

# Atmosphärenbedingte Erhöhungen der solaren Einstrahlung

DISSERTATION  
ZUR ERLANGUNG DES DOKTORGRADES  
DER MATHEMATISCH - NATURWISSENSCHAFTLICHEN FAKULTÄT  
DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT  
ZU KIEL

VORGELEGT VON

Nils H. Schade



Kiel, Dezember 2008

Referent/in:	Prof. Dr. Andreas Macke
Korreferent/in:	Prof. Dr. Carsten Stick
Tag der mündlichen Prüfung:	02. Februar 2009
Zum Druck genehmigt:	Kiel, 02. Februar 2009

Der Dekan

# Inhaltsverzeichnis

<b>Zusammenfassung</b>	<b>I</b>
<b>Abstract</b>	<b>III</b>
<b>Abkürzungen</b>	<b>XIII</b>
<b>1 Einleitung</b>	<b>1</b>
1.1 Motivation . . . . .	1
1.2 Bisherige Arbeiten . . . . .	3
1.3 Ziel der Arbeit . . . . .	6
<b>2 Strahlung</b>	<b>9</b>
2.1 Solares Spektrum . . . . .	9
2.1.1 Gesamtstrahlung . . . . .	10
2.1.2 UV-Strahlung . . . . .	11
2.2 Streuung . . . . .	12
2.3 Strahlungstransport in der Atmosphäre . . . . .	14
2.4 Strahlung und Mensch . . . . .	16
<b>3 Strahlungstransportmodellierung mit GRIMALDI</b>	<b>19</b>
3.1 Monte-Carlo-Strahlungstransport . . . . .	20
<b>4 Sylter Messungen</b>	<b>23</b>
4.1 Messstation . . . . .	23
4.2 Pyranometer & Pyrgeometer . . . . .	24
4.3 Doppelmonochromator-Radiometer . . . . .	25
4.4 Anpassung der Referenzkurven für wolkenfreien Himmel . . . . .	27
4.5 BSRN . . . . .	30
<b>5 Wolkenerfassung</b>	<b>33</b>
5.1 Aufbau der Wolkenkamera und Bildverarbeitung . . . . .	33
5.1.1 Erstellung einer Maske . . . . .	34
5.1.2 Abschätzung des Bedeckungsgrads . . . . .	35
5.1.3 Fehlerquellen . . . . .	37

5.2	APCADA-Algorithmus . . . . .	38
<b>6</b>	<b>Vergleich der Bedeckungsgradbestimmungen</b>	<b>45</b>
6.1	Validierung der Messungen anhand synoptischer Beobachtungen . . . . .	45
6.2	Bedeckungsgrade der Wolkenkamera, 2004/2005 . . . . .	46
6.3	Vergleich der Bedeckungsgrade der drei Datensätze . . . . .	46
6.4	Vergleich der Bedeckungsgrade, ohne hohe Wolken . . . . .	51
<b>7</b>	<b>Beobachtungen der Erhöhungen der breitbandigen solaren Strahlung</b>	<b>55</b>
7.1	Fallstudien . . . . .	55
7.2	Erhöhte breitbandige Einstrahlung als Funktion des Bedeckungsgrads und der Sonnenhöhe . . . . .	57
7.3	Dauer der breitbandigen Strahlungserhöhungen . . . . .	61
<b>8</b>	<b>Beobachtungen der Erhöhungen der erythemwirksamen UV-Strahlung</b>	<b>65</b>
8.1	Fallstudien . . . . .	65
8.2	Bedeutung des Bedeckungsgrads und der Sonnenhöhe für erhöhte UV-Strahlung . . . . .	66
8.3	Dauer der Erhöhungen der erythemwirksamen Strahlung . . . . .	67
<b>9</b>	<b>Modellierung der spektralen Strahlungserhöhungen</b>	<b>73</b>
9.1	Sichtbarer Bereich (550 nm) . . . . .	76
9.1.1	Cumulus mit optischer Dicke $\tau = 60$ . . . . .	76
9.1.2	Cumulus mit optischer Dicke $\tau = 12$ . . . . .	78
9.1.3	Alto cumulus mit optischer Dicke $\tau = 8$ . . . . .	80
9.1.4	Alto cumulus mit optischer Dicke $\tau = 4$ . . . . .	81
9.1.5	Inhomogene Wolke . . . . .	83
9.2	UV-Bereich (312 nm) . . . . .	85
9.2.1	Cumulus mit optischer Dicke $\tau = 12$ . . . . .	85
9.2.2	Alto cumulus mit optischer Dicke $\tau = 4$ . . . . .	87
9.2.3	Inhomogene Wolke . . . . .	89
9.3	Naher IR-Bereich (890 nm) . . . . .	90
9.3.1	Cumulus mit optischer Dicke $\tau = 12$ . . . . .	90
9.3.2	Alto cumulus mit optischer Dicke $\tau = 4$ . . . . .	92
9.3.3	Inhomogene Wolke . . . . .	92
<b>10</b>	<b>Schlussbetrachtung und Ausblick</b>	<b>97</b>
10.1	Bedeckungsgradbestimmung . . . . .	97
10.2	Globalstrahlung . . . . .	98
10.3	UV-Strahlung . . . . .	100
10.4	Strahlungstransport-Modellierung . . . . .	101

<b>A Anhang</b>	<b>103</b>
A.1 550 nm, Cumulus mit optischer Dicke $\tau = 60$ . . . . .	103
A.2 312 nm, Cumulus mit optischer Dicke $\tau = 60$ . . . . .	104
A.3 312 nm, Altocumulus mit optischer Dicke $\tau = 8$ . . . . .	105
A.4 890 nm, Cumulus mit optischer Dicke $\tau = 60$ . . . . .	106
A.5 890 nm, Altocumulus mit optischer Dicke $\tau = 8$ . . . . .	107
<b>Anhang</b>	<b>103</b>
<b>Literatur</b>	<b>109</b>
<b>Danksagung</b>	<b>116</b>
<b>Erklärung</b>	<b>117</b>



# Zusammenfassung

In dieser Arbeit wird der Einfluss der bewölkten Atmosphäre auf die solaren Einstrahlung am Boden untersucht. Die zugrundeliegenden Messkampagnen wurden im Rahmen einer interdisziplinären Zusammenarbeit des Leibniz - Instituts für Meereswissenschaften (IFM-GEOMAR) mit dem Institut für Medizinische Klimatologie der Universität Kiel in den Sommern 2004 und 2005 auf der Nordseeinsel Sylt durchgeführt. Dabei wurde der Wolkenkamera-Prototyp des IFM-GEOMAR zur Erfassung der Wolken verwendet. Zur Bestimmung der Güte der Bedeckungsgradbestimmungen aus den Kamerabildern wurden Vergleiche mit synoptischen Beobachtungen des *Deutschen Wetterdienstes* DWD vom nahegelegenen Flughafen Sylt angestellt, sowie für die Kampagne 2005 mit einem neuen Verfahren, dem APCADA-Algorithmus nach Dürr und Philipona (2004). Die Übereinstimmung der aus den Kamerabildern resultierenden Bedeckungsgrade mit den synoptischen Beobachtungen beträgt 72(85) % innerhalb  $\pm 1(2)$  Achtel. Verglichen mit den Beobachtungen unterschätzt APCADA die Bedeckungsgrade in 47 % aller Fälle mit Übereinstimmung von 60(74) % innerhalb  $\pm 1(2)$  Achtel. Für Fälle ohne hohe Wolken, die APCADA nicht erkennen kann, erreicht APCADA deutlich bessere Übereinstimmungen mit 73(90) % innerhalb  $\pm 1(2)$  Achtel. Diese Ergebnisse sind etwas schlechter als die Resultate von Dürr und Philipona (2004). Insgesamt ergeben also die Bedeckungsgrade aus den Kamerabildern, zumindest tagsüber, die bessere Wolkenklimatologie.

Dank der zeitlich hochaufgelösten Strahlungsmessungen konnten Strahlungserhöhungen im Sichtbaren von maximal  $522 \text{ W/m}^2$  gegenüber der theoretischen Referenzstrahlung bei wolkenfreiem Himmel festgestellt werden, der zur Zeit größte international veröffentlichte Wert. Erhöhungen  $\geq 400 \text{ W/m}^2$  treten, wie Fallstudien zeigen, bei recht unterschiedlichen Bedeckungssituationen auf. Die Dauer solcher Erhöhungen ist abhängig von deren Stärke und beträgt maximal 20 Sekunden für Erhöhungen  $\geq 400 \text{ W/m}^2$  und 140 Sekunden für Erhöhungen  $\geq 200 \text{ W/m}^2$ . Selbst über längere Zeiträume (1h) gemittelt ergeben sich noch Erhöhungen von  $50 \text{ W/m}^2$ . Im hautwirksamen UV-Bereich (Er-UV) treten zeitgleich Erhöhungen auf, maximal wurden  $32 \text{ mW/m}^2$  gemessen. Die relative Erhöhungen sind indess deutlich geringer als im Sichtbaren, maximal 59 % gegenüber 82 %. Diese Werte treten aber fast nur bei tiefstehender Sonne auf, wo die Gefahr für die menschliche Haut (Sonnenbrand) gering ist. Im Mittel wurden die stärksten Erhöhungen sowohl im Sichtbaren als auch im Er-UV-Bereich bei fast komplett bedecktem Himmel, mit Alto-cumuluswolken nahe der Sonnenscheibe erreicht, sowie bei tiefstehenden Cumuluswolken (z.B. Estupinan et al., 1996).

Abschließende Strahlungstransportrechnungen für bewölkte 3D-Atmosphären mit dem am IFM-GEOMAR entwickelten Modell GRIMALDI bestätigen die beobachtete Wellenlängenabhängigkeit der relativen Strahlungserhöhungen (siehe auch Lovengreen et al., 2005) und stimmen zumindest im Sichtbaren relativ gut mit den Messungen überein. Zudem wird deutlich, dass diffuse Streuung bei allen untersuchten Wellenlängen einen erkennbar stärkeren Anteil an Strahlungserhöhungen hat, als Reflexion an Wolkenseiten, was die Messergebnisse bereits vermuten ließen.





# Abstract

The aim of this study is to investigate the influence of a cloudy atmosphere on solar irradiance at the surface. Therefore, two measurement campaigns have been performed in Westerland, a sea-side resort on the North Sea island of Sylt during summer 2004 and 2005, at the measurement station of the institute for medical climatology at Kiel University. In cooperation with the IFM-GEOMAR, also at Kiel University, a prototype all-sky imager was used for detecting cloudiness. Estimation of cloud amounts were validated against both human observations from the German Weather Service DWD at the nearby airport of Sylt and a new algorithm, APCADA, developed by Dürr und Philipona (2004), for the measurements in 2005. Differences between the resulting cloud amounts derived from the camera images and human observations are within  $\pm 1(2)$  octa in 72(85) % of the cases. Compared to human observations measurements according to APCADA underestimate the observed cloud cover in 47 % of all cases and the differences are within  $\pm 1(2)$  octa in 60(74) % of all cases. Since high cirrus clouds can not be derived by APCADA, comparisons for all cases without high clouds have been performed showing an agreement within  $\pm 1(2)$  octa in 72(85) % of these cases. These results show slightly smaller agreements to human observations as reported by Dürr und Philipona (2004). Though limited to daytime the cloud cover retrievals from the all-sky imager provide a more reliable cloud climatology.

A main improvement to previous studies results from the very high temporal resolution of cloud images and radiation measurements. It was possible to observe an excess of solar irradiation compared to clear sky irradiation by  $522 \text{ W/m}^2$ , the largest internationally observed value so far. The maximum duration of the enhancements depends on its strenght and ranges from 20 seconds (enhancements  $\geq 400 \text{ W/m}^2$ ) up to 140 seconds (enhancements  $\geq 200 \text{ W/m}^2$ ). Even hourly mean values can reach about  $50 \text{ W/m}^2$ . The erythemal effective irradiation (Er-UV) shows enhancements at the same times with maximum values of  $32 \text{ mW/m}^2$ , whereas relative enhancements show smaller values than the visible range. Since these values were observed almost only at high solar zenith angles, the risk of getting a sunburn is considerably small. Camera images reveal that largest excess radiation for the visible and the Er-UV range is reached close to overcast situations with altocumulus clouds partly obscuring the solar disc, and preferably with cumulus clouds in lower levels (e.g. Estupinan et al., 1996).

Finally radiative transfer calculations for cloudy 3D-atmospheres were performed with the GRIMALDI code, developed at IFM-GEOMAR, and confirm the observed wavelenght dependency of relative irradiation enhancements (see also Lovengreen et al., 2005). Results show a reasonably good agreement with the measurements for the visible range. It further becomes obvious that diffuse scattering is more important for enhanced irradiation than reflection at the cloud edges, since the the fields of enhanced irradiation at the surface can be found right below and not in front of the clouds. This could be assumed from the measurements also.



# Abbildungsverzeichnis

1.1	Mittlere jährliche globale Energiebilanz der Erde ( <a href="http://globaleumweltpolitik.wordpress.com/2007/05/18/der-treibhauseffekt">http://globaleumweltpolitik.wordpress.com/2007/05/18/der-treibhauseffekt</a> , nach Kiehl und Trenberth, 1997). Alle Einheiten sind in $W/m^2$ angegeben. . . . .	2
1.2	Bewölkungssituation an der Küste bei Seewindverhältnissen (Heise, 2004).	3
1.3	Vergleich der gemessenen solaren Einstrahlung (rot) mit der Parametrisierung nach Bennett (blau), berechnet mit dem Bedeckungsgrad (schwarz), für den 26.06.2004. . . . .	5
2.1	Darstellung des solaren Spektrums bei senkrechtem Einfall des Sonnenlichts an einem klaren Tag (nach Newport, 2008). . . . .	10
2.2	Schematische Darstellung der Streufunktionen für Rayleigh- (links) und Mie-Streuung für kleine (mitte) und große Streupartikel (rechts). Das einfallende Licht kommt für alle drei Darstellungen von links. . . . .	13
2.3	(a) Logarithmische Darstellung der Streufunktionen für Mie-Streuung (für einen Tröpfchendurchmesser von $10 \mu m$ ) und (b) lineare Darstellung der Rayleighstreuung in Abhängigkeit vom Streuwinkel $\Theta_S$ , und Wellenlängen von 312, 550 und 890 nm. . . . .	14
2.4	Schematische Darstellung der Streuung der solaren Strahlung an Aerosolen sowie der Streuung und Reflexion an Wolken und Wolkenändern, also des <i>Broken Cloud Effekts</i> , der zur Erhöhung der am Boden gemessenen Einstrahlung führt. . . . .	14
4.1	(a) Lage der Messstation auf Sylt (Sandmann, 2002), (b) Messstation mit links hinten: Wolkenkamera, mitte hinten: Ceilometer, rechts oben: Messplattform mit Pyranometer und Pyrgeometer. . . . .	23
4.2	Schematische Zeichnung zur Funktionsweise eines Doppelmonochromators, hier das verwendete Bentham DM150. . . . .	26
4.3	Beispiel für ein Mittags-Sommer-Spektrum $E_\lambda$ im Wellenlängenbereich von 290 bis 400 nm (blau) mit Erythemfunktion $S_{Er(\lambda)}$ (gestrichelt) und Produkt beider Kurven (grün). . . . .	26
4.4	Tagesgang der solaren Einstrahlung (dünn schwarz) an einem Tag mit durchbrochener Bewölkung inkl. Referenzwerte für den unbewölkten Fall (gestrichelt), deren Standardabweichung (gepunktet-gestrichelt) und die sich ergebende Differenz (dick schwarz), 26. Juni 2004. . . . .	29

4.5	Gemessene erythemgewichtete UV-Strahlung ( $\text{mW}/\text{m}^2$ ) am 27. Mai, 2002-2005, nach den Richtlinien des deutschlandweiten UV-Messnetzes. Die rechte y-Achse zeigt den globalen UV-Index (UVI). . . . .	29
4.6	Tagesgang der erythemgewichteten UV-Strahlung an einem Tag mit durchbrochener Bewölkung incl. Referenzwerte für den unbewölkten Fall (blau gestrichelt) und der sich ergebenden Differenz (schwarz), 08. Mai 2005. 30	30
4.7	Weltkarte mit den aktuellen (rot) und geplanten (blau) Messstationen des BSRN (Quelle: Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie MeteoSchweiz, 2008). . . . .	31
5.1	Die Wolkenkamera: (a) auf dem Dach des IFM-GEOMAR, Dienstgebäude Westufer, (b) mit geöffneter Transportkiste und Blick auf das Innenleben (CCD-Kamera). . . . .	34
5.2	Beispiel für eine Situation, die zur Überschätzung des Bedeckungsgrads führt (Aufnahme vom 1. Juli 2004, 10:31:47 MESZ). . . . .	36
5.3	(a) Originalaufnahme eines bewölkten Himmels und (b) nach Bestimmung des Bedeckungsgrads, 1. Juli 2004, 11:54:32 MESZ. Schwarze und rote Regionen markieren die Maske, weiße die bewölkten Bildpunkte. . . . .	37
5.4	Beispiel für eine Situation, die aufgrund des "Bloomings" zu Fehlern in der Bedeckungsgradberechnung führen würde (Aufnahme vom 12. Juni 2005, 13:07:57 MESZ). . . . .	38
5.5	Berechnete Cloud-Free Index Werte aufgetragen für Sommertage um 16:30 MESZ, 2005. . . . .	40
5.6	Emissivität der wolkenfreien Atmosphäre (blaue Punkte) als Funktion des aktuellen Wasserdampfdrucks und der Temperatur für alle wolkenfreien Fälle aus Abb. 5.5 mit $\text{CFI} < 0.999$ um 16:30 MESZ, 2005 mit der Ausgleichskurve $y$ (rote Kringel) und dem 90% Vertrauensintervall (grüne Rauten). . . . .	41
5.7	Vergleich von Cloud-Free Index und Standardabweichung über die letzte Stunde mit Augenbeobachtungen, 14:00 MESZ, April-August 2005. . . . .	42
6.1	Häufigkeitsverteilung der Differenzen der Bedeckungsgrade aus den Kamerabildern und den stündlichen Beobachtungen für April-August 2005 (oben), und Juni-September 2004 (unten). . . . .	47
6.2	Vergleich der Bedeckungsgrade aus Wolkenkamera und Beobachtungen für (a) 2004 und (b) 2005. Die rote Gerade zeigt die 1/1 Gerade, die blaue den linearen Fit. . . . .	47
6.3	Häufigkeitsverteilung der Differenzen der Bedeckungsgrade aus den Kamerabildern, nach APCADA und den synoptischen Beobachtungen des DWD (Flughafen Sylt), April-August 2005. . . . .	48
6.4	Vergleich der Bedeckungsgrade aus Wolkenkamera und Beobachtungen (a) und APACADA und Beobachtungen (b). Die rote Gerade zeigt die 1/1 Gerade, die blaue den linearen Fit. . . . .	48

6.5	Häufigkeitsverteilung der Bedeckungsgrade aus den Kamerabildern, nach APCADA und den synoptischen Beobachtungen des DWD (Flughafen Sylt), April-August 2005. . . . .	49
6.6	Mittlerer Tagesgang des <i>Score Index</i> von $\pm 1$ Achtel (obere Grafik) und 2 Achtel (untere Grafik) Differenz zu den Beobachtungen, jeweils für Kamera (durchgezogen) und APCADA (gestrichelt). . . . .	50
6.7	Beispielfall für eine schlechte Übereinstimmung der Bedeckungsgradabschätzungen, 17. Juni 2005, 22:00 MESZ. . . . .	50
6.8	Wie in Abbildung 6.3, aber für alle Fälle ohne Cirruswolken. . . . .	52
6.9	Wie in Abbildung 6.4, aber für alle Fälle ohne Cirruswolken. . . . .	52
6.10	Wie in Abbildung 6.5, aber für alle Fälle ohne Cirruswolken. . . . .	53
6.11	Wie in Abbildung 6.6, aber für alle Fälle ohne Cirruswolken. . . . .	54
6.12	Beispielfall für eine gute Übereinstimmung der Bedeckungsgradabschätzungen, 17. Juni 2005, 21:00 MESZ. . . . .	54
7.1	Fallstudien für bewölkten Himmel zu Zeiten mit Erhöhungen der solaren Globalstrahlung, die $400 \text{ W/m}^2$ überschreiten. Gezeigt werden alle Fälle vom Juli 2004 (a-l) und Beispiele aus dem Jahr 2005 (m-p). Da viele Fälle aus 2005 durch den <i>Blooming Effekt</i> (p) beeinträchtigt sind und darum nicht vernünftig beschrieben werden können, werden sie hier nicht dargestellt. . . . .	56
7.2	Häufigkeitsverteilung des normierten Bedeckungsgrads (TCA) zu Zeiten erhöhter solarer Einstrahlung, aufgeteilt in $IE_{300}$ , $IE_{200}$ , $IE_{100}$ und $IE_{40}$ , Sommer 2004. . . . .	58
7.3	Wie in Abbildung 7.2, aber für Sommer 2005. . . . .	59
7.4	Tagesgang des stündlich gemittelten Bedeckungsgrads für die Sommermonate 2004 (gestrichelt), nach Korrektur der wolkenfreien Fälle (dünn) und stündlich gemittelter Bedeckungsgrad für die Sommermonate 2005 (dick). Werte vor 6 MESZ und nach 21 MESZ wurden aufgrund des Blaustrichs der Wolkenkamerabilder nicht mit einbezogen. . . . .	59
7.5	Häufigkeitsverteilung des solaren Zenitwinkels zu Zeiten von Strahlungserhöhungen, die $I_{\text{clear}}$ mit 1 % - 70 % überschreiten, Sommer 2004. . . . .	60
7.6	Wie Abbildung 7.5, aber für den Sommer 2005. . . . .	61
7.7	Häufigkeitsverteilung des solaren Zenitwinkels bei Werten der diffusen Strahlung $> 5 - 80 \% I_{\text{clear}}$ , Sommer 2005. . . . .	62
7.8	Häufigkeitsverteilung der Zeitdauer erhöhter solarer Einstrahlung für Erhöhungen größer als (a) $200 \text{ W/m}^2$ , (b) $300 \text{ W/m}^2$ und (c) $400 \text{ W/m}^2$ für Sommer 2004. Die maximale Zeitdauer beträgt 137 Sekunden für (a), 60 Sekunden für (b) und 20 Sekunden für (c). . . . .	62
7.9	Maximale Dauer der Strahlungserhöhungen in Abhängigkeit von deren Stärke, Sommer 2004. . . . .	63
7.10	Maximale Dauer der Strahlungserhöhungen im Sommer 2005 für 10 Beispieltage bei Mittelung über verschieden lange Zeiträume. . . . .	64

8.1	Fallstudien für bewölkten Himmel zu Zeiten mit Erhöhungen der erythemgewichteten UV-Strahlung, die $15 \text{ mW/m}^2$ überschreiten. Einige Fälle, (e-f) und (h), sind leider durch den <i>Blooming Effekt</i> beeinträchtigt. . . .	66
8.2	Häufigkeitsverteilung des Bedeckungsgrads (TCA) zu Zeiten erhöhter erythemwirksamer UV-Strahlung (UV-IE), aufgeteilt in UV-IE <sub>25</sub> , UV-IE <sub>20</sub> , UV-IE <sub>10</sub> und UV-IE <sub>4</sub> , Sommer 2005. . . . .	67
8.3	Häufigkeitsverteilung des solaren Zenitwinkels zu Zeiten erhöhter erythemwirksamer UV-Strahlung, die $I_{\text{clear}}$ mit 1 - 50 % überschreitet, Sommer 2005. . . . .	68
8.4	Häufigkeitsverteilung der Zeitdauer erhöhter erythemwirksamer UV-Strahlung für Erhöhungen größer als (a) $12 \text{ mW/m}^2$ , (b) $18 \text{ mW/m}^2$ und (c) $24 \text{ mW/m}^2$ für den Sommer 2005. Die maximale Zeitdauer beträgt 132 Sekunden für (a), 48 Sekunden für (b) und 32 Sekunden für (c). . . . .	68
8.5	Maximale Dauer der Erhöhungen der erythemwirksamen Strahlung in Abhängigkeit von deren Stärke, Sommer 2005. Ein Wert von $25 \text{ mW/m}^2$ entspricht dabei einem UV-Index von 1. . . . .	69
8.6	Maximale Dauer der erythemgewichteten UV-Strahlungserhöhungen im Sommer 2005 für 13 Beispieltage mit $E_{\text{ER}_{\text{Max}}} > 15 \text{ mW/m}^2$ bei Mittelung über verschieden lange Zeiträume. . . . .	70
8.7	Beispielsituation für das unterschiedliche Verhalten von Global- und erythemgewichteter UV-Strahlung, 10. Mai 2005. . . . .	71
8.8	Vergleich der relative Erhöhungen der Global- und erythemgewichteter UV-Strahlung. Die Ausgleichsgerade ist in rot dargestellt. . . . .	71
9.1	(a) 3D-Darstellung des Extinktionskoeffizienten der homogenen Cumuluswolke. Er beträgt für diesen Fall in jeder Wolkenbox $0.05 [\frac{1}{\text{m}}]$ , was einer optischen Dicke der Wolke von $\tau = 60$ entspricht, (b) 2D-Darstellung dieser Wolke. Gezeigt sind die aufsummierten Extinktionskoeffizienten $[\frac{1}{\text{m}}]$ . . . .	74
9.2	(a) 3D-Darstellung des Extinktionskoeffizienten der homogenen Altocumuluswolke mit einer Lücke in der Mitte des Modellgebiets. Der Extinktionskoeffizient beträgt für diesen Fall in jeder Wolkenbox $0.005 [\frac{1}{\text{m}}]$ , was einer optischen Dicke der Wolke von $\tau = 8$ entspricht, (b) 2D-Darstellung dieser Wolke. Gezeigt sind die aufsummierten Extinktionskoeffizienten $[\frac{1}{\text{m}}]$ . . . .	74
9.3	(a) 3D-Darstellung des Extinktionskoeffizienten der inhomogenen Cumuluswolke und (b) 2D-Darstellung dieser Wolke mit den aufsummierten Extinktionskoeffizienten $[\frac{1}{\text{m}}]$ . . . . .	75
9.4	Relative Strahlungserhöhungen in % für 550 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenit- ( $\Theta = 30, 60, 80^\circ$ ) und Azimutwinkel ( $\Phi = 270, 315, 360^\circ$ ) bei einer Auflösung von $15 \times 16 \text{ km}$ . Die weisse Box markiert die Position der Wolke, deren optische Dicke beträgt $\tau = 60$ . . . . .	77
9.5	(a) Relative und (b) absolute Strahlungserhöhungen in % bzw. $\text{W/m}^2$ für 550 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenitwinkel $\Theta$ für Azimutwinkel $\Phi$ von 270, 315 und $360^\circ$ bei einer optische Dicke der Wolke von $\tau = 60$ . . . .	77

9.6	Relative Strahlungserhöhungen in % für 550 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenit- ( $\Theta = 30, 60, 80^\circ$ ) und Azimutwinkel ( $\Phi = 270, 315, 360^\circ$ ) bei einer Auflösung von 15 x 16 km. Die weiße Box markiert die Position der Wolke, deren optische Dicke beträgt $\tau = 12$ . . . . .	78
9.7	(a) Relative und (b) absolute Strahlungserhöhungen in % bzw. $W/m^2$ für 550 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenitwinkel $\Theta$ für Azimutwinkel $\Phi$ von 270, 315 und $360^\circ$ bei einer optische Dicke der Wolke von $\tau = 12$ . . . .	79
9.8	Relative Strahlungserhöhungen in % für 550 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenit- ( $\Theta = 0, 30, 60, 80^\circ$ ) und Azimutwinkel ( $\Phi = 270, 315, 360^\circ$ ) bei einer Auflösung von 15 x 16 km. Die weiße Box markiert die Position der Wolkenlücke, die optische Dicke der Wolke beträgt $\tau = 8$ . . . . .	80
9.9	(a) Relative und (b) absolute Strahlungserhöhungen in % bzw. $W/m^2$ für 550 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenitwinkel $\Theta$ für Azimutwinkel $\Phi$ von 270, 315 und $360^\circ$ bei einer optische Dicke der Wolke von $\tau = 8$ . . . . .	81
9.10	Relative Strahlungserhöhungen in % für 550 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenit- ( $\Theta = 0, 30, 60, 80^\circ$ ) und Azimutwinkel ( $\Phi = 270, 315, 360^\circ$ ) bei einer Auflösung von 15 x 16 km. Die weiße Box markiert die Position der Wolkenlücke, die optische Dicke der Wolke beträgt $\tau = 4$ . . . . .	82
9.11	(a) Relative und (b) absolute Strahlungserhöhungen in % bzw. $W/m^2$ für 550 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenitwinkel $\Theta$ für Azimutwinkel $\Phi$ von 270, 315 und $360^\circ$ bei einer optische Dicke der Wolke von $\tau = 4$ . . . . .	83
9.12	Relative Strahlungserhöhungen in % für 550 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenit- ( $\Theta = 30, 60, 80^\circ$ ) und Azimutwinkel ( $\Phi = 270, 315, 360^\circ$ ) bei einer Auflösung von 15 x 16 km. . . . .	84
9.13	(a) Relative und (b) absolute Strahlungserhöhungen in % bzw. $W/m^2$ für 550 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenitwinkel $\Theta$ für Azimutwinkel $\Phi$ von 270, 315 und $360^\circ$ . . . . .	84
9.14	Relative Strahlungserhöhungen in % für 312 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenit- ( $\Theta = 30, 60, 80^\circ$ ) und Azimutwinkel ( $\Phi = 270, 315, 360^\circ$ ) bei einer Auflösung von 15 x 16 km. Die weiße Box markiert die Position der Wolke, deren optische Dicke beträgt $\tau = 12$ . . . . .	86
9.15	(a) Relative und (b) absolute Strahlungserhöhungen in % bzw. $mW/m^2$ für 312 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenitwinkel $\Theta$ für Azimutwinkel $\Phi$ von 270, 315 und $360^\circ$ bei einer optische Dicke der Wolke von $\tau = 12$ . . . . .	86
9.16	Relative Strahlungserhöhungen in % für 312 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenit- ( $\Theta = 0, 30, 60, 80^\circ$ ) und Azimutwinkel ( $\Phi = 270, 315, 360^\circ$ ) bei einer Auflösung von 15 x 16 km. Die weiße Box markiert die Position der Wolkenlücke, die optische Dicke der Wolke beträgt $\tau = 4$ . . . . .	88
9.17	(a) Relative und (b) absolute Strahlungserhöhungen in % bzw. $W/m^2$ für 312 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenitwinkel $\Theta$ für Azimutwinkel $\Phi$ von 270, 315 und $360^\circ$ bei einer optische Dicke der Wolke von $\tau = 4$ . . . . .	88

9.18	Relative Strahlungserhöhungen in % für 312 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenit- ( $\Theta = 30, 60, 80^\circ$ ) und Azimutwinkel ( $\Phi = 270, 315, 360^\circ$ ) bei einer Auflösung von 15 x 16 km. . . . .	89
9.19	(a) Relative und (b) absolute Strahlungserhöhungen in % bzw. $W/m^2$ für 312 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenitwinkel $\Theta$ für Azimutwinkel $\Phi$ von 270, 315 und $360^\circ$ . . . . .	90
9.20	Relative Strahlungserhöhungen in % für 890 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenit- ( $\Theta = 30, 60, 80^\circ$ ) und Azimutwinkel ( $\Phi = 270, 315, 360^\circ$ ) bei einer Auflösung von 15 x 16 km. Die weiße Box markiert die Position der Wolke, deren optische Dicke beträgt $\tau = 12$ . . . . .	91
9.21	Relative Strahlungserhöhungen in % für 890 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenitwinkel $\Theta$ für Azimutwinkel $\Phi$ von 270, 315 und $360^\circ$ bei einer optische Dicke der Wolke von $\tau = 12$ . . . . .	91
9.22	Relative Strahlungserhöhungen in % für 890 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenit- ( $\Theta = 0, 30, 60, 80^\circ$ ) und Azimutwinkel ( $\Phi = 270, 315, 360^\circ$ ) bei einer Auflösung von 15 x 16 km. Die weiße Box markiert die Position der Wolkenlücke, die optische Dicke der Wolke beträgt $\tau = 4$ . . . . .	92
9.23	Relative Strahlungserhöhungen in % für 890 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenitwinkel $\Theta$ für Azimutwinkel $\Phi$ von 270, 315 und $360^\circ$ bei einer optische Dicke der Wolke von $\tau = 4$ . . . . .	93
9.24	Relative Strahlungserhöhungen in % für 890 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenit- ( $\Theta = 30, 60, 80^\circ$ ) und Azimutwinkel ( $\Phi = 270, 315, 360^\circ$ ) bei einer Auflösung von 15 x 16 km. . . . .	93
9.25	Relative Strahlungserhöhungen in % für 890 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenitwinkel $\Theta$ für Azimutwinkel $\Phi$ von 270, 315 und $360^\circ$ bei einer optische Dicke der Wolke von $\tau = 4$ . . . . .	94
A.1	Relative Strahlungserhöhungen in % für 550 nm bei $\Theta = 80^\circ$ und einem Modellgebiet von 50 x 50 km. . . . .	103
A.2	Relative Strahlungserhöhungen in % für 312 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenit- ( $\Theta = 30, 60, 80^\circ$ ) und Azimutwinkel ( $\Phi = 270, 315, 360^\circ$ ) bei einer Auflösung von 15 x 16 km. Die weiße Box markiert die Position der Wolke, deren optische Dicke beträgt $\tau = 60$ . . . . .	104
A.3	(a) Relative und (b) absolute Strahlungserhöhungen in % bzw. $W/m^2$ für 312 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenitwinkel $\Theta$ für Azimutwinkel $\Phi$ von 270, 315 und $360^\circ$ bei einer optische Dicke der Wolke von $\tau = 60$ . . . .	104
A.4	Relative Strahlungserhöhungen in % für 312 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenit- ( $\Theta = 0, 30, 60, 80^\circ$ ) und Azimutwinkel ( $\Phi = 270, 315, 360^\circ$ ) bei einer Auflösung von 15 x 16 km. Die weiße Box markiert die Position der Wolkenlücke, die optische Dicke der Wolke beträgt $\tau = 8$ . . . . .	105
A.5	(a) Relative und (b) absolute Strahlungserhöhungen in % bzw. $W/m^2$ für 312 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenitwinkel $\Theta$ für Azimutwinkel $\Phi$ von 270, 315 und $360^\circ$ bei einer optische Dicke der Wolke von $\tau = 8$ . . . .	105



A.6	Relative Strahlungserhöhungen in % für 890 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenit- ( $\Theta = 30, 60, 80^\circ$ ) und Azimutwinkel ( $\Phi = 270, 315, 360^\circ$ ) bei einer Auflösung von 15 x 16 km. Die weiße Box markiert die Position der Wolke, deren optische Dicke beträgt $\tau = 60$ . . . . .	106
A.7	Relative Strahlungserhöhungen in % für 890 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenitwinkel $\Theta$ für Azimutwinkel $\Phi$ von 270, 315 und 360 ° bei einer optische Dicke der Wolke von $\tau = 8$ . . . . .	106
A.8	Relative Strahlungserhöhungen in % für 890 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenit- ( $\Theta = 0, 30, 60, 80^\circ$ ) und Azimutwinkel ( $\Phi = 270, 315, 360^\circ$ ) bei einer Auflösung von 15 x 16 km. Die weiße Box markiert die Position der Wolkenlücke, die optische Dicke der Wolke beträgt $\tau = 8$ . . . . .	107
A.9	Relative Strahlungserhöhungen in % für 890 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenitwinkel $\Theta$ für Azimutwinkel $\Phi$ von 270, 315 und 360 ° bei einer optische Dicke der Wolke von $\tau = 8$ . . . . .	107



# Tabellenverzeichnis

2.1	Einteilung des solaren Spektrums bei Sonnenhöchststand. . . . .	9
2.2	Die vier verschiedenen europäischen Hauttypen mit den jeweils zugeordneten Expositionszeiten bei Sonnenhöchststand. Je kürzer die Expositionszeit, desto anfälliger sind die Hauttypen für Sonnenbrand (Quelle: Bundesamt für Strahlenschutz, <a href="http://www.bfs.de">http://www.bfs.de</a> ). . . . .	17
3.1	Konstanten zur Bestimmung des Rayleigh-Streukoeffizienten . . . . .	20
5.1	Schema zum APCADA-Algorithmus: PCA = <i>Partial Cloud Amount</i> , CFI = <i>Cloud-Free Index</i> , STD LDR = <i>Variabilität der langwelligen Gegenstrahlung</i> . . .	43
9.1	Maximale relative und absolute Strahlungserhöhungen der Strahlungstransportrechnungen für die drei Modellwolken im Vergleich mit den Maximalwerten aus den Messungen. . . . .	94



# Abkürzungen

APCADA	Automatic Partial Cloud Amount Detection Algorithm
ARM	Atmospheric Radiation Measurement Program
ASC	All Sky Camera
AWI	Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
BfS	Bundesamt für Strahlenschutz
BSRN	Baseline Surface Radiation Network
DWD	Deutscher Wetterdienst
FSI	Full Sky Imager
HITRAN	High-resolution TRANsmission (molekulare spektroskopische Datenbank)
IFM-GEOMAR	Leibniz-Institut für Meereswissenschaften der Universität Kiel
IR	Infra-Rot
LDR	Longwave Downward Radiation
LIDAR	Light Detecting and Ranging
MESZ	Mitteuropäische Sommerzeit
NIR	Nahes Infra-Rot
PCA	Partial Cloud Amount
RADAR	Radio Detecting and Ranging
SSK	Strahlenschutzkommission
TCA	Total Cloud Amount
TSI	Total Sky Imager
UBA	Umweltbundesamt
UV	Ultra-Violett
VIS	Sichtbares Licht ("Visible")
WCRP	World Climate Research Programme
WRMC	World Radiation Monitoring Center
WSI	Whole Sky Imager



# Kapitel 1

## Einleitung

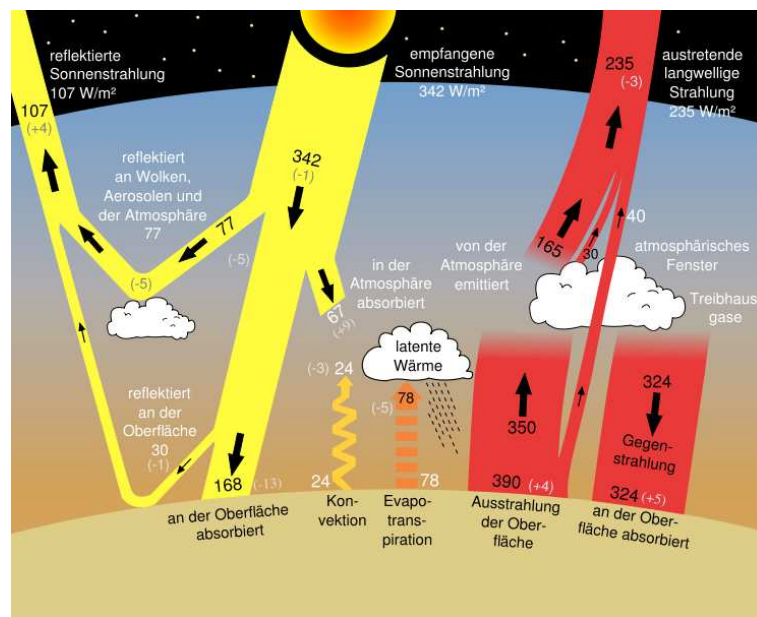
### 1.1 Motivation

Da Wolken etwa 66 % unseres Planeten bedecken, spielen sie eine wichtige Rolle für die globale Energiebilanz, schematisch dargestellt in Abbildung 1.1. Ihr Einfluss auf das Strahlungsbudget unseres Planeten wird hauptsächlich durch Abkühlung aufgrund der reduzierten Transmission der einkommenden solaren Strahlung am Boden - in der Literatur als *Albedo Effekt* bezeichnet - sowie durch Erwärmung aufgrund der reduzierten thermischen Ausstrahlung (Emission) der Wolkenoberkanten - bezeichnet als *Treibhauseffekt* - bestimmt. Im globalen Mittel ist der Albedo Effekt mit etwa  $20 \text{ W/m}^2$  stärker als der Treibhauseffekt, d.h. Wolken wirken auf globalen Skalen abkühlend.

Nun kann bei besonderen Situationen ein inverser Effekt auftreten: Die Erhöhung der diffusen abwärtsgerichteten solaren Einstrahlung (zusätzlich zur direkten Einstrahlung) kann die Rückstreuung in den Weltraum überkompensieren. Auf ähnliche Weise können warme Wolken über kaltem Untergrund (niedrige Temperatur und/oder geringe Emissivität) im thermischen Spektralbereich die thermische Emission Richtung Erdboden im Vergleich zu einer Situation bei wolkenfreiem Himmel erhöhen.

In der vorliegenden Arbeit wird vorwiegend der Streueffekt von Wolken untersucht. Verschiedene Veröffentlichungen, z.B. Pfister et al. (2003) haben dieses Phänomen bereits untersucht. Derzeit ist bekannt, dass Wolken (durch diffuse abwärtsgerichtete Streuung aus einem Bereich außerhalb der Sonnenscheibe zusätzlich zur direkten solaren Einstrahlung) kurzzeitige lokale Strahlungserhöhungen von mehr als 50% gegenüber den Bedingungen bei wolkenfreiem Himmel hervorrufen können. Damit kann die am Boden gemessene Einstrahlung sogar den Wert überschreiten, der oberhalb der Atmosphäre mit Satelliten gemessen wird (Solarkonstante), also bevor die Strahlung durch Streuprozesse abgeschwächt werden kann (Piacentini et al., 2003).

Andererseits liegt es auf der Hand, dass dieser normalerweise kurzzeitige Erhöhungseffekt eher gering gegenüber der Abschattung der Strahlung durch die Wolken ist. Vom



**Abbildung 1.1:** Mittlere jährliche globale Energiebilanz der Erde (<http://globaleumweltpolitik.wordpress.com/2007/05/18/der-treibhauseffekt>, nach Kiehl und Trenberth, 1997). Alle Einheiten sind in  $\text{W/m}^2$  angegeben.

energetischen Standpunkt aus wird dieser Effekt sogar zu vernachlässigen sein. Dennoch ist es interessant, die Extremwerte zu kennen, die Strahlungserhöhungen erreichen können, insbesondere da der Mensch dazu neigt, die Intensität der solaren Einstrahlung bei bewölktem Himmel zu unterschätzen. Gerade in den Küstengebieten im Norden, die in Zukunft aufgrund der globalen Erwärmung in Europa immer mehr touristische Bedeutung gewinnen werden, erscheint es wichtig, den sonnenbadenden Urlauber mit Informationen zur Stärke der solaren Einstrahlung zu versorgen. Zudem sind die Küstenregionen prädestiniert für das Auftreten der Land-See-Wind Zirkulation mit charakteristischer Cumulus-Bewölkung über Land, wo erwärmte Luftmassen über dem im Tageslauf sich aufheizenden Grund aufsteigen und kondensieren, während über dem kälteren Wasser Absinkbewegungen stattfinden und demzufolge wolkenarme Situationen vorherrschen (siehe Abbildung 1.2). Diese Art von dauerhafter lokaler Bewölkung kann unter Umständen länger andauernde Strahlungserhöhungen verursachen.

Des Weiteren ist es eine wichtige Frage, ob sich kurzzeitige Strahlungserhöhungen im UV-Bereich als Risikofaktor für den Menschen erweisen können. Stick und Schade (2008) haben eine Zunahme von Tagen mit extremen Temperaturen an der deutschen Nordseeküste beobachtet, die dazu führen kann, dass sich verstärkt Urlauber im Freien aufhalten werden, und demzufolge der physische Stressfaktor steigt. Insbesondere ältere Menschen und Kranke sind diesbezüglich besonders anfällig und müssen richtig informiert werden. Nun verhalten sich die meisten Menschen an wolkenfreien, warmen Tagen den Bedingungen relativ gut angepasst, d.h. es ist in der Öffentlichkeit bekannt, dass man





**Abbildung 1.2:** *Bewölkungssituation an der Küste bei Seewindverhältnissen (Heise, 2004).*

sich bei strahlendem Sonnenschein vor Sonnenbrand schützen muss. Weitgehend unbekannt scheint hingegen zu sein, dass auch bei bewölktem Himmel die Gefahr nicht viel geringer ist.

## 1.2 Bisherige Arbeiten

Aktuelle Untersuchungen am Institut für Medizinische Klimatologie der Universität Kiel (Direktor: Prof. Dr. C. Stick) haben gezeigt, dass die Expositionszeiten, an bewölkten Tagen im Vergleich zu wolkenfreien Fällen nur unwesentlich verlängert werden, im Mittel 12 % über alle untersuchten Tage (Sandmann und Stick, 2006). Als Expositionszeit wird diejenige Zeitspanne bezeichnet, die ein Mensch, abhängig von seinem Hauttyp, ungeschützt zur Mittagszeit in der Sonne verweilen kann, bevor er Gefahr läuft, einen Sonnenbrand zu bekommen. Dadurch zeigt sich die Notwendigkeit eines angemessenen Sonnenschutzes auch bei bewölktem Himmel. Das Wissen um atmosphärenbedingte UV-Strahlungserhöhungen ist dabei nicht neu, McCormick und Suehrcke (1990) und Mims und Frederick (1994) haben bereits Anfang der 90er Jahren Abhängigkeiten der Strahlungserhöhungen vom Wolkentyp untersucht. Estupinan et al. (1996) fanden kurzzeitige lokale Erhöhungen von 27 % unter Cumulusbedeckung und bis zu 23 % bei Dunst, Sabburg und Wong (2000) beobachteten 8 % Erhöhung gegenüber dem wolkenfreien Fall. Insgesamt 86 % aller Erhöhungen wurden dabei bei Cirrusbedeckung oder Dunst erfasst.

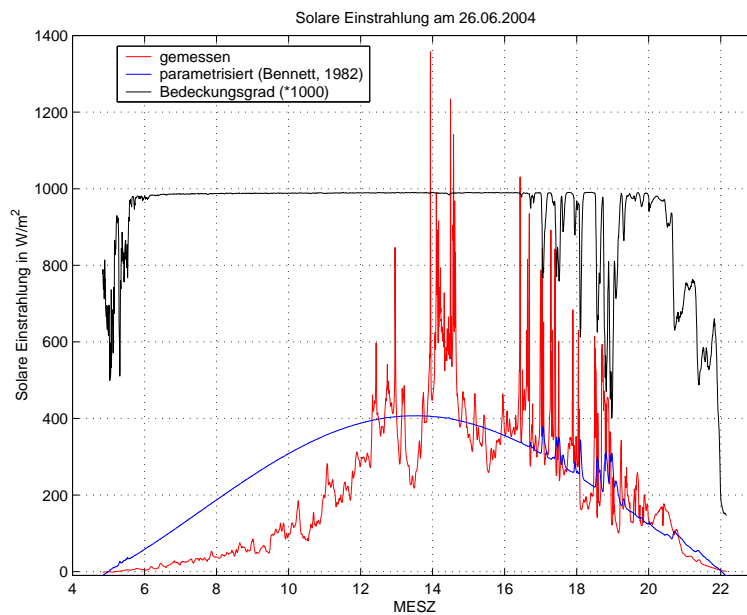
Um detaillierte Beobachtungen des Himmels über einen längeren Zeitraum praktisch durchführen zu können, muss man automatisierte Verfahren verwenden. Seit Beginn der digitalen Fotografie werden vielfach sogenannte "Wolkenkameras" in den Feldkampa-

gnen verwendet, um den aktuellen Bewölkungszustand zu beobachten und festzuhalten. Bereits in den fünfziger Jahren wurden die ersten sogenannten *Ganzhimmel*-Kameras eingesetzt (Oznovitch et al., 1994). Während des *Atmospheric Radiation Measurement Program* (ARM) wurden verschiedene Kamerasysteme verwendet, wie z.B. der *Whole-Sky Imager* (Shields et al., 1998, Beaubien und Bisberg, 1999, Feister et al., 2000, Shields et al., 2004) und der *Total-Sky Imager* (Long und DeLuisi, 1998, Long et al., 2001, Morris, 2004). Pfister et al. (2003) verwendeten für ihre Untersuchungen zwei Kamerasysteme, wobei eines über ein Jahr hinweg jede Minute ein Bild des Himmels aufnahm. Der aktuelle Stand der Technik macht es mittlerweile möglich, mehrere Bilder pro Minute aufzunehmen, zu speichern und weiter zu verarbeiten, um z.B. den Bedeckungsgrad oder die Wolkenarten zu bestimmen. Diese höhere Aufnahmefrequenz ist notwendig für Untersuchungen des Einflusses von Wolken auf kurzzeitige Strahlungserhöhungen, da sich die Bewölkungssituation unter Umständen sehr rasch, also bereits innerhalb einer Minute, ändern kann. Des Weiteren bieten digitale Aufnahmen den Vorteil, dass Archivierung, Wiederverwertung und auch Erkennung von dynamischen atmosphärischen Eigenschaften, wie z.B. Schwerewellen (Koch et al., 1988, Wu, 2006), deutlich vereinfacht werden.

