



universität
wien

DIPLOMARBEIT

Titel der Diplomarbeit

Variabilität der Bewölkung und Auswirkungen
auf die Solarstrahlung in Wien

Verfasser

Ing. Stefan Schreier

angestrebter akademischer Grad

Magister der Naturwissenschaften (Mag. rer. nat)

Wien, im Februar 2010

Studienkennzahl lt. Studienblatt:

A 0503338

Studienrichtung lt. Studienblatt:

Theoretische und Angewandte Geographie

Betreuerin / Betreuer:

Ao. Univ.-Prof. Dr. Philipp Weihs

Sonne, brich doch durch die Wolken!
Lass uns doch den hellen Himmel
Lass uns deine Strahlen sehen!
Haben denn die dicken Dünste
Dich nicht lang genug verdunkelt?

Johann Wilhelm Ludwig Gleim (1719-1803)

Danksagung

Als erstes möchte ich mich bei Ao. Univ.-Prof. Dr. Philipp Weihs bedanken, dass ich am Institut für Meteorologie an der Universität für Bodenkultur Wien mit seiner Unterstützung und Betreuung diese Arbeit durchführen konnte.

Mein weiterer Dank gilt Ass. -Prof. Franz Holawe, der mich während meines Studiums im Zuge seiner Lehrveranstaltungen fachlich gestärkt hat und mich dazu motivierte, in diesem Bereich zu arbeiten.

Dipl.-Met. Jochen Wagner danke ich für die methodische Unterstützung, die Teepausen und die entstandene Freundschaft.

Für die Bereitstellung der technischen Infrastruktur am Institut für Meteorologie möchte ich O. Univ.-Prof. Dr. Helga Kromp-Kolb danken.

Ebenso möchte ich mich bei Ao. Univ.-Prof. Dipl.-Ing. Dr. Josef Eitzinger, Ao. Univ.-Prof. Dr. Erich Mursch-Radlgruber und Ing. Wolfgang Laube für die interessanten Lehrveranstaltungen und Feldtage bedanken.

Vielen weiteren Institutsmitarbeitern danke ich für etwaige fachliche und technische Hilfestellungen.

Meinem engsten Freundeskreis danke ich für die direkte und indirekte Motivation in den letzten Jahren. Deren beruflichen Erfolge haben meinen Ehrgeiz stets aufrechterhalten.

Meiner Schwester danke ich fürs Korrekturlesen.

Auch bei meiner Freundin Nina, die immer an mich geglaubt hat und mich immer wieder aufgebaut hat, möchte ich mich bedanken.

Am meisten möchte ich mich bei meinen Eltern bedanken, die mich trotz meines beruflichen Umschwungs in den letzten Jahren in aller Hinsicht unterstützt haben und immer an mich geglaubt haben.

Inhaltsverzeichnis

1.	Kurzfassung	1
2.	Abstract	3
3.	Aktueller Stand des Wissens	5
3.1.	Energiequelle Sonne	5
3.1.1.	Solarkonstante	5
3.1.2.	11-jähriger Sonnenzyklus	6
3.2.	Elektromagnetisches Spektrum	7
3.2.1.	Solare (kurzwellige) Strahlung	8
3.2.1.1.	Globalstrahlung	9
3.2.1.2.	Infrarote Strahlung	10
3.2.1.3.	Photosynthetisch aktive Strahlung (PAR)	10
3.2.1.4.	Ultraviolette (UV) Strahlung	11
3.2.2.	Terrestrische (langwellige) Strahlung	12
3.3.	Strahlungsgesetze	12
3.3.1.	LAMBERTsches Gesetz	13
3.3.2.	PLANCKsches Strahlungsgesetz	13
3.3.3.	WIENSches Verschiebungsgesetz	13
3.3.4.	STEFAN-BOLTZMANN-Gesetz	14
3.3.5.	KIRCHHOFFsches Strahlungsgesetz	14
3.4.	Wechselwirkung von Strahlung mit Materie	14
3.4.1.	Absorption	15
3.4.2.	Streuung	16
3.4.3.	Reflexion	16
3.4.3.1.	Albedo	17
3.5.	Zusammensetzung und Schichtung der Atmosphäre	17
3.5.1.	Aerosole	19
3.5.2.	Wasserdampf (H ₂ O)	21
3.5.3.	Kohlendioxid (CO ₂)	22
3.5.4.	Ozon (O ₃)	23
3.6.	Wolken in der Troposphäre	24
3.6.1.	Entstehung von Wolken	25

3.6.2.	Globale Verteilung von Wolken	26
3.6.3.	Eigenschaften von Wolken	28
3.6.3.1.	Bestimmung der Wolkenpartikel	28
3.6.3.2.	Geometrische Eigenschaften von Wolken	30
3.6.3.3.	Mikrophysikalische Eigenschaften von Wasserwolken	32
3.6.3.4.	Mikrophysikalische Eigenschaften von Eiswolken	35
3.6.4.	Der Einfluss von Wolken auf die Strahlungsbilanz der Erde	38
3.6.5.	Aerosol-Wolken Wechselwirkung	41
3.6.6.	Strahlungserhöhung durch Wolken	42
4.	Methodik	45
4.1.	Standortbeschreibung	45
4.1.1.	Klima	46
4.2.	Datensätze	47
4.2.1.	Messdaten Spektroradiometer	47
4.2.2.	Messdaten Pyranometer	48
4.2.3.	Digitalkamera mit Fischaugenobjektiv	48
4.2.4.	Bewölkungsdaten	49
4.3.	Strahlungstransfermodell	49
4.3.1.	Eingabeparameter	50
4.3.1.1.	Bestimmung der optischen Dicke der Aerosole (AOD)	51
4.3.1.2.	Bestimmung der Ozonsäule	53
4.3.1.3.	Bestimmung der Albedo	55
4.4.	Berechnung des Klarheitsindex (K_t)	55
4.5.	Validierung der Strahlungstransferberechnungen	57
5.	Ergebnisse	63
5.1.	Analyse des Bedeckungsgrades	63
5.2.	Analyse der Spektroradiometerdaten	67
5.2.1.	Strahlungserhöhung PAR+	68
5.3.	Analyse der Globalstrahlungsdaten	72
5.3.1.	Tagesdosis der Globalstrahlung	72
5.3.2.	Vergleich zwischen geschätzter und gemessener Globalstrahlung	77
5.3.3.	Strahlungserhöhung G+ von 2005 bis 2009	80
5.3.4.	Strahlungserhöhung G+ von Jänner bis Dezember	87
5.3.5.	Strahlungserhöhung G+ in Abhängigkeit vom Zenitwinkel	91

	5.3.6. Strahlungserhöhung G+ in Abhängigkeit vom Bedeckungsgrad	95
6.	Zusammenfassung	101
7.	Abbildungsverzeichnis	105
8.	Tabellenverzeichnis	109
9.	Abkürzungen und Symbole	111
10.	Literaturverzeichnis	113

1. Kurzfassung

In dieser Arbeit wird der Einfluss der Wolken auf die Solarstrahlung in Wien untersucht. Einerseits wird die an der Erdoberfläche gemessene Globalstrahlung abgeschwächt, wenn eine Wolkenschicht die sichtbare Sonnenscheibe verdeckt. Andererseits können Wolken auch dazu führen, dass sich die Globalstrahlung kurzfristig erhöht. Dieser Effekt wird als Strahlungserhöhung bezeichnet und tritt dann auf, wenn zusätzlich zum Anteil der direkten Strahlung ein durch Streuung und Reflexion an den Wolkenpartikeln erhöhter Anteil an diffuser Strahlung vom Messgerät erfasst wird.

Durch die kombinierte Verwendung von Spektroradiometer und Fischaugenkamera soll das Phänomen der Strahlungserhöhung anhand von mehreren Fallbeispielen, die am Dach der Universität für Bodenkultur (BOKU) an bewölkten Tagen im Mai und Juni 2009 durchgeführt wurden, gezeigt werden. Die Globalstrahlungsdaten (10-min-Mittelwerte), die am BOKU Dach von einem Sternpyranometer seit Juli 2005 fortlaufend aufgezeichnet werden, dienen als Grundlage für eine mehrjährige statistische Analyse der Strahlungserhöhungen. Neben dem Einfluss des Zenitwinkels der Sonne wird anhand von stündlich beobachteten Bedeckungsgraden, die von der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) aufgezeichnet werden, der Einfluss der Wolken untersucht. Um die Häufigkeit des Auftretens sowie das Ausmaß der Strahlungserhöhungen quantifizieren zu können, wurde mittels eines Strahlungstransfermodells eine Referenzstrahlung für wolkenlose Bedingungen geschätzt. Anhand der gemessenen und der geschätzten Globalstrahlung lässt sich sowohl das Ausmaß der relativen, als auch jenes der absoluten Strahlungserhöhungen berechnen.

Die Analyse der Strahlungserhöhungen in Abhängigkeit vom Zenitwinkel der Sonne hat gezeigt, dass die Werte der absoluten (relativen) Strahlungserhöhung mit abnehmenden (zunehmenden) Zenitwinkel der Sonne zunehmen. Mit einem Wert von $269,03 \text{ W/m}^2$ (1,8) hat sich die maximale absolute (relative) Strahlungserhöhung am 5. August 2006 (16. April 2006) bei einem Zenitwinkel von $34,04^\circ$ ($84,11^\circ$) ereignet. Die Untersuchung des Einflusses der Bewölkung hat ergeben, dass die höchsten absoluten (relativen) Strahlungserhöhungen bei einem Bedeckungsgrad

von 5 Achtel (7 Achtel) auftreten. Die höchsten Werte der absoluten (relativen) Strahlungserhöhung treten folglich bei kleinen (großen) Zenitwinkeln der Sonne und höheren Bedeckungsgraden auf. Mit zunehmenden Bedeckungsgrad bei zugleich nicht verdeckter Sonne, nimmt sowohl der Anteil der diffusen Strahlung als auch jener der Globalstrahlung zu. Letztendlich geht aus dieser Studie hervor, dass Strahlungserhöhungen durch Wolken ohne weiters länger als 10 Minuten andauern können.

2. Abstract

The aim of this study is to analyse the influence of clouds on solar irradiance in Vienna. The effect of clouds on the one hand is to attenuate the global irradiance by obscuring the sun. On the other hand clouds are able to induce an increase of measured global irradiance. This effect is known as cloud enhancement and is a result of enhanced diffuse fraction through scattering and reflection by cloud particles. The instrument is measuring enhanced diffuse irradiance beside the unchanged direct irradiance for which reason the global radiation is greater than the expected clear-sky irradiance.

By means of a combined use of a spectroradiometer and a fisheye camera it was possible to show such situations on the roof of the University of Natural Resources and Applied Life Sciences (BOKU) on cloudy days in may and june 2009. The global radiation data (10-minute mean), which were collected on the roof with a star pyranometer since july 2005 serve as a basis for statistical analysis of the last five years. Beside the influence of the solar zenith angle, supplementary data of the cloud amount, which are collected by human observers from the Austrian Weather Service (ZAMG), were used to identify the effect of clouds. For quantitative analysis of the frequency of occurrence and magnitude of cloud enhancement, a radiative transfer model was used to estimate the clear-sky irradiance. Calculations of the absolute and relative magnitude of cloud enhancements were done by using the observed and clear-sky irradiances.

The analysis of cloud enhancements depending on the solar zenith angle have shown an increase of the absolute (relative) values by decreasing (increasing) solar zenith angles. The largest absolute (relative) value of 269,03 W/m² (1,8) was observed on August 5th, 2006 (April, 16th, 2006) at a solar zenith angle of 34,04° (84,11°). Further investigations of the influence of clouds have shown highest absolute (relative) values of cloud enhancements for observed cloud amounts of 5 octas (7 octas). In general, the highest absolute (relative) values of cloud enhancements occur at small (large) zenith angles and high cloud amounts. With increasing cloud amounts at the same time of an unobscured sun the diffuse irradiance as well as the measured global radiation show an increase in value. Finally

this work underlines the duration of cloud enhanced situations, which easily can last more than 10 minutes.

3. Aktueller Stand des Wissens

3.1. Energiequelle Sonne

Die gesamte Energie, welche für die physikalischen und biologischen Prozesse an der Erdoberfläche benötigt wird, kommt von der Sonne (MONTEITH et al., 1990). Der Abstand der Erde zur Sonne beträgt im Mittel $149,5 \times 10^6$ km, wobei die Erde aufgrund der elliptischen Erdumlaufbahn am 4. Juli (Aphelion) am weitesten und am 3. Januar (Perihelion) am geringsten von der Sonne entfernt ist (GUYOT et al., 1998). Im Inneren der Sonne wird unter enormen Druck und hoher Temperatur Wasserstoff in Helium umgewandelt. Dieser Fusionsprozess produziert eine große Wärmemenge, welche durch Konvektion und Wärmeleitung zur Sonnenoberfläche geleitet wird. Die Oberfläche der Sonne besteht aus einem hochoverhitzten ($\sim 6000^\circ\text{C}$) leuchtenden Gas, das elektromagnetische Strahlung in geraden Richtungen radial aussendet und etwa 8,5 Minuten braucht, um zur Erde zu gelangen (STRAHLER et al., 2005). Der Energieoutput der Sonne wurde ursprünglich als „Solarkonstante“ bezeichnet (FRÖHLICH et al., 2004), doch spätestens seit dem Satellitenzeitalter, welches Ende der 70er Jahre des 20. Jahrhunderts begonnen hat, sind Schwankungen dieses Outputs in zeitlichen Maßstäben von Minuten bis Jahrzehnten überzeugend nachgewiesen worden (FOUKAL et al., 2006).

3.1.1. Solarkonstante

Der Begriff „Solarkonstante“ (engl.: solar constant, S_0), auch als Strahlungsflussdichte der Sonne im Erdbestand bezogen auf die Fläche, durch die sie senkrecht hindurchtritt, oder Irradianz mit der Einheit W/m^2 (Watt pro m^2) bekannt (BERGMANN et al., 2001), leitete sich von einem Konzept von POUILLET (1838) ab, der die Ausstrahlung der Sonne als erster quantifizierte und die ausgestrahlte Energie der Sonne als invariabel bekannt gab (BARD et al., 2006). Bis zum Zeitpunkt der Satellitenmessungen wurde die Solarstrahlung vielerorts von der Erdoberfläche aus gemessen, wodurch der Einfluss der Atmosphäre die Interpretation der Ergebnisse erschwerte. Die Vielzahl der Messgeräte zur Erfassung sowie der zeitlich sich ändernde Absolutwert der Solarkonstante führen in der Literatur zu einer großen Anzahl an unterschiedlichen Werten, welche von 1322 bis 1465 W/m^2 reichen (GUYOT et al., 1998; FRÖHLICH et al., 2004; FOUKAL et al., 2006; IPCC, 2007). Mittlerweile ist erwiesen, dass diese „Solarkonstante“ unter anderem aufgrund des

11-jährigen Sonnenzyklus schwankt (GUYOT et al., 1998). Vor dem Zeitalter der Fernerkundung vom Weltall aus wurde in der Regel in gebirgigen Standorten gemessen, um den Einfluss der Atmosphäre möglichst gering zu halten.

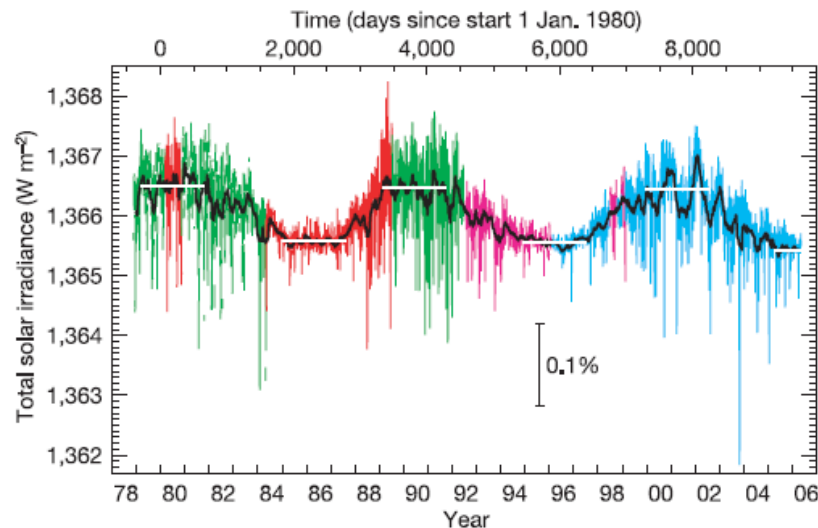


Abb. 1: Zeitliche Variabilität der „Solarkonstante“, gemessen von Radiometern auf verschiedenen Satelliten, 81-tägiges gleitendes Mittel (schwarze Linie) (nach FOUKAL et al., 2006)

3.1.2. 11-jähriger Sonnenzyklus

Unter dem 11-jährigen Sonnenzyklus kann man den Einfluss von Sonnenflecken auf die Schwankung der Solarkonstante verstehen. Während eines Zyklus verändert sich die Anzahl der Sonnenflecken (engl.: sunspots) auf der Sonnenoberfläche. Paradoxe Weise steigt die Irradianz mit zunehmender Anzahl an (dunklen) Sonnenflecken an. Die Verdunkelung der Sonnenoberfläche wird nämlich durch gleichzeitige Zunahme an (hellen) Sonnenfackeln (engl.: faculae) kompensiert (BARD et al., 2006; FOUKAL et al., 2006). Die Variabilität der Solarstrahlung ist spätestens seit der Publikation des 11-jährigen Sonnenzyklus im Jahre 1843 bekannt. Seitdem gibt es genauere Aufzeichnungen über die Sonnenflecken sowie mehrere Versuche, diese für die Vergangenheit zu rekonstruieren, um mögliche Klimaänderungen auf die Variabilität der Irradianz zurückzuführen (FRÖHLICH et al., 2004). Wie schon zuvor erwähnt, werden die Schwankungen der Solarkonstante vom Weltraum aus seit mehr als zwei Jahrzehnten von unterschiedlichen Strahlungsmessgeräten (FOUKAL et al., 2006) aufgezeichnet. Das Maximum ist dabei um etwa 0,1% (0,3 W/m²) größer als das Minimum, wobei dieser Wert

klimatisch betrachtet als relativ klein angesehen wird (GOODE et al., 2007). Die täglichen Schwankungen sind mit etwa 0,3% etwas höher als jene des fortlaufenden 81-Tagesmittel. Aus diesen Messungen lässt sich zudem der 11-jährige Sonnenzyklus erkennen (Abb. 1). Die sich verändernden relativen Anteile der dunklen Sonnenflecken und der in unmittelbarer Nähe befindlichen helleren Sonnenfackeln auf der Sonnenscheibe (FOUKAL et al., 2006) leisten dabei einen großen Beitrag zur Variabilität der Irradianz. Schon im frühen 17. Jahrhundert, nach der Entwicklung der ersten Teleskope, wurden diese Sonnenflecken und Faculae an mehreren Standorten in Europa fortlaufend beschrieben und gezählt (BARD et al. 2006). Im Laufe des 20. Jahrhunderts hat man folglich aufgrund dieser Aufzeichnungen und den Messkampagnen im Gebirge die Zunahme der Faculae mit erhöhter Irradianz in Verbindung gebracht (IPCC, 2007). Eine Zeit lang ist man davon ausgegangen, dass die Strahlungsintensität an der Erdoberfläche vom Erscheinen der Sonnenflecken auf der Sonnenscheibe signifikant beeinflusst wird. Mittlerweile ist man sich sicher, dass die an der Erdoberfläche gemessene Strahlungsintensität von der terrestrischen Atmosphäre wesentlich stärker beeinflusst wird, als von kurzfristigen Schwankungen der Sonnenflecken, welche in der Regel nur einige Zehntelprozent der sichtbaren Sonnenscheibe bedecken. Aufgrund der zentralen Rolle der elektromagnetischen Strahlung als primäre Energiequelle für die Erde, können selbst kleinste Abweichungen der Irradianz zu potentiellen Auswirkungen auf die Atmosphäre der Erde führen (FRÖHLICH et al., 2004), wodurch ein möglicher Einfluss auf die Klimaänderungen an der Erdoberfläche durch die Sonnenaktivität nicht außer Acht gelassen werden sollte. Derzeit wird auf der Sonne der Sonnenzyklus 24 beobachtet, dessen maximale Amplitude für den Oktober 2012 $\pm$ 4 Monate vorausgesagt wird (BHATT et al., 2009).

3.2. Elektromagnetisches Spektrum

Unter elektromagnetischer Strahlung versteht man die Übertragung der Energie des elektromagnetischen Feldes in Form von räumlichen Transversalwellen, welche sich mit Lichtgeschwindigkeit (engl.: speed of light, c) ausbreiten. Diese Lichtgeschwindigkeit ist gleich dem Produkt aus der Wellenlänge (engl.: wavelength, λ), die den Abstand zweier in Ausbreitungsrichtung aufeinander folgenden gleichen Schwingungszustände beschreibt, und der Frequenz (engl.: frequency, ν). Dabei lässt sich die kurzwellige (solare) von der langwelligen (terrestrischen) Strahlung

unterscheiden. Die kurzwellige Strahlung wird durch den Spektralbereich von 290 bis 3500 nm (Nano = 10^{-9}) und die langwellige durch 3500 bis 10.000 nm charakterisiert (ZMARSLY et al., 1999).

3.2.1. Solare (kurzwellige) Strahlung

Die Sonnenstrahlung entspricht in angenäherter Form der eines 5800 K heißen Strahlers. Grundsätzlich finden sich in der Literatur verschiedene Unterteilungen der solaren Strahlung, wobei bei den meisten drei Gruppen dargestellt sind (Abb. 2). Die erste Gruppe reicht in der Regel von 0,1 bis 0,38 μm (Mikro = 10^{-6}) und charakterisiert den ultravioletten (engl.: ultraviolet, UV) Bereich (~7%). Der sichtbare Bereich bzw. die photosynthetisch aktive Strahlung (engl.: photosynthetically active radiation, PAR) reicht von 0,38 bis 0,78 μm (46%) und das nahe Infrarot (engl.: near infrared, NIR) bildet den Bereich jenseits von 0,78 μm (~47%). Die Energiemengen der Wellenlängen, welche sich außerhalb des Bereiches von 0,2 bis 3,0 μm befinden, sind so gering, dass sie in der Meteorologie meist vernachlässigt werden (HÄCKEL et al., 2008). Etwa 66% der Solarstrahlung fällt in den Spektralbereich von 0,35-1,0 μm und mehr als 96% liegt zwischen 0,25 und 2,5 μm (MELNIKOVA et al., 2000), wobei die stärkste Intensität bei $\lambda = 0,55 \mu\text{m}$ liegt (MACKE et al., 1996). Es lässt sich aus der Abbildung 2 sehr gut erkennen, dass die empfangene Energie im wesentlichen um die kürzeren Wellenlängen konzentriert ist und die längeren Wellenlängen vergleichsweise wenig Energie zur Verfügung stellen (BRADBURY et al., 2002).

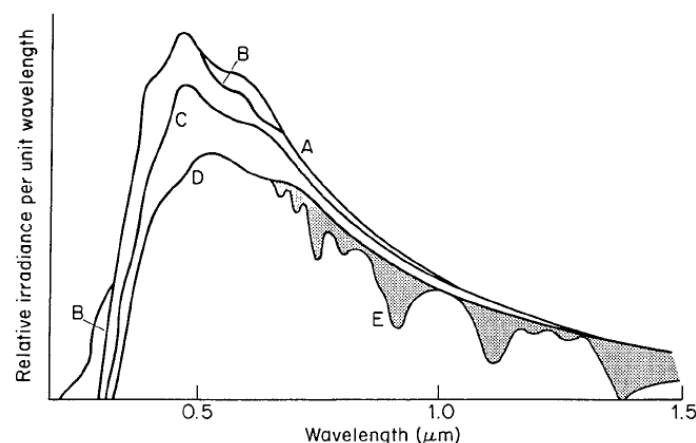


Abb. 2: Sonnenspektrum der elektromagnetischen Strahlung beim Durchgang durch die Atmosphäre, A (Extraterrestrische Strahlung), B (Absorption von Ozon), C (Streuung von Molekülen), D (Streuung von Aerosolen), E (Absorption von Wasserdampf und Sauerstoff) (nach MONTEITH et al., 1990)

Schließlich wird die gesamte an der Erdoberfläche ankommende Solarstrahlung von der Geometrie Sonne-Erde sowie von der atmosphärischen Durchlässigkeit beeinflusst (TSUBO et al., 2005).

3.2.1.1. Globalstrahlung

Die Globalstrahlung (hemisphärische Strahlung) ist die gesamte auf eine horizontale Fläche auftreffende Solarstrahlung (LESTER et al., 2006). Bei ihrem Weg durch die Erdatmosphäre trifft die Solarstrahlung auf direktem Weg (direkte Strahlung) von der Sonnenscheibe auf den Erdboden auf. Zu dieser direkten Strahlung kommt noch ein (bei wolkenlosen Bedingungen) geringer Anteil an gestreuter Strahlung (diffuse Strahlung) hinzu. Zusammen ergeben diese beiden Energieflüsse die Globalstrahlung (engl.: global radiation, G), welche seit vielen Jahrzehnten an der Erdoberfläche unter anderem zwecks klimatischer Untersuchungen gemessen (MONTEITH et al. 1990) und von Faktoren wie Zeit, Saison, geographische Breite und dem Zustand der Atmosphäre beeinflusst wird (GUYOT et al., 1998). Die diffuse Himmelsstrahlung leistet vor allem bei bewölkten und dunstigen Bedingungen einen signifikanten Beitrag zum kurzwelligen Strahlungsregime (IZIOMON et al., 2002), hingegen beträgt sie bei wolkenlosen Bedingungen nur etwa 15% (GUYOT et al., 1998).

