsbeispiele umfassen Paare von Eingangsvektoren und Zielvektoren. Die Belernung erfolgt immer mittels eines iterativen Prozesses, da das Optimierungsproblem der Bestimmung der Verbindungsgewichte für eine analytische Lösung zu komplex ist, bzw. es keine analytische Lösung gibt. Durch die Belernung versucht das Netz selbst die bestmögliche Abbildung zu finden um die Zielvektoren aus den Eingangsvektoren mit einem möglichst geringen Fehler abzubilden. Dies ist insofern von Vorteil, da bei vielen

praktischen Anwendungen die Art der Abbildung nicht bekannt ist. In den Beispielen dieser Arbeit besteht die Ausgangsschicht immer aus sechs Neuronen. Der Zielvektor ist μ , die sechs Neuronen repräsentieren die sechs Wellenlängen, an denen μ gestützt ist. Art und Größe der Eingangsvektoren sind je nach Aufgabe variabel.

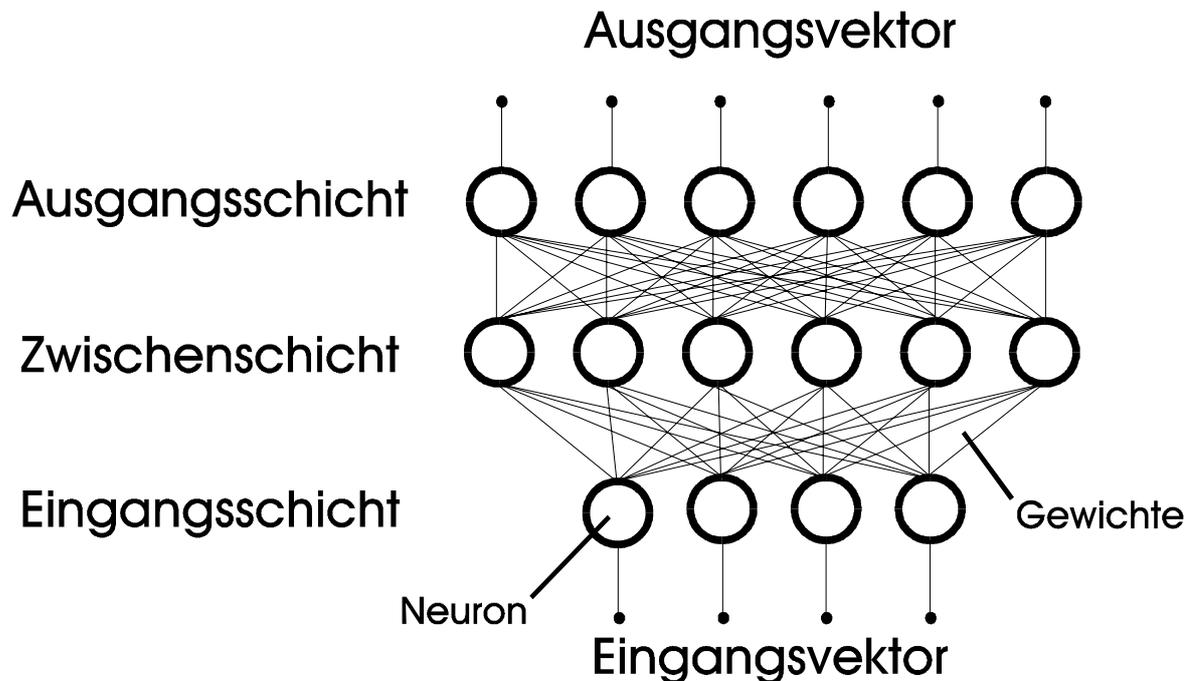


Abb. 13: Schematischer Aufbau eines 'Feedforward'-Netzes mit einer Zwischenschicht, vollständig ebenenweise verbunden.

Die Übergabe eines Eingangsvektors an ein frisch mit Zufallsgewichten initialisiertes Neuronales Netz führt zu einem Ausgangsvektor, der in der Regel mehr oder weniger deutlich von den erwünschten μ abweicht. Für die aus der Abweichung sich ergebende, gewünschte Änderung des Ausgangsvektors wird über einen sogenannten Lernalgorithmus das Netz modifiziert. In der einschlägigen Literatur finden sich eine große Anzahl von Lernalgorithmen, die sich allerdings meist nur geringfügig unterscheiden. Etwa 10 bis 15 Grundtypen von Algorithmen haben sich in der Praxis durchgesetzt [Kaifel, 1998]. Im Rahmen dieser Arbeit haben sich die Lernverfahren 'Backpercolation' (BP) [Jurik, 1991] und 'Resilient Propagation' (RP) [Riedmiller und Braun, 1993] als besonders effizient für die Verwendung bei Strahlungsdaten erwiesen. Während BP nach jedem Lernbeispiel aufgerufen wird um die Gewichte zu modifizieren, handelt es sich bei RP um ein sogenanntes offline Lernverfahren. Erst nach der Präsentation aller Trainingsmuster werden die Gewichte adaptiert. Speziell BP ist für mehrstufige 'Feedforward'-Netze konzipiert und eignet sich besonders für solche mit mehr als einer Zwischenschicht. Die erwünschte Änderung der Ausgabe kann sowohl durch einer Änderung der Gewichte zu den Vorgängerneuronen als auch durch eine Änderung der Ausgabe der Vorgängerneuronen

erzielt werden. Detaillierte Beschreibungen dieses Lernverfahrens können *Zell*, 1994, entnommen werden.

Für die Belernung eines Neuronalen Netzes ist die Bereitsstellung eines umfangreichen Datenmaterials an Paaren von Eingangs- und Zielvektoren notwendig. Eine Normalisierung des Datenmaterials sorgt dafür, daß die Daten in einen für das Netz optimalen Wertebereich transformiert werden. Dabei hängt die Art der Normierung von dem verwendeten Lernalgorithmus ab. Da für den BP-Algorithmus eine tangenshyperbolicus-nahe Aktivierungsfunktion verwendet wird [Kaifel, 1998], wird der Wertebereich zwischen Minimal- und Maximalwert auf den Ausgangswertebereich (-0.9;0.9) normiert. Beim RP-Algorithmus ist dagegen der Bereich (0.1;0.9). Das gesamte Datenmaterial wird mit Hilfe eines Zufallsgenerators in drei Teile geteilt: den Lerndatensatz, den Testdatensatz und den Evaluierungsdatensatz. Der Lerndatensatz umfaßt dabei 90% des gesamten Datenmaterials, Test- und Evaluierungsdatensatz jeweils 5%. Das Netz wird mit Zufallsgewichten initialisiert und der erste, zufällig ausgewählte Eingangsvektor an die Eingangsneuronen übergeben. Der resultierende Ausgangsvektor wird mit dem Zielvektor verglichen und die Abweichungen werden bei BP über den Lernalgorithmus in eine Veränderung der Gewichte bzw. der Ausgabe einzelner Neuronen überführt. Der nächste Eingangsvektor wird übergeben und eine weitere Veränderung des Netzes anhand des Vergleiches zwischen Ziel- und Ausgangsvektor über den Lernalgorithmus erfolgt. Dieses Verfahren wird solange fortgesetzt, bis alle Eingangsvektoren dem Netz übergeben wurden. Dieser Zeitpunkt wird als eine Lernepoche bezeichnet. Wird der Lernalgorithmus RP verwendet, so werden erst jetzt die Gewichte adaptiert. In der nächsten Epoche werden alle Eingangs- und Zielvektoren erneut in zufälliger Reihenfolge dem Netz zur Verfügung gestellt. Der Lernvorgang kann als beendet erachtet werden, wenn die mittleren Abweichungen zwischen Ausgangs- und Zielvektoren mit fortschreitender Epochendauer nicht weiter minimiert werden können.

4.3. Auswahl des Netzes

Der praktische Umgang mit Neuronalen Netzen hat gezeigt, daß neben der Anzahl der belernten Epochen auch die zufällig gewählte Anfangsinitialisierung der Gewichte die erzielten Ergebnisse stark beeinflusst. Deshalb wurden immer eine Reihe von Netzen unterschiedlicher Konfiguration belernt. Sie unterscheiden sich in Aufbau, Anfangsinitialisierung und Lernalgorithmus. Als Qualitätskriterium für eine Belernung wird nicht der Lerndatensatz selbst verwendet, sondern der Testdatensatz, der am Ende jeder Lernepoche das Netz durchläuft, ohne daß der Lernalgorithmus Modifikationen am Netz vornimmt. Dadurch, daß sowohl bei der Anzahl der Lernepochen, als auch, beim Vergleich mehrerer Netze mit unterschiedlichen Anfangsinitialisierungen, der Testdatensatz über die Qualität der Belernung entscheidet, ist der Testdatensatz selbst nicht als völlig unabhängig zu bezeichnen. Deshalb ist als zusätzliche Kontrolle der Ergebnisse mit völlig unabhängigen Daten der Evaluierungsdatensatz vorgesehen.

Qualitativ gute Belernungen der unterschiedlichen Konfigurationen wurden anhand des mittleren Fehlers bezüglich der normierten Testdaten (rms) identifiziert. In der Regel gibt es immer eine, je nach Eingangsvektorensatz, mehr oder weniger große unerklärbare

Varianz der Daten, d.h. eine Variabilität in den μ -Werten, die mit den gewählten Eingangsvektoren nicht vollständig erklärt werden kann. Dies bedeutet sehr häufig, daß ein klar definiertes Minimum der Fehlerfunktion nicht existiert. Vielmehr ist die Fehlerfunktion stark zerklüftet mit einer Reihe von Minima von ähnlicher Tiefe. Für die verschiedenen Ergebnisse der Neuronalen Netze bedeutet dies, daß die belernten Netze zwar einen vergleichbaren rms aufweisen, ihre Ergebnisse bezüglich der Berechnung der μ -Werte allerdings sehr verschieden, im Extremfall sogar physikalisch unsinnig, sein können.

Die Bereitstellung eines objektiven Bewertungskriteriums für die Wahl des "besten" Netzes ist äußerst schwierig. Die Mehrzahl der Bewölkungsbeschreibungen, anhand derer die Netze belernt wurden, sind sehr komplex, d.h. sie bestehen aus mehreren Wolkenschichten unterschiedlichen Bedeckungsgrades. Deshalb wurden die Ergebnisse eines belernten Netzes mit Hilfe eines künstlichen Sensitivitäts-Datensatzes geprüft. Dieser Datensatz repräsentiert zwar Sonderbedingungen, wie sie bei realen Atmosphären kaum vorkommen, ermöglicht aber eine genauere Prüfung der funktionellen Abhängigkeiten der μ -Werte von Bedeckungsgrad, Sonnenzenitwinkel, Bodenalbedo etc., die das Netz gefunden hat. Die Bewertung dieser gefundenen Abhängigkeiten erfolgt über die Prüfung ihrer physikalischen Relevanz. Als Kriterien für die Wahl eines Netzes wurde festgelegt, daß sowohl der verbleibende rms des Testdatensatzes möglichst stark minimiert wird, aber auch, daß die vom Netz entwickelten Abbildungen zwischen Eingangsvektoren und Ausgangsvektoren physikalisch sinnvoll sind.

6.

Wolkenbeschreibung

Für die Belernung der Neuronalen Netze sind die bereits erwähnten Eingangsdatensätze zu erstellen. Diese Eingangsdatensätze beinhalten unter anderem, wie bereits in Kap. 2. angesprochen, die Synop-Wolkenbeobachtungen des DWD. Relativ zum Meßstandort des IFU ist die nächstgelegene Synop-Beobachtungsstation des DWD die Station 10963, Garmisch-Partenkirchen. Sie liegt in Garmisch-Partenkirchen bei 47.50° N und 11.10° O auf 720 m ü. NN und ist somit ca. 1 km Luftlinie von der Meßstation des IFU entfernt. Wolkenbeobachtungen erfolgen tagsüber zu jeder vollen Stunde. Die Bewölkungsmeldungen des Synop-Kollektivs des DWD liegen in zwei unterschiedlichen Formaten vor, einer Gruppe, die drei Wolkenetagen vorsieht und aus Gesamtbedeckungsgrad, Bedeckungsgrad der tiefen Wolken, Art der tiefen, mittleren und hohen Wolken und der Wolkenuntergrenze der tiefsten Wolken besteht. Dieses Kollektiv wird fortan als Drei-Etagen-Meldung bezeichnet. Es existieren neun mögliche Arten an tiefen Wolken, neun Arten mittelhoher Wolken und neun Arten hoher Bewölkung, so daß insgesamt zwischen 27 Wolkenarten unterschieden werden kann. Tab. 4 faßt die detaillierte Wolkenklassifizierung der Drei-Etagen-Meldung zusammen. Die andere Gruppe des Synop-Kollektivs, ab nun Vier-Schichten-Meldung genannt, sieht vier Wolkenschichten vor, die beliebig über die Atmosphäre verteilt sein können. Jede der vier Wolkenschichten wird mit Bedeckungsgrad der jeweiligen Schicht, Wolkenart und Wolkenuntergrenze gemeldet. Als Wolkenart sind zehn mögliche Typen vorgesehen. Die Beobachtungsvorschriften des DWD sehen vor, daß hierbei Schicht 1 ab ein Achtel Bedeckung, Schicht 2 ab drei Achtel und Schicht 3 ab fünf Achtel gemeldet werden.

Hohe Wolken		Mittelhohe Wolken		Tiefe Wolken	
Name	Bedeutung	Name	Bedeutung	Name	Bedeutung
1 Cirrus fibratus, bisweilen uncinus	Feine, bisweilen hakenförmige Federwolken	1 Altostratus translucidus	Dünne (schleier- artige) Schicht- wolke, Sonne u. Mond schim- mern durch	1 Cumulus humilis oder fractus	Flache Quell- wolken o. Fet- zenwolken, aber keine Schlecht- wetterwolken
2 Cirrus spissatus, castellanus oder flocus	Dichte Feder- wolken, auch mit türmchen- artigen Aus- wüchsen oder von flockiger Struktur	2 Altostratus opacus oder Nimbostratus	Dichte Schicht- wolken, teilwei- se mit der Un- tergrenze bis zum Niveau der tiefen Wolken reichend (Nimbostratus)	2 Cumulus mediocris oder congestus	Aufgetürmte Quellwolken
3 Cirrus spissatus cumulonimboge- nitus	Von Cumulo- nimben abge- löste obere Teile, abgeweh- te Eisschirme	3 Altostratus translucidus	Schichtwolken mit flachen Quellungen, häufig durch- sichtig (Schäf- chenwolken)	3 Cumulonimbus calvus	Schauer- und Gewitterwolken ohne deutlich erkennbarem Eisschirm
4 Cirrus uncinus oder fibratus	Aufziehende, bzw. zunehmen- de hakenförmige Feder- wolken	4 Altostratus translucidus oder lenticularis	Schichtwolken mit flachen Quellungen, oft linsenförmig, auch in ver- schiedenen Ni- veaus auftre- tend, z.B. Föhn- wolken	4 Stratocumulus cumulogenitus	Aus Quell- wolken entstan- dene, nicht ein- förmige Schichtwolken
5 Cirrus und/oder Cirrostratus unter 45° Horizonthöhe	Federwolken und/oder Schleierwolken den Himmel überziehend (oft Haloerscheinun- gen)	5 Altostratus translucidus oder opacus	Schichtwolken mit flachen Quellungen, auch mehr- schichtig, teil- weise durch- schimmernd, teils undurch- sichtig, oft in Banden, immer zunehmend, bzw. sich ver- dichtend	5 Stratocumulus	Schichtwolken mit mehr oder weniger deut- lichen flachen Quellungen
6 Cirrus und/oder Cirrostratus über 45° Horizonthöhe	Federwolken und/oder Schleierwolken den Himmel überziehend (oft Haloerscheinun- gen)	6 Altostratus cumulogenitus oder cumulonimboge- nitus	Schichtwolken mit flachen Quellungen, aus Cumulus oder Cumulonimbos entstanden	6 Stratus nebulosus oder fractus	Meist einför- mige Schicht- wolken, oft Hochnebel

Hohe Wolken		Mittelhohe Wolken		Tiefe Wolken	
Name	Bedeutung	Name	Bedeutung	Name	Bedeutung
⑦ Cirrostratus	Schleierartige Schichtwolke den ganzen Himmel bedeckend, oft Haloerscheinungen bei Sonne und Mond	⑦ Altostratus translucidus oder opacus, Altostratus und Altostratus oder Nimbostratus	Schichtwolken mit flachen Quellungen, ggf. mehrschichtig, auch zusammen mit einfachen Schichtwolken	⑦ Stratus fractus oder Cumulus fractus	Fetzenwolken bei schlechtem Wetter
⑧ Cirrostratus	Schleierartige Schichtwolke, jedoch nicht zunehmend und auch nicht den ganzen Himmel bedeckend	⑧ Altostratus castellanus oder floccus	Quellwolken mit zinnen- oder türmchenähnlicher Form oder flockenartige Quellwolken, oft Gewittervorboten	⑧ Cumulus und Stratocumulus	Wolken 1 oder 2 zusammen mit 5 in verschiedenen Niveaus
⑨ Cirrocumulus	Sehr fein strukturierte Quellwolken im hohen Niveau (seltene Erscheinung)	⑨ Altostratus bei chaotischem Himmel	In verschiedenen Niveaus angeordnete Quellwolken, chaotische Anordnung	⑨ Cumulonimbus capillatus	Schauer- und vor allem Gewitterwolken mit deutlichem Eisschirm

Tab. 4: Name und Beschreibung der Klassifizierung in 27 Wolkentypen, wie sie bei der Drei-Etagen-Meldung erfolgt.

Schicht 4 wird grundsätzlich nur dann gemeldet, wenn ein Cumulonimbus beobachtet wird. Da Garmisch-Partenkirchen aber als Bergstation eingestuft ist, gelten hier wiederum Sonderregelungen. Bei Wolken, deren Basis unterhalb des Gipfels der umliegenden Berge beginnt, ist diese Vorschrift aufgehoben. Dies bedeutet, daß Meldungen in Schicht 3 mit einem Bedeckungsgrad ab ein Achtel möglich sind, wenn die Wolken in Schicht 1 und 2 dementsprechend niedrig sind. Weiterhin gilt in solchen Fällen die Vorschrift, daß Schicht 4 nur dann gemeldet wird, wenn ein Cumulonimbus beobachtet wird, nicht. Die neun Bewölkungstypen der Vier-Schichten-Meldung umfassen Cirrus, Cirrostratus und Cirrocumulus als hohe Wolken, Altostratus und Altostratus als mittelhohe Bewölkung und Stratus, Stratocumulus, Nimbostratus, Cumulus, und Cumulonimbus als tiefe Wolken, bzw. Wolken, deren vertikale Ausdehnung mehr als eine Wolkenetage umfaßt.

Bei beiden Arten der Wolkenmeldung handelt es sich um Beobachtungsdaten. Sie sind somit von den Beobachtungsvorschriften und von der subjektiven Einschätzung des Beobachters mitgeprägt. Beispielsweise kommen die Meldungen ein Achtel und sieben Achtel Bewölkung sehr häufig vor. Aufgrund der Beobachtungsvorschriften des DWD wird ein Achtel Bewölkung bereits bei Sichtung eines Kondensstreifens am Himmel oder einer Wolke in Horizontnähe gemeldet, sieben Achtel falls eine minimale Wolkenlücke auszumachen ist. Der Kulisseneffekt bei der Schätzung des Bedeckungsgrades trägt

ebenfalls zu den häufigen Meldungen von sieben Achtel Bedeckung bei. Je weiter Wolkenfelder in Horizontnähe liegen, desto eher wird ihr Bedeckungsgrad überschätzt, da durch den flachen Beobachtungswinkel Wolkenlücken nicht mehr erkannt werden können. Die genaue Schätzung der Wolkenuntergrenze ist sehr stark vom Beobachter abhängig.

Die Kombination der Wolkenbeobachtungsdaten mit den Wolken-Modifikationsfaktoren μ erfordert grundsätzliche Überlegungen hinsichtlich der zeitlichen Auflösungen. Zwischen Sonnenaufgang und Sonnenuntergang erfolgen die UV-Globalstrahlungsmessungen zu beliebigen Uhrzeiten, ca. alle fünfzehn Minuten. Die Wolkenbeobachtungen erfolgen dagegen nach DWD-Vorschrift nur zur vollen Stunde. Da allerdings für die Wolkenbeobachtung eine zeitliche Toleranz von ca. fünfzehn Minuten einkalkuliert werden muß und die DWD-Station sich nur in der Nähe des Meßortes der UV-Spektren, aber nicht am Meßort selbst befindet, erschien es nicht sinnvoll, nur Strahlungsmessungen, die zur vollen Stunde erfolgten, zu verwenden. Alle Spektralmessungen, die zwischen 30 Minuten vor und 30 Minuten nach der vollen Stunde erfolgten, werden mit der Wolkenbeobachtung zur vollen Stunde verknüpft. Dieses Verfahren gewährleistet einen möglichst großen Datenumfang für die statistische Auswertung des Datenmaterials.

Die Beobachtungsmeldungen des DWD beschreiben die Menge an Wolken (Bedeckungsgrad) und geben ansatzweise Aufschluß über ihre optische Dicke (Differenzierung von Wolkenarten und/oder -untergrenzen). Über die für die Strahlungsrelevanz der Bewölkung wichtige Position der Wolken am Himmel relativ zur Sonne liefern die DWD-Daten allerdings keinerlei Informationsgehalt.

7.

Ergebnisse

Die Eingangsvektoren, die zur Belernung der Neuronalen Netze verwendet werden, sollten einen bestmöglichen Informationsgehalt bieten, um das Ausgangsmuster abzubilden. Hierzu gehören neben der Beschreibung der Bewölkungssituation auch Informationen bezüglich jener atmosphärischer Größen, die über Wechselwirkungen mit den Wolken die Globalstrahlung beeinflussen. Parameter, die für die Wechselwirkung von Interesse sein können sind der Sonnenzenitwinkel, die Bodenalbedo, Aerosolmenge und -absorptionsverhalten, sowie die Menge an troposphärischem Ozon. Grundsätzlich werden all diese Größen bereits für die Modellsimulationen zur Erzeugung der μ benötigt. Da die optische Dicke des troposphärischen Ozons allerdings im Einzelfall nicht verfügbar ist und folglich die Modellsimulationen mit klimatologischen Mittelwerten des troposphärischen Ozongehalts erfolgten, steht diese Information auch nicht als aktuelle Eingangsgröße für das Neuronale Netz zur Verfügung. Die aktuelle optische Dicke des Aerosols ist bekannt und wird auch bei den Modellsimulationen berücksichtigt. Die Absorptionseigenschaften des Aerosols sind dagegen im Einzelfall nicht bekannt. Da die optischen Dicken in der Regel sehr gering sind und im Garmischer Tal grundsätzlich von sehr geringer Aerosolabsorption ausgegangen werden kann, wurde auch auf eine Aerosolinformation als Eingangsgröße für die Neuronalen Netze verzichtet. Sonnenzenitwinkel und Bodenalbedo werden dagegen bei allen Netzen verwendet. Damit versucht jedes Neuronale Netz, unabhängig von der weiteren Art der Beschreibung der Bewölkungssituation, μ in Abhängigkeit von der Wellenlänge, vom Sonnenzenitwinkel und von der Bodenalbedo zu bestimmen.