Automatisierte bodengebundene Beobachtungen des Bedeckungsgrads und des Wolkentyps sind eine wertvolle Informationsquelle für die Interpretation des Strahlungshaushalts an der Oberfläche oder für die Validierung von Satellitenmessungen der Wolken- und Strahlungseigenschaften (Hollmann et al., 2006). Auch für die Klimamodellierer wird dieses Wissen von Vorteil sein, wie z.B. Ramanathan et al. (2000) anhand von ARM-Daten aufzeigen. In bisherigen Klimamodellen stellen Wolken und ihr Einfluss auf die Energiebilanz aufgrund der notwendigerweise stark vereinfachten Darstellung eine bedeutende Fehlerquelle dar. Die Parametrisierungen der einfallenden solaren Strahlung benötigen verschiedene Eingangsgrößen wie Bedeckungsgrad, optische Dicke, Wolkenart, etc. und sind diesen gegenüber sehr sensibel. So ist es von großer Bedeutung, diese Eingangsgrößen möglichst genau zu bestimmen, um realistische Parametrisierungen entwickeln zu können.

Einfache Parametrisierungen liefern mitunter sehr schlechte Ergebnisse. So verwendet beispielsweise Bennett (1982) als Eingangsgröße neben der Solarkonstante und dem solaren Zenitwinkel nur den Bedeckungsgrad, was für einen Beispieltagesgang in Abbildung 1.3 große Ungenauigkeiten ergibt. Man kann erkennen, dass die Minima und Maxima der gemessenen Einstrahlung (rote Kurve) von der Parametrisierung (blaue Kurve) nicht wiedergegeben werden. Die Kurve der parametrisierten Strahlung verläuft viel zu glatt. Erst ab etwa 17 Uhr MESZ wirkt sich der Bedeckungsgrad auf die Parametrisierung aus, und zumindest die Positionen einiger Maxima werden errechnet, keinesfalls aber ihre Stärke.

Zahlreiche Strahlungstransport-Modelluntersuchungen zum Thema "Durchbrochene Bewölkung" wurden bereits durchgeführt. So haben Barker et al. (1998) den Einfluss dreidimensionaler Wolken auf die atmosphärische Absorption des solaren Strahlungsflusses



**Abbildung 1.3:** Vergleich der gemessenen solaren Einstrahlung (rot) mit der Parametrisierung nach Bennett (blau), berechnet mit dem Bedeckungsgrad (schwarz), für den 26.06.2004.

mithilfe eines Monte-Carlo-Modells untersucht. Dabei wurden Satellitenbilder (Landsat) und ein Wolkenmodell als Eingangsgrößen für die Wolken benutzt. Coley und Jonas (2001) benutzten ein Monte-Carlo-Modell mit idealisierten Wolken und simulierten Wolkenfelder zur Berechnung der kurzwelligen Reflexion. Hignett und Taylor (1996) fanden heraus, dass wolkeninterne Inhomogenitäten zu einer Reduzierung des Absorptions- und einem Anstieg des Transmissionsvermögens der Wolke führen. Demzufolge kann mehr direkte Strahlung den Boden erreichen und in Kombination mit diffuser Streuung zu Strahlungserhöhungen am Boden führen. Lane et al. (2002) haben im Rahmen des *Atmospheric Radiation Measurement Program* (ARM) ihre von Modellen berechneten Strahlungsfelder am Boden mit Beobachtungen verglichen und festgestellt, dass die Modelle nicht ausreichend in der Lage sind, bei Anwesenheit von Wolken die Ergebnisse der Messungen zu erreichen. Segal und Davis (1992) haben den Einfluss von tiefen Cumuluswolken untersucht und fanden in ihren Messungen Erhöhungen der am Boden gemessenen Globalstrahlung durch Reflexion von  $250 \text{ W/m}^2$ , die bis zu 30 Minuten anhielten. 2D-Strahlungstransportsimulationen mit verschiedenen tiefen Wolken ergaben ähnliche Muster.

Auch am IFM-GEOMAR wurde mit Monte-Carlo-Modellen die Einstrahlung bei inhomogener Bewölkung untersucht, z.B. Macke et al. (1999), Scheirer und Macke (2000) und Scheirer und Macke (2003). Letztere Arbeit zeigt u.a. systematische Fehler in der Berechnung der abwärts gerichteten breitbandigen solaren Einstrahlung am Boden aufgrund der üblichen vereinfachten Darstellung der Wolken als planparallele homogene Schich-

ten. Neuere Untersuchungen von Thiel et al. (2008) haben gezeigt, dass es durchaus möglich ist, aus Flugzeug- bzw. Satellitenmessungen dreidimensionale Wolkenstrukturen und daraus mit Strahlungstransportmodellen realistische Strahlungswerte zu erhalten. Dennoch "bedürfte es weiterführender Messkampagnen mit der bestmöglichen Ausrüstung, um zu bestimmen, ob die Modelle die wirklich "richtigen" Werte ausgeben".

Alternative Methoden zur automatisierten Erkennung der Bewölkung nutzen z.B. die kurzwellige Einstrahlung (Long und Ackerman, 2000). Seit Bestehen des *Baseline Surface Radiation Network* (BSRN, siehe Kapitel 4.5) kann hier auf eine immer größer werdende Anzahl von qualitativ hochwertigen Messungen der Standard-meteorologischen und Strahlungskomponenten zurückgegriffen werden. Eine insbesondere für die Klimaforschung interessante Methode haben Dürr und Philipona (2004) mit dem *Automatic Partial Cloud Amount Detection Algorithm* APCADA entwickelt, um den Bedeckungsgrad ohne hohe Wolken, im folgenden als *Partial Cloud Amount* (PCA) bezeichnet, direkt aus Messungen der langwelligen Gegenstrahlung LDR (= *Longwave Downward Radiation*), der Lufttemperatur und der Luftfeuchtigkeit in Bodennähe bestimmen zu können. Dazu wurden Messungen von verschiedenen *Alpine Surface Radiation Budget*- (ASRB) und *Baseline Surface Radiation Network*- (BSRN, Ohmura et al., 1998) Stationen verwendet. Zusätzlich zu den meteorologischen Standardmessungen wird nur noch ein ventiliertes Pyrgeometer zur Messung der LDR benötigt. Bisher wird APCADA schon für die Validierung von satellitengestützten Bedeckungsgradbestimmungen (z.B. Schneebeli et al., 2005), zum Testen atmosphärischer Profiling-Produkte (Ruffieux et al., 2006, Morland und Mätzler, 2007) und zur Identifizierung von wolkenfreien Situationen in der Klimaforschung (Sutter et al., 2004, Sutter et al., 2006) verwendet.

### 1.3 Ziel der Arbeit

Mit dieser Arbeit sollen mittels zeitlich hochauflösender Messungen der solaren Einstrahlung, des Bedeckungsgrads und des Wolkentyps mit einer Ganzhimmelkamera realistische Werte der extremen Strahlungserhöhungen als Funktion der vorhandenen Bewölkung bestimmt werden. In bisherigen Arbeiten wurde mit zeitlich geringer Auflösung gearbeitet und damit die Stärke der Strahlungserhöhungen womöglich unterschätzt. Als Datengrundlage dienen zwei Messkampagnen auf der Messstation des Instituts für Medizinische Klimatologie der Universität Kiel, die in den Sommermonaten der Jahre 2004 und 2005 auf der Nordseeinsel Sylt durchgeführt wurden.

Im Einzelnen wurde zuerst die Qualität der Bedeckungsgradbestimmung aus den digitalen Ganzhimmel-Bildern gegenüber synoptischen Beobachtungen der nahegelegenen Wetterbeobachtungsstation des Deutschen Wetterdienstes DWD validiert. Da für die Messkampagne 2005 ein ventiliertes Pyrgeometer zur Verfügung stand, werden auch Ergebnisse der Bedeckungsgradbestimmung nach APCADA untersucht und erstmals mit denen aus Kamerabildern und synoptischen Beobachtungen verglichen (Kapitel 6).

Dabei sollen systematische und zufällige Fehler gegenüber den synoptischen Beobachtungen bestimmt und es soll aufgezeigt werden, in wieweit Bedeckungsgrade nach AP-CADA künftig genutzt werden können, z.B. im BSRN. Die Strahlungsdaten- und Bildverarbeitung wird in den Kapiteln 4 und 5 beschrieben. Spezifische Bedeckungsgradsituationen, zu denen extreme Strahlungserhöhungen auftraten, werden in den Kapiteln 7 (für Globalstrahlung) und 8 (für UV-Strahlung) vorgestellt, und Häufigkeiten des Auftretens stark erhöhter solarer Einstrahlung gegenüber dem wolkenfreien Fall in Abhängigkeit vom Wolkentyp, Bedeckungsgrad und solarem Zenitwinkel, sowie die durchschnittliche Dauer dieser Strahlungserhöhungen untersucht. Abschließend wird mit Hilfe des Strahlungstransportmodells GRIMALDI an zwei idealisierenden Modellwolken mit unterschiedlichen optischen Dicken, sowie einer 3D inhomogenen Bewölkungssituation das spektrale Verhalten von Strahlungserhöhungen untersucht und mit den Messergebnissen verglichen (Kapitel 9). Dies soll zu einem besseren Verständnis der Mechanismen bzw. der Wolkeneigenschaften führen, die für extreme Strahlungserhöhungen verantwortlich sind und aufzeigen, in wieweit die einzelnen Spektralbereiche unterschiedliche Muster aufweisen.

Der Schwerpunkt dieser Arbeit liegt in der Identifizierung derjenigen Situationen, bei denen extreme Strahlungswerte erreicht werden können und soll eine statistische Analyse des Auftretens bieten. Dazu wurde mit höchstmöglicher Frequenz erstmalig alle 2 Sekunden ein Strahlungswert, sowie alle 15 Sekunden ein Bild der aktuellen Bewölkung aufgenommen. Tatsächlich wurde im Rahmen dieser Arbeit die zur Zeit stärkste international veröffentlichte Strahlungserhöhung von  $522 \text{ W/m}^2$  gefunden (Schade et al., 2007). Eine weitere wichtige Anwendung ist die Etablierung bzw. Verbesserung des Erkennens der Zusammenhänge zwischen abwärtsgerichteter solarer Einstrahlung und Bewölkung für komplexe Bewölkungssituationen. Dies wird sowohl für Vergleiche mit Beobachtungen (Lumb, 1964, Lind und Katsaros, 1984, Dobson und Smith, 1988), als auch für Strahlungstransfer-Rechnungen (Lane et al., 2002, Scheirer und Macke, 2003) in Zukunft von Bedeutung sein.



# Kapitel 2

## Strahlung

### 2.1 Solares Spektrum

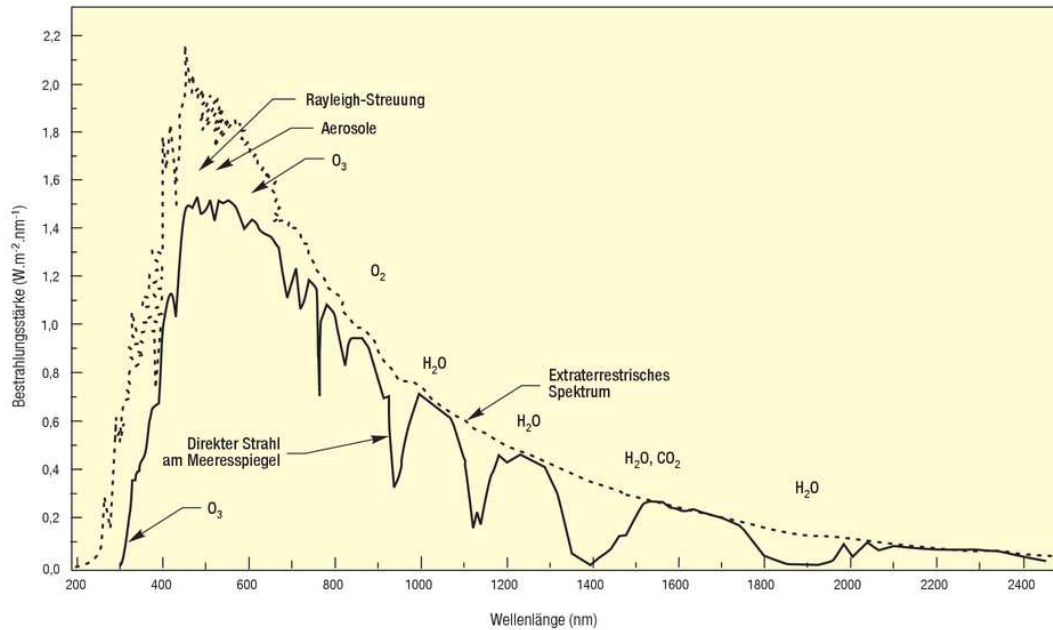
Die solare Strahlung, die am Erdboden gemessen wird, liegt zu 98 % im Wellenlängenbereich zwischen 0.28 und 4.0  $\mu\text{m}$  und kann innerhalb dieser Grenzen grob in folgende Bereiche untergliedert werden (Tabelle 2.1):

<i>Solares Spektrum</i>		
<i>Ultraviolette Strahlung (UV)</i>		7 %
- UV-B	0.28 - 0.315 $\mu\text{m}$	
- UV-A	0.315 - 0.4 $\mu\text{m}$	
<i>Sichtbare Strahlung (VIS)</i>	0.4 - 0.73 $\mu\text{m}$	42 %
<i>Infrarot Strahlung (IR)</i>	0.73 - 4 $\mu\text{m}$	49 %

**Tabelle 2.1:** Einteilung des solaren Spektrums bei Sonnenhöchststand.

Die Werte beziehen sich dabei auf Zeiten des Sonnenhöchststandes und sind über den Tag veränderlich. Ein großer Teil des Spektrums liegt im langwelligen IR-Bereich, nur etwa 7 % im kurzwelligen UV-Bereich. Der sichtbare Bereich, den das menschliche Auge erfassen kann, macht weniger als die Hälfte des Spektrums aus.

Abbildung 2.1 zeigt das solare Spektrum am Erdboden vor (gestrichelt) und nach (durchgezogen) dem Durchgang durch eine unbewölkte Atmosphäre. Das Maximum liegt im sichtbaren Bereich bei etwa 550 nm. Zum kurzwelligen UV-Bereich hin fällt die Kurve deutlich stärker ab als zum langwelligen. Deutlich zu erkennen ist der Einfluss der atmosphärischen Prozesse beim Durchgang der Strahlung bis zum Erdboden: Neben den Absorptionsbanden des Wasserdampfs und des Kohlendioxids bei Wellenlängen größer als 900 nm fallen insbesondere die abschwächende Wirkung der Rayleigh-Streuung und die Absorption durch Aerosole im sichtbaren Bereich (400 - 730 nm) auf sowie die Absorption durch Ozon im sichtbaren und besonders im UV-Bereich (280 - 400 nm) auf. Die für den Menschen gefährliche UV-C-Strahlung mit Wellenlängen kleiner als 280 nm wird



**Abbildung 2.1:** Darstellung des solaren Spektrums bei senkrechtem Einfall des Sonnenlichts an einem klaren Tag (nach Newport, 2008).

zudem komplett absorbiert.

Von den vielen Strahlungsgrößen ist für diese Arbeit die *Strahlungsflussdichte* mit der Einheit  $\text{W}/\text{m}^2$  die wichtigste Größe. Sie beschreibt diejenige Energiemenge, die pro Zeiteinheit auf ein Flächenelement (z.B. einen Sensor) aus dem kompletten darüber liegenden Halbraum einfällt, also genau die Größe, die von den Strahlungsmessgeräten, welche in dieser Arbeit verwendet werden, erfasst werden kann. Dies ist auch für einen stehenden Menschen mit einer Vielzahl geneigter Flächen (z.B. Schulter, Gesicht, Hände und Arme) die entscheidende Strahlungsgröße. Da in dieser Arbeit nicht mit einem Sonnentracker gearbeitet wurde, sind geneigte Flächen hier nicht relevant, aber für zukünftige Arbeiten interessant, da horizontale Messungen eine Einschränkung bedeuten und maximale Werte bei geneigten Flächen auftreten (z.B. McKenzie et al., 1997).

### 2.1.1 Gesamtstrahlung

Die Globalstrahlung setzt sich aus der direkten solaren Strahlung und der diffusen Himmelsstrahlung zusammen. Sie ist in ihrer Stärke vom Bedeckungsgrad und vom Sonnenstand, d.h. sowohl von der Tageszeit als auch von der geographischen Breite, abhängig. Der Wellenlängenbereich der Globalstrahlung, der mit den verwendeten Strahlungsmessgeräten erfasst wird, liegt im Intervall von  $0.305$  bis  $2.8 \mu\text{m}$  und wird als Gesamtstrahlung bezeichnet.



Von den in unseren Breiten (ca. 55° Nord) maximal möglichen 1185 W/m<sup>2</sup> am Oberrand der Atmosphäre<sup>1</sup> wird an klaren Tagen nicht die volle Stärke am Boden gemessen, da auch in der wolkenfreien Atmosphäre Streu- und Absorptionseffekte auftreten. An wolkenfreien Sommertagen werden auf Sylt zur Mittagszeit maximal etwa 900 W/m<sup>2</sup> am Boden erreicht.

### 2.1.2 UV-Strahlung

Von den erwähnten 900 W/m<sup>2</sup>, die an wolkenfreien Tagen maximal am Boden gemessen werden können, entfallen nur etwa 50 W/m<sup>2</sup> auf den UV-Bereich (Med.Klim., 2004). Dieser Wert ist wiederum extrem von Jahres- und Tageszeit und dem in der Atmosphäre vorhandenen Ozongehalt abhängig. Die UV-B-Strahlung spielt hier eine besondere Rolle, da sie für die Ausbildung eines Erythems (entzündungsbedingte Hautrötung und/oder Sonnenbrand) verantwortlich ist. Bei einem Wellenlängenbereich um die 300 nm ist ihre Wirksamkeit um ein Vielfaches höher als im sichtbaren Bereich (Strahlenschutzkommission, 2001).

Ein großer Teil der UV-Strahlung wird bereits in der Stratosphäre in einer Höhe von 15 bis 50 km durch die Ozonschicht absorbiert. Nach der *Chapmann-Theorie* (Chapman, 1930) gibt es zwei Prozesse, die zur Ozonbildung beisteuern. Zum einen ist dies die Sauerstoffdissoziation, die durch folgende Gleichung beschrieben werden kann:



Das Sauerstoffmolekül wird durch die hochenergetische Strahlung (Wellenlängenbereich 242 - 180 nm) in zwei freie Radikale aufgespalten, die sich nun ihrerseits in einem zweiten Prozess unter Mitwirkung eines dritten Partikels an ein Sauerstoffmolekül anlagern können und Ozon bilden:



Im Wellenlängenbereich bis 320 nm wird nun die solare Strahlung durch das Ozon absorbiert, wodurch sich die Temperatur im oberen Bereich der Ozonschicht erhöht. Gleichzeitig wird das Ozon wieder gespalten:



Somit besteht ein natürliches Gleichgewicht aus Ozonbildung und Ozonabbau, gleichzeitig wird die UV-Strahlung, die bis zum Boden gelangt, stark reduziert. In den letzten Jahrzehnten hat der Mensch durch die massenhafte Produktion von FCKW's (Fluorchlorkohlenwasserstoffe) dieses Gleichgewicht nachhaltig gestört, da diese Verbindungen in

<sup>1</sup>Dieser Wert ergibt sich aus  $S_0 \cdot \cos\Theta_0(\min)$ , wobei  $S_0$  die Solarkonstante, also die Bestrahlungsstärke auf eine senkrechte Fläche der Erde in mittlerer Entfernung zur Sonne angibt und  $\Theta_0(\min)$  den kleinsten Sonnenzenitwinkel bzw. den höchsten Sonnenstand bezeichnet.

der Lage sind, das Ozon aufzuspalten und dadurch den natürlichen Schutz vor der UV-Strahlung zu vermindern (z.B. Graedel und Cruizen, 1994).

## 2.2 Streuung

Strahlung behält auf ihrem Weg durch ein optisch aktives Medium wie die Atmosphäre weder ihre Intensität noch ihre Richtung bei, sie wird durch die atmosphärischen Partikel absorbiert oder gestreut. Folgende Gleichung definiert einen sogenannten Größenparameter  $\alpha$ , der aus dem Radius  $r$  der Partikel und der Wellenlänge  $\lambda$  der Strahlung berechnet wird:

$$\alpha = \frac{2\pi \cdot r}{\lambda} \quad (2.4)$$

Rayleigh-Streuung tritt auf, wenn  $\alpha < 0.1$ , d.h. wenn der Radius des streuenden Partikels deutlich kleiner als die Wellenlänge des einfallenden Lichts ist, wie z.B. bei Gasmolekülen (Rayleigh, 1899). Die spektrale Strahldichte der unter dem Winkel  $\Theta_S$  gestreuten Strahlung wird dann durch die Rayleigh-Streufunktion

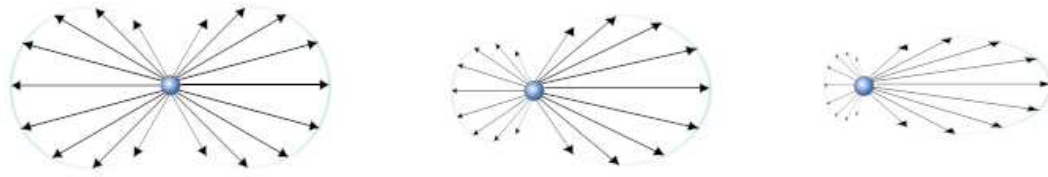
$$P_{R\lambda}(\Theta_S) = \text{const} \cdot \sigma_R(\lambda) \cdot (1 + \cos^2\Theta_S) \quad (2.5)$$

wiedergegeben. Der Rayleigh-Streukoeffizient  $\sigma_R(\lambda)$  ergibt sich nach Hansen und Travis (1974) näherungsweise zu:

$$\sigma_R(\lambda) = \text{const} \cdot \lambda^{-4} \quad (2.6)$$

Daraus folgt, dass der blaue Anteil des sichtbaren Lichtes ( $\lambda \approx 450$  nm) an atmosphärischen Partikeln deutlich stärker gestreut wird als der rote Anteil ( $\lambda \approx 670$  nm), wodurch der Himmel blau erscheint. Dieser Sachverhalt wird u.a. bei der späteren Berechnung des Bedeckungsgrades aus den Bildern der Wolkenkamera wichtig sein (Kapitel 5.1.2). Hier wird zwar nicht direkt auf den Streukoeffizienten eingegangen, aber aus dem Verhältnis des roten und blauen Anteils des Lichts lässt sich abschätzen, ob die im Rahmen der vorliegenden Dissertation zum Einsatz kommende Kamera auf dem jeweiligen Bildpunkt eine Wolke oder den Himmel sieht. Für die Modellierung des 3D Strahlungs-transportes in wolkenfreien Modellboxen wird eine etwas exaktere Gleichung für die Rayleigh-Streufunktion verwendet (siehe Kapitel 3).

Die Mie-Theorie beschreibt die Streuung an sphärischen Teilchen wie Aerosolen oder Wolkentröpfchen (Mie, 1908). Hier hängt der spektrale Streukoeffizient vom Radius und vom Brechungsindex der streuenden Partikel ab, der größere Anteil der Strahlung wird nun vorwärts gestreut. Zudem ist die Intensität der Streuung kaum noch von der Wellenlänge abhängig. Aus diesem Grund erscheinen reine Wasserwolken wie der Cumulus auch nahezu weiß. In Abbildung 2.2 ist die Streurichtung der Rayleigh-Streufunktion zusammen mit der Mie-Streufunktion dargestellt.

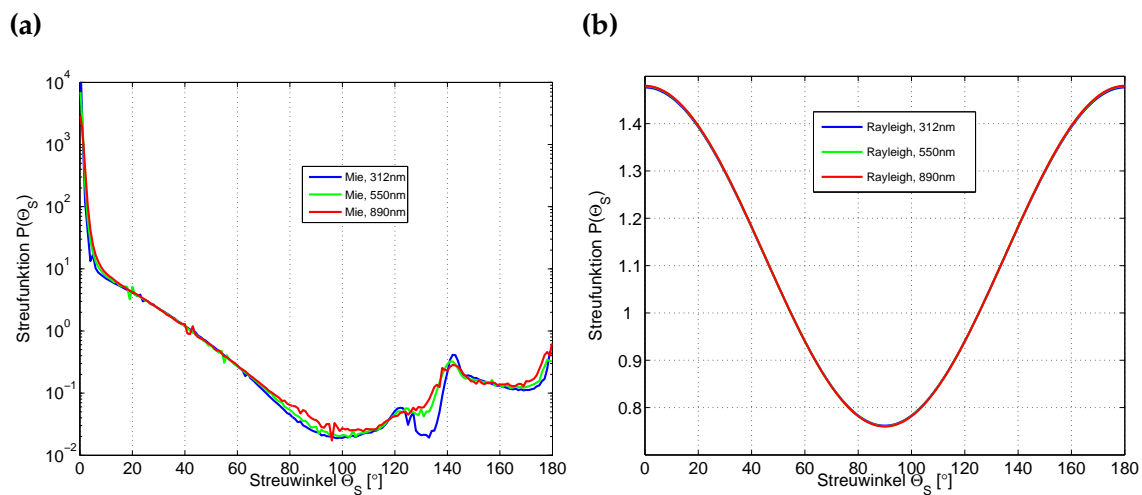


**Abbildung 2.2:** Schematische Darstellung der Streufunktionen für Rayleigh- (links) und Mie-Streuung für kleine (mitte) und große Streupartikel (rechts). Das einfallende Licht kommt für alle drei Darstellungen von links.

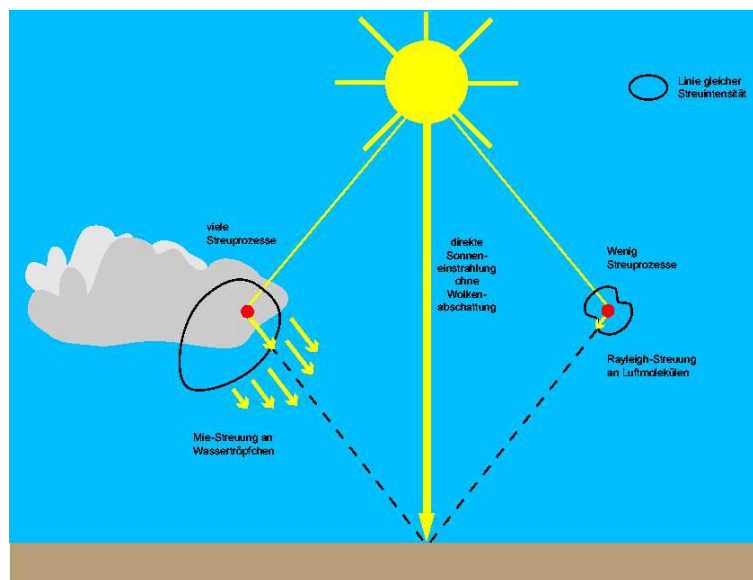
In der bewölkten Atmosphäre kommen Rayleigh- und Mie-Streuung stets gemeinsam vor, wobei die Größenverteilung der vorhandenen Partikel festlegt, welche Art der Streuung überwiegt. Bei ansteigender Tröpfchenkonzentration sowie bei größeren Tropfen nimmt die Bedeutung der Mie-Streuung immer mehr zu, und damit der prozentuale Anteil des nach vorne gestreuten Lichts. Abbildung 2.3 zeigt zur Veranschaulichung die Streufunktionen für (a) Mie- und (b) Rayleigh-Streuung für einen angenommenen Tröpfchendurchmesser von  $10\ \mu\text{m}$  und drei Wellenlängen ( $312\ \text{nm}$ ,  $550\ \text{nm}$ ,  $890\ \text{nm}$ ). Auffallend ist der starke exponentielle Abfall der Streufunktionen der Mie-Streuung für Streuwinkeln bis  $100^\circ$  und die lokalen Maxima bei Streuwinkeln von  $120^\circ$ ,  $140^\circ$  und  $178^\circ$ , wohingegen die Rayleigh-Funktionen praktisch identisch sind, dem Kosinus folgen und Maxima bei  $0^\circ$  und  $180^\circ$  sowie Minima bei  $90^\circ$  bzw.  $270^\circ$  aufweisen. Die Unterschiede der Mie-Streufunktionen für  $312$  und  $550\ \text{nm}$  liegen hauptsächlich im Bereich von  $120^\circ$  bis etwa  $145^\circ$ , sowie in der Stärke der Vorwärtsstreuung zwischen  $0^\circ$  und  $20^\circ$ . Hier sind die Unterschiede am größten, was aus der logarithmischen Darstellung nicht so deutlich zu erkennen ist. Die Streufunktion für  $890\ \text{nm}$  verläuft ähnlich der für  $550\ \text{nm}$ , liegt aber ab  $1.5^\circ$  fast immer etwas oberhalb dieser Kurve, mit einem Minimum bei etwa  $95^\circ$ .

Sind die Partikel nicht sphärisch, kann das Streuverhalten nicht mehr mit der Mie-Theorie beschrieben werden, was bei Eiskristallen oder großen Wassertropfen der Fall ist. Hier kann für hinreichend große Partikel ( $r \gg \lambda$ ) mit den Gesetzen der geometrischen Optik das Streu- und Absorptionsverhalten bestimmt werden. Wolken besitzen aufgrund ihrer unterschiedlichen Zusammensetzung aus Eiskristallen und/oder Wassertropfen und deren Größenverteilungen unterschiedliche optische Eigenschaften.

Der 3D Effekt, der durch Streuung der Strahlung in den Wolken sowie durch Reflexion an den Wolkenrändern Strahlungserhöhungen verursacht (siehe Abb. 2.4), wird in der Literatur als *Broken Cloud Effekt* bezeichnet (vergl. Schade et al., 2007).



**Abbildung 2.3:** (a) Logarithmische Darstellung der Streufunktionen für Mie-Streuung (für einen Tröpfchendurchmesser von  $10 \mu\text{m}$ ) und (b) lineare Darstellung der Rayleighstreuung in Abhängigkeit vom Streuwinkel  $\Theta_s$ , und Wellenlängen von 312, 550 und 890 nm.



**Abbildung 2.4:** Schematische Darstellung der Streuung der solaren Strahlung an Aerosolen sowie der Streuung und Reflexion an Wolken und Wolkenändern, also des Broken Cloud Effekts, der zur Erhöhung der am Boden gemessenen Einstrahlung führt.

## 2.3 Strahlungstransport in der Atmosphäre

Neben der Streuung, also der Ablenkung der Strahlung ohne Energieübertragung, spielt die Absorption, also die Schwächung der Strahlung auf ihrem Weg durch die Atmosphä-

re, eine wichtige Rolle. Beide Effekte zusammen werden als *Extinktion* bezeichnet. Folgende Gleichung gilt für die Abschwächung der wellenlängenabhängigen Strahldichte  $L_\lambda$ , definiert als senkrecht aus dem Einheitsraumwinkel auf eine Einheitsfläche fallende Energie pro Zeiteinheit, infolge der Extinktion:

$$dL_\lambda = -\epsilon_x L_\lambda ds, \quad (2.7)$$

mit  $\epsilon_x$  als Extinktionskoeffizient entlang der Weglänge  $ds$ . Bisher nicht mit einbezogen sind zugeführte Streustrahlung aus anderen Richtungen und zusätzliche Strahlung durch Emission. Unter Berücksichtigung dieser beiden Quellterme schreibt sich die Strahlungstransportgleichung zu

$$dL_\lambda = (-\epsilon_x L_\lambda + J_\lambda) ds, \quad (2.8)$$

mit

$$J_\lambda(\Theta, \Phi, T) = \frac{\omega_0}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{2\pi} P_\lambda(\Theta, \Phi, \Theta', \Phi') L(\Theta', \Phi') \sin\Phi' d\Theta' d\Phi' + (1 - \omega_0) B_\lambda(T) \quad (2.9)$$

wobei

$\Theta$ :	Zenitwinkel
$\Phi$ :	Azimutwinkel
$P_\lambda(\Theta, \Phi, \Theta', \Phi')$ :	Wellenlängenabhängige Streufunktion
$\omega_0$ :	Einfachstreueralbedo
$B_\lambda(T)$ :	Schwarzkörperstrahlung nach Planck, abhängig von der Temperatur T

Die Streufunktion beschreibt die Wahrscheinlichkeit, mit der die einfallende Strahlung  $(\Theta', \Phi')$  in eine bestimmte Richtung  $(\Theta, \Phi)$  gestreut wird, die Einfachstreueralbedo  $\omega_0$  ist definiert als das Verhältnis von Streu- zu Extinktionskoeffizient:

$$\omega_0 = \frac{\epsilon_s}{\epsilon_x} \quad (2.10)$$

Die Lösung der Strahlungstransportgleichung für eine streuende Atmosphäre ist nur numerisch möglich. Je nach Anforderung, kann der Strahlengang eines Photons durch die Atmosphäre mit Hilfe von Wahrscheinlichkeitsprozessen simuliert werden. Das in dieser Arbeit verwendete GRIMALDI-Modell wird im Kapitel 3 ausführlich beschrieben.

## 2.4 Strahlung und Mensch

Die solare Einstrahlung hat für die Physiologie des Menschen generell eine enorme Bedeutung. Dies betrifft alle Spektralbereiche von der Infrarot-Strahlung über das sichtbare Licht bis zur UV-Strahlung.

Der Wechsel von Tag und Nacht bestimmt nicht nur den Lebensrhythmus von Tätigkeit und Ruhe der Menschen, sondern das sichtbare Licht ist gleichzeitig Zeitgeber für eine Reihe von biologischen Funktionen wie beispielsweise die Zirkadianrhythmik der Körpertemperatur (Bünning, 1973), der tagesperiodischen Ausschüttung von Hormonen oder der Zellteilungsrate. Nicht zuletzt hat das Licht Auswirkungen auf die Psyche des Menschen. Hinweise hierfür ergeben sich schon daraus, dass die Sprache für Beschreibungen des Gemütszustands dieselben Wörter benutzt, wie für die Beschreibung des Himmels und des Wetters, Beispiele hierfür sind trüb, heiter, aufhellen usw. Eine in hohen Breiten während des Winters auftretende Form der Depression (SAD = *Seasonal Affective Disorder*) wird durch Behandlung mit starken Leuchten, die sichtbares Licht ausstrahlen, erfolgreich gelindert (z.B. Rosenthal et al., 1984).

Die Infrarot-Strahlung der Sonne spielt beim Aufenthalt im Freien eine große Rolle für den Wärmehaushalt des Menschen. So ist der Aufenthalt am Strand in Badekleidung unter sommerlichen meteorologischen Bedingungen in Norddeutschland ohne die wärmende Wirkung der Sonnenstrahlung aus thermischen Gründen selten möglich. Neben der Infrarot-Strahlung wirkt auch die Absorption eines Teils der sichtbaren Strahlung in dieser Weise.

Die stärksten zellulären Wirkungen der Sonnenstrahlung werden im Bereich der kürzesten Wellenlängen des ultravioletten Spektrums erreicht (McKinlay und Diffey, 1987). Neben anderen Effekten werden durch die UV-Strahlung direkt die Nukleinsäuren im Zellkern getroffen und geschädigt. Die Jedermann bekannte Folge einer zu langen oder zu intensiven Sonnenexposition ist der Sonnenbrand, der die Schädigung der Hautzellen als Entzündungsreaktion anzeigt.

Die individuell unterschiedliche Empfindlichkeit der Menschen wird von den Dermatologen in vier Hauttypen klassifiziert. Die Einteilung orientierte sich ursprünglich an der klinischen Erfahrung über das Auftreten von Sonnebränden nach einer ersten etwa halbstündigen Sonnenexposition in der Mittagszeit im Frühsommer (siehe Fitzpatrick, 1988). Inzwischen ist die Einteilung der "Lichthauttypen" in Normen standardisiert, siehe Tabelle 2.2:

Chronische UV-Strahlenbelastung erzeugt dosisabhängig Hautschäden, die von Pigmentänderungen, Elastizitätsverlust, Verhornungsstörungen bis hin zu der Entwicklung von Präkanzerosen reichen und schließlich zu Hautkrebs führen (z.B. Augustin, 2008).

Hauttyp	Beschreibung	Expositionszeit
1 (keltischer Typ)	Auffallend helle, blasse Haut, rötliche Haare, grüne/blaue Augen, Sommersprossen	5 bis 10 Minuten
2 (Hellhäutiger Europäer)	Etwas dunklere Haut als Typ 1, blonde bis braune Haare, blaue/grüne/graue Augen	10 bis 20 Minuten
3 (Dunkelhäutiger Europäer)	Hellbraune Haut, dunkelblonde bis braune Haare, graue/braune Augen	20 bis 30 Minuten
4 (Mediterraner Typ)	Braune Haut, dunkle Haare, braune Augen	ca. 45 Minuten

**Tabelle 2.2:** Die vier verschiedenen europäischen Hauttypen mit den jeweils zugeordneten Expositionszeiten bei Sonnenhöchststand. Je kürzer die Expositionszeit, desto anfälliger sind die Hauttypen für Sonnenbrand (Quelle: Bundesamt für Strahlenschutz, <http://www.bfs.de>).

Für die Bestrahlungsstärke der erythemwirksamen UV-Strahlung hat neben dem Sonnenhöhenwinkel, der von der Jahres- und Tageszeit sowie von der geographischen Breite abhängt, die Größe des Gesamtozons einen bestimmenden Einfluss. Die Gesamtkonzentration der Ozonsäule in der Atmosphäre über einem Ort variiert ebenfalls mit der geographischen Breite und der Jahreszeit, kann aber auch erhebliche kurzfristige Abnahmen aufweisen (Stick et al. 2006).

Wolken haben auf alle Spektralbereiche der Sonnenstrahlung starke überwiegend abschwächende Wirkungen. Da die UV-Strahlung vom Menschen nicht wahrgenommen werden kann, wird die Stärke der hautwirksamen UV-Strahlung anhand des sichtbaren Lichts und vor allem anhand der Wärmewirkungen der Sonnenstrahlung auf der Haut eingeschätzt (Stick et al., 2008). Untersuchungen des Wolkeneinflusses auf die verschiedenen Spektralbereiche der Sonnenstrahlung sind aus diesem Grund von medizinischem Interesse.





## Kapitel 3

# Strahlungstransportmodellierung mit GRIMALDI

GRIMALDI ist ein Programmcode zur Berechnung von monochromatischen bzw. breitbandigen Strahlungsflüssen und Strahldichtefeldern sowie von Photonenweglängen beim Durchgang durch eine Modellatmosphäre. Die benötigten Eingangsdaten zur Berechnung der Profile der Absorptionskoeffizienten der verwendeten Gase ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{O}_3$ ,  $\text{O}_2$ ) werden mit Hilfe des HITRAN Datensatzes (siehe z.B. Rothman et al., 1987), der die Positionen und die Intensitäten der jeweiligen Absorptionslinien der einzelnen Gase enthält, bestimmt. Da die Modellatmosphäre möglichst realistisch sein sollte, wurde die Gasabsorption für alle 4 Gase, die im Modell gerechnet werden können, ermöglicht. Die Strahlungstransportrechnungen für die einzelnen Photonen werden mithilfe der Monte-Carlo Methode durchgeführt (siehe z.B. Scheirer und Macke, 2001).

Über einen zentralen *Control-File* werden alle benötigten Eingaben eingelesen. Nach Berechnung der gewünschten optischen Eigenschaften der Atmosphäre in jeder der homogenen Modellgitterboxen, werden die einzelnen Photonen bzw. Photonenpakete auf ihrem Weg hindurch verfolgt. Dabei wird jedes Photon mit einer vorgegebenen Wellenlänge und vorgegebenen Sonneneinfallrichtung ( $\Theta_0$ ,  $\Phi_0$ ) initialisiert. Für den Fall, dass ein Photon den Rand des Modellgebiets erreicht, werden periodische Randbedingungen angenommen, d.h. das Photon wird auf der gegenüberliegenden Seite wieder in das Modellgebiet eingeführt. Die Bodenalbedo wurde auf 0.2 gesetzt.

Wolken werden mit einem Gitter in das Modell integriert. Dabei wird jede Gitterbox als homogen im Bezug auf ihre optischen Eigenschaften behandelt. Alle Wolkencharakteristika werden aus separaten Dateien eingelesen, die mit geometrischen Abmessungen, Extinktionskoeffizient  $\epsilon_\lambda$ , Einfachstreueralbedo  $\omega_0$  und Mie-Streufunktion  $P_\lambda(\Theta)$  (siehe Abb. 2.3.a) vollständig beschrieben sind.

Für wolkenfreie Gitterboxen werden die Rayleigh-Streukoeffizienten  $\epsilon_{s\text{-Rayleigh}}$  in Abhängigkeit von der Wellenlänge  $\lambda$  mit der folgenden analytischen Formel nach Bucholtz

Koeffizienten	$0.2 \mu\text{m} \leq \lambda \leq 0.5 \mu\text{m}$	$0.5 \mu\text{m} \leq \lambda$
A	$3.01577 \cdot 10^{-28}$	$4.01061 \cdot 10^{-28}$
B	3.55212	3.99668
C	1.35579	$1.10298 \cdot 10^{-3}$
D	0.11563	$2.71393 \cdot 10^{-2}$

**Tabelle 3.1:** Konstanten zur Bestimmung des Rayleigh-Streukoeffizienten

(1995) bestimmt:

$$\epsilon_{s\text{-Rayleigh}} = A \cdot \lambda^{-B+C\lambda+\frac{D}{\lambda}}, \quad (3.1)$$

Die Werte für die Konstanten A, B, C und D sind in Tabelle 3.1 angegeben. Die Einfachstreueralbedo kann mit dem Profil der Absorptionskoeffizienten  $k(z)$  erhalten werden:

$$\omega_0(z) = \frac{\epsilon_{s\text{-Rayleigh}}}{k(z) + \epsilon_{s\text{-Rayleigh}}}. \quad (3.2)$$

Ebenfalls für alle wolkenfreien Gitterboxen gilt die Rayleigh-Streufunktion und wird nach folgender Gleichung bestimmt (Chandrasekhar, 1960):

$$P(\Theta)_{\text{Rayleigh}} = \frac{3}{4(1+2\gamma)}(1+3\gamma+(1-\gamma)\cos^2\Theta). \quad (3.3)$$

Hier bezeichnet  $\gamma$  einen Korrekturterm, der aus dem wellenlängenabhängigen Depolarisationsfaktor  $\rho_n$  gebildet wird:

$$\gamma = \frac{\rho_n}{2 - \rho_n}. \quad (3.4)$$

Die Werte für  $\rho_n$  sind mit 0.03178 für 312 nm, 0.02842 für 550 nm und 0.02730 für 890 nm angegeben, die Rayleigh-Streufunktionen selber sind aber nahezu identisch (siehe Abb. 2.3.b).

### 3.1 Monte-Carlo-Strahlungstransport

Mit Hilfe der Monte-Carlo-Methode ergeben sich Strahlungsfelder direkt aus der Simulation der Extinktionsprozesse einer hinreichend großen Anzahl von Photonen, in dieser Arbeit 100 Millionen. Dabei ist das Ergebnis umso genauer, je mehr Photonen gerechnet werden, was sich natürlich auf die Rechenzeit auswirkt. Das hier verwendete Programm GRIMALDI basiert auf dem Monte-Carlo-Modell von Macke et al. (1997).

Nach der Initialisierung bzw. jeder Interaktion mit Molekülen wird das Photon mit einem Wert, genannt "Verfügbare Extinktion"  $E$ , versehen, den es auf dem Weg durch die Atmosphäre abbaut:

$$E = -\ln(r). \quad (3.5)$$

Dabei bezeichnet  $r$  eine gleichverteilte Zufallszahl ( $0 < r < 1$ ). Nun wird bis zum Erreichen eines Interaktionspunktes so lange über den Faktor von Schrittweite  $s$  und lokalem Extinktionskoeffizient  $\epsilon_x(x, y, z)$  aufsummiert, bis die Summe dem Wert der verfügbaren Extinktion entspricht:

$$\sum^{N_s} s \cdot \epsilon_x(x, y, z) = E. \quad (3.6)$$

An diesem Punkt wird entschieden, ob das Photon absorbiert oder in eine neue Richtung gestreut wird. Alle Photonen werden dabei mit einem Gewicht versehen und als Paket von Photonen betrachtet, um eine partielle Absorption zu ermöglichen. Mit Hilfe der Einfachstreueralbedo (z.B. Goody und Yung, 1989) erhält man dann das neue Gewicht nach partieller Absorption

$$\text{weight}_{\text{new}} = \text{weight}_{\text{old}} \cdot \omega_0. \quad (3.7)$$

Das neu gewichtete Photon wird nun gestreut. Dabei erfährt es zenitale und azimutale Richtungsänderungen  $(\Theta, \Phi)$ , die aus einem mit der aktuellen Streufunktion  $P(\Theta, \Phi, \Theta_0, \Phi_0)$  gewichteten Zufallsprozess resultieren. Die neue Position des Photons ergibt sich nun aus Translation vom Ausgangspunkt entlang der gewürfelten Richtung. Sobald das Photon den zu berücksichtigenden Bereich verlässt, wird sein Energieanteil, bzw. sein Gewicht, das sich nach der Anzahl der Streuprozesse ergibt, in dem entsprechenden Raumbereich gesammelt. Dabei führt die Verfolgung hinreichend vieler Photonen zu einer statistisch ausreichenden Verteilung der Strahlungsflussdichten.



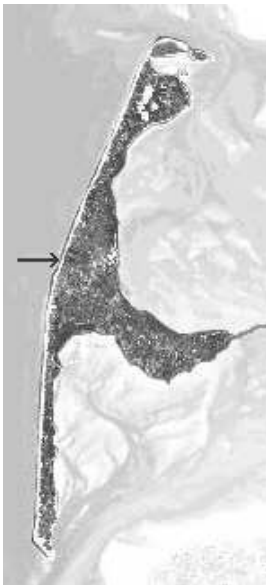
# Kapitel 4

## Sylter Messungen

### 4.1 Messstation

Die Messstation des Instituts für Medizinische Klimatologie liegt etwa 1.5 Kilometer nördlich von Westerland (54.93°N, 8.31°E) direkt auf der westlichen Düne am Strand (Abb. 4.1).

(a)



(b)



**Abbildung 4.1:** (a) Lage der Messstation auf Sylt (Sandmann, 2002), (b) Messstation mit links hinten: Wolkenkamera, mitte hinten: Ceilometer, rechts oben: Messplattform mit Pyranometer und Pyrgeometer.

Die Wahl dieses Standortes ist aufgrund mehrerer Faktoren sinnvoll. Zum Einen liegt er exponiert, d.h. wenig lokal störende Einflüsse wie Masten, Bäume, etc. müssen bei der Aufstellung der Messgeräte beachtet werden. Des Weiteren ist die geographische Lage von Vorteil, da die Bewölkungssituationen an der Küste ideal zum vorgegebenen Thema, der Untersuchung wolkeninduzierter Erhöhungen der solaren Strahlung, passt (Land-See-Wind-Zirkulation), und in der klaren Luft an der See weitestgehend störende atmosphärische Verunreinigungen durch z.B. städtische Aerosole fehlen. Letzteres beeinflusst auch die Auswertung der Kamerabilder positiv, da eine trübe, aber unbewölkte Situation unter Umständen als *bewölkt* missinterpretiert werden kann. Schließlich ist die Küstenlage inmitten eines touristisch stark frequentierten Bereichs ein Auswahlkriterium, da sich gerade hier Urlauber der Sonne aussetzen (Stick, 2001).

Die Messplattform mit den verschiedenen Strahlungsmessgeräten ist in ca. 22 m üNN auf dem Dach des Gebäudes angebracht. Die Wolkenkamera steht auf dem Vordach in etwa 19 m üNN (Abb. 4.1). Dabei wurde darauf geachtet, dass die Kamera möglichst windgeschützt steht ohne dabei jedoch die Messungen bzw. die Messergebnisse durch im Bild befindliche Störkörper zu stark zu beeinträchtigen. Eine Abschattung durch das Gebäude selbst wird im Zuge der Anwendungen mithilfe einer Maske vor der weiteren Analyse korrigiert (siehe Kapitel 5.1.2).

Die zeitliche Synchronisation aller Messgeräte wurde mit Hilfe von Funkuhren (DCF77 radioclock PCI511, Meinberg Funkuhren, Bad Pyrmont) vorgenommen, die Messgeräte selbst wurden täglich inspiziert, um sicherzustellen, dass weder Meersalz, noch Sand oder andere Verunreinigungen die Messungen beeinträchtigten. Die jeweiligen Signale der Strahlungsmessgeräte wurden von einem digitalen Voltmeter (DMM Model 2000/2000 SCAN, Keithley Instruments Inc. Cleveland, Ohio, USA) aufgenommen.

## 4.2 Pyranometer & Pyrgeometer

Zur Messung der globalen Gesamtstrahlung am Boden (direkte & diffuse Strahlung) wurde ein ventiliertes Präzisions-Pyranometer *CM21* (Kipp & Zonen, Delft, Holland) verwendet (Sekundärnormal Messgerät nach ISO 9060). Das Instrument misst in einem Spektralbereich von 0.305 bis 2.8  $\mu\text{m}$ , d.h. über das gesamte sichtbare Spektrum sowie große Teile des UV- und nahen Infrarot-Bereichs. Dank der Ventilation ist es wie bereits erwähnt möglich, zwei-sekündlich (2004) bzw. sekundlich (2005) einen Strahlungswert auszulesen. So können äußerst hochaufgelöste Messungen erhalten werden, die auch starke Strahlungserhöhungen noch zeitlich auflösen können, welche bei einer geringeren Abtastrate (z.B. 10 sekundlichen Messungen) oder gar Mittelungen nicht registriert würden.