In den letzten Jahren haben sich die Bereiche Architektur und Solarenergie sehr rasch weiterentwickelt, wodurch es immer wichtiger wurde, Informationen über die lokale Globalstrahlung zu erhalten. Da es in vielen Regionen (vor allem in Entwicklungsländern) der Erde aufgrund von anfallenden Kosten sowie der Aufrechterhaltung von Messgeräten keine verfügbaren Daten der Globalstrahlung gibt, hat man versucht, diese anhand von anderen verfügbaren meteorologischen Daten abzuschätzen. Neben der extraterrestrischen Strahlung, der mittleren und maximalen Temperatur, Bodentemperatur, relativen Feuchte, Anzahl der Tage mit Niederschlag, Seehöhe, geographische Breite, Niederschlag, Bewölkung und Verdunstung, bildet wohl die Sonnenscheindauer die am häufigsten verwendete Größe zur Ableitung der Globalstrahlung (BAKIRCI et al., 2009). Für eine Optimierung von solartechnischen Energiesystemen wie Solarheizungen oder Photovoltaik ist eine möglichst exakte quantitative Bestimmung des verfügbaren Energiepotentials essentiell (LESTER et al., 2006).

3.2.1.2. Infrarote Strahlung

Diese liegt in einem spektralen Bereich von etwa 0,76-3 μm und wird auch als Nahes Infrarot bezeichnet. Die Wärmewirkung der infraroten Strahlung ist trotz einigen Absorptionsbanden (Abb. 3) wie Wasserdampf sehr wichtig für die Biosphäre. Auch wenn diese Wärmestrahlung für das menschliche Auge nicht sichtbar ist, kann diese von Messgeräten aufgezeichnet werden (BRADBURY et al., 2002).

3.2.1.3. Photosynthetisch aktive Strahlung (PAR)

Die photosynthetisch aktive Strahlung (400-700 nm) charakterisiert einen weiteren Teilbereich des solaren Spektrums und stellt jene Energie zur Verfügung, welche von den grünen Pflanzen zur Primärproduktion benötigt wird (DYE et al., 2004). Die Photosynthese spielt beim Austausch von Energie zwischen der Atmosphäre und dem terrestrischen System eine zentrale Rolle, weshalb die Erfassung der PAR als Eingabeparameter für Pflanzenwachstumsmodelle sehr wesentlich ist (LIU et al., 2008). Da die PAR in der Vergangenheit im Gegensatz zur Globalstrahlung nicht so häufig und kontinuierlich gemessen wurde, sondern Ergebnisse vielmehr aus einzelnen Messkampagnen verfügbar sind, hat man in den letzten Jahren immer wieder versucht, beim Vergleich von Globalstrahlung und PAR an unterschiedlichsten Standorten sowie verschiedenen atmosphärischen Bedingungen, ein Verhältnis zu errechnen, mittels dem man von der Globalstrahlung auf die PAR schließen kann (JACOVIDES et al., 2003). Bei diesen Messkampagnen wurden verschiedenartige Sensoren zur Messung der PAR verwendet, welche einen vollständigen Vergleich von Messdaten aufgrund systematischer Fehler schwierig macht (ROSS et al., 2000). Das Verhältnis von PAR zur Globalstrahlung verändert sich während eines Jahres in Abhängigkeit des Standortes und der saisonalen klimatischen Bedingungen, wobei die Wolken dieses Verhältnis am stärksten beeinflussen. (ALADOS et al., 1996). Grundsätzlich schwankt dieses Verhältnis, wobei für die PAR mehrheitlich der spektrale Bereich von 0,4 bis 0,7 μm angenommen wurde, zwischen 0,45 und 0,50 (TSUBO et al., 2005), wodurch die an der Erdoberfläche ankommende PAR etwas weniger als 50% oder ungefähr die Hälfte der Globalstrahlung beträgt. Neben den Wolken zählt aber auch der Wasserdampf als wesentlicher Einflussfaktor. Mit ansteigendem Wasserdampfgehalt in der Atmosphäre nimmt das Verhältnis zwischen Globalstrahlung und PAR ab, da die langwelligeren Bereiche stärker absorbiert werden als jene des sichtbaren

Bereichs (JACOVIDES et al., 2003). Weiters gibt es Methoden zur Abschätzung der PAR, bei denen der Wolkenbedeckungsgrad über Satellitendaten abgeschätzt wird und in weiterer Folge unter Verwendung eines Modells die Globalstrahlung abgeleitet wird. Anhand der geschätzten Globalstrahlungsdaten erhält man schließlich über das Verhältnis die PAR (RUBIO et al., 2005).

3.2.1.4. Ultraviolette (UV) Strahlung

Die von der Sonne bereitgestellte und an der Erdoberfläche ankommende solare Strahlung besteht zu etwa 7% aus ultravioletter Strahlung, wobei diese UV-Strahlung in drei Teilbereiche eingeteilt werden kann. Der Wellenlängenbereich von UV-C reicht von 0,2-0,28 μm , jener von UV-B von 0,28-0,32 μm und UV-A liegt im Bereich von 0,32-0,4 μm . UV-A wird dabei von Gasen in der Atmosphäre geringfügig absorbiert, UV-B und UV-C hingegen werden fast vollständig vom stratosphärischen Ozon absorbiert (BRADBURY et al., 2002). Eine Abnahme des stratosphärischen Ozons in den letzten 30 Jahren (SOLOMON et al., 1999) hat zu einem Anstieg der UV-Strahlung an vielen Orten der Erde geführt (WEIHS et al., 2008). Wegen der schädigenden Wirkung von UV-B-Strahlen, welche von der schützenden Ozonschicht abgeschirmt werden (WEIHS et al., 1997), wurde die UV-Strahlung in der Biosphäre zu einem zentralen Forschungsthema. Die Abhängigkeit der bodennahen ultravioletten Strahlung von der Albedo (Kapitel 3.4.3.1.) ist sehr komplex (WEIHS et al., 2001) und wird zusätzlich noch vom Zenitwinkel der Sonne, der Bewölkung, der Ozonsäule und dem Aerosolgehalt in der Atmosphäre beeinflusst (DEGÜNTHER et al., 1998). Weitere Untersuchungen haben gezeigt, dass sich auch gebirgige Standorte mit ihrer Topographie und unterschiedlicher Albedo (z.B. von Schnee) auf die Variabilität der UV-Strahlung auswirken können (WAGNER et al., in press). Während die meisten Oberflächen wie Gestein, Vegetation und kahle Böden eine relativ geringe Albedo aufweisen und nur einen geringen Anteil der ankommenden UV-Strahlung reflektieren, haben mit Neuschnee bedeckte Oberflächen eine deutlich höhere Albedo (LENOBLE et al., 2004) und erhöhen dadurch die UV-Strahlung an der Erdoberfläche durch diffuse Reflexion. In den vergangenen Jahren hat man sich verstärkt mit den Unterschieden der UV-Strahlung in höheren und tieferen Standorten auseinandergesetzt (MCKENZIE et al., 2001) und festgestellt, dass aufgrund von Verschmutzungen in Bodennähe die Zunahme der UV-Strahlung mit der Höhe größer erscheint, als dies bei reiner RAYLEIGH-Streuung (Kapitel 3.4.2.)

der Fall wäre. Die längste bodenbasierte Zeitreihe der UV-Strahlung liegt im Observatorium Belsk in Polen auf und beginnt im Jahre 1978 (WEIHS et al., 2008). Aufgrund dieser relativ kurzen Messperioden hat man in den letzten Jahren begonnen, die UV-Strahlung für unterschiedliche Standorte zu rekonstruieren, um Aussagen über die Vergangenheit machen zu können. Kürzlich wurde eine Studie veröffentlicht, bei der die UV-Strahlung für die beiden österreichischen Standorte Sonnblick und Wien rekonstruiert wurde. Die Ergebnisse dieser Studie zeigen, dass sowohl in Wien als auch am Sonnblick die erythem (Hautrötung) wirksame UV-Strahlung in den letzten 30 Jahren angestiegen ist (RIEDER et al., 2008).

3.2.2. Terrestrische (langwellige) Strahlung

Die meisten natürlichen Oberflächen emittieren im Gegensatz zur Sonne, welche kurzwellige Solarstrahlung emittiert, terrestrische oder langwellige Strahlung und werden als „vollständige“ Strahler behandelt (MONTEITH et al., 1990). Die terrestrische Strahlung wird bei wolkenlosen Bedingungen mit Ausnahme des atmosphärischen Fensters (8-14 μm) fast vollständig von der Atmosphäre absorbiert. Auf der anderen Seite absorbieren schon kleinste Wolken dieses von der Erde abgestrahlte Energiespektrum (8-14 μm) und schicken einen Teil zur Erdoberfläche zurück (GUYOT et al., 1998). Etwa Mitte des 20. Jahrhunderts hat TYNDALL gezeigt, dass H_2O und CO_2 die hauptverantwortlichen Bestandteile für die Absorption und Rückstrahlung von langwelliger Strahlung in der Atmosphäre sind (CRUTZEN et al., 2000). Die vorliegende Arbeit bezieht sich im wesentlichen auf die kurzwellige Strahlung, weshalb die langwellige Strahlung an dieser Stelle und in den folgenden Abschnitten nur sehr knapp behandelt und miteinbezogen wird.

3.3. Strahlungsgesetze

Bei den Strahlungsgesetzen geht es grundsätzlich um den physikalischen Zusammenhang zwischen der Oberflächentemperatur (engl.: surface temperature, T) eines im thermischen Gleichgewicht stehenden strahlenden Körpers (z.B. Sonne, Erde usw.) und des Strahlungsflusses (engl.: solar flux, Φ) (ZMARSLY et al., 1999). Darüber hinaus spielt auch die Geometrie der Einstrahlung eine Rolle (HÄCKEL et al., 2008), die aus dem folgenden Gesetz hervorgeht.

3.3.1. LAMBERTsches Gesetz

Diese Gesetz beschreibt den Zusammenhang zwischen dem Einfallswinkel (engl.: angle of incidence, φ) und dem Strahlungsstrom oder Strahlungsflussdichte (engl.: irradiance, ψ). Für eine gegebene Bezugsfläche (waagrecht Ebene) ist die empfangene Strahlung maximal, wenn die Sonne im Zenit steht (senkrechte Bestrahlung). Mit abnehmenden Sonnenstand nimmt die empfangene Energie auf dieser Bezugsfläche ab und wird bei streifendem Einfall Null (HÄCKEL et al., 2008).

$$\Psi = \Psi_{90^\circ} * \cos\varphi \quad (1)$$

3.3.2. PLANCKsches Strahlungsgesetz

Dieses Gesetz wird zur Beschreibung der spektralen Strahlungsflussdichte ψ eines Schwarzstrahlers (engl.: black body) als Funktion von Wellenlänge λ bzw. Frequenz ν und der absoluten Temperatur T , wobei sich die Strahlungsflussdichte bei senkrechter Einstrahlung aus dem Quotienten Strahlungsfluss Φ und Oberfläche (engl.: area, A) mit der Einheit W/m^2 ergibt. Das Maximum der PLANCKschen Kurve für Solarstrahlung liegt bei etwa 500 nm (sichtbarer Bereich) und für terrestrische Strahlung bei etwa 10 μm (IR-Strahlung) (ZMARSLY et al., 1999). Dabei ist h das PLANCKsche Wirkumsquantum und k die BOLTZMANN-Konstante.

$$\psi_{\lambda,S}(\lambda,T) = \frac{2 \pi h c^2}{\lambda^5} \frac{1}{\exp\left(\frac{h c}{\lambda k T}\right) - 1} \quad (2)$$

3.3.3. WIENSches Verschiebungsgesetz

Die Wellenlänge der maximal emittierten spektralen Strahlungsflussdichte verschiebt sich mit zunehmender Temperatur eines Schwarzstrahlers zu kleineren Werten. Etwas anders formuliert besagt das Gesetz, dass das Produkt von Wellenlänge $\lambda_{\max}$ der maximalen Emission und der Oberflächentemperatur T eines idealen schwarzen Körpers konstant ist. Anhand dieses Gesetzes lässt sich beispielsweise über die maximale Emission der Sonne (~500 nm) deren Oberflächentemperatur (~5797 K) herleiten (ZMARSLY et al., 1999).

$$\lambda_{\max} * T = 2,8978 * 10^{-3} \text{ m K} \quad (3)$$

3.3.4. STEFAN-BOLTZMANN-Gesetz

Dieses Gesetz besagt, dass jeder Körper, dessen Oberflächentemperatur T größer als Null ist, elektromagnetische Strahlung (thermische Strahlung) emittiert. Dabei ist σ die STEFAN-BOLTZMANN-Konstante und die Strahlungsflussdichte ψ gleich proportional zur vierten Potenz der Oberflächentemperatur eines Körpers, wobei die spektralen Strahlungsflussdichten sämtlicher Wellenlängen λ bzw. Frequenzen ν auf den gesamten Spektralbereich aufsummiert werden (ZMARSLY et al., 1999).

$$\Psi = \sigma \cdot T^4 \quad (4)$$

3.3.5. KIRCHHOFFsches Strahlungsgesetz

Bei diesem Gesetz ist der von einem Körper ausgehende Strahlungsfluss Φ gleich dem Produkt aus dem körperspezifischen Emissionsgrad (engl.: emissivity, ϵ) und Φ eines Schwarzstrahlers, wobei der Absorptionsgrad (engl.: absorbance, α) eines idealen schwarzen Körpers dann eins beträgt, wenn die gesamte auftreffende Strahlung absorbiert wird. Der Emissionsgrad eines Körpers beträgt dann eins, wenn sämtliche Strahlung in Abhängigkeit von der Oberflächentemperatur emittiert wird. Da es in der Natur Schwarzstrahler definitiv nicht gibt, spricht man in der Regel von Graustrahlern, welche einen Emissions- bzw. Absorptionsgrad zwischen 0 und 1 haben. Nach diesem Gesetz entspricht der Absorptionsgrad α eines Körpers dem Emissionsgrad ϵ des selben Körpers (ZMARSLY et al., 1999).

$$\Phi = \epsilon \cdot \Phi_S \quad (5)$$

3.4. Wechselwirkung von Strahlung mit Materie

Auf dem Weg der Sonnenstrahlung zur Obergrenze der Atmosphäre (engl.: top of atmosphere, TOA) bleibt das (extraterrestrische) elektromagnetische Spektrum weitgehend unverändert. Beim Eindringen des Strahlungsflusses in die Erdatmosphäre kommt es zur Wechselwirkung zwischen Materie und Strahlung, die entweder durch Absorption, Streuung, Reflexion (engl.: reflectance, ρ) oder Transmission (engl.: transmittance, τ) beschrieben werden kann. Wenn solare Strahlung auf Materie trifft, wird sie teilweise reflektiert, teilweise absorbiert und teilweise durchgelassen (BERGMANN et al., 2001) und es ergibt sich folgende Gleichung:

$$\alpha + \rho + \tau = 1 \quad (6)$$

wobei α der Absorptions-, ρ der Reflexions- und τ der Transmissionsgrad (Durchlässigkeit eines Mediums für Strahlung) ist, also das Verhältnis der jeweiligen Strahlungsflüsse zur ursprünglichen und ungeschwächten Strahlung (ZMARSLY et al., 1999).

3.4.1. Absorption

Bei der Absorption wird durch die Wechselwirkung mit Materie elektromagnetische Energie an die Materie abgegeben und dabei z.B. in Wärme umgewandelt (ZMARSLY et al., 1999). Die Absorption erfolgt durch Wechselwirkung von Strahlung mit Ozon, Wasserdampf, Kohlendioxid und Sauerstoff, wodurch dem Strahlungsfluss Energie entzogen wird und es zu einer Erwärmung der Atmosphäre kommt (MONTEITH et al., 1990). Sauerstoff verfügt über ein nur relativ schmales Absorptionsband im Bereich von 0,76 μm (Abb. 3). Die Absorption von Ozon in der Stratosphäre verhindert das Durchdringen von solarer Strahlung unterhalb von 0,29 μm (UV-Strahlung) und schwächt den Anteil bei 0,6 μm etwas ab. Die Rolle des Ozons in der Atmosphäre ist aufgrund der schädigenden Wirkung der UV-Strahlung auf Mensch, Tier und Pflanze sehr wesentlich (GUYOT et al., 1998).

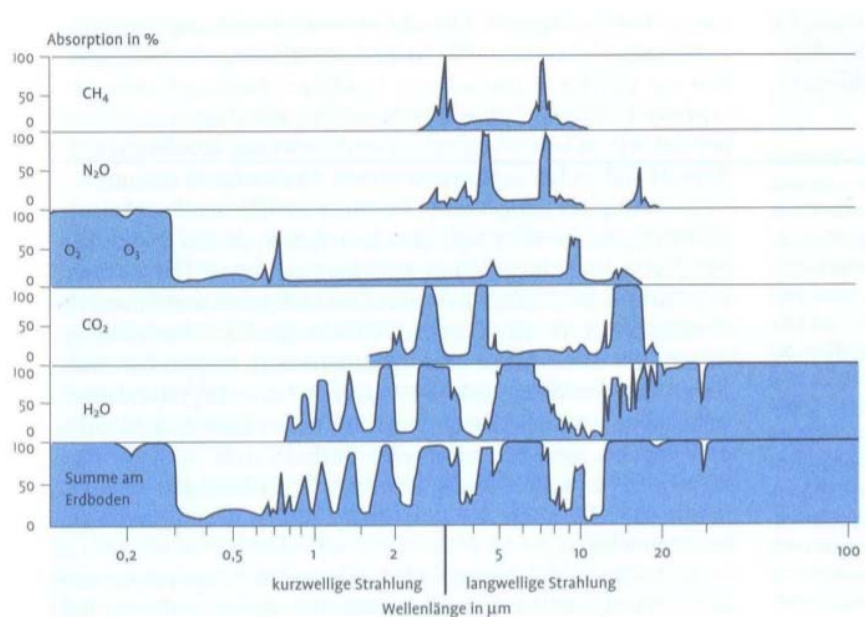


Abb. 3: Absorption von kurz- und langwelliger Strahlung durch unterschiedliche Gase in der Atmosphäre (nach HÄCKEL et al., 2008)

Im Gegensatz zum sichtbaren Spektrum, welches die Atmosphäre fast unbeeinflusst passiert, werden aus dem infraroten Bereich relativ große Strahlungsmengen durch Kohlendioxid und Wasserdampf absorbiert (HÄCKEL et al., 2008).

3.4.2. Streuung

Unter Streuung versteht man eine Wechselwirkung zwischen Strahlung und Luftinhaltsstoffen (ZMARSLY et al., 1999), welche entweder durch RAYLEIGH-Streuung, bei der Photonen mit Molekülen interagieren oder durch MIE-Streuung erfolgt, welche durch in der Luft umherschwebende Aerosole hervorgerufen wird (GUYOT et al., 1998). Bei der RAYLEIGH-Streuung sind die Teilchen kleiner als die Wellenlänge der Strahlung und der Strahlungsfluss ist umgekehrt proportional zur vierten Potenz der Wellenlänge bzw. proportional zur vierten Potenz der Frequenz (ZMARSLY et al., 1999). Die Molekülstreuung basiert dabei auf der eigentlichen Streuung an den Molekülen und zusätzlich wird aufgrund unterschiedlicher Geschwindigkeiten der Luftmoleküle wegen Dichteschwankungen gestreut (ANGSTRÖM et al., 1929). Luftmoleküle lenken im Gegensatz zu Wolkentröpfchen, Dunstteilchen und Aerosolen, welche praktisch alle Wellenlängen ähnlich stark streuen, die kürzeren Wellenlängen stärker ab als die längeren (HÄCKEL et al., 2008). Deshalb werden kurzwelligere Anteile der Solarstrahlung auf längerem Weg durch RAYLEIGH-Streuung verhältnismäßig stärker geschwächt als langwelligere, wodurch die tiefstehende Sonne morgens und abends rot erscheint. MIE-Streuung hingegen erfolgt an Teilchen wie Aerosolen und Wassertröpfchen, die größer sind als die Wellenlänge der Strahlung (ZMARSLY et al., 1999). Während die Aerosolteilchen in der Atmosphäre die Hauptursache für die Streuung darstellen, bewirkt auch die RAYLEIGH-Streuung eine Abschwächung der solaren Strahlung von etwa 10% und darf bei den Strahlungsmodellen nicht vernachlässigt werden (PSILOGLOU et al., 1995).

3.4.3. Reflexion

Unter Reflexion versteht man ganz allgemein die unstetige Ausbreitungsrichtung von Wellen (auch elektromagnetischer) beim Auftreffen auf Grenzflächen. Bei kleinen oder großen Rauigkeiten der Grenzflächen erfolgt spiegelnde oder gerichtete bzw. diffuse Reflexion (ZMARSLY et al., 1999). Die Wolkenreflexion beispielsweise kann zwischen 30 und 60% der einfallenden solaren Strahlung direkt zurück in den

Weltraum reflektieren (STRAHLER et al., 1999). Die Albedo der Wolken verhält sich bei dünnen Wolken proportional zur optischen Dicke der Wolken (Kapitel 3.6.3.3.), verändert sich aber mit zunehmender optischer Dicke immer langsamer. Bei Annahme einer globalen Albedo der Wolken von 50%, würde sich bei einem Anstieg der globalen optischen Dicke um 2,5% die Albedo der Wolken um 1% auf 50,5% erhöhen (TWOMEY et al., 1974).

3.4.3.1. Albedo

Grundsätzlich versteht man unter der Albedo den Prozentanteil der Strahlung, der von einer Oberfläche reflektiert wird (STRAHLER et al., 1999). Die Albedowerte verschiedener Oberflächen der Erde sind dabei sehr unterschiedlich. Beispielsweise beträgt die Albedo (kurzwellige Strahlung) von Wolken zwischen 60 und 90%, jene von Neuschnee zwischen 75 und 95%. Deutlich geringere Werte haben Oberflächen wie Ackerböden (7-17%) oder Nadelwälder (5-15%), welche dadurch auch mehr Strahlung absorbieren (ZMARSLY et al., 1999). Die planetare Albedo ist der Anteil der einfallenden Solarstrahlung, welcher von der Erde zurück in den Weltraum reflektiert wird. Wäre die planetare Albedo gleich Eins, dann würde sie vom All aus betrachtet zwar viel heller erscheinen als in der Realität, wäre aber ein weißer, toter Fleck, der zwar die Sonne umkreist, jedoch außerstande wäre, die von der Sonne bereitgestellte Energie zu nutzen (TWOMEY et al., 1974).

3.5. Zusammensetzung und Schichtung der Atmosphäre

Die Erdatmosphäre ist einerseits relativ durchlässig für die einfallende Solarstrahlung, andererseits aber undurchlässig für die von der Erde emittierte langwellige Strahlung. Diese Undurchlässigkeit wird als Treibhauseffekt (engl.: greenhouse effect) bezeichnet und sorgt dafür, dass im Gegensatz zu einer Abwesenheit der Atmosphäre die Lufttemperatur an der Erdoberfläche wärmer bleibt (WALLACE et al., 2006). Die Erdatmosphäre besteht aus einem Gasgemisch und setzt sich aus verschiedenen Komponenten zusammen. Diese Lufthülle wird durch die Schwerkraft um die Erde festgehalten. Folglich nimmt auch deren Dichte vom Meeresniveau in höhere Schichten hin ab (STRAHLER et al., 2005). Im Jahre 1781 hat CAVENDISH herausgefunden, dass die Zusammensetzung der Luft, egal bei welchen meteorologischen Verhältnissen, aus 79,16% Stickstoff und 20,84% Sauerstoff besteht (CRUTZEN et al., 2000). Das restliche 1% umfasst Spurengase

wie Argon (Ar), Kohlendioxid (CO₂), Methan (CH₄), Neon (Ne) usw., wobei manche von diesen eine wesentlichere Rolle bezüglich bestimmter Strahlungsprozesse, welche unser Klima beeinflussen, spielen als andere (STRAHLER et al., 2005). Aufgrund des jeweiligen Verhaltens der einzelnen Stockwerke der Atmosphäre gibt es eine Unterteilung in Troposphäre, Stratosphäre, Mesosphäre und Thermosphäre. Diese Schichten werden durch Obergrenzen (Tropopause, Stratopause und Mesopause) voneinander getrennt (Abb. 4). Da in der Troposphäre Prozesse wie die Wolkenbildung und Niederschlag stattfinden, bezeichnet man diese auch sehr gern als die Wetterschicht (HÄCKEL et al., 2008). Die Troposphäre ist dabei durch eine Abnahme der Temperatur mit der Höhe gezeichnet, wobei das Temperaturgefälle etwa 6,5°C pro km beträgt. Etwa 80% der gesamten Masse der Atmosphäre entfallen auf die troposphärische Luft, die im allgemeinen durch Niederschläge kontinuierlich gereinigt wird (WALLACE et al., 2006).