Bei der vom Neuronalen Netz benötigten Beschreibung der Bewölkungssituation ist ein Kompromiß zu erzielen zwischen möglichst großem Informationsgehalt und möglichst einfacher Verfügbarkeit, bzw. Bestimmbarkeit dieser Information. So ist z.B. nicht von jedem potentiellen Nutzer zu erwarten, daß er genügend Erfahrungen in der Wolkenklassifikation besitzt, um bestimmte Wolkenarten korrekt zu unterscheiden. Um diese Entscheidung aber nicht im Vorfeld zu treffen, sondern dem potentiellen Nutzer zu überlassen, werden verschiedene Netze belehrt, die sich in Umfang, Verfügbarkeit, Informationsgehalt der Eingangsdaten und folglich auch in der erzielbaren Genauigkeit des Ergebnisses unterscheiden. Je nach verfügbaren Eingangsinformationen soll der spätere Nutzer in der Lage sein, verlässliche Mittelwerte von μ zu berechnen oder auch μ -Werte für einen aktuellen Fall mit möglichst großer Genauigkeit zu bestimmen.

5.1. Eingangsvektor mit Gesamtbedeckungsgrad

Die Beschreibung der Bewölkungssituation erfolgt hier einzig über den Gesamtbedeckungsgrad und ist damit minimal. Es wird keinerlei Unterscheidung getroffen zwischen einzelnen Wolkenarten und Wolkenschichten. Für den potentiellen Nutzer, der sich mit Wolkengattungen und -arten kaum oder gar nicht beschäftigt, ist eine detailliertere Beschreibung der Bewölkungssituation im aktuellen Fall oft nicht zu erwarten. Der hier verwendete minimale Eingangsvektor besteht aus dem Sonnenzenitwinkel, der Bodenalbedo und dem Gesamtbedeckungsgrad. Diese drei Eingangsgrößen werden durch drei Neuronen der Eingangsschicht repräsentiert, die Ausgangsschicht umfaßt prinzipiell sechs Neuronen (μ bei den sechs ausgewählten Wellenlängen). Die belehrten Netze werden im folgenden mit NN1 abgekürzt. Als Datenbasis für die Belernungen konnten 8133 Datensätze zur Verfügung gestellt werden. Ihre Verteilung hinsichtlich des Gesamt-

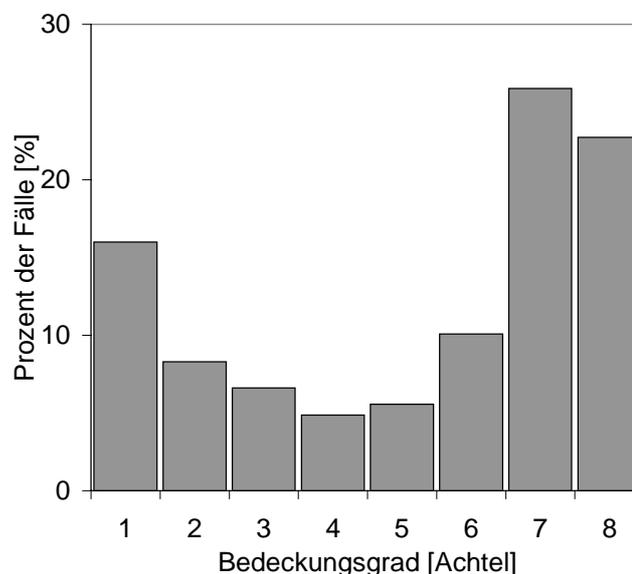


Abb. 14: Verteilung des Datenmaterials von 8133 Spektren auf die beobachteten Gesamtbedeckungsgrade.

Name des Netzes	Netzaufbau	Lernalgorithmus	Anzahl der Epochen
NN1_01	3-6-6-6	BP	632
NN1_02	3-6-6-6	BP	6112
NN1_03	3-6-6	BP	283
NN1_04	3-8-8-6	BP	6537
NN1_05	3-8-6	BP	9393

Tab. 5: Zusammenstellung der Netzarchitekturen, sowie die entsprechende Anzahl der Epochen, die zur Belernung benötigt wurden.

bedeckungsgrades ist in Abb. 14 dargestellt. Die sehr häufig auftretenden Fälle bei ein Achtel und sieben Achtel sind eine direkte Konsequenz der Art der Beobachtung. Ein Achtel wird bereits bei Kondensstreifen oder einzelnen Wolken in Horizontnähe gemeldet, auch wenn diese Wolken keinerlei Strahlungsrelevanz haben. Sieben Achtel wird nicht nur gemeldet, wenn ein Achtel des Himmels wolkenfrei ist. Es genügt bereits ein winziges Wolkenloch, durch das blauer Himmel zu sehen ist.

Wie bereits erwähnt kann die Netzkonfiguration (Netzaufbau, Anfangsinitialisierung der Gewichte, u.s.w.) signifikante Auswirkungen auf das Lernergebnis haben. Deshalb wurden Netze mit einer oder zwei verdeckten Zwischenschichten bei unterschiedlicher Zahl von Neuronen je Zwischenschicht belernt. Die maximale Anzahl an Epochen der Belernung war immer 10.000. Die anhand des Testdatensatzes identifizierten, besten Belernungen sind in Tab. 5 zusammengefaßt. Sie enthält einen Überblick bezüglich der Netzarchitekturen, die zum Einsatz kamen, und der Anzahl der Epochen, die belernt wurden. Die Netze NN1_01 und NN1_02 unterscheiden sich zwar nicht im Aufbau, hatten aber eine unterschiedliche, vom Zufallsgenerator bestimmte Anfangsinitialisierung der Gewichte. Der Netzaufbau gibt an, wieviele verdeckte Zwischenschichten das Netz aufweist, und mit wievielen Neuronen diese Zwischenschichten belegt sind. Beispielsweise existieren bei NN1_01 zwei verdeckte Zwischenschichten mit jeweils sechs Neuronen, bei NN1_03 nur eine Zwischenschicht mit sechs Neuronen und bei NN1_04 zwei Zwischenschichten mit jeweils acht Neuronen. Zusätzlich ist noch der verwendete Lernalgorithmus angegeben (im vorliegenden Fall nur BP).

Trotz der sehr unterschiedlichen Netzarchitekturen und Anzahl der Epochen unterscheiden sich die Ergebnisse der Belernungen hinsichtlich der Fehler kaum. Zur Qualitätsprüfung der Netze werden die absoluten Differenzen zwischen tatsächlichem μ und prognostiziertem μ ermittelt, erst über die Wellenlänge und anschließend über alle Datensätze gemittelt. Diese mittlere absolute Differenz zwischen prognostiziertem und tatsächlichem μ liegt für den Lerndatensatz immer in der Größenordnung von ca. 0.135 bis 0.145. Test- und Evaluierungsdatensatz zeigen geringfügig bessere Ergebnisse als der Lerndatensatz. Da Test- und Evaluierungsdatensatz vom Umfang her sehr klein sind im Vergleich zum Lerndatensatz, spielt hier die zufällige Auswahl beim Aufteilen der Datensätze eine große Rolle. Da diese Auswahl bei allen Netzkonfigurationen die gleiche war, verhalten sich die

Ergebnisse hinsichtlich Test- und Evaluierungsdaten gegenüber dem Lerndatensatz für alle Netze vergleichbar.

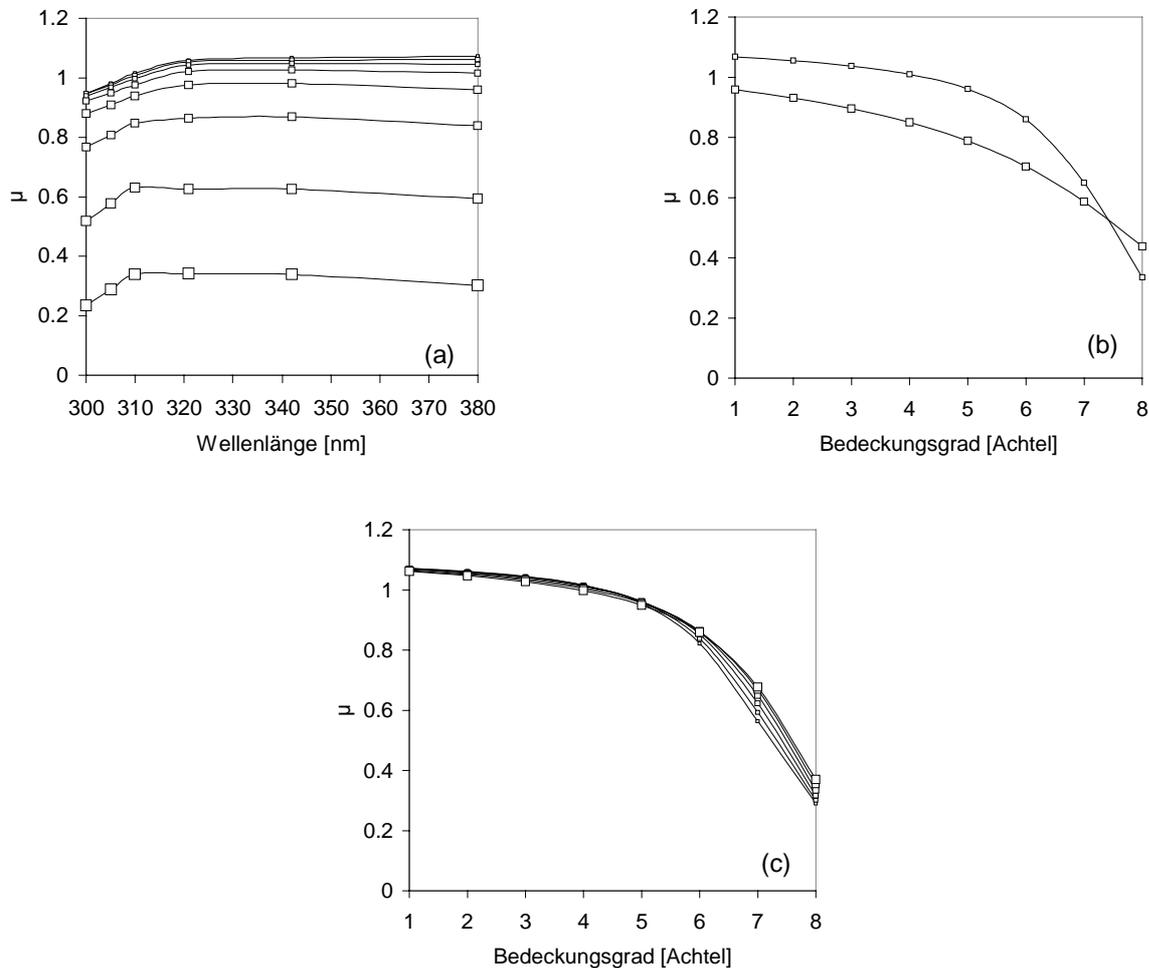


Abb. 15: μ in Abhängigkeit von verschiedenen anderen Parametern: Abb. a. zeigt den spektralen Verlauf je nach Bedeckungsgrad für 40° Sonnenzenitwinkel und einer Bodenalbedo von 0.03 (acht Achtel - große Symbole bis ein Achtel - kleinste Symbole). Abb. b. zeigt μ bei 380 nm und 40° Sonnenzenitwinkel je nach Bedeckungsgrad für 0.03 Bodenalbedo (kleine Symbole) gegenüber 0.40 Bodenalbedo (große Symbole). Abb. c. zeigt die Abhängigkeit von μ bei 380 nm für eine Bodenalbedo von 0.03 je nach Bedeckungsgrad vom Sonnenzenitwinkel (größtes Symbol - 80° , in 10° -Schritten bis zum kleinsten Symbol - 30°).

Für die letztliche Auswahl des "besten" Neuronalen Netzes unter diesen fünf Konfigurationen wurden künstlich generierte Sensitivitätsdaten von den Netzen abgearbeitet. Diese Sensitivitätsdaten kombinieren alle Gesamtbedeckungsgrade (1 Achtel bis 8 Achtel) mit einem Satz von Sonnenzenitwinkeln (30° bis 80° in 10° -Schritten) bei zwei Albedowerten (0.03 für typische Sommerbedingungen und 0.40 für typische Winterbedingungen mit Schneebedeckung). Zwar enthalten diese Sensitivitätsdaten

Spezialfälle, wie sie in der realen Atmosphäre kaum vorkommen, weshalb die Netze für diese Fälle, streng genommen, auch nicht belehrt sind. Die Sensitivitätsdaten ermöglichen aber eine Prüfung der von den Netzen gefundenen Abhängigkeiten der μ -Werte von Gesamtbedeckungsgrad, Sonnenzenitwinkel und Bodenalbedo. Abb. 15 zeigt grafische Darstellungen von Ergebnissen dieses Sensitivitätsdatensatzes für das letztlich auch gewählte Netz NN1_01. Abb. 15a stellt den spektralen Verlauf der μ -Werte, je nach Bedeckungsgrad, dar. Die Schwächung der Strahlung nimmt bei acht Achtel Bedeckung (größte Symbole) mit kürzerer Wellenlänge leicht ab, mit einem Minimum um ca. 310 nm. Unterhalb von 310 nm nimmt der Wolkeneffekt dann aufgrund der Ozonabsorption wieder zu. Dieses Verhalten ist in Übereinstimmung mit Modellsimulationen bei homogenen Schichtwolken [Forster, 1995] und wird auch grundsätzlich von Messungen wiedergegeben [Seckmeyer et al., 1996]. Diese Form der Wellenlängenabhängigkeit ist für alle Bedeckungsgrade ähnlich, wobei sich der spektrale Verlauf von μ im UV-A-Bereich bei geringen Bedeckungsgraden tendentiell abschwächt. Die Abnahme der Strahlungswirkung von Wolken mit kürzerer Wellenlänge ist mit einer Erhöhung der Globalstrahlung an der Wolkenobergrenze, verglichen zum wolkenfreien Fall, zu erklären. An der Wolkenobergrenze reflektierte Photonen werden über Rayleigh-Streuung teilweise wieder Richtung Boden gestreut. Mit abnehmendem Bedeckungsgrad nimmt die Wolkenalbedo ab und damit auch der Wellenlängeneffekt.

Abb. 15b zeigt die Abhängigkeit der μ -Werte bei 380 nm und 40° Sonnenzenitwinkel von der Bodenalbedo. Die kleinen Symbole geben den Verlauf für die Albedo von 0.03 an, die großen Symbole für 0.40. Offensichtlich besteht eine systematische Abweichung zwischen den μ -Werten für 0.03 und 0.40, der sich bei einem Bedeckungsgrad von ein Achtel deutlich abzeichnet. Dies ist möglicherweise ein Zeichen dafür, daß die Wolken in Garmisch-Partenkirchen im Winter bei Schneebedeckung tendentiell optisch dicker sind als im Sommer. Wahrscheinlicher ist allerdings, daß aufgrund der limitierten Anzahl von Fällen mit Schneebedeckung, gegenüber denen ohne Schnee, die Wolken statistisch gesehen öfters vor der Sonne stehen. Demzufolge würde die systematische Abweichung der Kurven bei ein Achtel Bedeckung bei einer Verbreiterung der Datenbasis verschwinden. Unabhängig von dieser systematischen Abweichung ist zu erkennen, daß die Kurvenverläufe in Abhängigkeit vom Bedeckungsgrad unterschiedlich sind. Die Kurve für die Albedo von 0.40 verläuft deutlich flacher. Dies führt dazu, daß der Einfluß der Wolken bei acht Achtel geringer ist als bei der Albedo von 0.03. Die Situation bei acht Achtel Bedeckung und zunehmender Bodenalbedo kann mit einem eindimensionalen Modell simuliert werden, was bereits in Kap. 1 gezeigt wurde. Ohne Wolken gehen viele Photonen, die am Boden reflektiert werden, in Richtung Weltraum verloren. Die Wolken sorgen dafür, daß eine große Anzahl dieser Photonen an der Wolkenuntergrenze wieder Richtung Boden zurückgestreut wird. Bei durchbrochener Bewölkung sollte allerdings, trotz Wolkenlücken, dieser Effekt grundsätzlich auch vorhanden sein. Bereits ab sieben Achtel Bedeckung ist die Schwächung der Strahlung in Verbindung mit Schnee aber größer als ohne Schnee. Dieser Effekt ist nicht zu erwarten und steht wahrscheinlich in Zusammenhang mit der zu kleinen Datenbasis bei Schneebedingungen.

Abb. 15c gibt den Verlauf der μ -Werte bei 380 nm und 0.03 Bodenalbedo in Abhängigkeit vom Sonnenzenitwinkel wieder. Insgesamt zeigt sich kaum eine Abhängigkeit von μ

gegenüber dem Sonnenzenitwinkel. Ab einem Bedeckungsgrad von fünf Achtel erscheint die Strahlungsschwächung durch Wolken für große Sonnenzenitwinkel etwas geringer als für kleine. Der Effekt ist maximal für sieben Achtel Bedeckung. Einerseits steigt die Wahrscheinlichkeit bei flacherer Sonne, daß Photonen an der Wolkenobergrenze durch Rückstreuung/Reflexion Richtung Weltraum verlorengehen, andererseits verlieren die Richtung Erdboden gestreuten Photonen ihre ursprüngliche Richtung und tragen damit aufgrund der Kosinus-Wichtung stärker zum Detektorsignal bei. Diese Effekte scheinen sich annähernd zu kompensieren. Bei einer homogenen Wolke kann die kaum vorhandene Abhängigkeit von μ gegenüber dem Sonnenzenitwinkel mit Hilfe eines eindimensionalen Strahlungsmodells nachgewiesen werden. Die Ergebnisse hier legen nahe, daß die Invarianz von μ gegenüber dem Sonnenzeitwinkel auch bei durchbrochener Bewölkung gegeben ist, zumindest solange Mittelwerte von μ betrachtet werden. Andererseits ist zu betonen, daß die gefundene Zenitwinkelabhängigkeit sehr stark vom Datenmaterial selbst abhängt, da nie dieselben Wolken bei unterschiedlichen Sonnenzenitwinkeln verglichen werden. Tages- und jahreszeitliche Variabilität können dabei eine große Rolle spielen. Darüberhinaus zeigte sich, daß die Ergebnisse der unterschiedlichen Konfigurationen der Neuronalen Netze sehr unterschiedliche Ergebnisse hinsichtlich der Zenitwinkelabhängigkeit liefern. Dies deutet darauf hin, daß in Bezug auf die Zenitwinkelabhängigkeit kein klar definiertes Minimum der Fehlerfläche zu finden ist. Konsequenterweise findet das Netz bei verschiedenen Läufen unterschiedliche Fehlerminima von ähnlicher Tiefe (der mittlere absolute Fehler verändert sich dabei kaum). Hieraus kann auch geschlossen werden, daß der Sonnenzenitwinkel keinen signifikanten Einfluß auf μ im untersuchten Datenmaterial hat.

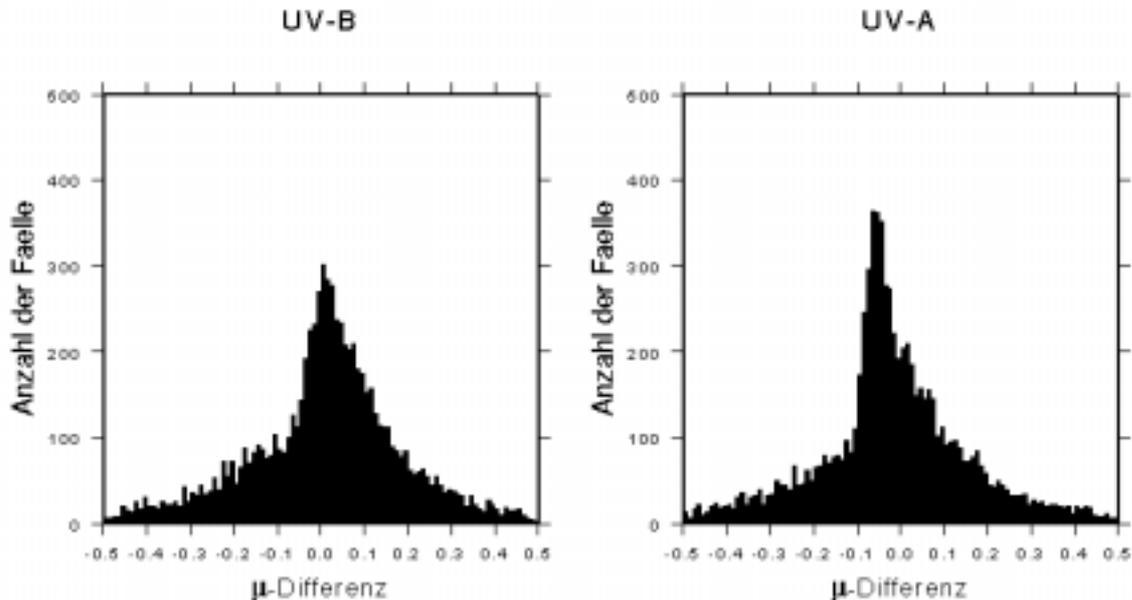


Abb. 16: Histogramm der Differenzen zwischen tatsächlichem und berechnetem Wert von μ , gemittelt über die betrachteten drei Wellenlängen 300 nm, 305 nm und 310 nm (UV-B), bzw. 321 nm, 342 nm und 380 nm (UV-A).

Mit dem Netz ist es möglich, μ im Mittel mit einer absoluten Abweichung von ca. 0.138 zu bestimmen. Die Darstellung dieses Fehlers als Differenz zwischen tatsächlichem und prognostiziertem μ wird in Abb. 16 gezeigt. Hierzu wurden die Ergebnisse des Lerndatensatzes verarbeitet. Die Differenzen zwischen Ausgangs- und Zielwert von μ wurden hier für die Wellenlängen 300 nm, 305 nm und 310 nm (UV-B), bzw. 321 nm, 342 nm und 380 nm (UV-A) gemittelt.

Etwa 50% der berechneten Fälle weisen eine Differenz kleiner als 0.1 auf. Allerdings sind die Flanken der Verteilungen für beide Wellenlängenbereiche sehr breit. Dies bedeutet, daß eine große Anzahl an Fällen existiert, für die das Netz nicht in der Lage ist, den aktuellen Wert von μ zu bestimmen. Die Optimierung hinsichtlich der Abweichungen von μ um Werte von 0 und die annähernd gegebene Symmetrie der Verteilungen läßt aber darauf schließen, das die Netze in der Lage sind, belastbare Mittelwerte für μ zu finden. Werden die absoluten μ -Differenzen betrachtet, so liegt der diesbezügliche Mittelwert der Abweichungen im UV-B-Bereich bei 0.141 und im UV-A-Bereich geringfügig besser bei 0.135.