Das Pyranometer misst nach folgendem Prinzip: Eine geschwärzte Keramikscheibe unter einer schützenden Glaskuppel, bestehend aus zwei Halbkugeln, wird infolge der

auftreffenden Strahlung erwärmt. Die Wärme fließt über einen Wärmewiderstand zum Pyranometerkörper, der als Wärmeableitung fungiert. Der Temperaturunterschied über dem thermischen Widerstand ergibt ein Maß für die Intensität der Globalstrahlung. Eine Bestrahlungsstärke von  $1000 \text{ W/m}^2$  führt beispielsweise zu einer Temperaturdifferenz von ca.  $3^\circ\text{C}$  (Sandmann, 2002). Allerdings sind etwa 40 % der abgelesenen Werte selbst bei einer zwei-sekündlichen Abtastrate nicht unabhängig von der vorherigen Messung, da die Relaxationszeit bei 1.7 Sekunden liegt.

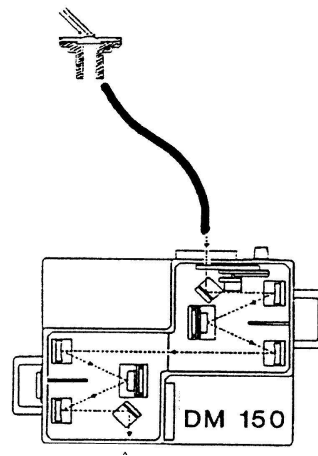
Zur Messung der diffusen Globalstrahlung (nur in 2005) wurde ein ventiliertes Pyranometer *CM11* (Kipp & Zonen, Delft, Holland) verwendet, welches mit einem Schatterring ausgestattet ist, um die direkte solare Strahlung auszublenden. Die Messungen des abgeschatteten Pyranometers liegen im 1-Minuten-Mittel vor, während für die Messungen der Globalstrahlung mit einer zwei-sekündlichen Abtastrate für 2004 und einer sekundlichen Abtastrate für 2005 gearbeitet wird, um auch kurzfristige, starke Strahlungserhöhungen zu erfassen. Die absoluten Werte der Strahlungsmessungen wurden durch die Umstellung auf die schnellere Abtastrate kaum beeinflusst, der zeitliche Verlauf der Strahlungskurve aber leicht geglättet, da die Relaxationszeit des Geräts von 1.7 Sekunden durch die Abtastrate überschritten wurde.

Zur Messung der langwelligen Gegenstrahlung (LDR = *Longwave Downward Radiation*) am Boden wurde ein ventiliertes Pyrgeometer *CG4* (Kipp & Zonen, Delft, Holland) mit einer Mess-Frequenz von 1 Hz verwendet. Da APCADA für eine 10 Minuten Auflösung optimiert ist (Dürr und Philipona, 2004, siehe Kapitel 5.2), wurden die erhaltenen Messdaten über eben diesen Zeitraum gemittelt.

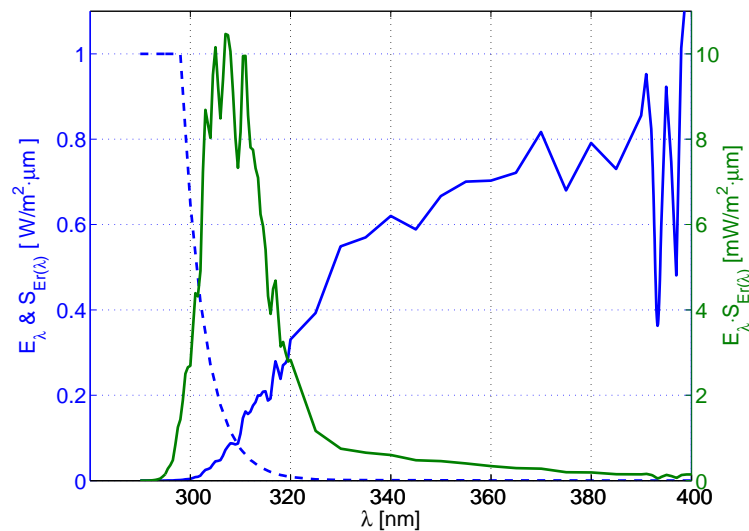
### 4.3 Doppelmonochromator-Radiometer

Mit einem Monochromator kann die solare Strahlung in ihre Bestandteile zerlegt werden und man erhält somit spektral aufgelöste Strahlungsflussdichten. Dies geschieht mit einem optischen Gitter, welches im Strahlengang zwischen der auf dem Dach der Messstation befindlichen Eingangsoptik (gewölbte  $2\pi$ -Teflon-Scheibe im Aluminiumgehäuse) und dem Photomultiplier, der das optische Signal in elektrischen Strom umwandelt, angebracht ist. Das erfasste Licht wird über einen Lichtwellenleiter von 4m Länge in das Gerät geleitet. Hier wird ein Doppelmonochromator verwendet, d.h. der Lichtstrahl wird mit Hilfe von Spiegeln durch zwei parallel zueinander bewegliche Gitter mit 2400 Linien pro mm geführt (siehe Abb. 4.2). Somit erreicht man eine bessere Unterdrückung des Streulichtanteils. Die Messgenauigkeit des hier verwendeten DTM150 Spektralradiometers (Bentham Instruments Ltd., Reading, England) wird von Sandmann (2002) mit  $\pm 8\%$  abgeschätzt.

Das System zur Messung der UV-Strahlung, wie auch die Kalibration nach den Richtlinien des solaren UV-Messnetzes des BfS/UBA ist bei Sandmann (2002) genau beschrie-



**Abbildung 4.2:** Schematische Zeichnung zur Funktionsweise eines Doppelmonochromators, hier das verwendete Bentham DM150.



**Abbildung 4.3:** Beispiel für ein Mittags-Sommer-Spektrum  $E_\lambda$  im Wellenlängenbereich von 290 bis 400 nm (blau) mit Erythemfunktion  $S_{Er(\lambda)}$  (gestrichelt) und Produkt beider Kurven (grün).

ben. Für das deutschlandweite UV-Messnetz wird in jeweils sechs Minuten von 290 bis 450 nm durchgemessen (aufgenommen mit Schrittenweiten von 0.5 nm im Intervall von 290 bis 320 nm und mit Schrittweiten von 5 nm im Intervall von 320 bis 450 nm), jedes Spektrum mit der Erythemfunktion (CIE Standard Action Spectrum for the Erythema in Human Skins, McKinlay und Diffey, 1987) gefaltet und die erythemwirksame Bestrahlungsstärke  $E_{Er}$  durch Integration der gewichteten Spektren von 290 bis 400 nm Wellenlänge bestimmt. Abbildung 4.3 zeigt dazu ein Spektrum, das auf Sylt zur Mittagszeit im Sommer aufgenommen wurde, inklusive der Erythemfunktion und des Produkts



beider Kurven.

Deutlich zu erkennen ist, dass das Produkt des Spektrums mit der Erythemfunktion ein ausgeprägtes Maximum bei den Wellenlängen um 307 nm aufweist, also genau im UV-B-Bereich, bei dem die Empfindlichkeit der Haut, ein Erythem auszubilden, maximal ist. Zu beachten ist hierbei, dass sich dieses Maximum mit abnehmendem Sonnenstand zu höheren Wellenlängen verlagert und sich dabei abschwächt. Um die kurzzeitigen Strahlungserhöhungen im UV-Bereich erfassen zu können, wird das Spektralradiometer auf eine feste Wellenlänge von 312 nm eingestellt anstatt ein Spektrum durchzumessen, um eine zeitlich hohe Auflösung zu erhalten. Gewichtet mit dem Wert der Erythemfunktion bei dieser Wellenlänge kann die gesamte erythemwirksame Bestrahlungsstärke  $E_{\text{Er}}$  über den Tag repräsentativ wiedergegeben werden, wie Sandmann und Stick (2006) gezeigt haben.

#### 4.4 Anpassung der Referenzkurven für wolkenfreien Himmel

Zur Bestimmung der Strahlungserhöhungen aus den Strahlungsmessungen muss der theoretische Referenztagesgang für einen komplett wolkenfreien Tag bestimmt werden, um Abweichungen zum wolkenfreien Fall berechnen zu können. Dieses soll im folgenden erklärt werden:

Die Stärke der am Erdboden gemessenen Globalstrahlung hängt in erster Linie von Sonnenstand ab. Geht man von einer wolkenfreien Atmosphäre aus, so lässt sich die theoretische Strahlung  $S$  nach Pfister et al. (2003) und Long und Ackerman (2000) folgendermaßen berechnen:

$$S = \alpha \cdot S_0 \cdot \cos(\Theta)^\beta, \quad (4.1)$$

Mit:

- $\alpha = 0.80$
- $S_0 = 1368 \text{ W/m}^2$
- $\beta = 1.21$

Dabei bezeichnet  $S_0$  die Solarkonstante,  $\Theta$  den Sonnenzenitwinkel und  $\alpha$  einen konstanten Vorfaktor, der die Schwächung der Strahlung auf ihrem Weg durch die Atmosphäre beschreibt. Long und Ackerman (2000) berechneten die Konstanten aus Messungen bei ganztägig unbewölktem Himmel nach der Methode der kleinsten Quadrate. Für diese Arbeit wurden die Konstanten für die Sylter Messungen nach eben diesem Verfahren bestimmt.

Der Kosinus des solaren Zenitwinkels berechnet sich, abhängig von der Breite  $\Phi$  und der Deklination  $\delta$ , nach Liou (1980) aus der Gleichung

$$\cos(\Theta) = \sin(\Phi)\sin(\delta) + \cos(\Phi)\cos(\delta)\cos\left(\frac{2\pi t}{86400}\right) \quad (4.2)$$

für jede Sekunde  $t$  des jeweiligen Tages im Jahr.  $t$  erhält man aus der Zeitgleichung:

$$t = (\text{UTC} - 12\text{h}) + \lambda \cdot 4\text{min} - 7.66 \cdot \sin x - 9.87 \cdot \sin(2x + 24.99^\circ + 3.83^\circ \cdot \sin(x)), \quad (4.3)$$

mit  $\lambda$  als geographische Länge. Die Deklination folgt nach WMO (1996) aus

$$\sin\delta = 0.397748 \cdot \sin(x - 77.51^\circ + 1.92^\circ \cdot \sin(x)) \quad (4.4)$$

mit

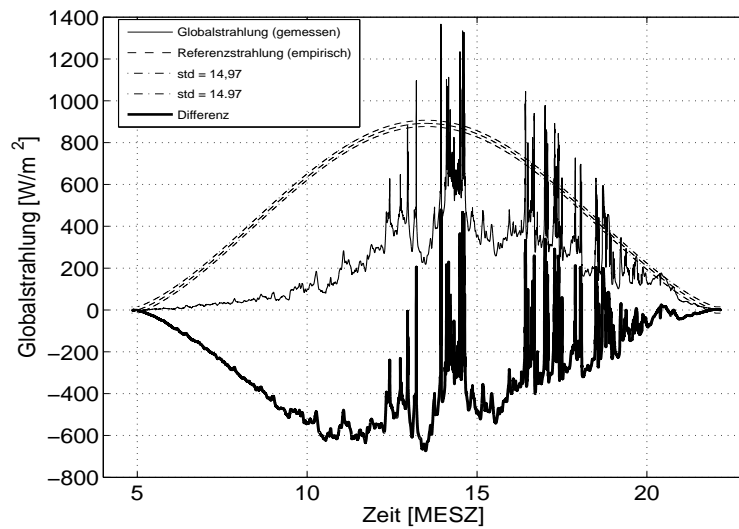
$$x = 0.9856^\circ \cdot T - 2.72^\circ, \quad (4.5)$$

wobei  $T$  für den laufenden Tag des Jahres nach dem Julianischen Kalender steht. Somit können die Strahlungserhöhungen und -abschwächungen als Differenz aus Messung und theoretischer Referenzkurve bei wolkenlosem Himmel berechnet werden. Vielfach wird auch das Verhältnis von Messwert und theoretischer Referenzkurve benutzt (z.B. Sabburg und Wong, 2000).

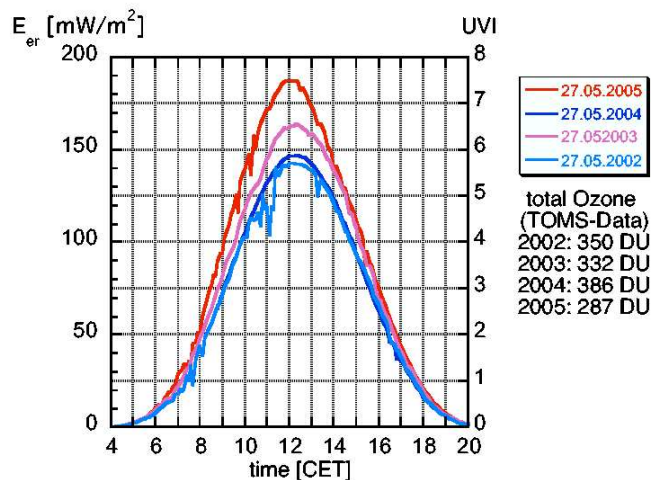
Einen Beispieltagesgang zeigt Abbildung 4.4. Die Unsicherheiten der Referenzkurve für wolkenfreien Himmel wurden aus der Standardabweichung der Differenz zwischen gemessener und parametrisierter wolkenfreier Einstrahlung für jeden komplett wolkenfreien Tag der Messzeiträume bestimmt. Ursachen für diese Unsicherheiten sind z.B. der aktuelle Wasserdampf- und/oder Aerosolgehalt der Atmosphäre. Die Standardabweichung von  $\pm 14.97 \text{ W/m}^2$  schließlich wurde hier mittels zweier gepunktet-gestrichelter Kurven dargestellt. Dieser Wert entspricht der Güte von  $\pm 10 \%$ , die auch von Pfister et al. (2003) für ihre Referenzkurve ermittelt wurde.

Auch für die erythemgewichtete UV-Strahlung  $E_{\text{Er}}$  lässt sich auf ähnliche Weise eine Referenzkurve für einen wolkenfreien Himmel erstellen. Da die Stärke der am Boden ankommenden UV-Strahlung aber neben dem Sonnenstand auch in hohem Maße vom aktuellen atmosphärischen Ozongehalt abhängt, ist eine tägliche Anpassung von Nöten. Dieses Verfahren war allerdings nur an Tagen möglich, an denen der Himmel teilweise wolkenfrei war und dementsprechend eine Kurve angepasst werden konnte. Ein Beispiel für die starke Abhängigkeit der UV-Strahlung vom Ozongehalt zeigt Abbildung 4.5 aus Stick et al. (2006).

Dargestellt sind die Tagesgänge der erythemwirksamen Strahlung am Boden für den 27. Mai der Jahre 2002 bis 2005. Da die betrachteten Tage nahezu wolkenfrei waren, sind sie direkt mit einander vergleichbar. Hingegen die Stärke der Strahlung nur vom solaren



**Abbildung 4.4:** Tagesgang der solaren Einstrahlung (dünn schwarz) an einem Tag mit durchbrochener Bewölkung inkl. Referenzwerte für den unbewölkten Fall (gestrichelt), deren Standardabweichung (gepunktet-gestrichelt) und die sich ergebende Differenz (dick schwarz), 26. Juni 2004.

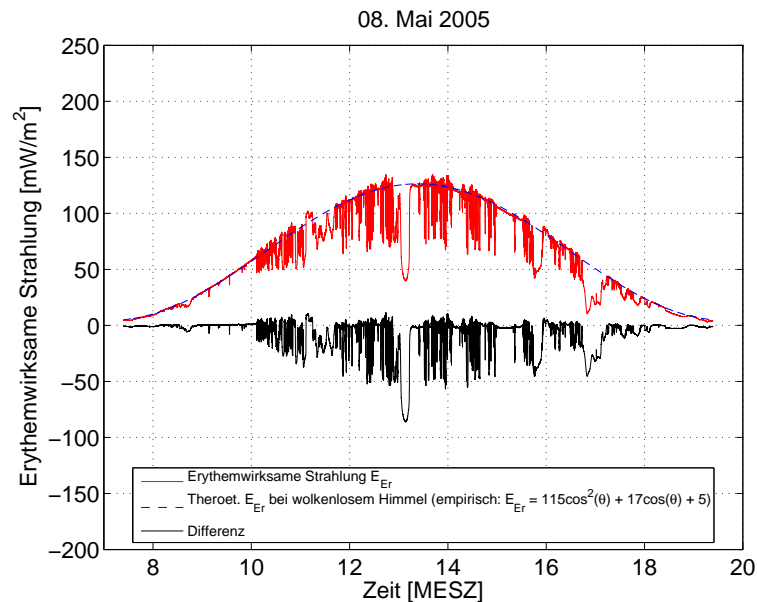


**Abbildung 4.5:** Gemessene erythemgewichtete UV-Strahlung ( $\text{mW}/\text{m}^2$ ) am 27. Mai, 2002-2005, nach den Richtlinien des deutschlandweiten UV-Messnetzes. Die rechte y-Achse zeigt den globalen UV-Index (UVI).

Zenitwinkel ab, der für alle Kurven gleich ist, da jeweils derselbe Tag im Jahr betrachtet wird, müssten die Kurven aufeinander verlaufen. Es zeigen sich jedoch deutliche Differenzen, insbesondere zur Mittagszeit mit maximal  $47 \text{ mW}/\text{m}^2$ . Unterschiede lassen sich aber auch schon am Folgetag erkennen.

Die theoretische Referenzkurve für den wolkenfreien Fall kann nach Sandmann und Stick (2006) sehr gut durch ein Polynom 2. Ordnung angenähert werden:

$$\text{Theoret. } E_{Er} = a \cdot \cos^2(\theta) + b \cdot \cos(\theta) + c, \quad (4.6)$$

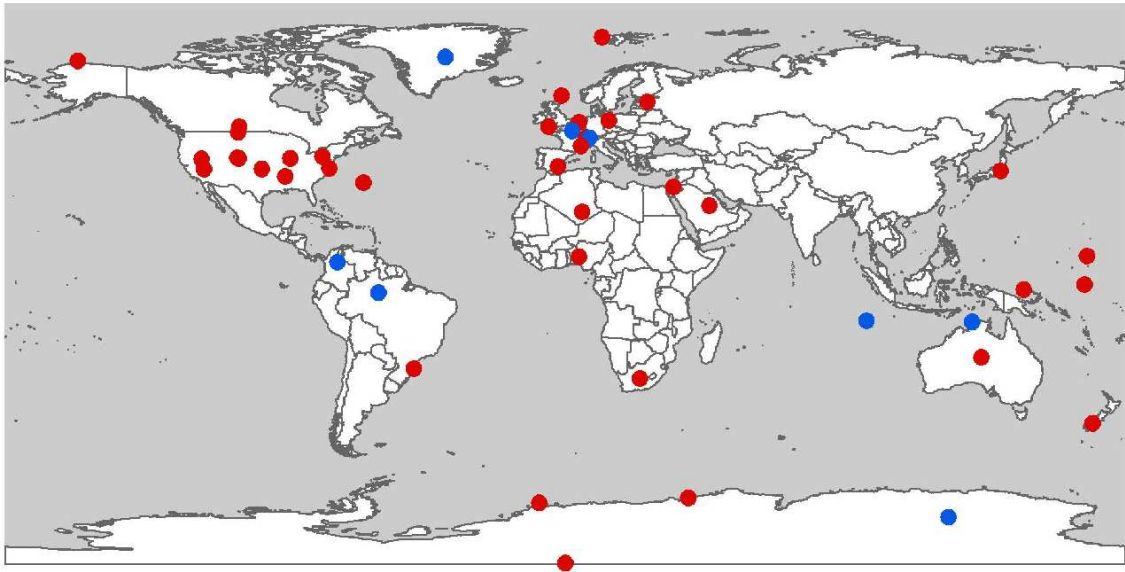


**Abbildung 4.6:** Tagesgang der erythemgewichteten UV-Strahlung an einem Tag mit durchbrochener Bewölkung incl. Referenzwerte für den unbewölkten Fall (blau gestrichelt) und der sich ergebenden Differenz (schwarz), 08. Mai 2005.

wobei  $\Theta$  wieder den solaren Zenitwinkel darstellt und die Faktoren  $a$ ,  $b$  und  $c$  für jeden Tag angepasst werden müssen. Der relative Fehler beträgt dabei weniger als  $\pm 8\%$ . Einen Beispieltagesgang für die erythemgewichtete UV-Strahlungsflussdichte zeigt Abbildung 4.6, inkl. Referenzkurve und der sich ergebenden Differenz. Offensichtlich treten Strahlungserhöhungen auch im UV-Bereich auf, sind aber deutlich geringer als im Breitbandigen.

## 4.5 BSRN

Das *Baseline Surface Radiation Network* (BSRN) wurde 1992 zur Unterstützung der Forschungsprojekte des *World Climate Research Programme* (WCRP) ins Leben gerufen, um Klimamodelle mit den bestmöglichen Daten der bodennahen Strahlungswerte zu versorgen, da das bis dato existierende Strahlungsmessnetz nicht über die benötigte Qualität verfügte. Heute nehmen 35 Stationen in unterschiedlichen Klimazonen weltweit an diesem Netzwerk teil (Abb. 4.7), einige mehr sollen in Zukunft hinzukommen.



**Abbildung 4.7:** Weltkarte mit den aktuellen (rot) und geplanten (blau) Messstationen des BSRN (Quelle: Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie MeteoSchweiz, 2008).

Alle BSRN-Stationen sind in der Lage, mit ihrer speziellen Ausstattung eine hohe Abtastrate der kurz- und langwelligen Strahlungskomponenten zu erreichen. Zusätzlich werden meteorologische Standardmessgrößen wie Lufttemperatur, Luftfeuchte, etc. erfasst. Alle Daten werden in minütlichen Mittelwerten gespeichert und im zentralen Archiv, dem *World Radiation Monitoring Center (WRMC)*, hinterlegt, welches seit Juni 2008 vom AWI-Bremerhaven verwaltet wird. Hier soll eine globale Datenbank entstehen, die den klimarelevanten Strahlungshaushalt der Erde sowie dessen Änderungen erfasst, aber auch z.B. der Überprüfung und Verbesserung von Satellitenalgorithmen dient.

Die Sylter Messstation ist zwar nicht Teil des BSRN, verfügt aber über alle Messinstrumente, die dort Verwendung finden. So könnte z.B. eine Anwendung der im folgenden Kapitel beschriebenen Wolkenbedeckungsgradbestimmung aus Messungen der langwelligen Gegenstrahlung auf BSRN-Daten interessant sein.



## Kapitel 5

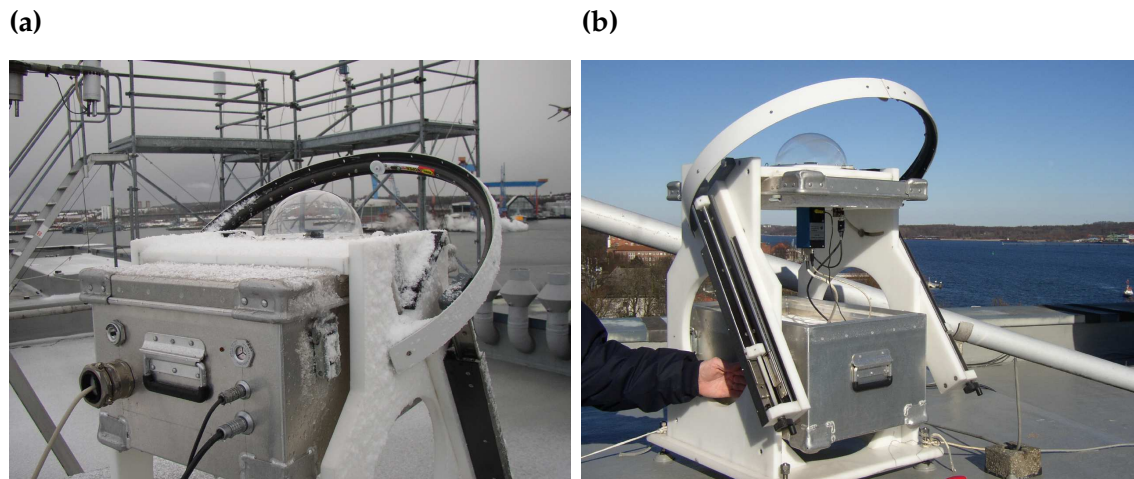
# Wolkenerfassung

Heutzutage ist es dank moderner Digitalkameras und leistungsfähigen Rechnern möglich, Wolkenbeobachtungen nicht mehr nur mit bloßem Auge zu machen. Ganzhimmel-Kamerasysteme, sogenannte *Whole Sky* - Kameras, können mehrere Bilder pro Minute vom kompletten Himmel über der Kamera erfassen. Aus den gespeicherten Daten lassen sich Parameter wie Wolkengattung, Bedeckungsgrad, Zugrichtung, etc. ableiten. Damit bieten diese Kamerasysteme eine hervorragende Ergänzung in integrierten Beobachtungssystemen zu anderen Messinstrumenten wie *Wolkenradar* oder *Lidar*, die z.B. in den Bodenmesszentralen des DWD (Lindenberg, Hohenpeißenberg) verwendet werden.

Das IFM-GEOMAR hat einen wetterfesten Prototyp einer solchen "Ganzhimmel-Kamera" entwickelt, welcher ausschließlich aus kommerziell erhältlichen Komponenten besteht. Ziel war es dabei, möglichst kostengünstig ein operationell zu betreibendes System zu etablieren, alternativ zu den kostenintensiven Systemen des *Atmospheric Radiation Measurement Program* ARM. Auf der Webseite des ARM sind komplette Anlagen zur optischen Wolkenerfassung beschrieben (Shields et al., 1998, Shields et al., 2004), wie der *Whole Sky Imager* (WSI) oder der *Total Sky Imager* (TSI, Morris, 2004).

### 5.1 Aufbau der Wolkenkamera und Bildverarbeitung

Das verwendete Messsystem zur Wolkenerfassung besteht aus einer CCD Farbkamera Typ *SVS204CSCL* von *SVS-VISTEK GmbH* mit 1024x798 Bildpunkten und einem Vario-Objektiv *Fisheye Typ TS2V114E* mit regelbarem Fokus. Jeder Bildpunkt besteht aus einem 8 bit Signal für die drei Farben Rot, Grün und Blau (RGB) die in einem "Bayer-Pattern" angelegt sind. Ein zusätzlicher Regelkreis justiert die Blende. So können die Bilder mit konstanter Helligkeit bei variierender Belichtungszeit aufgenommen werden, um vergleichbare RGB Intensitäten über den ganzen Tag sicherzustellen. Die Komponenten sind in einer beheizbaren Standard-Transportkiste eingebaut. Die empfindliche Linse ist mit einer Acrylkuppel gegen schädliche Umwelteinflüsse geschützt. Der CCD-Chip wird gegen die direkte Sonneneinstrahlung mit einem Schattenring abgeschirmt (Abbildung 5.1, siehe auch Schade, 2005).



**Abbildung 5.1:** Die Wolkenkamera: (a) auf dem Dach des IFM-GEOMAR, Dienstgebäude Westufer, (b) mit geöffneter Transportkiste und Blick auf das Innenleben (CCD-Kamera).

Mit diesem Kamerasystem ist es möglich, alle 15 Sekunden ein digitales RGB-Bild zu erhalten, welches nun verschiedene Verarbeitungsroutinen durchlaufen muss, um einen realistischen Bedeckungsgrad berechnen zu können. Zuerst müssen diejenigen Pixel aus der Berechnung ausgeschlossen werden, die keine interpretierbare Messung darstellen. Dies beinhaltet alle Pixel am Rande des Bildes, im Bereich des Schattenrings sowie alle feststehenden Objekte in der Umgebung der Kamera wie Messhütte, Kabel, Verstrebenungen, und natürlich bewegliche Objekte wie z.B. Vögel. Hier bietet es sich an, vorab eine sog. *Maske* für jedes Bild zu erstellen, welche diese Pixel enthält.

### 5.1.1 Erstellung einer Maske

Alle Pixel für die Maske wurden entweder direkt über ihre Position oder durch eine Kombination von Intensität und R/B-Schwellwert bestimmt und von den nachfolgenden Berechnungen ausgeschlossen. Dazu gehörten die Pixel am Rand des Bildes, die die Innenseite des Gehäuses enthielten, sowie etwa  $5^\circ$  des Horizonts inklusive der Messplattform auf dem Dach der Strahlungsmessstation. Diese Pixel konnten einfach über ihre Position bestimmt werden.

Da der Schattenring jede Woche auf eine neue Position gebracht wurde, um die dann höher- bzw. tieferstehende Sonne zu verdecken, musste er durch eine Abschätzung der Farbwerte maskiert werden. Diese wurden aus den Messungen die RGB-Werte des Rings auf Werte im Intervall [0-60] abgeschätzt. Diese Pixel werden für den Fall, dass das Verhältnis der Farbwerte Rot/Blau bei etwa 1 liegt, als *Maske* gewertet (in Abbildung 5.3.b alle rot eingefärbten Pixel), weil an Gasmolekülen in der Atmosphäre der blaue Anteil



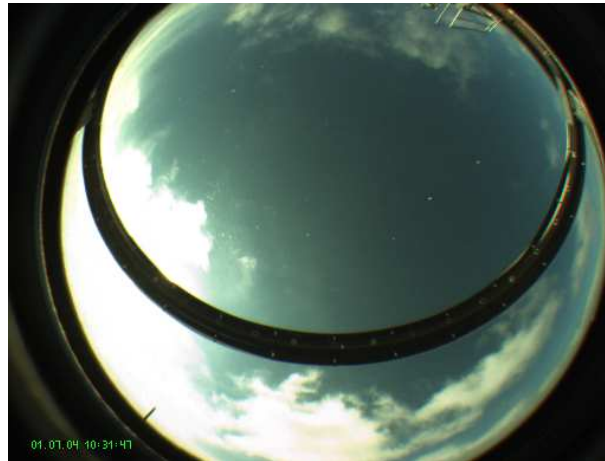
des Lichts wesentlich stärker gestreut wird, als der rote (*Rayleigh-Streuung*, Kapitel 2). Bei einem Verhältnis von  $\approx 1$  kann man davon ausgehen, dass hier keine Rayleighstreuung an Gasmolekülen vorliegt, sondern Reflexion am Schattenring.

### 5.1.2 Abschätzung des Bedeckungsgrads

Die Streuung des Lichts an Wolkenpartikeln ist nahezu unabhängig von der Wellenlänge. So wird ein Bildpunkt als "bewölkt" gewertet, wenn das Verhältnis der längsten zur kürzesten beobachteten Wellenlänge - in unserem Fall rot zu blau - oberhalb eines Schwellwerts liegt. Idealerweise sollte dieser Schwellwert nahe bei 1 liegen. Da die CCD-RGB-Werte aber nicht absolut kalibriert sind, muss dieser Schwellwert empirisch bestimmt werden. Über manuelle Klassifikation verschiedener unterschiedlicher Wolkenbilder (zehn für eine erste Näherung, später drei komplette Tage mit (a) wolkenfreiem Himmel, (b) Cumulusbewölkung und (c) bedecktem Himmel für die finale Anpassung), wurde ein Schwellwert von 0.75 bestimmt.

Der Bereich um die Sonnenposition wurde aufgrund der starken Vorwärtsstreuung an atmosphärischen Aerosol- und Dunstpartikeln häufig als bewölkt klassifiziert, obwohl nach den Beobachtungen eindeutig wolkenfreie Bedingungen herrschten. Unreinheiten der Acrylkuppel verstärkten diesen Effekt zusätzlich, wie in Abbildung 5.2 zu erkennen ist. Nur bei sehr klarer Atmosphäre, zum Beispiel nach einem Regenschauer, trat dieser Effekt nicht auf. Der Rot/Blau Schwellwert von 0.75 wurde auch derart gewählt, um diese Fehleinschätzungen zu minimieren, ohne dabei die Erfassung der bewölkten Bildpunkte zu sehr zu unterdrücken. Der Schwellwert von 0.75 erwies sich zudem als robust gegenüber der Variation des Blickwinkels und der Lichtverhältnisse. Dennoch ergeben sich Überschätzungen des Bedeckungsgrads, wenn Wolken im Bereich der Sonne auftreten und Lücken in der Bedeckung überstrahlt werden (z.B. bei Altocumulusbedeckung), bei Rotfärbung des Himmels und Streuung an Dunstpartikeln bei Sonnenauf- bzw. Untergang, sowie an warmen Tagen (siehe Fehlerquellen).

Für die Wolkenbilder, die 2005 aufgenommen wurden, konnte das Streuungsproblem zumindest teilweise gelöst werden, indem die zeitliche Entwicklung des Bedeckungsgrads berücksichtigt wurde. Offensichtlich ändert sich der Bedeckungsgrad der Wolken deutlich schneller, als die Größe der weißen Flächen am Bildrand, die durch Rayleigh- und Aerosolstreuung verursacht und als Wolke missklassifiziert werden. Dies war besonders an klaren Tagen zu beobachten, an denen der berechnete Bedeckungsgrad bis zu vier Achtel ergab. Betrachtet man für diese Fälle die Standardabweichung des Bedeckungsgrads über eine Zeitspanne von 10 Minuten ( $STDEV_{10min}$ ), können alle Bilder, deren Bedeckungsgrad kleiner als 5 Achtel und  $STDEV_{10min}$  kleiner als 0.02 ist korrigiert werden. Alle Bildpunkte, die aus dem R/B Verhältnis als Wolke identifiziert wurden und nahe dem Horizont liegen, werden als *wolkenfrei* gewertet. Somit können klare Situationen auch als solche berücksichtigt werden, denn mit dieser Methode werden alle tatsächlich vorhandenen Wolken in der Mitte des Bildes auch weiterhin als Wolken ge-



**Abbildung 5.2:** Beispiel für eine Situation, die zur Überschätzung des Bedeckungsgrads führt (Aufnahme vom 1. Juli 2004, 10:31:47 MESZ).

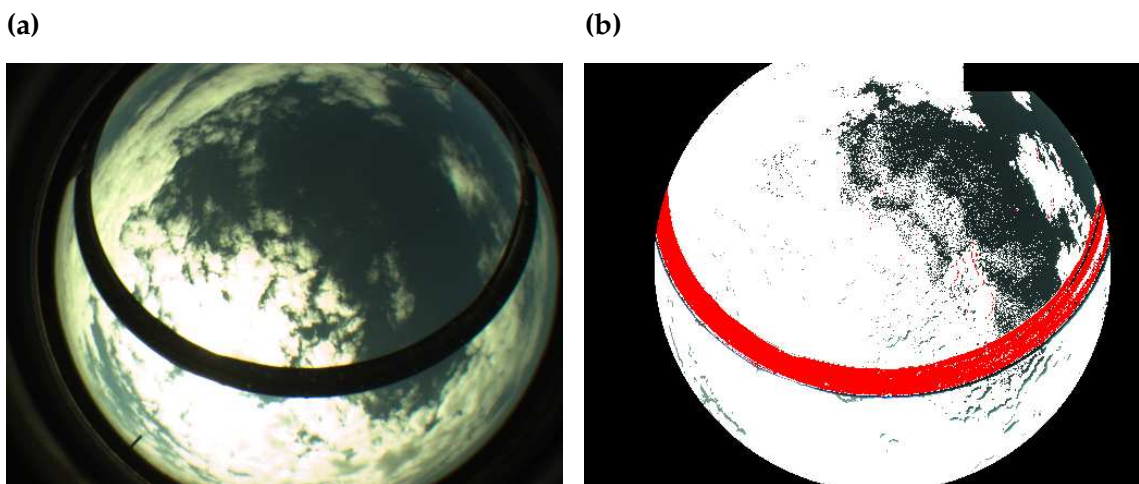
zählt. Die fehlinterpretierten Pixel am Bildrand hingegen werden korrigiert.

Nachdem jeder Bildpunkt als *wolkenfrei* oder *bewölkt* klassifiziert wurde, kann der Bedeckungsgrad, im folgenden als TCA (*Total Cloud Amount*) bezeichnet, aus dem Verhältnis der bewölkten zu allen Bildpunkten bestimmt werden:

$$\text{TCA} = \frac{n_{\text{bewölkt}}}{n_{\text{total}}} \quad (5.1)$$

Frühere Vergleiche mit visuellen Beobachtungen (siehe Schade, 2005) haben gezeigt, dass bei einem Blick auf die Wolkenseiten nahe dem Horizont die Ableitung des TCA zu höheren Werten beeinflusst wird (Kulisseneffekt). Dieser Effekt wird verstärkt, wenn die Klassifizierung der Pixel in Abhängigkeit vom Zenitwinkel gewichtet wird. D.h., eine Wolkenseite am Horizont, die fälschlicherweise als Wolkenunterseite gewertet wird, erhöht den TCA zusätzlich. Somit wurde diese Wichtung nicht etabliert. Negative Abweichungen durch Vernachlässigung dieses "Projektionseffekts" sind erheblich geringer und somit unproblematisch. Somit ergibt sich für Abbildung 5.3 ein Bedeckungsgrad von 0.64.

Sind bewölkte und wolkenfreie Pixel bestimmt, können verschiedenste Analysewerkzeuge angewandt werden, um weitere geometrische Eigenschaften wie z.B. das *Wolke-Rand-Verhältnis* (Pfister et al., 2003) oder die fraktale Dimension (Cahalan et al., 1994, Hastings und Sugihara, 1996) zu bestimmen und diese mit dem Wolkentyp und solarer Einstrahlung in Verbindung zu bringen. Am IFM-GEOMAR werden zur Zeit mehrere Versuche in dieser Richtung unternommen. Diese Arbeit beschränkt auf die Bestimmung des Bedeckungsgrads.

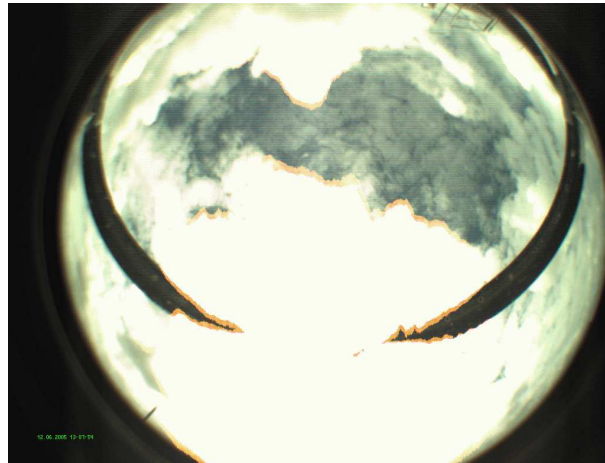


**Abbildung 5.3:** (a) Originalaufnahme eines bewölkten Himmels und (b) nach Bestimmung des Bedeckungsgrads, 1. Juli 2004, 11:54:32 MESZ. Schwarze und rote Regionen markieren die Maske, weiße die bewölkten Bildpunkte.

### 5.1.3 Fehlerquellen

Die hohe Lichtempfindlichkeit des CCD-Chips kann zu speziellen Überstrahlungsfehlern, bezeichnet als *Blooming*, führen (Burtscher, 2001). *Blooming* tritt auf, wenn die Spannung in einem Pixel durch einfallende Photonen nicht weiter erhöht werden kann. Bei fortdauernder Bestrahlung werden die überschüssigen Ladungen an die benachbarten Pixel abgegeben (Abb. 5.4). Dieser Effekt läßt sich bei der Auswertung nur schwer korrigieren. Deshalb sollte die Belichtungszeit so angepaßt werden, dass möglichst nicht zu viel Licht auf den Chip fällt, was durch den zusätzlichen Regelkreis, der die Blende je nach Lichtbedingungen nachjustiert, realisiert werden konnte. Viele Kamerabilder der Messkampagne des Jahres 2005 zeigten diesen *Blooming-Effekt* und wurden für die weiteren Untersuchungen außer Acht gelassen.

Ein weiteres Problem der verwendeten Kamera ist die Helligkeitsauflösung von nur 8 Bit. Für die Wolkenerfassung reicht dies oft nicht aus, da unzureichender Kontrast und Streueffekte durch Aerosol die exakte Erfassung erschweren. Insbesondere betroffen sind bewölkte Bereiche nahe der Sonnenposition, die zu hell erscheinen und als Wolke fehlinterpretiert werden. Zu hell heißt in diesem Fall, dass der jeweilige RGB-Wert nahezu (256,256,256), d.h. weiß, ergibt. Daraus folgt dann ein R/B-Verhältnis von ungefähr 1 und die Erkennung des Bildpunktes als Wolke, egal, ob eine Wolke vorhanden war oder nicht. Dies führt zu systematischen Fehlern bei der Wolkenerkennung, d.h. der Bedeckungsgrad wird immer etwas zu hoch berechnet. Dieser Fehler ist besonders bei den Fällen bis etwa mittlerer Bedeckung des Himmels von größerer Bedeutung. Je mehr Wolken sich im Sichtfeld der Kamera befinden, desto geringer ist dieser Sättigungsfehler.



**Abbildung 5.4:** Beispiel für eine Situation, die aufgrund des "Bloomings" zu Fehlern in der Bedeckungsgradberechnung führen würde (Aufnahme vom 12. Juni 2005, 13:07:57 MESZ).

Die Streuung des Lichts an der Acrylkuppel führte an klaren Tagen zunächst nicht zu größeren Fehlern. Allerdings ergaben sich im Laufe der Zeit Probleme durch die materialbedingte, nicht zu vermeidenden Kratzer und Absplitterungen, hauptsächlich verursacht durch Sandpartikel. Die Streuung an den so entstandenen Unebenheiten führt zu fehlerhafter Klassifikation des Auswertalgorithmus.

## 5.2 APCADA-Algorithmus

Es stellt sich die Frage, wie man mit geringem technischen Aufwand globale Klimatologien der Strahlungserhöhungen und des Wolkenzustands erhalten kann. Im *Baseline Surface Radiation Network* (BSRN) werden seit 1992 standardmäßig 1 minütige Pyranometer- und Pyrgeometermessungen sowie die üblichen meteorologischen Standardmessungen von Temperatur, Luftfeuchte, etc. durchgeführt. In diesem Kapitel soll ein Verfahren vorgestellt werden, mit dem der Bedeckungsgrad aus operationellen Messungen parametrisiert werden kann. Ein Vergleich der unterschiedlichen Methoden zur Bedeckungsgradbestimmung, und die Beurteilung deren Qualität ist zudem aufschlußreich für die Quantifizierung zufälliger und systematischer Fehler im Vergleich zu den synoptischen Beobachtungen.

Die am Boden gemessene langwellige Gegenstrahlung LDR (*Longwave Downward Radiation*), emittiert von den Unterseiten tiefer und mittelhoher Wolken, ist höher als die der wolkenfreie Atmosphäre. Der Wolkenbedeckungsgrad kann daher aus den Schwankungen der LDR bestimmt werden. Cirruswolken hingegen weisen aufgrund ihrer Höhe eine vom wolkenfreien Himmel nur sehr gering abweichende Strahlungstemperatur auf und beeinflussen die am Erdboden gemessene LDR nur marginal (Berk et al., 2000). So

ist zu erwarten, dass dies zu einer systematischen Unterschätzung des tatsächlichen Bedeckungsgrads führt.

Dürr und Philipona (2004) haben aufgrund dieser Annahmen den *Automatic Partial Cloud Amount Detection Algorithm* APCADA für die Bestimmung des Bedeckungsgrads ohne hohe Wolken (PCA = *Partial Cloud Amount*)<sup>1</sup> entwickelt. Diese Methode liefert im Gegensatz zur Bedeckungsgradbestimmung mit Hilfe einer Wolkenkamera auch bei Dunkelheit Ergebnisse. APCADA ist auf eine 10 Minuten Auflösung optimiert.

Die Bestimmung des PCA nach APCADA erfolgt mit Hilfe zweier Parameter. Der *Cloud-Free Index* (CFI), basierend auf dem *Clear-Sky Index* (CSI) nach Marty und Philipona (2000), welcher zur Bestimmung von wolkenfreien Situationen in der Klimaforschung seine Anwendung findet, wird aus der gemessenen LDR zu

$$\text{CFI} = \frac{\text{LDR}}{\epsilon_{\text{AC}} \sigma T_{\text{L}}^4}, \quad (5.2)$$

berechnet. Dabei wird die theoretische LDR über die Stephan-Boltzmann Konstante  $\sigma$ , die Lufttemperatur in Kelvin  $T_{\text{L}}$  und die Emissivität eines wolkenfreien Himmels empirisch nach

$$\epsilon_{\text{AC}} = \epsilon_{\text{AD}} + [k(t) + \Delta k(t)] \left( \frac{e}{T_{\text{L}}} \right)^{1/7} \quad (5.3)$$

bestimmt, wobei  $\epsilon_{\text{AD}}$  ein konstanter Wert von 0.23 und  $e$  der Wasserdampfdruck in Pascal sind.  $k(t)$  sowie  $\Delta k(t)$  beschreiben als zeitabhängige Ortsfunktionen den Tagesgang der Emissivität des wolkenlosen Himmels:

$$k(t) = \bar{k} + k_{\text{amp}} * \cos(\omega t - \frac{\pi}{4}), \quad (5.4)$$

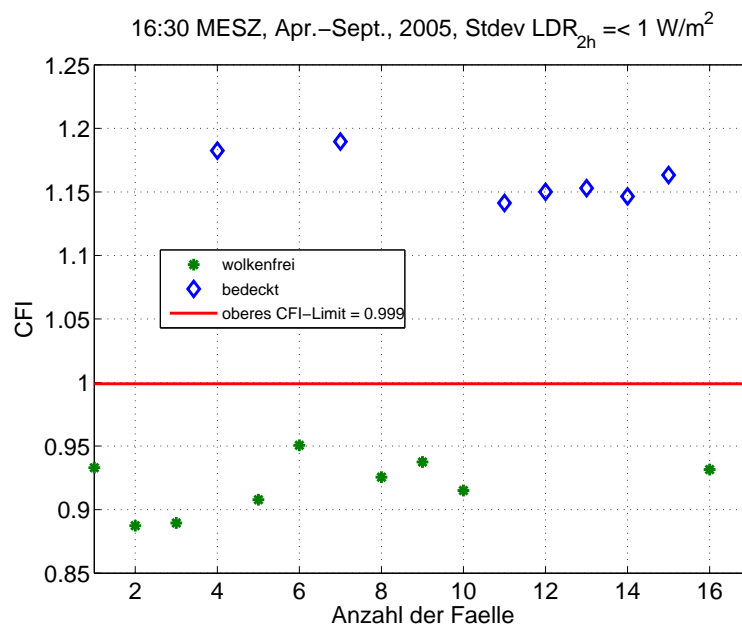
$$\Delta k(t) = \overline{\Delta k} + \Delta k_{\text{amp}} * \cos(\omega t - \frac{\pi}{4}). \quad (5.5)$$

Dürr und Philipona (2004) fanden heraus, dass die Ortsfunktionen, die bei der Bestimmung des CSI nach Marty und Philipona (2000) noch als konstant angenommen waren, zeitlich variabel sind. Mit Hilfe von Radiosondenaufstiegen konnte eine Korrelation von hohen CSI-Werten mit dem negativen vertikalen Temperaturgradienten bestimmt werden ( $r \approx 0.6$ ), sowie dessen Tages- und Jahresgang als periodische Funktion  $k(t)$ .  $\Delta k(t)$  beschreibt den Vertrauensbereich, der sich aus der Anpassung von  $k(t)$  an die lokalen Messungen ergibt. Sowohl  $k(t)$  als auch  $\Delta k(t)$  müssen also für jeden Ort an die täglichen bzw. jährlichen Maxima und Minima des Tagesgangs bei unbewölktem Himmel angepasst werden. Die Anpassung am Tage sollte 3 ( $\pi/4$ ) Stunden nach der örtlichen Mittagszeit durchgeführt werden, wenn die Temperatur den Maximalwert erreicht, der Nachmittags dementsprechend 12 Stunden früher. Zusätzlich muss für längere Untersuchungszeiträume in Sommer- und Wintersituationen unterschieden werden. Da die Messkampagne im

<sup>1</sup>Namensgebung ist unglücklich, soll hier aber übernommen werden

Sommer stattfand, wurde im Folgenden nur der Tagesgang berücksichtigt. Beispielhaft soll die Anpassung für die Sommernacht für die Sylter Messungen der LDR veranschaulicht werden, mit einer ersten groben Annahme für  $k(t) + \Delta k(t) = 0.48$  (nach Dürr und Philipona, 2004).

Zuerst werden anhand der Standardabweichungen der LDR über zwei Stunden um den Zeitpunkt 16:30 MESZ die wolkenfreien von den bedeckten Situationen unterschieden. In Abbildung 5.5 erkennt man deutlich, dass die wolkenfreien Fälle unterhalb eines Schwellwerts des CFI von 0.999 liegen.