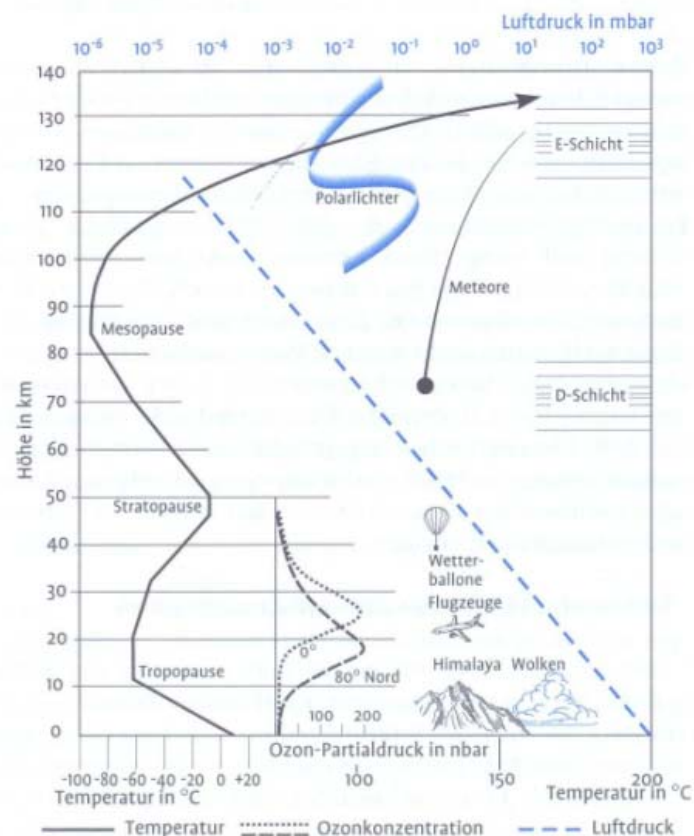


Abb. 4: Schichtung der Atmosphäre (nach HÄCKEL et al., 2008)

Im Gegensatz zur Troposphäre nimmt die Temperatur in der darauffolgenden Stratosphäre bis zu einer Höhe von etwa 50 km wieder zu (HÄCKEL et al., 2008). Die Verweilzeit von Aerosolen in der Stratosphäre kann in einzelnen Fällen (z.B. Vulkanausbrüche oder menschliche Aktivitäten) mehrere Jahre dauern. Charakteristisch für die Stratosphäre ist die extrem trockene und ozonreiche Luft (WALLACE et al., 2006). In der nächsthöheren Schicht, der Mesosphäre nimmt die Temperatur wieder ab und erreicht in einer Höhe von etwa 85 km ihr absolutes Minimum. Schließlich steigt die Temperatur in der Thermosphäre auf ein absolutes Maximum in der gesamten Atmosphäre an (HÄCKEL et al., 2008).

Da viele Bestandteile wie Aerosole, Wolkenpartikel oder bestimmte Gase in der Atmosphäre zeitlich und räumlich nicht konstant sind, sind ihre Auswirkungen auf die Strahlungsübertragung sehr komplex. Die meisten dieser Spurengase und Aerosole werden an der Erdoberfläche erzeugt und gelangen durch vertikale Durchmischung in die Atmosphäre (BERGMANN et al., 2001). Die in die Erdatmosphäre eindringenden Photonen wirken durch Photodissoziation, Photoionisation und Photoabsorption auf die Komponenten der Atmosphäre ein und beeinflussen die chemische Zusammensetzung, Temperatur und Dynamik der Atmosphäre (PERRIN et al., 2005). Im Folgenden sollen einige dieser, die Strahlungsübertragung beeinflussenden Bestandteile etwas näher gebracht werden.

3.5.1. Aerosole

Als Kolloid und im weiteren Sinne als Aerosol bezeichnet man Luft mit suspendierten (flüssigen oder festen) Teilchen. Im engeren Sinne versteht man unter Aerosol aber nicht das Luft-Teilchen-Gemisch, sondern die Gesamtheit der Aerosolpartikel. Nicht zu den Aerosolen gezählt werden neben den gasförmigen Bestandteilen der Atmosphäre noch die kondensierten Wolken- und Niederschlagspartikel (BERGMANN et al., 2001). Troposphärische Aerosole lassen sich in der Regel in biologische Aerosole, Aerosole der festen Erde und anthropogen verursachte Aerosole unterteilen (WALLACE et al., 2006). Im Jahre 1929 wird in einer Veröffentlichung erwähnt, dass die an der Erdoberfläche gemessene Solarstrahlung stärker von den Schwankungen der atmosphärischen Transmission, bei der auch Aerosole eine wesentliche Rolle spielen, beeinflusst wird, als von Schwankungen der Solarkonstante (ANGSTRÖM et al., 1929). In der Vergangenheit wurde bei vielen Studien des öfteren vom Einfluss der Aerosole auf die Sichtweite berichtet. Einige

Zeit später sind klimatische Effekte der Aerosole, wie beispielsweise die Streueigenschaften von Sulfatpartikeln, in den Fokus gerückt. Schließlich erkannte man neben den Streueigenschaften auch die Fähigkeit der Aerosole (z.B. Rußpartikel), Strahlung in der Atmosphäre zu absorbieren (KIRKEVAG et al., 1999). Es ist mittlerweile mehrfach erwiesen, dass Aerosole in der Atmosphäre das Klimasystem aufgrund von Interaktion mit Solarstrahlung sowohl direkt als auch indirekt beeinflussen. Der direkte Prozess wird durch Absorption und Streuung hervorgerufen und führt in beiden Fällen zu einer Abkühlung der Erdoberfläche, wobei sich bei Absorption zusätzlich die Atmosphäre erwärmt (YAMASOE et al., 2006). Wegen der ungleichmäßigen Quellen sowie der kurzen Lebensdauer (einige Tage) ist die regionale Analyse der Aerosole bezüglich der Klimabeeinflussung wesentlich einfacher. Für eine globale Aussage über den Einfluss der Aerosole müssten jedoch sehr viele regionale Untersuchungen in die Analyse fließen (MENON et al., 2002). Der indirekte Prozess hingegen hängt mit den Eigenschaften der Aerosolteilchen als Wolken-Kondensationskerne (engl.: cloud condensation nuclei, CCN) zusammen und beeinflusst die Eigenschaften und Lebensdauer von Wolken (YAMASOE et al., 2006). Bei übersättigtem Wasserdampf werden Kondensationskerne aktiviert und verwandeln sich dabei in Wolken- und Nebeltröpfchen (SUN et al., 2006). Da in den Wolken die relative Feuchte selten einen Wert über 101% erreicht, werden nur die effizienteren Partikeln aktiviert und folglich steigt die Anzahl der Wolkentröpfchen mit der Anzahl dieser effizienten Kondensationskerne an (TWOMEY et al., 1974). Kürzlich veröffentlichte Studien deuten darauf hin, dass organische Aerosole einen wesentlichen Beitrag zur globalen Bilanz der Kondensationskerne leisten und deren Aktivierungsvermögen ähnlich effektiv eingeschätzt wird, wie jenes der Sulfataerosole, welche am effektivsten sind (SUN et al., 2006). Die anthropogen verursachten Emissionen von SO_2 , welche sich in der Atmosphäre in Sulfataerosole umwandeln, übertreffen die natürlichen Quellen (vulkanische Emissionen und biologische Ausströmungen) um mehr als den zweifachen Faktor. Neben diesen werden auch kohlenstoffhaltige Aerosole aufgrund von Verbrennung fossiler Brennstoffe und Biomasse als wesentliche Quellen von Partikeln angesehen (CRUTZEN et al., 2000). Die verschmutzten Regionen von Europa mit erhöhtem Ausstoß an Sulfatpartikeln, welche zum Großteil anthropogen verursacht werden, tragen beispielsweise zu einem negativen direkten Aerosoleffekt von etwa 5 W/m^2 an der Obergrenze der

Atmosphäre bei. Regionen in Nordafrika hingegen wirken sich wegen der Verbrennung von Biomasse (erhöhte Absorption an den Rußpartikeln) positiv auf den direkten Aerosoleffekt an der Obergrenze der Atmosphäre aus (KIRKEVAG et al., 1999). Vor einigen Jahren haben Forscher herausgefunden, dass der Anstieg von Aerosolen in der Atmosphäre positive Auswirkungen (bei wolkenlosen Bedingungen) auf die Photosynthese haben kann. Nach dem Ausbruch des Mount Pinatubo im Jahre 1991 wurde die Effizienz von Pflanzen bei der Aufnahme von CO₂ analysiert. Die Ergebnisse haben gezeigt, dass zwar die globale PAR aufgrund von erhöhtem Aerosolgehalt in der Stratosphäre abgenommen, aber der diffuse Anteil der PAR zugenommen hat. Da die diffuse Strahlung weiter in den Pflanzenbestand eindringt, wird die PAR von den Pflanzen effizienter genutzt und darüber hinaus kann mehr CO₂ aus der Atmosphäre aufgenommen werden (GU et al., 2003). Aerosolpartikel mit einem Durchmesser von 0,1 bis 1 µm streuen im Bereich von 400-700 nm (PAR) am effizientesten (YAMASOE et al., 2006). Die Rolle der Aerosole bei der Strahlungsübertragung ist aufgrund großer Variabilität in Raum und Zeit sowohl von der Menge als auch Masse der Aerosole wesentlich komplexer als jene von Kohlendioxid. Zudem sind die optischen Eigenschaften der Aerosole noch sehr unsicher (DE MEIJ et al., 2006). Schließlich sind die Beziehungen zwischen Aerosolen und Wolken und deren Auswirkungen auf die Strahlungsübertragung und das Klima bis heute noch weitgehend unvollständig verstanden und bedürfen auch in weiterer Zukunft intensiver Forschung (IPCC, 2007). Weitere Fakten über die Rolle der Aerosole bei der Strahlungsübertragung sind in diversen Publikationen zu finden und sollen im Rahmen dieser Arbeit nicht näher besprochen werden.

3.5.2. Wasserdampf (H₂O)

Im späten 19. Jahrhundert hat ARRHENIUS auf die positive Rückkopplung von Wasserdampf (engl.: water vapor) hingewiesen und festgestellt, dass sich mit zunehmender Temperatur und ansteigenden Sättigungsdampfdruck die Menge an Wasserdampf erhöht, wodurch letztlich der natürliche Treibhauseffekt angetrieben wird (CRUTZEN et al., 2000). Wasserdampf ist eine Schlüsselgröße im Klimasystem und stellt in der unteren Troposphäre aufgrund von Kondensation von Wasserdampf zu Niederschlag latente Wärme zur Verfügung. Bezüglich der atmosphärischen Trübung trägt der Wasserdampf mit 60% am stärksten zum natürlichen Treibhauseffekt bei wolkenlosen Bedingungen bei (IPCC, 2007). Die Menge an

Wasserdampf in der Atmosphäre kann durch den Begriff Niederschlagswasser (engl.: precipitable water, W), jener Menge an Niederschlag, die bei Kondensation des gesamten Wasserdampfes entstehen würde (MONTEITH et al., 1990), beschrieben werden. Es ist darunter aber auch die Gesamtmenge an Wasserdampf im Zenit zwischen der Erdoberfläche und der Obergrenze der Atmosphäre (OKULOV et al., 2002) zu verstehen. Der Wasserdampfgehalt in der Atmosphäre wird seit den 40er Jahren des 20. Jahrhunderts von einem Netzwerk an Radiosonden punktuell beobachtet (IPCC, 2007). Globale Schwankungen des Wasserdampfgehalts in der Atmosphäre werden mit Ereignissen wie El Niño (Zunahme) und Vulkanausbrüchen (Abnahme) in Verbindung gebracht (TRENBERTH et al., 2005). Aus Beobachtungen ist man sich zudem auch sicher, dass der global gemittelte Wasserdampfgehalt in der Troposphäre in den letzten Jahren um ~1,2% pro Dekade zugenommen hat (TRENBERTH et al., 2009). Im methodischen Abschnitt dieser Diplomarbeit wird noch näher auf die Rolle des Wasserdampfes eingegangen, einerseits auf die Strahlungsübertragung und andererseits auf die diesbezüglichen Unsicherheiten bei den Modellen.

3.5.3. Kohlendioxid (CO₂)

Die grünen Pflanzen auf der Erde beziehen den für den Aufbau der Körpersubstanz wichtigen Kohlenstoff aus dem atmosphärischen Kohlendioxid (engl.: carbon dioxide, CO₂). Die Tiere und Menschen leben letztlich von diesen Pflanzen, wodurch dieses Spurengas als Grundstoff jeglichen organischen Materials zu betrachten ist (HÄCKEL et al., 2008). Im Jahre 1958 hat KEELING begonnen, die Konzentrationen von CO₂ in der Atmosphäre im Observatorium von Mauna Loa (Hawaii) kontinuierlich zu messen und hat Jahre danach festgestellt, dass der CO₂-Gehalt in der Atmosphäre seit Beginn dieser Aufzeichnungen aufgrund von menschlichen Aktivitäten um etwa 1,5 ppm (engl.: parts per million) pro Jahr zunimmt (CRUTZEN et al., 2000). Wegen seiner chemischen Trägheit ist das CO₂ in der Atmosphäre relativ gut durchmischt, weshalb die CO₂-Konzentration in der Atmosphäre im allgemeinen (mit Ausnahme von Vegetations- und Waldflächen) relativ stabil ist (WALLACE et al., 2006). Anhand von Zeitreihen der bodennahen Lufttemperatur und der CO₂-Konzentrationen in der Atmosphäre hat man festgestellt, dass zwischen den Schwankungen dieser beiden ein gewisser Zusammenhang besteht, der unter anderem durch El Niño Ereignisse in Verbindung gebracht wird (KEELING et al.,

1995). Der rasante Anstieg von CO₂ in der Atmosphäre im letzten Jahrhundert wird von vielen Klimaforschern direkt für einen Anstieg der globalen Lufttemperatur verantwortlich gemacht (IPCC, 2007). Aufgrund des unveränderlichen Ausstoßes von CO₂ durch den Menschen, gehen Forscher davon aus, dass sich die CO₂-Konzentration (280 ppm zu Beginn der industriellen Revolution) bis Anfang des 22. Jahrhunderts verdoppeln wird (CRUTZEN et al., 2000).

3.5.4. Ozon (O₃)

Ozon (engl.: ozone) ist ein dreiatomiger Sauerstoff, welcher in Höhen zwischen 10 und 50 km aus gewöhnlichem Sauerstoff unter Einwirkung von UV-Strahlung entsteht (HÄCKEL et al., 2008). Die dynamischen Prozesse der Atmosphäre sorgen für den Transport des Ozon von den Tropen, wo es unter photochemischer Wirkung erzeugt wird, in mittlere und hohe Breiten, in denen sich die Lebensdauer erhöht (GABRIEL et al., 2003). Die höchsten Konzentrationen finden sich in einer Höhe von etwa 15-35 km und somit in höheren Schichten der Atmosphäre. Die sogenannte Ozonschicht sorgt dabei für die Abschirmung der für die an der Erdoberfläche schädigenden UV-Strahlung, welche nahezu alle Lebewesen auf der Erde zerstören würde (HUGGET et al., 2004). Wie schon zuvor erwähnt, werden neben der UV-Strahlung noch relativ geringe Anteile des sichtbaren Lichts sowie des Nahen Infrarots absorbiert, wie in Abb. 2 und Abb. 3 zu erkennen ist. In den 1920er Jahren hat DOBSON die Gesamtmenge an Ozon in einer vertikalen Säule in der Atmosphäre gemessen (CRUTZEN et al., 2000). Anhand von systematischen Aufzeichnungen der Ozonsäule in Dobson Unit (DU), welche schon im frühen 20. Jahrhundert gestartet wurden, hat man festgestellt, dass die Menge an Ozon in vielen Regionen der Erde aufgrund eines Anstiegs an anthropogen verursachten Emissionen wie Chlorgasen seit etwa 1980 abgenommen hat. Infolge dessen wurde der Abbau der globalen Ozonschicht eines der am intensivsten global erforschten Umweltthemen im 20. Jahrhundert (SOLOMON et al., 1999). Forscher gehen mittlerweile davon aus, dass sich der Ozongehalt in der oberen Stratosphäre in absehbarer Zeit wieder vollständig erholen wird. Während im Zeitraum von 1980 bis 2000 die Ozonschicht um etwa 6% pro Dekade abgenommen hat, wird für 2000 bis 2020 anhand von Modellrechnungen ein Anstieg von 1-2% pro Dekade prognostiziert (IPCC, 2007). Genauere Details über weitere strahlungsrelevante Bestandteile der Atmosphäre wie Methan (CH₄), Distickstoffmonoxid (N₂O) und weiterer Spurenstoffe werden im Zuge dieser

Diplomarbeit vernachlässigt, da sie überwiegend die langwellige Strahlung beeinflussen. Die nächsten Abschnitte widmen sich den Wolken und deren Einfluss auf die Strahlungsflüsse in der Atmosphäre.

3.6. Wolken in der Troposphäre

Bei der Strahlungsübertragung in der Atmosphäre spielen Wolken und ihre optischen Eigenschaften neben den eben besprochenen Bestandteilen vor allem in der Troposphäre eine zentrale Rolle. Wolken sind eine Ansammlung von Wassertröpfchen und/oder Eiskristallen unterschiedlicher Größe (HÄCKEL et al., 2008) und beeinflussen die in die Troposphäre einfallende Solarstrahlung aufgrund von Reflexion, Absorption, Streuung und Transmission (ALADOS et al., 2000). Auf der einen Seite reflektieren Wolken einen großen Anteil des eintreffenden sichtbaren Spektralbereiches und auf der anderen Seite schützen Wolken bei Nacht die Erdoberfläche vor Abkühlung aufgrund von verminderter Ausstrahlung. Schließlich führt die an den Wassertröpfchen und Eiskristallen absorbierte Energie zur Erwärmung der Atmosphäre. Die wesentlichen Eigenschaften von Wolken sind bisher gut verstanden, doch gibt es noch lückenhaftes Wissen bezüglich der dreidimensionalen Form der Wolken sowie der vertikalen und horizontalen Inhomogenitäten. Weiters sind die Einflüsse von Aerosolen in Wolken sowie die optischen Eigenschaften der extrem komplexen Eiswolken noch weitgehend unerforscht (KOKHANOVSKY et al., 2004). Die an der Erdoberfläche gemessene Globalstrahlung, welche sich aus der direkten und diffusen Strahlung (DEFELICE et al., 1998) zusammensetzt, wird von den geometrischen und mikrophysikalischen Eigenschaften der Wolken beeinflusst. Es ist schon immer ein Ziel der Geowissenschaften gewesen, die Verteilung der Wolken, deren Zusammensetzung aus Wasser und Eis sowie deren die Strahlungsübertragung betreffenden Eigenschaften auf globaler Ebene zu quantifizieren (RASCHKE et al., 2005). Bis heute geht die Klimaforschung davon aus, dass die Wechselwirkung zwischen Wolken und Strahlung eine der größten Unsicherheiten bei der Klimamodellierung darstellt (RASCHKE et al., 1998). Die Eigenschaften der Wolken und deren Wechselwirkungen mit elektromagnetischer Strahlung werden in den folgenden Abschnitten detaillierter behandelt, doch zuvor soll noch grundlegendes über die Entstehung und Klassifikation von Wolken näher gebracht werden.

3.6.1. Entstehung von Wolken

Da Wolken einerseits ständig neu entstehen, andererseits aber sich immer wieder auflösen, stehen sie unter einem dynamischen Einfluss, sie sind ein Zustand und können nicht als Gegenstand betrachtet werden (HÄCKEL et al., 2008). Bei aufsteigender Luft in der Troposphäre kommt es zur Abkühlung dieser Luftmassen, wodurch der aktuelle Dampfdruck (engl.: vapor pressure, e) dem Sättigungsdampfdruck (engl.: saturation vapor pressure, E_s) entspricht, sobald die Taupunkttemperatur (engl.: dew point temperature, T_d) erreicht wird (ZMARSLY et al., 1999). Die Abnahme der Temperatur findet deshalb statt, weil mit der Höhe der Luftdruck abnimmt und der Luft erlaubt, sich auszudehnen. Diese Temperaturabnahme bezeichnet man als adiabatischen Prozess, weil dabei Wärme weder verloren geht, noch gewonnen wird und der Prozess vollständig umkehrbar ist. Beim vertikalen Aufstieg der Luft beträgt die Rate der Temperaturniedrigung (trockenadiabatische Rate) etwa 10°C pro 1000 m (STRAHLER et al., 2005). Sobald die Luft mit Wasserdampf gesättigt ist, führt eine weitere Abkühlung zur Kondensation an den in der Troposphäre vorhandenen Kondensationskernen, z.B. hygroscopische (Feuchtigkeit anziehende) Staubpartikel oder feine Salzkristalle (ZMARSLY et al., 1999), und folglich je nach Temperatur zur Bildung von Wassertröpfchen und/oder Eiskristallen. Die Wolkentröpfchen sowie Luft in unmittelbarer Nähe einer Wolke können durch verschiedenartige feine Partikel wie Ruß und Staubpartikel verunreinigt werden, wodurch sich Streu- und Absorptionseigenschaften verkomplizieren können (KOKHANOVSky et al., 2004). Zudem bewirken diese im Wasser gelösten Stoffe eine Gefrierpunktniedrigung, wodurch Wassertropfen selbst bei Temperaturen von etwa -20°C noch vorkommen können. Weiters zeigen gelöste Stoffe Auswirkungen auf den Dampfdruck, der sich über einer Lösung aus dem Produkt von Dampfdruck des reinen Lösungsmittels und seinem Stoffmengenanteil ergibt (ZMARSLY et al., 1999). Der Existenz bzw. Entstehung von Wolken liegen sogenannte Wolkenkondensationskerne zugrunde, welche in der Regel Radien zwischen 5 und 200 nm aufweisen (KOKHANOVSky et al., 2004).

3.6.2. Globale Verteilung von Wolken

In den letzten drei Jahrzehnten wurden im Rahmen von Forschungsprojekten mehrere Satelliten zur Erforschung von Wolken in das Weltall geschickt. Diese sind mit multispektralen Sensoren (im kurzwelligen und langwelligen Spektrum) ausgestattet und leiten dadurch die mikrophysikalischen und geometrischen Eigenschaften der Wolken ab, wodurch in weiterer Folge auch Aussagen über die globale Verteilung getroffen werden können. Eines der ältesten aber noch immer laufenden Projekte ist das „International Satellite Cloud Climatology Project“ (ISCCP), welches schon 1982 gegründet wurde. Das wesentliche Ziel dieses Projektes ist es, einen aus einheitlich kalibrierten Sensoren globalen Datensatz zu generieren, um daraus bestimmte Wolkenparameter ableiten zu können (ROSSOW et al., 2004).

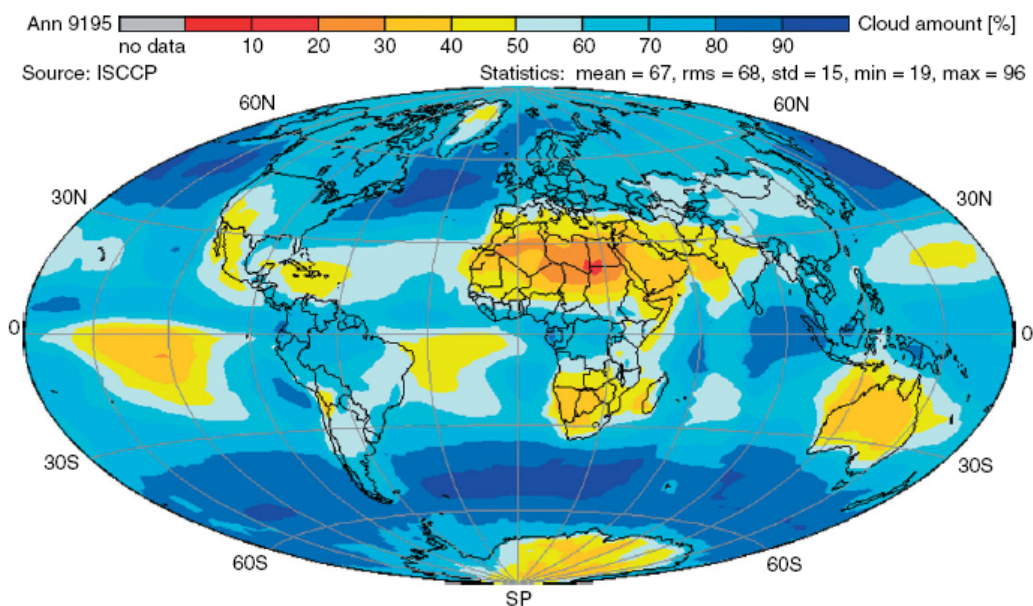


Abb. 5: Globale Verteilung der Wolken im Zeitraum von 1991-1995 (nach RASCHKE et al., 2005)

Ein weiteres Projekt ist das „Clouds and Earth’s Radiant Energy System“ (CERES), das zur Beobachtung des Strahlungs-Energie-System der Erde sowie der Wolkensysteme entwickelt wurde (WIELICKI et al., 1996). Seit 2006 erfasst eine Konstellation von Satelliten mit dem Namen „A-train“, ausgestattet mit unabhängigen und unterschiedlichen Sensoren und Messgeräten, im Abstand von nur wenigen Sekunden und in einer Höhe von 705 km unter anderem Eigenschaften von Wolken

(BARAN et al., 2009). Einer dieser Satelliten ist der „CloudSat“, der zur Beobachtung der vertikalen Struktur von Wolken entwickelt wurde und als erster Satellit mit einem Wolkenradar ausgestattet ist. Die Ergebnisse der Radarmessungen sollen mit den Ergebnissen der anderen Sensoren des „A-train“ vereint werden. Die abgeleiteten Informationen geben detaillierte Auskunft über den Wasser- bzw. Eisgehalt von vertikalen Profilen sowie über das Auftreten von Niederschlagsereignissen (STEPHENS et al., 2002). Im Gegensatz zu den zeitlich relativ kurzen Datenreihen von Satellitenmessungen, gibt es relativ lange Messreihen über den Bedeckungsgrad anhand synoptischer Beobachtungen von Wetterstationen oder vom Schiff aus, welche teilweise mehr als 100 Jahre zurückreichen (IPCC, 2007). Die globale Verteilung von Wolken über einen gemittelten fünfjährigen Zeitraum von 1991 bis 1995 ist in Abb. 6 dargestellt. Hohe Bedeckungsgrade von mehr als 70% werden unter anderem in den Sturmbahnen der mittleren Breiten erreicht. Die Wüstengebiete der Erde hingegen sind geprägt durch relativ geringe Wolkenbedeckung von weniger als 40% (RASCHKE et al., 2005), weshalb die Schwankungen der Lufttemperatur aufgrund hoher Einstrahlung und zugleich hoher Ausstrahlung am Tag relativ groß sind. Zu jedem beliebigen Zeitpunkt ist die Erde zu mehr als 50% von Wolken bedeckt (KOKHANOVSky et al., 2006). Seit Beginn der Aufzeichnungen konnte eine Zunahme der globalen Bewölkung von 1983 bis 1986, gefolgt von einer Abnahme von 1986 bis 2001 beobachtet werden (ROSSOW et al., 2004). SVENSMARK et al. (1997) haben die Variabilität der Bewölkung mit der Intensität der kosmischen Strahlung, welche wiederum antikorreliert ist mit der mittleren Anzahl der Sonnenflecken und die Produktion von Kondensationskernen positiv beeinflussen könnte, in Verbindung gebracht. Andere Arbeitsgruppen kritisieren jedoch diesen Zusammenhang und weisen darauf hin, dass der beobachtete Zeitraum zu kurz sei und ein physikalischer Mechanismus nur mangelhaft besteht (PALLE et al., 2002; LAUT et al., 2003). Die Reaktion der globalen Bewölkung auf den globalen Temperaturanstieg zeigt sich jedenfalls als eine der größten Unsicherheiten bei den Modellberechnungen der Klimasensitivität (IPCC, 2007). Eine weitere Beobachtung des Bedeckungsgrades wird deshalb in den nächsten Jahren auch deshalb von Bedeutung sein, um diesen Zusammenhang besser analysieren zu können.