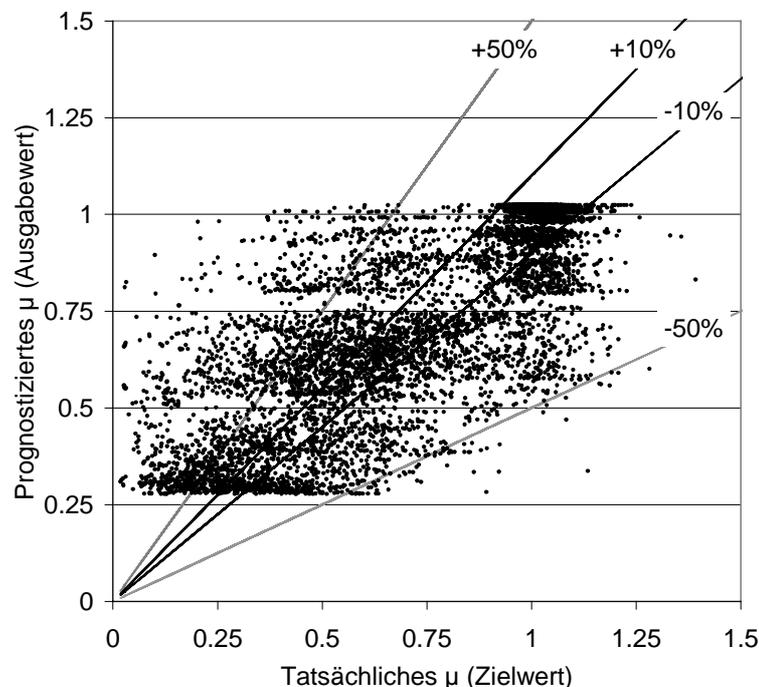


Abb. 17: Tatsächliches μ (Zielwert) gegenüber prognostiziertem μ (Ausgabewert). Die Linien geben den prozentualen Fehler der modellierten UV-Globalstrahlung gegenüber der gemessenen an. Eingezeichnet sind die Schranken für die Übereinstimmung zwischen Modellierung und Messung im $\pm 10\%$ -Bereich und im $\pm 50\%$ -Bereich.

Von großem Interesse ist auch der Fehler hinsichtlich der modellierten UV-Globalstrahlung. Dieser Fehler entspricht dem Quotienten aus tatsächlichem μ und prognostiziertem μ . Abb. 17 zeigt eine diesbezügliche Darstellung mit den Schranken für

die Übereinstimmung zwischen modellierter und gemessener Strahlung im $\pm 10\%$ -Bereich, bzw. im $\pm 50\%$ -Bereich. Auffallend ist der Wertebereich von prognostizierten μ , der zwischen ca. 0.30 und 1.05 liegt. Aufgrund der Art der Wolkenbeschreibung als Eingangsinformation für das Netz ist dieses weder in der Lage, Strahlungserhöhungen durch Wolken, noch besonders starke Strahlungsschwächungen, wie sie im Einzelfall vorkommen können, abzubilden. Im Bereich von $\pm 10\%$ liegt die Mehrzahl der Fälle, bei denen keine signifikante Wirkung der Wolken auf das Strahlungsfeld zu sehen ist. Dies sind in erster Linie Fälle bei durchbrochener Bewölkung mit Bedeckungsgraden kleiner als drei Achtel. Eine Unterschätzung der UV-Strahlung um mehr als 50% (entspricht einer Unterschätzung von μ um mehr als 50%) kommt sehr selten vor, während es eine diesbezügliche Überschätzung sehr häufig gibt. Dies liegt daran, daß einerseits das Netz μ -Werte kleiner als 0.3 nicht produzieren kann, und andererseits, bei tatsächlichen μ -Werten um 1.0, das Netz ein μ von kleiner als 0.5 bestimmen müßte. Dies entspricht einer Differenz zwischen tatsächlichem und prognostiziertem μ von größer als 0.5, was kaum vorkommt, da das Netz bezüglich der Differenzen von μ optimiert hat. Bei einem tatsächlichen μ von 0.25 genügt dagegen bereits eine μ -Differenz von 0.125 für eine Überschätzung der UV-Strahlung um 50%.

Die Probleme bei dieser Art der Wolkenbeschreibung sind vielfältig. Die optische Dicke der Wolken ist für unterschiedliche Wolkentypen sehr verschieden. Selbst gleiche Wolkentypen besitzen noch eine große Variabilität hinsichtlich ihrer optischen Dicke. Eine Wolke vor der Sonne bewirkt eine deutlich stärkere Strahlungsschwächung, Wolken neben der Sonne können die Strahlung sogar erhöhen.

7.2. Eingangsvektor mit detaillierter Wolkenbeschreibung

Für die Neuronalen Netze ist es auf jeden Fall hilfreich, wenn sie zwischen optisch dünnen Wolken (Cirren) und optisch dicken Wolken (z.B. Cumulus) differenzieren können. Bisher hatten die Netze diesbezüglich keine Information als Eingangsparameter zur Verfügung. Diese Unterscheidung soll dem Netz nun ermöglicht werden, indem als Eingangsgröße eine detailliertere Wolkenbeobachtung verwendet wird.

Eine detaillierte Beschreibung der Bewölkungssituation wird durch die Synop-Beobachtungen des DWD zur vollen Stunde geliefert. Wie bereits angesprochen geschieht dies auf zwei Arten; der Drei-Etagen-Meldung (DEM) und der Vier-Schichten-Meldung (VSM). Um ein Gefühl dafür zu bekommen, welche Art der Wolkenmeldung besser geeignet ist, um die Wirkung der Bewölkung auf das Strahlungsfeld zu beschreiben, wurden zuerst Netze mit DEM bzw. VSM belernt, ohne die Meldungen zu verändern. Dies ergibt für das DEM-Netz acht Eingangsneuronen (neben Sonnenzenitwinkel, Bodenalbedo und Gesamtbedeckungsgrad, der Bedeckungsgrad der tiefen Wolken, die Art der tiefen, mittelhohen und hohen Wolken und die geschätzte Wolkenuntergrenze der tiefsten Wolken). Experimentiert wurde mit nicht beobachtbaren Wolkenschichten, die in der DWD-Meldung mit '-1' gekennzeichnet sind. Bei einigen Netzen wurden zusätzliche Eingangsneuronen eingeführt, die die Meldung enthalten, ob eine bestimmte Wolkenschicht beobachtbar ist oder nicht. Dies erhöht die Anzahl der Eingangsneuronen dann auf zehn. Dasselbe gilt auch für die VSM-Netze, die normalerweise vierzehn Eingangsneuronen (neben Sonnenzenitwinkel und Bodenalbedo jeweils Bedeckungsgrad, Wolkenart und geschätzte Wolkenuntergrenze für vier Schichten), bei der Technik der zusätzlichen Neuronen für die Beobachtbarkeit siebzehn Eingangsneuronen aufweisen. Die Netze werden im folgenden NN2_DEM, bzw. NN2_VSM genannt. Die diesbezüglichen Ergebnisse sind in Tab. 6 zusammengefaßt. Anders als im vorigen Kapitel wurde hier aufgrund der komplexeren Neuronalen Netze auch der RP-Lernalgorithmus im Vergleich zum bereits bekannten BP-Algorithmus getestet.

Die DEM-Netze liefern tendentiell etwas bessere Ergebnisse als die VSM-Netze. Bei DEM drückt sich der Informationsgewinn gegenüber dem Netz NN1 darin aus, daß die mittlere absolute Differenz zwischen tatsächlichem und prognostiziertem μ , bezogen auf den Lerndatensatz, von ca. 0.138 bei NN1 auf ca. 0.121 sinkt. Bei den VSM-Netzen von NN2 liegt die mittlere absolute Differenz bei 0.122. Es lassen sich keine großen Unterschiede in den Ergebnissen von Lern-, Test- und Evaluierungsdatensatz feststellen. Durch den Informationsgewinn in Form der detaillierteren Wolkenbeschreibung ließen sich die vom Neuronalen Netz prognostizierten μ -Werte signifikant verbessern. Einer der wesentlichen Gründe für die leicht schlechteren Ergebnisse von VSM dürfte sein, daß bei DEM ein Gesamtbedeckungsgrad gegeben ist, bei VSM dagegen nicht. Möglich wäre auch, daß die feinere Auflösung in 27 verschiedene Wolkentypen bessere Ergebnisse liefert. Gerade diese feine Auflösung macht aber in der Praxis wenig Sinn, da vom Nutzer nicht erwartet werden kann, verschiedene Arten von Cumulus-Bewölkung richtig zu differenzieren. Diese Überlegungen und die bisherigen Ergebnisse führten dazu, daß die zwei gemeldeten Bewölkungsgruppen der Synop-Gruppe zu einer Meldung vereint wurden. Die VSM-

Name des Netzes	Netzaufbau	Lernalgorithmus	Anzahl der Epochen
NN2_DEM01	8-6-6-6	BP	9020
NN2_DEM02	8-6-6	BP	3175
NN2_DEM03	10-6-6-6	RP	18855
NN2_DEM04	10-6-6-6	BP	1588
NN2_DEM05	10-6-6-6	RP	10000
NN2_VSM_01	14-6-6-6	BP	5878
NN2_VSM_02	14-6-6	BP	1169
NN2_VSM_03	14-6-6-6	RP	338
NN2_VSM_04	17-8-8-6	BP	3390
NN2_VSM_05	17-6-6-6	RP	10000

Tab. 6: Zusammenstellung der Netzarchitekturen der NN2-Netze, sowie die entsprechende Anzahl der Epochen, die zur Belernung benötigt wurden.

Gruppe wurde so aufbereitet, daß eine neue Drei-Etagen-Meldung, DEM*, kreiert wurde. In DEM* sollte neben dem Gesamtbedeckungsgrad auch der Einzelbedeckungsgrad jeder Wolkenetage (hoch, mittelhoch und tief) enthalten sein. Dabei wurde die Anzahl der möglichen Wolkentypen auf die zehn der VSM-Gruppe reduziert. Folglich wurde VSM dahingehend ausgewertet, die Wolken der Schichten 1 bis 4 in Wolkenetagen zu konvertieren. Gab es mehrere Wolkenschichten für eine Etage (z.B. ein Achtel Cumulus, vier Achtel Stratocumulus, beides tiefe Wolken), so wurden die Bedeckungsgrade der einzelnen Wolken (unter Berücksichtigung der anderen Wolken für die Etagen Mittelhoch und Hoch) addiert, sofern sie nicht den Gesamtbedeckungsgrad überschritten. War dies in dem angesprochenen Beispiel der Fall, so wurde nur vier Achtel Bedeckung in die DEM* Meldung überführt, ansonsten fünf Achtel. Als Wolkenart wurde immer die Bewölkung verwendet, die überwiegend war, in diesem Fall also Stratocumulus. Waren zwei Arten gleich stark vertreten, so wurde die Wahl anhand der größeren Strahlungswirkung nach Tab. 1 getroffen. Ein Problem ergab sich aus dem Umstand, daß unter bestimmten Bedingungen (vgl. Kap. 6.) bei VSM geringe Bedeckungsgrade (kleiner drei Achtel bei Schicht 2, kleiner fünf Achtel bei Schicht 3) nicht gemeldet werden. Dies führte bei einigen Fällen dazu, daß der gemeldete Gesamtbedeckungsgrad von DEM nicht kompatibel zu den Einzelbedeckungsgraden der drei Wolkenetagen war. Beispielsweise gab es Fälle, bei denen ein Gesamtbedeckungsgrad von vier Achtel gemeldet wurde, bei VSM allerdings nur ein Achtel Cumulus auftauchte. Diese Datensätze und die zugehörigen μ -Werte wurden deshalb eliminiert, wodurch sich eine Verringerung des Datenumfangs um ca. 10% ergab. Insgesamt stehen damit 7568 Fälle zur Belernung der Netze zur Verfügung. Die Häufigkeitsverteilung der Wolken der drei Etagen Hoch, Mittelhoch und Tief in

Abhängigkeit vom Einzelbedeckungsgrad je Etage ist in Abb. 18, links, dargestellt. Das Datenmaterial wird sehr stark dominiert von Fällen tiefer Wolken mit ein Achtel Bedeckung, zumeist Cumulus-Wolken. Diejenigen Fälle, wenn tiefe, mittelhohe oder hohe Wolken ausschließlich vorkommen, d.h. der Bedeckungsgrad der Wolkenetage gleich dem Gesamtbedeckungsgrad ist, sind in Abb. 18, rechts, dargestellt. Mittelhohe Wolken alleine kommen demzufolge bei Bedeckungsgraden von zwei Achtel bis sechs Achtel fast nie vor. Eine Aufschlüsselung nach Wolkenarten dokumentiert, daß stratiforme Wolkenarten (Cirrostratus, Altostratus, Stratus) bevorzugt bei hohen Bedeckungsgraden vorkommen, während sie bei geringer Bedeckung selten sind.

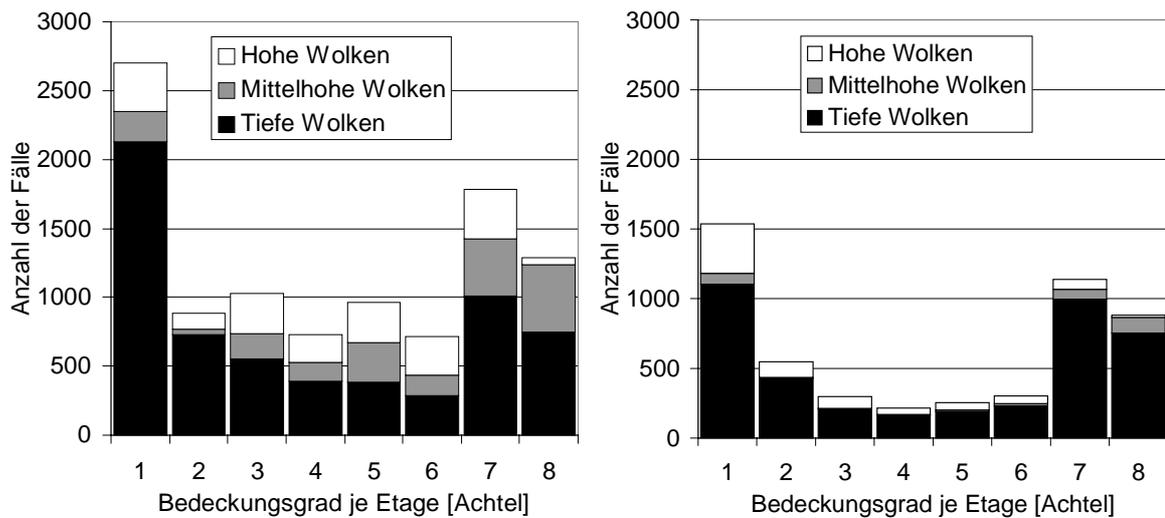


Abb. 18: Häufigkeitsverteilung der Wolken der drei Etagen Hoch, Mittelhoch und Tief je Bedeckungsgrad in der Etage (links). Analoge Häufigkeitsverteilung, wenn Wolken in nur einer Etage gemeldet sind (rechts).

Die ungefähre Höhenlage der Wolke ist grundsätzlich bereits durch die Unterscheidung tief, mittelhoch und hoch beschrieben, sowie durch den Wolkentyp (Cirren kommen z.B. nur als hohe Wolken vor). Deshalb ergab sich die Überlegung, ob auf die Information der Wolkenuntergrenze verzichtet werden kann. Die Wolkenuntergrenze ist für den späteren Nutzer auch definitiv die am schwierigsten abzuschätzende Größe. Als Entscheidungshilfe wurden Netze belernt, die entweder Bedeckungsgrad der Schicht und Wolkentyp, oder Bedeckungsgrad der Schicht und Wolkenuntergrenze, oder alle drei zusammen, Bedeckungsgrad der Schicht und Wolkentyp und Wolkenuntergrenze, als Eingangsgrößen enthielten. Die diesbezüglichen Belernungen zeigten, daß kaum Unterschiede in der Qualität der Belernungen zu sehen waren, weshalb im Folgenden nur Netze betrachtet werden, die als Eingangsgrößen den Bedeckungsgrad je Etage und die Wolkenart je Etage aufweisen. Die angesprochene Datenreduktion aufgrund der Inkompatibilität von Gesamtbedeckung mit den Einzelbedeckungen der vier Schichten zeigte demgegenüber eine Verbesserung hinsichtlich der Belernungen. Die Netze, die mit reduzierten Datensätzen belernt wurden, zeigten im Mittel bessere Ergebnisse. Bisherige Versuche mit einer geeigneten Parametrisierung der nicht beobachtbaren Wolkenschichten, entweder über ein gesetztes "-1" als Einzelbedeckungsgrad oder über die Einführung von

zusätzlichen Neuronen, lieferten dagegen keine Verbesserungen der Ergebnisse. Deshalb werden nicht-beobachtbare Wolkenschichten im Folgenden als nicht vorhanden behandelt. In Tab. 7 sind entsprechende Belernungen aufgeführt. Alle Netze weisen neun Eingangsneuronen (Sonnenzenitwinkel, Bodenalbedo, Gesamtbedeckung, Bedeckungsgrad und Wolkenart der tiefen, mittelhohen und hohen Wolkenetage) auf.

Name des Netzes	Netzaufbau	Lernalgorithmus	Anzahl der Epochen
NN2_DEM*01	9-6-6-6	BP	1735
NN2_DEM*02	9-9-7-6	BP	20000
NN2_DEM*03	9-10-8-6	BP	15629
NN2_DEM*04	9-10-6	RP	8808
NN2_DEM*05	9-10-8-6	RP	19972
NN2_DEM*06	9-9-7-6	RP	1190
NN2_DEM*07	9-9-7-6	RP	20000
NN2_DEM*08	9-9-9-6	RP	11969
NN2_DEM*09	9-8-6	RP	4975
NN2_DEM*10	9-6-6-6	RP	5959
NN2_DEM*11	9-6-6-6	RP	13933

Tab. 7: Zusammenstellung der Netzarchitekturen für die NN2_DEM*-Netze, sowie die entsprechende Anzahl der Epochen, die zur Belernung benötigt wurden.

Die mittleren absoluten Differenzen zwischen tatsächlichem und prognostiziertem μ des Lerndatensatzes liegen nun bei ca. 0.115 und sind damit nochmals deutlich besser als die der DEM-Netze in Tab. 5 mit 0.121. Die Ergebnisse für Test- und Evaluierungsdatensatz liegen auf ähnlichem Niveau. Gegenüber dem vorigen Kap. 7.1 hat sich die Bestimmung der μ -Werte durch Hinzunahme der detaillierteren Beschreibung der Bewölkungssituation also deutlich verbessert.

Für die Auswahl eines Netzes wurde wiederum ein Sensitivitätsdatensatz angefertigt und ausgewertet. Es zeigte sich, daß die Belernungen mit dem RP-Algorithmus den Nachteil hatten, daß das Netz durch sehr komplexe funktionale Abhängigkeiten auf kleinste Besonderheiten der Lerndaten reagierte. Beispielsweise kommt mittelhohe Bewölkung ohne Auftreten tiefer oder hoher Bewölkung bei Bedeckungsgraden von vier bis fünf Achtel sehr selten vor. Innerhalb dieser zehn Fälle scheint es so zu sein, daß diese Wolken zufällig besonders dick sind, oder überdurchschnittlich häufig vor der Sonne stehen. Die RP-Netze finden folglich für mittelhohe Bewölkung eine starke Abnahme von μ bei vier bis fünf Achtel mit einer darauffolgenden Zunahme bei sechs Achtel, während die BP-Netze einen kontinuierlichen Kurvenverlauf mit dem Bedeckungsgrad wiedergeben. Folglich

lieferte eines der BP-Netze im Hinblick auf die Sensitivitätsdaten die besten Ergebnisse. Die weiteren Auswertungen beziehen sich auf das Netz NN2_DEM*01, das aus den unterschiedlichen Konfigurationen gewählt wurde. Als Netzarchitektur besitzt es, genau wie das ausgewählte NN1_01-Netz, zwei Zwischenschichten mit je sechs Neuronen.

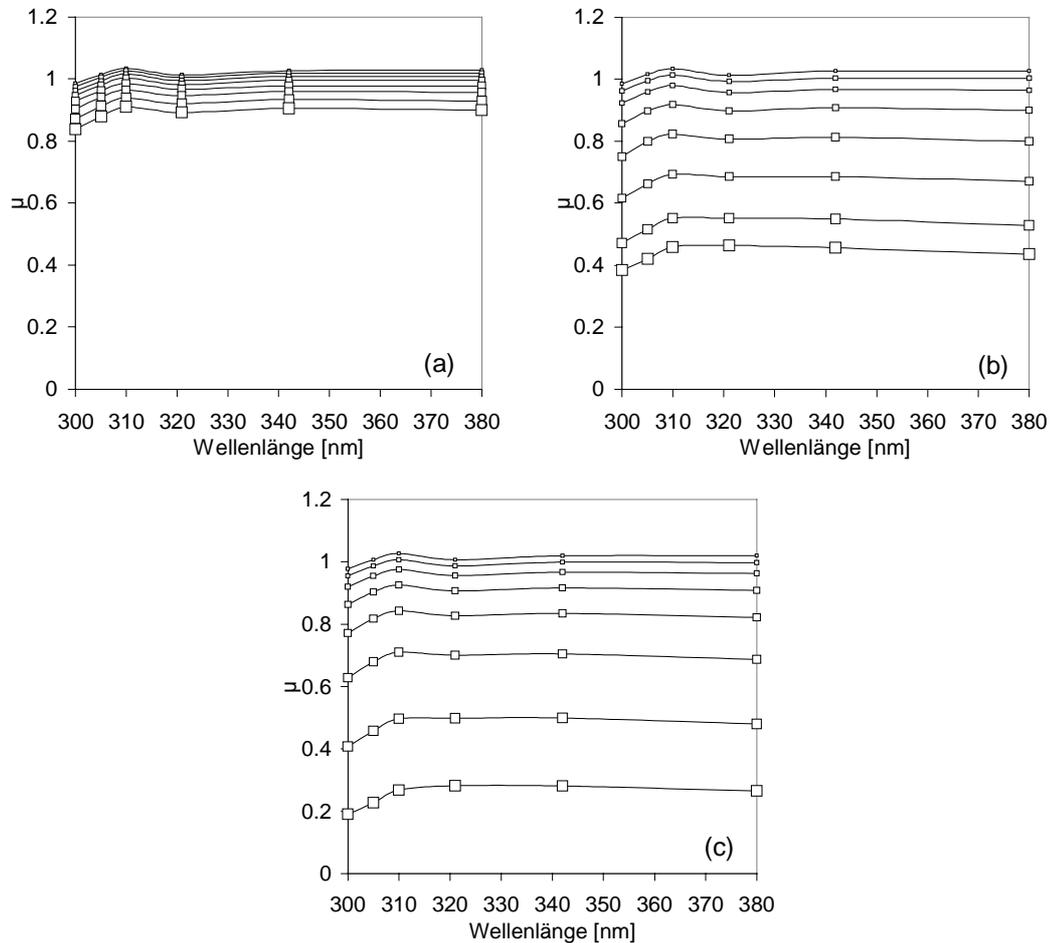


Abb. 19: Spektraler Verlauf von μ in Abhängigkeit vom Bedeckungsgrad für 40° Sonnenzenitwinkel und 0.03 Bodenalbedo. Abb. a zeigt den spektralen Verlauf je nach Bedeckungsgrad (acht Achtel Bedeckungsgrad - große Symbole bis ein Achtel - kleinste Symbole) für hohe Wolken (ci, bzw. cs), Abb. b für mittelhohe Wolken (ac, bzw. as) und Abb. c für tiefe Wolken (cu, bzw. sc).