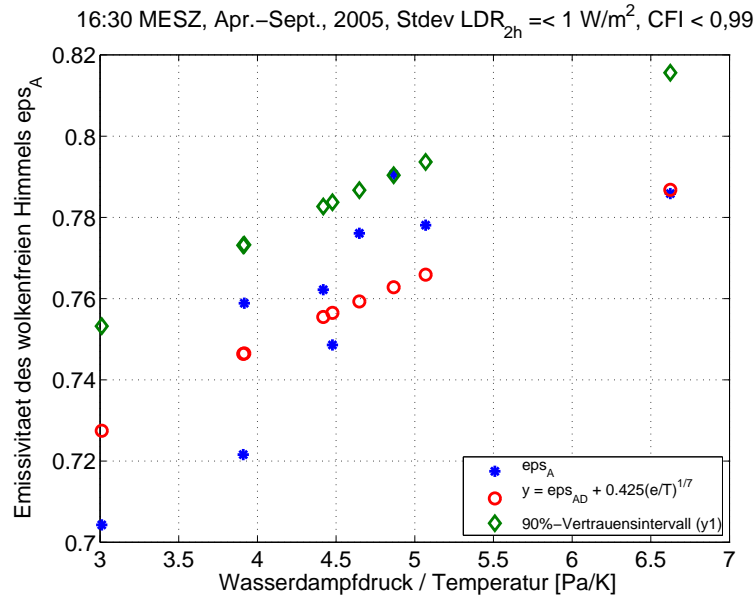
**Abbildung 5.5:** Berechnete Cloud-Free Index Werte aufgetragen für Sommertage um 16:30 MESZ, 2005.

Nun werden für alle wolkenfreien Fälle die Emissivitäten des wolkenfreien Himmels gegen das Verhältnis des aktuellen Dampfdrucks und der absoluten Temperatur aufgetragen und für  $\Delta k(t) = 0$  die Ausgleichskurve  $y$  durch Variation von  $k$  bestimmt. Für  $k_{\text{Tag}}$  ergab sich daraus ein Wert von 0.425. Schließlich wurde beim Mittelwert von  $e/T = 5$  (siehe Abb. 5.6)  $\Delta k_{\text{Tag}}$  zu

$$\Delta k_{\text{Tag}} = \frac{\epsilon_{\text{AC},y_1} - \epsilon_{\text{AC},y}}{(e/T)^{1/7}} = 0.035 \quad (5.6)$$

bestimmt, also die Abweichung der Ausgleichskurve zu den gemessenen Werten aller wolkenfreien Fälle.

Die Werte für die Nachtstunden wurden analog berechnet und ergaben  $k_{\text{Nacht}} = 0.446$  und  $\Delta k_{\text{Nacht}} = 0.026$ . Somit berechnet sich



**Abbildung 5.6:** Emissivität der wolkenfreien Atmosphäre (blaue Punkte) als Funktion des aktuellen Wasserdampfdrucks und der Temperatur für alle wolkenfreien Fälle aus Abb. 5.5 mit  $CFI < 0.999$  um 16:30 MESZ, 2005 mit der Ausgleichskurve  $y$  (rote Kringel) und dem 90% Vertrauensintervall (grüne Rauten).

$$\bar{k} = (k_{\text{Tag}} + k_{\text{Nacht}})/2, \quad (5.7)$$

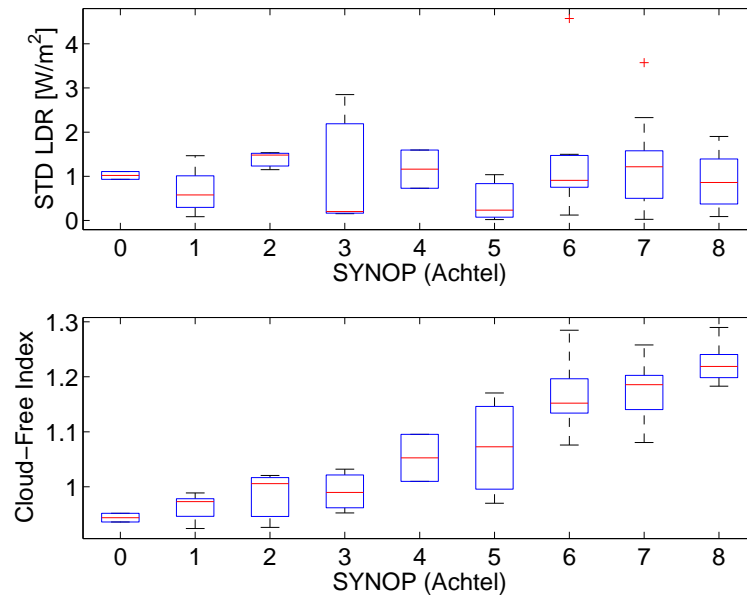
und

$$k_{\text{amp}} = k_{\text{Tag(Nacht)}} - \bar{k}. \quad (5.8)$$

Diese Werte können nun in Gleichung (5.5) eingesetzt werden, analog dazu  $\Delta\bar{k}$  und  $\Delta k_{\text{amp}}$  in Gleichung (5.6).

Als zweiter Parameter wird die Variabilität der langwelligen Gegenstrahlung über die letzte Stunde (STD LDR) benötigt, um die wechselnd bewölkten Situationen bestimmen zu können, welche sich durch eine deutlich erhöhte Variabilität gegenüber wolkenfreien (geringer CFI) und bedeckten (hoher CFI) Situationen auszeichnen. Abbildung 5.7 zeigt STD LDR und CFI als Funktionen des Bedeckungsgrads aus synoptischen Beobachtungen. Die Regionen der unteren und oberen Quartilen in den Daten werden durch die Box dargestellt. Das Ausmaß der Daten zeigen der Fehlerbalken.

Deutlich zu erkennen ist, dass der CFI mit steigendem Bedeckungsgrad ebenfalls ansteigt und 0 Achtel, sowie 8 Achtel Bedeckung nur mit Hilfe des CFI unterschieden werden können. Die CFI-Fehlerbalken im Diagramm zeigen weiterhin, dass benachbarte Bedeckungsgrade häufig nicht aus den CFI-Daten allein zu unterscheiden sind. Ebenso zeigt das Diagramm, dass die STD LDR-Fehlerbalken für 6 bis 8 Achtel Bedeckung einen



**Abbildung 5.7:** Vergleich von Cloud-Free Index und Standardabweichung über die letzte Stunde mit Augenbeobachtungen, 14:00 MESZ, April-August 2005.

ähnlichen Bereich umfassen, was wiederum zu Fehlern in der Klassifizierung führen wird.

Schließlich werden drei Schwellwerte,  $1 + az$ ,  $1 + bz$  und  $1 + cz$  definiert, mit

$$z = \frac{1}{\epsilon_{AC}} - 1, \quad (5.9)$$

$a = 0.12$ ,  $b = 0.21$ , und  $c = 0.38$ , um den CFI in verschiedene Sektoren zu unterteilen. Diese Faktoren wurden von Dürr und Philipona (2004) an der Messstation Payerne, Schweiz, bestimmt. Allerdings hat sich herausgestellt, dass sie auch an anderen Schweizer Stationen, für Ny Ålesund auf Spitzbergen ( $78.93^\circ\text{N}$ ,  $11.95^\circ\text{E}$ ), für Kwajalein auf den Marshall Islands ( $8.72^\circ\text{N}$ ,  $167.73^\circ\text{E}$ ) und einige andere Stationen übernommen werden können. Daher sollten diese Faktoren auch für den Standort Sylt gültig sein.

Es ergibt sich somit ein Schema für die Bestimmung des partiellen Bedeckungsgrads (PCA) in Achteln, welches in Tabelle 5.1 dargestellt ist.



APCADA		
CFI ( $x$ )	STD LDR ( $y$ ), $W/m^2$	PCA
$x \leq 1$	$y \leq 0.5$	0
$x \leq 1$	$0.5 < y \leq 2$	1
$x \leq 1$	$y > 2$	2
$1 < x \leq (1 + az)$	$y \leq 1$	1
$1 < x \leq (1 + az)$	$1 < y \leq 2$	2
$1 < x \leq (1 + az)$	$y > 2$	3
$(1 + az) < x \leq (1 + bz)$	$y \leq 1$	2
$(1 + az) < x \leq (1 + bz)$	$y > 1$	4
$(1 + bz) < x \leq (1 + cz)$	$y \leq 4$	5
$(1 + bz) < x \leq (1 + cz)$	$y > 4$	6
$x > (1 + cz)$	$y > 8$	6
$x > (1 + cz)$	$2 < y \leq 8$	7
$x > (1 + cz)$	$y \leq 2$	8

**Tabelle 5.1:** Schema zum APCADA-Algorithmus: PCA = Partial Cloud Amount, CFI = Cloud-Free Index, STD LDR = Variabilität der langwelligen Gegenstrahlung.



## Kapitel 6

# Vergleich der Bedeckungsgradbestimmungen

### 6.1 Validierung der Messungen anhand synoptischer Beobachtungen

Zusätzlich zu den Messungen und als Vergleich der Güte der verschiedenen Möglichkeiten der Bedeckungsgradbestimmung wurden stündliche synoptische Beobachtungen hinzugezogen, die vom *Deutschen Wetterdienst* DWD am nahegelegenen Flughafen Sylt, etwa 1 km östlich der Messstation, routinemäßig durchgeführt werden. Aufgrund der kurzen Entfernung sollten die Bedeckungsgradbeobachtungen der DWD-Station repräsentativ für die Bedingungen der Messstation sein.

Für eine bessere Vergleichbarkeit wurden zudem alle Bedeckungsgrade aus den Kamerabildern für Werte des TCA kleiner als 0.016 auf 0 Achtel gesetzt, sowie für TCAs größer als 0.981 auf 8 Achtel. Beide Schwellwerte wurden aus den Messungen als bestmögliche Übereinstimmung mit den Beobachtungen ermittelt. Das übliche Achtel-Schema zur Bedeckungsgradbestimmung gibt 1 Achtel Bedeckung, sobald eine Wolke beobachtet wird und 7 Achtel, sobald ein Stück blauer Himmel bei ansonsten bedeckten Bedingungen zu erkennen ist. Da die systematische Charakterisierung eines bewölkten Himmels diesem wohldefinierten System folgt und automatische Systeme oft fehlerhafte Ergebnisse liefern, wenn die Wolkenmuster zu komplex werden, werden die synoptischen Beobachtungen für die folgenden Untersuchungen als "Wahrheit" angenommen.

Alle Messungen der in dieser Arbeit besprochenen Messkampagnen wurden vom 18. Juni bis 16. September 2004 und vom 14. April bis 31. August 2005 durchgeführt. Um die Qualität der Bedeckungsgrade aus den Kamerabildern beurteilen zu können, wurden sie sowohl mit den synoptischen Beobachtungen als auch mit den Bedeckungsgraden nach dem APCADA-Algorithmus verglichen. Da die Beobachtungen routinemäßig zur vollen Stunde erfolgen, wurden die zeitlich naheliegenden Bedeckungsgrade zum Vergleich herangezogen. Insgesamt konnte so ein Datensatz von jeweils 1605 Werten für 2005, und

617 Werten für 2004 untersucht werden. Nicht in diese Untersuchung mit einbezogen wurden Wolkenkamerabilder zu Zeitpunkten, an denen eine korrekte Bestimmung des Bedeckungsgrads unmöglich war, wie bei beschlagender Kuppel, Auftreten von *Blooming*, etc.

Obwohl APCADA offensichtlich immer den Bedeckungsgrad unterschätzen wird, wenn Cirruswolken auftreten, sollen die Ergebnisse mit APCADA dennoch hier dargestellt werden, insbesondere um die Abweichung gegenüber Beobachtungen quantifizieren zu können, wenn keine weiteren Informationen über die Anwesenheit von Cirruswolken vorliegen. Zudem soll der Vergleich zeigen, dass es momentan für Tagesmessungen keine bessere Möglichkeit als die Verwendung einer Ganzhimmelkamera zur hochaufgelösten Untersuchung des Bewölkungszustands gibt.

Alle Messungen wurden mit dem *Score-Index* nach Dürr und Philipona (2004),

$$\text{Score} = 100 \frac{n_{(\pm 1(2)\text{Achtel})}}{n} (\%), \quad (6.1)$$

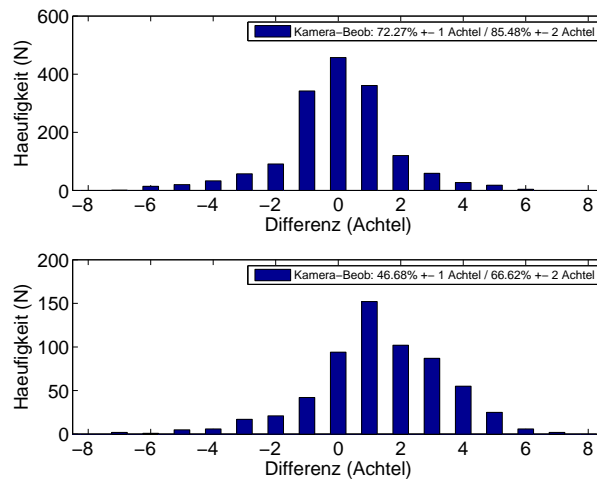
bewertet, der alle  $n_{(\pm 1(2)\text{Achtel})}$  Fälle mit einer maximalen Differenz von 1(2) Achteln zwischen den berechneten und den beobachteten Bedeckungsgraden mit der Anzahl  $n$  der gesamten Fälle vergleicht. Somit können die Ergebnisse direkt mit den Resultaten von Dürr und Philipona (2004) verglichen werden.

## 6.2 Bedeckungsgrade der Wolkenkamera, 2004/2005

Da in den beiden untersuchten Jahren unterschiedliche Kamera-Algorithmen verwendet wurden (Kapitel 5.1.2), soll zuerst ein Vergleich der Kameradaten mit den Beobachtungen durchgeführt werden. Abbildung 6.1 zeigt eine verbesserte Detektion von wolkenfreien Fällen für 2005 im stärker abgegrenzten Maximum bei Differenzen von 0 und 1 Achtel. Nur 47 % aller Bedeckungsgrade in 2004 lagen im Vergleich innerhalb  $\pm 1$  Achtel zu den Beobachtungen, während in 2005 72 % Übereinstimmung in diesem Bereich erreicht werden konnten. Die Überschätzung der Kameradaten konnte so von 69 % auf 47 % reduziert werden. Verdeutlicht wird dies in Abbildung 6.2. Die Ausgleichsgerade zwischen Beobachtungen und Kameradaten liegt in 2005 deutlich näher an der 1/1 Geraden. Die Streuung ist zudem kleiner, was die Verminderung der Überschätzung der Kameradaten hervorhebt. Die Werte stimmen nun in Fällen mit durchbrochener Bewölkung (3-5 Achtel) am besten mit den Beobachtungen überein, der Schnittpunkt der Geraden liegt genau in diesem Bereich.

## 6.3 Vergleich der Bedeckungsgrade der drei Datensätze

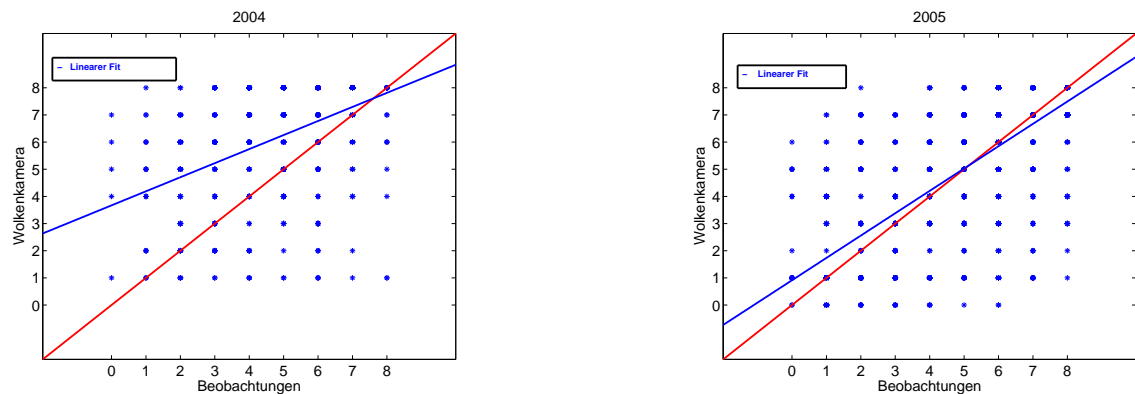
Zur Fehlerabschätzung der beiden Verfahren zur Bedeckungsgradberechnung nach APCADA und dem Kamera-Algorithmus werden nun zwei verschiedene Fälle untersucht.



**Abbildung 6.1:** Häufigkeitsverteilung der Differenzen der Bedeckungsgrade aus den Kamerabildern und den stündlichen Beobachtungen für April-August 2005 (oben), und Juni-September 2004 (unten).

(a)

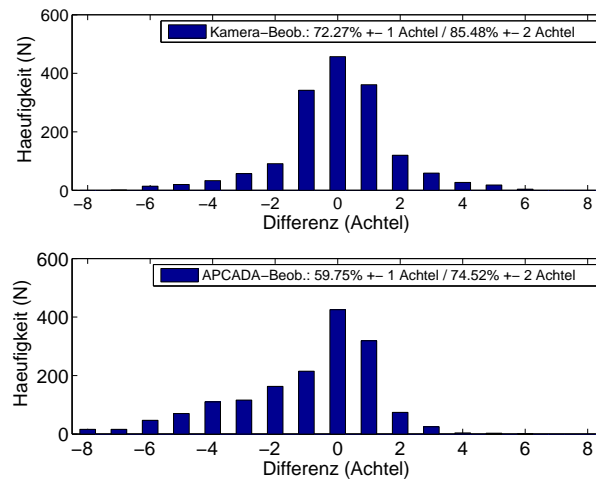
(b)



**Abbildung 6.2:** Vergleich der Bedeckungsgrade aus Wolkenkamera und Beobachtungen für (a) 2004 und (b) 2005. Die rote Gerade zeigt die 1/1 Gerade, die blaue den linearen Fit.

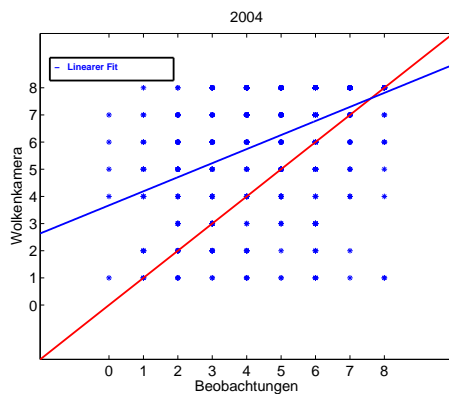
In diesem Kapitel wird zuerst der Fall geprüft, dass alle Wolkentypen erfasst werden sollen, um die Fehler aufzuzeigen, die APCADA im operationellen Betrieb ohne Ausschluss von hohen Cirruswolken produziert.

Abbildung 6.3 zeigt die Häufigkeitsverteilung der Differenzen des Bedeckungsgrads zwischen Wolkenkamera und synoptische Beobachtungen (oberes Diagramm) und zwischen APCADA und synoptische Beobachtungen (unteres Diagramm) für die Messun-

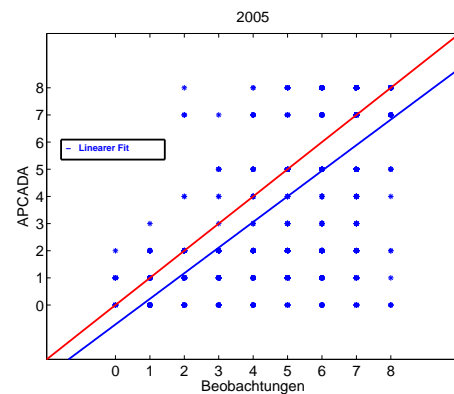


**Abbildung 6.3:** Häufigkeitsverteilung der Differenzen der Bedeckungsgrade aus den Kamerabildern, nach APCADA und den synoptischen Beobachtungen des DWD (Flughafen Sylt), April-August 2005.

(a)



(b)

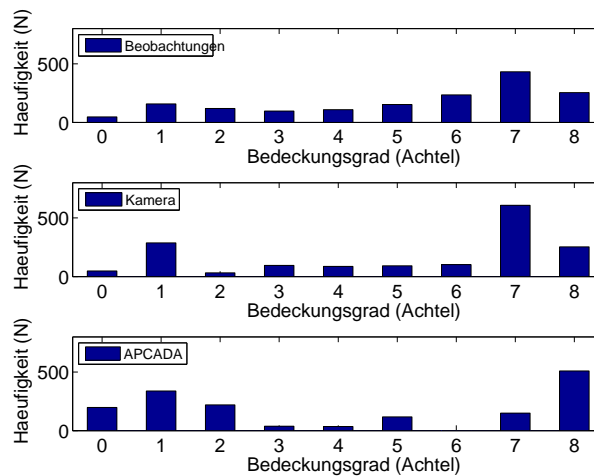


**Abbildung 6.4:** Vergleich der Bedeckungsgrade aus Wolkenkamera und Beobachtungen (a) und APCADA und Beobachtungen (b). Die rote Gerade zeigt die 1/1 Gerade, die blaue den linearen Fit.

gen im Jahr 2005. Die Bedeckungsgrade der Kamerabilder zeigen eine leichte Überschätzung gegenüber den synoptischen Beobachtungen mit nahezu symmetrischen Abweichungen zu größeren und kleineren Werten hin. Die systematische Abweichung beträgt  $-0,01$  Achtel, der mittlere Bedeckungsgrad für die Beobachtungen beträgt  $5,21$  Achtel, für die Kameradaten  $5,20$  Achtel. Aufgrund der Unempfindlichkeit gegenüber Cirruswolken unterschätzt APCADA die beobachteten Bedeckungsgrade in  $46,98\%$  aller Fälle mit einer Abweichung von  $-1,01$  Achtel, was aus der Asymmetrie der Häufigkeitsverteilung sowie

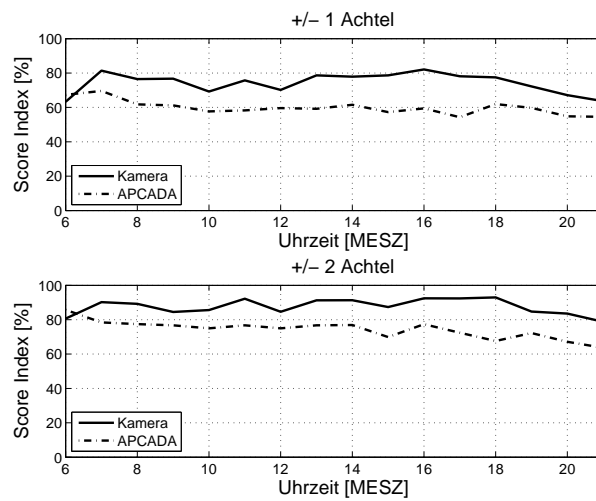
im Streuplot in Abbildung 6.4.b. am Vergleich der Ausgleichsgeraden von APCADA und den synoptischen Beobachtungen gegenüber der 1/1 Geraden ersichtlich ist. Der mittlere Bedeckungsgrad nach APCADA beträgt 4.2 Achtel. APCADA zeigt deutlich geringere Überschätzungen gegenüber den synoptischen Beobachtungen als die Kamera, was u.a. daran liegt, dass wolkenfreie Bereiche nahe der Position der Sonne auf den Kamerabildern aufgrund der intensiven Streuung an Aerosolen und Dunst häufig als *bewölkt* identifiziert werden. Innerhalb einer Toleranz von  $\pm 1$  (2) geben die Bedeckungsgrade der Kamera die Beobachtungen in 72 (85) % aller Fälle wieder, während mit APCADA nur 60 (75) % Übereinstimmung erreicht werden konnten. Auffallend ist, dass APCADA keine Fälle mit 6 Achtel bewertet, was nicht an den fehlenden Cirruswolken liegen kann, wie im Kapitel 6.4 noch gezeigt wird.

Die Häufigkeitsverteilungen der Bedeckungsgrade aller drei Datensätze sind in Abbildung 6.5 gezeigt. Das häufige Auftreten von 7 und 8 Achteln wird von den Kameradaten besser wiedergegeben, als von APCADA, was höchstwahrscheinlich daran liegt, dass APCADA keine hohen Wolken erkennt. Im Allgemeinen stimmen die kamerabasierten TCAs besser mit den Beobachtungen überein, als die PCAs nach APCADA.

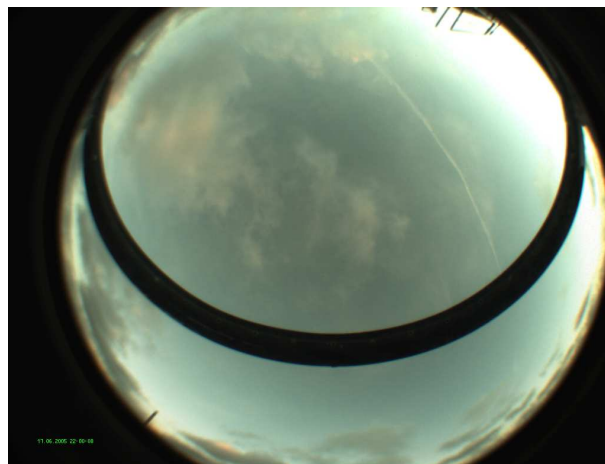


**Abbildung 6.5:** Häufigkeitsverteilung der Bedeckungsgrade aus den Kamerabildern, nach APCADA und den synoptischen Beobachtungen des DWD (Flughafen Sylt), April-August 2005.

Abbildung 6.6 zeigt den mittleren Tagesgang des *Score-Index* für Kamera- und APCADA-basierende Bedeckungsgradabschätzungen. Aufgrund der Unempfindlichkeit gegenüber Cirruswolken erreicht APCADA geringere Werte von 60 (70) % Übereinstimmung innerhalb einer Toleranz von  $\pm 1$  (2) Achteln, wohingegen die Kamera mit 80 (90) % innerhalb  $\pm 1$  (2) Achteln besser abschneidet. Ein ausgeprägter Tagesgang in der Qualität der Algorithmen ist nicht zu erkennen. Dass die kamerabasierten Bedeckungsgrade morgens die schlechtesten Werte liefern, mag an der Farbverschiebung der Bildpunkte zu *rot* hin liegen, die während Sonnenauf- und Sonnenuntergang in den Bildern zu erkennen



**Abbildung 6.6:** Mittlerer Tagesgang des Score Index von  $\pm 1$  Achtel (obere Grafik) und 2 Achtel (untere Grafik) Differenz zu den Beobachtungen, jeweils für Kamera (durchgezogen) und APCADA (gestrichelt).



**Abbildung 6.7:** Beispielfall für eine schlechte Übereinstimmung der Bedeckungsgradabschätzungen, 17. Juni 2005, 22:00 MESZ.

ist.

Einen Beispielfall für eine schlechte Übereinstimmung der drei Methoden zeigt Abbildung 6.7. Während der Beobachter 4 Achtel Bedeckung gibt, wurde der TCA der Kamera mit 7 Achtel bestimmt, APCADA schätzte den Bedeckungsgrad auf 2 Achtel, da die offensichtlich vorhandene Cirrusbewölkung nicht erkannt wurde. Die starke Überschätzung des TCA durch den Kamera-Algorithmus liegt vermutlich an der reduzierten Brechung des blauen Anteils des Lichts bei Dämmerung.



## 6.4 Vergleich der Bedeckungsgrade, ohne hohe Wolken

In diesem Kapitel werden die Bedeckungsgraddaten aller drei Datensätze für den Fall, dass keine Cirruswolken vorhanden sind, miteinander verglichen (siehe auch Schade et al., 2008). Durch manuelle Inspektion der Kamerabilder wurden alle Fälle mit Cirrusbedeckung in allen Datensätzen für diesen Vergleich ausgeschlossen. Da Cirren sowohl über ihre Struktur als auch über eine langsame Advektionsgeschwindigkeit, wie in den Zeitraffer-Filmen zu sehen, relativ leicht erkannt werden können, sollten die meisten, wenn nicht alle Fälle korrekt herausgefiltert worden sein.

Abbildung 6.8 zeigt wiederum die Häufigkeitsverteilung der Differenzen im Bedeckungsgrad zwischen Kamera und synoptischen Beobachtungen (oberes Diagramm), sowie zwischen APCADA und den synoptischen Beobachtungen (unteres Diagramm). Im Vergleich zu Abbildung 6.3 wird ersichtlich, dass die negativen Kamerafehler, also die Unterschätzung des beobachteten Bedeckungsgrads, reduziert werden konnten. Anscheinend verursachen semi-transparente Cirruswolken, deren R/B-Verhältnis der Kamerabildpunkte nahe dem für wolkenfreien Himmel ist, Fehler in der kamerabasierten Bedeckungsgradabschätzung. Differenzen von -1 Achtel treten etwas häufiger auf. Andererseits wurde die Überschätzung durch das Ausschließen von Cirruswolken kaum verbessert. Insgesamt wurde die Bedeckungsgradabschätzung durch den Kamera-Algorithmus trotzdem von 72 (85) % bei einer Toleranz von  $\pm 1$  (2) Achtel auf 78 (89) % innerhalb  $\pm 1$  (2) für cirrusfreie Bedingungen verbessert, die Gesamtabweichung beträgt nun 0.02 Achtel bei einer mittleren Bedeckung von 5.38 Achtel gegenüber 5.36 Achtel für die Beobachtungen. Die Fehler für APCADA wurden hingegen durch den Ausschluss der Cirrusfälle erwartungsgemäß deutlich reduziert. Die systematische Abweichung konnte von -1.01 auf -0.28 Achtel verbessert werden, der mittlere Bedeckungsgrad beträgt nun 5.08 Achtel. Die Überschätzung hingegen wurde kaum beeinflusst. Die Bedeckungsgradabschätzung konnte insgesamt von 60 (75) % bei einer Toleranz von  $\pm 1$  (2) Achtel auf 73 (89) % innerhalb  $\pm 1$  (2) für cirrusfreie Bedingungen deutlich verbessert werden, d.h. in Abwesenheit von Cirrusbedeckung ist APCADA der kamerabasierten Bedeckungsgradabschätzung ebenbürtig, was auch Abbildung 6.9 zeigt: Die Ausgleichsgerade beider Algorithmen im Vergleich zu den Beobachtungen kommt der 1/1 Geraden sehr nahe, wobei die Streuung insgesamt noch immer sehr groß ist. Auch hier fällt wieder auf, dass APCADA keine 6 Achtel vergibt.

Abbildung 6.10 zeigt die Häufigkeitsverteilung der Bedeckungsgrade für alle drei Datensätze. Der Ausschluss von Cirruswolken hat die Verteilung der synoptisch beobachteten Bedeckung gegenüber Abbildung 6.5 kaum verändert. Die deutlichsten Unterschiede zwischen Kamera und Beobachtungen treten bei 1 Achtel und 7 Achtel auf. Dennoch stimmt die Summe beider Datensätze bei 6 und 7 Achtel Bedeckung in etwa überein, wobei die Überschätzung der Kameradaten bei 7 Achtel die Unterschätzung bei 6 Achtel kompensiert. Ein mögliche Erklärung ist ein häufiges Auftreten direkter Sonne durch die Wolkenlücken bei Altocumulus-Bedeckung, welche vom Kamera-Algorithmus als

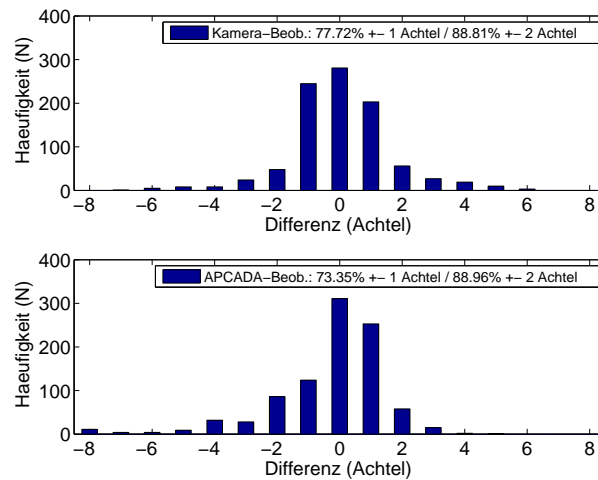
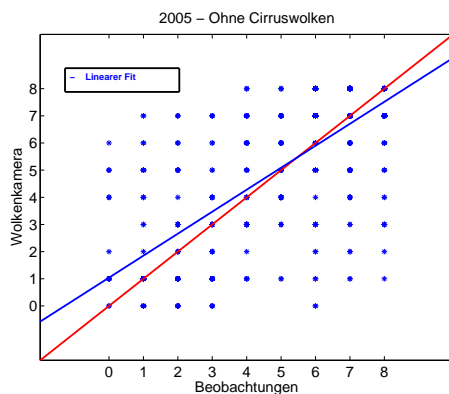


Abbildung 6.8: Wie in Abbildung 6.3, aber für alle Fälle ohne Cirruswolken.

(a)



(b)

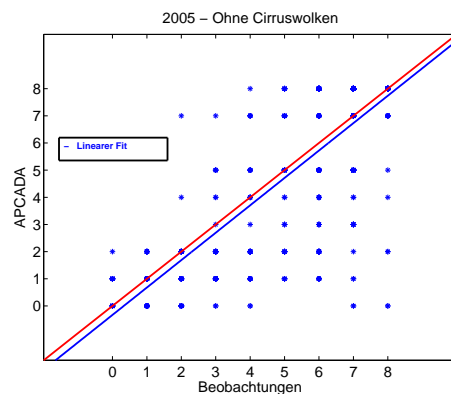
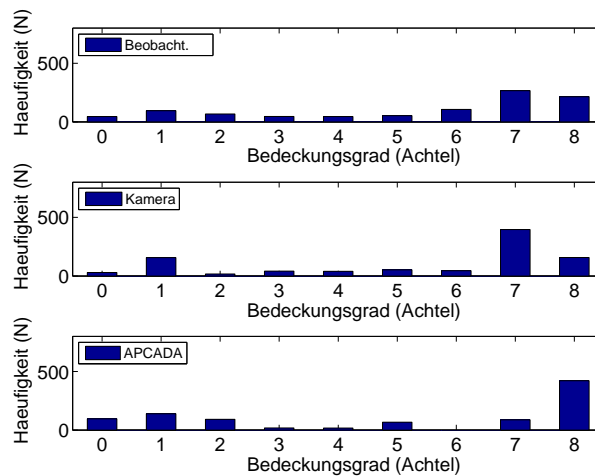


Abbildung 6.9: Wie in Abbildung 6.4, aber für alle Fälle ohne Cirruswolken.

“Wolke” erkannt wird. Dieselbe Fehlinterpretation ist auch beim obigen Vergleich im Datensatz für alle Wolken zu sehen. Eine ähnliche Fehlinterpretation könnte auch zu den Unterschieden bei 1 und 2 Achtel Bedeckung führen. Hier überschätzt die Kamera die Bedeckung bei 1 Achtel zugunsten derer bei 2 Achtel. Da die unteren  $15^\circ$  Sonnenelevation im kamerabasierten Bedeckungsgradalgorithmus ausgeschlossen wurden, um Fehlinterpretationen der Wolkenseiten zu vermeiden, werden mögliche Wolkenfelder in Horizontnähe nicht detektiert. Ein typisches Beispiel hierfür wäre niedrige Land-See-Wind-Bewölkung bei ansonsten wolkenlosem Himmel unter Hochdruckwetterlagen.

APCADA unterschätzt deutlich 6 und 7 Achtel Bedeckung und überschätzt ebenso deut-

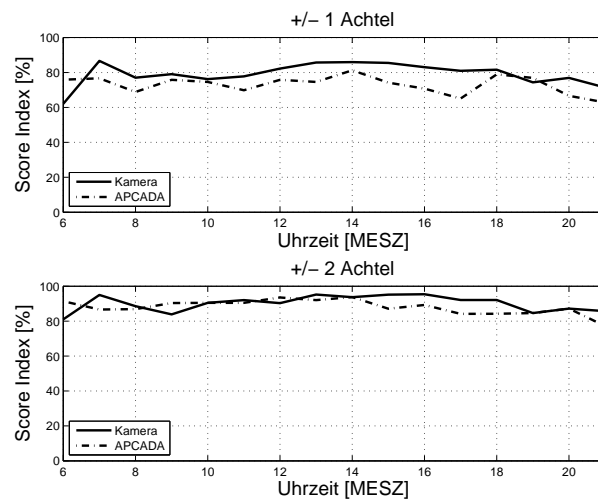


**Abbildung 6.10:** Wie in Abbildung 6.5, aber für alle Fälle ohne Cirruswolken.

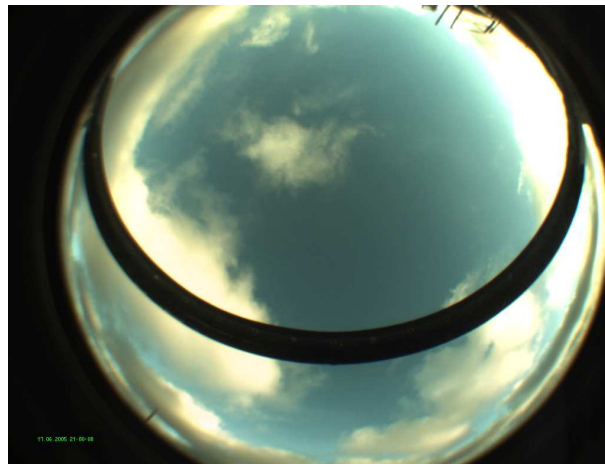
lich 8 Achtel Bedeckung. Eine Erklärung wäre hierin zu finden, dass der Algorithmus die Standardabweichung der langwelligen Gegenstrahlung (LDR) verwendet, um zwischen  $N=[6-8]$  Achtel Bedeckung zu unterscheiden (siehe Tabelle 5.1). Wie bereits in Kapitel 5.2 beschrieben, sind die Unterschiede dort minimal. Somit ist es zu erwarten, dass APCADA hier nun auch größere Fehler aufweist. Da mittelhohe Altocumuluswolken aufgrund ihrer Struktur (nur kleine Lücken in der Wolkendecke) eine eher geringe LDR-Variabilität aufweisen, könnte es dieser spezielle Wolkentyp sein, der bei 6 und 7 Achtel Bedeckung von APCADA als 8 Achtel fehlinterpretiert wird.

Abbildung 6.11 zeigt wieder den mittleren Tagesgang des *Score-Index* innerhalb einer Toleranz von  $\pm 1$  (oberes Diagramm) und  $\pm 2$  (unteres Diagramm) Achtel für Kamera- und APCADA-basierende Bedeckungsgradabschätzungen. APCADA erzielt geringere Werte zwischen 70 und 80 % bei  $\pm 1$  Achtel, wohingegen die Kamera Werte zwischen 75 und 85 % erreicht. Der Ausschluss von Cirruswolken führt zu einer leichten Verbesserung der TCA-Bestimmung aus den Kamerabildern und, wie erwartet, zu einer starken Verbesserung der PCA-Bestimmung nach APCADA. Innerhalb der 1-Achtel-Toleranz erreicht die Kamera bessere Werte, während innerhalb der 2-Achtel-Toleranz beide Datensätze vergleichbare Ergebnisse liefern. Die allgemein gute Übereinstimmung beider Methoden mag an der oben beschriebenen Fehlinterpretation innerhalb benachbarter Achtel-Klassen liegen.

Als Beispiel für die allgemein gute Übereinstimmung zwischen allen drei Datensätzen zeigt Abbildung 6.12 eine Bewölkungssituation, die Beobachter, APCADA und Kamera Algorithmus mit 5 Achtel Bedeckung bewerten. Da der Himmel sehr klar und nicht mit atmosphärisches Aerosol oder Dunst kontaminiert erscheint, ist die Fehlinterpretation der Kamera minimal, und da keine Cirruswolken zu erkennen sind, kommt auch der APCADA-Algorithmus zum richtigen Ergebnis.



**Abbildung 6.11:** Wie in Abbildung 6.6, aber für alle Fälle ohne Cirruswolken.



**Abbildung 6.12:** Beispielfall für eine gute Übereinstimmung der Bedeckungsgradabschätzungen, 17. Juni 2005, 21:00 MESZ.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass APCADA nur im cirrusfreien Fall die Güte der kamerabasierenden Bedeckungsgrade erreicht. Dennoch ließe sich APCADA für eben diese Fälle gut in Klimatologien einbauen, z.B. im BSRN-Netzwerk. Dort werden bereits standardmäßig hochauflösend alle Messungen durchgeführt, die der Algorithmus als Eingangsdaten benötigt. Somit erhielte man relativ einfach und kostengünstig auf globaler Basis den Bedeckungsgrad ohne hohe Wolken. Damit wären Untersuchungen von Strahlungserhöhungen nicht mehr auf Strahlungsdaten allein beschränkt (siehe Jahnke, 2008), sondern könnten statistische Analysen ähnlich den im Folgenden beschriebenen ermöglichen.

## Kapitel 7

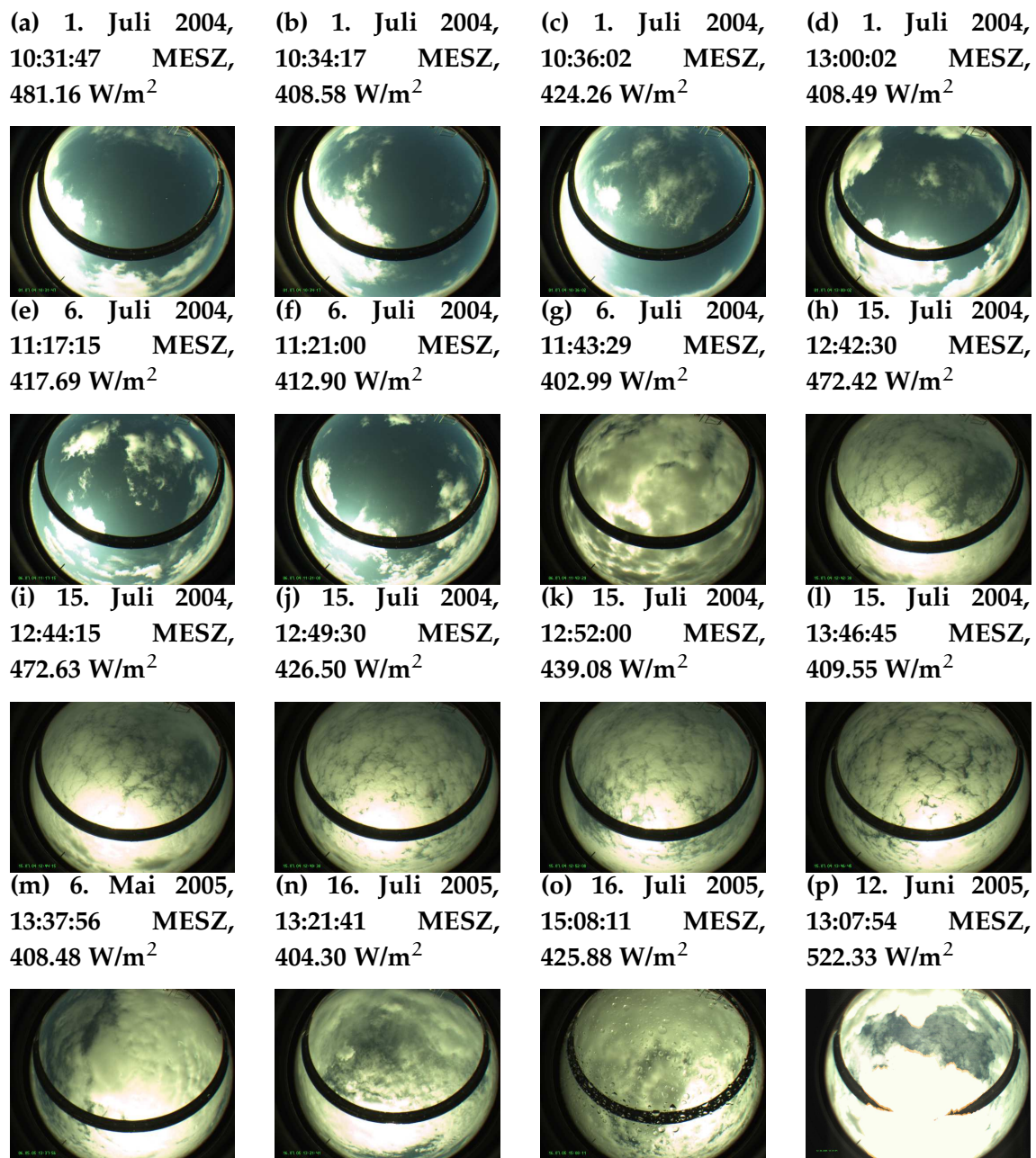
# Beobachtungen der Erhöhungen der breitbandigen solaren Strahlung

Um untersuchen zu können, wie Bedeckungsgrad und Wolkentyp auf die am Boden gemessene Globalstrahlung wirken, müssen alle Fälle mit Erhöhung der Globalstrahlung gegenüber dem wolkenfreien Fall identifiziert werden. Das zeitlich nächstgelegene Wolkenkamerabild wird herangezogen, um die atmosphärischen Bedingungen, die für die Erhöhung verantwortlich zeichnen, darstellen und bewerten zu können. Aufgrund des 15-sekündigen Abtastzeitraums der Kamera können maximal 7 Sekunden Abstand zwischen dem gemessenen Strahlungswert und dem aufgenommenen Bild liegen. Während sich die Gesamtbewölkungssituation in dieser Zeit nicht rapide ändert, trifft der gegenteilige Effekt in erhöhtem Maße für die spezifischen Abschattungs- und Streubedingungen zu, was in Abbildung 4.4 deutlich an den stark fluktuierenden Strahlungsspitzen zu erkennen ist. Darum sollte beachtet werden, dass die Bewölkungssituation für Zeitpunkte mit erhöhter solarer Einstrahlung geringfügig von derjenigen, die in den Bildern gezeigt wird, verschieden sein kann.

### 7.1 Fallstudien

Abbildung 7.1 (a) - (l) zeigt alle Kameraaufnahmen für Zeiten mit Strahlungserhöhungen größer als  $400 \text{ W/m}^2$  (im Folgenden als  $IE_{400}$  bezeichnet), die 2004 detektiert wurden, Abbildung 7.1 (m) - (p) Beispiele für 2005. Da viele Aufnahmen in 2005 durch den *Blooming Effekt* beschädigt wurden, wie in Abbildung 7.1 (p) zu erkennen ist, und die meisten  $IE_{400}$  Szenarien auf diese Weise beeinträchtigt waren, können diese nicht zur eindeutigen Charakterisierung herangezogen werden.

Die stärkste Erhöhung der solaren Einstrahlung wurde am 12. Juni 2005 um 13:07:49 MESZ mit  $522.33 \text{ W/m}^2$  (Abb.7.1.p) registriert, dem höchsten bis dato veröffentlichten Wert. Piacentini et al. (2003) haben in ihrer Studie den höchsten am Boden gemessenen Strahlungswert mit  $1528 \text{ W/m}^2$  erfasst, da aber diese Messung bei  $23.3^\circ$  Süd und einem Sonnenzenitwinkel von  $16^\circ$  stattfand, beträgt die absolute Strahlungserhöhung



**Abbildung 7.1:** Fallstudien für bewölkten Himmel zu Zeiten mit Erhöhungen der solaren Globalstrahlung, die 400 W/m<sup>2</sup> überschreiten. Gezeigt werden alle Fälle vom Juli 2004 (a-l) und Beispiele aus dem Jahr 2005 (m-p). Da viele Fälle aus 2005 durch den Blooming Effekt (p) beeinträchtigt sind und darum nicht vernünftig beschrieben werden können, werden sie hier nicht dargestellt.

gegenüber wolkenfreiem Himmel “nur” 485 W/m<sup>2</sup>. Höchstwahrscheinlich begünstigen Wolken nahe der Sonnenposition eine erhebliche Erhöhung der abwärtsgerichteten dif-

fusen Strahlung, verglichen mit der mehr isotrop streuenden wolkenfreien Atmosphäre. Weiterhin scheint es so, dass starke Erhöhungen der solaren Einstrahlung auch dann auftreten, wenn die direkte Strahlung durch die Anwesenheit von Wolken abgeschwächt wird. Zwar ist dieser Sachverhalt in Abbildung 7.1 aufgrund des Schattenrings nicht direkt zu erkennen, aber es scheint in einigen Fällen sehr unwahrscheinlich, dass Lücken im Wolkenmuster so groß sind wie die Sonnenscheibe. Tatsächlich treten die meisten starken Erhöhungen bei nahezu bedecktem Himmel auf. Dabei überkompensiert die erhöhte diffuse abwärtsgerichtete Strahlung den Verlust durch Reflexion.