3.6.3. Eigenschaften von Wolken

Wolken spielen bei der Strahlungsübertragung in der Atmosphäre eine zentrale Rolle, weshalb das bisher unausgereifte Wissen über deren Eigenschaften auch in Zukunft an weiterer Forschung bedarf. Dabei bedient man sich verschiedenartiger Messgeräte der optischen Fernerkundung, welche entweder an Flugzeugen oder Satelliten angebracht sind, oder von der Erdoberfläche aus fungieren, um die mikrophysikalischen und geometrischen Eigenschaften beobachten und verstehen zu können (KOKHANOVSKY et al., 2006). Eines der wichtigsten bodengebundenen internationalen Messnetzwerke ist „The Baseline Surface Radiation Network“ (BSRN) und dient der Erfassung von kurzwelligen (direkte, diffuse und Globalstrahlung) und langwelligen nach unten gerichteten Strahlungsflüssen, aus denen unter anderem Aussagen über Langzeittrends der Strahlungsflüsse sowie über Wolkeneigenschaften und Bedeckungsgrad getroffen werden können (OHMURA et al., 1998). In den nächsten Abschnitten soll das bisherige Wissen über die Eigenschaften von Wolken beschrieben werden, wobei die mikrophysikalischen Eigenschaften zuerst anhand von Wasserwolken und dann anhand der wesentlich komplexeren Eiswolken behandelt werden. Dem vorangestellt soll aber noch die Bestimmung des Anteils an Wassertröpfchen und/oder Eiskristallen in den Wolken behandelt werden, die bei vielen Algorithmen zur satellitengebundenen Bestimmung der Wolkeneigenschaften immer für den ersten Schritt benötigt wird (KNAP et al., 2002).

3.6.3.1. Bestimmung der Wolkenpartikel

Die Unterscheidung von Wasser- und Eiswolken spielt neben der Flugsicherheit auch bei klimatischen Studien eine wesentliche Rolle. Die unterschiedliche Form und Größe von Wolkenpartikeln in Wasser- und Eiswolken beeinflusst die durchfallende und reflektierte Strahlungsenergie (KOKHANOVSKY et al., 2004). Die Einteilung der Wolken in Wasser-, Misch- und Eiswolken erfolgt nach ihrer Zusammensetzung. Von 0 bis -12°C dominieren unterkühlte Wassertropfen und somit auch Wasserwolken. Im Temperaturintervall von -13°C bis -20°C entstehen neben den unterkühlten Wassertropfen auch Eiskristalle, weshalb man von Mischwolken spricht. Ab -21°C kommen überwiegend Eiskristalle vor, welche ab etwa -40°C ausschließlich vorherrschen und erst dann die Rede von Eiswolken ist (ZMARSLY et al., 1999). Die einfachste Methode liegt in der Erfassung der thermodynamischen Phase an den

Wolkenrändern durch die Errechnung der abgestrahlten Infrarotstrahlung aus Beobachtungen. Etwas schwieriger, aber genauer sind Methoden, bei denen verschiedene Wellenlängen mit unterschiedlicher Sensitivität auf Absorption in Beziehung gesetzt werden. Beispielsweise ist der Absorptionskoeffizient von Eiskristallen bei $\lambda = 11$ und $12\ \mu\text{m}$ größer als bei Wassertropfen, hingegen ist dieser bei $\lambda = 8,5\ \mu\text{m}$ nahezu identisch (TURNER et al., 2003). In der Vergangenheit ist man bei vielen Studien bezüglich des Einflusses von tiefen Wolken auf die Strahlungsbilanz des öfteren von reinen Wasserwolken ausgegangen. In der Realität weisen solche Wolken beispielsweise in den Wintermonaten der mittleren und hohen Breiten aber auch teilweise Eisparkeln auf, weshalb sie in die Kategorie Mischwolken fallen (YOSHIDA et al., 2005). Wolken spielen bei der Energiebilanz der Erde wegen der Absorptions- und Streuvorgänge von Solar- und Infrarotstrahlung eine bedeutende Rolle. Das Ausmaß der modulierten Strahlungsflüsse hängt neben der Größe und Form der Partikel im wesentlichen von der thermodynamischen Phase ab. Die Bestimmung der thermodynamischen Phase von Wolkenpartikeln ist deshalb wichtig, da sich bei Annahme einer inkorrekten Phase Fehler bei der Abschätzung von Streueigenschaften ergeben. Diese Fehler führen zu fehlerhaften modellierten Strahlungsflüssen. Beispielsweise können Ungenauigkeiten bei der Bestimmung der thermodynamischen Phase zu großen Fehlern (20-100%) von effektiven Radien und optischer Dicke führen, die sich in weiterer Folge auch auf die berechneten kurz- und langwelligen Strahlungsflüsse (5-20%) auswirken (TURNER et al., 2003). Im Kontext des Klimawandels, bei dem laut Modellberechnungen in den nächsten Jahren und Jahrzehnten die Arktis am stärksten betroffen scheint (IPCC, 2007), haben sich Arbeitsgruppen kürzlich mit der thermodynamischen Phase von tiefen Wolken, die in dieser Region die Strahlungsbilanz an der Erdoberfläche am stärksten beeinflussen, auseinander gesetzt. Der Einfluss dieser Wolken ist sehr variabel und hängt neben Faktoren wie Oberflächenalbedo, Aerosolen, Partikelgröße, Partikelform und Flüssigwassergehalt auch noch von der thermodynamischen Phase ab (EHRlich et al., 2008). YOSHIDA et al. (2005) haben herausgefunden, dass sich das Verhältnis von Flüssigwassergehalt zu Gesamtwassergehalt in einer Mischwolke wegen der unterschiedlichen Absorptionswirkung von Wasser- und Eisparkeln vor allem auf Strahlungsflüsse im Bereich des nahen Infrarots auswirkt. Eine steigende Anzahl von Eisparkeln in der Mischwolke führt zu einer Zunahme der Absorption und zugleich zu

einer Abnahme der Transmission im Bereich von λ größer als $0,7\ \mu\text{m}$. Diese Studie hat gezeigt, dass in-situ-Messungen und die Fernerkundung zur Ermittlung der thermodynamischen Phase für das Verständnis des Strahlungstransportes in der Atmosphäre von zentraler Bedeutung sind (EHRlich et al., 2008). Die global gemittelte Temperatur an der Wolkenoberseite für den Zeitraum 1991 bis 1995 beträgt über den Ozeanen $\sim 266\ \text{K}$ und über den Kontinentalflächen $\sim 251\ \text{K}$ (RASCHKE et al., 2005), woraus sich folgern lässt, dass über den Ozeanen Wasserwolken und über den Landflächen sowohl Wasser-, Eis- als auch Mischwolken dominieren.

3.6.3.2. Geometrische Eigenschaften von Wolken

Geometrische Eigenschaften von Wolken werden in der Literatur des öfteren auch als makrophysikalische Eigenschaften bezeichnet (RASCHKE et al., 1998). Neben dem Bedeckungsgrad zählen die Wolkenhöhe (WIELICKI et al., 1995) und geometrische Dicke (engl.: geometrical thickness, ΔH) (KOKHANOVSky et al., 2006) zu den wesentlichen geometrischen Eigenschaften. Die Wolkenklassifikation wird einerseits nach ihrer Zusammensetzung (Wasser-, Misch- und Eiswolken) vorgenommen (ZMARSLY et al., 1999) und andererseits wird dafür die Wolkenuntergrenze (engl.: cloud base height, H_{bot}) herangezogen (KOKHANOVSky et al., 2006), anhand dieser sich die Wolken in tiefe, mittelhohe und hohe Wolken einteilen lassen. Die Wolkenuntergrenze lässt sich vom Boden aus anhand eines Ceilometers (Laser-Wolkenhöhenmesser) relativ leicht bestimmen. Dabei wird ein intensiv pulsierender Lichtstrahl auf die Wolkendecke gerichtet. Der Punkt trifft in einer bestimmten Höhe die Wolkendecke und diese Höhe kann elektronisch bestimmt werden (HÄCKEL et al., 2008). Zu den tiefen Wolken, deren Wolkenuntergrenze H_{bot} auf weniger als $2\ \text{km}$ festgelegt wurde, zählen Stratocumulus (Sc), Stratus (St) und Nimbostratus (Ns). Da die Wolkenuntergrenze von Cumulus (Cu) in der Regel unterhalb von $2\ \text{km}$ liegt, kann man diese auch zu den tiefen Wolken zählen. Die mittlere geometrische Dicke ΔH beträgt bei Sc $\sim 0,6\ \text{km}$, bei St $\sim 1\ \text{km}$ und bei Ns $\sim 1-3\ \text{km}$ und mehr. In die Gruppe der mittelhohen Wolken ($H_{\text{bot}} = 2-7\ \text{km}$) lassen sich Altostratus (As) und Altopumulus (Ac) einteilen. Bei diesen Wolken beträgt $\Delta H \sim 0,2-0,7\ \text{km}$ ($\sim 1\ \text{km}$) bei Ac (As). Schließlich bilden Cirrus (Ci), Cirrostratus (Cs) und Cirrotopumulus (Cc) die Gruppe der hohen Wolken mit einer Wolkenuntergrenze größer als $7\ \text{km}$. Bei diesen hohen Wolken beträgt die

geometrische Dicke $\sim 0,1-3$ km bei Cs und $\sim 0,2-0,4$ km bei Cc (KOKHANOVSKY et al., 2006). Global betrachtet kommen Cirrus (18,7-27,1%), Stratocumulus (12,1-19,1%) und Cumulus (12,6-13%) am häufigsten und Stratus ($\sim 1,6\%$) am seltensten vor (RASCHKE et al., 2005). Neben der satellitengebundenen Erfassung lassen sich Bedeckungsgrad und Wolkentyp auch vom Boden aus anhand von menschlichen Beobachtern oder Pyranometermessungen abschätzen, wobei bis heute die subjektive Erfassung vielerorts noch nicht durch andersartige Methoden ersetzt wurde. Der menschliche Beobachter betrachtet die Wolkenmenge auf der Himmelshalbkugel, denkt sich diese auf einen Haufen zusammengeschoben und schätzt, wie viele Achtel des Himmels dabei bedeckt werden (HÄCKEL et al., 2008) bzw. welche Wolkenart dominiert. Anhand von Pyranometermessungen können die statistischen Größen Standardabweichung und Verhältnis zwischen gemessener und geschätzter (wolkenloser) Globalstrahlung für die Herleitung von Wolkentypen herangezogen werden, wobei nachteilig erwähnt werden muss, dass diese von der Sonne abhängig sind und daher nur tagsüber durchführbar sind. Weiters unterschätzten die Pyranometermessungen in der Regel den Bedeckungsgrad, weshalb auch heute noch die menschlichen Beobachtungen der Wolken am besten sind, auch wenn diese nur stündlich erfasst werden. Im Gegensatz zu den anderen meteorologischen Größen wie Temperatur, Niederschlag, Feuchte usw., lässt sich der Bedeckungsgrad anhand von Satelliten oder durch bodengesteuerte Methoden nur schwierig ableiten und ist stets mit Unsicherheiten verbunden (DUCHON et al., 1998). Neben den bodengebundenen Methoden für lokale Aussagen werden auch satellitengebundene Methoden zur Herleitung der Wolkentypen auf globaler Ebene verwendet. Dabei können die Typen anhand der sichtbaren optischen Dicke und dem Druckniveau an der Wolkenobergrenze unterschieden werden (CHEN et al., 2000). Eine Schwierigkeit bei der Parametrisierung der Strahlung, welche im Allgemeinen auf planparallelen Berechnungen basiert und für die Klimamodellierung benötigt wird, stellen die geometrischen Effekte der Wolken dar. Da beim abgeleiteten Bedeckungsgrad einer Gitterzelle eines numerischen Modells keine geometrischen Effekte einfließen, wurde der „effektive“ Bedeckungsgrad eingeführt, welcher sämtliche Einflüsse der Wolkenränder in die Parametrisierung miteinbezieht (BATEY et al., 2000).

3.6.3.3. Mikrophysikalische Eigenschaften von Wasserwolken

Die mikrophysikalischen Prozesse von Wolken steuern die Umwandlung von Wasserdampf in Wasser- oder Eiskpartikel und beeinflussen die Strahlungsprozesse in der Atmosphäre (HAN et al., 1994). Der mittlere Radius von Wasserwolken ohne Niederschlag entspricht etwa $10\text{ }\mu\text{m}$ (KOKHANOVSKY et al., 2006) und ist im wesentlichen durch eine sphärische Form geprägt. Die Größe der Wolkentröpfchen ist in natürlichen Wolken aufgrund der variablen physikalischen Eigenschaften der Luft sowohl in Raum und Zeit niemals konstant, wodurch die Tröpfchengrößenverteilung einer Wolke nur durch eine Wahrscheinlichkeitsfunktion geschätzt werden kann. Der effektive Radius (engl.: effective radius, r_e) ist proportional zum mittleren Verhältnis zwischen Volumen und Oberfläche der Tröpfchen und ist einer der wichtigsten Parameter von solchen Verteilungen (KOKHANOVSKY et al., 2004). Deshalb ist es sehr wichtig, diese mikrophysikalischen Größen während Messkampagnen von Flugzeugen aus zu beobachten, um die Prozesse, welche die Strahlungseigenschaften von Wolken steuern, besser verstehen zu können. Weiters sind solche Feldversuche insofern von Bedeutung, da sich anhand der gewonnenen Beobachtungen die abgeleiteten Daten von Satellitenmessungen besser interpretieren lassen (HAN et al., 1994). In den letzten Jahren hat man verstärkt anhand von multispektralen Analysen emittierter und reflektierter Strahlung von der Wolkenobergrenze Experimente über die mikrophysikalischen Eigenschaften von Wolkenfeldern gemacht. Eine Untersuchung über dem Atlantik nahe der argentinischen Küste hat beispielsweise gezeigt, dass der effektive Radius über dem Ozean im Mittel bis zu einer Temperatur von etwa -10°C mehr oder weniger konstant bleibt ($\sim 10\text{ }\mu\text{m}$) und erst bei weiterer Abkühlung, bei der die Mischphase einsetzt, bis zu einer Temperatur von etwa -20°C auf einen maximalen effektiven Radius von $\sim 25\text{ }\mu\text{m}$ ansteigt. Im Gegensatz dazu ist der effektive Radius über den Landflächen wesentlich langsamer angestiegen und zudem liegt der Maximalwert bei nur $\sim 13\text{ }\mu\text{m}$. Weiters war auch die Temperatur über den Landflächen (Cumulus) aufgrund der geringeren Höhe wesentlich höher als über dem Ozean, wo mittelhohe Altocumulus dominierten (VELASCO et al., 2003). Die Ergebnisse dieser Feldstudie stimmen sehr gut mit weiteren Studien überein. MILES et al. (2000) haben anhand mehrerer Untersuchungen von Stratus gezeigt, dass zwischen maritimen und kontinentalen Wolken im Mittel signifikante Unterschiede bestehen. Der mittlere effektive Radius liegt bei den kontinentalen (maritimen)

Stratus bei 6,0 μm (9,0 μm). Weiters ist die Anzahl der Tröpfchen (engl.: particle number concentration, N_p) über den Landflächen (254 pro cm^3) wesentlich größer als über dem Meer (91 pro cm^3). Einerseits ist die Anzahl der Tröpfchen über dem Land größer, andererseits aber ist die Tröpfchengröße etwas kleiner als über dem Meer, wodurch der Flüssigwassergehalt (engl.: liquid water content, C_w) bei den kontinentalen Stratus im Mittel etwas höher ausfällt. Der Flüssigwassergehalt C_w und der effektive Radius r_e sind innerhalb einer Wolke nicht konstant, sondern nehmen in den meisten Fällen von der Wolkenuntergrenze H_{bot} zur Wolkenobergrenze H_{top} hin zu (MENON et al., 2002). Für die Streuungs- und Extinktionsvorgänge in den Wolken spielt vor allem die Partikelgrößenverteilung eine zentrale Rolle. Die Konzentration der Tröpfchen hängt dabei immer direkt mit der Ansammlung von Kondensationskernen zusammen, welche über den Kontinenten stets größer ist, als über den Ozeanen, wodurch die Wolkenpartikel über den Ozeanen größer anwachsen können und häufiger Niederschläge mit sich bringen als über den Kontinenten (KOKHANOVSky et al., 2004). Eine umfassende (und zugleich erste) globale Untersuchung von Wasserwolken (WIELICKI et al., 1995) hat gezeigt, dass der mittlere effektive Radius von Wasserwolken im Bereich von 5 bis 30 μm liegt. Der global gemittelte Tröpfchenradius beträgt über den Ozeanen 11,8 μm und über den Landflächen 8,5 μm . Im Gegensatz zu MILES et al. (2000) sind bei diesen Ergebnissen nicht nur tiefe Wolken (Stratus) untersucht worden, sondern generell alle Arten von Wasserwolken. Bei einem Vergleich des mittleren effektiven Radius zwischen der nördlichen und südlichen Hemisphäre fällt auf, dass vor allem über den Landflächen aufgrund erhöhter Verschmutzung der effektive Radius in der Nordhemisphäre um etwa 0,7 μm kleiner ist (HAN et al., 1994). Wolken mit kleineren Partikelgrößen (<4 μm) sind wegen Koagulations- und Kondensationsprozessen instabil und Wolken mit größeren Partikelgrößen (>20 μm) können sich aufgrund der Gravitationskräfte nicht allzu lange in der Atmosphäre aufhalten. Trotz der relativ geringen Größe dieser Wolkenpartikel kann eine große Anzahl selbiger (z.B. 100 Tröpfchen pro cm^3) atmosphärische Prozesse sehr stark beeinflussen. Eine weitere zentrale mikrophysikalische Größe von Wasserwolken ist der Flüssigwasserpfad (engl.: liquid water path, w), welcher sich aus dem Produkt von Flüssigwassergehalt C_w und geometrischer Dicke ΔH der Wolke ergibt (KOKHANOVSky et al., 2004) oder anders formuliert den Integral des Flüssigwassergehalts über die optische Dicke beschreibt (BRENGUIER et al., 2000). Der mittlere Wert von w für die beiden Jahre

1987 und 1988 ist über den Ozeanen mit $87,4 \text{ g/m}^2$ etwas größer als über den Kontinenten mit $85,4 \text{ g/m}^2$ (HAN et al., 1994). Ergebnisse einer fünfjährig gemittelten Periode (1991-1995) zeigen interessanterweise, dass der Flüssigwasserpfad über Land mit $69,6 \text{ g/m}^2$ deutlich höher ist als über den Ozeanen mit einem mittleren Wert von $58,6 \text{ g/m}^2$ (RASCHKE et al., 2005). Bei Annahme von $w = 100 \text{ g/m}^2$ und einer Größe eines Wolkensystems von 10^3 km^2 ergibt sich eine Gesamtwassermenge von 10^8 kg (KOKHANOVSKY et al., 2004). Ein weiterer mikrophysikalischer Parameter, die optische Dicke der Wolken (engl.: cloud optical depth, τ_C), ist entscheidend für sämtliche Parametrisierung von Wolken und Strahlung und wird sowohl vom Boden (CHIU et al., 2006), als auch vom Satelliten abgeleitet (WIELICKI et al., 1995) und für eine Validierung anschließend miteinander verglichen (TRISHCHENKO et al., 2001). Die optische Dicke von Wolken spielt in der Atmosphäre deshalb eine große Rolle, da sie eng mit dem Reflexionsgrad der Solarstrahlung verbunden ist (BOERS et al., 1999). In der Literatur wird in der Regel zwischen optischer Dicke der Wolken τ_C (QIU et al., 2006), optischer Dicke der Aerosole (engl.: aerosol optical depth, δ_A) (WELLER et al., 2005) und der totalen optischen Dicke (engl.: total optical depth, τ_t) (OGUNJOBI et al., 2004), die sich aus den beiden zusammensetzt, unterschieden. Der Anstieg von Aerosolen in der Atmosphäre wirkt sich auf die optische Dicke der Wolken indirekt sowohl durch eine ansteigende Zahl und abnehmende Größe der Tröpfchen bei konstantem C_w , wodurch sich die Reflexion erhöht, als auch durch eine Erhöhung der Lebensdauer, welche durch die Abnahme der Partikelgröße die Effizienz des Niederschlags senkt und Flüssigwassergehalt und optische Dicke erhöht, aus (QIU et al., 2006). ISCCP war das erste internationale Programm, dass unter Annahme einer mittleren Partikelgröße von $10 \text{ }\mu\text{m}$ für Wasserwolken die sichtbare Reflexion als Funktion von Bodenreflexion, Zenitwinkel und Betrachtungswinkel des Satelliten unter Verwendung eines 1-D Strahlungstransfermodells abgeleitet hat (WIELICKI et al., 1995). Für den fünfjährigen Zeitraum von 1991 bis 1995 hat man eine mittlere optische Dicke der Wolken $\tau_C = 4,2$ über den Ozeanen und $\tau_C = 4,1$ über den Kontinenten abgeleitet (RASCHKE et al., 2005). Die optische Dicke τ_C von dünnen Cirrus liegt im Mittel bei $0,03$ und steigt bei Altocumulus und Cumulus auf einen Wert von maximal $\tau_C = 4$ an. Die optische Dicke von Cirrostratus, Altostratus und Stratocumulus liegt in der Regel im Bereich von 4 - 25 und jene von Stratus und Nimbostratus erreicht Werte von bis zu 400 (KOKHANOVSKY et al., 2006). Die mikrophysikalischen Eigenschaften von

Mischwolken können sich während ihrer Lebensdauer relativ rasch verändern, wodurch die Strahlungseigenschaften von Wolken signifikant beeinflusst werden. Bisher sind deren mikrophysikalische Eigenschaften jedenfalls noch zu wenig gut erforscht, um sie vollständig verstehen zu können, weshalb auch noch in Zukunft in-situ-Messungen, aber auch weitere Methoden zur Erfassung der mikrophysikalischen Eigenschaften dieser Mischwolken von zentraler Bedeutung sein werden (YOSHIDA et al., 2005).

3.6.3.4. Mikrophysikalische Eigenschaften von Eiswolken

Cirruswolken sind reine Eiswolken, kommen in den Polargebieten ab einer Höhe von ~5-6 km, in den mittleren Breiten in ~6-8 km und in den Tropen in ~11-13 km vor (KOKHANOVSKY et al., 2004). Diese Eiswolken bedecken die Erde mit einer mittleren Häufigkeit von etwa 30% (RASCHKE et al., 1998) und die Tropen mit 60-70% (BARAN et al., 2009). Andere Literaturquellen geben Werte von 45% für die Tropen und 13% (DUPONT et al., 2008) bzw. 18,7% für die gesamte Erde (RASCHKE et al., 2005) an, weshalb mit großen Unsicherheiten bei der großräumigen satellitengebundenen Erfassung von Cirruswolken zu rechnen ist. Beispielsweise hat sich gezeigt, dass Eiswolken über Schneeflächen nur sehr schwierig zu erfassen sind (RASCHKE et al., 2005) und zu großen Unsicherheiten führen. Der Einfluss von Cirruswolken auf die Strahlungsbilanz der Erde ist ein bisher ungelöstes Problem bei der Klimamodellierung, weil sich die Streueigenschaften im Gegensatz zu den Wasserwolken verkomplizieren (MACKE et al., 1996) und aufgrund mangelnden Wissens unvollständige und vereinfachte Parametrisierungen der Wolkeneigenschaften in die Modelle einfließen. Auf der einen Seite ist ein deutlicher Trend in Richtung steigender Komplexität durch Hinzufügen von detaillierten mikrophysikalischen Eigenschaften zu erkennen, auf der anderen Seite aber stellt sich die Frage, ob diese komplexeren Parametrisierungen auch realistisch sind (IACOBELLIS et al., 2003). Der Einfluss von Cirruswolken auf die Strahlungsbilanz hängt aber auch vom Ausgleich der Absorptions- und Reflexionseigenschaften ab, die wiederum von den mikrophysikalischen, thermischen und optischen Merkmale abhängen (ZHANG et al., 1999). Bis etwa Mitte der 90er Jahre des 20. Jahrhunderts wurde die Wolkenmikrophysik überwiegend an Wasserwolken erforscht. Das Hauptproblem von Eiswolken liegt bei den Unsicherheiten, die sich wegen der Vielzahl von Form und Größe der Eiskristalle, bei

den Streuungs- und Absorptionseigenschaften ergeben (WIELICKI et al., 1995). Eiskristalle nehmen in der Regel Formen wie Platten, Säulen, Nadeln, Dendriten, Sternen und Kugeln an (Abb. 6). Die mikrophysikalischen Eigenschaften von Eiswolken können aufgrund dieser extrem komplexen Formen nicht anhand einer einzelnen Partikelgrößenverteilung, wie es bei den Wasserwolken der Fall ist, beschrieben werden. Nach der Klassifikation von MAGANO und LEE wären beispielsweise mindestens 80 mehrdimensionale Partikelgrößenverteilungen nötig (KOKHANOVSKY et al., 2004).