Abb. 19 zeigt die Wellenlängenabhängigkeit für hohe (a), mittelhohe (b) und tiefe Wolken (c). Bei der Wolkenart wurde jeweils ab sieben Achtel Bedeckung auf den stratiformen Wolkentyp gewechselt, d.h. bei den hohen Wolken von Cirrus auf Cirrostratus, bei den mittelhohen von Altopcumulus auf Altostratus, und bei den tiefen von Cumulus auf Stratocumulus. Die Ergebnisse gelten für einen Sonnenzenitwinkel von 40° und einer Bodenalbedo von 0.03. Es sind deutliche Unterschiede zu erkennen bzgl. der Strahlungswirkung der Wolken aus unterschiedlichen Etagen. Hohe Wolken zeigen im

Mittel nie μ -Werte kleiner als 0.8. Mittelhohe Wolken ergeben μ -Werte bis 0.4, tiefe Wolken bis 0.2. Die Wellenlängenabhängigkeit selbst hat sich gegenüber den Ergebnissen aus Kap. 7.1 nicht signifikant verändert.

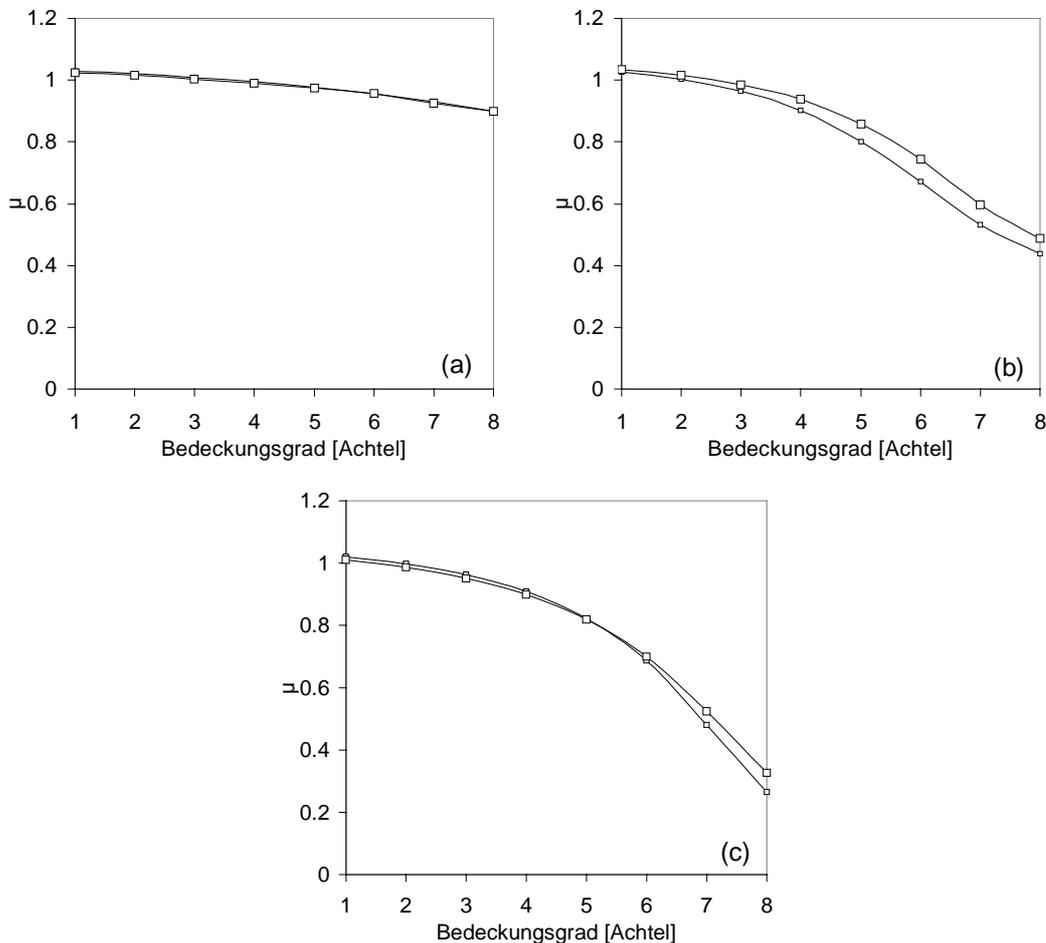


Abb. 20: μ bei 380 nm in Abhängigkeit vom Bedeckungsgrad für 60° Sonnenzenitwinkel bei 0.03 Bodenalbedo (kleine Symbole) und 0.40 (große Symbole). Abb. a zeigt μ für hohe Wolken (ci, bzw. cs), Abb. b für mittelhohe Wolken (ac, bzw. as) und Abb. c für tiefe Wolken (cu, bzw. sc).

In Abb. 20a ist die Abhängigkeit von μ bei 380 nm vom Bedeckungsgrad für zwei Albedowerte, 0.03 (kleine Symbole) und 0.40 (große Symbole) bei 40° Sonnenzenitwinkel für hohe Wolken gezeigt. Es bestehen keinerlei Unterschiede der μ -Werte in Abhängigkeit von der Albedo. Dies ist auch nicht zu erwarten, da der bereits erwähnte Mehrfach-Reflexionseffekt zwischen Wolkenuntergrenze und Boden umso schwächer sein muß, je höher die Wolken liegen. Diese Art der Wechselwirkung der Photonen zwischen Boden und Wolkenuntergrenze ist für Cirren auszuschließen, da sie in Höhen zwischen acht und zwölf km über Grund vorkommen. Bei mittelhoher Bewölkung dagegen (Abb. 20b) ist dieser Effekt bereits deutlich erkennbar. Ab vier Achtel Bedeckungsgrad ist die Strahlungsschwächung der Wolken bei Schnee deutlich geringer als bei schneefreiem

Boden. Dementsprechend müßte der Effekt bei tiefen Wolken in Abb. 20c. noch ausgeprägter sein. Dort zeigt sich aber wiederum nur ein sehr geringer Effekt ab sieben Achtel Bedeckung. Deshalb soll an dieser Stelle nochmals auf das Problem des Vergleichs des Bewölkungseinflusses bei unterschiedlicher Albedo verwiesen werden. Gerade tiefe Wolken weisen eine sehr starke Variabilität in ihrer optischen Dicke auf. Der Vergleich winterlicher Bewölkungsbedingungen mit denen im Sommer kann sehr schnell dazu führen, daß unterschiedliche optische Dicken von Wolken verglichen werden. Verglichen mit den Darstellungen von Kap. 7.1. läßt sich allerdings feststellen, daß die Sensitivitätsergebnisse deutlich besser geworden sind. Dies dürfte in einer Reduktion der unerklärbaren Varianz durch die Einführung verschiedener Wolkenetagen begründet sein. Dadurch ist es für die Netze leichter das Minimum in der Fehlerfunktion zu finden.

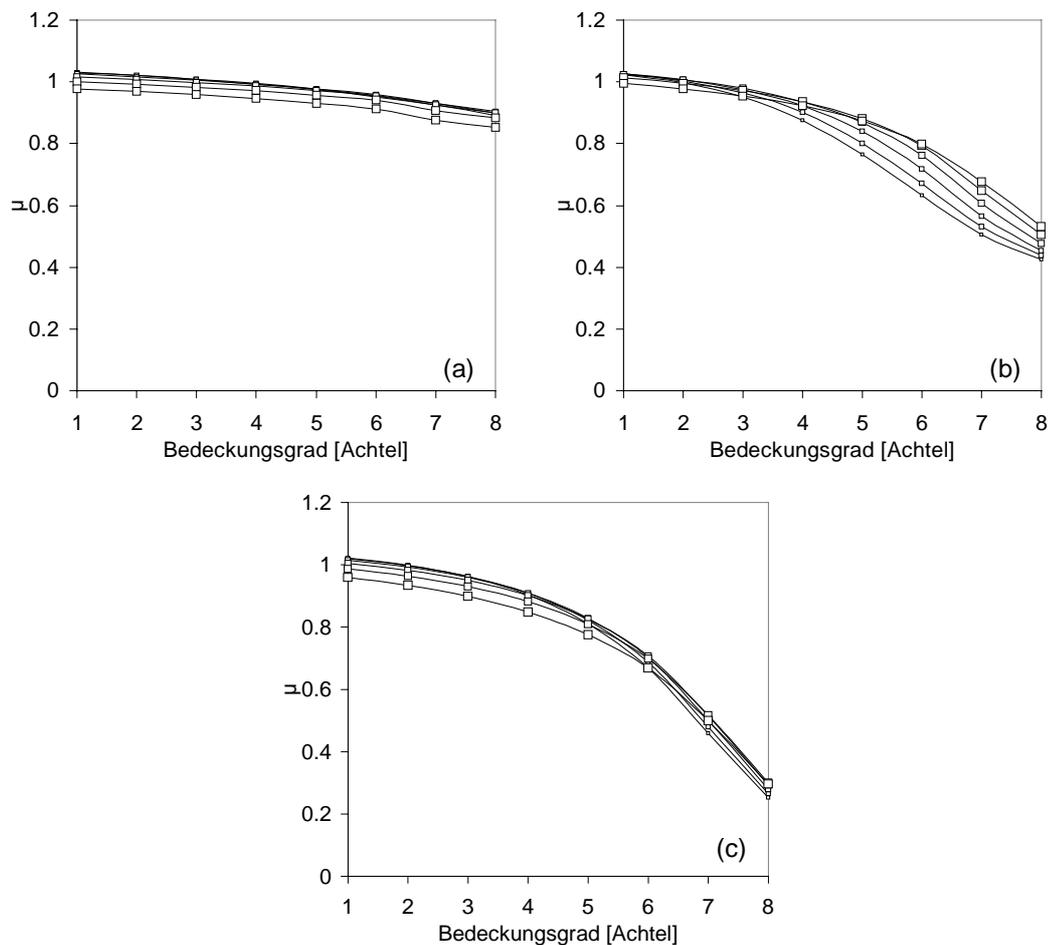


Abb. 21: μ bei 380 nm in Abhängigkeit von Bedeckungsgrad für 6 Sonnenzenitwinkel von 80° (größte Symbole) bis 30° (kleinste Symbole) in 10° Schritten. Abb. a zeigt μ für hohe Wolken (ci, bzw. cs), Abb. b für mittelhohe Wolken (ac, bzw. as) und Abb. c für tiefe Wolken (cu, bzw. sc).

In Abb. 21 ist die Abhängigkeit der μ -Werte vom Sonnenzenitwinkel dargestellt. Während für hohe Wolken (Abb. 21a) und tiefe Wolken (Abb. 21c) eine klare Abhängigkeit vom

Sonnenzenitwinkel nicht auszumachen ist, ist in Abb. 21b für die mittelhohen Wolken eine klare Abhängigkeit für Bedeckungsgrade größer als vier Achtel zu sehen. Die Statistik in Abb. 18, rechts, zeigt allerdings, daß ausschließlich mittelhohe Bewölkung im verwendeten Datenkollektiv zur Belernung der Netze sehr selten vorkommt. Besteht in diesen wenigen Fällen eine zufällige Korrelation zwischen optischer Dicke der Wolken und Sonnenzenitwinkel, so wird das Netz versuchen, die Variabilität der optischen Dicke über den Sonnenzenitwinkel zu erklären. Dafür, daß dies passiert ist, spricht, daß ein ähnlicher Effekt für hohe und tiefe Wolken nicht zu sehen ist.

Abb. 22 zeigt das Histogramm der Differenzen zwischen tatsächlichem und prognostiziertem μ . In grauer Schattierung sind zum Vergleich die diesbezüglichen Ergebnisse des Netzes aus Kapitel 7.1. dargestellt.

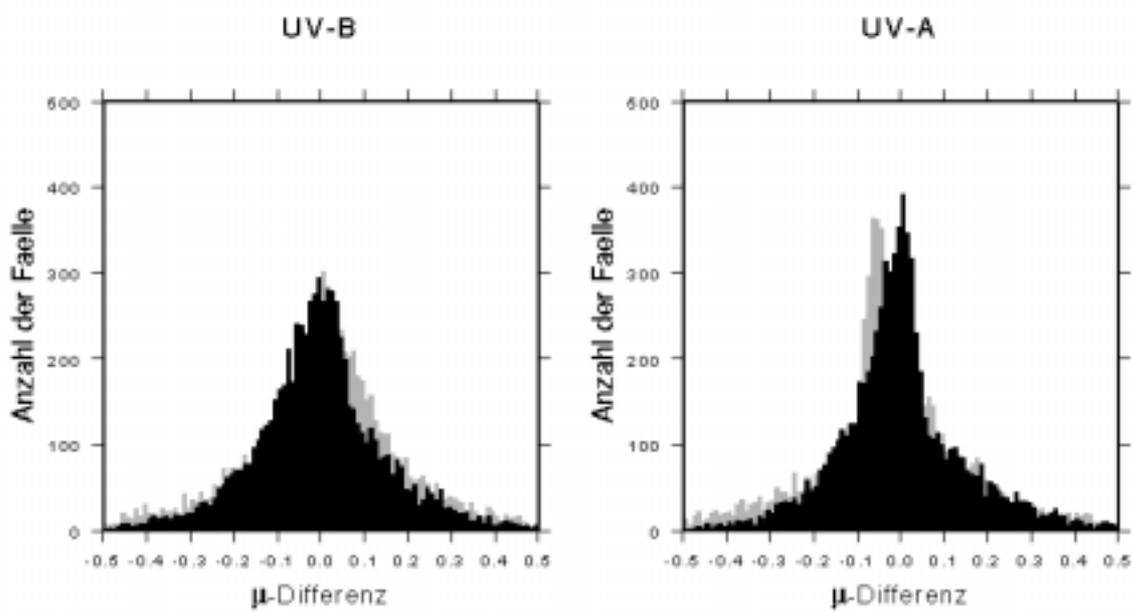


Abb. 22: Histogramme der Differenzen zwischen tatsächlichem und prognostiziertem μ , gemittelt über die betrachteten drei Wellenlängen 300 nm, 305 nm und 310 nm (UV-B), bzw. 321 nm, 342 nm und 380 nm (UV-A). Zum Vergleich sind die analogen Ergebnisse aus Kap. 7.1 in grauer Schattierung eingetragen.

Leichte Verbesserungen sind zu erkennen bei Differenzen von μ zwischen 0.2 und 0.4. Ihre Anzahl konnte im Vergleich zu den bisherigen Ergebnissen abgebaut werden. Weiterhin hat die Differenzierung verschiedener Wolkenarten / -etagen dazu geführt, daß das Maximum der Verteilungsfunktion für den UV-A-Bereich nun näher bei 0 liegt. Die mittlere absolute μ -Differenz ist gegenüber Kap. 7.1 im UV-B-Bereich von 0.141 auf 0.121 und im UV-A-Bereich von 0.135 auf 0.110 gesunken. Wie im vorigen Kapitel ist in Abb. 23 wieder die Abschätzung für die Fehler hinsichtlich der UV-Globalstrahlung gegeben. Verglichen mit Abb. 17 aus Kap. 7.1 zeigt sich, daß sich die gesamte Bandbreite der Abweichungen verringert hat. Weiterhin gibt es, vor allem im Bereich starker Strahlungsschwächung (tatsächliches μ kleiner als 0.5) Fehler für die prognostizierte UV-Strahlung von über 50%.

Es ist aber auch deutlich zu erkennen, daß die Anzahl dieser Fälle stark abgenommen hat. Die starke Konzentration von Punkten, wenn tatsächliches und prognostiziertes μ um 1.0 liegen, ist eine direkte Konsequenz der Aufteilung in unterschiedliche Wolkenarten. Cirren, die eine sehr geringe Strahlungswirkung haben, werden nun auch dementsprechend anders behandelt als tiefe Bewölkung.

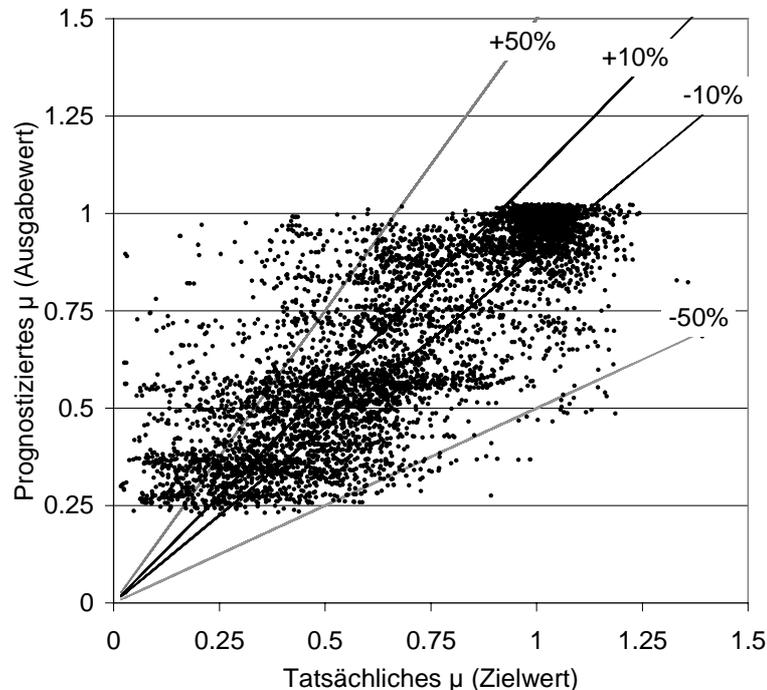


Abb. 23: Tatsächliches μ (Zielwert) gegenüber prognostiziertem μ (Ausgangswert). Die Linien geben den prozentualen Fehler der modellierten UV-Globalstrahlung gegenüber der gemessenen an. Eingezeichnet sind die Schranken für die Übereinstimmung zwischen Modellierung und Messung im $\pm 10\%$ -Bereich und im $\pm 50\%$ -Bereich.

Die immer noch relativ häufig vorkommende Überschätzung der UV-Strahlung bei tatsächlichen μ -Werten zwischen 0.0 und 0.75 ist dadurch bedingt, daß das Netz nicht unterscheiden kann, ob eine Wolke die Sonne verdeckt und folglich eine dementsprechend starke Strahlungsschwächung verursacht, oder ob dies nicht der Fall ist. Im nächsten Kapitel wird deshalb eine weitere Eingangsinformation für die Neuronale Netze eingeführt, die angibt, ob die Sonne von einer Wolke verdeckt ist, oder nicht. Damit wird ein deutlicher Schritt vollzogen von einer visuellen Beschreibung des Wolkenfeldes, das hauptsächlich der Bestimmung zeitlicher Mittelwerte des Strahlungseinflusses von Wolken auf die UV-Globalstrahlung dient, hin zum aktuellen Fall.

7.3. Eingangsvektor mit zusätzlicher Information der Sonnenabdeckung durch Wolken

Neben der optischen Dicke der Wolken ist für die UV-Globalstrahlung von entscheidender Bedeutung, ob die Sonne von einer Wolke verdeckt ist oder nicht. Während für die spätere Anwendung diese Information durch einen Blick zum Himmel einfach verfügbar ist, muß sie für die Belernungsdaten aus Strahlungsmessungen abgeleitet werden. Hierzu wurden die Minutenwerte der direkten solaren Strahlung, gemessen mit einem Pyranometer mit Sonnennachführung, mit den UV-Messungen synchronisiert. Der Mittelwert dieser Messungen über den Zeitraum der UV-Messung wurde für die Entscheidung, ob eine Wolke die Sonne verdeckt hat oder nicht, benutzt. Unterschreitet der Wert der Pyranometermessung 100 W, so wird davon ausgegangen, daß eine Wolke die Sonne verdeckt hat. Mit diesem Schwellenwert sind Wolken, die eine optische Dicke kleiner als 0.5 bis 2 haben (je nach Sonnenzenitwinkel) nicht mehr detektierbar. Sehr dünne Cirren werden folglich nicht erkannt. Da diese Wolken aber auch bei der Auswertung der direkten UV-Globalstrahlung nicht erkannt werden, ist die optische Dicke dieser Cirren als optische Dicke des Aerosols bereits in den Simulationen der UV-Messungen enthalten. Die Neuronalen Netze erhielten ein weiteres Eingangsneuron, das die Information enthält, ob die Sonne von einer Wolke verdeckt war, oder nicht. Damit erhöhte sich die Zahl der Eingangsneuronen von neun in Kap. 7.2 auf nunmehr zehn, wobei die neun bisherigen Eingangsneuronen beibehalten wurden. Die Netze werden im folgenden mit NN3 bezeichnet.

Name des Netzes	Netzaufbau	Lernalgorithmus	Anzahl der Epochen
NN3_01	10-6-6-6	BP	39924
NN3_02	10-6-6-6	BP	4986
NN3_03	10-6-6-6	BP	30174

Tab. 8: Zusammenstellung der Netzarchitekturen für die NN3-Netze, sowie die entsprechende Anzahl an Epochen, die zur Belernung benötigt wurden.

Tab. 8 gibt wiederum eine Zusammenfassung über die belernten Netze. Bei den Belernungen stellte sich heraus, daß eine Parametrisierung mit 0 (Sonne frei) und 1 (Sonne verdeckt) nicht zum gewünschten Ergebnis führte, weshalb die Parametrisierung mit -1 und 1 vorgenommen wurde. Die Parametrisierung mit 0 und 1 ergab Belernungen, die innerhalb weniger Epochen sehr niedrige Werte des rms des Testdatensatzes aufwiesen und der rms mit zunehmender Epochendauer tendentiell wieder anstieg. Die Prüfung dieser Netze mit Hilfe eines Sensitivitätsdatensatzes zeigte dann zumeist physikalisch unsinnige Ergebnisse. In Tab. 8 sind nur diejenigen Netze aufgeführt, die mit der Parametrisierung von -1 und 1 bezüglich der Zusatzinformation belernt wurden.