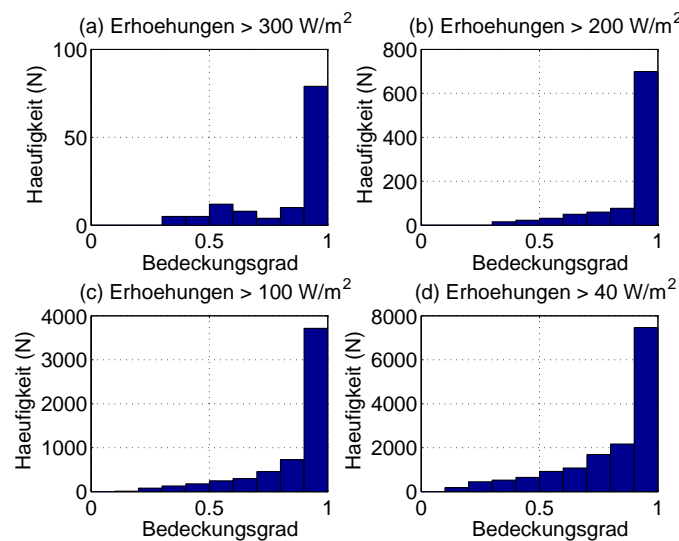
Wie aus den Abbildungen 7.1 (h) - (m) zu erkennen ist, ist der Himmel am hellsten innerhalb eines Kreises von etwa  $10^\circ$  Streuwinkel um die Sonne herum. Dies stimmt mit der Größenordnung der Streuwinkel überein, bei denen Streuung an Wolkentröpfchen signifikant größer ist als Rayleigh-Streuung an Luftmolekülen (Vergl. Abb.2.4). Die Wolken auf den Bildern (h) - (m) können als *altocumulus stratiformis* klassifiziert werden. Dieser Wolkentyp verursacht nach den Beobachtungen der Jahre 2004 und 2005 am häufigsten starke Strahlungserhöhungen. Interessanterweise haben sich unter reiner Cirruswolkenbedeckung niemals starke Erhöhungen gezeigt, auch wenn der Himmel komplett bedeckt war. Vermutlich ist die Erklärung darin zu suchen, dass Vorwärtsstreuung an Eispartikeln sehr begrenzte Streuwinkel aufweist und daher nicht weit genug streut, um eine ausreichend große Fläche des Himmels um die Sonne herum zu erhellen. Nur in Kombination mit (von unten gesehen) sehr hellen, niedrig stehenden Cumuluswolken können starke Erhöhungen auftreten, wie in Abbildung 7.1 (n), (p) zu sehen ist, und wie es auch von Pfister et al. (2003) postuliert wurde. In diesem Fall werden Strahlungserhöhungen hauptsächlich durch Streuung an Wolken nahe der Sonnenposition hervorgerufen, d.h. durch Verbreitung der Vorwärtsstreuung ((a) - (f)). Somit scheint reine Streuung an Wolkenseiten eher eine geringere Rolle bei starken Strahlungserhöhungen zu spielen, als es bisher eigentlich vermutet wurde (siehe auch Schade et al., 2007).

## 7.2 Erhöhte breitbandige Einstrahlung als Funktion des Bedeckungsgrads und der Sonnenhöhe

Die einfache Annahme, dass erhöhte diffuse Streuung außerhalb der Sonnenposition die breitbandige solare Einstrahlung erhöht, führt zu der Hypothese, dass die meisten Erhöhungen bei hohem Bedeckungsgrad auftreten sollten. Tatsächlich wurde dieser Sachverhalt schon in vielen Veröffentlichungen dargestellt (z.B. Pfister et al., 2003, Foyo-Moreno et al., 2003, and Sabburg und Wong, 2000). Der Umfang der in dieser Arbeit verwendeten Zeitserie erlaubt nun eine systematische Analyse dieses Effekts. Da die Wolkenkamera-Datensätze 2004 und 2005 im Bezug auf die Aerosol- und Dunsteffekte (siehe Kapitel 5.1.2) unterschiedlich behandelt wurden, werden beide Jahre gesondert untersucht. Die lineare Korrelation zwischen den Bedeckungsgraden aus den Kamerabildern (TCA) und den Beträgen der Strahlungserhöhungen beträgt  $r = 0.404$  für 2004 und  $r = 0.548$  für 2005.



Abbildung 7.2 zeigt die Häufigkeitsverteilung der TCA's zu Zeiten erhöhter solarer Einstrahlung, die 300, 200, 100 und 40 W/m<sup>2</sup> überschreiten. In allen Fällen findet sich das Maximum bei nahezu bedecktem Himmel. Außer für IE<sub>300</sub> steigt die Häufigkeit des Auftretens monoton mit steigendem Bedeckungsgrad. Offensichtlich ermöglicht ein bewölkter Himmel mit Cumuluswolken eher das Auftreten von Strahlungserhöhungen als ein Himmel mit wenig Wolken. Das zweite kleine Maximum in der Häufigkeitsverteilung für die stärksten Strahlungserhöhungen ist statistisch nicht signifikant.



**Abbildung 7.2:** Häufigkeitsverteilung des normierten Bedeckungsgrads (TCA) zu Zeiten erhöhter solarer Einstrahlung, aufgeteilt in IE<sub>300</sub>, IE<sub>200</sub>, IE<sub>100</sub> und IE<sub>40</sub>, Sommer 2004.

Etwas andere Ergebnisse zeigt Abbildung 7.3 für den Sommer 2005. Das Maximum bei hohen Bedeckungsgraden ist nicht mehr so deutlich abgetrennt. Für Erhöhungen stärker als 40 W/m<sup>2</sup> ergibt sich ein zweites Maximum bei Bedeckungsgraden zwischen 0.4 und 0.5. Vermutlich liegt dies an den unterschiedlichen Wetterbedingungen während der Messkampagnen 2004 und 2005, wie aus den *Berliner Wetterkarten*<sup>1</sup> hervorgeht. Im Sommer 2004 waren mehr Tage unter Hochdruckeinfluss (79 Tage) als unter Tiefdruckeinfluss (74 Tage), wohingegen für den Sommer 2005 genau die umgekehrte Situation auftrat (83 Tage unter Tief-, 71 Tage unter Hochdruckeinfluss). Da unter Tiefdruckeinfluss mehr Bewölkung auftritt, liegen somit im Sommer 2005 auch mehr TCAs zwischen 0.4 und 0.5.

Wie in Abbildung 7.4 zu erkennen ist, liegt der mittlere Tagesgang des stündlich gemittelten Bedeckungsgrads (liniert/gestrichelt) für die 2004er Messungen immer oberhalb von 0.7 mit einem Maximum nahe 14 Uhr MESZ und einem Mittel von etwa 0.82, was etwa 6 bis 7 Achtel entspricht. Starke Erhöhungen der solarer Einstrahlung gegen Mittag treten also nicht nur aufgrund des höchsten Sonnenstandes, sondern auch aufgrund des

<sup>1</sup>[www.berliner-wetterkarte.de](http://www.berliner-wetterkarte.de)



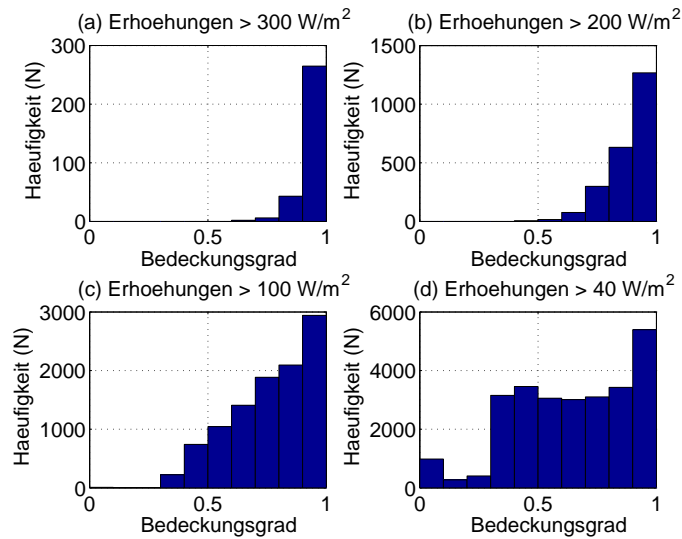


Abbildung 7.3: Wie in Abbildung 7.2, aber für Sommer 2005.

etwas höheren Bedeckungsgrads auf. Dass die Kurve für die Messungen 2005 (fett) trotz der größeren Anzahl von Tagen unter Tiefdruckeinfluss deutlich unterhalb der von 2004 liegt, hat seinen Ursprung darin, dass, wie bereits erwähnt, viele Bilder im Sommer 2005, insbesondere diejenigen mit Bewölkung, vom *Blooming Effekt* betroffen waren und der Bedeckungsgrad deswegen nicht korrekt bestimmt werden konnte. Diese Fälle gingen nicht in die weiteren Berechnungen ein.

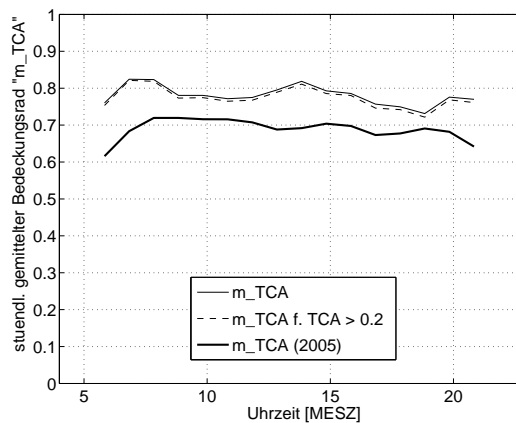
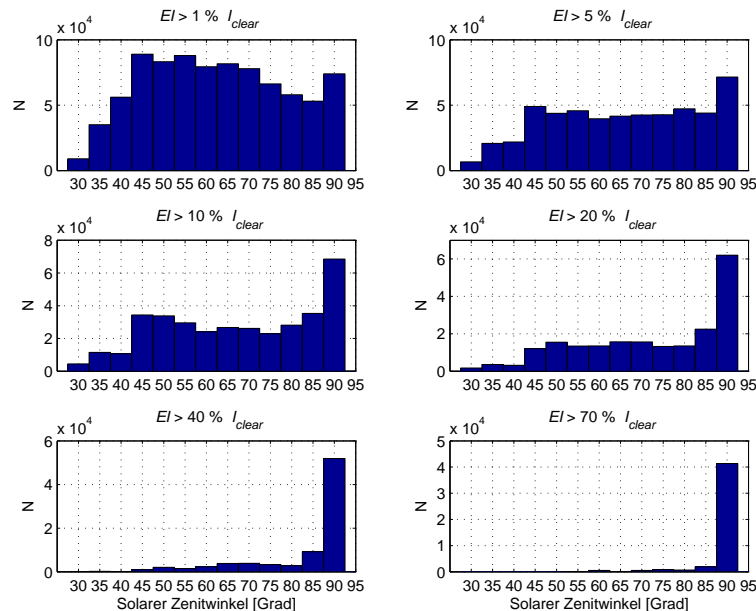


Abbildung 7.4: Tagesgang des stündlich gemittelten Bedeckungsgrads für die Sommermonate 2004 (gestrichelt), nach Korrektur der wolkenfreien Fälle (dünn) und stündlich gemittelter Bedeckungsgrad für die Sommermonate 2005 (dick). Werte vor 6 MESZ und nach 21 MESZ wurden aufgrund des Blaustichs der Wolkenkamerabilder nicht mit einbezogen.

Abbildung 7.5 zeigt die Häufigkeitsverteilung des solaren Zenitwinkels zu Zeiten von relativen Strahlungserhöhungen größer als 1 %, 5 %, 10 %, 20 %, 40 % und 70 % gegenüber

dem wolkenfreien Referenzwert  $I_{\text{clear}}$  für den Sommer 2004. Zu beachten ist hierbei, dass hohe Werte bei großen Zenitwinkeln möglicherweise auch zum Teil auf Ungenauigkeiten durch fehlerhafte Abschätzung des wolkenfreien Referenzwerts zu erklären sind.



**Abbildung 7.5:** Häufigkeitsverteilung des solaren Zenitwinkels zu Zeiten von Strahlungserhöhungen, die  $I_{\text{clear}}$  mit 1 % - 70 % überschreiten, Sommer 2004.

Für alle Sonnenstände zeigt die Verteilung ein lokales Maximum bei Zenitwinkeln nahe  $90^\circ$ , also bei Sonnenauf- bzw. -untergang, welches ab 5 % relativer Erhöhung auch das absolute Maximum darstellt. Das zweite Maximum tritt bei  $45^\circ$  auf und wandert ab relativen Erhöhungen größer als 20 % über  $50^\circ$  bis  $70^\circ$ . Das absolute Maximum tritt mit steigenden relativen Strahlungserhöhungen deutlicher hervor und ist klarer abgetrennt. Dennoch zeigt die Verteilung deutlich, dass stärkere relative Strahlungserhöhungen häufiger zu Zeiten des Sonnenauf- bzw. untergangs auftreten. Eine Erklärung dafür ist, dass bei schrägerem Einfall der solaren Strahlung die diffuse Streuung zunimmt (siehe Abb. 7.7), was aber nicht den Sprung erklärt, da diese Zunahme nahezu linear ist.

Die entsprechende Häufigkeitsverteilung für das Jahr 2005 zeigt Abbildung 7.6. Im Vergleich mit Abbildung 7.5 fällt das absolute Maximum bei  $40^\circ$  bis  $50^\circ$  solarem Zenitwinkel für Erhöhungen zwischen 1 % und 10 % auf. Das Maximum bei  $90^\circ$  ist zwar auch klar abgetrennt, wird aber erst ab relativen Erhöhungen größer als 40 % gegenüber  $I_{\text{clear}}$  zum absoluten Maximum. Ab relativen Erhöhungen größer als 5 % bildet sich ein lokales Maximum bei  $60^\circ$ , welches mit steigender relativer Erhöhung nach  $75^\circ$  wandert. Als maximalen Wert an Erhöhung gegenüber  $I_{\text{clear}}$  im Sommer 2005 wurden 81.98 % erreicht.

Die Erklärung ist hier analog zum 2004er Datensatz, nämlich die Zunahme der diffusen

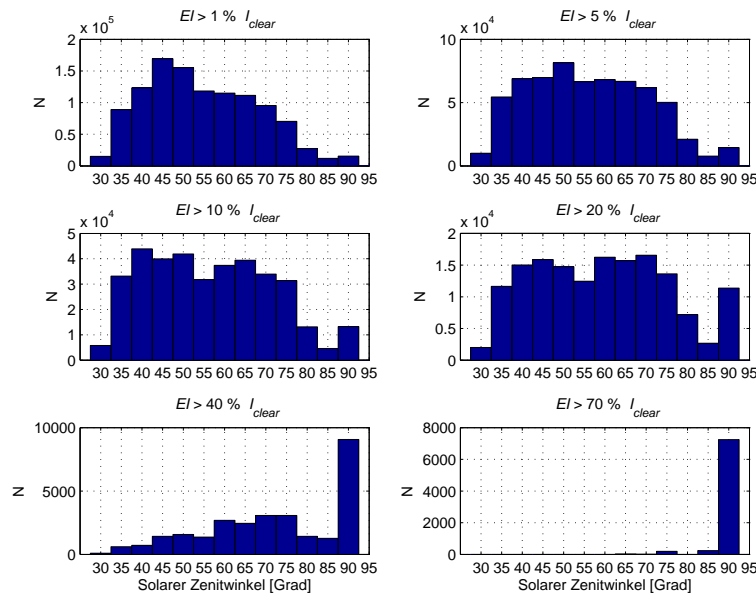


Abbildung 7.6: Wie Abbildung 7.5, aber für den Sommer 2005.

Streuung bei großen solaren Zenitwinkeln. Verdeutlicht werden soll dies durch die Darstellung der Häufigkeitsverteilung der diffusen Strahlung in Abbildung 7.7. Diese wurde während der Messkampagne 2005 mit einem abgeschatteten Pyranometer gemessen. Die Daten liegen im 1-Minuten-Mittel vor. Die dargestellten Ergebnisse zeigen deutlich, dass bei Zenitwinkeln nahe  $90^\circ$  ein deutliches Maximum diffuser Strahlung relativ zum theoretischen Globalstrahlungswert bei unbewölktem Himmel zu finden ist. Die Verteilungen verhalten sich zudem identisch zu denen der Strahlungserhöhungen, also mit den höchsten relativen Werten an diffuser Strahlung bei tiefstehender Sonne.

### 7.3 Dauer der breitbandigen Strahlungserhöhungen

Wie bereits beschrieben, kann die am Boden ankommende solare Einstrahlung durch den Einfluss von Wolken um mehr als  $500 \text{ W/m}^2$  erhöht werden. Demzufolge können zur Mittagszeit an der geographischen Position der Messstation Sylt insgesamt mehr als  $1400 \text{ W/m}^2$  erreicht werden. Nun sollen im folgenden die typische Zeitdauern erhöhter solarer Einstrahlung untersucht werden. Abbildung 7.8 zeigt die Häufigkeitsverteilung der Zeitdauer der Strahlungserhöhungen verschiedener Stärke für den Sommer 2004.

Offensichtlich treten zwei Maxima bei Dauern von 2 und 6 Sekunden bei allen Verteilungen auf. Aufgrund der Relaxationszeit des Pyranometers von 1.7 Sekunden scheint das erste Maximum bei 2 Sekunden ein Artefakt aufgrund der Charakteristik des Instruments zu sein. Da die Strahlungserhöhungen nicht normalverteilt sind, wurde die *Bootstrap Methode* (von Storch, 1999) zur Signifikanzanalyse der Maxima herangezogen. Dazu wurden mit Hilfe eines Zufallsgenerators 10000 Verteilungen aus der gemessenen

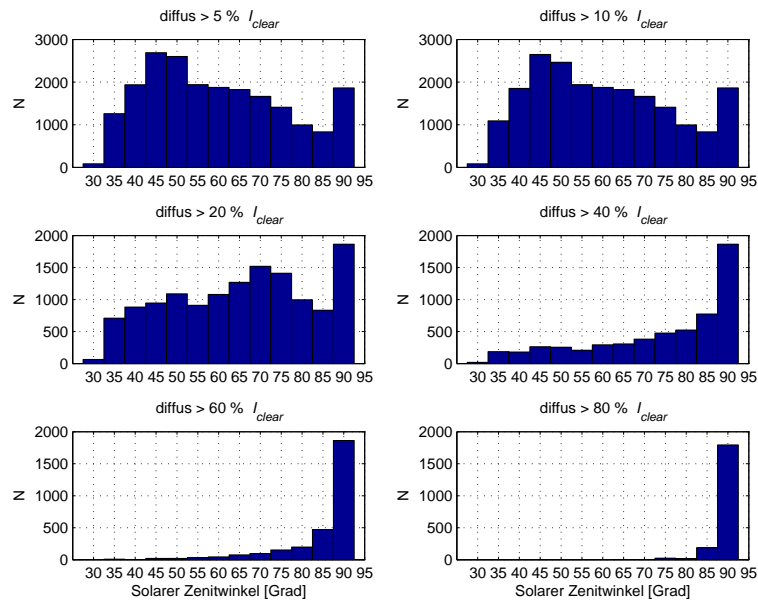


Abbildung 7.7: Häufigkeitsverteilung des solaren Zenitwinkels bei Werten der diffusen Strahlung  $> 5 - 80 \% I_{clear}$ , Sommer 2005.

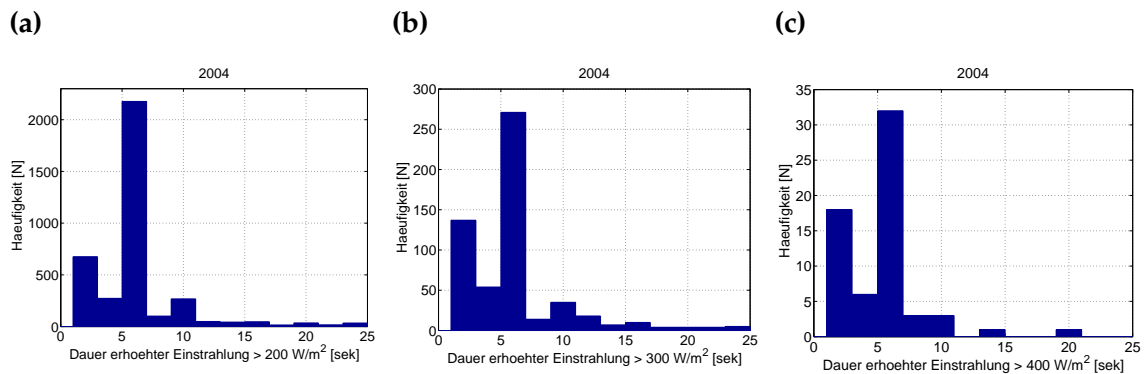
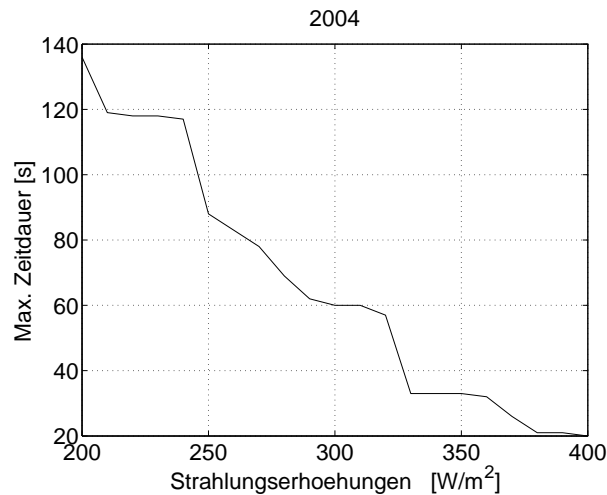


Abbildung 7.8: Häufigkeitsverteilung der Zeitdauer erhöhter solarer Einstrahlung für Erhöhungen größer als (a)  $200 \text{ W/m}^2$ , (b)  $300 \text{ W/m}^2$  und (c)  $400 \text{ W/m}^2$  für Sommer 2004. Die maximale Zeitdauer beträgt 137 Sekunden für (a), 60 Sekunden für (b) und 20 Sekunden für (c).

Verteilung ermittelt und deren Maxima mit denen der Originalverteilung verglichen. Für Erhöhungen, die  $200 \text{ W/m}^2$  und  $300 \text{ W/m}^2$  überschreiten, sind beide Maxima innerhalb 99 % signifikant. Für Erhöhungen größer als  $400 \text{ W/m}^2$  ist das erste Maximum zwischen 2 und 6 Sekunden, das zweite Maximum zwischen 2 und 4 Sekunden innerhalb 99 % signifikant. Da das zweite Maximum bei 6 Sekunden aber deutlich stärker und klar vom ersten Maximum getrennt ist, könnte das 6 Sekunden Maximum eine reelle Eigenschaft der erhellten Atmosphäre sein. Eine eindeutige Schlussfolgerung ist allerdings ohne Muste-



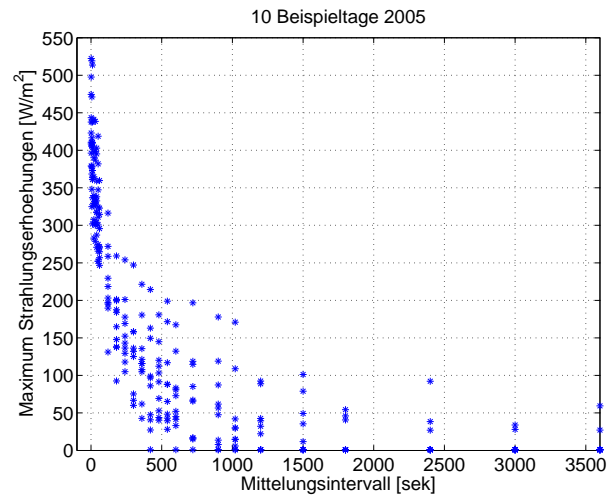
**Abbildung 7.9:** Maximale Dauer der Strahlungserhöhungen in Abhängigkeit von deren Stärke, Sommer 2004.

erkennung sowie Kenntnis über deren zeitliche Variabilität nicht möglich.

Die maximalen Zeitdauer erhöhter solarer Einstrahlung als Funktion der erhöhten Einstrahlung  $IE$  selbst zeigt Abbildung 7.9. Somit dauern  $IE_{200}$  mit 138 Sekunden am längsten an, während mit ansteigender  $IE$  die Dauer bis auf 20 Sekunden für  $IE_{400}$  absinkt. Erhöhungen größer als  $500 \text{ W/m}^2$ , wie sie in der 2005er Messkampagne auftraten, wurden über einen Zeitraum von immerhin 13 Sekunden gemessen. Es ist erwähnenswert, dass solch extreme Strahlungserhöhungen 13 Sekunden andauern können.

Nach visueller Auswertung der Wolkenbilder scheinen Cumuluswolken nahe der Sonnenposition (siehe Abbildung 7.1.b) die längste Dauer erhöhter Einstrahlung zu verursachen. Die Dauer der Erhöhungen sollte somit von der Geschwindigkeit der Advektion der Wolken abhängen. Die stärksten Erhöhungen werden auch bei Altocumulusbewölkung beobachtet. Die Dauer ist hier vermutlich kürzer, da die Wolkenlücken, die die zur Erhöhung der Strahlung notwendige direkte Einstrahlung hindurchlassen, bei gleichzeitigem höheren Bedeckungsgrad zwar zahlreicher aber kleiner sind (siehe Abbildung 7.1.i). Außerdem konnten keine systematischen Unterschiede der Wolkenstrukturen zwischen den  $IE_{400}$ ,  $IE_{300}$ , und  $IE_{200}$  Fällen gefunden werden.

Abbildung 7.10 zeigt für 10 Beispieltage mit maximalen Strahlungserhöhungen größer als  $400 \text{ W/m}^2$  die über verschiedenen lange Zeiträume gemittelte maximale Dauer aller Erhöhungen an diesen 10 Tagen. Aufgrund der intensiven Datenverarbeitung konnte nur dieser reduzierte Datensatz benutzt werden. Deutlich zu erkennen ist die Stärke der mittleren Strahlungserhöhung, die mit abnehmendem Mittelungsintervall nicht linear sondern exponentiell zunimmt. Somit lässt sich durch Extrapolation nicht auf einen maximalen Wert schätzen, den Strahlungserhöhungen theoretisch annehmen können, wenn



**Abbildung 7.10:** Maximale Dauer der Strahlungserhöhungen im Sommer 2005 für 10 Beispieltage bei Mittelung über verschieden lange Zeiträume.

man mit extrem hoher Auflösung im Zehntel- oder Millisekundenbereich die solare Einstrahlung messen würde bzw. könnte. Es wird aber deutlich, dass selbst bei Mittelung über eine Stunde noch Strahlungserhöhungen von über  $50 \text{ W/m}^2$  erreicht werden können.

## Kapitel 8

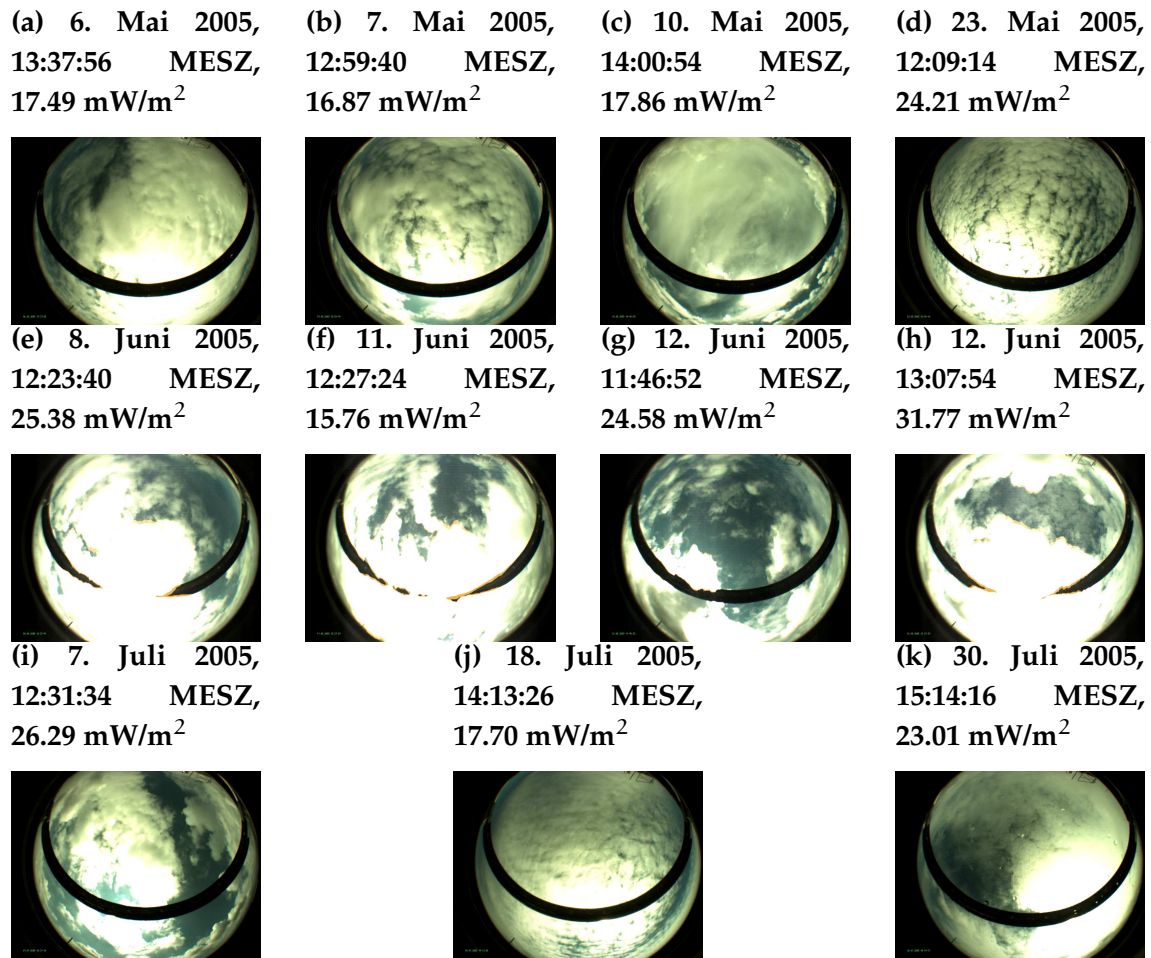
# Beobachtungen der Erhöhungen der erythemwirksamen UV-Strahlung

Analog zu den Untersuchungen im letzten Kapitel soll nun auch für die erythemwirksame UV-Strahlung vorgegangen werden. Auch in diesem Spektralbereich können Strahlungserhöhungen auftreten, wie es in verschiedenen Veröffentlichungen untersucht wurde (z.B. Sabburg und Wong, 2000, Alados-Arboledas et al., 2003, Mims und Frederick).

### 8.1 Fallstudien

In Abbildung 8.1 werden 11 Beispiele für Bedeckungsgradsituationen mit maximalen Erhöhungen der erythemwirksamen UV-Strahlung größer als  $15 \text{ mW/m}^2$  präsentiert. Es ergeben sich vergleichbare Resultate zu den breitbandigen maximalen Strahlungserhöhungen. Die Abbildungen 8.1 (e) - (i) zeigen trotz des *Blooming Effekts* eindeutig Cumulus-, bzw. Altocumulusbewölkung mit Ausnahme von (c): Hier fallen Cirrusschleier auf, die bei der Analyse der breitbandigen Strahlungserhöhungen eine untergeordnete Rolle gespielt haben. Der Bedeckungsgrad ist auf allen Beispielbildern größer als 4 Achtel.

Die maximale Erhöhung von  $31.77 \text{ mW/m}^2$  wurde ebenfalls am 12. Juni 2005 erfasst, zu exakt derselben Zeit, zu der auch die maximale Erhöhung der Globalstrahlung mit  $522 \text{ W/m}^2$  gemessen wurde. Es zeigt sich also, dass dieselben Bewölkungssituationen Erhöhungen im UV- und breitbandigen Wellenlängenbereich verursachen können. Dass die relative prozentuale Erhöhung im UV-Bereich insgesamt deutlich geringer ist als im Breitbandigen, liegt an den Wellenlängenbereichen und den daraus folgenden Streueffekten in der Atmosphäre. UV-Strahlung wird aufgrund der kürzeren Wellenlängen durch Rayleigh-Streuung schon stark diffus gestreut (siehe Kapitel 2.2, Gleichung 2.6), bevor überhaupt eine Wolke im Strahlengang auftreten kann, d.h. ein Teil der direkten Strahlung, die für Erhöhungen obligatorisch ist, fehlt im UV-Bereich schon vor dem Eintritt in eine bewölkte Szene zugunsten des Anteils an diffuser Strahlung.

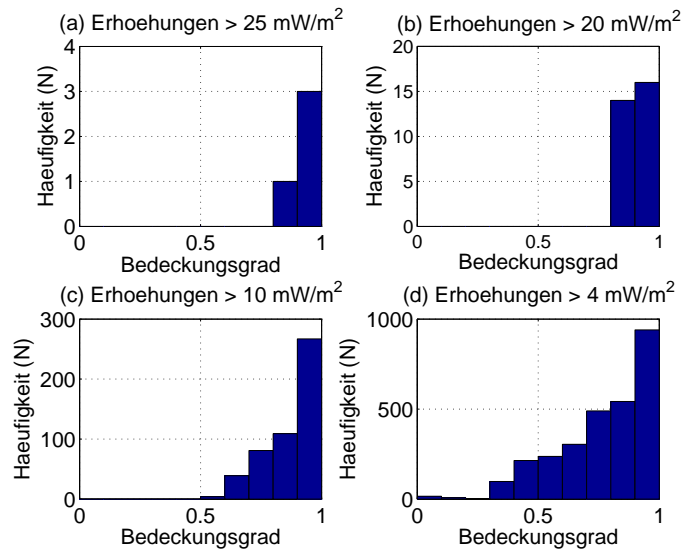


**Abbildung 8.1:** Fallstudien für bewölkten Himmel zu Zeiten mit Erhöhungen der erythemgewichteten UV-Strahlung, die  $15 \text{ mW/m}^2$  überschreiten. Einige Fälle, (e-f) und (h), sind leider durch den Blooming Effekt beeinträchtigt.

## 8.2 Bedeutung des Bedeckungsgrads und der Sonnenhöhe für erhöhte UV-Strahlung

Es zeigt sich im Folgenden ebenfalls, dass ein fast bedeckter Himmel am häufigsten zu UV-Strahlungserhöhungen führt. Abbildung 8.2 verdeutlicht diesen Sachverhalt für Zeiten mit erhöhter erythemwirksamer UV-Strahlung größer als 4, 10, 20 und  $25 \text{ mW/m}^2$ . Ein Wert von  $25 \text{ mW/m}^2$  entspricht dabei einem UV-Index von 1 (Strahlenschutzkommission, 2004). Das jeweilige Maximum ist zwar nicht so stark ausgeprägt, wie für die breitbandigen Strahlungserhöhungen, aber da der Mechanismus, der zu Erhöhungen der Strahlung führt, im UV-Bereich der Selbe ist, sehen die Häufigkeitsverteilungen auch sehr ähnlich aus.





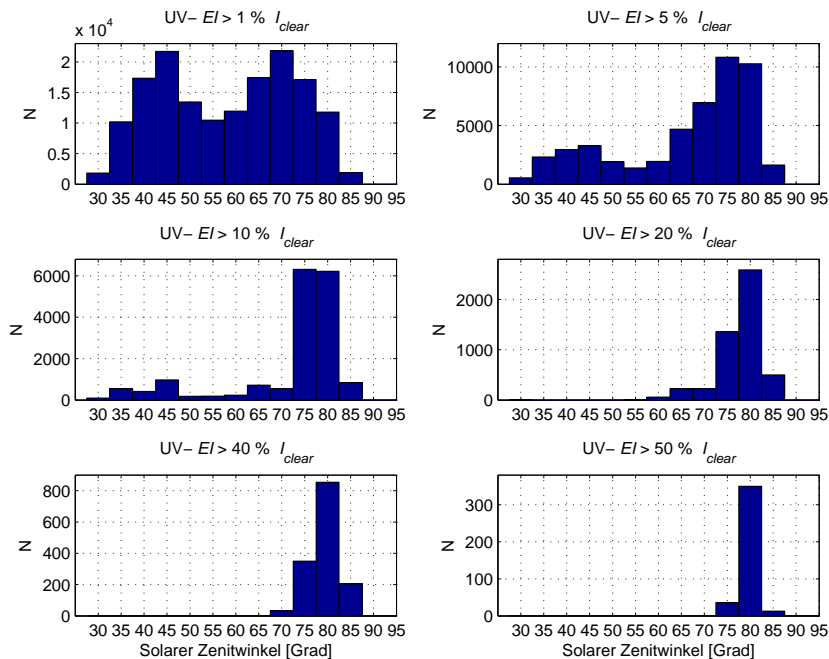
**Abbildung 8.2:** Häufigkeitsverteilung des Bedeckungsgrads (TCA) zu Zeiten erhöhter erythemwirksamer UV-Strahlung (UV-IE), aufgeteilt in UV-IE<sub>25</sub>, UV-IE<sub>20</sub>, UV-IE<sub>10</sub> und UV-IE<sub>4</sub>, Sommer 2005.

Die Tatsache, dass die stärksten relativem Erhöhungen ebenfalls bei großen Zenitwinkeln auftreten (Abbildung 8.3), ist somit verständlich. Allerdings findet sich das Maximum ab Erhöhungen größer als 20 %  $I_{\text{clear}}$  nicht bei solaren Zenitwinkeln nahe 90°, sondern im Bereich von 80°, was vermutlich an der stärkeren diffusen Streuung der UV-Strahlung liegt, so dass bei tiefstehender Sonne ein geringerer Anteil direkter UV-Strahlung den Boden erreicht, als dies für Globalstrahlung der Fall ist. Zudem liegt der maximale Wert an relativer Erhöhung gegenüber  $I_{\text{clear}}$  mit 59.41 % um mehr als 20 % niedriger als der maximale Wert der Erhöhung der Globalstrahlung.

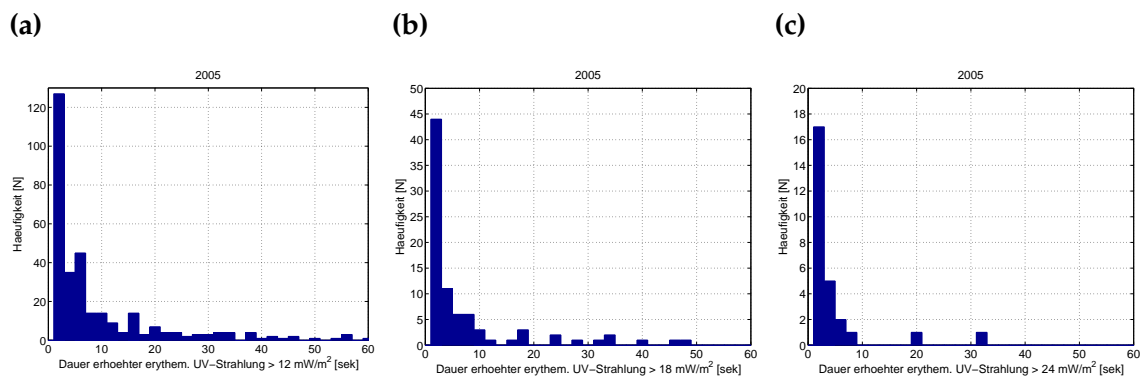
Vergleicht man insbesondere Abbildung 8.3 (a) und 8.3 (c), so fällt auf, dass bei starker Sonneneinstrahlung, also Zenitwinkeln kleiner 60°, die Strahlungserhöhungen zwischen 1 und 10 % liegen, was bei 30° zwischen 2 und 18 mW/m<sup>2</sup>, bei 45° zwischen 1 und 11 mW/m<sup>2</sup> und bei 60° noch zwischen 0.5 und 5 mW/m<sup>2</sup> der Fall ist. Das Maximum lag bei 45°, d.h. bei Erhöhungen um 11 mW/m<sup>2</sup>, was einer Erhöhung des UV-Index (UVI) von 0.5 entspricht, würde dennoch nur maximal ein UVI von 5 anstatt von 4.5 erreicht. Nach den Richtlinien des BfS entspricht ein UVI von 3-5 einer mittleren Belastung (BfS, 2008), d.h. dieser Bereich wird trotz Erhöhung des UVI nicht verlassen.

### 8.3 Dauer der Erhöhungen der erythemwirksamen Strahlung

Abbildung 8.4 zeigt die Zeitdauern der Erhöhungen größer als 12 mW/m<sup>2</sup>, 18 mW/m<sup>2</sup> und 24 mW/m<sup>2</sup> für den Sommer 2005. Für alle drei Verteilungen tritt das Maximum bei einer Dauer von 2 Sekunden auf, für Erhöhungen größer als 12 mW/m<sup>2</sup> ist noch ein



**Abbildung 8.3:** Häufigkeitsverteilung des solaren Zenitwinkels zu Zeiten erhöhter erythemwirksamer UV-Strahlung, die  $I_{clear}$  mit 1 - 50 % überschreitet, Sommer 2005.

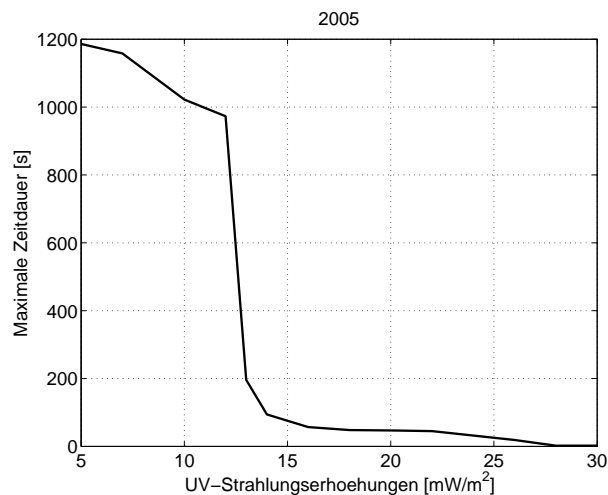


**Abbildung 8.4:** Häufigkeitsverteilung der Zeitdauer erhöhter erythemwirksamer UV-Strahlung für Erhöhungen größer als (a)  $12 \text{ mW/m}^2$ , (b)  $18 \text{ mW/m}^2$  und (c)  $24 \text{ mW/m}^2$  für den Sommer 2005. Die maximale Zeitdauer beträgt 132 Sekunden für (a), 48 Sekunden für (b) und 32 Sekunden für (c).

zweites Maximum bei 6 Sekunden zu erkennen, welches bei den weiteren Verteilungen verschwindet. Das absolute Maximum ist jeweils innerhalb 99 % signifikant, das zweite Maximum ist zwischen 2 und 10 Sekunden innerhalb 99 % signifikant.

Die maximalen Zeitdauern erhöhter erythemwirksamer UV-Strahlung als Funktion der

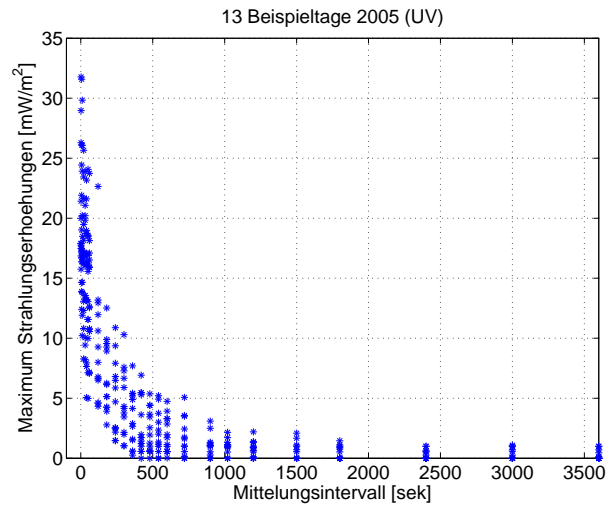
erhöhten Einstrahlung UV-IE selbst zeigt Abbildung 8.5. Auffallend ist der starke Abfall der Kurve zwischen Werten von 12 und 13  $\text{mW}/\text{m}^2$ , an der die Zeitdauer von etwa 1000 Sekunden auf unter 200 Sekunden absinkt. Erhöhungen von  $25 \text{ mW}/\text{m}^2$  (= 1 UVI) dauern maximal noch 20 Sekunden an. Interessant für den Menschen ist die Zeit bis zum Erreichen der minimalen Erythemdosis. Sie beträgt nach Tabelle 2.2 für sehr hellhäutige Menschen 5 bis 10 Minuten. Selbst wenn solch starke Erhöhungen zur Mittagszeit auftreten, ist die maximale Dauer zu kurz, um eine zusätzliche Sonnenbrandgefahr hervorzurufen. Bei durchbrochener Bewölkung wird die Expositionszeit um 12 % verlängert, da die Abschattungseffekte der Wolken größer sind als die kurzzeitigen Erhöhungen, wenn man sich der Strahlung aussetzt.



**Abbildung 8.5:** Maximale Dauer der Erhöhungen der erythemwirksamen Strahlung in Abhängigkeit von deren Stärke, Sommer 2005. Ein Wert von  $25 \text{ mW}/\text{m}^2$  entspricht dabei einem UV-Index von 1.

Abbildung 8.6 zeigt die maximale Dauer der UV-Strahlungserhöhungen nach Mittelung über 6 Sekunden bis 1 Stunde für 13 ausgewählte Beispieltage. Analog zur Abbildung 7.10 für die Globalstrahlung lässt sich aufgrund des exponentiellen Anstiegs bei kurzen Mittelungen nicht auf ein theoretisches absolutes Maximum an Erhöhung schließen. Zudem zeigt sich, dass ab Mittelung über etwa 10 Minuten die maximalen Erhöhungen  $5 \text{ mW}/\text{m}^2$  nicht mehr überschreiten.

Da sich die Ergebnisse für Global- und erythemgewichtete UV-Strahlung sehr ähnlich sind, soll im Folgenden noch an einem Fallbeispiel aufgezeigt werden, wie sich die Erhöhungen in den verschiedenen Wellenlängenbereichen zueinander verhalten. Die Abbildung 8.7 zeigt einen Beispieltag mit Erhöhungen der Global- (blau) und erythemgewichteten UV-Strahlung (grün) sowie dem Korrelationskoeffizienten zwischen beiden Datensätzen (rot). Zur Besseren Vergleichbarkeit wurden die Erhöhungen im Tagesgang dargestellt. Vergleicht man also besagte Datensätze miteinander, so fällt auf, dass sehr



**Abbildung 8.6:** Maximale Dauer der erythemgewichteten UV-Strahlungserhöhungen im Sommer 2005 für 13 Beispieltage mit  $E_{ER_{Max}} > 15 \text{ mW/m}^2$  bei Mittelung über verschieden lange Zeiträume.

unterschiedliche Korrelationen auftreten, d.h. bei derselben Bewölkung zur selben Zeit kann UV- und Globalstrahlung korreliert, antikorreliert oder auch unkorreliert sein. Dabei liegen die Fälle, in denen sich hohe Werte von negativer Korrelation zeigen, am Morgen, sowie am Abend des betreffenden Tages, also bei hohen Zenitwinkeln.

Da beide Strahlungsdatensätze mit Hilfe von Funkuhren zeitlich synchronisiert sind, muss demzufolge das spektrale Streuverhalten der Wolken ursächlich sein. Das heißt, die räumlichen Muster der am Boden gemessenen Strahlungen müssen spektrale Unterschiede aufweisen. Je nachdem, wo das betreffende Messgerät steht, sollten sich dann die jeweiligen Erhöhungen bzw. Abschwächungen der Strahlung messen lassen. Einen Hinweis geben schon die Untersuchungen zur Abhängigkeit der relativen Strahlungserhöhungen vom Zenitwinkel. Hier fiel auf, dass für hohe Zenitwinkel Unterschiede zwischen den Messungen der Globalstrahlung und der erythemgewichteten UV-Strahlung auftraten, nämlich die Verschiebung des häufigsten Auftretens von starken relativen Strahlungserhöhungen von  $80^\circ$  im UV-Bereich zu  $90^\circ$  im sichtbaren (Abb. 7.6 & 8.3).

Einen Vergleich aller relativer Strahlungserhöhungen im sichtbaren und UV-Bereich zeigt Abbildung 8.8. Trotz einer starken Korrelation von 0.9831 fällt auf, dass die Streuung sehr hoch ist und Erhöhungs- und Abschattungseffekte jeweils in beiden Bereichen auftreten können, während gleichzeitig im jeweils anderen Bereich das Gegenteil beobachtet werden kann. Eine weiterführende Untersuchung mit Hilfe des Strahlungstransportmodells GRIMALDI für drei Modellwolken soll im folgenden Kapitel das spektral unterschiedliche Verhalten genauer untersuchen.

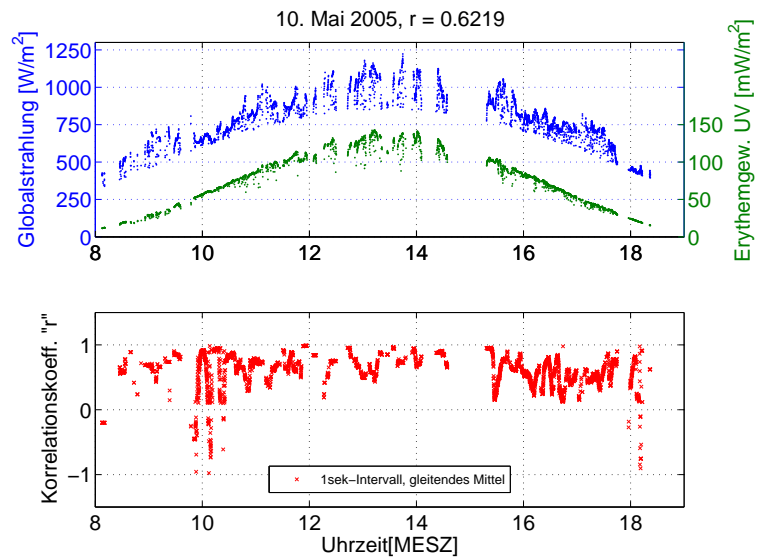


Abbildung 8.7: Beispielsituation für das unterschiedliche Verhalten von Global- und erythemgewichteter UV-Strahlung, 10. Mai 2005.