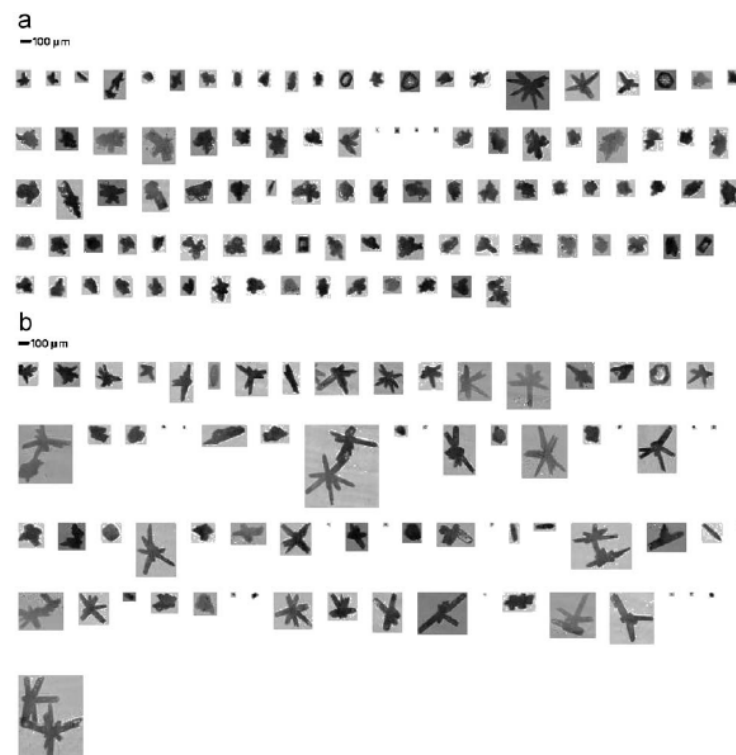


Abb. 6: Beispiele von Eiskristallformen an der Wolkenoberseite (a) und Wolkenunterseite (b) in Cirruswolken (nach BARAN et al., 2009)

Hinzu kommt noch die räumliche und zeitliche Variabilität von Größe und Form dieser Eispartikel (SCHLIMME et al., 2005) sowie die vertikale Inhomogenitäten beim Eiswassergehalt (engl.: ice water content, IWC) und bei der Eiskristallgrößenverteilung (GU et al., 2006), welche in den letzten Jahren anhand mehrerer internationaler Messkampagnen beobachtet wurden. Die Konzentration der Eiskristalle variiert mit der Höhe und bewegt sich im Bereich von 50-50.000 Eispartikeln pro m² (KOKHANOVSKY et al., 2004). Die Größe dieser Eiskristalle

reicht von weniger als 10 μm bis zu mehreren Tausend μm (BARAN et al., 2009) und sind somit größer als die Wellenlängen der einfallenden Solarstrahlung (MACKE et al., 1996). Beispielsweise reicht die Größe bei Cirruswolken in den mittleren Breiten von $\sim 10 \mu\text{m}$ an der Wolkenoberseite (H_{top}) bis $\sim 2000\text{-}4000 \mu\text{m}$ an der Unterseite (H_{bot}). Eine Schwierigkeit ergibt sich bei der Messung von Eiskristallen, die kleiner als 100 μm sind, da diese Partikel an der scharfen Kante der in-situ Messsonde zerbrechen können und so das Ergebnis verfälschen. Die Größe der Partikel sowie die Komplexität der Formen nehmen im allgemeinen von H_{top} nach H_{bot} zu (BARAN et al., 2009). Die absorbierte Strahlung reagiert im Gegensatz zur Reflexion und Transmission stärker auf die Größenverteilung der Partikel als auf die Form, weil die Streueigenschaften, die letztlich die Reflexion und Transmission beeinflussen, eher von der Form, die Absorption hingegen nur von der Größe der Partikel abhängen (SCHLIMME et al., 2005). Weiters haben Ergebnisse gezeigt, dass dendritisch und sternförmige Partikel, im Gegensatz zu festen Säulen und Platten stärker vorwärts streuen (MACKE et al., 1996). Die optische Dicke τ_c von Eiswolken definiert sich als Produkt von vertikaler geometrischer Dicke ΔH und der über eine Säule integrierten Eismasse, dividiert durch die effektive Größe der Eiskristalle und bestimmt die Reflexion und Transmission der eintreffenden Solarstrahlung. Bei optisch dünnen Eiswolken ist einerseits die Transmission der Solarstrahlung höher und andererseits wird die langwellige Ausstrahlung der Erde absorbiert, weshalb Cirren zum natürlichen Treibhauseffekt beitragen. Optisch dicke Cirren hingegen reflektieren einen Großteil der Solarstrahlung und absorbieren nur einen relativ kleinen Anteil der terrestrischen Strahlung, weshalb sie ab einer bestimmten Dicke von τ_c zur Abkühlung führen (BARAN et al., 2009). Ergebnisse einer Studie zeigen, dass einerseits das direkt durchfallende Licht mit zunehmender optischer Dicke exponentiell abnimmt und andererseits die diffuse Strahlung bis $\tau_c \sim 2$ ansteigt und bei weiterer Zunahme von τ_c wieder abnimmt. Die diffuse Strahlung ist dabei von den Streueigenschaften der Eispartikel und deren Größenverteilung abhängig. Weiters reflektieren und absorbieren brüchige Formen wegen ihrer kompakten und unregelmäßigen Formen stärker als beispielsweise hexagonale Formen, welche mehr Solarstrahlung durchlassen (SCHLIMME et al., 2005). IACOBELLIS et al. (2003) haben unterschiedliche Parametrisierungen des effektiven Radius von Eiswolken miteinander verglichen und dabei festgestellt, dass diese mehr oder weniger stark voneinander abweichen. Wie jedoch aus vielen in-situ-Messungen

bekannt ist, variieren die Partikelgrößenverteilungen von Eiswolken aufgrund unterschiedlicher Wolkentypen und Wetterbedingungen sowohl räumlich als auch zeitlich sehr stark (ZHANG et al., 1999), weshalb auch in Zukunft die Parametrisierungen in Zirkulationsmodellen (engl.: general circulation model, GCM) durch verfeinertes Wissen über die Streueigenschaften verbessert werden müssen, um das Vertrauen der Klimamodelle zu erhöhen (BARAN et al., 2009). Im folgenden Kapitel wird der Einfluss der unterschiedlichen Wolkentypen auf das Klima näher besprochen.

3.6.4. Der Einfluss von Wolken auf die Strahlungsbilanz der Erde

Die Strahlungsbilanz an der Erdoberfläche setzt sich aus der solaren und terrestrischen Strahlungsbilanz zusammen (BERGMANN et al., 2001) und steuert die Wärmespeicherung in den oberen Schichten der Böden und Ozeane sowie dynamische Prozesse in der atmosphärischen Grenzschicht (RASCHKE et al., 2005).

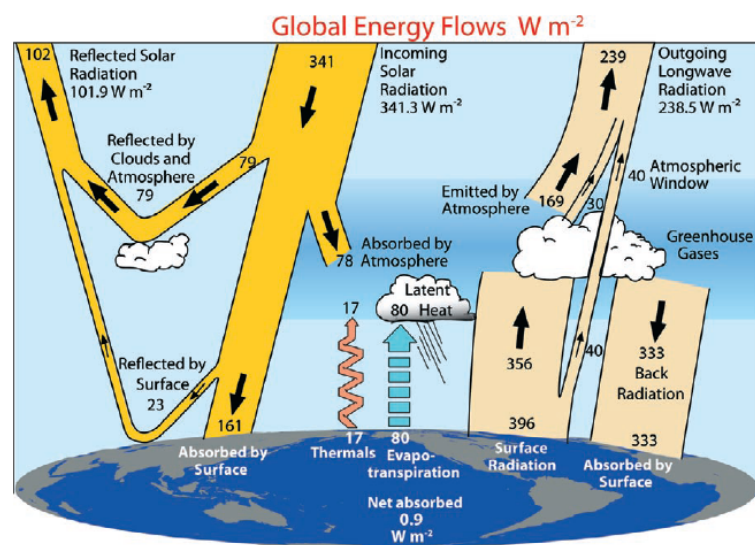


Abb. 7: Die global gemittelte Energiebilanz an der Erdoberfläche für den Zeitraum 2000-2004
(nach TRENBERTH et al., 2009)

TRENBERTH et al. (2009) haben die global gemittelten Energieflüsse für die Periode 2000 bis 2004 anhand der CERES-Daten berechnet und mit anderen Quellen verglichen. Die Analyse der Daten hat unter anderem ergeben, dass die über die Erdkugel gemittelte solare Einstrahlung rund 341 W/m^2 ($S_0/4$) beträgt und mit

anderen Ergebnissen relativ gut übereinstimmt. Die von den Wolken (von der Erdoberfläche) reflektierte Solarstrahlung beträgt 79 (23) W/m^2 , wobei hier die Unsicherheiten schon etwas größer sind. Noch größer sind die Abweichungen bei der Absorption von Solarstrahlung in der Atmosphäre, welche in den 90ern des 20. Jahrhunderts noch deutlich unterschätzt wurde und nach aktuellen Berechnungen etwa 79 W/m^2 beträgt. Schließlich schätzt man die von der Erdoberfläche absorbierte Solarstrahlung auf 161 W/m^2 (Abb. 7). Aus der Abbildung lässt sich folglich sehr gut erkennen, welchen mittleren Einfluss die Wolken auf die Solarstrahlung auf globaler Ebene haben. Das Konzept des Strahlungsantriebs (engl.: radiative forcing, RF) wird in der Regel für den quantitativen Vergleich des Ausmaßes von unterschiedlichen anthropogenen und natürlichen Ursachen, welche zum Klimawandel beitragen, verwendet. In der Periode von 1950 bis 2005 hat der anthropogen verursachte Strahlungsantrieb mindestens fünfmal so stark zur Klimaänderung beigetragen, wie etwa die Veränderungen der Solarkonstante. Im Jahr 2005 hat die Konzentration des Kohlendioxids in der Atmosphäre $\sim 379 \text{ ppm}$ betragen und damit einen Strahlungsantrieb von $+1,66 \text{ (}\pm 0,17\text{) W/m}^2$ verursacht (IPCC, 2007). Um auch den Einfluss von Wolken auf die Wechselwirkung zwischen Erdoberfläche bzw. TOA und Atmosphäre abschätzen zu können, verwendet man das Konzept des Strahlungsantriebs der Wolken (engl.: cloud radiative forcing, CRF), das die Differenz der Strahlungsbilanz zwischen wolkenlosen und bewölkten Bedingungen angibt (GALLI et al., 2004). Die Werte von CRF sind positiv (negativ), wenn die Strahlungsflüsse durch Wolken ansteigen (abnehmen). Das bedeutet in weiterer Folge, dass die positiven (negativen) Werte einer vertikalen Abweichung der Strahlungsenergie eine Nettozunahme (-abnahme) der Strahlungsenergie in der Atmosphäre mit sich bringen (RASCHKE et al., 2005). Anders formuliert gibt der Strahlungsantrieb der Wolken einfach den potentiellen Einfluss der Wolken auf das Klima an (ZHANG et al., 1999). GALLI et al. (2004) haben anhand einer einjährigen Studie im nördlichen Italien gezeigt, dass die kurzweilige Strahlungsbilanz (langweilige Strahlungsbilanz) an der Erdoberfläche bei zunehmender Bewölkung abnimmt (zunimmt). Auch die Nettostrahlung hat bei zunehmender Bewölkung mit Ausnahme des Winters in allen Jahreszeiten abgenommen und damit zu einer Abkühlung an der Erdoberfläche geführt. Der Strahlungsantrieb der Wolken auf globaler Ebene hat im Zeitraum von 1991 bis 1995 zu einer mittleren jährlichen Abnahme (Zunahme) der kurzweiligen (langweiligen) Strahlungsbilanz von -52 W/m^2

(+30 W/m²) geführt, wodurch die Nettostrahlungsbilanz insgesamt negativ war und folglich die Wolken auch auf der gesamten Erde eine Abkühlung der Lufttemperatur an der Erdoberfläche bewirken (RASCHKE et al., 2005). Dabei werden die kurz- und langwelligen Strahlungsflüsse neben dem Bedeckungsgrad vor allem auch durch den Wolkentyp, der anhand der Wolkenobergrenze und dem Wassergehalt bestimmt werden kann, beeinflusst. Die Albedo der Wolken, die großteils durch den Bedeckungsgrad und die optische Dicke charakterisiert ist, kann schon bei einem Anstieg von nur 1% zu einer Abkühlung der Lufttemperatur an der Erdoberfläche von ~0,5°C führen (KOKHANOVSKY et al., 2006). CHEN et al. (2000) haben bei einer Analyse der ISCCP D-Daten den Einfluss verschiedener Wolkentypen auf die Strahlungsflüsse untersucht und dabei festgestellt, dass die kurzwellige (langwellige) Strahlungsbilanz an der Erdoberfläche am stärksten durch tiefe konvektive Wolken, Nimbostratus und Stratus (Stratocumulus, Stratus und Altostratus) beeinflusst wird. Selbst bei Annahme eines konstanten Bedeckungsgrades sowie konstanten mittleren Eigenschaften der Wolken, kann eine Veränderung der Verteilung von Wolkentypen die gesamte Strahlungsbilanz an der Erdoberfläche maßgebend beeinflussen. Zudem bewirken aber auch optisch dünnere Cirruswolken eine Veränderung der an der Erdoberfläche gemessenen Solarstrahlung. Eine Untersuchung hat gezeigt, dass Eiswolken mit einer optischen Dicke von $0,3 < \tau_c < 3$ zu einer Abnahme der an der Erdoberfläche gemessenen kurzwelligen Strahlung von mehr als 100 W/m² führen (DUPONT et al., 2008). Neben den Wolkentypen, die sich in erster Linie durch die optische Dicke bestimmen lassen, entscheiden aber bei Eiswolken auch noch Form und Größe der Partikel über einen möglichen positiven (Erwärmung) oder negativen (Abkühlung) Strahlungsantrieb der Wolken (CRF). ZHANG et al. (1999) haben erhobene Messdaten mit einem Modell verglichen und dabei festgestellt, dass bei konstanten Größen wie optischer Dicke und Eiswasserpfad (engl.: ice water path, IWP), die Größe und Form der Partikel über das Vorzeichen von CRF entscheiden können. Abschließend lässt sich folgern, dass die Albedo der Wolken, die bei der Strahlungsbilanz eine entscheidende Rolle spielt, von folgenden Parametern abhängt: Bedeckungsgrad, optische Dicke, horizontale Inhomogenitäten, thermodynamische Phase, Größe und Form der Partikel, Höhe der Wolken und Verschmutzung der Wolken durch Aerosole (KOKHANOVSKY et al., 2006). Der folgende Abschnitt soll sich in groben Zügen der Aerosol-Wolken Wechselwirkung sowie dessen Einfluss auf die Strahlungsflüsse widmen.

3.6.5. Aerosol-Wolken Wechselwirkung

Wolken lassen sich als Haufen von kondensierten Tröpfchen, die durch Aerosole in einer übersättigten Umgebung aktiviert werden, definieren (KOREN et al., 2007). Die Veränderung des Bedeckungsgrades sowie die Wechselwirkungsprozesse von Wolken und Strahlung sind wesentliche das Klima beeinflussende Faktoren, wobei vor allem die Absorption von Solarstrahlung durch Wolken (Abb. 7) eine noch nicht ausreichend beantwortete Forschungsfrage darstellt. Bei einem Vergleich von Berechnungen und flugzeuggebundenen Messungen haben verschiedene Arbeitsgruppen festgestellt, dass die Ergebnisse von Berechnungen jene von flugzeuggebunden in-situ-Messungen deutlich unterschätzten. So hat man anhand von flugzeuggebundenen Pyranometermessungen festgestellt, dass die Absorption von Solarstrahlung bis zu 165 W/m^2 ausmacht und deutlich höher ist als anhand von Berechnungen angenommen (CESS et al., 1995; PILEWSKI et al., 1995; KONDRATYEV et al., 1998). Der Beitrag von Rußpartikeln (engl.: black carbon, BC) zur atmosphärischen Verschmutzung ist schon seit langer Zeit bekannt. Dabei spielt Ruß vor allem in Bezug auf die Absorption von Solarstrahlung sowohl direkt als auch indirekt in Wolken eine zentrale Rolle. Eine Zunahme der Absorption durch diese Partikel, welche von Wolkentröpfchen umschlossen sind, führt gleichzeitig zu einer potentiellen Abnahme der Albedo der Wolken, wodurch letztlich das Klima indirekt angetrieben wird. Die Rußpartikel müssen aber nicht unbedingt intern von Wolkentröpfchen umgeben sein, sondern können auch extern zum Anstieg der Absorption beitragen (LIU et al., 2002). Eine andere große Gruppe von Aerosolen stellen die Sulfatpartikeln dar, die genauso wie Ruß ebenfalls in großen Mengen durch den Menschen emittiert werden. Im Gegensatz zu den Rußpartikeln beeinflussen diese die Solarstrahlung in der Atmosphäre vor allem durch Reflexion, dienen wegen ihrer chemischen Eigenschaften und Größenverteilung zudem aber auch wie Ruß als Kondensationskerne (MENON et al., 2002). Neben dem Effekt einer erhöhten Verschmutzung der Wolken scheint auch noch die multiple Streuung, welche die Streuweglänge der Photonen erhöht, für die „erhöhte Absorption“ verantwortlich zu sein (KONDRATYEV et al., 1998). Aufgrund unterschiedlicher Messtechnik können auch Schwierigkeiten bei der Unterscheidung bzw. Abgrenzung von Wolken und Aerosolen entstehen, weshalb man den Übergang einer Wolke zu wolkenlosen Bedingungen als Zwischenzone, die nicht eindeutig definiert ist, bezeichnet. Man geht davon aus, dass in dieser Übergangszone (engl.: twilight

zone) der Aerosolgehalt höher ist als bei wolkenlosen Bedingungen, wodurch der direkte Effekt der Aerosole etwa durch satellitengebundene Methoden unterschätzt werden könnte. Auf globaler Ebene könnte diese Zone etwa 30-60% der „wolkenlosen“ Atmosphäre betreffen und könnte somit wesentliche Konsequenzen auf den geschätzten direkten Aerosoleffekt haben (KOREN et al., 2007), der ohnehin mit großen Unsicherheiten in Verbindung gebracht wird (IPCC, 2007). Bei gleichzeitiger Anwesenheit von Aerosolen und Wolken wirken sich die Wolken stärker auf das Strahlungsfeld aus, so lange die optische Dicke der Wolken größer ist, als jene der Aerosolschicht. Ein Sonderfall, bei dem Aerosole dieses Strahlungsfeld signifikant modifizieren, liegt einerseits bei durchbrochener Bewölkung vor und andererseits dann, wenn sich eine stark absorbierende Aerosolschicht über bzw. in den Wolken befindet (SCHMIDT et al., 2009). Aufgrund der nur in relativ geringer Anzahl vorkommenden in-situ-Messungen über den Einfluss von Aerosolen, Wolken und Aerosol-Wolken auf das Strahlungsfeld sind die Unsicherheiten in Klimamodellen bis heute noch sehr groß. Deshalb werden in Zukunft noch mehr dieser in-situ-Messungen erforderlich sein, um die Wechselwirkungen zwischen Strahlung und Materie besser verstehen und diese in Parametrisierungen einfließen lassen zu können, um so die Genauigkeit von Klimamodellen zu verbessern.

3.6.6. Strahlungserhöhung durch Wolken

Für Studien, die sich mit der Strahlungsbilanz beschäftigen, ist das Verständnis der Einflüsse von Wolken auf die Strahlungsflüsse (z.B. Solarstrahlung) von großem Interesse. Während langjährige zeitliche und räumliche Mittelwerte das Klima beschreiben, ist der Einfluss von Wolken auf kleineren Zeitskalen speziell für die verfügbare Solarstrahlung für Pflanzen und den menschlichen Nutzen relevant (PFISTER et al., 2003). Wolken spielen bei der Strahlungsbilanz aufgrund ihres Einflusses auf die Transmission der Solarstrahlung eine entscheidende Rolle und führen im allgemeinen zu einer Abkühlung der Lufttemperatur an der Erdoberfläche (SCHADE et al., 2007), die durch eine Abnahme der am Erdboden einfallenden Solarstrahlung hervorgerufen wird. Andererseits können Wolken in einzelnen Fällen dazu führen, dass die gemessene Globalstrahlung G größer ist, als die bei einem unbewölktem Himmel (engl.: clear-sky) zu erwartende G (PFISTER et al., 2003), weshalb man diesen Effekt als Strahlungserhöhung durch Wolken (engl.: cloud enhanced irradiance, $G+$) bezeichnet. Vor allem in den letzten Jahren wurde von

diesem durch Wolken ausgelösten Effekt berichtet und darauf hingewiesen, dass dieser im sichtbaren und infraroten höher ausfällt als im ultravioletten Spektralbereich (SABBURG et al., 2009). Ein kurzzeitiger Anstieg der an der Erdoberfläche gemessenen G wird einerseits durch die Reflexion an den Seiten von Cumulus (SEGAL et al., 1992), die durch Faktoren wie Höhe der Wolken und Zenitwinkel der Sonne (engl.: solar zenith angle, SZA) beeinflusst werden (SABBURG et al., 2009) und andererseits durch die zusätzliche Streuung in den Wolken (SCHADE et al., 2007) verursacht. Die Reflexion an den Wolkenrändern von Cumulus tritt bei geringeren Zenitwinkeln der Sonne mit einer größeren Häufigkeit auf als bei höheren (SABBURG et al., 2009). Die Strahlungserhöhung durch Wolken ist ein aus Pyranometermessungen schon lang bekanntes Merkmal. Schon kleine Wolken am Himmel führen zu einem Anstieg der diffusen Strahlung, die bei einer gleichzeitig unveränderten direkten Strahlung die Globalstrahlung am Messstandort im Vergleich zu wolkenlosen Bedingungen erhöht (MONTEITH et al., 1990). Die Strahlungserhöhung wird einerseits bei teilweise bewölktem Himmel, bei dem die Sonne nicht verdeckt ist, und andererseits bei optisch dünnen Wolken, welche die Sonne auch verdecken können, beobachtet. Der erste Fall ist charakteristisch für höhere absolute Werte von G_+ und wird in der Regel bei geringen SZA wahrgenommen. Beim zweiten Fall hingegen können vor allem bei höheren SZA hohe relative Werte von G_+ verzeichnet werden (PFISTER et al., 2003). Klimatisch betrachtet werden die Strahlungserhöhungen im allgemeinen durch die Fälle, bei denen die Sonne von Wolken verdeckt wird, ausgeglichen, weshalb man davon ausgehen kann, dass die Summe der Globalstrahlung an einem Tag mit wolkenlosen Bedingungen immer größer ist als bei bewölktem Himmel (SEGAL et al., 1992). Der absolute gemessene Maximalwert von G_+ wurde in den letzten Jahren mit einer immer höheren zeitlichen Auflösung gemessen. Die absoluten Werte von G_+ liegen bei mehr als 250 W/m^2 (SEGAL et al., 1992), mehr als 500 W/m^2 (SCHADE et al., 2007), mehr als 700 W/m^2 (EMCK et al., 2008) und werden großteils bei kleinen Zenitwinkeln der Sonne beobachtet. Die Dauer der Strahlungserhöhung hängt von Parametern wie der relativen Ausrichtung der Wolken zum Messstandort, der Windgeschwindigkeit in der Wolkenschicht und dem Verhältnis der Wolkenbreite zur Wolkenhöhe (engl.: aspect ratio) ab (SEGAL et al., 1992). Im folgenden Abschnitt wird die Methodik zur quantitativen Analyse der Globalstrahlungsdaten am Messstandort Wien beschrieben.

4. Methodik

Im methodischen Teil der vorliegenden Arbeit sollen neben einer Standortbeschreibung mit Klimacharakteristik die Messgeräte sowie das verwendete Strahlungstransfermodell inklusive der dafür benötigten Eingabeparameter näher beschrieben werden. Ziel für eine sinnvolle Analyse der Daten ist dabei die Validierung des Modells bei wolkenlosen Bedingungen. Es soll sich herausstellen mit welchen Fehlern bei den Ergebnissen der Strahlungserhöhungen zu rechnen ist. Bei einem Vergleich der berechneten Referenzstrahlung mit der gemessenen Globalstrahlung ergeben sich die Ungenauigkeiten einerseits durch die verwendeten Messgeräte selbst. Andererseits ergeben sich Unsicherheiten durch die Verwendung von konstanten Parametern im Strahlungstransfermodell wie der Albedo oder Aerosol- und Wasserdampfgehalt, die in der Realität einer Variabilität unterliegen.