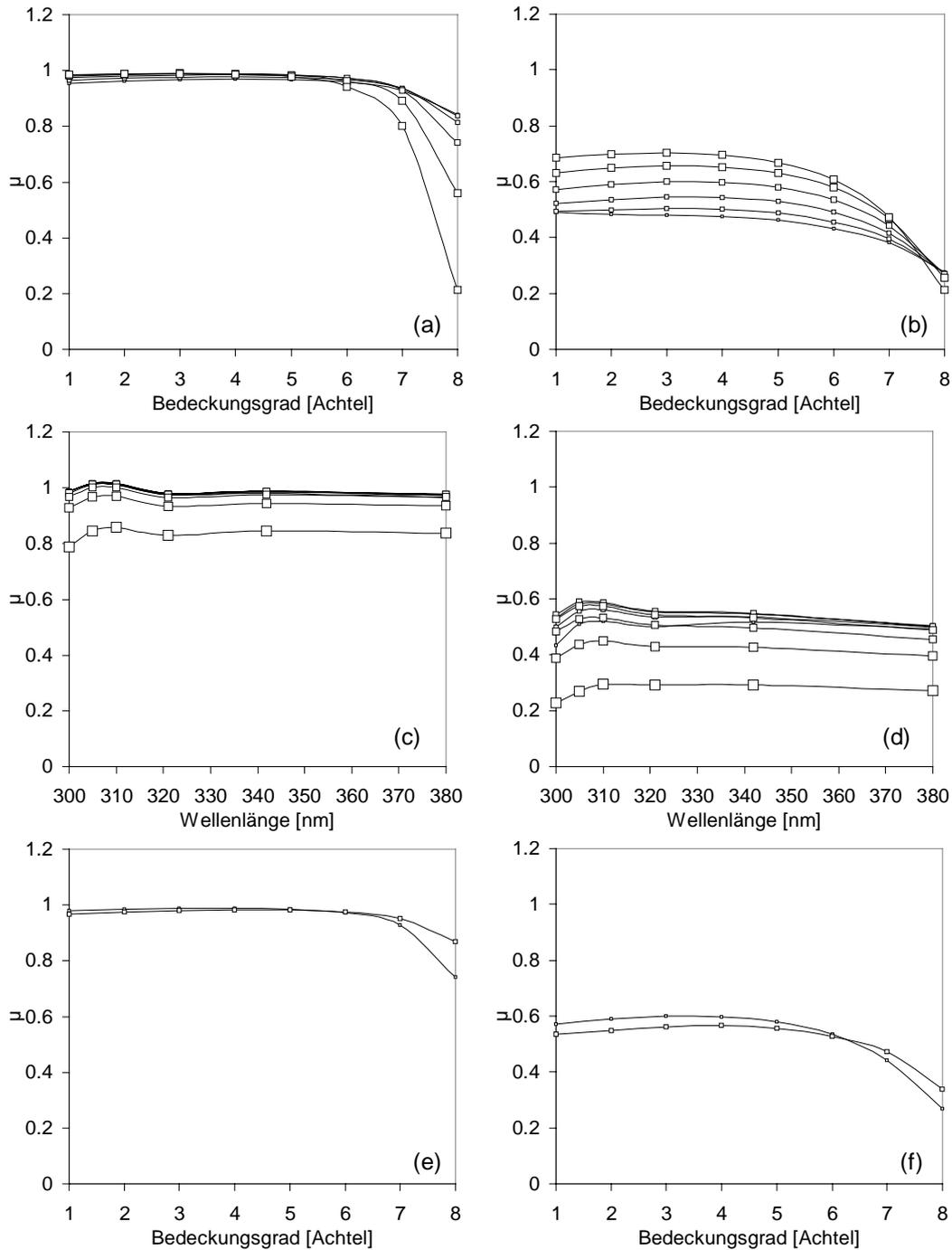


Abb. 24: μ für tiefe Wolken, wenn die Sonne nicht verdeckt ist (li. Spalte, Abb. a., c. und e.) bzw. wenn die Sonne durch eine Wolke verdeckt ist (re. Spalte, Abb. b., d. und f.). Oberste Reihe: Abhängigkeit vom Sonnenzenitwinkel (80° - größte Symbole in 10° -Schritten bis 30° - kleinste Symbole) für eine Bodenalbedo von 0.03, $\lambda = 380$ nm. Mittlere Reihe: spektrale Abhängigkeit je nach Bedeckungsgrad (ein Achtel kleinste Symbole bis acht Achtel größte Symbole) für 40° Sonnenzenitwinkel, Albedo 0.03. Unterste Reihe: μ -Werte Abhängigkeit von der Bodenalbedo (0.03 - kleine Symbole, 0.4 - große Symbole) für 380 nm bei 60° Zenitwinkel.

Im Vergleich zu den Ergebnissen von Kap. 7.2 verbessern sich die mittleren absoluten Differenzen zwischen tatsächlichem und prognostiziertem μ des Lerndatensatzes nochmals von 0.115 auf nunmehr ca. 0.098. Damit wurde erstmals eine Qualität erreicht, bei der μ im Mittel mit einer Abweichung von weniger als 0.1 bestimmt werden kann. Auch diese Netze wurden wieder mit Hilfe von Sensitivitätsdaten bewertet, wobei diese nun aufgeteilt sind in einen Datensatz, bei dem die Sonne von einer Wolke verdeckt ist (Eingangsneuron = 1), und einen, bei dem die Sonne frei ist (Eingangsneuron = -1).

Abb. 24 zeigt die Sensitivitäten von μ bezüglich des Sonnenzenitwinkels, der Wellenlänge und der Bodenalbedo. Dabei wurde differenziert, ob die Sonne frei (linke Spalte), oder von Wolken verdeckt war (rechte Spalte). Alle Abbildungen beziehen sich auf den Fall der tiefen Wolken, d.h. ein Achtel bis sechs Achtel Cumulus, ab sieben Achtel Stratocumulus. Auf den ersten Blick ist zu ersehen, daß die Ergebnisse der linken und der rechten Spalte in der Regel sehr unterschiedlich sind. Erstmals sind klare Abhängigkeiten vom Sonnenzenitwinkel zu erkennen. Ist die Sonne nicht von einer Wolke verdeckt (Abb. 24a.) ist diese Abhängigkeit auf Bedeckungsgrade größer als sechs Achtel beschränkt. Bei geringer Bedeckung haben die Wolken auch bei flacher Sonne keine Strahlungswirkung, was für alle Sonnenzenitwinkel im gleichen Maße gilt. Die manchmal getroffene Annahme, daß durchbrochene Bewölkung im Fall, daß die Sonne nicht von einer Wolke verdeckt ist, grundsätzlich zu einer Erhöhung der UV-Globalstrahlung gegenüber dem wolkenlosen Fall führt [Bodeker und McKenzie, 1996], kann somit nicht bestätigt werden. Offensichtlich spielt die genaue Position der Wolken relativ zur Sonne eine entscheidende Bedeutung. Ab sieben Achtel beginnen die Wolken die Globalstrahlung, bzw. deren diffusen Anteil so stark zu reduzieren, daß dies im Globalstrahlungssignal deutlich wird. Dieser Effekt ist umso ausgeprägter je höher der diffuse Anteil am Gesamtsignal ist. Folglich ist bei großem Sonnenzenitwinkel die Strahlungsreduktion am größten. Die Fälle bei acht Achtel Bedeckung, bei denen die Sonne frei ist, ergeben sich durch die mögliche Zeitverschiebung zwischen Synop-Beobachtung zur vollen Stunde und UV-Messung, sowie aus deren Unterschied in der geographischen Lage. Ist die Sonne von Wolken verdeckt (Abb. 24b), so ist bei acht Achtel Bedeckung kaum ein Sonnenzenitwinkeleffekt zu sehen. Dieses Ergebnis ist in Übereinstimmung mit den bisherigen Erkenntnissen. Bei durchbrochener Bewölkung ist die Strahlungsrelevanz der Wolken bei großen Sonnenzenitwinkeln allerdings geringer. Je höher der Anteil der diffusen Strahlung an der Globalstrahlung ist, desto geringer der Einfluß der Wolken, die die Sonne verdecken.

Bezüglich der Wellenlängenabhängigkeit der μ -Werte bestehen keine signifikanten Unterschiede, je nachdem, ob die Sonne von Wolken verdeckt oder frei ist (Abb. 24c. und d.). Lediglich die absolute Höhe von μ ist stark unterschiedlich. Ist die Sonne nicht von Wolken verdeckt (Abb. 24c.), so zeigt sich für 40° Sonnenzenitwinkel lediglich bei sieben und acht Achtel ein signifikanter Einfluß auf die Strahlung. Der stärkste Wolkeneinfluß ist bei ca. $\mu=0.8$ für 380 nm. Ist die Sonne verdeckt, so variiert μ zwischen 0.2 und 0.6 für die hier betrachteten niedrigen Wolken.

Die Abhängigkeit von μ bei 380 nm, 60° Sonnenzenitwinkel von der Bodenalbedo ist im Fall der freien Sonne (Abb. 24e) erst ab einem Bedeckungsgrad von sieben Achtel erkennbar. Eine Erhöhung der Bodenalbedo bei Bedeckungsgraden kleiner als sieben Achtel führt zu keiner signifikanten Erhöhung der UV-Globalstrahlung, wenn die Sonne

frei ist. Dies bedeutet, daß die Zunahme an diffuser Strahlung durch Mehrfachreflexionen zwischen Boden und Wolkenuntergrenze so gering ist, daß sie nicht signifikant durchschlägt, wenn auch direkte Strahlung vorhanden ist. Bedecken Wolken die Sonne, d.h. ist keinerlei direkte Strahlung vorhanden, so ist nicht auszuschliessen, daß die Strahlungserhöhung durch eine Zunahme der Bodenalbido deutlicher erkennbar wird. Das Ergebnis, daß dieser Effekt von Bedeckungsgraden zwischen acht Achtel und sechs Achtel drastisch abnimmt, müßte sich aber bestätigen, auch wenn die Sonne verdeckt ist. Allerdings sind in diesem Fall die Ergebnisse der Neuronalen Netze genauso uneindeutig, wie im vorangegangenen Kapitel. Der relativ geringe Datenumfang bei Schnee und die mögliche, jahreszeitliche Abhängigkeit der optischen Dicken der Wolken sind potentielle Gründe für dieses Verhalten. Darüberhinaus tendieren die Neuronalen Netze mit komplexer werdender Beschreibung der Bewölkungssituation dazu, Besonderheiten im Datenmaterial mit Hilfe bestimmter Eingangsparameter abzubilden. Ein Beispiel ist in Abb. 25 dargestellt. Sie zeigt, analog zu Abb. 24b den Einfluß des Sonnenzenitwinkels auf μ , allerdings für mittelhohe Wolken. Die Statistik von Abb. 18 in Kap. 7.2 macht die Unterrepräsentierung mittelhoher Wolken im Datenmaterial deutlich. Aufgrund der wenigen Fälle können diese bezüglich ihrer optischen Dicke vom statistischen Mittel abweichen. Das Netz wird dennoch versuchen, diese Fälle korrekt abzubilden. Je mehr Eingangsparameter das Netz hierfür zur Verfügung hat, desto eher gelingt ihm dies auch. Im vorliegenden Fall wird der Sonnenzenitwinkel dazu benutzt, die erkannte Anomalie der Strahlungswirkung der Ac-Wolken bei drei Achtel Bedeckung abzubilden. Da dieser Fall bei 80° Sonnenzenitwinkel vorliegt, zeigt die diesbezügliche Kurve in Abb. 25 den entsprechenden Verlauf, während die gefundenen Abhängigkeiten bei anderen Sonnenzenitwinkeln keine 'Delle' bei drei Achtel Bedeckungsgrad aufweisen.

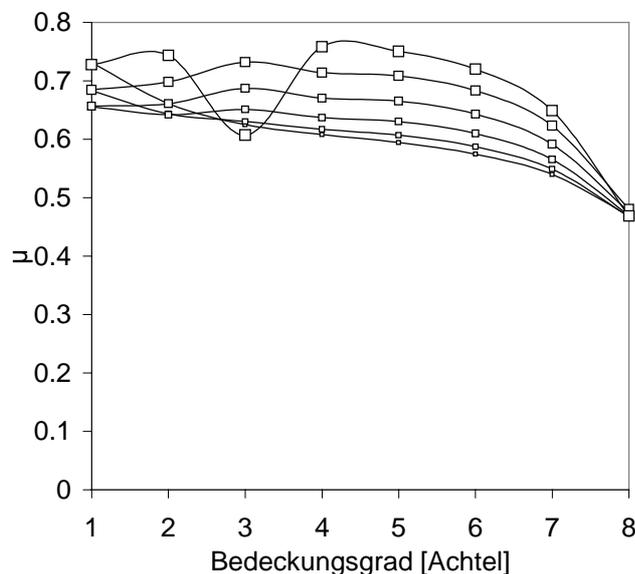


Abb. 25: μ bei 380 nm, 0.03 Bodenalbido für mittelhohe Wolken in Abhängigkeit vom Sonnenzenitwinkel (80° - größte Symbole, in 10° -Schritten bis 30° - kleinste Symbole).

Die Ergebnisse der linken Spalte von Abb. 24 sind dementsprechend die verlässlicheren, da dort die Sonne frei ist und die optische Dicke der Wolke folglich nur einen weitaus geringeren Einfluß auf die Ergebnisse hat. Dies gilt besonders für den Einfluß der Bodenalbedo in Abb. 24e und 24f. Bei Bedeckungsgraden von ein Achtel bis sechs Achtel kann keinerlei Auswirkung der Bodenalbedo auf die UV-Globalstrahlung beobachtet werden, solange die Sonne frei ist. Der Einfluß der Albedo auf μ ist nur für Bedeckungsgrade ab sieben Achtel nachweisbar. Allerdings darf nicht vergessen werden, daß μ eine Größe ist, die sich immer auf die UV-Globalstrahlung bezieht. Besteht, wenn eine Wolke vor der Sonne steht, die Globalstrahlung ausschließlich aus diffuser Strahlung, so ist es durchaus denkbar, daß Effekte, die bei den Fällen der Abb. 24a und e nicht nachweisbar sind, sich drastisch verstärken.

Die Verbesserungen gegenüber den bisherigen Netzen soll auch hier wieder differenzierter betrachtet werden. In Abb. 26 sind die Abweichungen zwischen tatsächlichem und prognostiziertem μ als Histogramm dargestellt. Grau hinterlegt ist die diesbezügliche Verteilung der Abweichungen von NN1_01 aus Kap. 7.1. Offensichtlich sind für beide Wellenlängenbereiche nochmals deutliche Verbesserungen auch gegenüber Kap. 7.2 zu erkennen. μ -Differenzen zwischen 0.15 und 0.6 im UV-B und zwischen 0.2 und 0.5 im UV-A konnten klar reduziert werden. Die mittlere absolute μ -Differenz liegt nunmehr im UV-B bei 0.102 (gegenüber 0.141 in Kap. 7.1 und 0.121 in Kap. 7.2) und im UV-A bei 0.093 (gegenüber 0.135 in Kap. 7.1 und 0.110 in Kap. 7.2). Im UV-A-Bereich ist eine leichte Verschiebung in Richtung zu kleiner μ -Werte, die vom Neuronalen Netz bestimmt werden, zu erkennen.

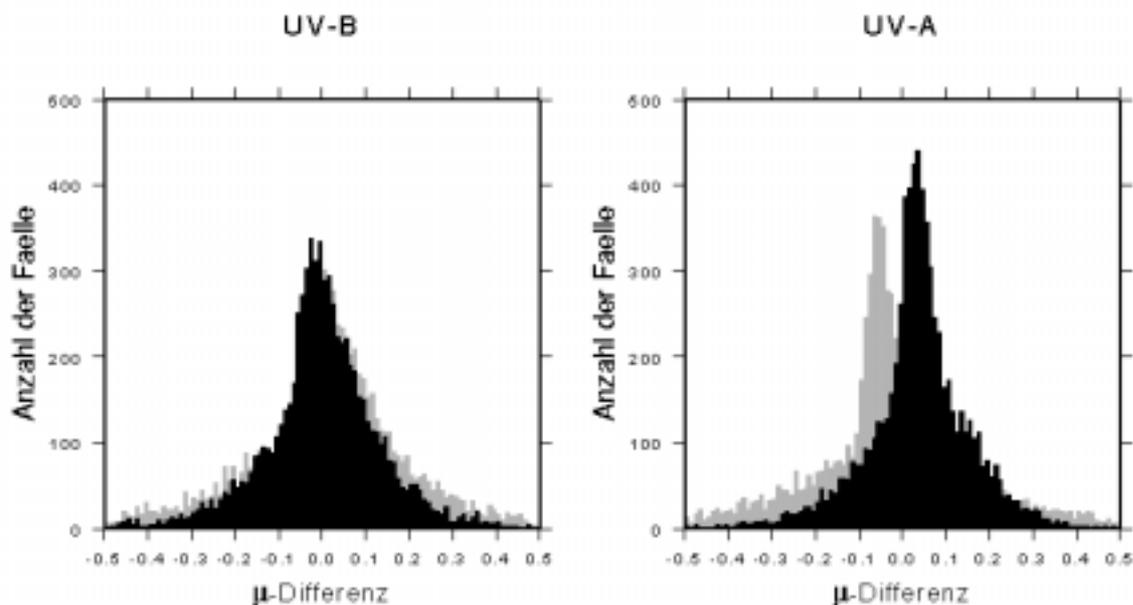


Abb. 26: *Histogramm der Differenzen zwischen tatsächlichem und prognostiziertem μ , gemittelt über die betrachteten drei Wellenlängen 300 nm, 305 nm und 310 nm (UV-B), bzw. 321 nm, 342 nm und 380 nm (UV-A). Zum Vergleich sind die analogen Ergebnisse aus Kap. 7.1. in grauer Schattierung eingetragen.*

Die erzielbare Genauigkeit für die modellierte UV-Globalstrahlung ist in Abb. 27 dargestellt. Deutlich erkennbar ist nun eine Aufteilung der prognostizierten μ -Werte, die entweder nahe bei 1.0 liegen, oder kleiner als 0.8 sind. Gegenüber Abb. 23 in Kap. 7.2. hat sich die Qualität der Modellierung nochmals deutlich verbessert. Vor allem der in Abb. 23 vorhandene Bereich prognostizierter μ -Werte zwischen 0.75 und 1 bei tatsächlichen Werten zwischen 0.75 und 0.25 wird nun deutlich besser modelliert. Dies sind die Fälle bei geringen Bedeckungsgraden, wenn die Sonne durch Wolken verdeckt ist. Große Schwierigkeiten gibt es aber nach wie vor bei μ -Werten kleiner als 0.6. Hier werden die Fehler für die modellierte UV-Globalstrahlung schnell größer als 50%.

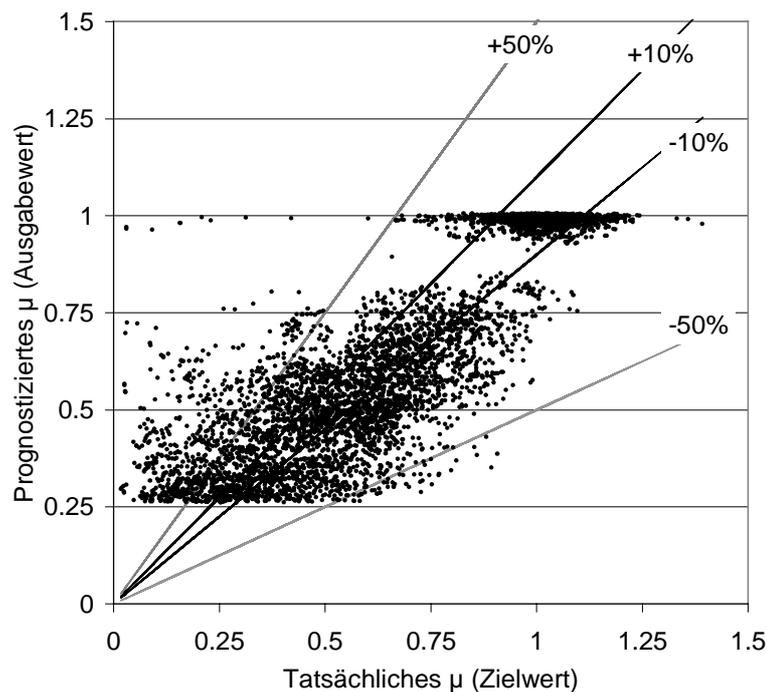


Abb. 27: Tatsächliches μ (Zielwert) gegenüber prognostiziertem μ (Ausgangswert). Die Linien geben den prozentualen Fehler der modellierten UV-Globalstrahlung gegenüber der gemessenen an. Eingezeichnet sind die Schranken für die Übereinstimmung zwischen Modellierung und Messung im $\pm 10\%$ -Bereich und im $\pm 50\%$ -Bereich.

Einige der fundamentalen Probleme bei der Bestimmung der Strahlungswirkung von Wolken konnten trotz aller Fortschritte bisher nicht gelöst werden. Die äußerst große Variabilität der Wolken hinsichtlich ihrer optischen Dicke konnte auch durch die Einführung von Wolkentypen nicht zufriedenstellend beschrieben werden. Die Neuronalen Netze können zwar mittlere Bedingungen gut beschreiben, im Einzelfall können die Abweichungen jedoch weiterhin groß sein. Eine reale Erhöhung der UV-Globalstrahlung am Boden durch Reflexion an den Seitenwänden der Wolken (tatsächliches μ größer als 1.0) kann bisher von den Neuronalen Netzen nicht simuliert werden. Dies liegt im wesentlichen daran, daß solche Erhöhungen der Globalstrahlungen nur sehr kurzzeitig

auftreten, während das Neuronale Netz versucht die Situationen im Mittel zu beschreiben. Selbst bei drei bis fünf Achtel Cumulus-Bewölkung und freier Sonne sind solche Strahlungserhöhungen im Mittel offensichtlich nicht signifikant.

Für eine bessere Wolkensimulation wird folglich zweierlei benötigt. Einerseits ist eine Beschreibung der Wolken wichtig, die noch mehr als bisher eine Momentaufnahme der Situation ist. Dies ist mit stündlichen Synop-Daten nicht zu erreichen. Zum anderen sollte die Wolkeninformation nicht nur Beschreibung sein, sondern mehr Informationsgehalt hinsichtlich der Strahlungsrelevanz der Wolken beinhalten. Das ursprüngliche Ziel der relativ einfachen Verfügbarkeit dieser Information sollte dabei aber auch nicht aus den Augen verloren werden. Die einzige Information, die diesen Kriterien zumindest näherungsweise entspricht, ist eine einfache, integrale Strahlungsmessung. Im folgenden Kapitel werden solche integralen Messungen unterschiedlicher Wellenlängenbereiche als Eingangsgrößen für die Neuronale Netze mitverwendet.

7.4. Eingangsvektor mit Gesamtbedeckungsgrad und Zusatzinformation der integralen Globalstrahlung

In letzter Zeit wurde versucht mit Breitbandmessungen der solaren Globalstrahlung die Modellierung der UV-Globalstrahlung bei Wolken zu verbessern [Bodeker und McKenzie, 1996], [Bordewijk et al., 1995], [Ito et al., 1993]. Mit Hilfe der Breitbandmessungen wird versucht, μ -Werte für den solaren Spektralbereich abzuleiten. Von diesen soll auf die μ -Werte für den UV-Bereich geschlossen werden. Diese werden in der Regel aus integralen UV-Messungen und mit Hilfe sehr einfacher Modelle gewonnen. Für die Ableitung einer Regressionsbeziehung erfolgt eine analoge Herleitung der μ -Werte für den solaren Spektralbereich. Da hierbei die Aerosolbedingungen und die Wasserdampfabsorption im aktuellen Fall nicht zufriedenstellend berücksichtigt werden können, gehen diese Unsicherheiten voll in die Parametrisierung ein. Aus diesen Gründen soll in dieser Arbeit nicht versucht werden μ -Werte für den solaren Spektralbereich zu erstellen und sie dem Neuronalen Netz anzubieten. Vielmehr wird die integrale Strahlungsmessung selbst dem Netz als zusätzliche Information zur Verfügung gestellt. Das Netz ist in der Lage, den Informationsgehalt dieser Messungen in Kombination mit den anderen Eingangsparametern für die Parametrisierung der μ -Werte bestmöglich zu nutzen.