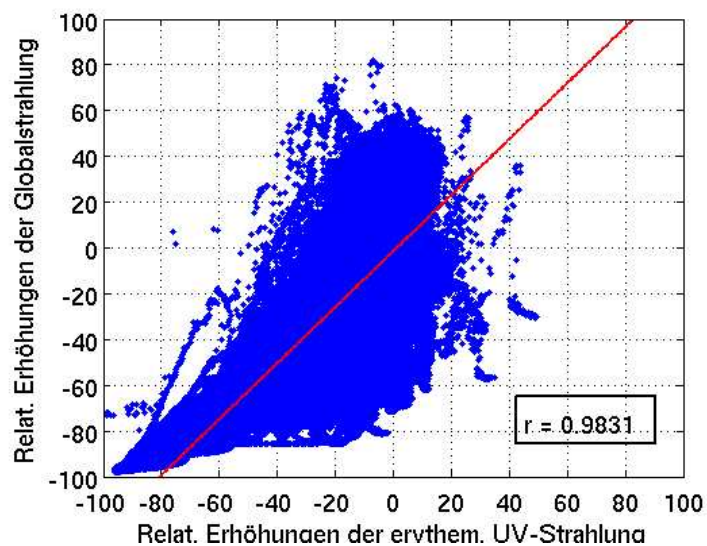


Abbildung 8.8: Vergleich der relative Erhöhungen der Global- und erythemgewichteter UV-Strahlung. Die Ausgleichsgerade ist in rot dargestellt.



## Kapitel 9

# Modellierung der spektralen Strahlungserhöhungen

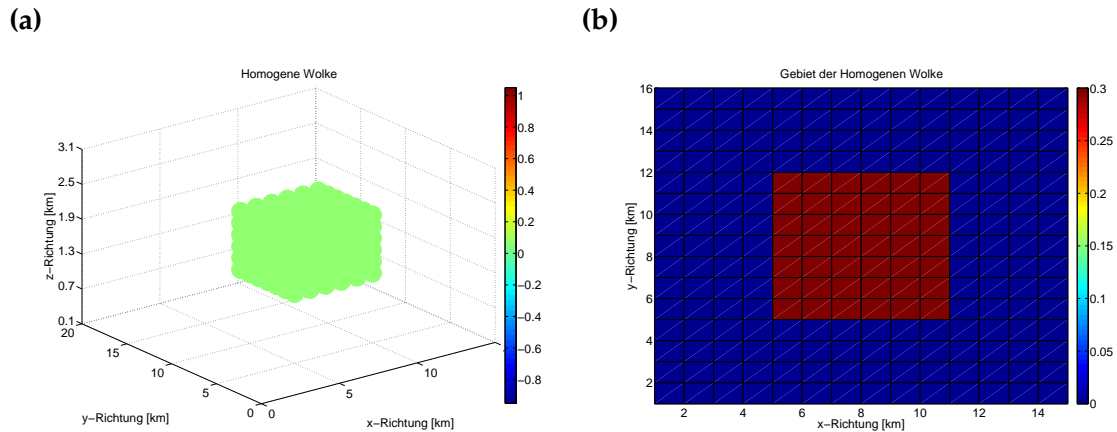
In diesem Kapitel soll nun anhand einiger spezieller Modell-Szenarien zum Verständnis im Entstehen der Strahlungserhöhungen am Boden beigetragen werden. Dazu ist wichtig, idealisierte Wolken zu benutzen, damit ein klares und eindeutiges Ergebnis ihrer Rolle bei den Strahlungserhöhungen zustande kommt, insbesondere im Bezug auf deren Stärke und Position relativ zur Wolke.

Die Abbildungen 9.1 und 9.2 zeigen die in dieser Arbeit verwendeten homogenen Modellwolken als (a) 3-dimensionale Ansicht des Extinktionskoeffizienten (0.05 bzw. 0.005 [ $\frac{1}{m}$ ] in jeder Gitterbox) und (b) als Aufsicht. Die Darstellungen sind Idealisierungen eines einzelnen Cumulus mit einer Wolkenunterkantenhöhe von 1.2 km, einer Ausdehnung von 6 x 7 km und einer Höhe von 1.2 km, sowie eines Altocumulus, der sich über das gesamte Modellgebiet von 15 x 16 km erstreckt, mit einer Wolkenunterkantenhöhe von 3.4 km, einer Höhe von 0.6 km und einer Lücke von 4 x 6 km in der Mitte. Die optische Dicke  $\tau$  der Wolken, welche aus dem Extinktionskoeffizienten  $\epsilon_x$  zu

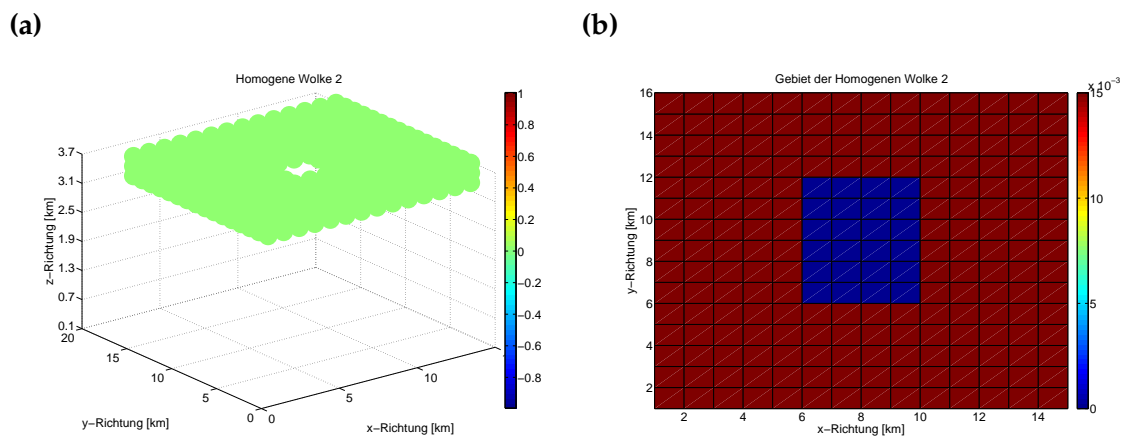
$$\tau = \int_0^h \epsilon_x(h) dh \quad (9.1)$$

berechnet wird, beträgt in diesen Darstellungen  $\tau = 60$  für den Cumulus bzw.  $\tau = 8$  für den Altocumulus. Diese beiden Wolkentypen wurden in den bisherigen Kapiteln als Verursacher von extremen Strahlungserhöhungen identifiziert.

Insgesamt wurden Modellsimulationen für drei feste Wellenlängen,  $\lambda = 312$  nm, 550 nm und 890 nm, verschiedene optische Dicken der Wolken sowie verschiedene Zenit- und Azimutwinkel durchgeführt, wobei aufgrund mangelnder Rechnerkapazität nicht die gesamten Spektren der Global-, UV- und IR-Strahlung gerechnet werden konnten, sondern jeweils Referenzwellenlängen untersucht wurden.



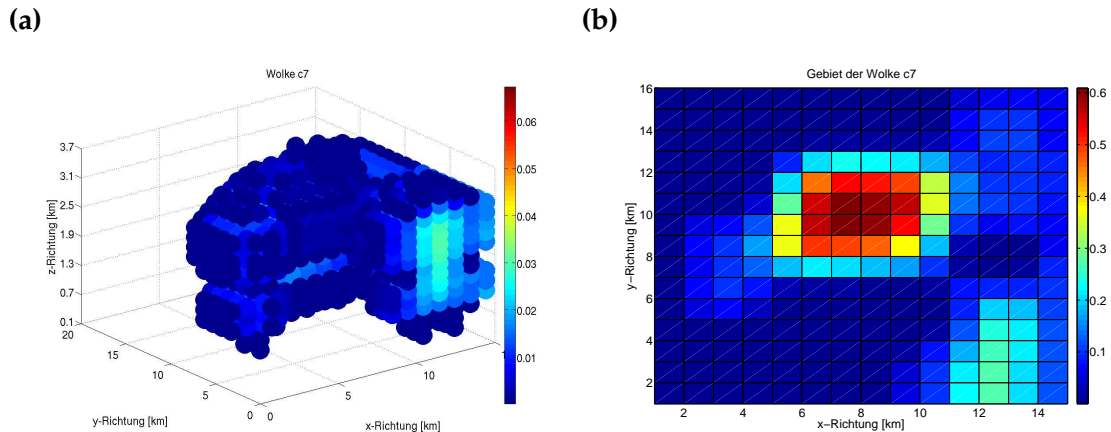
**Abbildung 9.1:** (a) 3D-Darstellung des Extinktionskoeffizienten der homogenen Cumuluswolke. Er beträgt für diesen Fall in jeder Wolkenbox  $0.05 \left[ \frac{1}{\text{m}} \right]$ , was einer optischen Dicke der Wolke von  $\tau = 60$  entspricht, (b) 2D-Darstellung dieser Wolke. Gezeigt sind die aufsummierten Extinktionskoeffizienten  $\left[ \frac{1}{\text{m}} \right]$ .



**Abbildung 9.2:** (a) 3D-Darstellung des Extinktionskoeffizienten der homogenen Altcumuluswolke mit einer Lücke in der Mitte des Modellgebiets. Der Extinktionskoeffizient beträgt für diesen Fall in jeder Wolkenbox  $0.005 \left[ \frac{1}{\text{m}} \right]$ , was einer optischen Dicke der Wolke von  $\tau = 8$  entspricht, (b) 2D-Darstellung dieser Wolke. Gezeigt sind die aufsummierten Extinktionskoeffizienten  $\left[ \frac{1}{\text{m}} \right]$ .

GRIMALDI enthält neben allen notwendigen Programmen, Routinen und Datensätzen auch verschiedene dreidimensionale inhomogene Beispielwolken. Eine dieser Wolken (Abb. 9.3) soll zum Abschluss der Untersuchungen ein reelleres Bild für Strahlungserhöhungen, die durch eine bewölkte Atmosphäre hervorgerufen werden, wiedergeben.





**Abbildung 9.3:** (a) 3D-Darstellung des Extinktionskoeffizienten der inhomogenen Cumuluswolke und (b) 2D-Darstellung dieser Wolke mit den aufsummierten Extinktionskoeffizienten  $[\frac{1}{m}]$ .

Lovengreen et al. (2005) fanden anhand spektraler Untersuchungen von gemessener UV- und photosynthetisch nutzbarer (400-700 nm) Strahlung, dass die Stärke der relativen Strahlungserhöhungen mit der Wellenlänge ansteigt. Ursachen dieser spektralen Abhängigkeit werden nicht genannt, eine mögliche Erklärung wäre die stärkere diffuse Streuung der Strahlung bei kürzeren Wellenlängen. Anhand der Sylter Strahlungsmessungen konnte die Wellenlängenabhängigkeit bestätigt werden.

Im Modell werden die Strahlungstransportrechnungen mit variabler optischer Dicke der idealisierten Wolken für drei Wellenlängen, eine im UV-Bereich (312 nm), eine im sichtbaren (550 nm) und eine im nahen IR-Bereich (890 nm), durchgeführt. Die Wellenlängen wurden aufgrund der Vergleichbarkeit mit den Messungen (UV- und sichtbarer Bereich) sowie als Referenz für den nahen IR-Bereich (890 nm), der die höchste Eindringtiefe in die menschliche Haut aufweist, ausgewählt.

Zur Bestimmung der Felder erhöhter relativer Strahlungsflussdichte  $F_{EH}(\lambda)$  am Boden wird analog zu den Messungen das Feld für den unbewölkten Fall vom Feld für die bewölkte Atmosphäre abgezogen:

$$F_{EH}(\lambda) = F_{cloudy}(\lambda) - F_{clear}(\lambda)[\%] \quad (9.2)$$

Alle Felder wurden mit 100 Millionen Photonen gerechnet, was als ausreichende statistische Häufigkeit die Rauscheffekte minimiert und die Muster der Erhöhungen am Boden passend zur Wolkengeometrie wiedergibt.

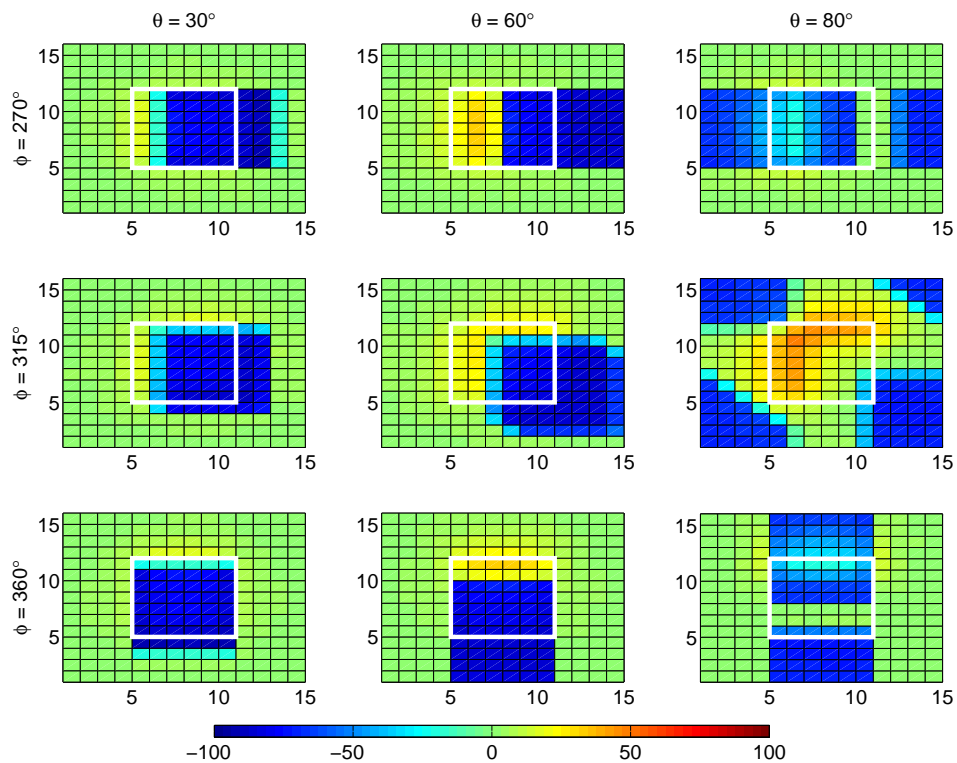
## 9.1 Sichtbarer Bereich (550 nm)

### 9.1.1 Cumulus mit optischer Dicke $\tau = 60$

Das erste Beispiel in Abbildung 9.4 zeigt die Strahlungsflussdichtefelder der relativen Strahlungserhöhungen am Boden in % für die homogene Cumuluswolke mit einer optischen Dicke von  $\tau = 60$  für drei Zenit- ( $\Theta = 30^\circ, 60^\circ, 80^\circ$ ) und Azimutwinkel ( $\Phi = 270^\circ, 315^\circ, 360^\circ$ ) für eine Wellenlänge von 550 nm, also im sichtbaren Bereich. Die Wahl der Azimutwinkel soll die drei Idealrichtungen darstellen, nämlich die Bestrahlung an den einzelnen unterschiedlichen Wolkenseiten sowie an beiden zusammen. Diese Darstellung wird auch für alle weiteren Betrachtungen der Cumuluswolke gewählt.

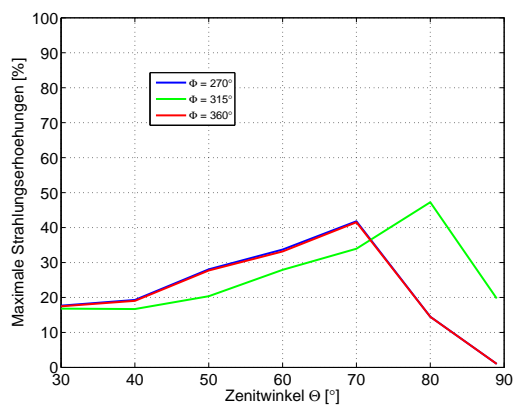
Bereits auf den ersten Blick werden die Muster sehr deutlich aufgezeigt. Die Strahlungserhöhungen befinden sich immer direkt unter den jeweils angestrahlten Seiten der Wolke, wo sowohl direkte Einstrahlung sowie Vorwärtsstreuung an Wolkenpartikeln zusammenfallen. Der abgeschattete Bereich liegt direkt dahinter. Mit steigendem Zenitwinkel nehmen die relativen Erhöhungen an Stärke zu, was bei  $\Theta = 80^\circ$  und  $\Phi = 270^\circ$  und  $360^\circ$  nicht auf den ersten Blick deutlich wird. Hier vermischen sich die abgeschatteten Bereiche aufgrund der periodischen Randbedingungen (siehe Kapitel 3) mit den Bereichen, die Erhöhungen zeigen sollten, was an den helleren Blautönen in diesen Bereichen noch zu erkennen ist. Bei Wahl einer größeren Fläche um die Wolke von  $50 \times 50$  km werden diese Muster angedeutet (siehe Anhang A.1), da aber aufgrund der Rechenzeit diese Fälle nur mit 1 Million Photonen gerechnet werden konnten, sind die Rauscheffekte erheblich und können die Muster nicht so genau wiedergeben. Somit dienen diese Fälle nur der Veranschaulichung.

Die maximalen Strahlungserhöhungen in Abhängigkeit vom Zenitwinkel für die drei berechneten Azimutwinkel zeigt Abbildung 9.5 (a). Hier gibt die grüne Kurve für  $\Phi = 315^\circ$  wohl am ehesten den korrekten Verlauf mit steigender maximaler Erhöhung bis zu Zenitwinkeln von  $80^\circ$  wieder, während das Maximum bei  $70^\circ$  für die beiden anderen Kurven vermutlich durch die Randbedingungen verursacht ist. Das wirkliche Maximum könnte demzufolge auch bei  $80^\circ$  liegen. Dennoch wirkt die Kurve für  $\Phi = 315^\circ$  im Vergleich nach höheren Zenitwinkeln hin verschoben. Die stärkste relative Strahlungserhöhung beträgt in diesem Fall 47 %, was deutlich unterhalb der Werte der Messergebnisse für die Globalstrahlung liegt. Dies liegt an der Idealisierung der Wolke, der gewählten Referenzwellenlänge anstatt des gemessenen Intervalls, sowie an der gewählten optischen Dicke der Wolke und der demzufolge hohen Reflexion und Absorption vieler Photonen, wie im Folgenden gezeigt wird. Dennoch gibt der Verlauf der Kurven die Messungen teilweise wieder, die zwar auch bei hohen Zenitwinkeln maximale relativen Strahlungserhöhungen aufweisen, da hier aufgrund des niedrigen Sonnenstandes das Optimum an direktem und diffusem Licht erfaßt wird. Das absolute Maximum wird hingegen erst bei etwa  $90^\circ$  beobachtet. Dies geben die Modellierungen hier nicht wieder, gegen  $90^\circ$  hin fallen alle Kurven bereits deutlich ab. Allerdings zeigt sich bei stärkeren

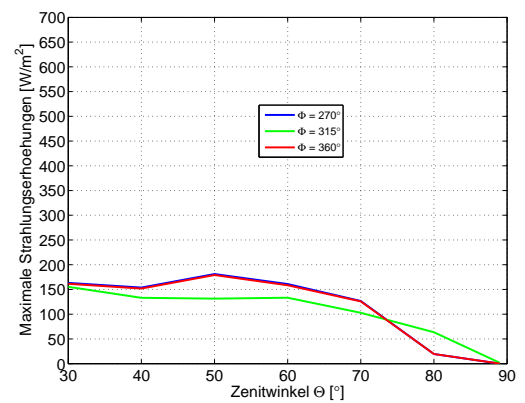


**Abbildung 9.4:** Relative Strahlungserhöhungen in % für 550 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenit- ( $\Theta = 30, 60, 80^\circ$ ) und Azimutwinkel ( $\Phi = 270, 315, 360^\circ$ ) bei einer Auflösung von  $15 \times 16$  km. Die weiße Box markiert die Position der Wolke, deren optische Dicke beträgt  $\tau = 60$ .

(a)



(b)



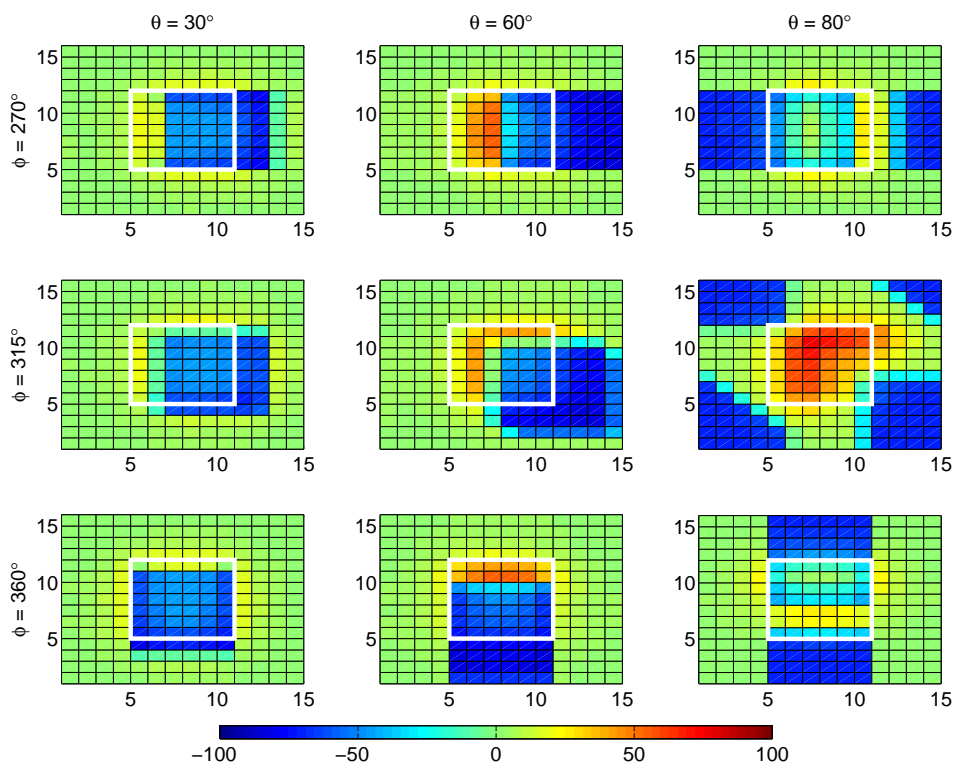
**Abbildung 9.5:** (a) Relative und (b) absolute Strahlungserhöhungen in % bzw.  $\text{W}/\text{m}^2$  für 550 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenitwinkel  $\Theta$  für Azimutwinkel  $\Phi$  von  $270, 315$  und  $360^\circ$  bei einer optischen Dicke der Wolke von  $\tau = 60$ .

relativen Erhöhungen in den Messungen ein lokales Maximum bei  $70^\circ$  (Abb. 7.5 & 7.6).

In der Annahme, dass die 550 nm Referenzwellenlänge das Verhalten der Globalstrahlung gut wiedergibt, zeigt Abbildung 9.5 (b) die absoluten breitbandigen Strahlungserhöhungen. Bestimmt wurden diese als Erhöhungen des wolkenfreien Referenzfalls (Gleichung 4.1) für den jeweiligen Sonnenzenitwinkel. Hier werden maximale Werte von  $180 \text{ W/m}^2$  bei einem Zenitwinkel von  $50^\circ$  für Azimutwinkel von  $270^\circ$  und  $260^\circ$  erreicht. Für höhere Zenitwinkel fallen beide Kurven langsam ab. Die Werte für  $315^\circ$  Azimutwinkel liegen bis etwa  $73^\circ$  Zenitwinkel unterhalb der beiden anderen und erreichen bereits bei  $30^\circ$  Zenitwinkeln das Maximum. Auch hier ist die optische Dicke der Wolke zu hoch, um die maximalen Werte Strahlungserhöhungen aus den Messungen zu erreichen.

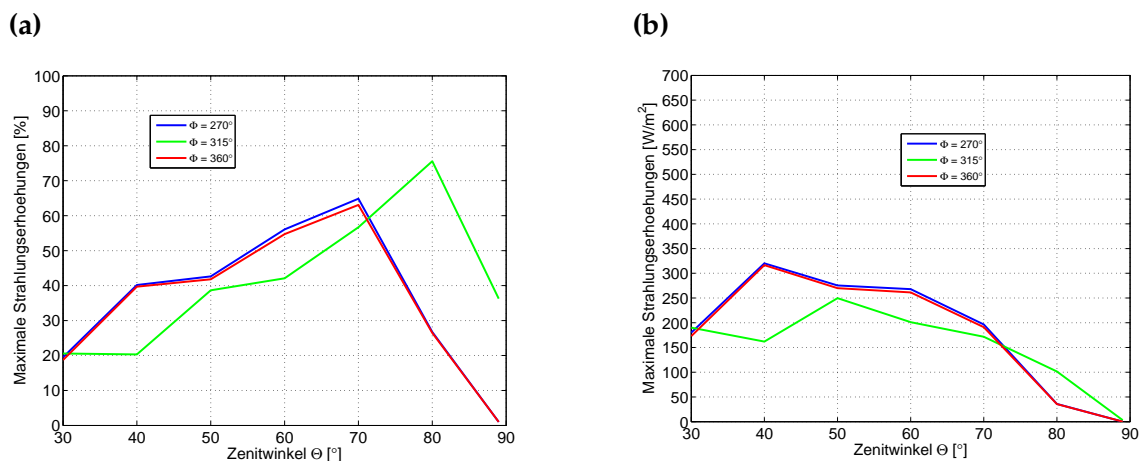
### 9.1.2 Cumulus mit optischer Dicke $\tau = 12$

Analog zum obigen Fall zeigen die Abbildung 9.6 und 9.7 die Berechnungen der relativen Strahlungserhöhungen in % für die homogene Cumuluswolke, diesmal mit einer optischen Dicke von  $\tau = 12$ .



**Abbildung 9.6:** Relative Strahlungserhöhungen in % für 550 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenit- ( $\Theta = 30, 60, 80^\circ$ ) und Azimutwinkel ( $\Phi = 270, 315, 360^\circ$ ) bei einer Auflösung von  $15 \times 16 \text{ km}$ . Die weiße Box markiert die Position der Wolke, deren optische Dicke beträgt  $\tau = 12$ .

Die Muster sind nahezu identisch, aber die Stärke der relativen Strahlungserhöhungen hat deutlich zugenommen und der Effekt der Randbedingungen bei  $\Theta = 80^\circ$  und  $\Phi = 270^\circ$  und  $260^\circ$ , also die Verschiebung der Abschattung in Bereiche mit Strahlungserhöhungen, ist deutlicher an der Aufhellung dort zu erkennen. Die maximale relative Strahlungserhöhung erreicht nun 75 % für  $\Theta = 80^\circ$  und  $\Phi = 315^\circ$ , was deutlich besser mit den Messungen übereinstimmt. Dies gilt auch für die absoluten Werte. Maximal werden nun  $320 \text{ W/m}^2$  bei  $\Theta = 40^\circ$  für  $\Phi = 270^\circ$  und  $360^\circ$  erreicht, sowie  $250 \text{ W/m}^2$  bei  $\Theta = 50^\circ$  für  $\Phi = 315^\circ$ . Die Cumuluswolke muss also optisch dünner sein, um extreme Strahlungserhöhungen zu verursachen, d.h. weniger Reflexion und Absorption, dafür mehr diffuse Vorwärtsstreuung.

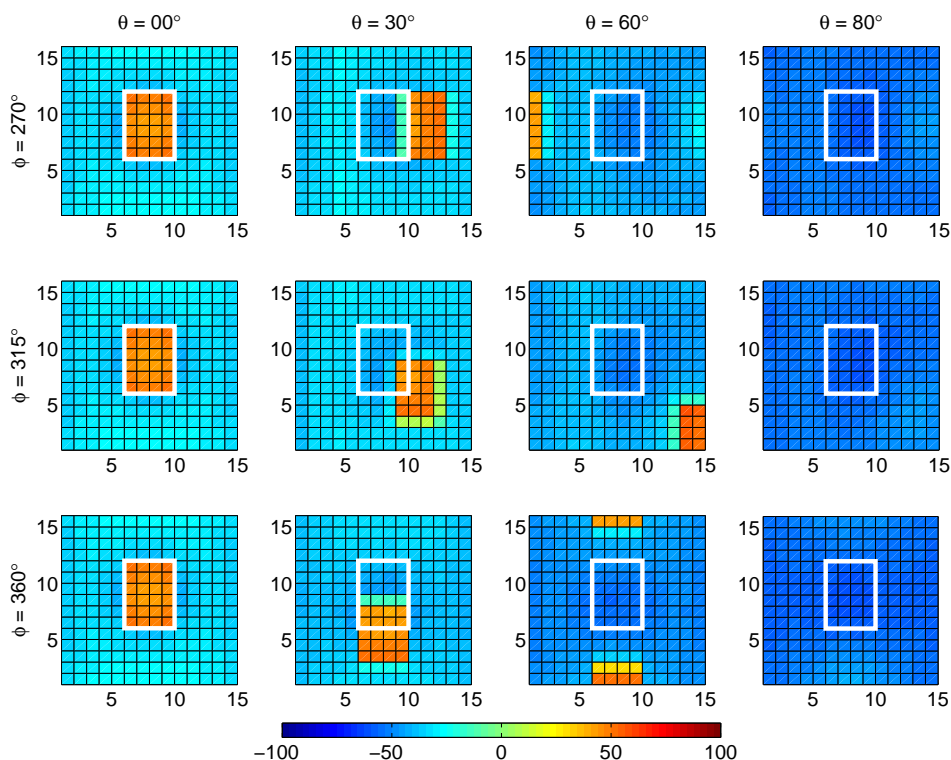


**Abbildung 9.7:** (a) Relative und (b) absolute Strahlungserhöhungen in % bzw.  $\text{W/m}^2$  für 550 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenitwinkel  $\Theta$  für Azimutwinkel  $\Phi$  von 270, 315 und  $360^\circ$  bei einer optische Dicke der Wolke von  $\tau = 12$ .

Hieraus ließe sich eine Extremsituation im Modell ableiten. Hätte man eine ausgedehnte Wolkenwand mit geringer optischer Dicke bis an die Grenzen des Modellgebiets, die fast bis zum Boden reicht und kaum Reflexion in den Weltraum zuließe, müssten die Strahlungserhöhungen maximal werden. Da dieser Fall aber unrealistisch ist, soll nicht weiter darauf eingegangen werden. Eine Variation der Wolkenabstände mehrerer Cumuluswolken in einem größeren Gebiet wurde ebenfalls nicht weiter ausgeführt, da der Rechenaufwand zu groß und der Effekt vermutlich gering wäre. Außerdem zeigen die Effekte der periodischen Randbedingungen auf, wie ein Feld aus schachbrettförmig angeordneten Cumuluswolken mit Abschattung auf Bereiche mit Strahlungserhöhungen wirken würde.

### 9.1.3 Altocumulus mit optischer Dicke $\tau = 8$

Im Folgenden sollen die relativen Strahlungserhöhungen am Boden für die zweite Beispielwolke, den Altocumulus mit Lücke in der Mitte und einer optischen Dicke von  $\tau = 8$  für vier Zenit ( $\Theta = 0^\circ, 30^\circ, 60^\circ, 80^\circ$ ) - und die drei Azimutwinkel untersucht werden. Für diesen Fall ist auch die senkrechte zenitale Einstrahlung von Interesse, da hier im Gegensatz zur Cumuluswolke die direkte Einstrahlung durch die Wolkenlücke hindurchkommt und so zu Strahlungserhöhungen führt.

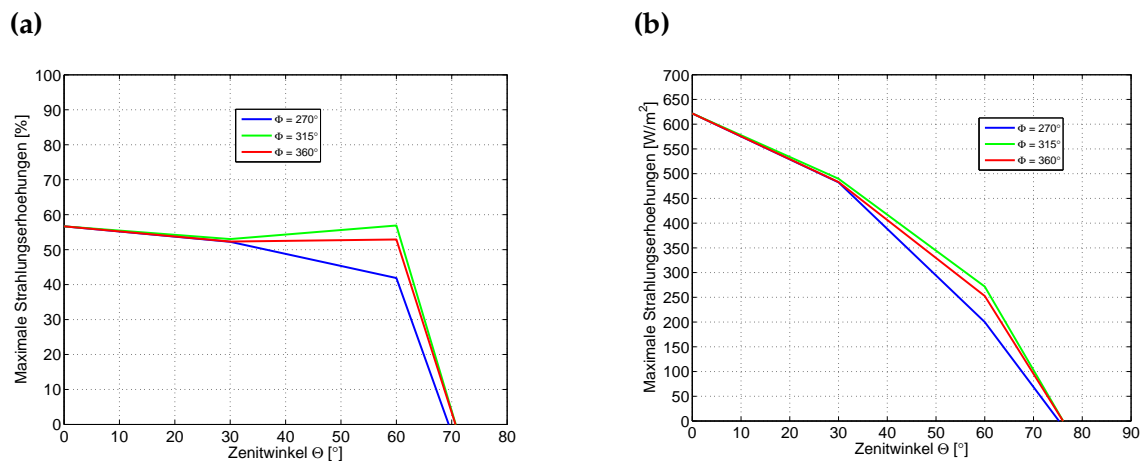


**Abbildung 9.8:** Relative Strahlungserhöhungen in % für 550 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenit- ( $\Theta = 0, 30, 60, 80^\circ$ ) und Azimutwinkel ( $\Phi = 270, 315, 360^\circ$ ) bei einer Auflösung von  $15 \times 16$  km. Die weiße Box markiert die Position der Wolkenlücke, die optische Dicke der Wolke beträgt  $\tau = 8$ .

Abbildung 9.8 zeigt hierzu deutlich, wie wichtig die direkte Einstrahlung in dieser Untersuchung ist. Alle Bereiche, die sich bei senkrechtem Einfall durch kräftige Strahlungserhöhungen auszeichnen, liegen genau im Bereich der Projektion der Wolkenlücke auf den Boden. Für höhere Zenitwinkel wandern sie nach rechts bzw. nach unten, wie auch im Falle der Berechnungen der Cumuluswolke. Allerdings ändert sich die Stärke der relativen Erhöhung kaum. Sie bleibt konstant zwischen 50 % und 60 % für  $\Phi = 315^\circ$  und  $360^\circ$  (Abb. 9.9.a) bzw. sinkt auf 43 % für  $\Phi = 270^\circ$ , wobei auch hier wieder die periodischen Randbedingungen Einfluss nehmen. Erst im Fall, dass keine direkte Strahlung

mehr den Boden erreicht, sinken die Werte drastisch ab, da die Abschattungseffekte bei einem nahezu bedeckten Himmel sehr viel ausgedehnter sind, als bei einer einzelnen Wolke.

Die absoluten Werte (Abb. 9.9.b) zeigen indes eine klare Abhängigkeit vom Zenitwinkel. Bei direkt senkrechtem Einfall der Strahlung, z.B. am Äquator, werden maximale Strahlungserhöhungen von  $620 \text{ W/m}^2$  erreicht. Diese Werte konnten bisher nicht experimentell nachgewiesen werden. Das sie wahrscheinlich tatsächlich auftreten können, lässt sich daraus schließen, dass fast exakt genau dieselben Werte bei Zenitwinkeln von  $30^\circ$  von etwa  $480 \text{ W/m}^2$  auf Sylt zur Mittagszeit gemessen wurden, wo aufgrund der geographischen Position die Sonne im Sommer bei maximal  $30^\circ$  stehen kann.



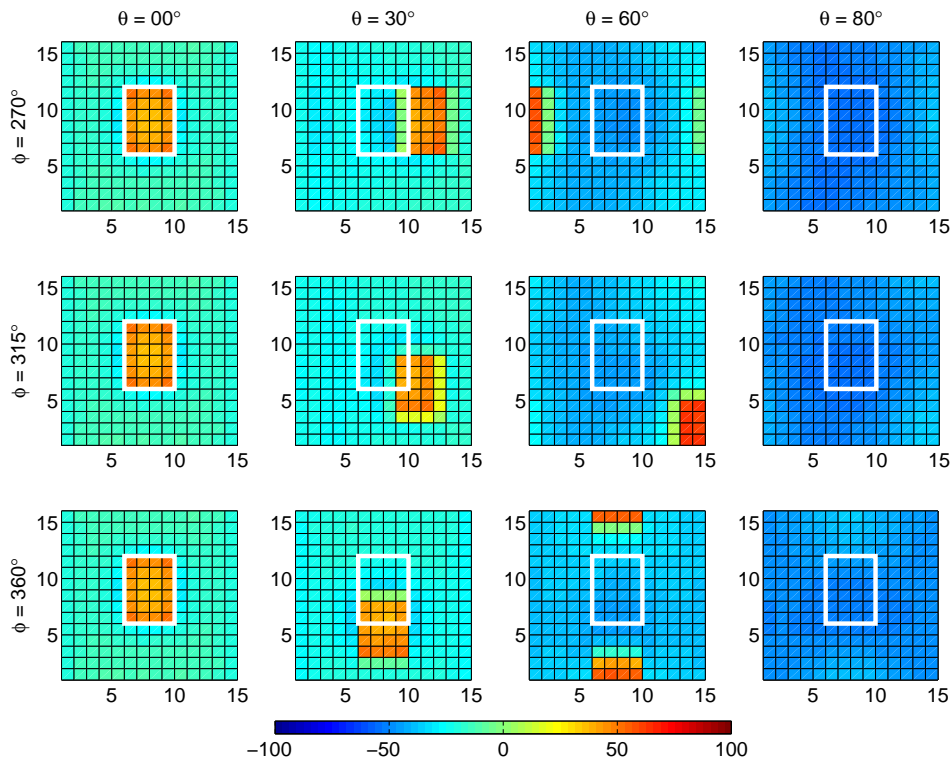
**Abbildung 9.9:** (a) Relative und (b) absolute Strahlungserhöhungen in % bzw.  $\text{W/m}^2$  für 550 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenitwinkel  $\Theta$  für Azimutwinkel  $\Phi$  von 270, 315 und  $360^\circ$  bei einer optischen Dicke der Wolke von  $\tau = 8$ .

Auf Variation der Größe der Wolkenlücke wurde verzichtet. Es ist offensichtlich, dass eine kleine Lücke in der Wolkendecke ausreicht, um kräftige lokale Strahlungserhöhungen hervorzurufen. Dieses Ergebnis spiegelt sich auch in den Messungen wieder. Hier traten Strahlungserhöhungen am häufigsten bei nahezu bedecktem Himmel auf (Abb. 7.2 & 7.3). Dabei scheint auch weniger Reflexion an den Wolkenseiten, als diffuse Vorwärtstreuung innerhalb der Wolke ursächlich zu sein. Dies wird beim direkt senkrechten Einfall der Strahlung ( $\Phi = 0^\circ$ ) deutlich, wo Reflexion an Wolkenseiten ohne vorherige diffuse Streuung nicht möglich wäre.

#### 9.1.4 Altocumulus mit optischer Dicke $\tau = 4$

Die Variation der optischen Dicke führt bei der Altocumuluswolke zu einem nahezu identischen Ergebnis. Abbildung 9.10 zeigt die Felder der relativen Strahlungserhöhun-

gen für diese Wolke mit einer optischen Dicke von  $\tau = 4$ . Die Felder sind identisch in Ausmaß und Position, die Stärke der Strahlungserhöhungen zeigt ähnliche Werte. Die Maxima für alle Azimutwinkel liegen bei  $\Theta = 60^\circ$ , für  $\Phi = 315^\circ$  mit 64 % (Abb. 9.11.a).

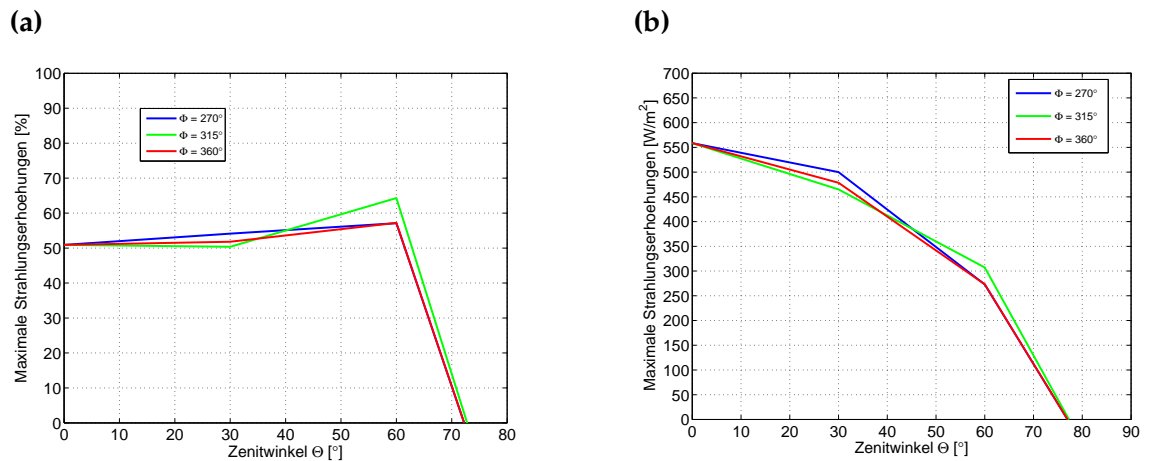


**Abbildung 9.10:** Relative Strahlungserhöhungen in % für 550 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenit- ( $\Theta = 0, 30, 60, 80^\circ$ ) und Azimutwinkel ( $\Phi = 270, 315, 360^\circ$ ) bei einer Auflösung von  $15 \times 16$  km. Die weiße Box markiert die Position der Wolkenlücke, die optische Dicke der Wolke beträgt  $\tau = 4$ .

Ebenfalls in Übereinstimmung ist der starke Abfall der Kurven bei höheren Zenitwinkeln, die Halbierung der optischen Dicke hat also kaum Einfluss auf die Stärke der relativen Strahlungserhöhungen. Allerdings sind die Werte von  $\tau = 4$  und 8 auch sehr gering. Anscheinend ist hier ein Punkt erreicht, an dem Strahlungserhöhungen bei Verringerung der optischen Dicke nicht mehr verstärkt werden können, also an dem die diffuse abwärts gerichtete Streuung maximal ist. Der maximale absolute Wert der Strahlungserhöhungen bei  $\Theta = 0^\circ$  ist zwar um  $60 \text{ W/m}^2$  geringer, ab der Verlauf der Kurven ist ansonsten praktisch identisch.

Da bei geringeren optischen Dicken die diffuse Streuung wieder abnehmen und somit die Strahlungserhöhungen geringer würden, und da höhere optische Dicken wie im Falle der Cumuluswolke zu geringeren Werten der Strahlungserhöhungen führen würden, wurde auf weitere Variationen verzichtet.





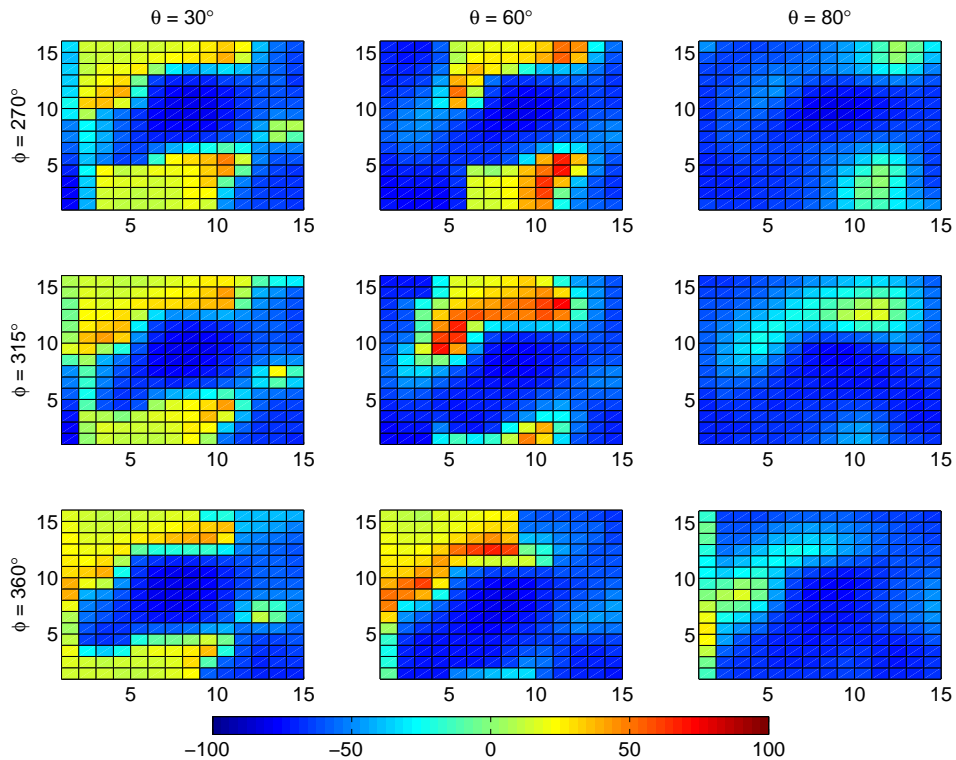
**Abbildung 9.11:** (a) Relative und (b) absolute Strahlungserhöhungen in % bzw.  $\text{W}/\text{m}^2$  für 550 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenitwinkel  $\Theta$  für Azimutwinkel  $\Phi$  von 270, 315 und 360° bei einer optische Dicke der Wolke von  $\tau = 4$ .

### 9.1.5 Inhomogene Wolke

Nach Betrachtung der idealisierten Wolken zeigt Abbildung 9.12 die Felder der relativen Strahlungserhöhungen für die inhomogene GRIMALDI-Wolke (siehe Abb. 3.3).

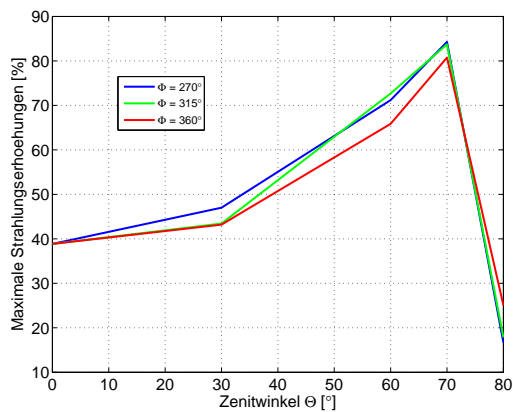
Die relativen Strahlungserhöhungen treten für  $\Theta = 30^\circ$  und besonders  $60^\circ$  deutlich jeweils vor der angestrahlten Wolkenseite auf, während bei  $80^\circ$  der Schattenwurf durch die Wolke infolge der Randbedingungen nur noch geringfügige Erhöhungen zulässt. Die Werte der relativen Strahlungserhöhungen liegen über den Werten für die idealisierte Cumulus- (Abb. 9.7) und Altocumuluswolke (Abb. 9.11). Die Maxima von 80 % bis 84 % relativer Erhöhung treten bei  $70^\circ$  Zenitwinkel auf, nun bei allen drei Kurven für die verschiedenen Azimutwinkel (Abb. 9.13.a), wobei die Kurven ähnlich denen für die idealisierte Cumuluswolke verlaufen. Die maximalen absoluten Erhöhungen liegen bei 425 bzw. 430  $\text{W}/\text{m}^2$  für Zenitwinkel von  $0^\circ$  bzw.  $30^\circ$  (Abb. 9.13.b) und sind deutlich geringer, als die Untersuchungen derselben Wolke mit 1 Million Photonen von Jahnke (2008) ergeben haben. Die hier bestimmten Werte sollten aber aufgrund der höheren Anzahl Photonen (100 Millionen) statistisch genauer sein.

Im sichtbaren Bereich lassen sich somit die Ergebnisse der Messungen gut nachvollziehen. Insbesondere mit der inhomogenen Wolke und der idealisierten Altocumuluswolke ergeben sich realistische maximale Absolutwerte der Strahlungserhöhungen. Die Messungen ergaben, dass bei Zenitwinkeln nahe  $90^\circ$  (siehe Abb. 7.5) am häufigsten Erhöhungen von mehr als 70 % zu beobachten waren. Dies konnte aufgrund der periodischen Randbedingungen im Modell und aufgrund der geringen Größe des Modellgitters nicht bestätigt werden. Hier tritt das Maximum relativer Erhöhung bei Zenitwinkeln kleiner

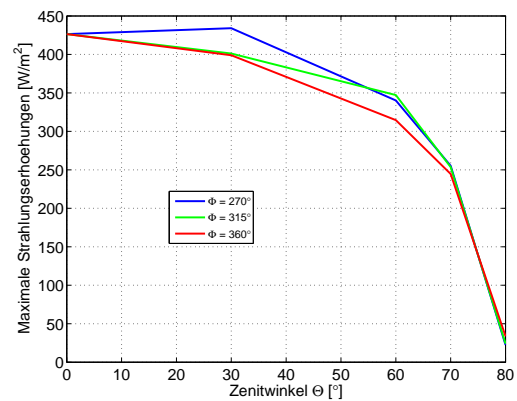


**Abbildung 9.12:** Relative Strahlungserhöhungen in % für 550 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenit- ( $\Theta = 30, 60, 80^\circ$ ) und Azimutwinkel ( $\Phi = 270, 315, 360^\circ$ ) bei einer Auflösung von  $15 \times 16$  km.