4.1. Standortbeschreibung

Der Messstandort befindet sich am BOKU (Universität für Bodenkultur Wien) Dach Schwackhöferhaus im 19. Wiener Gemeindebezirk (Abb. 8), etwa 4-5 km (Luftlinie) vom Wiener Zentrum entfernt und auf einer Seehöhe von 266 m (NN über Adria) gelegen. Wien liegt bekanntlich in den mittleren Breiten der Nordhemisphäre, wobei der Messstandort folgende geographische Koordinaten hat: $48^{\circ} 14' 16,3''$ N, $16^{\circ} 19' 53,4''$ E (Internationales WGS84-Ellipsoid). Wien liegt im Osten von Österreich, nur unweit entfernt von den nordöstlichen Ausläufern der Alpen.



Abb. 8: Lage des Messstandortes BOKU Dach Schwackhöferhaus

4.1.1. Klima

Die mittleren Breiten sind gezeichnet durch einen ausgeprägten Jahresgang des Sonnenstandes und folglich auch der Globalstrahlung, die gegen Anfang des Winters (Ende Dezember) ihr Minimum und gegen Anfang des Sommers (Ende Juni) ihr Maximum erreicht. Dies ist auf die Neigung der Erdachse zurückzuführen, die den mittleren Breiten während des Erdumlaufs um die Sonne die vier Jahreszeiten beschert. Der Jahresgang der einfallenden Solarstrahlung bestimmt zum Großteil die an der Erdoberfläche gemessene Lufttemperatur. Deshalb wird Wien, wie auch andere Standorte der mittleren Breiten, im Winter mit relativ kurzen Tageslängen weniger stark erwärmt als im Sommer bei relativ langer (potentieller) Sonnenscheindauer. Das Maximum (Minimum) der Lufttemperatur wird wegen der thermischen Trägheit der Erde etwas verzögert erst gegen Ende Juli bzw. Anfang August (Ende Jänner bzw. Anfang Februar) erreicht. Wien liegt im warm-gemäßigtem Klima, bei dem die gemittelte Lufttemperatur des kältesten Monats (Jänner) etwa -2°C beträgt. Eine weitere Eigenschaft des Klimas in dieser Region ist dadurch gegeben, dass der wärmste Monat durch eine mittlere Lufttemperatur von mehr als 20°C (Juli) aufweist und mindestens sechs Monate im Mittel mehr als 10°C betragen. Schließlich fällt über Wien in allen Monaten ausreichend Niederschlag ($> 35\text{ mm}$) mit einer Jahressumme von mehr als 600 mm, weshalb man von einem milden humiden Klima ohne Trockenzeit spricht. Bezüglich der Luftmassen liegt Wien in einer Zone der wandernden Zyklonen, die in den mittleren Breiten durch eher schwache Störungen entstehen, manchmal aber auch mit schweren Stürmen verbunden sein können. Durch die Konvergenz von Luftmassen im Zentrum der Zyklone kommt es einerseits zu Aufwärtsströmungen, gefolgt von adiabatischer Abkühlung und Wolkenbildung mit teilweisen Niederschlägen. Andererseits wird das sonnige Wetter über Wien durch Antizyklonen, bei denen Wolkenbildung aufgrund absinkender und sich adiabatisch erwärmender Luft unterbunden wird, beeinflusst. An solchen Tagen mit hohem Luftdruck ist am ehesten mit wolkenlosen Bedingungen zu rechnen, weshalb diese Tage für die Validierung des Strahlungstransfermodells herangezogen werden. Die mittleren Breiten werden somit durch das Auftreten unterschiedlicher Luftmassen charakterisiert. Diese tropischen und polaren Luftmassen sind teils maritimen und teils kontinentalen Ursprungs und können sehr warm oder kalt bzw. sehr feucht oder trocken sein. Durch jahreszeitliche Verschiebungen der Luftmassen werden vor allem meteorologische Größen wie Lufttemperatur und Niederschlag über

Wien beeinflusst. Die Lufttemperatur über dem Stadtgebiet von Wien wird mikroklimatisch betrachtet auch noch von weiteren Faktoren wie Asphalt- und Betonflächen anstatt von Vegetation beeinflusst. Diese erhöhte Absorption durch geringere Albedowerte bei zugleich verringerter Transpiration wird mit dem Begriff „Stadtklima“ in Verbindung gebracht, bei dem die Sommertemperaturen in der Regel um mehrere °C höher sind als im Umland. Ein weiterer nicht vernachlässigbarer Effekt in einer Stadt ist der Dunst, der unter einem Inversionsdeckel gehalten werden kann und so die optische Dicke der Aerosole, die durch Industrieanlagen und Verkehrsmittel ausgestoßen werden, lokal erhöht.

4.2. Datensätze

Für die Analyse der Strahlungserhöhungen am Messstandort Wien wurde neben dem Pyranometer, das zur Messung von G verwendet wird, noch ein Spektroradiometer eingesetzt, das in der Lage ist, schmale Spektralbereiche der kurzwelligen Strahlung zu erfassen. Aus diesen Spektralbereichen kann in weiterer Folge die PAR abgeleitet werden. An insgesamt sechs Tagen des Sommers 2009 wurden anhand des Spektroradiometers in Kombination mit einer Digitalkamera Fälle der Strahlungserhöhung durch Wolken beobachtet. Die Ergebnisse werden in Kapitel 5 gezeigt. Schließlich werden die von menschlichen Beobachtern stündlich notierten Bedeckungsgrade für die nähere Analyse herangezogen, um einen Zusammenhang zwischen G^+ und der Bewölkung feststellen zu können.

4.2.1. Messdaten Spektroradiometer

Für eine detaillierte Analyse von G^+ in hoher zeitlicher Auflösung (1-min-Werte), die an insgesamt sechs Tagen in den Monaten Mai und Juni im Jahr 2009 durchgeführt wurde, diente ein EKO Spektroradiometer VIS-NIR MS-710 (ISO 9001/ISO14001). Der Spektralbereich, der schon in der Bezeichnung des Gerätes steckt, liegt im Bereich von 350-1050 nm und wird unter anderem zur Beobachtung und Erforschung der Wechselwirkung von Strahlung und Aerosolen im sichtbaren und nahem Infrarot verwendet. Die einfallende Solarstrahlung gelangt dabei durch eine Glaskuppel, wird durch einen Streukörper gestreut und in schmalen Wellenlängenbereichen von 3,3 nm ausgegeben. Das Messgerät ist wetterfest und funktioniert im Bereich von -20°C bis 50°C (<http://www.eko-usa.com>, 30.01.2010). Für die vorliegende Untersuchung ist vor allem der Bereich der photosynthetisch aktiven Strahlung (PAR), der von der

Software errechnet wird, relevant. Neben der PAR_B ist aber auch das Verhältnis von verschiedenen Wellenlängen, die von den Komponenten der Atmosphäre unterschiedlich stark absorbiert werden, von besonderem Interesse.

4.2.2. Messdaten Pyranometer

Die Globalstrahlung, jene aus dem gesamten oberen Halbraum auf eine horizontale Fläche einfallende Solarstrahlung, wird seit mehreren Jahren am BOKU Dach Schwachhöferhaus mit einem „first class“ Schenk Sternpyranometer (ISO 9060) gemessen. Die Messdaten werden vom Institut für Meteorologie der BOKU (<http://www.boku.ac.at/met/wetter/aktuell/index.html>, 30.01.2010) zur Verfügung gestellt. Die strahlungsempfindliche Fläche des Sternpyranometers besteht aus jeweils sechs schwarzen und sechs weißen abwechselnd angeordneten Segmenten. Die einfallende Solarstrahlung aus dem gesamten Halbraum (diffuse und direkte Strahlung) im Spektralbereich von etwa $0,3\text{--}3\text{ }\mu\text{m}$ wird von den Segmenten unterschiedlich stark absorbiert und reflektiert. Folglich erwärmen sich die schwarzen Flächen stärker als die weißen. Die Differenz der Temperatur dieser Flächen wird anhand der Thermosäulen unter den Flächen festgestellt und als Spannungssignal ausgegeben. Die Spannung verhält sich dabei proportional zum Betrag der einfallenden Solarstrahlung ($\sim 15\text{ }\mu\text{V pro W/m}^2$) und wird mit einem Eichfaktor multipliziert, um die gewünschte Globalstrahlung G_B (beobachtete Globalstrahlung) zu erhalten. Eine Glaskuppel lässt dabei nur die kurzwellige Strahlung durch und verhindert den Einfluss von langwelliger Strahlung, Niederschlag und Wind. Die Messdaten werden alle 2 Sekunden vom Datenlogger erfasst und als 10-min-Mittelwerte ausgegeben. Das Sternpyranometer misst im Bereich von $0\text{--}1500\text{ W/m}^2$ und kann bei Temperaturen von -40°C bis 60°C verwendet werden (<http://www.schenk.co.at>, 30.01.2010). Im Zuge dieser Untersuchung werden die 10-min-Mittelwerte der Globalstrahlung für den Zeitraum Juli 2005 bis September 2009 quantitativ analysiert.

4.2.3. Digitalkamera mit Fischaugenobjektiv

Um einige Fälle der Strahlungserhöhung durch Wolken genauer analysieren zu können, wurde eine Canon Coolpix 5700 Digitalkamera mit Fischaugenobjektiv verwendet. Die Fotos wurden zeitgleich zur Messung von PAR im Minutentakt aufgenommen, um die genaue relative Position der Sonne zu den Wolken mit der

gemessenen PAR in Verbindung zu bringen und Situationen von PAR+ zu charakterisieren. Einige dieser Fälle von Strahlungserhöhung werden in Kapitel 5.2. graphisch dargestellt.

4.2.4. Bewölkungsdaten

Der Bedeckungsgrad N der Wolken wird von der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) im Stundentakt beobachtet. Wie schon in Kapitel 3.6.2. erwähnt, betrachtet der menschliche Beobachter dabei die Wolkenmenge auf der Himmelshalbkugel, denkt sich diese auf einen Haufen zusammengeschoben und schätzt, wie viele Achtel des Himmels dabei bedeckt wären. Ein vollkommen wolkenloser Himmel wird mit 0/8 und ein vollständig bedeckter Himmel mit 8/8 beschrieben. Da die ZAMG nur etwa 2 km Luftlinie von der BOKU entfernt ist, kann der Bedeckungsgrad für diese Untersuchungen direkt übernommen werden.

4.3. Strahlungstransfermodell

Die Analyse der Strahlungserhöhung durch Wolken über Wien erfordert die Berechnung einer theoretischen Referenzstrahlung G_R (PAR_R) bei wolkenlosen Bedingungen für den gegebenen Untersuchungszeitraum. Wolkenlose Tage sind Tage ohne Wolken, nehmen bei einer graphischen Darstellung der Solarstrahlung im Zeitverlauf die Form einer Parabel (mit vernachlässigbar kleinen Schwankungen) an und erreichen bei Sonnenhöchststand ihr Maximum (ANNEAR et al., 2007). Für die Abschätzung von G_R gibt es verschiedene Ansätze und Methoden, die unterschiedlich komplex sind und verschiedene Parameter beinhalten. ANNEAR et al. (2007) haben Ergebnisse von fünf unterschiedlichen theoretischen Methoden zur Schätzung der Referenzstrahlung mit Messdaten der Solarstrahlung von wolkenlosen Tagen an 17 Standorten in den U.S.A. miteinander verglichen. Es hat sich herausgestellt, dass mit zunehmender Komplexität des Modells die Abschätzung der Referenzstrahlung besser wird. Die Errechnung von G_R und PAR_R für die vorliegende Untersuchung erfolgte durch LibRadtran (engl.: library for radiative transfer), einem umfangreichen Programmpaket zur Berechnung des Strahlungstransfers in der Erdatmosphäre, das zudem frei zugänglich ist (MAYER et al., 2005). LibRadtran bietet unterschiedliche Ansätze zur Berechnung des Strahlungstransfers in der Atmosphäre an. Eines dieser Strahlungstransfermodelle ist „uvspec“, das eigentlich zur Berechnung der UV-Strahlung sowie der PAR entwickelt wurde, weshalb sich

auch der Name abgeleitet hat. Einige Jahre später wurden diese Spektralbereiche auf das gesamte kurz- und langwellige Spektrum erweitert. Grundsätzlich gibt es spektral aufgelöste und zeilenweise Berechnungen, deren Rechenzeit relativ groß ist. Für die meisten Anwendungen sowie für die vorliegende Untersuchung wurde „lowtran“ (PIERLUISSI et al., 1985), eine Parametrisierung des gesamten Spektrums („correlated-k“), verwendet. Lowtran erlaubt pseudo-spektrale Berechnungen des gesamten Spektrums und wurde vom Strahlungstransfermodell SBDART (RICCHIAZZI et al., 1998) übernommen. SBDART wird zudem für die molekulare Absorption aller atmosphärischen Gase verwendet. Um die geschätzte Referenzstrahlung für den Untersuchungszeitraum Juli 2005 bis September 2009 zu validieren, wurden aus der gegebenen Zeitperiode anhand der Bewölkungsdaten der ZAMG 21 wolkenlose Tage aus den Monaten April, Juli, August, September und Oktober in Wien ausgewählt. Die gemessene Globalstrahlung der wolkenlosen Tage wurde anschließend mit der jeweiligen Referenzstrahlung verglichen (Kapitel 4.5.).

4.3.1. Eingabeparameter

Den Ausgangspunkt für jede Strahlungstransferrechnung bilden einerseits Profile von Druck und Temperatur sowie Konzentrationen von Ozon, Sauerstoff, Wasserdampf, CO₂ und NO₂, die in einer Atmosphärendatei definiert sind. Für diese Untersuchung wird die US-Standardatmosphäre, die näherungsweise die Verhältnisse in den mittleren Breiten charakterisiert (HÄCKEL et al., 2008), herangezogen. Neben dem Atmosphärenmodell wird auch die extraterrestrische Solarstrahlung abgeleitet, wobei dafür die Distanz Sonne-Erde miteinbezogen wird. Der Zenitwinkel der Sonne (engl.: solar zenith angle, θ), der von der Jahreszeit und dem Standort abhängt (HARRISON et al., 2008) wurde anhand einer Berechnungsmethode für alle Tage des Untersuchungszeitraums im 10-Minuten-Takt abgeleitet. Mit Ausnahme von 2008 (Schaltjahr), hat jedes der untersuchten Jahre 365 Tage, wobei 2005 erst ab Juli und 2009 nur bis inklusive September (entsprechend dem Untersuchungszeitraum) berechnet wurden. Die Seehöhe (266 m) wurde auf jene der Messgeräte (Pyranometer und Spektroradiometer) bezogen und der Wellenlängenbereich umfasst den gesamten kurzwelligen Spektralbereich (250-3000 nm). Neben den eher allgemeinen Modelleingaben war die Bestimmung von optischer Dicke der Aerosole, Ozonsäule und Albedo für den Messstandort etwas schwieriger und wird deshalb in den folgenden Abschnitt etwas näher erläutert.

Unter Annahme all dieser Parameter berechnet das Strahlungstransfermodell die Referenzstrahlung für alle Tage des Untersuchungszeitraum.

4.3.1.1. Bestimmung der optischen Dicke der Aerosole (AOD)

Die optische Dicke der Aerosole ist eine dimensionslose Zahl und charakterisiert die Absorptions- und Streuwirkung der Aerosole bei direkter und diffuser Strahlung. Bei einer Verwendung von AOD für Strahlungstransferrechnungen wird für eine Parametrisierung von Form und Größe der Aerosole das Gesetz von ANGSTRÖM et al. (1929) herangezogen:

$$\delta_A(\lambda) = \beta * \lambda^{-\alpha} \quad (7)$$

Dabei ist δ_A die AOD bei einer bestimmten Wellenlänge λ , β der Trübungskoeffizient und α beschreibt die wellenlängenabhängige Größenverteilung der Aerosole. Der mittlere Wert von α liegt bei 1,3 (ALFÖLDY et al., 2007) bzw. 1,21 (WELLER et al., 2005), wobei sich eine Veränderung von α nicht so stark auf die AOD auswirkt wie eine Veränderung von β . Grundsätzlich tragen die untersten Schichten der Atmosphäre am stärksten zur AOD bei, da sich die an der Erdoberfläche natürlich gebildeten und anthropogen verursachten Aerosole in diese Schicht mischen (ALFÖLDY et al., 2007). Die geometrischen und optischen Eigenschaften von Aerosolen sind an jedem beliebigen Standort der Erde eine Funktion der Seehöhe sowie der Saison (PERRIN et al., 2005) und sind zudem stark abhängig von der geographischen Breite (GONZI et al., 2007). Über Wien ist aufgrund des Einflusses von unterschiedlichen Luftmassen (Kapitel 4.1.1.) mit einer über das Jahr hinweg mehr oder weniger sich veränderten AOD zu rechnen. So kann es beispielsweise vorkommen, dass der arktische Dunst (engl.: arctic haze) im Winter und Frühling bis nach Zentraleuropa vordringen und so die AOD erhöht (HEINTZENBERG et al., 2003). Andererseits kann es auch vorkommen, dass Wüstenstaub aus der Sahara bis nach Zentraleuropa gelangt und so die optische Dicke der Aerosole ebenfalls erhöht (DE MEIJ et al., 2007). Schließlich haben sich in der Vergangenheit auch Vulkanausbrüche signifikant auf die AOD in Zentraleuropa ausgewirkt (WELLER et al., 2005). Die AOD verändert sich aufgrund der eben besprochenen Einflüsse über Wien innerhalb eines Jahres ständig und beeinflusst so die an der Erdoberfläche gemessene Globalstrahlung. Zudem sind für Wien auch keine Messreihen der AOD

vorhanden, weshalb es schwierig ist, die AOD für den Standort Wien und die gegebene Untersuchungsperiode zu bestimmen. Neben den Einfluss der Luftmassen, die Aerosole aus anderen Regionen nach Wien transportieren, wird die AOD über Wien noch zusätzlich von lokalen Faktoren beeinflusst. Mit der politischen und ökonomischen Veränderung um etwa 1990, wurde einerseits die Schwerindustrie in Zentral- und Osteuropa weitgehend geschlossen und Konzentrationen von CO und SO₂ signifikant gesenkt. Andererseits ist in den letzten Jahrzehnten der Straßenverkehr sowie die Anzahl der Autos in den Städten stark angestiegen, weshalb auch die Aerosole und NO₂-Konzentrationen in der umgebenden Luft zugenommen haben. Eine Untersuchung in Budapest im Zeitraum 1996 bis 2002 hat gezeigt, dass die AOD einer jährlichen Variabilität unterliegt und im Winter geringere Werte als im Sommer hat. Während die mittlere AOD im Jänner bei $\lambda = 500$ nm mit 0,22 relativ niedrig ist, steigt sie im Juli auf einen mittleren Wert von 0,35 an. Schließlich ist aus empirischen Daten bekannt, dass in städtischen (ländlichen) Bereichen die mittlere AOD im Mittel etwa 0,3 (0,2) beträgt. (ALFÖLDY et al., 2007).

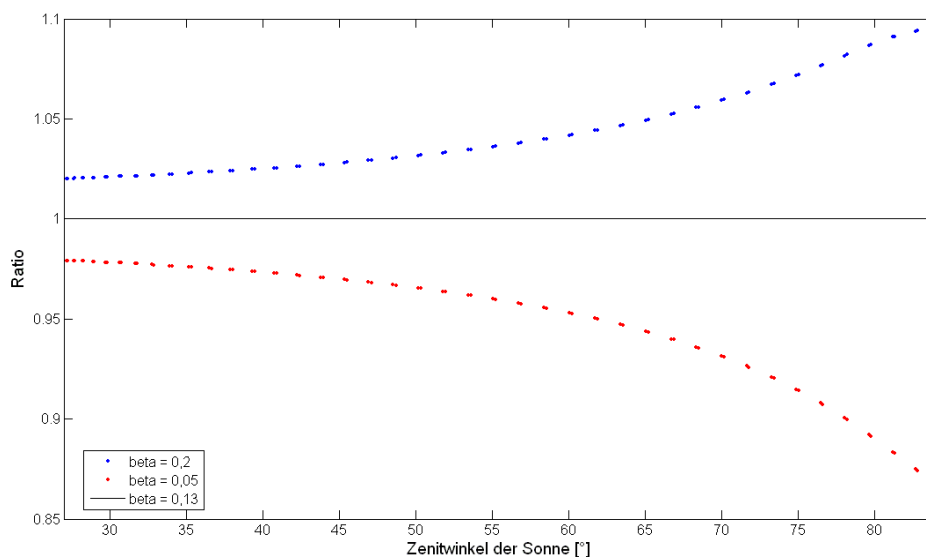


Abb. 9: Der Einfluss einer Änderung des Trübungskoeffizienten β auf die Globalstrahlung

Für die vorliegende Untersuchung wurde für α ein Wert von 1,1 und für β ein Wert von 0,13 angenommen, die bei Einsetzen dieser Werte in die Gleichung 7 für $\lambda = 500$ nm eine AOD von $\sim 0,25$ ergeben und für den Untersuchungsstandort Wien

repräsentativ sein sollte (ALFÖLDY et al., 2007). Der Einfluss einer Zu- bzw. Abnahme von β auf die Globalstrahlung in Abhängigkeit des Zenitwinkels θ ist in Abbildung 9 anhand von Modellberechnungen dargestellt. In der Abbildung 9 ist das Verhältnis zwischen dem für die Referenzstrahlung verwendeten Trübungskoeffizienten $\beta = 0,13$ und $0,2$ (blau) bzw. $0,05$ (rot) als Funktion von θ dargestellt. Bei Einsetzen der beiden β -Werte in die Gleichung 7 ergibt sich bei einer Wellenlänge von $\lambda = 500$ nm eine AOD von $\sim 0,41$ ($\beta = 0,2$) bzw. $\sim 0,1$ ($\beta = 0,05$). Es lässt sich sehr gut erkennen, dass bei kleineren Zenitwinkel der Einfluss einer sich ändernden AOD auf die Globalstrahlung wesentlich geringer ist als bei größeren Werten von θ . Mit zunehmendem Zenitwinkel der Sonne verlängert sich der Weg der Solarstrahlung durch die Atmosphäre, wodurch sich eine Änderung der AOD stärker auf die an der Erdoberfläche gemessene Globalstrahlung auswirkt als bei kleineren θ und kürzeren Weg durch die Atmosphäre (Abb. 9). Bei der Analyse der Globalstrahlungsdaten ist diesen Ergebnissen zur Folge bei größeren Zenitwinkeln mit größeren Unsicherheiten der Ergebnisse zu rechnen. An Tagen mit einer AOD von $0,41$ ($0,1$) verzeichnet die Globalstrahlung (bezogen auf AOD = $0,25$) eine Abnahme (Zunahme), die bis zu einem Zenitwinkel von $\sim 65^\circ$ ($\sim 60^\circ$) im Bereich von 2-5% liegt. Folglich muss man aus Sicht der AOD davon ausgehen, dass die Abweichungen zwischen G_R (Referenzstrahlung) und G_B in den Mittagsstunden sowohl relativ als auch absolut wesentlich geringer sind als in den Nachmittags- und Abendstunden.

4.3.1.2. Bestimmung der Ozonsäule

Dobson Unit (DU) ist ein Maß für die Menge an Ozon in der Atmosphäre und entspricht unter Normalbedingungen einer Ozonschichtdicke von $0,01$ mm pro DU. Würde man sich den gesamten Ozongehalt in einer Säule zusammengeschoben vorstellen, so würde diese Schicht bei 300 DU etwa 3 mm betragen. Ungefähr 90% des Ozons befinden sich in der Stratosphäre in Höhen von 16 bis 55 km, wobei das Maximum zwischen 20 und 25 km liegt (SIMIC et al., 2006). Die restlichen $\sim 10\%$ liegen in den bodennahen Schichten der Atmosphäre. In Österreich wird seit einigen Jahren am Sonnblick-Observatorium (3106 m) der Ozongehalt gemessen. Die Tageswerte des Gesamtozons für den Untersuchungszeitraum Juli 2005 bis September 2009 sind in Abbildung 10 in Form von Häufigkeiten dargestellt.

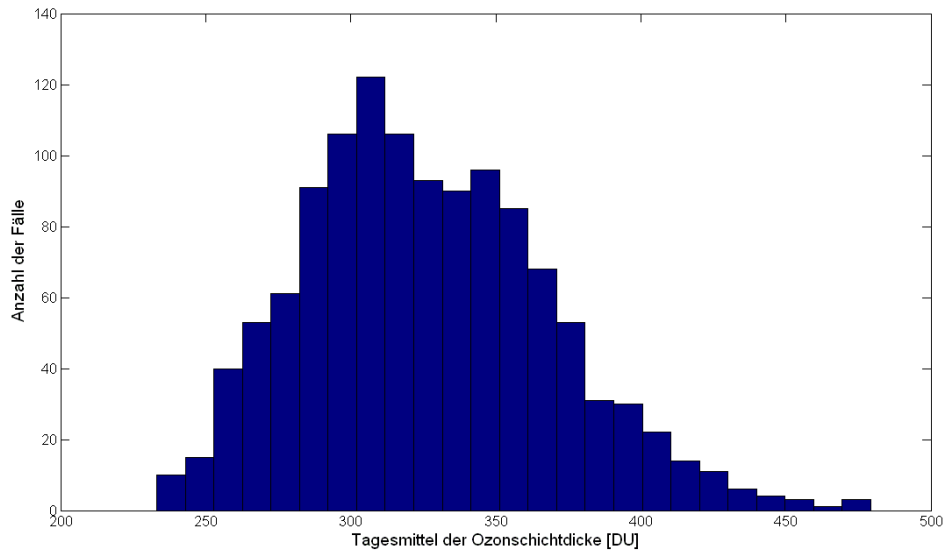


Abb. 10: Tageswerte der Ozonschichtdicke am Sonnblick von Juli 2005 bis September 2009

In den meisten Fällen liegt das Tagesmittel der Ozonschichtdicke bei etwa 300 DU, weshalb dieser Wert auch für die Berechnungen des Strahlungstransfermodells angenommen wurde. Der Einfluss einer Zu- bzw. Abnahme der Ozonschichtdicke auf die Globalstrahlung ist im Gegensatz zu einer Änderung von AOD wesentlich geringer (Abbildung 11).