Bei diesen Belernungsversuchen werden die Eingangsvektoren aus Kap. 7.1, die die Bewölkung lediglich mit dem Gesamtbedeckungsgrad beschreiben, um Messungen der Globalstrahlung, integriert über verschiedene Wellenlängenbereiche, erweitert. Zum einen wurde die mit einem Luxmeter gemessene Globalstrahlung (Beleuchtungsstärke) benutzt. Dabei handelt es sich um Strahlung des Wellenlängenbereiches 400 nm bis 700 nm, die analog zur Augenempfindlichkeit gewichtet und integriert wird. Die Beleuchtungsstärke wird mit einem Luxmeter PRC-Krochmann 910 G am IFU erfaßt. Zum anderen wird die solare Globalstrahlung, gemessen mit einem Pyranometer, verwendet. Das entsprechende Gerät, ein Kipp & Zonen CM 11 mißt die integrale solare Strahlung bis 2,8 μm , also vom UV-Bereich bis ins Infrarot. Beide Geräte sind von Anschaffungs- und Wartungskosten relativ günstig. Speziell die Messung der solaren Globalstrahlung mit einem Pyranometer ist weit verbreitet. Alle integralen Messungen liegen in Form minütlicher Werte vor. Diese wurden über den Zeitraum der UV-Messung gemittelt, so daß ein Strahlungswert für jede UV-Messung vorliegt. In der Regel gehen in die gemittelten Strahlungswerte ca. acht bis fünfzehn Einzelwerte ein, je nach zeitlicher Dauer der UV-Messung. Um den jahreszeitlichen Einfluß des Abstandes zwischen Erde und Sonne, d , zu eliminieren, wurden die Strahlungsdaten so korrigiert, daß sie für die mittlere Distanz zwischen Erde und Sonne (1 AU) gelten. Die Korrektur erfolgt nach [Fröhlich und London, 1986]

$$d = 1.000110 + 0.034221 \cdot \cos y + 0.001280 \cdot \sin y + 0.000719 \cdot \cos 2y + 0.000077 \cdot \sin 2y \quad (14)$$

Für y gilt dabei

$$y = 2\pi \cdot \frac{j}{365.25} \quad (15)$$

wobei j der julianische Tag ist. Diese Korrektur ist notwendig, da die Strahlungsmessung keinen Informationsgehalt hinsichtlich der Jahreszeit beinhalten darf.

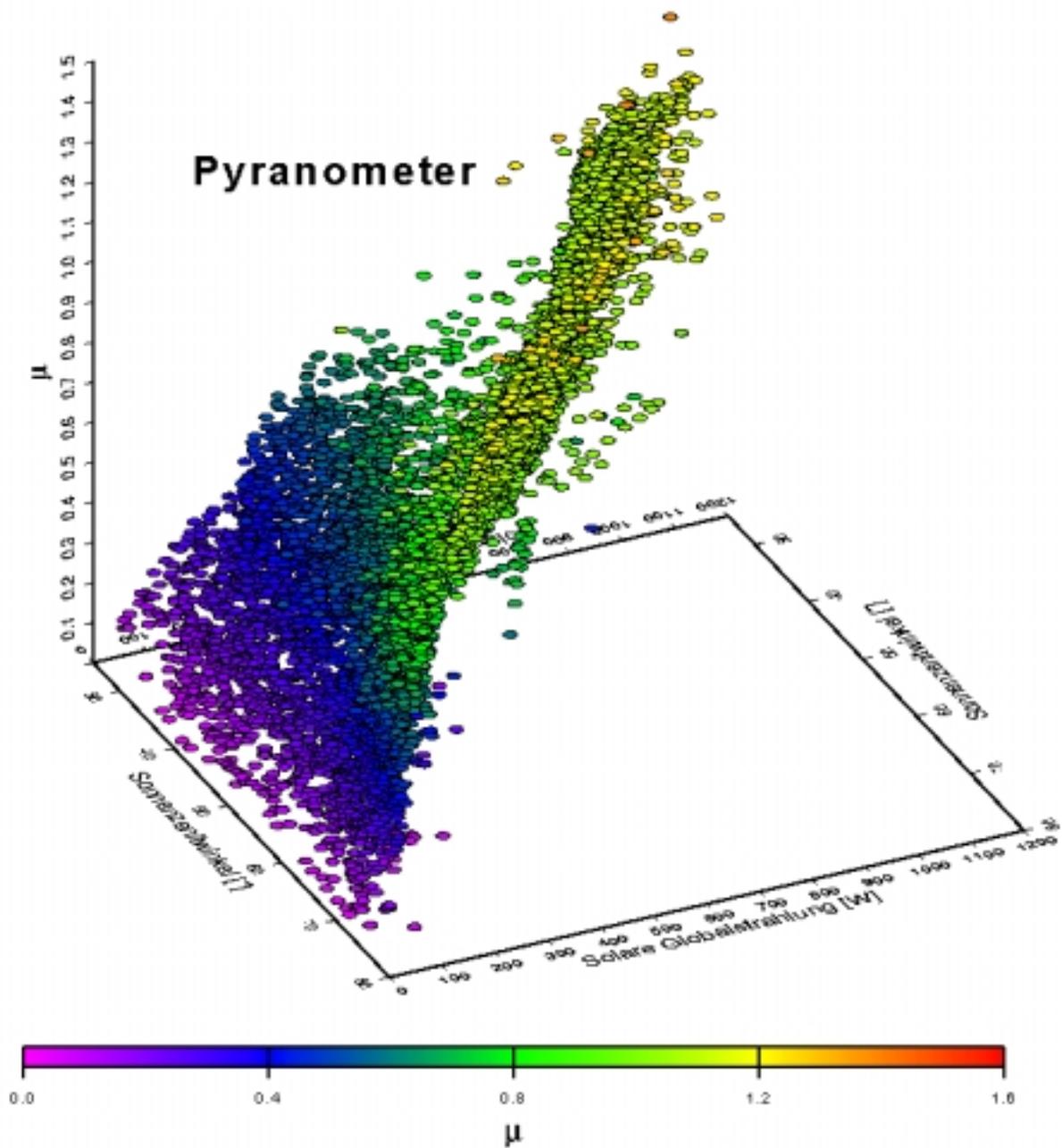


Abb. 28: Zusammenhang zwischen μ bei 380 nm und Messung der solaren Globalstrahlung in Abhängigkeit vom Sonnenzenitwinkel.

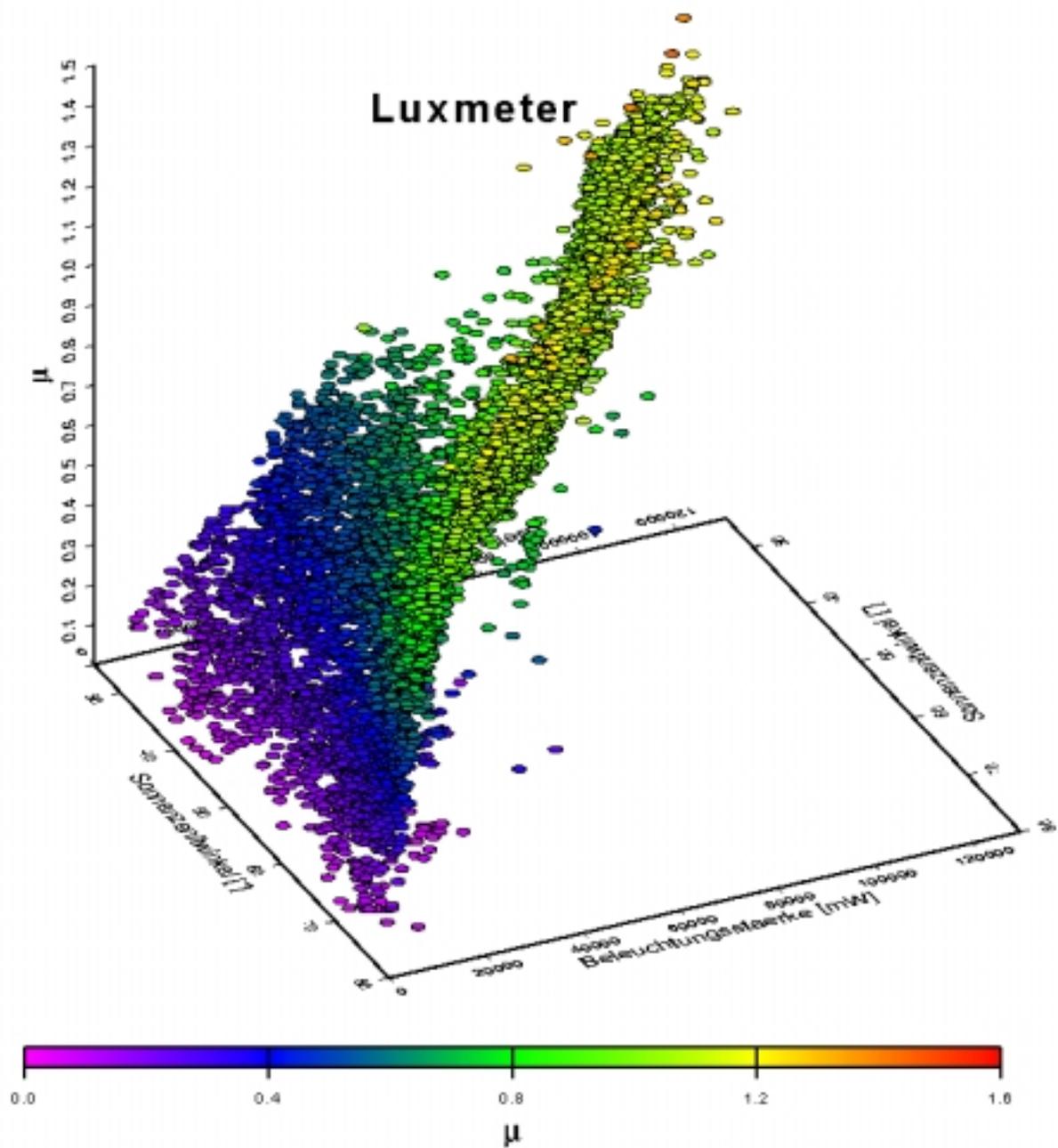


Abb. 29: Zusammenhang zwischen μ bei 380 nm und Messung der Beleuchtungsstärke in Abhängigkeit vom Sonnenzenitwinkel.

Bevor versucht wurde ein Neuronales Netz zu belernen, wurde geprüft, wie eng der Zusammenhang zwischen dem Wolkeneinfluß auf das Strahlungsfeld im UV und den dazu synchronisierten, integralen Strahlungsmessung ist. Abb. 28 zeigt hierzu die Korrelation der μ -Werte bei 380 nm mit den Pyranometer-Messungen, wobei der Sonnenzenitwinkel als weitere Einflußgröße berücksichtigt wurde. Abb. 29 zeigt analog den Zusammenhang mit den Luxmeter-Messungen. Beide Grafiken zeigen starke Korrelationen, wobei zwei Details deutlich werden. Einerseits existiert ein diagonal laufender, gelb-grüner Balken. Er gibt μ -Werte in der Größenordnung von 1 an, d.h. dies sind die Fälle, bei denen entweder keine Strahlungsveränderung durch die Bewölkung auftritt, eine geringe Reduktion (z.B. durch Cirren), oder eine Strahlungserhöhung. Zum anderen ist eine Fläche in der Färbung blau-rot auszumachen. Diese steht relativ parallel zur Achse des Sonnenzenitwinkels. Diese Fläche repräsentiert die Fälle, bei denen eine Wolke die Sonne verdeckt, bzw. bei denen der Himmel fast vollständig bedeckt ist. μ variiert dabei, aufgrund der großen Variabilität der optischen Dicken der Wolken, zwischen ca. 0.1 und 0.8. Ein direkter Zusammenhang der μ -Werte mit den integralen Strahlungsmessungen, ausgedrückt durch die Neigung der Fläche, ist gegeben, d.h. über die Strahlungsmessung erscheint es möglich jedes μ mit einem relativ geringen Fehler abzubilden. Der Zusammenhang erscheint für die Luxmeter-Messungen in Abb. 29 optisch etwas besser als für die Pyranometer-Messungen in Abb. 28. Dies ist nachvollziehbar, da die Luxmeter-Messungen einen Wellenlängenbereich abdecken, der näher am UV liegt.

Zwei Arten von Neuronalen Netzen wurden belernt, eine mit den Luxmeter-Messungen als Eingangsgröße, die andere mit den Pyranometer-Messungen. Hinzu kamen Eingangsneuronen für den Sonnenzenitwinkel, die Bodenalbedo und den Gesamtbedeckungsgrad. Letztere Größe erwies sich als hilfreich für die Abbildung der μ -Werte im kurzwelligen UV-B-Bereich. Dort ist der Anteil der direkten Strahlung an der Globalstrahlung wesentlich geringer als im UV-A. Dementsprechend ist für diesen Wellenlängenbereich die integrale Strahlungsmessung alleine als Eingangsgröße nicht mehr ausreichend, um μ mit hinreichender Genauigkeit zu bestimmen.

7.4.1. Pyranometermeßwerte

Tab. 9 gibt wiederum eine Übersicht über die belernteten Netze, für die die Pyranometer-Messungen als Eingangsgröße mitbenutzt wurden. Sie werden im folgenden mit NN4_PYR bezeichnet. Gegenüber den Ergebnissen von Kap. 7.2 und 7.3. sanken die mittleren absoluten Differenzen zwischen tatsächlichem und prognostiziertem μ beim Lerndatensatz nochmals stark. Sie liegen nunmehr für die belernteten Netze bei ca. 0.068. Für die weiteren Auswertungen der Ergebnisse wurde das Netz NN4_PYR01 gewählt, da es bezogen auf Lern-, Test- und Evaluierungsdatensatz im Mittel die besten Ergebnisse lieferte. Auf die Verwendung von Sensitivitätsdaten zur Prüfung der Netze wurde verzichtet, da die Interpretation der Ergebnisse solch eines Sensitivitätsdatensatzes sehr schwierig ist. Das Netz kann nun mit variablen optischen Dicken der Wolken umgehen, da es diese aus den integralen Strahlungsmessungen ableitet. In gleicher Art und Weise ist es nun ebenfalls möglich, Situationen abzubilden, bei denen durch Wolkeneinfluß die UV-Globalstrahlung erhöht wird. Das Neuronale Netz berechnet maximale Erhöhungen der UV-Globalstrahlung aufgrund von Wolken um ca. 30% ($\mu = 1.3$) für 380 nm.

Name des Netzes	Netzaufbau	Lernalgorithmus	Anzahl der Epochen
NN4_PYR01	4-6-6-6	BP	20996
NN4_PYR02	4-6-6-6	BP	17268
NN4_PYR03	4-6-6-6-6	BP	9056
NN4_PYR04	4-6-6-6-6	BP	8806

Tab. 9: Zusammenstellung der Netzarchitekturen für die NN4_PYR-Netze, sowie die entsprechende Anzahl der Epochen, die zur Belernung benötigt wurden.

In Abb. 30 erfolgt die detailliertere Betrachtung der Fehler dieses Netzes über die Erstellung eines Histogramms der Differenzen zwischen tatsächlichem und prognostiziertem μ , getrennt für die zwei Wellenlängenbereiche UV-B und UV-A. Grau hinterlegt sind wiederum die Ergebnisse von Kap. 7.1. Die deutliche Verbesserung der Genauigkeit der Ergebnisse zeigt sich für beide Wellenlängenbereiche, wobei sie im UV-A am deutlichsten ist. Dort gibt es kaum mehr Differenzen zwischen tatsächlichem und prognostiziertem μ , die größer als 0.1 sind. Der Mittelwert der absoluten Differenzen zwischen tatsächlichem und prognostiziertem μ liegt folglich mit 0.06 nun auch deutlich unterhalb von 0.1.

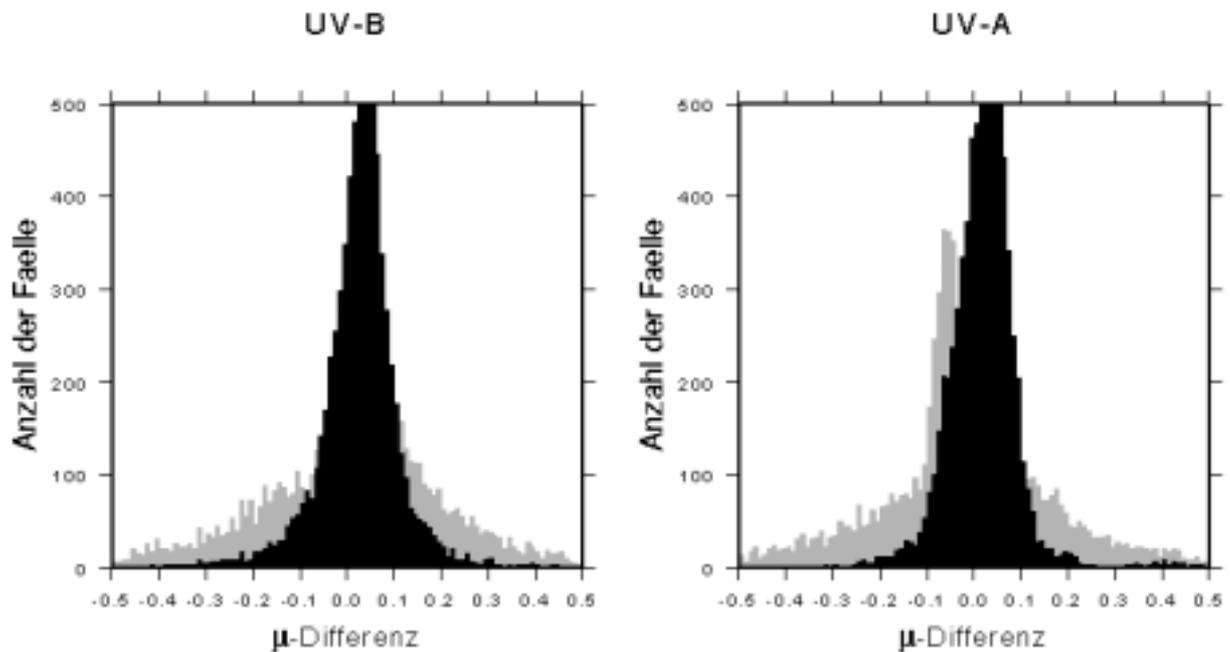


Abb. 30: Histogramme der Differenzen zwischen tatsächlichem und prognostiziertem μ , gemittelt über die betrachteten drei Wellenlängen 300 nm, 305 nm und 310 nm (UV-B), bzw. 321 nm, 342 nm und 380 nm (UV-A). Zum Vergleich sind die analogen Ergebnisse aus Kap. 7.1. in grauer Schattierung eingetragen.

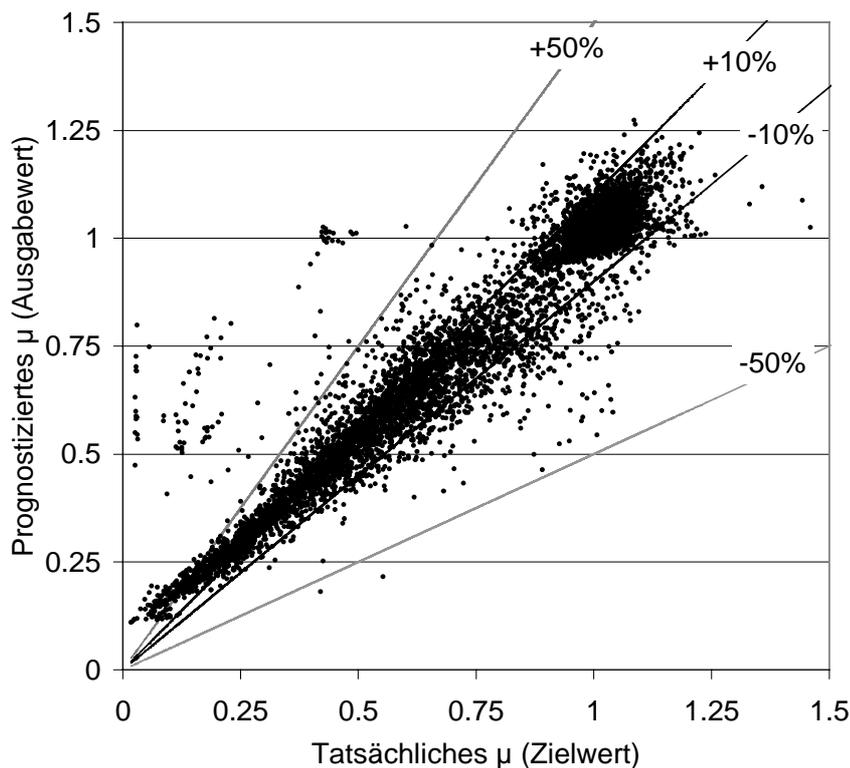


Abb. 31: Tatsächliches μ (Zielwert) gegenüber prognostiziertem μ (Ausgangswert). Die Linien geben den prozentualen Fehler der modellierten UV-Globalstrahlung gegenüber der gemessenen an. Eingezeichnet sind die Schranken für die Übereinstimmung zwischen Modellierung und Messung im $\pm 10\%$ -Bereich und im $\pm 50\%$ -Bereich.

Abb. 31 zeigt die erzielbare Genauigkeit für die modellierte UV-Globalstrahlung. Dargestellt sind wieder die über alle sechs Wellenlängen gemittelten μ -Werte. Gegenüber den Ergebnissen der Kapitel 7.1 bis 7.3 ist die erzielbare Genauigkeit sprunghaft angestiegen. Für tatsächliche μ -Werte größer als 0.5 liegen meist die modellierten UV-Strahlungswerte zu den gemessenen im Übereinstimmungsbereich von $\pm 10\%$. Für kleine Werte von μ liegen die prognostizierten μ -Werte dagegen systematisch zu hoch, was eine Überschätzung der UV-Globalstrahlung von 50% und mehr bedeutet. Im Hinblick auf die biologische Wirkung der UV-Strahlung sind diese Werte allerdings von geringer Relevanz, da, aufgrund der Wolken, die am Boden auftreffende UV-Strahlungsbelastung in diesen Fällen äußerst gering ist. Die Ursache für die relativ große Anzahl von Ausreißern oberhalb der + 50%-Linie konnte nicht eindeutig geklärt werden. Für eine Fehlfunktion eines der beiden Meßgeräte spricht, daß es sich bei diesen Punkten nur um einige, aber komplette Tage handelt. Andererseits haben diese Tage nur wenig Gemeinsamkeit, manche liegen im Sommer, manche im Winter. Werden, im Hinblick auf die biologische Wirksamkeit, nur diejenigen Wertepaare betrachtet, bei denen das tatsächliche μ größer als 0.5 war, so ergibt sich, daß über 90% der am IFU gemessenen UV-Spektren mit einer Genauigkeit von besser als 15% modelliert werden können. Bei 95% der Fälle ist die Übereinstimmung noch besser als 19%.