(a)



(b)



**Abbildung 9.13:** (a) Relative und (b) absolute Strahlungserhöhungen in % bzw.  $W/m^2$  für 550 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenitwinkel  $\Theta$  für Azimutwinkel  $\Phi$  von 270, 315 und  $360^\circ$ .

als  $80^\circ$  auf.

Im Folgenden werden nun für die Untersuchungen der Wolken bei 312 und 890 nm nur noch die Fälle bei der optischen Dicke mit maximaler Strahlungserhöhung dargestellt, da auch hier die bereits beschriebenen Änderungen bei Variation der optischen Dicke auftreten.

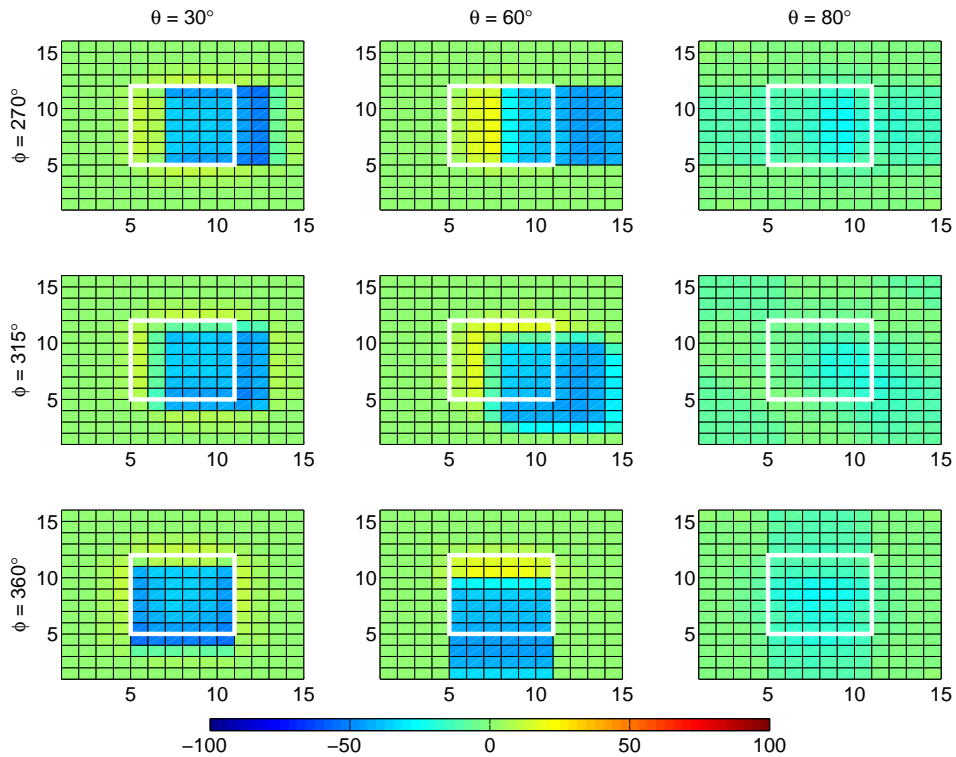
## 9.2 UV-Bereich (312 nm)

Die in diesem Kapitel beschriebenen Ergebnisse für die UV-Referenzwellenlänge unterscheiden sich sowohl in Stärke als auch im Muster der Felder der Strahlungserhöhungen am Boden von denen für 550 nm.

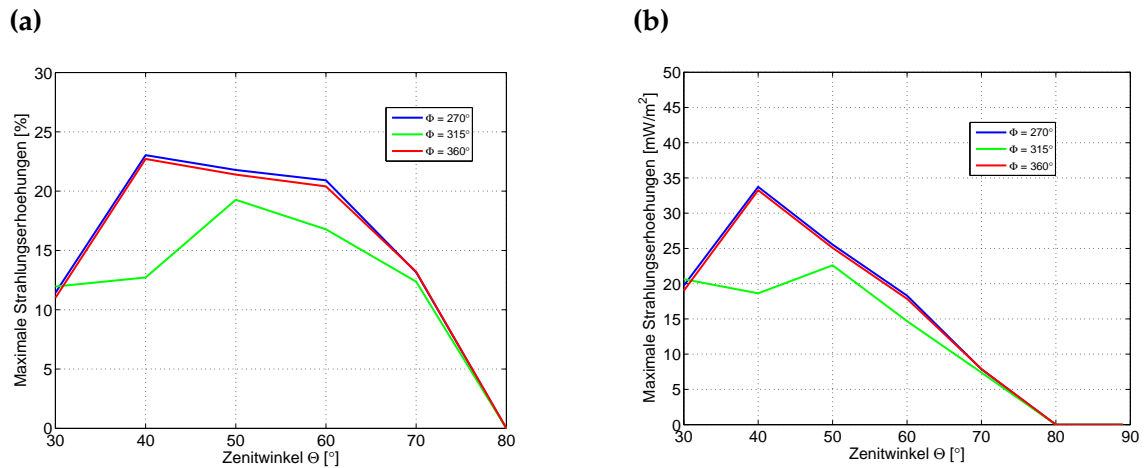
### 9.2.1 Cumulus mit optischer Dicke $\tau = 12$

Abbildung 9.14 zeigt die Felder der Erhöhungen der abwärtsgerichteten Strahlungsflussdichte bei 312 nm für die Cumuluswolke mit einer optischen Dicke von  $\tau = 12$ . Deutlich fällt eine schwächere Ausprägung der Stärke der relativen Strahlungserhöhungen für Zenitwinkel von  $30^\circ$  und  $60^\circ$  auf, bei  $80^\circ$  sind die Abschattungseffekte auch für  $315^\circ$  Azimutwinkel, die nicht durch die Randbedingungen beeinflusst waren, an die Stelle der Erhöhungen getreten. Der Verlauf für die drei betrachteten Azimutwinkel (Abb. 9.15.a.) weist Maxima bei  $\Theta = 40^\circ$  bzw.  $50^\circ$  mit 23 % bzw. 19 % relativer Strahlungserhöhung auf. Zu höheren Zenitwinkeln fallen die Kurven eher ab als im sichtbaren Bereich. Schon bei  $80^\circ$  Sonnenzenit treten keine Strahlungserhöhungen mehr auf. Dies war in den Messungen nicht zu beobachten, hier traten relative Strahlungserhöhungen sogar am häufigsten bei  $80^\circ$  auf. Dies mag an der idealen Wolke des Modells liegen, die hier die Wirklichkeit nicht wiedergeben kann. Zudem erreichen die modellierten relativen Werte nur knapp die Hälfte der Stärke der Gemessenen. Es zeigt sich im Modell deutlich, dass Strahlungserhöhungen und -abschattungen im sichtbaren und UV-Bereich tatsächlich unterschiedlich sind und insbesondere für höhere Zenitwinkel sogar antikorreliert auftreten können (siehe Abb. 8.7).

Im Gegensatz zu den relativen Werten zeigen die absoluten Strahlungserhöhungen (Abb. 9.15.b) hingegen auch in der Stärke eine gute Übereinstimmung mit den Messungen mit Maxima bei  $\Theta = 40^\circ$  von  $33 \text{ mW/m}^2$ . Dies lässt sich aber leicht dadurch erklären, dass für die absoluten Werte eine optimale wolkenfreie Referenzkurve nach Gleichung 4.6 zugrunde lag, wie sie bei sehr geringen Ozonwerten auftreten würde. D.h., die Kurve ist nicht repräsentativ für den Messzeitraum, da angepasst an den Tag mit den höchsten Messwerten, um die hierzu maximal möglichen Werte bei optimalen Bedingungen aufgezeigt zu bekommen. Die Ergebnisse für diese Wolke mit einer optischen Dicke von  $\tau = 60$  weisen dieselben Muster auf, nur in abgeschwächter Form (siehe Anhang A.2).



**Abbildung 9.14:** Relative Strahlungserhöhungen in % für 312 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenit- ( $\Theta = 30, 60, 80^\circ$ ) und Azimutwinkel ( $\Phi = 270, 315, 360^\circ$ ) bei einer Auflösung von 15 x 16 km. Die weiße Box markiert die Position der Wolke, deren optische Dicke beträgt  $\tau = 12$ .



**Abbildung 9.15:** (a) Relative und (b) absolute Strahlungserhöhungen in % bzw.  $\text{mW}/\text{m}^2$  für 312 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenitwinkel  $\Theta$  für Azimutwinkel  $\Phi$  von 270, 315 und 360° bei einer optische Dicke der Wolke von  $\tau = 12$ .

Eine Erklärung für die Unterschiede zum sichtbaren Bereich ist die kürzeren Wellenlänge der UV-Strahlung und die daraus resultierenden stärkeren diffusen Streuung in der Atmosphäre (siehe Kapitel 8.1 & 8.2). So ist der Anteil an direkter Strahlung im UV-Bereich deutlich geringer, was die schwächeren relativen Erhöhungen bedingt, und verschwindet schon bei höheren Sonnenständen komplett, was ein Auftreten von Strahlungserhöhungen dann nicht mehr ermöglicht. Letzterer Effekt fällt für die Betrachtung der Altocumuluswolke nicht so stark ins Gewicht, da hier der hohe Bedeckungsgrad ohnehin keine Möglichkeit mehr bietet, dass direkte Strahlung bei tiefstehender Sonne den Boden erreicht.

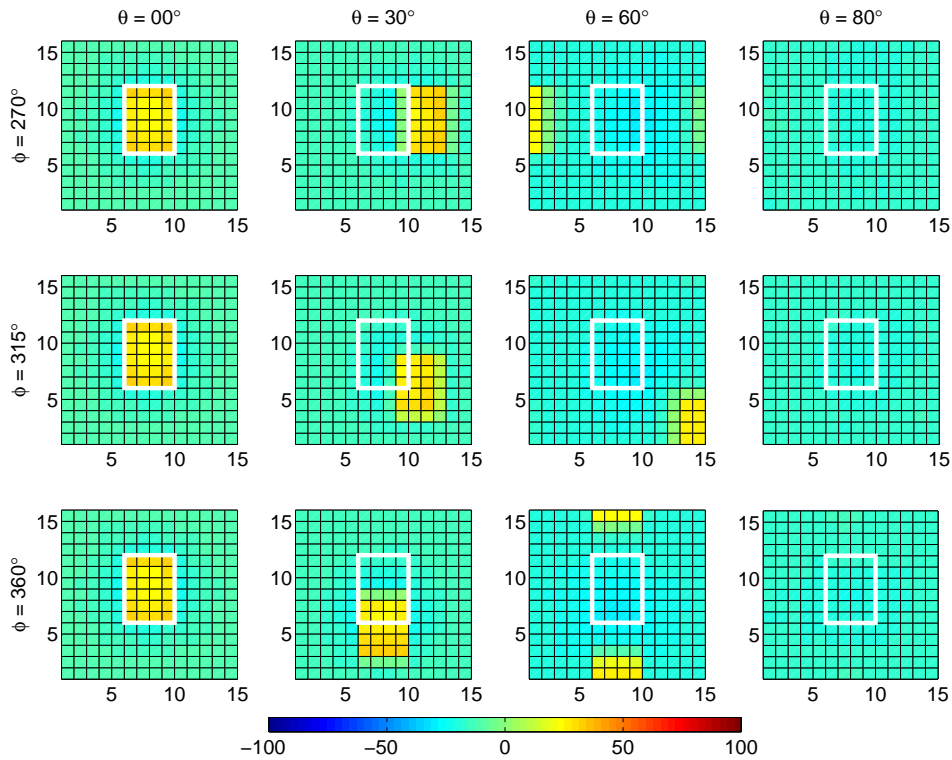
### 9.2.2 Altocumulus mit optischer Dicke $\tau = 4$

Die Muster für den Altocumulus mit  $\tau = 4$  zeigen im UV-Bereich (Abb. 9.16) exakt die gleichen Positionen der Strahlungserhöhungen, wie im sichtbaren (Abb. 9.10) aber mit deutlich geringerer Stärke. Die maximalen Werte werden für alle Azimutwinkel schon bei einem Zenitwinkel von  $30^\circ$  erreicht (Abb. 9.17.a). Ähnliche Ergebnisse können auch bei einer optischen Dicke der Wolke von  $\tau = 8$  beobachtet werden (siehe Anhang A.3), nur der Abfall der Stärke der relativen Erhöhungen zu höheren Zenitwinkeln ist etwas steiler. Somit scheint die Variation der optischen Dicke dieser Wolke bei kleinen Werten auch im UV-Bereich kaum Einfluss auf die Strahlungserhöhungen zu haben und somit scheint auch hier die "ideale" optische Dicke für maximale Strahlungserhöhungen erreicht.

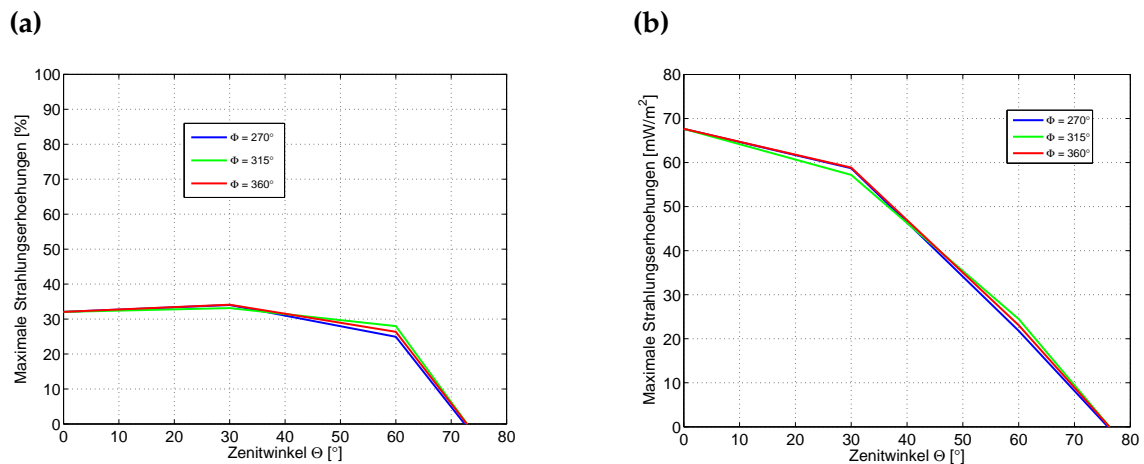
Die relativen Strahlungserhöhungen durch diffuse Streuung an der Altocumuluswolke sind mit 33 % deutlich stärker, als es für den Cumulus mit 23 % der Fall ist. Dies ist im sichtbaren Bereich genau entgegengesetzt. Zudem sind die Werte auch deutlich geringer als im sichtbaren, gerade einmal die Hälfte deren Stärke wird erreicht (vergl. Abb. 9.8). Dieses Ergebnis der Modellierung spiegeln die Messungen in den Grundzügen wieder, allerdings nicht das Ausmaß. Die Rechnungen für 550 nm erreichen im Fall der inhomogenen Wolke mit maximal 84 % in etwa die Stärke der maximalen relativen Erhöhungen der Globalstrahlung von 82 %, für 312 nm liegen die maximalen modellierten 33 % relativer Erhöhung allerdings deutlich unter den 59 % der Messungen.

Die absoluten Strahlungserhöhungen (Abb. 9.17.b) gegenüber dem wolkenfreien Referenzwert nach Gleichung 4.6 erreichen hingegen Werte von  $60 \text{ mW/m}^2$  für Zenitwinkel von  $30^\circ$ . So hohe Werte konnten auf Sylt nicht beobachtet werden, da sie optimale Bedingungen voraussetzen. Allerdings wird deutlich, wie stark Erhöhungen im erythemwirksamen UV-Bereich möglicherweise werden können.

Somit scheinen die in dieser Arbeit verwendeten idealen Modellwolken für den sichtbaren Bereich schon recht gute Annäherungen zu sein, während im UV-Bereich die Differenzen größer sind.



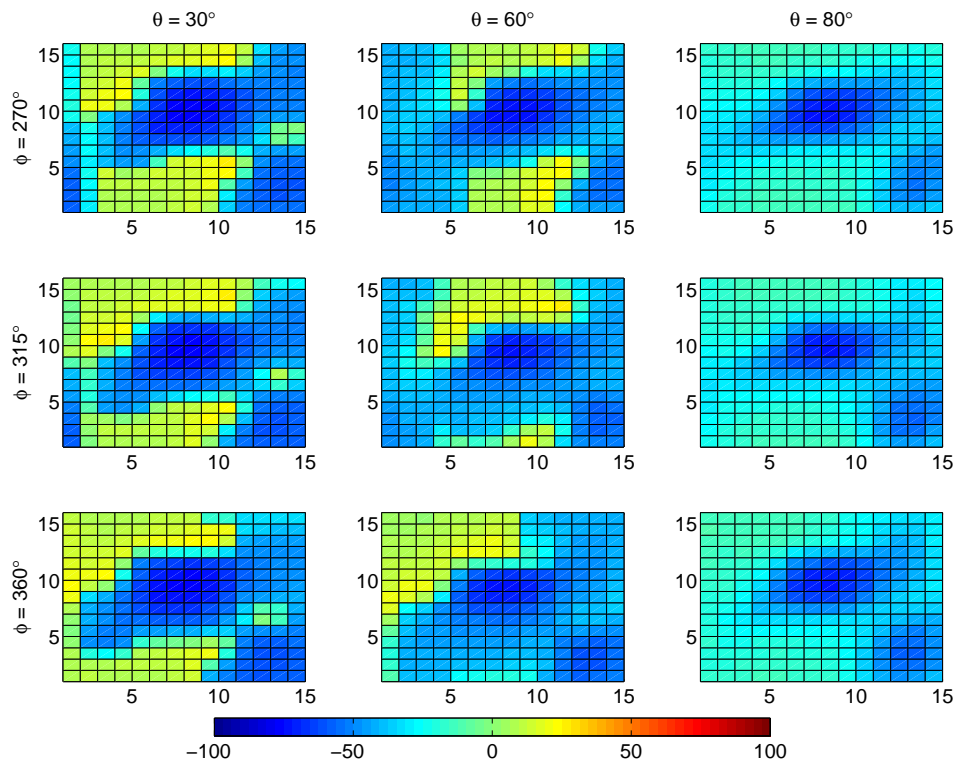
**Abbildung 9.16:** Relative Strahlungserhöhungen in % für 312 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenit- ( $\Theta = 0, 30, 60, 80^\circ$ ) und Azimutwinkel ( $\Phi = 270, 315, 360^\circ$ ) bei einer Auflösung von  $15 \times 16$  km. Die weiße Box markiert die Position der Wolkenlücke, die optische Dicke der Wolke beträgt  $\tau = 4$ .



**Abbildung 9.17:** (a) Relative und (b) absolute Strahlungserhöhungen in % bzw.  $\text{W}/\text{m}^2$  für 312 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenitwinkel  $\Theta$  für Azimutwinkel  $\Phi$  von  $270, 315$  und  $360^\circ$  bei einer optischen Dicke der Wolke von  $\tau = 4$ .

### 9.2.3 Inhomogene Wolke

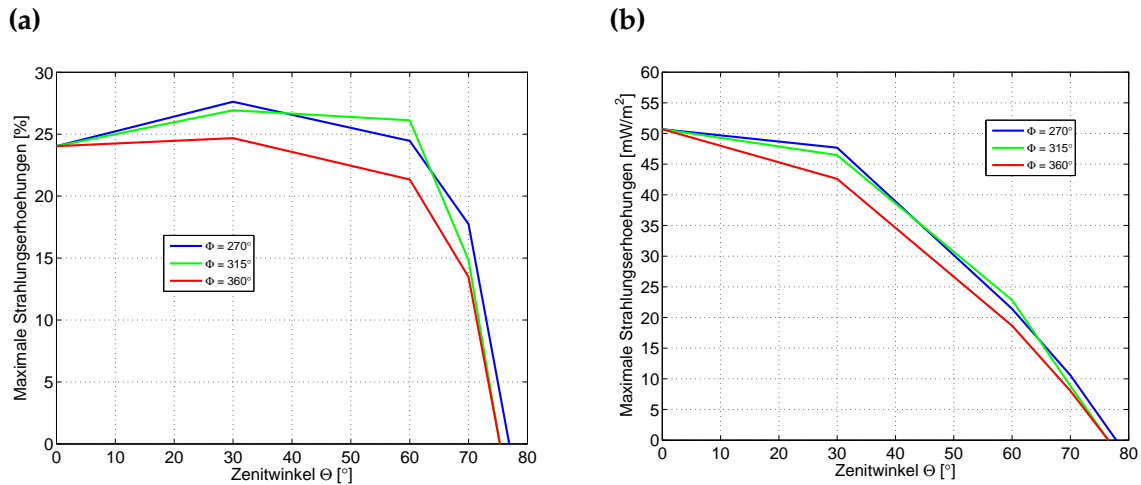
Abbildung 9.18 zeigt die Felder der relativen Strahlungserhöhungen für die inhomogene Wolke. Wie auch für die idealisierten Wolken sind die Erhöhungen deutlich geringer als im Sichtbaren, bei  $\Theta = 80^\circ$  treten keine Erhöhungen mehr auf.



**Abbildung 9.18:** Relative Strahlungserhöhungen in % für 312 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenit- ( $\Theta = 30, 60, 80^\circ$ ) und Azimutwinkel ( $\Phi = 270, 315, 360^\circ$ ) bei einer Auflösung von  $15 \times 16$  km.

Die Werte der relativen Strahlungserhöhungen im UV-Bereich liegen für die inhomogene Wolke zwischen denen der Altocumuluswolke (Abb. 9.17.a) und der Cumuluswolke (Abb. 9.15.a). Die Maxima von 25 % bis 28 % relativer Erhöhung treten bei  $30^\circ$  Zenitwinkel auf (Abb. 9.19.a). Die maximalen absoluten Erhöhungen liegen bei  $51 \text{ mW/m}^2$  bei senkrechtem Sonnenstand (Abb. 9.19.b).

Im UV-Bereich lassen sich somit die Ergebnisse der Messungen auch für die inhomogene Wolke nicht nachvollziehen, die maximale Absolutwerte wurden auch hier deutlich übertroffen. Die relativen Erhöhungen weisen wie auch für die idealisierten Wolken Maxima bei  $\Theta = 30^\circ$  auf. Für  $\Theta = 80^\circ$  hingegen treten im Gegensatz zu den Messergebnissen keine Erhöhungen mehr auf.



**Abbildung 9.19:** (a) Relative und (b) absolute Strahlungserhöhungen in % bzw.  $\text{W/m}^2$  für 312 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenitwinkel  $\Theta$  für Azimutwinkel  $\Phi$  von 270, 315 und 360°.

### 9.3 Naher IR-Bereich (890 nm)

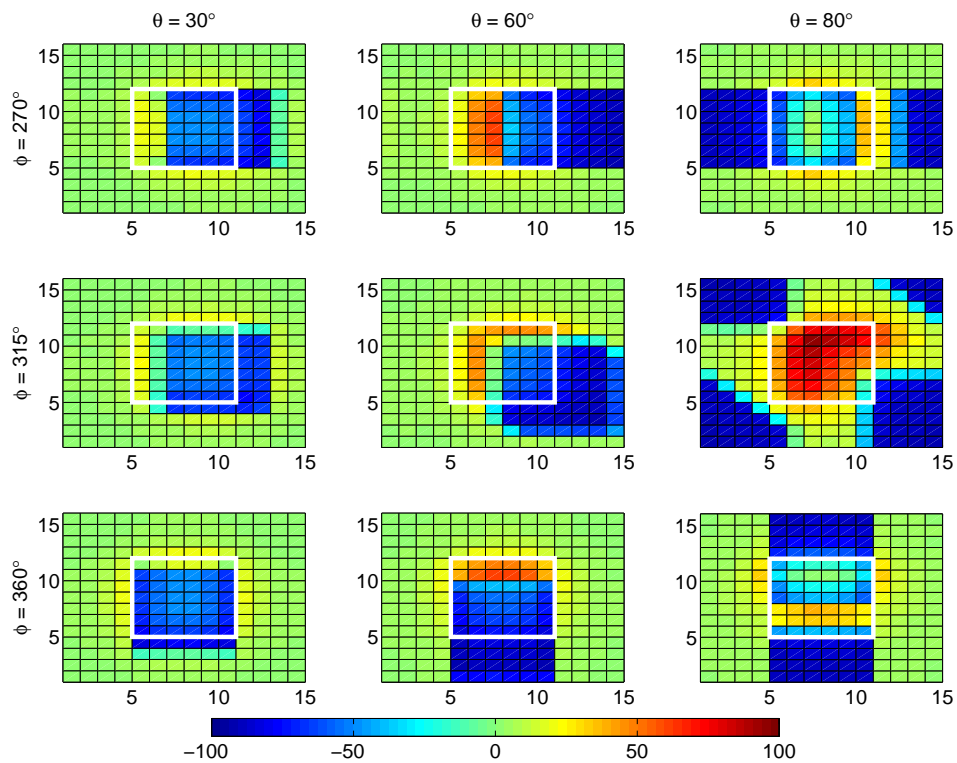
Im nahen IR-Bereich treten wie erwartet ähnliche Muster auf, wie in den bisher untersuchten Fällen. Die Werte realitver Erhöhung sind indess deutlich größer als im sichtbaren, was die Messergebnisse von Lovengreen et al. (2005) unterstützt, nämlich stärkere relative Strahlungserhöhungen bei größeren Wellenlängen.

#### 9.3.1 Cumulus mit optischer Dicke $\tau = 12$

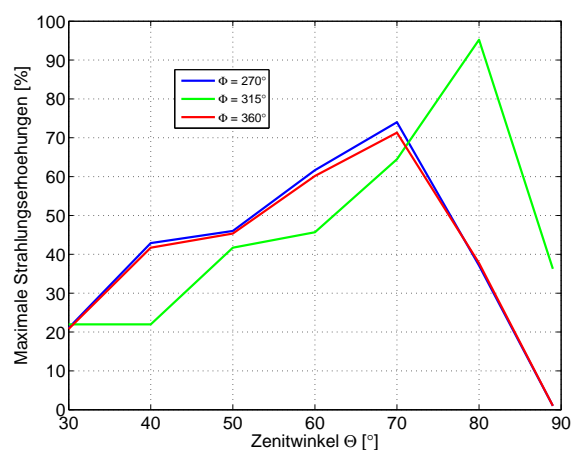
Abbildung 9.20 zeigt die Felder der relativen Erhöhungen der abwärtsgerichteten Strahlungsflussdichte bei 890 nm für die Cumuluswolke mit einer optischen Dicke von  $\tau = 12$ . Die relativen Erhöhungen sind nun maximal im Vergleich zu den bisherigen modellierten Ergebnissen mit über 90 % für  $\Theta = 80^\circ$  bei  $\Phi = 315^\circ$ . Ansonsten ist der Verlauf der maximalen relativen Strahlungserhöhungen in Abhängigkeit vom Zenitwinkel aber identisch mit den Resultaten für diese Wolke für den sichtbaren Bereich (Abb. 9.21). Die Unterschiede zum UV-Bereich sind sowohl in Stärke der Erhöhungen als auch in deren Position noch deutlicher ausgeprägt als im Sichtbaren.

Die Ergebnisse für diese Wolke mit einer optischen Dicke von  $\tau = 60$  finden sich im Anhang A.4. Wie erwartet sind die Werte für die relativen Erhöhungen etwas schwächer, zeigen aber identische Muster. Da im Rahmen dieser Arbeit keine Messungen der IR-Strahlung durchgeführt wurden, soll auf eine Darstellung der absoluten Strahlungserhöhungen verzichtet werden.





**Abbildung 9.20:** Relative Strahlungserhöhungen in % für 890 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenit- ( $\Theta = 30, 60, 80^\circ$ ) und Azimutwinkel ( $\Phi = 270, 315, 360^\circ$ ) bei einer Auflösung von  $15 \times 16$  km. Die weiße Box markiert die Position der Wolke, deren optische Dicke beträgt  $\tau = 12$ .

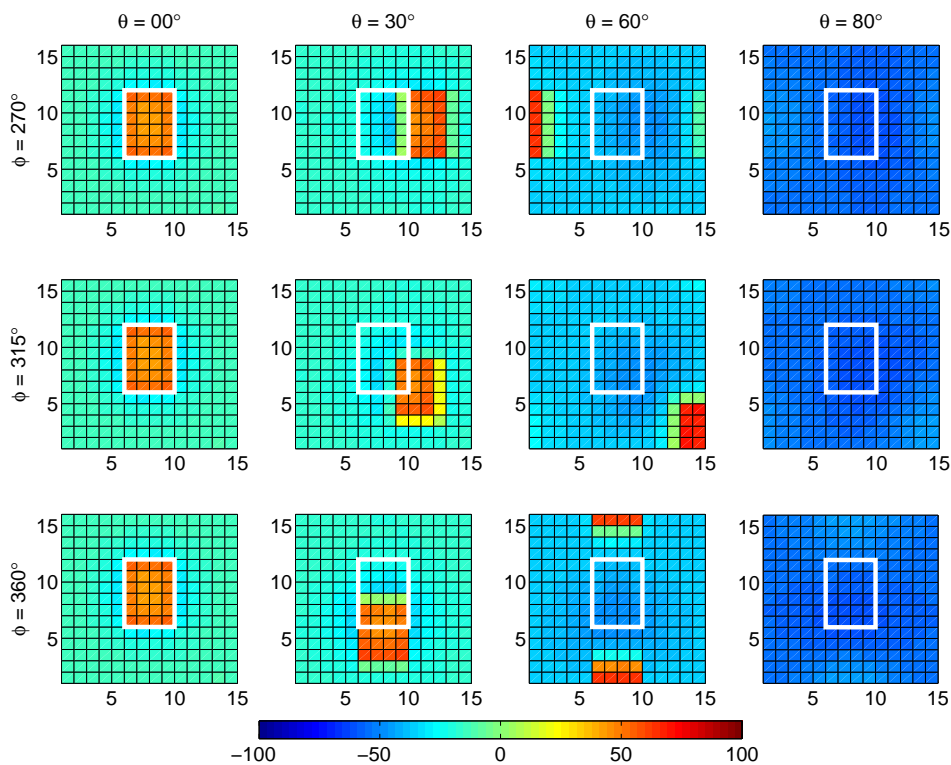


**Abbildung 9.21:** Relative Strahlungserhöhungen in % für 890 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenitwinkel  $\Theta$  für Azimutwinkel  $\Phi$  von  $270, 315$  und  $360^\circ$  bei einer optische Dicke der Wolke von  $\tau = 12$ .

### 9.3.2 Altocumulus mit optischer Dicke $\tau = 4$

Für den Altocumulus mit  $\tau = 4$  sind die Felder der relativen Strahlungserhöhungen in Abbildung 9.22 dargestellt. Es wird deutlich, dass für diesen Wolkentyp, zumindest die gewählte Darstellung, die Muster der Bodenfelder für alle drei Wellenlängen nahezu identisch sind.

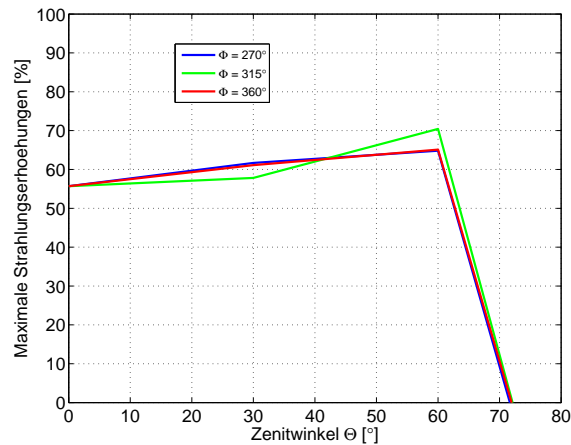
Unterschiede zum UV-Bereich ergeben sich insbesondere hinsichtlich der Stärke der relativen Erhöhungen, die Kurven der maximalen Strahlungserhöhungen für die unterschiedlichen Zenitwinkel (Abb. 9.23) folgen eher dem Verlauf der Kurven im sichtbaren Bereich. Anhang A.5 zeigt die Resultate für den Altocumulus mit  $\tau = 8$ . Wiederum zeigen sich kaum Unterschiede zum hier dargestellten Fall mit geringerer optischer Dicke.



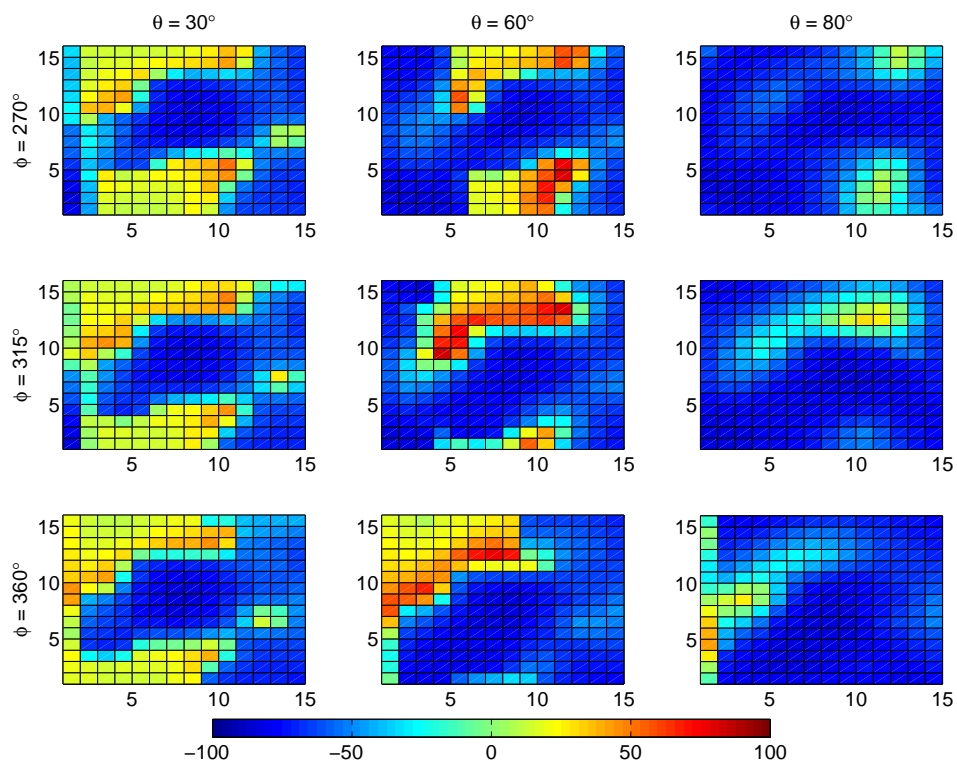
**Abbildung 9.22:** Relative Strahlungserhöhungen in % für 890 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenit- ( $\Theta = 0, 30, 60, 80^\circ$ ) und Azimutwinkel ( $\Phi = 270, 315, 360^\circ$ ) bei einer Auflösung von 15 x 16 km. Die weiße Box markiert die Position der Wolkenlücke, die optische Dicke der Wolke beträgt  $\tau = 4$ .

### 9.3.3 Inhomogene Wolke

Abbildung 9.24 zeigt die Felder der relativen Strahlungserhöhungen am Boden für die inhomogene Wolke. Wie auch für die idealisierten Wolken sind die Erhöhungen stärker als im Sichtbaren. Die Muster sind aber vergleichbar, ebenso der Verlauf der Kurven

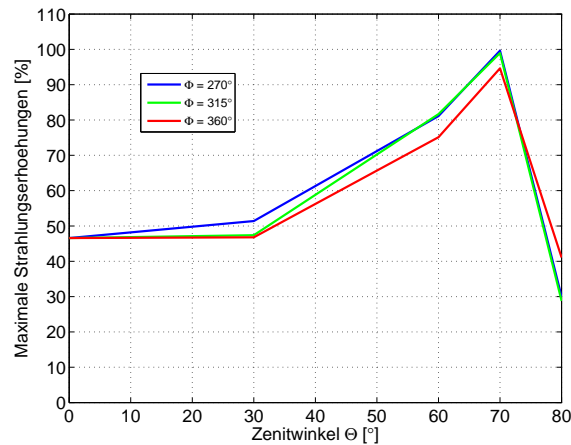


**Abbildung 9.23:** Relative Strahlungserhöhungen in % für 890 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenitwinkel  $\Theta$  für Azimutwinkel  $\Phi$  von 270, 315 und 360 ° bei einer optische Dicke der Wolke von  $\tau = 4$ .



**Abbildung 9.24:** Relative Strahlungserhöhungen in % für 890 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenit- ( $\Theta = 30, 60, 80^\circ$ ) und Azimutwinkel ( $\Phi = 270, 315, 360^\circ$ ) bei einer Auflösung von 15 x 16 km.

maximaler Erhöhung in Abhängigkeit vom Zenitwinkel (Abb. 9.25). Der höchste Wert beträgt nun fast 100 % bei  $\Theta = 70^\circ$  und  $\Phi = 270^\circ$ .



**Abbildung 9.25:** Relative Strahlungserhöhungen in % für 890 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenitwinkel  $\Theta$  für Azimutwinkel  $\Phi$  von 270, 315 und 360 ° bei einer optische Dicke der Wolke von  $\tau = 4$ .

	Wellenlänge $\lambda$	max. Erhöh. (relativ)	bei $\Theta$	max. Erhöh. (absolut)	bei $\Theta$
Cumulus	312 nm	23 %	40°	33 mW/m <sup>2</sup>	40°
	550 nm	75 %	80°	320 W/m <sup>2</sup>	40°
	890 nm	95 %	80°	-	-
Alto cumulus	312 nm	33 %	30°	67 mW/m <sup>2</sup>	0°
	550 nm	64 %	60°	620 W/m <sup>2</sup>	0°
	890 nm	71 %	60°	-	-
Inhom. Wolke	312 nm	28 %	30°	51 mW/m <sup>2</sup>	0°
	550 nm	84 %	70°	430 W/m <sup>2</sup>	30°
	890 nm	100 %	70°	-	-
Messungen	312 nm (erythemgew.)	59 %	80°	32 mW/m <sup>2</sup>	32°
	0.3 – 2.8 $\mu\text{m}$	82 %	87°	522 W/m <sup>2</sup>	32°
	-	-	-	-	-

**Tabelle 9.1:** Maximale relative und absolute Strahlungserhöhungen der Strahlungstransportrechnungen für die drei Modellwolken im Vergleich mit den Maximalwerten aus den Messungen.

Zusammenfassend zeigt Tabelle 9.1 die maximalen relativen und absoluten Strahlungs-

erhöhungen aus den Modellrechnungen im Vergleich mit den Ergebnissen aus den Messungen. Die absoluten Werte der Modellergebnisse wurden aus den relativen Strahlungserhöhungen nach den Gleichungen 4.1 und 4.6 bestimmt. Dabei wurde angenommen, dass die 550 nm-Wellenlänge die Global- und die 312 nm-Wellenlänge die erythemgewichtete UV-Strahlung repräsentativ wiedergeben können. Messungen der IR-Strahlung wurden im Rahmen dieser Arbeit nicht untersucht.

Das Modell unterschätzt für die 312 nm-Wellenlänge die Stärke der relativen Erhöhungen deutlich, maximal 33 % für den Altocumulus im Vergleich zu den 59 % der Messungen, zudem bei deutlich höherem Sonnenstand. Die absoluten Werte liegen aufgrund der Annahme einer ozonarmen Atmosphäre mit maximal  $67 \text{ mW/m}^2$  deutlich über den Messungen, allerdings auch bei senkrechtem Sonnenstand. Der Cumulus stimmt mit  $33 \text{ mW/m}^2$  gut überein, aber auch bei einem etwas anderen Sonnenstand.

Für die 550 nm-Wellenlänge liegen der Cumulus und die inhomogene Wolke mit 75 %, respektive 84 % relativer Strahlungserhöhung in der Nähe der Messungen, allerdings auch hier bei etwas höherem Sonnenstand. Die absoluten Strahlungserhöhungen sind für den Cumulus und die inhomogene Wolke deutlich geringer als die Messungen, aber bei ähnlichem Sonnenstand. Hier stimmt der Altocumulus mit  $500 \text{ W/m}^2$  bei  $\Theta = 30^\circ$  am Besten mit den Messungen überein, der maximale Wert von  $620 \text{ W/m}^2$  wird aber bei senkrechtem Sonnenstand erreicht.



## Kapitel 10

# Schlussbetrachtung und Ausblick

Während der Sommermonate der Jahre 2004 und 2005 wurde in der Messstation des Instituts für Medizinische Klimatologie der Universität Kiel auf der Nordseeinsel Sylt in Zusammenarbeit mit dem Leibniz-Institut für Meereswissenschaften der Universität Kiel (IFM-GEOMAR) eine Wolken- und Strahlungsmesskampagne durchgeführt, um die Qualität zwei verschiedenener Arten der Bedeckungsgradbestimmung und den Einfluss der bewölkten Atmosphäre auf die solare Einstrahlung am Boden zu untersuchen. Zusätzlich wurden Strahlungstransportrechnungen mit verschiedenen Modellwolken durchgeführt, um die Mechanismen zu verdeutlichen, die zu Strahlungserhöhungen am Boden führen.

### 10.1 Bedeckungsgradbestimmung

Zwei unterschiedliche Arten der Bedeckungsgradbestimmung, aus Messungen der langwelligen Gegenstrahlung nach dem APCADA Algorithmus und aus digitalen Ganzhimmelmkamerabildern, wurden mit synoptischen Beobachtungen einer nahegelegenen Station des Deutschen Wetterdienstes verglichen. APCADA, entwickelt von Dürr und Philipona (2004), wurde hierzu an die wolkenfreien Bedingungen der Messstation angepasst. Obwohl der Algorithmus nicht zur Erkennung von Cirruswolken konzipiert wurde, sollte als erster Schritt ein Vergleich für alle Bedeckungsgradsituationen (*Total Cloud Amount*, TCA) durchgeführt werden, um potentielle Fehler aufzuzeigen, wenn der Algorithmus nicht korrekt eingesetzt wird. Die TCAs der Kamera überschätzen leicht die synoptischen Beobachtungen mit nahezu symmetrischen Abweichungen zu kleineren und größeren Werten hin. Der kamerabasierte Algorithmus erreicht 72 (85) % Übereinstimmung bei  $\pm 1$  (2) Achtel Toleranz. APCADA unterschätzt den beobachteten Bedeckungsgrad in 47 % aller Fälle, was zu einer systematischen Abweichung von -1.01 Achtel führt. Aufgrund der fehlenden Erkennung von Cirruswolken erreicht APCADA geringere Werte von 60 (70) % Übereinstimmung bei  $\pm 1$  (2) Achtel.

Der Vergleich für alle Fälle ohne Cirruswolken (*Partial Cloud Amount*, PCA) zeigt eine leichte Verbesserung in der Übereinstimmung des kamerabasierten Algorithmus mit den

synoptischen Beobachtungen von 72 (85) % auf 78 (89) % bei  $\pm 1$  (2) Achtel. Wie erwartet werden die Werte für APCADA deutlich von 60 (75) % auf 73 (89) verbessert. Beide Datensätze zeigen in ihrer Güte der Bedeckungsgradbestimmung keine tageszeitliche Abhängigkeit. Eine Untersuchung der Fehler in der Bedeckungsgradbestimmung in den verschiedenen Bedeckungsgradklassen zeigt auf, dass der hohe Grad an Übereinstimmung beider Datensätze mit den Beobachtungen vermutlich durch Fehlinterpretation innerhalb benachbarter Achtel-Klassen zu finden ist.

Daraus lässt sich schließen, dass APCADA im operationellen Betrieb verlässliche Statistiken des Bedeckungsgrads ohne Cirruswolken liefert. Für diese Fälle wäre schon jetzt eine Anwendung in globalen Wolkenklimatologien (z.B. im BSRN-Netzwerk) denkbar, da hier alle benötigten Eingangsdaten bis auf Cirruserkennung in hoher zeitlicher Auflösung vorliegen. Um hohe Wolken erfassen zu können, werden zusätzliche Informationen (z.B. Sonnenscheindauer, kurzweilige Einstrahlung) benötigt. Eine Anwendung von APCADA auf Bedingungen mit allen Wolkenklassen führt indess zu inakzeptabel hohen systematischen Fehlern. Die hier beobachteten Fehlerabschätzungen für cirrusfreie Bedingungen sind leicht größer, als von Dürr und Philipona (2004) berichtet. Dies könnte an der kürzeren Zeitserie des verwendeten Datensatzes liegen, was zu einer weniger optimalen Anpassungen an die Emissivität des wolkenfreien Himmels führt.

Demnach liefern die Bedeckungsgradbestimmungen aus den Kamerabildern tagsüber eine bessere Wolkenklimatologie für alle Wolkenklassen, da sie kaum durch hohe Wolken beeinflusst werden. Dennoch führt ein Ausschluss von Cirruswolken zu einer leichten Verbesserung in der Identifikation des Bedeckungsgrads.

## 10.2 Globalstrahlung

In der vorliegenden Arbeit wurde gezeigt, dass verschiedenartige Bewölkungssituationen zu Erhöhungen der Globalstrahlung gegenüber dem wolkenfreien Referenzwert führen können. Diese Situationen treten bei fast bedecktem oder bei relativ freiem Himmel auf. Dabei wurden maximale Erhöhungen von über  $500\text{W}/\text{m}^2$  beobachtet, die allein Dank der zeitlich hochaufgelösten Strahlungsmessungen erfasst werden konnten. Die Ergebnisse lassen darauf schließen, dass, über längere Zeiträume gesehen, die Stärke der Strahlungserhöhungen mit dem Bedeckungsgrad zunimmt (mit einer Korrelation von  $r = 0.40$  für das Jahr 2004, und  $r = 0.55$  für das Jahr 2005) und bei 80 % bis 90 % mittlerer Bedeckung ein Maximum aufweist. Die stärksten Erhöhungen werden dabei bei nahezu bedecktem Himmel und Altocumulus Bewölkung sowie bei durchbrochener Bewölkung mit Cumuluswolken beobachtet. So dürfte eine Kombination aus diffuser Streuung der solaren Strahlung beim Durchgang durch die Wolken (insbesondere Alto-cumulus) und Reflexion der diffusen und direkten Strahlung an Wolkenseiten für die starken Strahlungserhöhungen verantwortlich sein. Dabei ist zu vermuten, dass Reflexion eine untergeordnete Rolle spielt, insbesondere bei fast bedecktem Himmel mit Al-



tocumuluswolken. Die Ergebnisse der Strahlungstransportrechnungen bestätigen diese Vermutung. Erhöhungen von über  $400 \text{ W/m}^2$  können dabei bis zu 20 Sekunden andauern.

Desweiteren ist eine Anhäufung der relativen Strahlungserhöhungen bei Sonnenzenitwinkeln von  $45^\circ - 50^\circ$  festzustellen sowie bei Zenitwinkeln von  $85^\circ - 90^\circ$ . Hier treten die relativ zum wolkenfreien Referenzwert stärksten Erhöhungen auf, maximal 82 %. Dies liegt zum einen an der Anpassung der Referenzkurve, da geringe Abweichungen bei ebenfalls geringen Strahlungswerten gegen Sonnenauf- und Untergang eine höhere prozentuale Erhöhung ergeben. Andererseits ist bei tiefstehender Sonne auch die diffuse Strahlung höher, da nun ein längerer Weg durch die Atmosphäre zurückgelegt werden muss. Die maximalen absoluten Strahlungserhöhungen von über  $400 \text{ W/m}^2$  treten aber um den Mittagszeitpunkt, sowie kurz davor auf, wenn die direkte Einstrahlung am stärksten ist.

Diese Ergebnisse unterstützen die Beobachtungen von z.B. Pfister et al. (2003), zeigen aber deutlich größere Werte erhöhter solarer Einstrahlung auf. Die stärkste Erhöhung, die während der Messkampagnen beobachtet werden konnte, betrug  $522 \text{ W/m}^2$  (Schade et al., 2007) gegenüber dem theoretischen Referenzwert bei wolkenfreiem Himmel, was bisher veröffentlichte Werte, die zudem noch in niedrigeren Breiten, d.h. bei höherem Sonnenstand und dementsprechend stärkerer theoretischer Einstrahlung bei wolkenfreiem Himmel, gemessen wurden, um etwa  $40 \text{ W/m}^2$  übertrifft (Piacentini et al., 2003). Aktuelle Untersuchungen am IFM-GEOMAR haben noch höhere Werte gefunden (Jahnke, 2008).