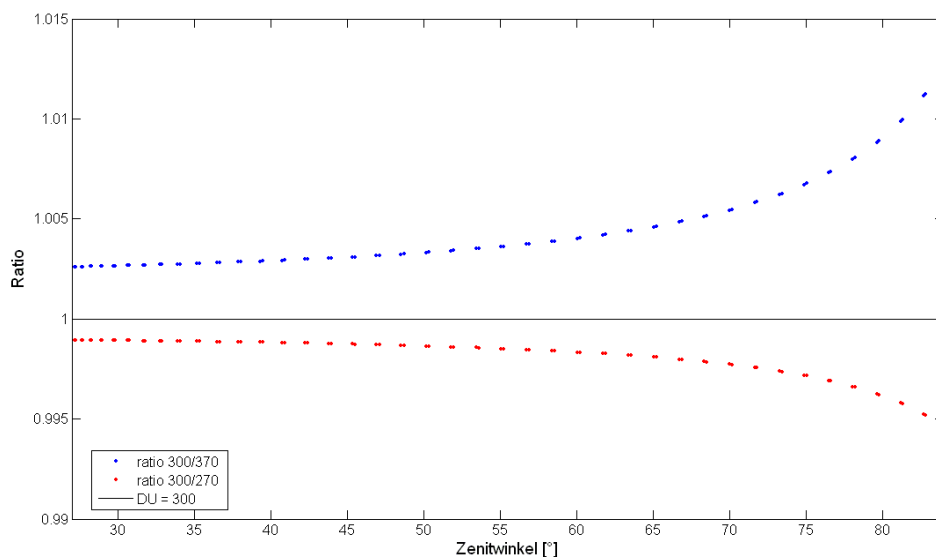


Abb. 11: Der Einfluss einer Änderung der Ozonsäule auf die Globalstrahlung

In Abbildung 11 ist das Verhältnis der Ozonschichtdicke als Funktion von θ dargestellt. Die beiden angenommenen Werte von 270 und 370 DU zeigen, dass der Einfluss einer Änderung der Ozonschichtdicke eine wesentlich kleinere Rolle als jener bei Änderung von AOD spielt. Bei einer Zunahme (Abnahme) der Ozonsäule auf 370 DU (270 DU) nimmt die Globalstrahlung im Bereich von 0,25-1,1% (0,1-0,5%) ab (zu).

4.3.1.3. Bestimmung der Albedo

Die Oberflächenalbedo wirkt sich auf die Globalstrahlung insofern aus, indem sie einen Teil der auf den Erdboden einfallenden Globalstrahlung zurück in die Atmosphäre reflektiert. Bei einer geringen Albedo, wie es in einer Stadt der Fall ist, wird ein relativ kleiner Anteil dieser in die Atmosphäre zurückreflektierter Solarstrahlung von den Luftmolekülen zurück zur Erdoberfläche gestreut. Dadurch misst das Messgerät mehr Strahlung, als dies bei einer vollständig schwarzen Oberfläche bzw. einer Albedo von 0 der Fall wäre. Grundsätzlich ist am Messstandort in Wien über das Jahr gesehen mit einer relativ konstanten Albedo zu rechnen. Erst bei Schneefall in den Wintermonaten wird die Albedo so stark beeinflusst, dass sie sich signifikant auf die Messung der Globalstrahlung auswirkt. Für die vorliegende Untersuchung wurde aus dem LibRadtran Programmpaket eine Albedo für urbane Flächen ausgewählt. Aufgrund des potentiellen Einflusses einer durch Schnee verursachten höheren Albedo, werden die Tage in den Monaten November bis März bei der Analyse der Strahlungserhöhungen am Standort Wien ausgeschlossen.

4.4. Berechnung des Klarheitsindex (K_t)

Der Klarheitsindex (engl.: clearness index, K_t) definiert sich aus dem Verhältnis von Globalstrahlung und extraterrestrischer Solarstrahlung. K_t wurde in den letzten Jahren vor allem zur Beschreibung des atmosphärischen Zustands verwendet. So liegen die beobachteten Tageswerte von K_t an wolkenlosen Tagen im Bereich von 0,60-0,64 (KARAPANTSIOS et al., 1999). Für die Berechnung von K_t muss zuerst die extraterrestrische Solarstrahlung an der Obergrenze der Atmosphäre (engl.: solar irradiance at the top of the atmosphere, E) ermittelt werden (HARRISON et al., 2008):

$$E = S_0 \cdot \cos\theta/d^2 \quad (8)$$

Dabei ist S_0 die mittlere Solarkonstante ($\sim 1365,5 \text{ W/m}^2$), θ der Zenitwinkel der Sonne und d beschreibt den Abstand Sonne-Erde, der sich im Laufe eines Jahres verändert (Kapitel 3.1.). Für den Standort Wien beträgt der Maximalwert von E etwas mehr als 1200 W/m^2 und wird bei Sonnenhöchststand ($\sim 25^\circ$) im Juni erreicht. Beim Durchgang durch die Atmosphäre wird die Solarstrahlung durch atmosphärische Gase und Aerosole abgeschwächt und gestreut, weshalb G bei wolkenlosen Bedingungen immer kleiner ist als E .

$$K_t = G / E \quad (9)$$

Bei kleineren Zenitwinkel der Sonne ist der Weg der Solarstrahlung durch die Atmosphäre wesentlich kürzer als bei höheren θ . Diese Abhängigkeit lässt sich sehr gut anhand von K_t darstellen (Abbildung 12).

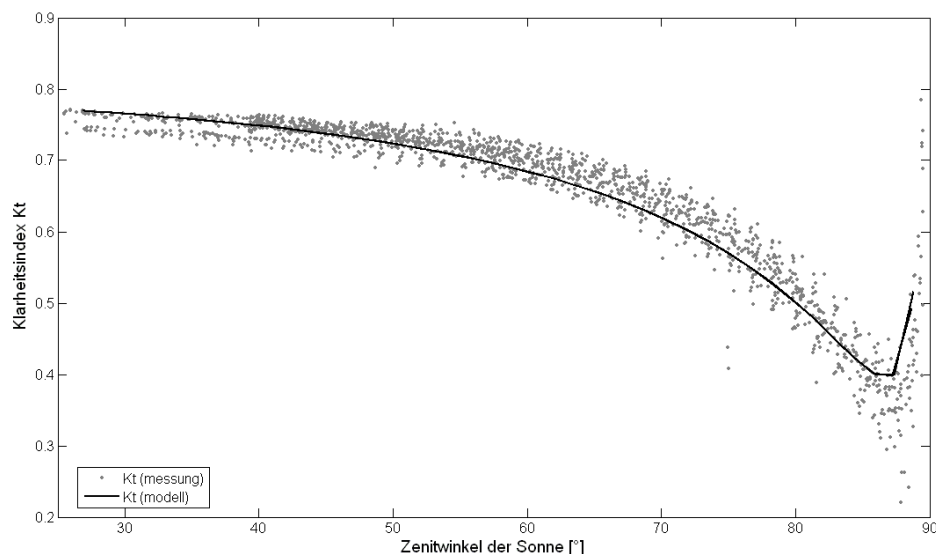


Abb. 12: Beobachteter (graue Punkte) und geschätzter (schwarze Linie) Klarheitsindex K_t in Abhängigkeit des Zenitwinkels für 21 wolkenlose Tage am Messstandort

In Abbildung 12 ist der Klarheitsindex K_t in Abhängigkeit des Zenitwinkels dargestellt. Dabei stellen die grauen Punkte die 10-min-Mittel (1660 Werte) der 21 wolkenlosen Tage dar und die schwarze Linie repräsentiert den geschätzten K_t am 16.7.2007. Mit zunehmendem θ nimmt K_t bis zu einem Zenitwinkel von $\theta \sim 85^\circ$ ab und erreicht dabei einen mittleren Wert von $\sim 0,4$. Ab einem Zenitwinkel von $\theta \sim 85^\circ$ wird sowohl die der

beobachtete, als auch der geschätzte K_t zunehmend ungenau, weshalb diese Zenitwinkel nicht mehr in die Analyse der Strahlungserhöhungen einfließen.

4.5. Validierung der Strahlungstransferberechnungen

In diesem Abschnitt soll sich herausstellen, mit welchen Ungenauigkeiten bei der Analyse von G_+ bzw. PAR_+ zu rechnen ist. Die Ungenauigkeiten liegen einerseits beim Messgerät selbst, andererseits können Ungenauigkeiten bei der Berechnung entstehen, da ein konstanter Wert bei Parametern wie der optischen Dicke der Aerosole, Ozonsäule, Albedo und Wasserdampf angenommen wurde. Bei diesen konstant angenommenen Parametern ist über die gesamte Untersuchungsperiode hinweg mit Abweichungen zu rechnen, welche sich auf G_B und G_+ bzw. PAR_B bzw. PAR_+ auswirken können. Beispielsweise ist die AOD aufgrund unterschiedlicher Luftmassen während eines Jahres nicht konstant, weshalb G_B von G_R mehr oder weniger stark abweicht. Weitere Parameter wie die Albedo (mit Ausnahme von Schnee) oder Ozonsäule wirken sich zwar auf G_B wesentlich schwächer aus als die Aerosole, dürfen aber trotzdem nicht vernachlässigt werden. Schließlich unterliegt der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre einer Parametrisierung unter Annahme der US-Standardatmosphäre. Dieser Wasserdampfgehalt (Niederschlagswasser W) in der Atmosphäre unterliegt Schwankungen, die sich wegen der Absorption von Solarstrahlung ebenfalls auf die an der Erdoberfläche gemessene Globalstrahlung auswirken. Bei einer Zunahme (Abnahme) von W bei wolkenlosen Bedingungen nimmt G_B aufgrund höherer (geringerer) Absorption bei sonst unveränderten Größen wie AOD, Ozonsäule und Albedo ab (zu). Wie schon zuvor erwähnt, wurde anhand der Bewölkungsdaten insgesamt 21 Tage mit Bedeckungsgraden N von 0-2 Achtel für die Validierung der Referenzstrahlung G_R abgeleitet. Die relative Häufigkeit von N dieser 21 Tage ist in Abbildung 13 dargestellt.

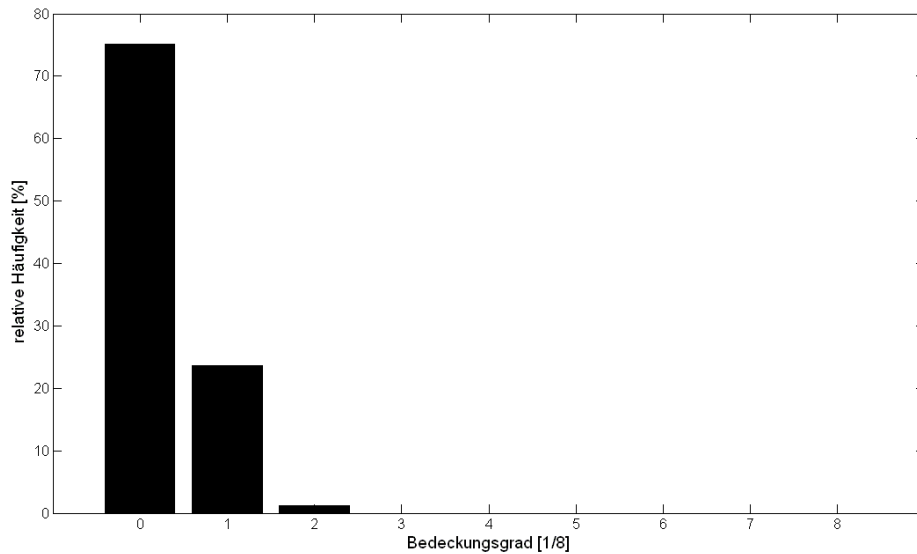


Abb. 13: Relative Häufigkeit der Bedeckungsgrade (ZAMG Hohe Warte) für 21 wolkenlosen Tage

Auf der x-Achse ist der Bedeckungsgrad in Achtel von 0 bis 8 dargestellt. Die y-Achse gibt die relative Häufigkeit der jeweiligen stündlichen Bedeckungsgrade für die 21 verwendeten Tage an. In die Ermittlung der relativen Häufigkeiten von N fließen somit alle Stundenwerte von N, die zwischen Sonnenaufgang und Sonnenuntergang notiert wurden ein. Der Bedeckungsgrad 0/8 wurde bei mehr als 75% der Fälle beobachtet. Der Rest entfällt mit 23,7% auf $N = 1/8$ und 1,2% auf $N = 2/8$. Als nächster Schritt wurde das Verhältnis zwischen der Referenzstrahlung G_R und der gemessenen Globalstrahlung G_B berechnet:

$$\text{Ratio} = G_R / G_B \quad (10)$$

Über das berechnete Verhältnis wird eine Aussage über den Fehler zwischen G_R und G_B getroffen, wobei bei einem Verhältnis kleiner als 1 der Messwert größer und bei einem Verhältnis größer als 1 der Messwert kleiner ist als der Modellwert von G . Das Häufigkeitsdiagramm in Abbildung 14 zeigt die Verhältnisse aller 10-min-Werte von den 21 wolkenlosen Tagen, wobei auf der y-Achse die absolute Häufigkeit und auf der x-Achse das Verhältnis angegeben ist.

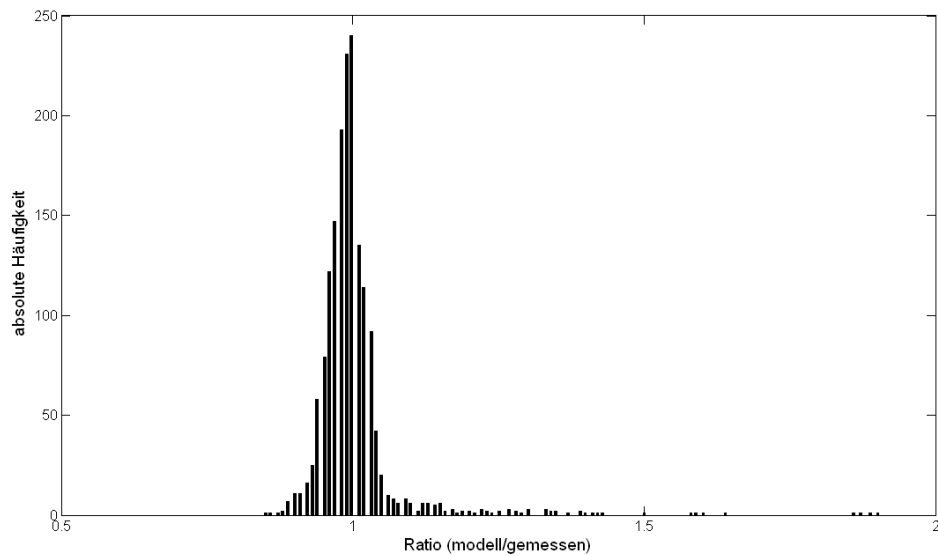


Abb. 14: Verhältnis zwischen G_R und G_B (BOKU) aller 10-min-Mittel der 21 wolkenlosen Tage

Wie der Abbildung 14 zu entnehmen ist, streuen die Werte um den Wert 1, wobei ratio kleiner als 1 häufiger vorkommt als ratio größer als 1. Demnach werden die Messdaten der Globalstrahlung eher unterschätzt, wobei aus dieser Grafik noch keine Aussage über die Abhängigkeit des Zenitwinkels getroffen werden kann. Folgende Abbildung 15 zeigt den Zusammenhang der gemessenen und geschätzten Globalstrahlung als Regression.

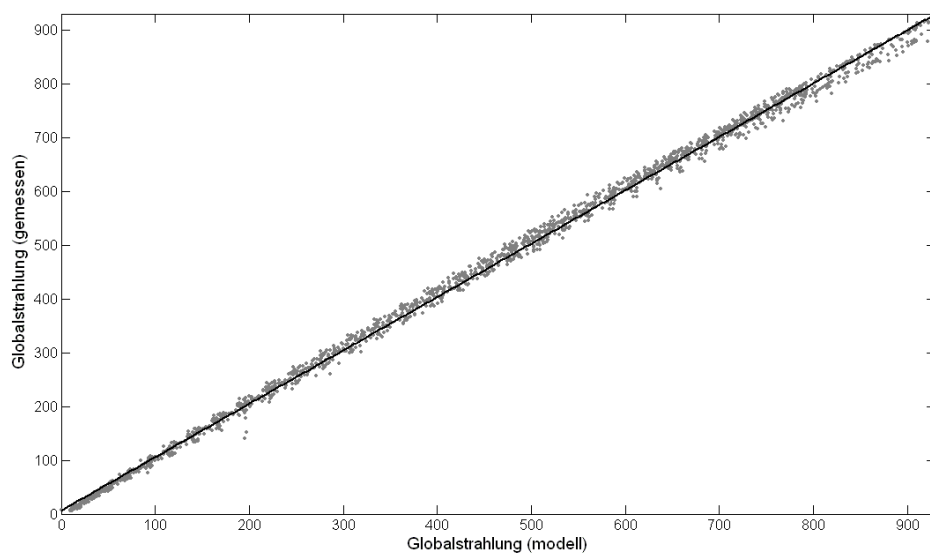


Abb. 15: Zusammenhang zwischen G_R und G_B der 21 untersuchten wolkenlosen Tage als Regression

Die Abbildung 15 zeigt den Zusammenhang zwischen G_R und G_B als Regression, wobei aus dieser Grafik zu erkennen ist, dass G_R bei hohen Strahlungswerten ($> 800 \text{ W/m}^2$) etwas überschätzt und im Bereich von 300 bis 700 W/m^2 etwas unterschätzt wird. Genauere Angaben über die Fehler sind in folgender Tabelle zusammengefasst. Dabei werden die 10-min-Mittel von G_R und G_B in Zenitgruppen unterteilt, um Aussagen über die Ungenauigkeiten in Abhängigkeit des Sonnenstands treffen zu können. Darüber hinaus sind der folgenden Tabelle 1 weitere statistische Maßzahlen zu entnehmen.

Tab. 1: Vergleich zwischen G_R und G_B der 21 wolkenlosen Tage in Abhängigkeit von Zenitwinkelgruppen. θ ... Zenitwinkel, N ... Anzahl der 10-min-Werte, mean G_R ... mittlere Referenzstrahlung, mean G_B ... mittlere gemessene Globalstrahlung, mean ratio G_R/G_B ... mittleres Verhältnis, std. ... Standardabweichung, mean K_t ... mittlerer Klarheitsindex

Zenit θ [°]	N	mean G_R [W/m ²]	mean G_B [W/m ²]	mean ratio G_R/G_B	std.	mean K_t
25-30	43	903,07	888,6	1,016	0,016	0,757
30-35	57	843,63	854,77	1,014	0,015	0,751
35-40	102	792,11	798,66	1,009	0,016	0,746
40-45	179	742,13	742,03	1	0,015	0,744
45-50	161	670,94	666,93	0,994	0,017	0,735
50-55	138	598,83	591,78	0,988	0,018	0,725
55-60	179	517,1	509,92	0,987	0,022	0,707
60-65	147	432,01	423,36	0,98	0,024	0,687
65-70	136	343,77	334,98	0,975	0,03	0,658
70-75	131	254,35	247,3	0,975	0,047	0,616
75-80	136	164,98	160,45	0,975	0,6	0,555
80-85	132	82,65	81,88	0,997	0,068	0,462
85-90	127	23,74	25,82	1,157	0,244	0,566
Gesamt	1664	-	-	1,002	0,081	0,654

Tabelle 1 gibt statistische Größen zur Validierung des Modells in Abhängigkeit der jeweiligen Zenitwinkelgruppen θ an. Die Anzahl N der 10-min-Werte ist ebenso angegeben wie die mittleren Werte von G_R und G_B . Weiters ist für die jeweiligen Zenitwinkelgruppen das Verhältnis zwischen G_R und G_B angegeben. Wie sich schon aus Abbildung 12 herausgestellt hat, wird G_R im Mittel bis zu einem Zenitwinkel von 45° überschätzt, wobei hier angemerkt werden muss, dass vor allem bis zu einem

Zenitwinkel von 35° relativ wenig 10-min-Werte vorhanden sind, da diese nur in einigen wenigen wolkenlosen Tagen im Juli und August enthalten sind. Vor allem bei $25 < \theta < 30$ ist die Abweichung der mittleren Globalstrahlung, im Gegensatz zu den nachfolgenden Zenitwinkelgruppen, relativ groß (mean $G_R = 903,07$ und mean $G_B = 888,6$). Deshalb sollte der Fokus verstärkt auf den nachfolgenden Zenitwinkeln liegen. Bei $\theta = 45-85^\circ$ wird G_R im Mittel unterschätzt. Die Standardabweichung bestätigt die zuvor gefolgerte Annahme, dass mit zunehmendem Zenitwinkel bzw. abnehmendem Sonnenstand und bei gleichzeitiger Abnahme von K_t , die Ungenauigkeiten größer werden. Eine Ausnahme bilden die Zenitwinkelgruppen $25-30^\circ$ (wegen der relativ geringen Anzahl an Werten) sowie $40-45^\circ$, die aus nicht erklärbaren Gründen die beste Übereinstimmung zeigt.

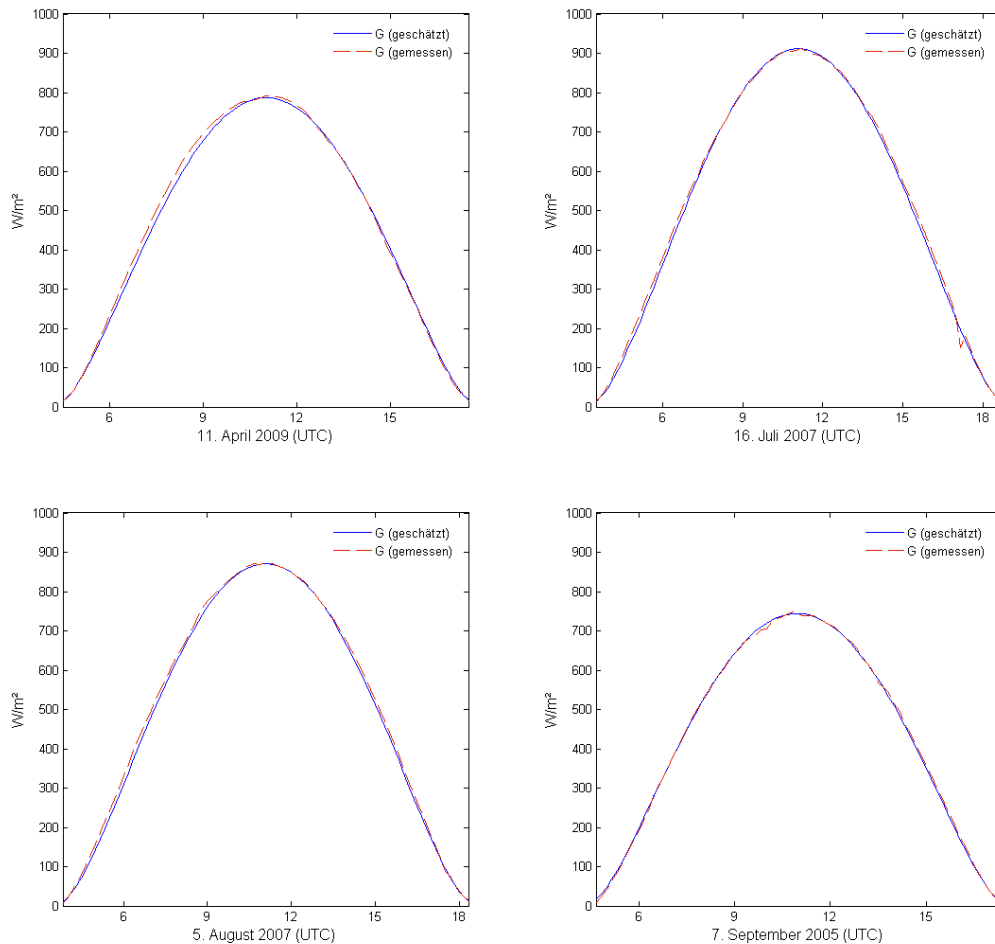


Abb. 16: Vergleich zwischen geschätzter (G_R) und gemessener (G_B) Globalstrahlung anhand von 4 beispielhaften wolkenlosen Tagen aus dem Untersuchungszeitraum

Für die anschließende Analyse der Strahlungserhöhungen sind die Zenitwinkel 85-90°, wie schon zuvor erwähnt, wegen zu großer Unsicherheiten zu vernachlässigen. Der mittlere Klarheitsindex zeigt eine kontinuierliche Abnahme mit zunehmendem Zenitwinkel, wobei der letzte Wert wegen Fehler des Messgerätes und/oder des Modells nicht repräsentativ ist. Die Aussage der mittleren Standardabweichung aller Werte (0,081) ist, dass der mittlere quadratische Fehler 8,1% beträgt, wobei jener von $\theta = 85-90^\circ$ mit enthalten ist und so der Fehler vergrößert wird. Zusammenfassend liefert der methodische Teil eine relativ gute Übereinstimmung des Modells mit den Messdaten der wolkenlosen Tage, weshalb die Referenzstrahlung zur Berechnung der Strahlungserhöhungen für die Monate April bis Oktober angewendet werden kann. Aufgrund der Unsicherheiten im Winter, die sich wegen des möglichen Einflusses von Schnee auf die Albedo ergeben, werden die Monate November bis März nicht auf die Abhängigkeit von G_+ auf Zenitwinkel und Wolken untersucht. Auch die Zenitwinkel $\theta > 85^\circ$ fließen wegen der großen Fehler nicht in die Untersuchung mit ein. In der Abbildung 16 wird die Modellqualität anhand von vier beispielhaften Tagen mit wolkenlosen Bedingungen gezeigt. Bei diesen hier angeführten Tagen zeigt sich eine relativ gute Übereinstimmung zwischen Modell und Messung. Trotzdem muss bei den folgenden Ergebnissen mit bestimmten Unsicherheiten gerechnet werden.