7.4.2. Luxmetermeßwerte

Anstatt der solaren Globalstrahlung, die mit einem Pyranometer gemessen wird, wird nun die Beleuchtungsstärke, gemessen mit einem Luxmeter als Eingangsinformation für das Neuronale Netz zur Verfügung gestellt. Diese Netze werden im folgenden mit NN4_LUX abgekürzt. Analog zu Kap. 7.4.1. ist auch hier in Tab. 10 wieder eine Aufstellung der besten Belernungen gegeben.

Name des Netzes	Netzaufbau	Lernalgorithmus	Anzahl der Epochen
NN4_LUX01	4-6-6-6	BP	9102
NN4_LUX02	4-6-6-6	BP	21876
NN4_LUX03	4-6-6-6-6	BP	17337
NN4_LUX04	4-6-6-6-6	BP	24542

Tab. 10: Zusammenstellung der Netzarchitekturen für die NN4_LUX-Netze, sowie die entsprechende Anzahl der Epochen, die zur Belernung benötigt wurden.

Im Vergleich zu den Netzen in Kap. 7.4.1 ist eine leichte Verschlechterung der Qualität der Ergebnisse auszumachen, vor allem für die Netze NN4_LUX03 und NN4_LUX04 mit drei verdeckten Zwischenschichten. Die mittleren absoluten Differenzen zwischen

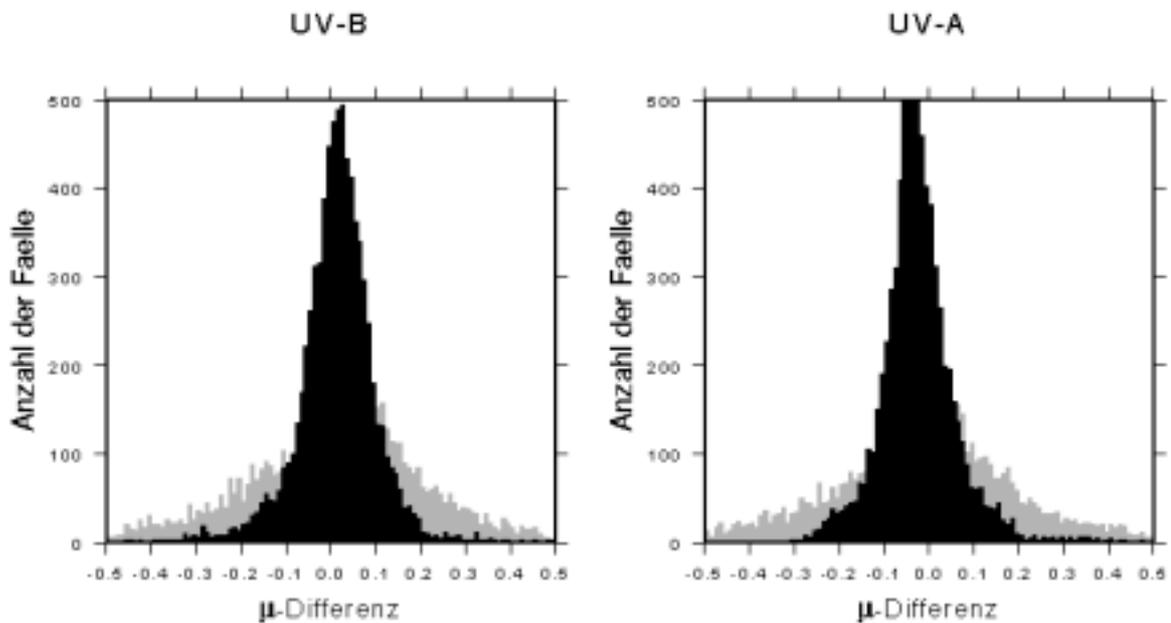


Abb. 32: Histogramme der Differenzen zwischen tatsächlichem und berechnetem μ , gemittelt über die betrachteten drei Wellenlängen 300 nm, 305 nm und 310 nm (UV-B), bzw. 321 nm, 342 nm und 380 nm (UV-A). Zum Vergleich sind die analogen Ergebnisse aus Kap. 7.1. in grauer Schattierung eingetragen.

tatsächlichem und prognostiziertem μ , bezogen auf den Lerndatensatz, liegen nun bei ca. 0.075, für die Netze mit drei verdeckten Zwischenschichten sogar noch etwas schlechter.

Als bestes Netz wurde aufgrund der kleinsten Fehler, bezogen auf Lern-, Test-, und Evaluierungsdatsatz, Tabelle NN4_LUX02 identifiziert, auf dessen Ergebnisse sich die weiteren Betrachtungen beziehen. Die Histogramme der Differenzen für den Lerndatensatz zwischen tatsächlichem und prognostiziertem μ für den UV-B- und den UV-A-Bereich sind in Abb. 32 dargestellt. Die Verbesserungen der Ergebnisse gegenüber den Kap. 7.1, 7.2 und 7.3 sind von ähnlicher Größenordnung, wie bei den NN4_PYR-Netzen in Kap. 7.4.1. Ein Vergleich der mittleren absoluten Abweichungen von μ deutet darauf hin, daß sich gegenüber Kap. 7.4.1 die Ergebnisse speziell im UV-A-Bereich etwas verschlechtert haben. Aufgrund der Nähe des Wellenlängenbereiches der Beleuchtungsstärke zum UV-A ist diese Verschlechterung der Ergebnisse unerwartet. Die Gründe hierfür können vielschichtig sein. Denkbar wäre eine schlechtere Meßtechnik beim Luxmeter, verglichen zum Pyranometer, oder eine schlechtere Wartung des Meßgerätes.

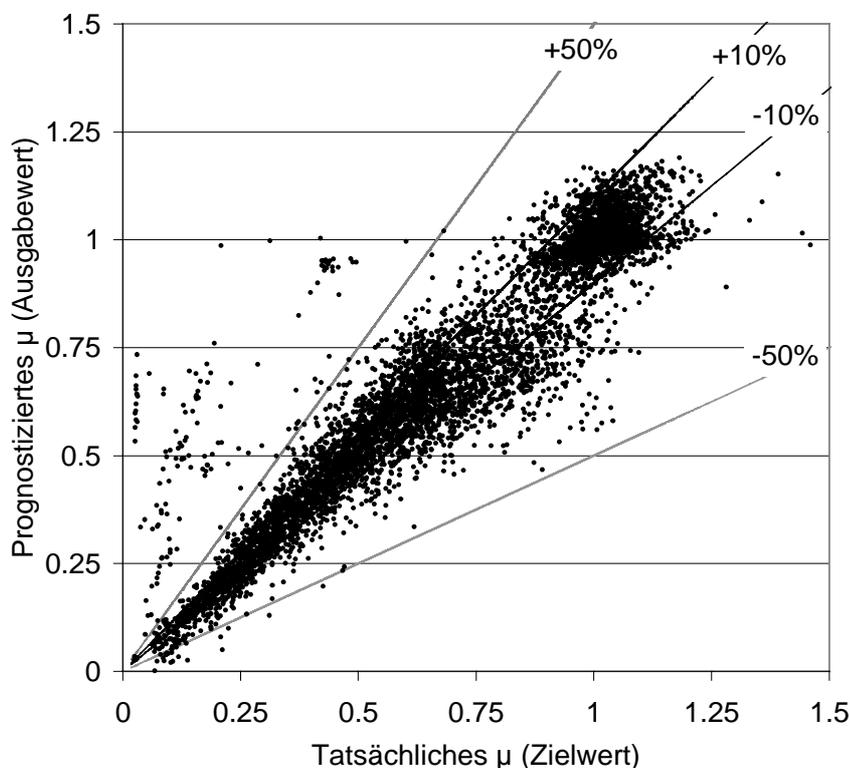


Abb. 33: Tatsächliches μ (Zielwert) gegenüber prognostiziertem μ (Ausgangswert). Die Linien geben den prozentualen Fehler der modellierten UV-Globalstrahlung gegenüber der gemessenen an. Eingezeichnet sind die Schranken für die Übereinstimmung zwischen Modellierung und Messung im $\pm 10\%$ -Bereich und im $\pm 50\%$ -Bereich.

Zum Vergleich mit dem Pyranometer-Netz sind auch hier die erzielbaren Genauigkeiten der modellierten UV-Globalstrahlung analog zum vorigen Teilkapitel in Abb. 33 dargestellt. Erkennbar sind wieder Ausreißer überhalb der + 50%-Linie. Die Ausreißerpunkte des Pyranometer-Netzes sind auch hier wieder vertreten, wobei allerdings einige Punkte hinzugekommen sind. Die Identifikation der gleichen UV-Spektren als Ausreißer legt den Schluß nahe, daß entweder bei diesen Fällen die UV-Messung nicht verläßlich war, oder daß beide integrale Messungen nicht belastbar sind. Ausgehend von einer besseren Pflege des UV-Meßsystems wäre letzteres bei verschmutzter Eingangsoptik der integralen Meßgeräte zwar denkbar, aber nicht wahrscheinlich, da diese Ausreißer nicht nur im Winter auftreten, wenn Witterungseinflüsse wie Rauheif denkbar sind. Zudem liegen die prognostizierten μ -Werte zu hoch, was einer verschmutzten Eingangsoptik bei den Meßgeräten der integralen Strahlung widerspricht. Die systematischen Fehler bei niedrigen tatsächlichen μ -Werten sind beim Luxmeter-Netz verschwunden, allerdings ist dafür die insgesamte Streuung der Werte größer. Werden wiederum nur Datenpaare bei tatsächlichen μ -Werten größer als 0.5 betrachtet, so ist die Übereinstimmung zwischen modellierten und gemessenen UV-Globalstrahlungsspektren in 90% der Fällen nur noch besser als 18%. Bei 95% der Fälle ist die Übereinstimmung besser als 25%. Dies dokumentiert die Verschlechterung der Ergebnisse bei Einsatz der gemessenen Beleuchtungsstärke gegenüber der solaren Globalstrahlung. Gründe hierfür können eine schlechtere Wartung des Luxmeters oder eine schlechtere Meßtechnik sein.

8.

Diskussion und Ausblick

Die Abhängigkeiten zwischen den Wolkenmodifikationsfaktoren μ und der Wolkenbeschreibung, der Wellenlänge dem Sonnenzenitwinkel und der Bodenalbedo wurden statistisch untersucht. Die Ergebnisse gelten damit in erster Linie für den zugrundeliegenden zweijährigen Datensatz. Trotz der fast 10000 Spektren, die für die Untersuchungen benutzt werden konnten, gibt diese relativ kurze Zeitspanne keine Gewähr dafür, daß die Daten repräsentativ für Garmisch-Partenkirchen sind. Dies gilt insbesondere für Bedingungen, die eher selten vorkommen, z.B. Schneebedeckung. Als statistisches Analyseinstrument wurde die Technik der Neuronalen Netze eingesetzt. Ihr großer Vorteil ist ihre Lernfähigkeit, die unter anderem die Möglichkeit schafft, die Art der funktionalen Abhängigkeiten zwischen gegebenen Parametern selbst zu finden. Gerade für komplexe Abhängigkeiten sind die Neuronalen Netze prädestiniert. Im Rahmen dieser Arbeit hat sich allerdings ebenso gezeigt, daß die Neuronalen Netze auch Nachteile in sich bergen. Die Wahlfreiheit bei der Beschreibung der mathematischen Zusammenhänge zwischen

verschiedenen Parametern kann in physikalisch unsinnigen Abhängigkeiten resultieren. Solche Fehlentwicklungen konnten aber durch Plausibilitätsprüfungen mit sogenannten Sensitivitätsdaten einfach ausgeschlossen werden. Grundsätzlich sind die Neuronalen Netze, wie jedes andere statistische Analyseverfahren, bestrebt, das angebotene Datenmaterial mit möglichst geringem Fehler nachzubilden. Dementsprechend tendieren die Netze dazu, funktionale Abhängigkeiten dergestalt zu nutzen, auch "Ausreißer" im Datenmaterial abzubilden. Beispiele dafür wurden in Kapitel 7.4.2, Abb. 25, sowie in den Abbildungen zur Sensitivität gegenüber der Bodenalbedo gezeigt. Deshalb müssen Darstellungen der Ergebnisse Neuronaler Netze in Form von Sensitivitätsstudien besonders kritisch hinterfragt und vorsichtig interpretiert werden. Zudem werden für die Sensitivitätsstudien künstliche Datensätze generiert, die im belernten Material kaum oder gar nicht vorkommen. Ein weiteres Problem zeigte sich darin, daß die Fehlerfunktionen bei der Belernung oftmals kein klar definiertes Minimum aufzuweisen scheinen. Folglich konnten unterschiedliche Netze zu unterschiedlichen Ergebnissen führen, obwohl die Netze in der Qualität der Abbildung der μ -Werte vergleichbar waren.

Trotz all dieser Einschränkungen ermöglichte die Auswertung dieser Sensitivitätsdaten ein vertieftes Verständnis bezüglich des Einflusses von Bewölkung auf die UV-Globalstrahlung. Die Abbildung von Mittelwerten von μ in Kap. 7.1 und in Kap. 7.2 hat gezeigt, daß die bereits für homogene acht Achtel Bedeckung gefundene Wellenlängenabhängigkeit näherungsweise für alle Wolkenarten und für alle Bedeckungsgrade gilt. Die kaum vorhandene Abhängigkeit von μ vom Sonnenzenitwinkel bei acht Achtel Bedeckung konnte bestätigt werden. Für die Betrachtung von Mittelwerten von μ ist dies ebenfalls übertragbar auf alle Bedeckungsgrade und Wolkenarten. Dies gilt allerdings nicht mehr, wenn eine Unterscheidung gemacht wird, ob die Sonne von Wolken verdeckt ist oder nicht. In beiden dieser Fälle kann es, je nach Bedeckungsgrad, zu starken Abhängigkeiten der μ -Werte vom Sonnenzenitwinkel kommen. Ist trotz Bewölkung die Sonne nicht von einer Wolke verdeckt, bedeutet dies nicht grundsätzlich eine Erhöhung der UV-Globalstrahlung im Vergleich zum wolkenlosen Fall. Diese Strahlungserhöhungen kommen zwar vor, allerdings nur bei bestimmten Verteilungen der Wolken relativ zur Sonne. In jenen Fällen, wenn die Sonne frei ist, konnte auch der Einfluß der Bodenalbedo auf die UV-Globalstrahlung verläßlich interpretiert werden. Der bekannte Effekt der Vielfachreflexionen zwischen Boden und Wolkenuntergrenze konnte bei Bedeckungsgraden kleiner als sechs Achtel nicht mehr nachgewiesen werden. Die Vermutung liegt nahe, daß der Einfluß der Bodenalbedo bei durchbrochener Bewölkung mit Bedeckungsgraden kleiner als sieben Achtel vernachlässigbar ist, egal ob Wolken die Sonne verdecken oder nicht. Der Nachweis dieses Ergebnisses für Mittelwerte von μ ohne der Unterscheidung der Sonnenabdeckung konnte leider nicht erbracht werden, da das Datenmaterial bei Schneebedeckung zu gering war und die Variabilität der optischen Dicke der Wolken diesen Effekt überlagert.

Neben der Interpretation der Sensitivitätsdaten konnte auch gezeigt werden, daß die Neuronalen Netze für eine qualitativ hochwertige Abbildung der angebotenen μ -Werte aus verschiedenen Sätzen an Eingangsinformationen bestens geeignet waren. Bei der Nutzung der visuellen Beschreibung der Wolken konnte μ im Mittel mit einer Genauigkeit von ± 0.14 bis ± 0.10 bestimmt werden, je nachdem, wie detailliert die Wolkenbeschreibung ist

(NN1 in Kap. 7.1 bis NN3 in Kap. 7.3). Weitere Verbesserungen bei der Bestimmung des Wolkeneinflusses können mit einer reinen Wolkenbeobachtung nicht erzielt werden. Die Hinzunahme einer integralen Strahlungsmessung, die eine Momentaufnahme der Strahlungssituation unter Wolkeneinfluß darstellt, ermöglicht dagegen eine weitere starke Reduktion der Abweichungen. Neuronale Netze, die die solare Globalstrahlung, gemessen mit einem Pyranometer benutzen, ermöglichen die Reduktion der mittleren Abweichungen von μ auf ± 0.06 bis ± 0.07 . Tab. 11 gibt nochmals eine Zusammenfassung über die erzielten Ergebnisse bezüglich der mittleren absoluten Differenzen zwischen tatsächlichem und prognostiziertem μ der Lerndatensätze.

	mittlere absolute μ -Differenz		
	alle Wellenlängen	UV-B-Bereich	UV-A-Bereich
NN1 Kap. 7.1	0.138	0.141	0.135
NN2 Kap. 7.2	0.115	0.121	0.110
NN3 Kap. 7.3	0.098	0.102	0.094
NN4_PYR Kap. 7.4.1	0.067	0.073	0.062
NN4_LUX Kap. 7.4.2	0.075	0.076	0.073

Tab. 11: Mittlere absolute Differenzen zwischen tatsächlichem und prognostiziertem μ des Lerndatensatzes, gemittelt über alle sechs Wellenlängen, die drei Wellenlängen des UV-B-Bereichs, bzw. die drei Wellenlängen des UV-A-Bereichs.

Von noch größerem Interesse ist aber, mit welcher Genauigkeit sich die am IFU gemessenen UV-Spektren bei Bewölkungseinfluß mit einem eindimensionalen Strahlungsmodell in Kombination mit den entsprechenden Algorithmen NN1 bis NN4 modellieren lassen. Bei Benutzung von NN1 bis NN3 liegt der absolute prozentuale Fehler bei der berechneten UV-Globalstrahlung, verglichen zur Messung, im Mittel bei $\pm 22\%$ (NN1) bis $\pm 17\%$ (NN3). Die Verwendung der NN4-Netze ermöglicht im Mittel eine Genauigkeit von deutlich besser als $\pm 10\%$. Da gerade Pyranometer weltweit relativ flächendeckend im Einsatz sind, ergeben sich hierdurch Möglichkeiten im Bereich der UV-Überwachung. Die leicht schlechteren Ergebnisse bei der Verwendung der Messungen eines Luxmeters als Eingangsinformation, wahrscheinlich bedingt durch die schlechtere Meßtechnik, haben aufgrund der relativ geringen Verbreitung dieser Geräte keine große Relevanz. Da die Berechnung des mittleren absoluten Fehlers von beschränkter Aussagekraft hinsichtlich der möglichen Abweichungen im Einzelfall ist, wurden die

Perzentilwerte der Abweichungen berechnet. Sie sind in Tab. 12 zusammengefaßt. Angegeben ist die 95%, 90% und 50% Perzentile der Fehlerverteilung für die modellierte UV-Globalstrahlung, je nachdem, ob alle Fälle betrachtet werden, oder nur diejenigen, bei denen μ größer als 0.5 ist. Diese Aufteilung erschien sinnvoll, da die UV-Strahlung bei μ -Werten kleiner als 0.5 von ihrer biologischen Wirkung her gesehen durch die niedrigen UV-Strahlungswerte weniger relevant ist. Während der absolute Fehler der Modellierung in diesen Fällen in der Regel klein ist, nimmt der prozentuale Fehler aufgrund der kleinen Strahlungswerte schnell zu. Die Prozentwerte der Tabelle sind folgendermaßen zu interpretieren: Für den NN4_Pyr weisen beispielsweise 95% der Fälle einen absoluten Fehler von weniger als 30%, verglichen zur Messung der UV-Globalstrahlung, auf. Werden nur Fälle mit $\mu > 0.5$ betrachtet, so lassen sich 95% der Fälle mit einem Fehler von weniger als 19% modellieren. Insgesamt läßt sich beobachten, daß mit zunehmender Qualität der Eingangsdaten die Veränderungen der 50%-Perzentile für die Netze NN1 bis NN4 eher klein sind. Demgegenüber reduziert sich der Fehler bei den 95%- und 90% Perzentilen sehr stark. Dies dokumentiert, daß mit zunehmender Verbesserung der Eingangsdatensätze für die Neuronalen Netze vor allem der Einzelfall immer besser modelliert werden kann.

	alle μ			$\mu > 0.5$		
	95%-Perz.	90%-Perz.	50%-Perz.	95%-Perz.	90%-Perz.	50%-Perz.
NN1 Kap. 7.1	74%	57%	14%	68%	45%	8%
NN2 Kap. 7.2	66%	51%	11%	55%	36%	7%
NN3 Kap. 7.3	63%	46%	8%	50%	35%	6%
NN4_PYR Kap. 7.4.1	30%	21%	6%	19%	15%	5%
NN4_LUX Kap. 7.4.2	32%	22%	6%	25%	18%	5%

Tab. 12: 95%, 90% und 50% Perzentile der Fehlerverteilung für die modellierte UV-Globalstrahlung für alle Fälle von μ , und nur diejenigen Fälle, bei denen μ größer als 0.5 ist.

Auch unter der Voraussetzung, daß der gewählte zweijährige Zeitraum für die Station Garmisch-Partenkirchen repräsentativ ist, gelten die gefundenen Ergebnisse grundsätzlich nur für diese Station und ihre spezifische Wolkensituation. Die Übertragbarkeit für andere Stationen muß geprüft werden. Unter Umständen können sich in der Anwendung der entwickelten Algorithmen spezifische Schwierigkeiten ergeben. Bei den Netzen mit der rein visuellen Wolkenbeschreibung von Kap. 7.1. bis 7.3. könnten gleiche Wolkenarten, die

aber signifikant andere optischen Dicken aufweisen, zu schlechteren Ergebnissen führen. Denkbar wäre solch ein Fall, wenn z.B. Cumulus-Wolken im Flachland tendentiell eine größere vertikale Erstreckung aufweisen, als in Gebirgsnähe. Bei den Neuronalen Netzen, die eine integrale Strahlungsmessung benutzen, dürfte die Anwendung des Algorithmus' für Regionen mit Globalstrahlungswerten, die so hoch sind, daß sie in Mitteleuropa nicht auftreten, Probleme bereiten. Atmosphärische Bedingungen, wie sie in Garmisch nie vorkommen (z.B. stark absorbierendes Aerosol) kann zwar bei der Modellierung des Spektrums für wolkenlose Bedingungen berücksichtigt werden, eventuelle signifikante Wechselwirkungen zwischen Bewölkung und Aerosolabsorption sind aber in den prognostizierten μ -Werten nicht enthalten. All diese möglichen Schwierigkeiten werden sich aber erst in der Anwendung zeigen und eventuell erforderliche, geeignete Korrekturmethode können erst dann abgeleitet werden.