Während sich diese Arbeit mit der Diskussion von erhöhter Einstrahlung, Wolkenbedeckungsgrad und Wolkentyp beschäftigte, erscheint es vielversprechend, die Kamerabilder mit Hilfe von fortgeschrittenen Techniken zur Charakterisierung der Wolkenstrukturen zu untersuchen, um erhöhte solare Einstrahlung am Boden besser zuordnen zu können. Am IFM-GEOMAR werden bereits Arbeiten zu diesem Thema mit einem verbesserten Kameraprototypen durchgeführt (z.B. Kalisch und Macke, 2008). Eine neues schnellmessendes Pyranometersystem, das mit einer Abtastrate von 10 Hz messen kann, soll zudem in Zukunft Aussagen über die Stärke von hochfrequenten Strahlungserhöhungen am Boden machen können. Das IFM-GEOMAR plant hierzu Messungen mit 7 Si-Sensoren *ML-020VM* (EKO Instruments Europe B. V., Leiden, Holland), die zeitversetzt ausgelesen werden. Des Weiteren werden Mitarbeiter des IFM-GEOMAR auf der Polarsternfahrt ANT-25-5, die im Frühjahr 2009 stattfindet, wie schon auf Fahrten zuvor zeitlich hochaufgelöste Strahlungs- und Bedeckungsgradmessungen durchführen. Eine weitere Zusammenarbeit mit dem Institut für Medizinische Klimatologie sieht Messungen für den Sommer 2009 auf der Sylter Messstation vor.

### 10.3 UV-Strahlung

Kurzzeitige Variationen in der Lichtintensität beeinflussen systematisch die Photosynthese der Vegetation, wie z.B. Marine Algen oder Phytoplankton (Dromgoole, 1988). Die Rolle der Fluktuationen im UV-Bereich auf die Sonnenbrandrate ist hingegen zur Zeit noch sehr wenig untersucht. Dass es diese Fluktuationen gibt, ist schon länger bekannt (z.B. McCormick und Suehrcke, 1990). Nun haben Sandmann und Stick (2006) mit Untersuchungen von *Broken Cloud* - Bedingungen Aussagen über den Einfluß von Wolken auf die Expositionszeit machen können. So führt durchbrochene Bewölkung zwar zu einer Verlängerung der Expositionszeit von 12 %, zeigen aber dennoch auf, dass ein Mensch, der sich ungeschützt diesen Bedingungen aussetzt, sich bewusst sein sollte, dass die Gefahr eines Sonnenbrands nur unwesentlich gegenüber der Situation bei wolkenfreiem Himmel gemindert ist. Dies ist deswegen von Bedeutung, weil man die UV-Strahlung nicht wahrnehmen kann, so dass es zumal bei teilweise bewölktem Himmel leicht zu Fehleinschätzungen kommen kann. Überdies bedeuten Abschwächungen von 12 % bei einer Expositionszeit, die zum Erreichen einer minimalen Erythemdosis notwendig ist, von beispielsweise 30 Minuten nur Zunahmen um 3 bis 4 Minuten.

Die Untersuchungen der erythemgewichteten UV-Strahlung im Rahmen dieser Arbeit machen deutlich, dass die stärksten relative Strahlungserhöhungen im UV-Bereich hauptsächlich bei niedrigeren Sonnenständen auftreten, d.h. vormittags und nachmittags. Zu diesen Zeiten sind aber die Strahlungswerte meist schon so weit abgefallen, dass auch für einen hellhäutigen Menschen kaum noch Gefahr besteht. Die absoluten Maximalwerte erhöhter erythemwirksamer UV-Strahlung von über  $25 \text{ mW/m}^2$  (= 1 UVI), die nur zur Mittagszeit auftreten, dauern maximal 20 Sekunden an, bevor die Abschattungseffekte der Wolken wieder stärker werden. Die Messergebnisse zeigen insgesamt ein ähnliches Bild wie im sichtbaren Bereich. Die absoluten und relativen Werte der Strahlungserhöhungen sind allerdings deutlich geringer. Dennoch werden die Werte bisheriger Untersuchungen deutlich übertroffen, mit maximal 59 % relativer Erhöhung im Vergleich zu den Werten von Estupinan et al. (1996) oder Sabburg und Wong (2000) mit 23 % bzw. 8 %. Auch hier zeigt sich die hohe zeitliche Auflösung der Messungen als entscheidender Vorteil. Des Weiteren wurden nennenswerte Strahlungserhöhungen weder bei Dunst noch bei reiner Cirrusbedeckung beobachtet. Dies gilt sowohl für den sichtbaren, als auch für den UV-Bereich.

Schließlich kann festgehalten werden, dass kurzzeitige wolkenbedingte Erhöhungen der erythemwirksamen UV-Strahlung insbesondere im Vergleich mit der Variabilität des Ozongehalts eine untergeordnete Rolle spielen, da ein reduzierter Ozongehalt auf längeren Zeitskalen von Stunden bis Tagen dauerhaften erhöhenden Einfluss nehmen kann, wenn z.B. ozonarme Luftmassen in unsere Breiten gelangen (Jäger et al., 1995, Stick et al., 2006).

In künftigen Arbeiten sollten weiterführende Untersuchungen auch mit geeigneten Emp-

fängerflächen, die der Sonne nachgeführt werden, angedacht werden, da bei der üblichen horizontalen Ausrichtung der Messgeräte die Strahlung nicht senkrecht auf den Sensor trifft und somit nicht die maximal mögliche Dosis empfangen können. So fanden Stick et al. (1994) Erhöhungen von bis zu 25 % bei senkrecht zur einfallenden Sonnenstrahlung stehenden Flächen. McKenzie et al. (1997) beobachteten für 10-minütige Mittelwerte an wolkenfreien Tagen bis zu 40% höhere Werte als bei einer horizontalen Ausrichtung. Da der Mensch eine Vielzahl geneigter Flächen aufweist, sind diese Untersuchungen von besonderem Interesse. Mech und Köpke (2004) konnten mit Strahlungstransferrechnungen für beliebig geneigte Oberflächen gute Übereinstimmungen zu gemessenen Werten erreichen, Hess und Köpke (2008) fügten später Hindernisse (wie Berge, Häuser, etc.) in dieses Modell ein.

## 10.4 Strahlungstransport-Modellierung

Um das Verständnis des Entstehens von Strahlungserhöhungen zu verbessern, wurden Strahlungstransportrechnungen für verschiedene Wellenlängen und Modellwolken durchgeführt. Dabei sollten zwei idealisierte Wolken die Mechanismen verdeutlichen, und ein Vergleich mit einer inhomogenen 3D-Wolke die Fehler der vereinfachten Darstellung aufzeigen. Beide idealisierten Wolken symbolisieren die in den Messungen als Hauptursache für extreme Strahlungserhöhungen erkannten Wolkentypen, einzelne tiefe Cumuluswolken und mittelhohe Altocumuluswolken mit hohem Bedeckungsgrad.

Die idealisierte Cumuluswolke verursachte für alle Wellenlängen Strahlungserhöhungen an der Vorderseite ihrer jeweils angestrahlten Seite, mit maximalen Werten direkt unter der Wolke. Die Stärke dieser Erhöhungen richtete sich nach der optischen Dicke der Wolke (zu hohe optische Dicken führen zu erhöhter Reflexion bzw. Absorption der Strahlung) sowie der Wellenlänge. Die von Lovengreen et al. (2005) beobachtete Zunahme der Stärke der relativen Strahlungserhöhungen mit größeren Wellenlängen konnte im Modell bestätigt werden. Maximale relative Erhöhungen ergeben sich mit 95 % im IR-Bereich, 75 % im Sichtbaren und 23 % im UV-Bereich. Im Fall der UV-Wellenlänge von 312 nm wurde zudem deutlich, dass die Gebiete mit relativen Erhöhungen am Boden im Vergleich zur sichtbaren und langwelligen Wellenlänge (550 nm bzw. 890 nm) geringere Ausmaße annehmen und bei tiefem Sonnenstand eher verschwinden. Dies liegt an der Absorption der kürzeren Wellenlängen durch Ozon sowie an der stärkeren diffusen Streuung der kurzen Wellenlänge (vergl. Rayleigh-Streukoeffizient, Gleichung 2.6). Somit erklärt sich die Tatsache, dass morgens und Abends zur selben Zeit einerseits im sichtbaren Bereich Strahlungserhöhungen, andererseits im UV-Bereich Abschwächungen auftreten (Abb. 8.7).

Die idealisierte Altocumuluswolke verdeutlicht insbesondere den diffusen Streuanteil an den Strahlungserhöhungen, denn Reflexion an Wolkenseiten kann bei senkrechtem Einfall der Strahlung nicht auftreten ohne vorherige Streuung in der Wolke. Außerdem zeigt

sich die Notwendigkeit, dass direkte Strahlung den Boden erreicht, denn nur dort wurden auch Strahlungserhöhungen verursacht. Die Messungen ergaben, dass Strahlungserhöhungen am häufigsten bei nahezu bedecktem Himmel auftreten. Auch im Modell zeigt sich, dass eine Lücke in einem ansonsten bedecktem Himmel hierzu ausreicht. Des Weiteren ergaben sich für diese Wolke die maximalen absoluten Strahlungserhöhungen, im sichtbaren Bereich um mehr als  $600 \text{ W/m}^2$  bei senkrechtem Sonnenstand. Die erythemgewichtete UV-Strahlungserhöhung beträgt maximal  $73 \text{ mW/m}^2$ . Solch starke Erhöhungen konnten nicht gemessen werden, da die Zenitdistanz der Sonne mittags für die Breite von Sylt minimal  $30^\circ$  beträgt und eine wolkenfreie Referenzstrahlung bei niedrigem Ozongehalt angenommen wurde, um mögliche Maximalwerte anzugeben. Die relativen Werte sind für alle Wellenlängen bis zu Zenitwinkeln von  $60^\circ$  nahezu gleichbleibend hoch, bis zu 60 % im sichtbaren und 35 % im UV-Bereich. Die gemessenen relativen Werte im sichtbaren sind etwas höher als die modellierten. Im UV-Bereich konnten 59 % relativer Erhöhung erfasst werden, was die Modellrechnungen nicht wiedergeben können.

Die inhomogene GRIMALDI-Wolke verursacht im Sichtbaren die stärksten relativen Strahlungserhöhungen, wie der idealisierte Cumulus unter der angestrahlten Wolke. Aufgrund der periodischen Randbedingungen und des kleinen Modellgebiets treten die relativen Maxima bei beiden Wolken aber nicht wie in den Messungen bei Sonnenzenitwinkeln nahe  $90^\circ$  auf, sondern schon bei  $70^\circ$ . In folgenden Arbeiten sollte das Modellgebiet darum vergrößert werden (siehe Anhang A.1), worauf wegen des Rechenaufwands für diese Arbeit verzichtet wurde. Im UV-Bereich sind die Ergebnisse mit denen der Altocumuluswolke vergleichbar. Auch hier werden die gemessenen relativen Erhöhungen nicht erreicht, die absoluten sind hingegen deutlich höher. Im IR-Bereich ergeben sich die auch insgesamt stärksten relativen Erhöhungen mit 99.6 % für Sonnenzenitwinkel von  $70^\circ$ .

Die Ergebnisse zeigen, dass mit idealisierten 3D-Wolken realistische Werte erhöhter absoluter solarer Einstrahlung im sichtbaren Bereich modelliert werden können. Die maximalen relativen Werte im Modell werden ohne den Einfluss der Randbedingungen vermutlich größere Werte ergeben, als gemessen wurden. Eine Variation der Bodenalbedo könnte ebenfalls zu stärkeren Strahlungserhöhungen führen, wie aus Messungen der Globalstrahlung über schneebedecktem Untergrund (Jahnke, 2008) zu sehen ist. Hier führt mehrfache Reflexion der Strahlung zwischen Boden und Wolke zu bis zu 20% höheren Werten als über Land und zu 40% höheren Werten als über dem offenen Ozean.

Im UV-Bereich werden die maximalen relativen Werte der Messungen nicht erreicht, die absoluten Erhöhungen könnten vermutlich an Tagen mit besonders geringem Ozongehalt der Atmosphäre in der berechneten Stärke gemessen werden. Auffallend ist, dass für alle betrachteten Modellwolken und Wellenlängen die maximalen Strahlungserhöhungen immer unter der Wolke auftreten, mit der Ausnahme bei direkt senkrechtem Einfall der Strahlung. Somit trägt diffuse Streuung in der Wolke den weitaus größeren Anteil an den Strahlungserhöhungen bei als Reflexion an Wolkenseiten.

# Anhang A

## Anhang

### A.1 550 nm, Cumulus mit optischer Dicke $\tau = 60$

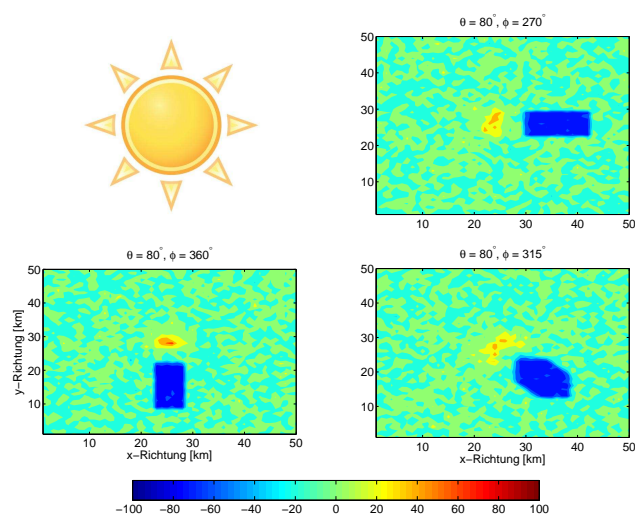
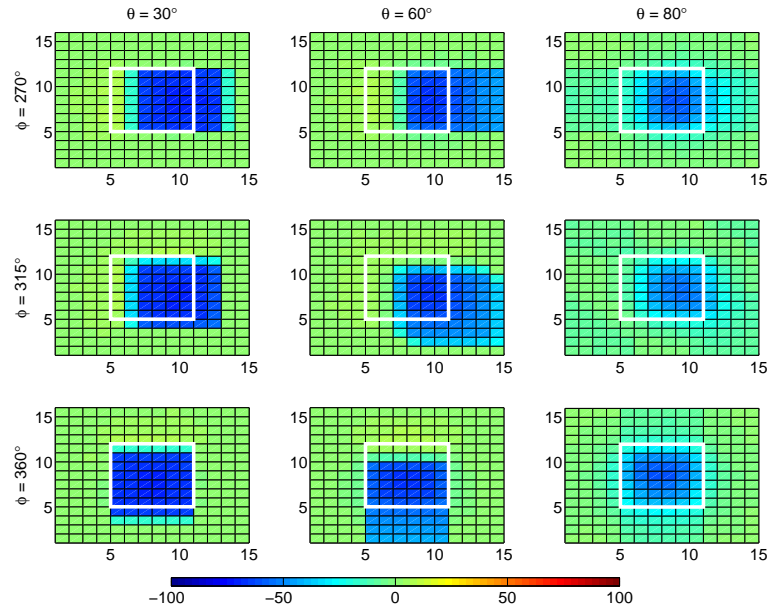
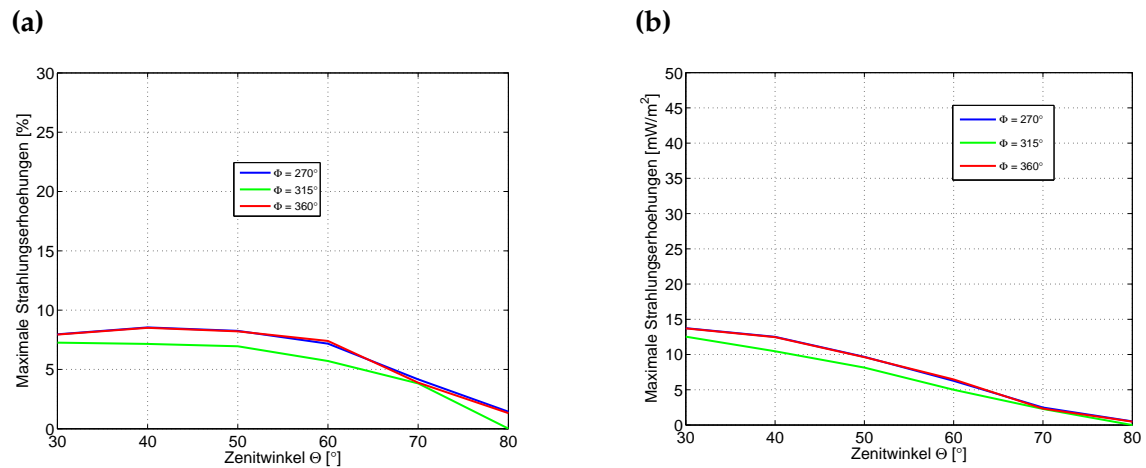


Abbildung A.1: Relative Strahlungserhöhungen in % für 550 nm bei  $\Theta = 80^\circ$  und einem Modellgebiet von  $50 \times 50$  km.

## A.2 312 nm, Cumulus mit optischer Dicke $\tau = 60$

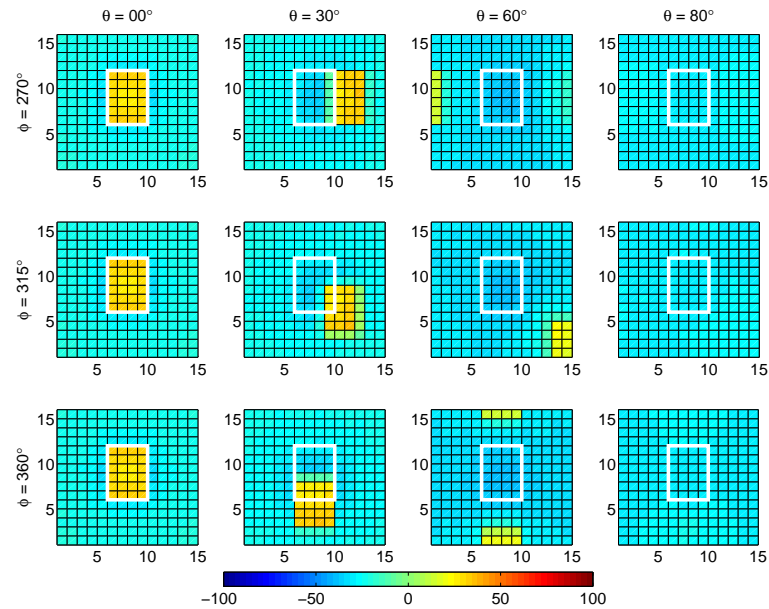


**Abbildung A.2:** Relative Strahlungserhöhungen in % für 312 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenit- ( $\Theta = 30, 60, 80^\circ$ ) und Azimutwinkel ( $\Phi = 270, 315, 360^\circ$ ) bei einer Auflösung von  $15 \times 16$  km. Die weiße Box markiert die Position der Wolke, deren optische Dicke beträgt  $\tau = 60$ .

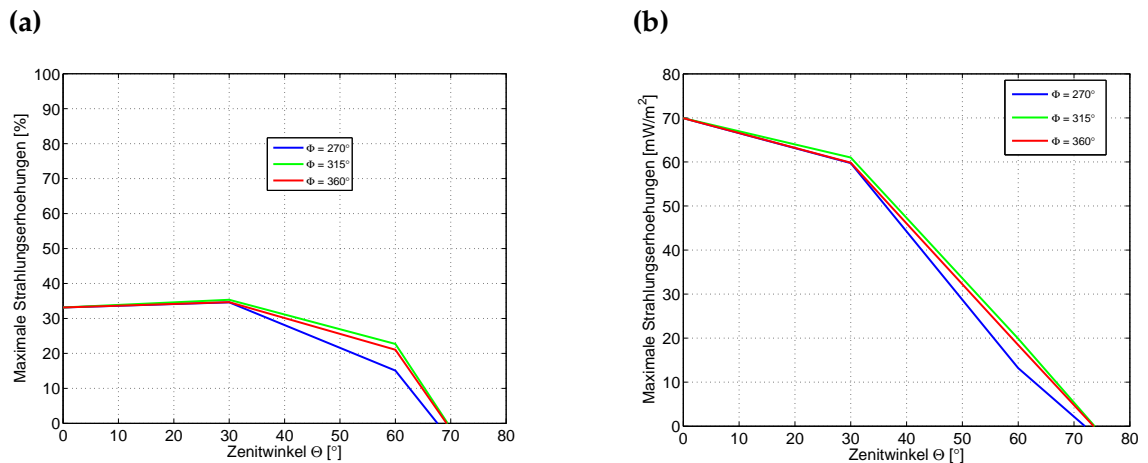


**Abbildung A.3:** (a) Relative und (b) absolute Strahlungserhöhungen in % bzw.  $\text{W}/\text{m}^2$  für 312 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenitwinkel  $\Theta$  für Azimutwinkel  $\Phi$  von  $270, 315$  und  $360^\circ$  bei einer optischen Dicke der Wolke von  $\tau = 60$ .

### A.3 312 nm, Altocumulus mit optischer Dicke $\tau = 8$

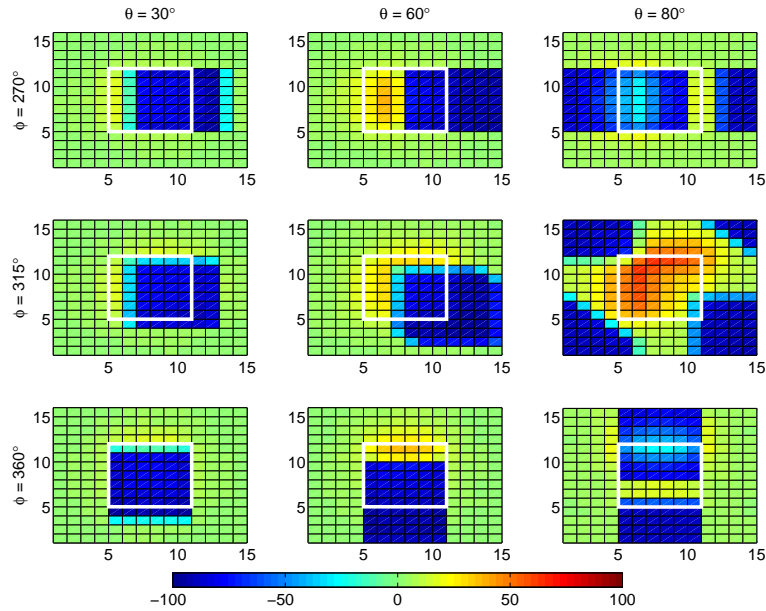


**Abbildung A.4:** Relative Strahlungserhöhungen in % für 312 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenit- ( $\Theta = 0, 30, 60, 80^\circ$ ) und Azimutwinkel ( $\Phi = 270, 315, 360^\circ$ ) bei einer Auflösung von  $15 \times 16$  km. Die weiße Box markiert die Position der Wolkenlücke, die optische Dicke der Wolke beträgt  $\tau = 8$ .

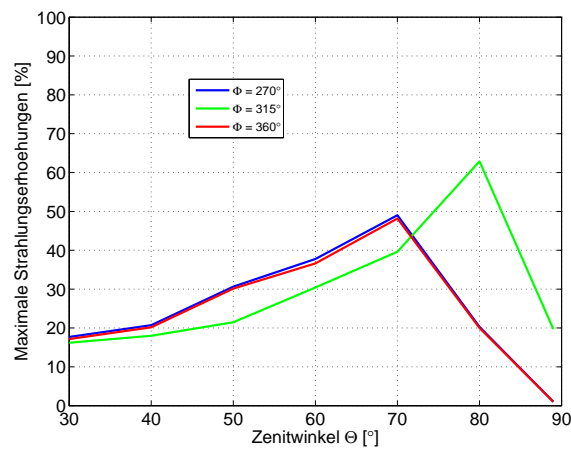


**Abbildung A.5:** (a) Relative und (b) absolute Strahlungserhöhungen in % bzw.  $\text{W}/\text{m}^2$  für 312 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenitwinkel  $\Theta$  für Azimutwinkel  $\Phi$  von  $270, 315$  und  $360^\circ$  bei einer optischen Dicke der Wolke von  $\tau = 8$ .

#### A.4 890 nm, Cumulus mit optischer Dicke $\tau = 60$



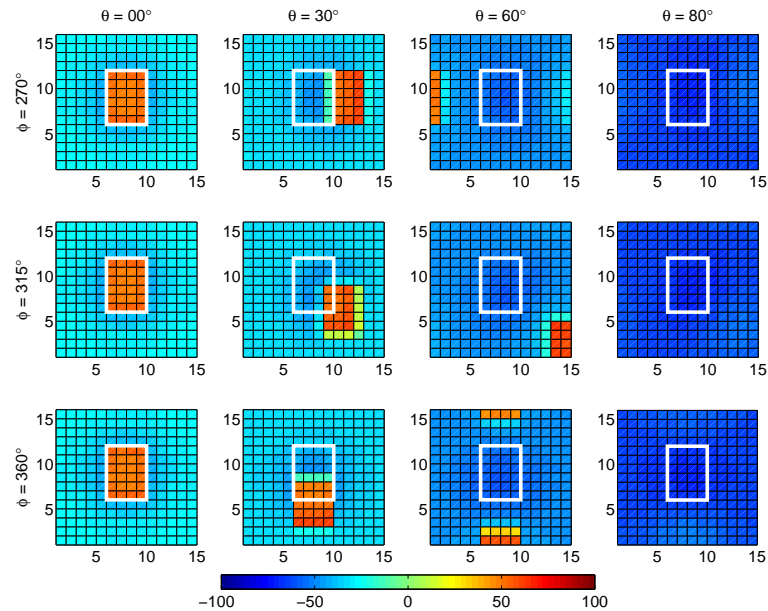
**Abbildung A.6:** Relative Strahlungserhöhungen in % für 890 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenit- ( $\Theta = 30, 60, 80^\circ$ ) und Azimutwinkel ( $\Phi = 270, 315, 360^\circ$ ) bei einer Auflösung von  $15 \times 16$  km. Die weiße Box markiert die Position der Wolke, deren optische Dicke beträgt  $\tau = 60$ .



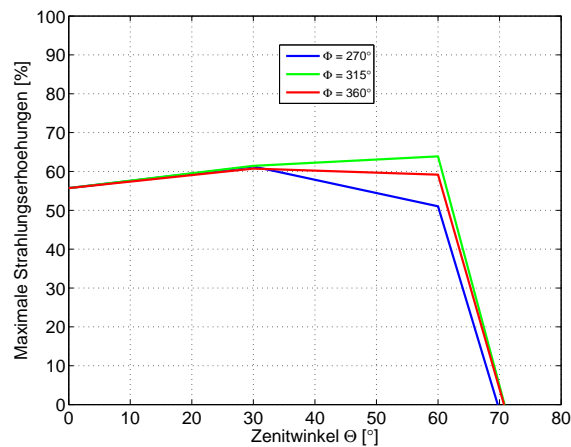
**Abbildung A.7:** Relative Strahlungserhöhungen in % für 890 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenitwinkel  $\Theta$  für Azimutwinkel  $\Phi$  von  $270, 315$  und  $360^\circ$  bei einer optische Dicke der Wolke von  $\tau = 8$ .



## A.5 890 nm, Altocumulus mit optischer Dicke $\tau = 8$



**Abbildung A.8:** Relative Strahlungserhöhungen in % für 890 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenit- ( $\Theta = 0, 30, 60, 80^\circ$ ) und Azimutwinkel ( $\Phi = 270, 315, 360^\circ$ ) bei einer Auflösung von  $15 \times 16$  km. Die weiße Box markiert die Position der Wolkenlücke, die optische Dicke der Wolke beträgt  $\tau = 8$ .



**Abbildung A.9:** Relative Strahlungserhöhungen in % für 890 nm in Abhängigkeit vom solaren Zenitwinkel  $\Theta$  für Azimutwinkel  $\Phi$  von  $270, 315$  und  $360^\circ$  bei einer optische Dicke der Wolke von  $\tau = 8$ .



# Literaturverzeichnis

- Alados-Arboledas, L., Alados, I., Foyo-Moreno, I., Olmo, F. J., und Alcantara, A., 2003. The influence of clouds on surface UV erythmal irradiance. *Annales de Physique*, 66(4), 273–290.
- Augustin, M., 2008. *Klinische und versorgungswissenschaftliche Aspekte des Hautkrebses*, In: Kappas, M. (Hrsg.): *Klimawandel und Hautkrebs*, CLIMAderm, 174-192. ibidem-Verlag, Stuttgart.
- Barker, H. W., Morcrette, J. J., und Alexander, G. D., 1998. Broadband solar Fluxes and Heating Rates for Atmospheres with 3D Broken Clouds. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 124, 1245–1271.
- Beaubien, M. und Bisberg, A., 1999. A new CCD-based instrument for the automatic determination of cloud cover. Technischer Bericht, Paper presented at the 10th Atmospheric Radiation Conference, Am. Meteorol. Soc., Madison, Wisconsin, USA.
- Bennett, T. J., 1982. A coupled atmosphere-sea ice model study of the role of sea ice in climate predictability. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 39, 1456–1465.
- Berk, A., Anderson, G. P., Acharya, P. K., Chetwynd, J. H., Bernstein, L. S., Shettle, M. W., und Matthew, M. W., 2000. MODTRAN4 users manual. Technischer Bericht, Air Force Res. Lab., Hanscom Air Force Base, Mass.
- BfS, 1998. Bundesamt für Strahlenschutz - Erläuterungen zum UV-Index. <http://www.bfs.de/en/uv/uv2/uvi/erlaeuterung.html>. (16.09.2008).
- Bucholtz, A., 1995. Rayleigh-scattering calculations for the terrestrial atmosphere. *Applied Optics*, 34, 2765–2773.
- Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie MeteoSchweiz, 2008. Messstationen des Baseline Surface Radiation Network (BSRN). <http://www.meteoschweiz.admin.ch/web/de/klima/klimabeobachtungen/gcos/Uebersicht/BSRN.html>. (27.11.2008).
- Bünning, E., 1973. *The physiological clock. Circadian Rhythms and Biological Chronometry*. Springer, New York.

- Burtscher, L., 2001. Aufbau und Funktionsweise einer CCD-Kamera und ihre Anwendung in der Astronomie. <http://www.ileo.de/physics/facharbeit/>. (16.03.2004).
- Cahalan, R. F., Ridgway, W., Wiscombe, W. J., Bell, T. L., und Snyder, J. B., 1994. The Albedo of Fractal Stratocumulus Clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 51(16), 2434–2455.
- Chandrasekhar, S., 1960. *Radiative Transfer*. Clarendon Press, Oxford. Reprinted by Dover Publications, New York, 393 pp.
- Chapman, S., 1930. A theory of upper atmosphere ozone. *Memoirs of the Royal Meteorological Society*, 3, 103–125.
- Coley, P. F. und Jonas, P. R., 2001. Effects of Cloud Inhomogenities on the Sensitivity of Cloud Field Albedo to Droplet Concentration. *Proceedings of the International Radiation Symposium*, Seiten 1243–1246.
- Dobson, F. W. und Smith, S. D., 1988. Bulk models of solar radiation at sea. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 114, 165–182.
- Dromgoole, F. L., 1988. Light fluctuations and the photosynthesis of marine algae. II: Photosynthetic response to frequency, phase ratio and amplitude. 2, 211–219.
- Dürr, B. und Philipona, R., 2004. Automatic cloud amount detection by surface longwave downward radiation measurements. *Journal of Geophysical Research*, 109, D05 201, doi:10.1029/2003JD004 182, 1–9.
- Estupinan, J. G., Raman, S., Grescenti, G. H., Streicher, J. J., und Barnard, W. F., 1996. Effects of clouds and haze on UV-B radiation. *Journal of Geophysical Research*, 101, 16 807–16 816.
- Feister, U., Shields, J., Karr, M., Johnson, R., Dehne, K., und Woldt, M., 2000. Ground based cloud images and sky radiance in the visible and near infrared region from whole sky imager measurements. Technischer Bericht.
- Fitzpatrick, T. B., 1988. The validity and practicality of sun-reactive skin types I through VI. *Archives of Dermatology*, 124(6), 869–871.
- Foyo-Moreno, I., Alados, I., Olmo, F. J., und Alados-Arboledas, L., 2003. The influence of cloudiness on UV global irradiance (295–385 nm). *Agricultural and Forest Meteorology*, 120(1).
- Goody, R. M. und Yung, Y. L., 1989. *Atmospheric radiation, theoretical basis, second edition*. Oxford university press, New York · Oxford.
- Graedel, T. E. und Cruitzten, P. J., 1994. *Chemie der Atmosphäre. Bedeutung für Klima und Umwelt*. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg.

- Hansen, J. E. und Travis, L. D., 1974. Light scattering in planetary atmospheres. *Space Science Reviews*, 16, 527–610.
- Hastings, H. M. und Sugihara, G., 1996. *Fraktale: Ein Leitfaden für Anwender*. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg · Berlin · Oxford.
- Heise, C., 2004. Der Einfluss durchbrochener Bewölkung auf die solare Einstrahlung: Eine Studie für Kiel. Diplomarbeit, Institut für Meereskunde an der Christian -Albrechts-Universität Kiel.
- Hess, M. und Köpke, P., 2008. Modelling UV irradiances on arbitrarily oriented surfaces: effects of sky obstructions. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8, 3583–3591.
- Hignett, P. und Taylor, J. P., 1996. The radiative Properties of inhomogeneous Boundary Layer Clouds: Observations and Modelling. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 122, 1341–1364.
- Hollmann, R., Mueller, R. W., und Gratzki, A., 2006. CM-SAF surface radiation budget: First results with AVHRR data. *Advances in Space Research*, 37(12), 2166–2171.
- Jäger, H., Seckmeyer, G., Mayer, B., und Sladkovic, R., 1995. Observations at Garmisch-Partenkirchen related to a Vortex Passage in January 1995. *Presented at the Third European Symposium on Polar Stratospheric Ozone Research*. 18.-22. September 1995, Schliersee, Bayern.
- Jahnke, I., 2008. *Broken Cloud Effekt* aus Beobachtung und Modell. Diplomarbeit, Leibniz-Institut für Meereswissenschaften an der Christian -Albrechts-Universität Kiel.
- Kalisch, J. und Macke, A., 2008. Estimation of the total cloud cover with high temporal resolution and parametrization of short-term fluctuations of sea surface insolation. *Meteorologische Zeitschrift*, 17(5), 603–611.
- Kiehl, J. und Trenberth, K., 1997. Earth's annual global mean energy budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(2), 197–208.
- Koch, S. E., Golus, R. E., und Dorian, P. B., 1988. A mesoscale gravity wave event observed during CCOPE. Part I-III. *Monthly Weather Review*, 116, 2527–2592.
- Lane, D. E., Goris, K., und Sommerville, R. C. J., 2002. Radiative Transfer through Broken Clouds: Observations and Model Validation. *Journal of Climate*, 15(20), 2921–2933.
- Lind, R. J. und Katsaros, K. B., 1984. Radiation budget components and their parametrization in JASIN. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 110, 1061–1071.
- Liou, K.-N., 1980. *Introduction to Atmospheric Radiation*. Academic Press, New York.
- Long, C. N. und Ackerman, T. P., 2000. Identification of clear skies from broadband pyranometer measurements and calculation of downwelling shortwave cloud effects. *Journal of Geophysical Research*, 105, 15 609–15 626.

- Long, C. N. und DeLuisi, J. J., 1998. Development of an Automated Hemispheric Sky Imager for Cloud Fraction Retrievals. *10th Symp. on Meteorological Observations and Instrumentation*. 11.-16. Januar 1998, Phoenix, Arizona.
- Long, C. N., Slater, D. W., und Tooman, T., 2001. Total Sky Imager Model 880 Status and Testing Results. *ARM TR*, 006, 1–17.
- Lovengreen, C., Fuenzalida, H. A., und Videla, L., 2005. On the spectral dependency of UV radiation enhancements due to clouds in Valdivia, Chile (39.8°S). *Journal of Geophysical Research*, 110, D14 207, doi:10.1029/2004JD005 372.
- Lumb, F. E., 1964. The influence of clouds on hourly amounts of total solar radiation at the sea surface. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 90, 43–56.
- Macke, A., Mitchell, D. L., und Bremen, L. v., 1999. Monte Carlo radiative transfer calculations for inhomogeneous mixed phase clouds. *Phys. Chem. Earth (B)*, 24(3), 237–241.
- Macke, A., Mueller, J., Nagel, K., und Stuhlmann, R., 1997. A cellular automation model for cloud formation: Radiative Properties, IRS'96. Technischer Bericht, Current Problems in Atmospheric Radiation (eds. W.L. Smith and K. Stamnes), A. Deepak Publishing, Hampton, Virginia, USA, 234-237.
- Marty, C. und Philipona, R., 2000. The Clear-Sky Index to separate clear-sky from cloudy-sky situations in climate research. *Geophysical Research Letters*, 27(17), 2649–2652.
- McCormick, P. G. und Suehrcke, H., 1990. Cloud reflected radiation. *Nature*, 345, 773.
- McKenzie, R. L., Paulin, K. J., und Kotkamp, M., 1997. Erythemal UV irradiance at Lauder, New Zealand: Relationship between horizontal and normal incidence. *Photochemistry and Photobiology*, 66(5), 683–689.
- McKinlay, A. F. und Diffey, B. L., 1987. A reference action spectrum for ultraviolet induced erythema in human skin. *CIE Journal*, 6, 17–22.
- Mech, M. und Köpke, P., 2004. Model for UV irradiance on arbitrarily oriented surfaces. *Theoretical and Applied Climatology*, 77, 151–158.
- Med.Klim., 2004. UV-Strahlung. <http://www.uni-kiel.de/med-klimatologie/uvinfo.html>. (03.03.2004).
- Mie, G., 1908. Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen. *Annalen der Physik*, 25(3), 377–445.
- Mims, F. M. und Frederick, H., 1994. Cumulus Clouds and UV-B. *Nature*, 371, 291.
- Morland, J. und Mätzler, C., 2007. Spatial interpolation of GPS integrated water vapour measurements made in the Swiss Alps. *Meteorological Applications*, 14, 15–26.

- Morris, V., 2004. Total Sky Imager (TSI). <http://www.arm.gov/docs/instruments/static/tsi.html>. (12.02.2004).
- Newport, 2008. Einführung in die Sonnenstrahlung . <http://www.newport.com/Einführung-in-die-Sonnenstrahlung/411919/1031/catalog.aspx>. (06.08.2008).
- Ohmura, A., Dutton, E. G., Forgan, B., Frohlich, C., Gilgen, H., Hegner, H., Heimo, A., König-Langlo, G., McArthur, B., Muller, G., Philipona, R., Pinker, R. T., Whitlock, C. H., Dehne, L., und Wild, M., 1998. Baseline surface radiation network (BSRN/WCRP): New precision radiometry for climate research. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79, 2115–2136.
- Oznovitch, I., Yee, R., Schiffler, A., McEwen, D. J., und Sofko, G. J., 1994. The all-sky camera revitalized. *Applied Optics*, 33(30), 7141–7150.
- Pfister, G., McKenzie, R. L., Liley, J. B., und Thomas, A., 2003. Cloud Coverage based on all-sky imaging and its impact on surface solar irradiance. *Journal of Applied Meteorology*, 42(10), 1421–1434.
- Piacentini, R. D., Cede, A., und Barcena, H., 2003. Extreme solar total and UV irradiances due to cloud effect measured near the summer solstice at the high-altitude desertic plateau Puna of Atacama (Argentina). *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 65, 727–731.
- Ramanathan, V., Zhang, G., Vogelmann, A., Zurovac-Jevtic, D., Tian, B., und Conant, W., 2000. Use of ARM Data for Understanding and Parameterizing Cloud and Aerosol Forcing in GCMs. [http://www.arm.gov/docs/research/progress0\\_0.html](http://www.arm.gov/docs/research/progress0_0.html). 11.02.2004.
- Rayleigh, L. J., 1899. On the transmission of light through an atmosphere containing small particles in suspension. *Philosophical Magazine*, 47, 357–384.
- Rosenthal, N., Sack, D. A., Gillin, J. C., Lewy, A. J., Goodwin, F. K., Davenport, Y., Mueller, P. S., Newsome, D. A., und Wehr, T. A., 1984. Seasonal affective disorder. A description of the syndrome and preliminary findings with light therapy.. *Archives of General Psychiatry*, 41(1), 72–80.
- Rothman, L. S., Gamache, A. A., Goldman, A., R., B. L., Toth, R. A., Picket, H. M., Poynter, R. L., Flaud, J.-M., Camet-Peyret, C., Barbe, A., Husson, N., Rinsland, C. P., und Smith, M. A. H., 1987. The HITRAN Database: 1986 Edition. *Applied Optics*, 26, 4058–4097.
- Ruffieux, D., Nash, J., Jeannet, P., und Agnew, J. L., 2006. The COST 720 temperature, humidity, and cloud profiling campaign: TUC. *Meteorologische Zeitschrift*, 15(1), 5–10.
- Sabburg, J. und Wong, J., 2000. The effect of clouds on enhancing UVB irradiance at the earth's surface: a one year study. *Geophysical Research Letters*, 27(20), 3337–3340.
- Sandmann, H., 2002. Über die Verteilung der diffusen, im Himmelsgewölbe gestreuten ultravioletten Strahlung: Spektrale Messungen und Szenarien für eine medizinische

- Bewertung. Dissertation, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät der Christian-Albrechts-Universität Kiel.
- Sandmann, H. und Stick, C., 2006. Forschungsvorhaben StSch 4455: Körperflächenbezogene UV-Dosimetrie solarer UV-Strahlung an Tagen mit durchbrochener Bewölkung. Abschlußbericht, für das Bundesamt für Strahlenschutz.
- Schade, N. H., 2005. Experimentelle Erfassung und Interpretation der solaren Einstrahlung bei durchbrochener Bewölkung. Diplomarbeit, Institut für Meereskunde an der Christian-Albrechts-Universität Kiel.
- Schade, N. H., Macke, A., Sandmann, H., und Stick, C., 2007. Enhanced solar global irradiance during cloudy sky conditions. *Meteorologische Zeitschrift*, 16(3), 295–303.
- Schade, N. H., Macke, A., Sandmann, H., und Stick, C., 2008. Total and partial cloud amount detection during summermonth 2005 at Westerland (Sylt, Germany). *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 8(4), 13 479–13 505.
- Scheirer, R. und Macke, A., 2000. Influence of the gaseous atmosphere on solar fluxes of inhomogeneous clouds. *Phys. Chem. Earth (B)*, 25(2), 73–76.
- Scheirer, R. und Macke, A., 2001. On the accuracy of the independent column approximation in calculating the downward fluxes in the UVA, UVB and PAR spectral ranges. *Journal of Geophysical Research*, 106, 14 301–14 312.
- Scheirer, R. und Macke, A., 2003. Cloud inhomogeneity and broadband solar fluxes. *Journal of Geophysical Research*, 108, Art. No. 4599.
- Schneebeli, M., Cermak, J., Martin, L., Ruffieux, D., und Matzler, C., 2005. Ground based remote sensing systems for the assessment of cloud amount and cloud properties and comparison with satellite data during the TUC campaign. *Geophysical Research Abstracts*, 7.
- Segal, M. und Davis, J., 1992. The Impact of Deep Cumulus Reflection on the Ground-Level Global Irradiance. *Journal of Applied Meteorology*, 31, 217–222.
- Shields, J., Black, K., und Tooman, T., 2004. Whole-Sky Imager (WSI). <http://www.arm.gov/docs/instruments/static/wsi.html>. (12.02.2004).
- Shields, J. E., Karr, M. E., Tooman, T. P., Sowle, D. H., und Moore, S. T., 1998. The Whole-Sky Imager - A year of Progress. [http://www.arm.gov/docs/documents/technical/conf\\_9803/shields\\_98.pdf](http://www.arm.gov/docs/documents/technical/conf_9803/shields_98.pdf). (12.02.2004).
- Stick, C., 2001. *Die ultraviolette Sonnenstrahlung, aktinische Komponente des Reizklimas*. In: Sonne, Luft, Strand und Meer - natürliche Attraktionen auf Sylt im Lichte der Wissenschaft, Schriftenreihe Hippokrates - Medizinische Forschungsergebnisse Band 58, Verlag Dr. Kovac, Hamburg, ISSN 1435-6309.



- Stick, C., Harms, V., und Pielke, L., 1994. Measurements fo solar irradiance with respect to the human body surface. *SPIE*, 2134.
- Stick, C., Krueger, K., Schade, N. H., Sandmann, H., und Macke, A., 2006. Episode of unusual high solar ultraviolet radiation over central Europe due to dynamical reduced total ozone in May 2005. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6, 1771–1776.
- Stick, C., Pielke-Harms, L., und Sandmann, H., 2008. *Sonnen-Exposition, UV-Exposition, In: Kappas, M. ( Hrsg.): Klimawandel und Hautkrebs, CLIMAderm, 118-144. ibidem-Verlag, Stuttgart.*
- Stick, C. und Schade, N. H., 2008. Beeinflusst die globale Erwärmung physiologisch relevante Klimafaktoren an der Deutschen Nordseeküste ? *Phys. Med. Rehab. Kuror.*, 18, 1–6.
- Strahlenschutzkommission, 2001. *Schutz des Menschen vor den Gefahren der UV-Strahlung in Solarien..* Geschäftsstelle der Strahlenschutzkommission, Bonn.
- Strahlenschutzkommission, 2005. *Jahresbericht 2004, Heft 47 (2005).* URBAN & FISCHER, München · Jena.
- Sutter, M., Dürr, B., und Philipona, R., 2004. Comparison of two radiation algorithms for surface based cloudfree sky detection. *Journal of Geophysical Research*, 109, D17 202, doi:10.1029/2004JD004 582.
- Sutter, M., Philipona, R., und Ohmura, A., 2006. Cloud cover and radiativce fluxes at high latitude BSRN sites and their evolution over the last decade. *Geophysical Research Abstracts*, 8.
- Thiel, S., Ammannato, L., Bais, A., Bandy, B., Blumenthaler, M., Bohn, B., Engelsen, O., Gobbi, G. P., Gröbner, J., Jäkel, E., Junkermann, W., Kazadzis, S., Kift, R., Kjeldstad, B., Kouremeti, N., Kylling, A., Mayer, B., Monks, P. S., Reeves, C. E., Schallhart, B., Scheirer, R., Schmidt, S., Schmitt, R., Schreder, J., Silbernagl, R., Topaloglou, C., Thorseth, T. M., Webb, A. R., Wendisch, M., und Werle, P., 2008. Influence of clouds on the spectral actinic flux density in the lower troposphere (INSPECTRO): Overview of the field campaigns. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8, 1–24.
- von Storch, H., 1999. *Statistical analysis of climate research.* Cambridge University Press., 484 pp., Cambridge.
- WMO, 1996. Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation. Secretariat of the World Meteorological Organisation, No. 8, Geneva, Switzerland.
- Wu, Q., 2006. Observations of mesospheric gravity waves and winds. [http://www.tiimes.ucar.edu/events/meeting\\_presentation/gravity\\_waves/qwu/neutral%20wind05.12.2006](http://www.tiimes.ucar.edu/events/meeting_presentation/gravity_waves/qwu/neutral%20wind05.12.2006). (10.03.2007).

## Danksagung

Schließlich möchte ich denjenigen Dank sagen, die mich während der letzten Jahre unterstützt und zur Entstehung dieser Arbeit beigetragen haben ...

... Herrn Prof. Dr. Andreas Macke danke ich für Thema und Betreuung der Arbeit, das in mich gesetzte Vertrauen und die fortwährenden hilfreichen Kommentare und Anregungen, die mich mein gesamtes Studium und bisheriges Arbeitsleben hindurch begleitet haben.

... Herrn Prof. Dr. Carsten Stick danke ich für Zusammenarbeit und Hilfestellung während der letzten Jahre und die Möglichkeit, mich als Mitarbeiter des Instituts für Medizinische Klimatologie in das Berufsleben zu integrieren.

... Meinem Kollegen Dr. Henner Sandmann danke ich für die jahrelange gute Zusammenarbeit, Korrekturlesen und die vielen persönlichen Tipps und Gespräche, die mir eine wertvolle Hilfe gewesen sind.

... Ebenso gilt mein Dank der gesamten Wolken- und Strahlungsgruppe für ihre Hilfe bei programmiertechnischen und sonstigen Problemen. Es hat Spaß gemacht, und ich werde immer gerne an die Zeit mit Euch zurückdenken. Insbesondere möchte ich Thomas Martin und Martin Hieronymi nennen, die zum Aussehen dieser Arbeit tatkräftig beigetragen haben.

... Bruno Dürr danke ich für seine Hilfe und technische Unterstützung mit dem APCADA-Programmcode und Ronald Scheirer für seine Hilfe mit GRIMALDI.

... Dr. Klaus Uhlig danke ich für seine Arbeiten an der Wolkenkamera und ihrem Rechner sowie Jörg Wegener für Einarbeitung und Hilfestellung in das Ausleseprogramm.

... Schließlich danke ich dem Deutschen Wetterdienst für den Beobachtungsdatensatz vom Flughafen Sylt.

Die Arbeit wurde mit der Textverarbeitung  $\text{\LaTeX}$  angefertigt.

## **Erklärung**

Hiermit bestätige ich, dass ich die vorliegende Dissertation selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe.

Ich versichere, dass diese Arbeit noch nicht zur Erlangung eines Doktorgrades an anderer Stelle vorgelegen hat.

Ich erkläre, dass die vorliegende Arbeit gemäß der Grundsätze zur Sicherung guter wissenschaftlicher Praxis der Deutschen Forschungsgemeinschaft erstellt wurde.

Kiel, 17. Dezember 2008

(Nils H. Schade)