Literatur

- Ambach, W., und H. Eisner, Albedo verschiedener Schneeoberflächen für erythemwirksame solare Strahlung., *Wetter und Leben*, 38, 1-4, 1986.
- Angell, J.K., J. Korshover, und W.G. Planet, Ground-based and satellite evidence for a pronounced ozone minimum in early 1983 and responsible atmospheric layers., *Mon. Wea. Rev.*, 113, 641-646, 1985.
- Bais, A.F., C.S. Zerefos, C. Meleti, I.C. Ziomas, und K. Tourpali, Spectral measurement of solar UVB radiation and its relations to total ozone, SO₂ and clouds., *J. Geophys. Res.*, 98 (D3), 5199-5204, 1993.
- Blumthaler, M., und W. Ambach, Effects of cloudiness on global and diffuse irradiance in a high-mountain area., *Theor. Appl. Climatol.*, 50, 23-30, 1994.
- Blumthaler, M., und W. Ambach, Solar UVB-albedo of various surfaces., *Photochem. Photobiol.*, 48 (1), 85-88, 1988.
- Blumthaler, M., J. Gröbner, M. Huber, und W. Ambach, Measuring spectral and spatial variations of UVA and UVB sky radiance., *Geophys. Res. Lett.*, 23 (5), 547-550, 1996.
- Bodeker, G.E., und R.L. McKenzie, An Algorithm for Interfering Surface UV Irradiance Including Cloud Effects., *J. Appl. Meteor.*, 35, 1860-1877, 1996.
- Bojkov, R.D., The 1983 and 1985 anomalies in ozone distribution in perspective., *Mon. Wea. Rev.*, 115, 2187-2201, 1987.

- Bordewijk, J.A., H. Slaper, H.A.J.M. Reinen, und E. Schlamann, Total solar radiation and the influence of clouds and aerosols on the biologically effective UV., *Geophys. Res. Lett.*, 22 (16), 2151-2154, 1995.
- Busen, R., und G. Hänel, Radiation Budget of the Boundary Layer Part I: Measurement of Absorption of Solar Radiation by Atmospheric Particles and Water Vapor., *Beitr. Phys. Atmosph.*, 60 (2), 229-240, 1987.
- Caldwell, M.M., L.B. Camp, C.W. Werner, und S.D. Flint, Stratospheric Ozone Reduction, Solar Ultraviolet Radiation and Plant Life. Vol. G8 of NATO ASI, Action Spectra and their Role in Assessing Biological Consequences of Solar UV-B Radiation Change., *Springer Verlag*, 87-111, 1986.
- Chubarova, N.Y., und Y.I. Nezval, Ozone, Aerosol and Cloudiness Impacts on Biologically Effective Radiation and UV Radiation Less 380 nm., in *IRS'96: Current Problems in Atmospheric Radiation*, edited by K.S. W.L. Smith, pp. 886-889, A. Deepak, Fairbanks, Alaska, 1996.
- Chýlek, P., V. Ramaswamy, und V. Srivastava, Albedo of soot-contaminated snow, *J. Geophys. Res.*, 88 (C 15), 10,837-10,843, 1983.
- Dameris, M., V. Grewe, R. Hein, C. Scnadt, C. Brühl, und B. Steil, Assessment of the future development of the ozone layer., *Geophys. Res. Lett.*, 25 (19), 3579-3582, 1998.
- Deguenther, M., R. Meerkoetter, A. Albold, und G. Seckmeyer, Case study on the influence of inhomogeneous surface albedo on UV irradiance., *Geophys. Res.Lett.*, 25 (19), 3587-3590, 1998.
- Diffey, B., Using a microcomputer program to avoid sunburn., *Photoderm.*, 1, 45-51, 1984.
- DIN 5030, Spektrale Strahlungsmessung, Strahler für spektrale Strahlungsmessungen, Auswahlkriterien., *Beuth-Verlag, Berlin*, 1982.
- Doda, D.D., und A.E.S. Green, Surface reflectance measurements in the UV-B from an airborne platform, Part I & Part II., *Appl. Opt.*, 19 / 20 (13 / 04), 2140-2145 / 636-642, 1980.
- Dorner, B., Untersuchung des Einflusses von Wolken auf die bodennahe UV-Strahlung bei vollständiger Bedeckung., Diplomarbeit an der Ludwig-Maximilian-Universität, München, 1996.
- Dütsch, H.U., Total ozone trend in the light of ozone soundings, the impact of El Chichon., in *Atmospheric Ozone*, ed. by C.S. Zerefos, and A. Ghazi, pp. 263-286, D. Reidel Publishing, Dordrecht, 1985.
- Eaton, F.D., und I. Dirmhirn, Reflected irradiance indicatrices of normal surfaces and their effect on albedo., *Appl. Opt.*, 18 (7), 994-1008, 1979.

- Farman, J.C., G. Gardiner, und J.D. Shanklin, Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction., *Nature*, 13, 207-210, 1985.
- Forster, P.M.d.F., Modeling Ultraviolet Radiation at the Earth's Surface. Part I: The Sensitivity of Ultraviolet Irradiances to Atmospheric Changes., *J. Appl. Meteor.*, 34, 2412-2425, 1995.
- Forster, P.M.d.F., K.P. Shine, und A.R. Webb, Modeling Ultraviolet Radiation at the Earth's Surface. Part II: Model and Instrument Comparison., *J. Appl. Meteor.*, 34, 2426-2439, 1995.
- Fröhlich, C., und J. London, Revised instruction manual on radiation instruments and measurements., WCRP publication series no. 7, World Meteorological Organization (WMO), 1986.
- Gardiner, B.G., und P.J. Kirsch, Setting standards for European ultraviolet spectroradiometers., European Commission, Air pollution research report No. 53, 1995.
- Gardiner, B.C., und J.D. Shanklin, Recent measurements of Antarctic ozone depletion., *Geophys. Res. Lett.*, 13, 1199-1201, 1986.
- Grenfell, T.C., und S.G. Warren, Reflection of solar radiation by the antarctic snow surface at ultraviolet, visible and near-infrared wavelengths., *J. Geophys. Res.*, 99 (D9), 18,669-18,684, 1994.
- Gurney, K.R., Evidence for increasing ultraviolet irradiance at Point Barrow, Alaska., *Geophys. Res. Lett.*, 25 (6), 903-906, 1998.
- Hänel, G., Single scattering albedo, asymmetry parameter, apparent refractive index, and apparent soot content of dry atmospheric particles., *Appl. Optics*, 27 (11), 2287-2294, 1988.
- Heath, D.F., Nonseasonal changes in total column ozone from satellite observations, 1970-1986., *Nature*, 332, 219-227, 1988.
- Herman, J., R.L. McKenzie, S.B. Diaz, J.B. Kerr, und F. Seckmeyer, Surface Ultraviolet Radiation., in *Scientific Assessment of Ozone Depletion 1998, Chapter 9*, edited by P.O.B. UNEP, Nairobi, Kenya, im Druck, WMO Global Ozone Research and Monitoring Project - Report, 1998.
- Hess, M., P. Koepke, und I. Schult, Optical Properties of Aerosols and Clouds: The Software Package OPAC., *Am. Meteorological Society*, 79 (5), 831-844, 1998.
- Hoyningen-Huene v., W., M. Stettler, und M. Weller, Determination of climate-relevant aerosol parameters in the vicinity of an industrial region in eastern Germany., *Meteorol. Zeitschrift, N.F.*, 5, 269-278, 1996.

- Ito, T., Y. Sakoda, T. Uekubo, H. Naganuma, M. Fukuda, und M. Hayashi, Scientific application of UV-B observations from JMA network., in *13th UOEH Int. Symp. and the Second Pan Pacific Cooperative Symp. on Impact and Increased UV-B exposure on Human Health and Ecosystems.*, pp. 107-125, Kitakyushu, Japan, University of Occupational and Environmental Health, 1993.
- Joseffson, W., Solar ultraviolet radiation in Sweden., Swed. Met. Hydr. Inst., Nor-Köpping, 1986.
- Jurik, M., Backpercolation, (probably unpublished) paper distributed by Jurik Research and Consulting, PO 2379. Aptos, CA 95001, USA., 1991.
- Kaifel, A., Modellierung bodennaher UV-Strahlung für alle Atmosphärenzustände, einschließlich durchbrochener Bewölkung., in: Ruggaber, A., H. Schwander, P. Köpke, und A. Kaifel, Zwischenbericht für den Zeitraum 1.1.1997 - 31.12.1997, Förderkennzeichen 01 LU 9504, Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie, 1998.
- Köhler, U., W. Vandersee, und P. Winkler, Spektrale und integrale Messungen der UV-B-Strahlung im Vergleich zu Ozonmessungen., Abschlußbericht B I 10 BayFORKLIM-Projekt, Deutscher Wetterdienst, Meteorologische Observatorium, Hohenpeißenberg, 1995.
- Koepke, P., A. Bais, D. Balis, M. Buchwitz, H.D. Backer, X.D. Cabo, P. Eckert, P. Erikson, D. Gillotay, A. Heikkilä, T. Koskela, B. Lapeta, Z. Littynska, J. Lorente, B. Mayer, A. Renaud, A. Ruggaber, G. Schauburger, G. Seckmeyer, P. Seifert, A. Schmalwieser, H. Schwander, K. Vanicek, und M. Weber, Comparison of Models Used for UV Index Calculations., *Photochem. Photobiol.*, 67 (6), 657-662, 1998.
- Koepke, P., H. Schwander, und E. Thomalla, Endbericht zum Forschungsvorhaben *Modellierung bodennaher UV-Strahlung* im Ozonforschungsprogramm des BMBF, Förderkennzeichen 01 LU 09209, Meteorologisches Institut der Universität München, 1996.
- Kriebel, T., pers. Mitteilung, 1997.
- Leszczynski, K., K. Jokela, L. Ylianttila, R. Visur, und M. Blumthaler, Report of the WMO/STUK Intercomparison of Erathemally-Weighted Solar UV Radiometers., No. 112, WMO, 1995.
- Leun, J.C.v.d., und F.R.d. Gruijl, *Influences of ozone depletion on human and animal health.*, 95-123 pp., Lewis Publishers, 1996.
- Madronich, S., UV radiation in the natural and perturbed atmosphere., in *UV-B radiation and ozone depletion, effects on humans, animals, plants, microorganisms, and materials.*, 17-71, edited by M. Tevini, Lewis Publishers, 1993.

- Mayer, B., G. Seckmeyer, and A. Kylling, Systematic long-term comparison of spectral UV measurements and UVSPEC modeling results., *J. Geophys. Res.*, 102 (D7), 8755-8767, 1997.
- Mayer, B., Messung und Modellierung der spektralen UV-Bestrahlungsstärke in Garmisch-Partenkirchen., IfU, Garmisch-Partenkirchen, 1997.
- Mayer, B., und G. Seckmeyer, Retrieving Ozone Columns from Spectral Direct and Global UV Irradiance Measurements., Proceedings of the XVIII Ozone Symposium, L'Aquila , 1996.
- McKinley, A.F., und B.L. Diffey, A reference action spectrum for ultraviolet induced Erythema in human skin., *Commission Internationale de l'Éclairage (CIE)*, 6, 17-22, 1987.
- Mims, F.M., und J.E. Frederick, Cumulus clouds and UV-B., *Nature*, 371, 291, 1994.
- Nakajima, T., und M. Tanaka, Algorithms for radiative intensity calculations in moderately thick atmospheres using a truncation approximation., *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 40 (1), 51-69, 1988.
- Newell, R.E., und H.B. Selkirk, Recent large fluctuations in total ozone., *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 114, 595-617, 1988.
- Reed, R.J.J., P.M., The role of vertical motions in ozone-weather relationship., *J. Meteorol.*, 7, 263-267, 1950.
- Reuder, J., und H. Schwander, Aerosol effects on UV radiation at non-urban regions., *J. Geophys. Res.*, zur Veröffentlichung akzeptiert.
- Reuder, J., P. Koepke, A. Ruggaber, und H. Schwander, Characterisation of cloud types for radiation modelling., *Atm. Env.*, zur Veröffentlichung eingereicht.
- Riedmiller, M., und H. Braun, A direct adaptive method for faster backpropagation learning: The RPROP algorithm, ICNN-93., in *IEEE Int. Conf. on Neural Networks*, pp. 586-591, San Francisco, CA, 1993.
- Ruggaber, A., R. Dlugi, und T. Nakajima, Modelling of Radiation Quantities and Photolysis Frequencies in the Troposphere., *J. Atmos. Chem.*, 18, 171-210, 1994.
- Scheiber, A., Modellierung biologisch wirksamer UV-Strahlung für realistische Ozon- und Wolkenverhältnisse an bayerischen Stationen., pp. 95, Diplomarbeit an der Ludwig-Maximilians-Universität, München, 1997.
- Schmetz, J., Strahlungseigenschaften von Wolken., *Mitteilungen des Inst. Geophys. u. Meteorologie Universität Köln*, Heft No. 30, Köln, 1981.

- Schwander, H., P. Koepke, und A. Ruggaber, Uncertainties in modeled UV-irradiances due to limited accuracy and availability of input data., *J. Geophys. Res.*, 102 (D8), 9419-9429, 1997.
- Schwander, H., B. Mayer, A. Ruggaber, A. Albold, G. Seckmeyer, und P. Koepke, Method to determine snow albedo values in the UV for radiative transfer modelling., *Appl. Opt.*, zur Veröffentlichung eingereicht, 1998.
- Seckmeyer, G., und G. Bernhard, Cosine error correction of spectral UV-irradiances., *Atmos. Rad.*, 2049, 140-151, 1993.
- Seckmeyer, G., R. Erb, und A. Albold, Transmittance of a cloud is wavelength-dependent in the UV-range., *Geophys. Res. Lett.*, 23 (20), 2753-2755, 1996.
- Seckmeyer, G., B. Mayer, und G. Bernhard, The 1997 status of solar spectroradiometry in Germany: Results from the national intercomparison of UV spectroradiometers Garmisch-Partenkirchen, Germany., Fraunhofer Institut für atmosphärische Umweltforschung (IFU), Garmisch-Partenkirchen, 1998.
- Seckmeyer, G., und C. Kettner, Checking ozone amounts by measurements of UV-irradiances., in *Proceedings on the Quadrennial Ozone Symposium*, Virginia, 1994.
- Seckmeyer, G., B. Mayer, G. Bernhard, und R. Erb, *UV-Monitoring in Germany: Past, Present and Future*, in *Measurement and Trends of Terrestrial UVB Radiation in Europe.*, 73-86 pp., 1996.
- Seckmeyer, G., S. Thiel, M. Blumthaler, P. Fabian, S. Gerber, A. Gugg-Helming, D.-P. Häder, M. Huber, C. Kettner, U. Köhler, P. Koepke, H. Maier, J. Schäfer, P. Suppan, E. Tamm, und E. Thomalla, Intercomparison of spectral-UV-radiation measurement systems., *Appl. Opt.*, 33 (33), 7805-7812, 1994.
- Sen, A., und M. Srivastava, *Regression Analysis, Theory, Methods and Applications*, 1994.
- Setlow, R.B., The wavelength in sunlight effective in producing skin cancer: a theoretical analysis., in *Proceedings of the National Academy of Science*, pp. 3363-3366, 1974.
- Shettle, E.P., Comments on the use of LOWTRAN in transmission calculations for sites with the ground elevated to sea level., *Appl. Opt.*, 28 (8), 1451-1452, 1989.
- Shindell, D.T., D. Rind, und P. Lonergan, Increased stratospheric ozone losses and delayed eventual recovery owing to increasing greenhouse-gas concentrations., *Nature*, 392, 589-592, 1998.
- Slaper, H., G.J.M. Velders, J.S. Daniel, F.R.d. Gruijl, und J.C.v.d. Leun, Estimates of ozone depletion and skin incidence to examine the Vienna Convention achievements., *Nature*, 384, 256-258, 1996.
- Staiger, H., pers. Mitteilung, 1998.

- Stamnes, K., S.-C. Tsay, W. Wiscombe, and K. Jayaweera, Numerically stable algorithm for discret-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media., *Appl. Opt.*, 27, 2502-2509, 1988.
- U.S. Standard Atmosphere, *U.S. Standard Atmosphere, 1976*, NOAA, Washington, D.C., 1976.
- Van Hoosier, M., persönliche Mitteilung, 1997.
- vanWeele, M., T.J. Martin, M. Blumthaler, C. Brogniez, P.N.d. Outer, O. Engelsen, J. Lenoble, G. Pfister, A. Ruggaber, B. Walravens, P. Weihs, H. Dieter, B.G. Gardiner, D. Gillotay, A. Kylling, B. Mayer, G. Seckmeyer, and W. Wauben, From Model Intercomparison Towards Benchmark UV Spectra for Six Real Atmospheric Cases., submitted to *J. Geophys. Res. special issue ECUV*, 1998.
- Wang, P., and J. Lenoble, Comparison between measurements and modelling of UV-B irradiance for clear sky: a case study., *Appl. Opt.*, 33 (18), 3964-3971, 1994.
- Webb, A., *Advances in solar ultraviolet spectroradiometry.*, European Commission, Brüssel, 1997.
- Weber, M., persönliche Mitteilung, 1997.
- Weihs, P., und A.R. Webb, Accuracy of spectral UV model calculations 1. Consideration of uncertainties in input parameters., *J. Geophys. Res.*, 102 (D1), 1541-1550, 1997.
- WMO, Scientific assessment of ozone depletion., Report No. 37, World Meteorological Organization, Geneva, 1995.
- Woods, T.N., D.K. Prinz, G.J. Rottman, J. London, P.C. Crane, R.P. Cebula, E. Hilsenrath, G.E. Brueckner, M.D. Andrews, O.R. White, M.E. VanHoosier, L.E. Floyd, L.C. Herring, B.G. Knapp, C.K. Pankratz, and P.A. Reiser, Validation of the UARS solar ultraviolet irradiances: Comparison with the ATLAS 1 and 2 measurements., *J. Geophys. Res.*, 101 (D6), 9541-9569, 1996.
- Zell, A., *Simulation Neuronaler Netze.*, 624 pp., Addison-Wesley, 1994.
- Zeng, J., R. McKenzie, K. Stamnes, M. Wineland, and J. Rosen, Measured UV spectra compared with discrete ordinate method simulations., *J. Geophys. Res.*, 99 (D11), 23019-23030, 1994.

Anmerkungen und Danksagung

Diese Arbeit entstand im Rahmen des Projekts 'Modellierung bodennaher UV-Strahlung für alle Atmosphärenzustände einschließlich durchbrochener Bewölkung', gefördert vom Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie (BMBF) unter dem Kennzeichen 01 LU 9504, und wurde am Meteorologischen Institut der Ludwig-Maximilians-Universität München erstellt. Im Rahmen dieser Promotion sind folgende Veröffentlichungen entstanden:

Schwander, H., P. Koepke, und A. Ruggaber, Uncertainties in modeled UV-irradiances due to limited accuracy and availability of input data., *J. Geophys. Res.*, *102* (D8), 9419-9429, 1997.

Schwander, H., B. Mayer, A. Ruggaber, A. Albold, G. Seckmeyer, und P. Koepke, Method to determine snow albedo values in the UV for radiative transfer modelling., *Appl. Opt.*, *38* (18), 3869-3875, 1999.

Reuder, J., und H. Schwander, Aerosol effects on UV radiation at non-urban regions., *J. Geophys. Res.*, *104* (D4), 4065-4077, 1999.

Koepke, P., A. Bais, D. Balis, M. Buchwitz, H.D. Backer, X.D. Cabo, P. Eckert, P. Erikson, D. Gillotay, A. Heikkilä, T. Koskela, B. Lapeta, Z. Littynska, J. Lorente, B. Mayer, A. Renaud, A. Ruggaber, G. Schauburger, G. Seckmeyer, P. Seifert, A. Schmalwieser, H. Schwander, K. Vanicek, und M. Weber, Comparison of Models Used for UV Index Calculations., *Photochem. Photobiol.*, *67* (6), 657-662, 1998.

Herrn Prof. Dr. P. Schlüssel, kommissarischer Leiter der Abteilung für Strahlung und Satellitenmeteorologie und Herrn Prof. Dr. H. Quenzel, dem ehemaligen Leiter, möchte ich für die Ermöglichung der Arbeit herzlich danken.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Dr. P. Koepke, der die Betreuung dieser Arbeit übernahm und zum Gelingen sowohl durch seine fachliche, als auch durch seine menschliche Unterstützung beigetragen hat. Darüberhinaus möchte ich den Mitarbeitern der UV-Gruppe des Meteorologischen Instituts München, im Besonderen Herrn A. Oppenrieder, Herrn J. Reuder, Herrn Dr. A. Ruggaber, Frau A. Scheiber und Herrn A. Weigel für vielfältige Unterstützungen in Form von Diskussionen, Anregungen oder Werkstudententätigkeiten und das gute Arbeitsklima danken.

Für die UV-Gruppe des Fraunhofer Instituts für Atmosphärische Umweltforschung in Garmisch Partenkirchen sei Herrn Dr. Seckmeyer, Frau Dr. A. Albold und Herrn Dr. B. Mayer (mittlerweile für das National Center for Atmospheric Research NCAR in Boulder, Colorado) gedankt für die Überlassung der Meßdaten, die Unterstützung und die Bereitschaft zu kritischen, aber anregenden Diskussionen.

Ganz besonders möchte ich mich auch bei Herrn A. Kaifel vom Zentrum für Solar- und Wasserstofftechnologie Baden-Württemberg für die Belernungen der Neuronalen Netze bedanken. Seine Erfahrungen auf dem Gebiet der Neuronalen Netze und vielfältige, hilfreiche Diskussionen und Anregungen haben dazu beigetragen, bestmögliche Resultate mit dem Einsatz der Neuronalen Netze zu erzielen.

Lebenslauf

Harald Schwander,
geboren am 14. Mai 1966 in Oberstaufen, deutscher Staatsangehöriger, ledig

Ausbildung

1972 - 1976 Volksschule Unterhaching an der Fasanenstraße

1976 - 1985 Gymnasium Unterhaching, Abschluß: Allgemeine Hochschulreife

1985 - 1986 15-monatiger Grundwehrdienst in Brannenburg

1986 - 1994 Studium der Meteorologie mit Nebenfach Informatik und Abschluß Diplom an der Ludwig-Maximilians-Universität München

Zweijährige Diplomarbeit bei Prof. Dr. Dr. Fabian, Institut für Bioklimatologie und Immissionsforschung in Weihenstephan zum Thema "Auswirkung der Verlegung einer lufthygienischen Meßstation im Stadtgebiet von München"

1989 - 1991 Werkstudententätigkeit während des Studiums in der Datenverarbeitungszentrale der Allianz Versicherungs AG

1993 - 1994 Freiberufliche Tätigkeit bei ÖKOM, Gesellschaft für ökologische Kommunikation mbH im Bereich PC-Betreuung und als Co-Autor des Handbuchs "Fundraising - Finanzierungsmöglichkeiten für Umweltinitiativen"

Beruflicher Werdegang

1994 Zweimonatige Tätigkeit im Rahmen einer befristeten halben Drittmittelstelle am Meteorologischen Institut München, Spektralanalyse von O₃- und NO₂-Photolyse-Zeitreihen als Hauptaufgabengebiet

- 1995 - 1997 Wissenschaftlicher Mitarbeiter am Meteorologischen Institut München im Rahmen des BMBF-Projektes "Modellierung bodennaher UV-Strahlung" unter der Leitung von Dr. P. Koepke
- 1997 - 1999 Wissenschaftlicher Mitarbeiter am Meteorologischen Institut München im Rahmen des BMBF-Projektes "Modellierung bodennaher UV-Strahlung für alle Atmosphärenzustände einschließlich durchbrochener Bewölkung" unter der Leitung von Dr. P. Koepke, in dessen Rahmen diese Dissertation entstanden ist.