5. Ergebnisse

Die folgenden Grafiken und Tabellen fassen die Ergebnisse dieser Arbeit zusammen. Eine Analyse des stündlich beobachteten Bedeckungsgrades (N) soll einen Überblick über die Bewölkungsverhältnisse bei Tag während des Untersuchungszeitraums geben. Die Untersuchung von drei Fallbeispielen (drei Tage im Mai und Juni 2009), bei denen die Digitalkamera in Kombination mit dem Spektroradiometer verwendet wurde, soll den Effekt der Strahlungserhöhung anhand der PAR in höherer zeitlicher Auflösung (1-min) zeigen. Nach einer Erörterung der Tagesdosis der Globalstrahlung (G) werden anhand der gemessenen und geschätzten Globalstrahlungsdaten für den gegebenen Zeitraum 2005-2009 (10-min-Mittelwerte) schließlich Aussagen über die Strahlungserhöhungen (G+) getroffen. Strahlungserhöhungen sind Fälle, bei denen die beobachtete die geschätzte Globalstrahlung übertrifft. Bei dieser Sensitivitätsuntersuchung wird die Variabilität von G+ bezüglich der Einflussfaktoren wie Jahreszeit, Zenitwinkel der Sonne und Bedeckungsgrad untersucht. SCHADE et al. (2007) haben beispielsweise herausgefunden, dass hohe Werte von Strahlungserhöhungen bei zunehmend bedecktem Himmel auftreten. Im Gegensatz zur vorliegenden Untersuchungen wurden die Messungen auf Sylt mit einer geringeren zeitlichen Auflösung durchgeführt. Es ist davon auszugehen, dass bei den hier verwendeten 10-min-Mittelwerten die höchsten Bedeckungsgrade nicht unbedingt mit den höchsten absoluten Werten in Verbindung stehen, da es innerhalb von 10 Minuten auch zu einer Abschwächung der Globalstrahlung kommen kann, die folglich zu einer Verringerung von G+ führt. PFISTER et al. (2003) haben gezeigt, dass vor allem bei durchbrochener Bewölkung Strahlungserhöhungen beobachtet werden. Dabei steigt die diffuse Strahlung bei unverändertem direktem Anteil an, wodurch die Globalstrahlung ansteigt. Ziel dieser Arbeit ist es, unter anderem die zeitlich geringer aufgelösten 10-min-Mittelwerte bezüglich der Strahlungserhöhung zu analysieren und Aussagen bezüglich der Einflussfaktoren wie Zenitwinkel und Bedeckungsgrad zu treffen.

5.1 Analyse des Bedeckungsgrades

Für die Untersuchung des Bedeckungsgrades wurden die stündlich beobachteten Werte der ZAMG herangezogen. Für die vorliegenden Untersuchungen sind nur die Stundenwerte am Tag (nach Sonnenaufgang und vor Sonnenuntergang) von

Interesse, weshalb nur diese in die folgende Analyse der Bewölkung sowie für die spätere Untersuchung von G+ als Funktion des Bedeckungsgrades N einfließen.

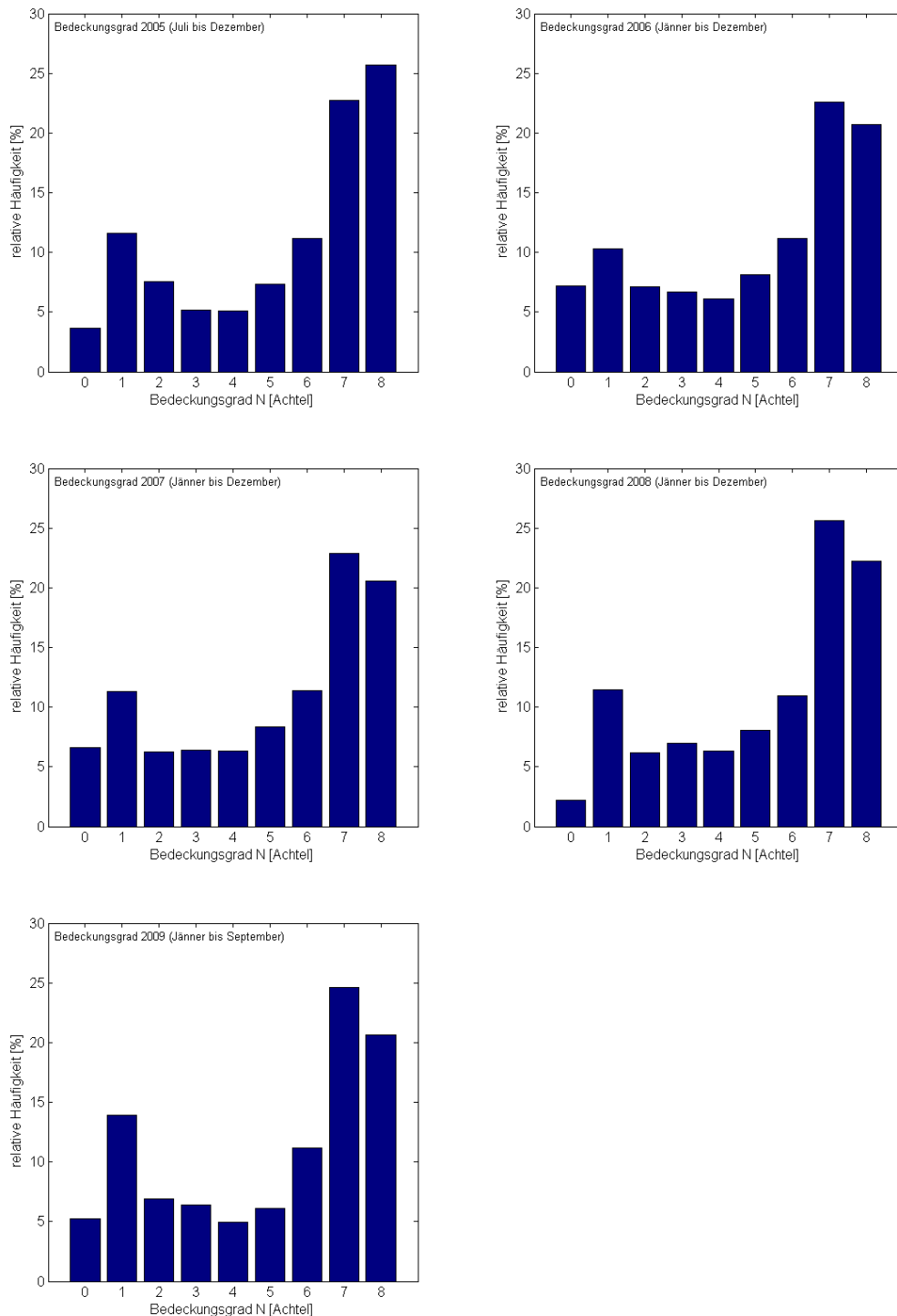


Abb. 17: Bedeckungsgrad bei Tag für die Jahre 2005 (Juli bis Dezember), 2006 (Jänner bis Dezember), 2007 (Jänner bis Dezember), 2008 (Jänner bis Dezember) und 2009 (Jänner bis September)

Abbildung 17 zeigt die relative Häufigkeit des Bedeckungsgrades bei Tag für die Jahre 2005 (Juli-Dezember), 2006 (Jänner-Dezember), 2007 (Jänner-Dezember), 2008 (Jänner-Dezember) und 2009 (Jänner-September).

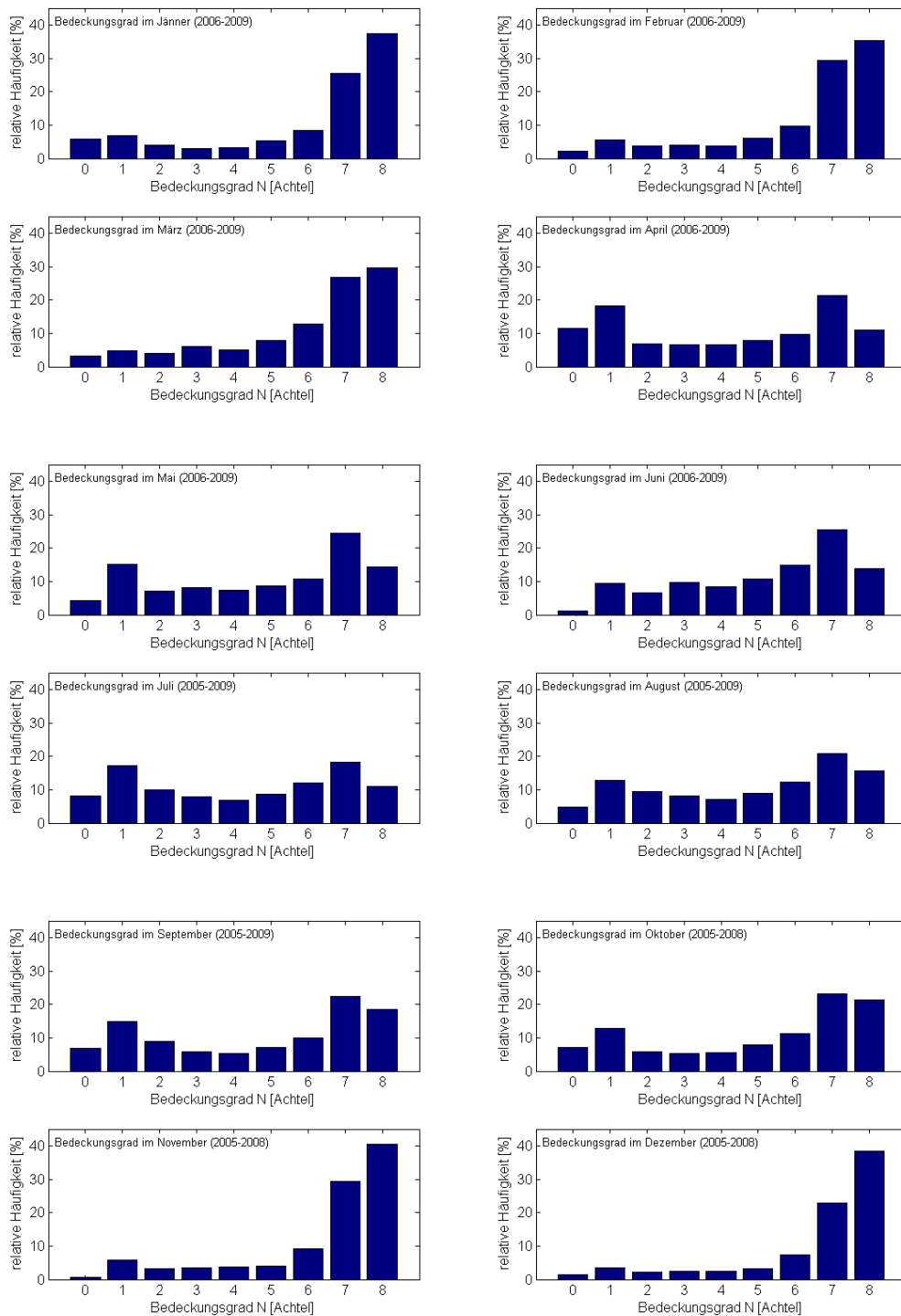


Abb. 18: Bedeckungsgrad N bei Tag für die Monate Jänner bis Juni (2006-2009), Juli bis September (2005-2009) und Oktober bis Dezember (2005-2008)

In jedem der fünf untersuchten Jahre wird über Wien tagsüber zu rund 50% ein (nahezu) vollständig bedeckter Himmel mit Bedeckungsgraden $N = 7/8$ (20-30%) und $8/8$ beobachtet. $N = 6/8$ und $1/8$ wurden in den letzten fünf Jahren ebenfalls relativ häufig beobachtet. Die restlichen Bedeckungsgrade ($0/8$, $2/8$ - $5/8$) werden in Wien über das Jahr gesehen weniger oft vom menschlichen Beobachter notiert und unterliegen zwischenjährlich gesehen einer nur geringen Variabilität. Mit einem völlig wolkenlosen Himmel ($0/8$) ist über Wien am Tag den Ergebnissen zur Folge nur mit weniger als 10% des Jahres zu rechnen. Bei einem Vergleich der relativen Häufigkeiten von N der fünf untersuchten Jahre untereinander fallen insgesamt nur wenige Unterschiede auf. Beispielsweise wurde im Jahr 2005 genauso wie im Jahr 2008 $N = 0/8$ relativ selten beobachtet, wobei der relativ wolkenlose April (Abb. 18) bei der Analyse von 2005 nicht miteinbezogen wurde. Die folgende Abbildung 18 zeigt die Variabilität von N für die Monate Jänner bis Dezember. Zu beachten ist hierbei, dass wieder nur die stündlich beobachteten Werte bei Tag miteinbezogen wurden. Im Gegensatz zum vorherigen Vergleich der analysierten Jahre untereinander, lassen sich zwischen den Monaten deutliche Unterschiede erkennen. Vor allem in der kühleren Jahreszeit (Jänner, Februar, März, November und Dezember) dominiert ein (nahezu) vollständig bedeckter Himmel ($N = 7/8$ und $8/8$). Ein wolkenloser Himmel ($N = 0/8$) kommt in diesen Monaten nur sehr selten vor. Diese Tatsache machte im methodischen Teil einen Vergleich der gemessenen mit der geschätzten Globalstrahlung an wolkenlosen Tagen in den Wintermonaten sehr schwierig. Zudem kommt in dieser Jahreszeit noch die durch Schnee veränderte Albedo, die im Strahlungstransfermodell konstant angenommen wurde, die Messergebnisse aber mehr oder weniger stark beeinflussen. Mit wolkenlosen Bedingungen ($N = 0/8$ und $1/8$) kann in Wien am ehesten in den Monaten April, Mai, Juli, September und Oktober gerechnet werden. Die Werte der relativen Häufigkeiten von N für die jeweiligen Jahre und Monate sind in Tabelle 2 zusammengefasst. Die Anzahl der beobachteten Stundenwerte ergibt sich einerseits aus der Tageslänge in den jeweiligen Monaten und wird andererseits von der Anzahl fehlender Werte beeinflusst (Tab. 2).

Tab. 2: Relative Häufigkeiten der Bedeckungsgrade für die jeweiligen Monate (Jänner bis Dezember) und Jahre (2005 bis 2009), Anzahl der Stundenwerte, Bedeckungsgrad in Achtel

Zeitraum (Monat)	Werte	Bedeckungsgrad [Achtel]								
		0 [%]	1 [%]	2 [%]	3 [%]	4 [%]	5 [%]	6 [%]	7 [%]	8 [%]
Jänner	1064	5,83	6,95	4,14	3,01	3,29	5,36	8,46	25,47	37,50
Februar	1103	2,27	5,62	3,81	3,99	3,81	6,17	9,61	29,47	35,27
März	1459	3,29	4,73	4,11	6,03	4,93	7,88	12,82	26,66	29,54
April	1637	11,55	18,27	6,96	6,54	6,54	7,94	9,77	21,44	11,00
Mai	1640	4,21	15,06	7,13	8,23	7,32	8,54	10,85	24,39	14,27
Juni	1857	1,08	9,42	6,57	9,64	8,29	10,82	14,86	25,47	13,84
Juli	2292	8,07	17,10	9,99	7,94	6,89	8,64	12,13	18,28	10,95
August	2109	4,69	12,71	9,53	8,20	7,02	8,96	12,33	20,86	15,69
September	1769	6,95	14,92	8,99	5,94	5,26	7,07	10,06	22,39	18,43
Oktober	1166	7,03	12,86	5,75	5,23	5,57	7,80	11,15	23,16	21,44
November	1056	0,66	5,78	3,31	3,50	3,69	3,88	9,19	29,45	40,53
Dezember	928	1,36	3,54	2,18	2,54	2,54	3,35	7,25	22,94	38,44
(Jahr)										
2005	2030	3,65	11,58	7,59	5,17	5,07	7,34	11,18	22,71	25,71
2006	4184	7,17	10,28	7,12	6,69	6,09	8,13	11,19	22,61	20,72
2007	4227	6,62	11,28	6,25	6,41	6,32	8,35	11,38	22,85	20,53
2008	4228	2,20	11,45	6,20	7,00	6,32	8,04	10,93	25,66	22,21
2009	3419	5,21	13,95	6,93	6,41	4,97	6,14	11,17	24,60	20,62

Der Bedeckungsgrad $N = 8/8$ wird in den Monaten Jänner, Februar, November und Dezember mit mehr als 35% am häufigsten beobachtet. Eine durchbrochene Bewölkung ($N = 3/8-6/8$) kommt über Wien relativ gesehen am häufigsten im Juni vor. Hingegen ist ein wolkenloser Himmel mit $N = 0/8$ im Juni nur sehr selten vorzufinden. Dies deutet sehr stark auf die Entstehung von Quellwolken in dieser Jahreszeit hin. Schließlich unterliegt der Bedeckungsgrad in Wien bei einem Vergleich der fünf untersuchten Jahre untereinander einer wesentlich geringeren Variabilität als bei einem Vergleich der Monate.

5.2 Analyse der Spektroradiometerdaten

Um den Effekt der Strahlungserhöhung genauer und in zeitlich höherer Auflösung zeigen zu können, wurden mittels Spektroradiometer und Digitalkamera mehrere Messkampagnen (jeweils zur Mittagszeit) im Mai und Juni 2009 durchgeführt. Das

Spektroradiometer erfasst dabei unter anderem die photosynthetisch aktive Strahlung (PAR) im Minutentakt. Eine Digitalkamera mit Fischaugenobjektiv wurde für eine zeitgleiche Aufnahme der Bewölkungsverhältnisse verwendet. Genauso wie für die folgenden Analysen von G^+ , wurde auch für PAR^+ der Vergleich zwischen der gemessenen und der vom Strahlungstransfermodell errechneten PAR durchgeführt. Im folgenden Abschnitt werden insgesamt drei Fallbeispiele von jeweils einer Stunde (1-min-Werte) näher analysiert.

5.2.1. Strahlungserhöhung PAR^+

Ziel der folgenden Analyse von drei Fallbeispielen ist es, nicht nur den Effekt der Strahlungserhöhung durch Wolken zu zeigen, sondern auch hervorzuheben, dass dieser Effekt ohne weiters auch mehrere Minuten (länger als 10 Minuten) andauern kann und im Extremfall sogar die Tagesdosis der gemessenen Globalstrahlung geringfügig erhöht (Abb. 22). Die folgenden drei Fallstudien wurden am 28. Mai, 3. Juni und 5. Juni des Jahres 2009 bei mehr oder weniger stark bewölktem Himmel und jeweils zur Mittagszeit bzw. bei Sonnenhöchststand durchgeführt. Für die Analyse der Strahlungserhöhung PAR^+ werden die vom Spektroradiometer gemessenen sowie die vom Strahlungstransfermodell errechneten Daten der PAR herangezogen. Das erste Fallbeispiel (Abb. 19) zeigt die Ergebnisse vom 28. Mai 2009. Der beobachtete Bedeckungsgrad beträgt um 11.00 UTC $N = 6/8$ und um 12.00 UTC $N = 5/8$. Zu Beginn dieses ersten Messlaufes, der von 11.00 bis 11.59 UTC andauerte, war die Sonne von einer Wolkenschicht verdeckt. Schon wenige Minuten später hat sich diese Wolkenschicht in südöstliche Richtung bewegt, wodurch die Sonne um 11.03 UTC erstmals zum Vorschein gekommen ist. Durch die Reflexion an den Wolkenrändern sowie durch die zusätzliche Streuung in den Wolken (SEGAL et al., 1992; SCHADE et al., 2007), war die am BOKU Dach gemessene PAR zu diesem Zeitpunkt wesentlich höher als die anzunehmende theoretische Referenzstrahlung bei wolkenlosen Bedingungen. In den nachfolgenden Minuten hat sich diese Wolkenschicht immer weiter weg von der Sonne verzogen, weshalb die PAR^+ bis 11.11 UTC abgenommen hat. Mit Ausnahme von 6 Fällen (11.00, 11.01, 11.02, 11.11, 11.20 und 11.33 UTC) hat die relative Position der Wolken zur Sonne während dieser 60 Minuten dazu geführt, dass die gemessene größer war als die geschätzte PAR. Die größte absolute ($62,4 \text{ W/m}^2$) sowie die größte relative PAR^+ (1,15) haben sich unmittelbar ereignet, nachdem die Sonne

zum Vorschein gekommen ist und noch am nächsten zur Wolkenschicht gestanden ist um 11.04 UTC.

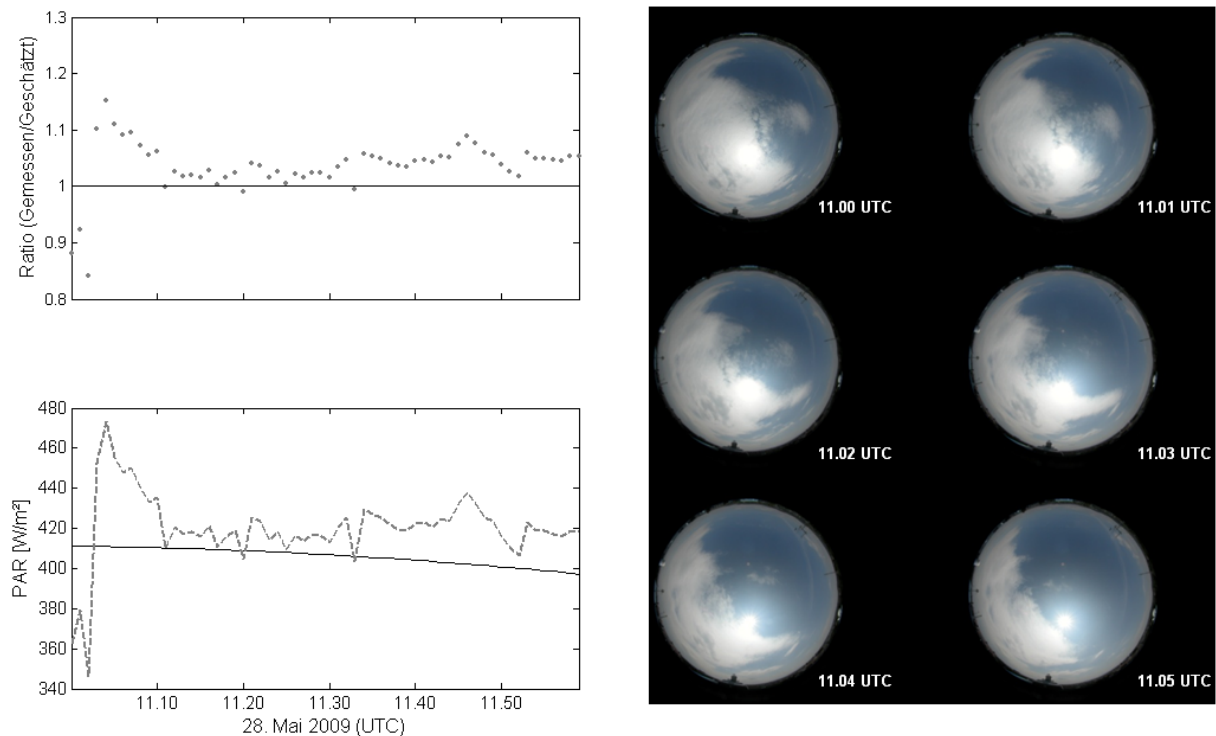


Abb. 19: Fallbeispiel von Strahlungserhöhungen (PAR+) am 28. Mai 2009 (11.00-11.59 UTC), Verhältnis zwischen gemessener (PAR_B) und geschätzter PAR (PAR_R), zeitlicher Verlauf von PAR_R und PAR_B , Beispiele von Strahlungserhöhungen

Die Kamerabilder (11.00-11.05 UTC) zeigen unter anderem, wie es um 11.04 UTC zu diesen relativ großen absoluten bzw. relativen Beträgen von PAR+ gekommen ist. Das Fallbeispiel vom 3. Juni 2009 (10.40 bis 11.39 UTC) wird in Abbildung 20 gezeigt. Im Gegensatz zum vorherigen Fall herrschte am 3. Juni eine durchbrochene Bewölkung mit einem geringerem Bedeckungsgrad von $N = 2/8$ (11.00 UTC) vor. Während der ersten rund 25 Minuten ist die Sonne von relativ kleinen Cumuluswolken, die sich von West nach Ost bewegen, umgeben. Diese Wolken führen wieder zu einem Anstieg von PAR_B . Um 11.07 UTC wird die Sonne erstmals verdeckt, wodurch PAR_B erstmals geringer ausfällt als PAR_R . In den weiteren rund 30 Minuten hat die Bewölkung, typisch für eine durchbrochene Bewölkung, abwechselnd zur Abschwächung und Erhöhung von PAR_B geführt. Dabei spielt unter anderem die Windgeschwindigkeit (SEGAL et al., 1992) in der Wolkenschicht eine wesentliche Rolle auf die Dauer der Abschwächung bzw. Erhöhung der

Solarstrahlung. Die größten Werte der absoluten ($56,9 \text{ W/m}^2$) und relativen (1,14) PAR+ wurden um 11.25 UTC vom Messgerät erfasst.

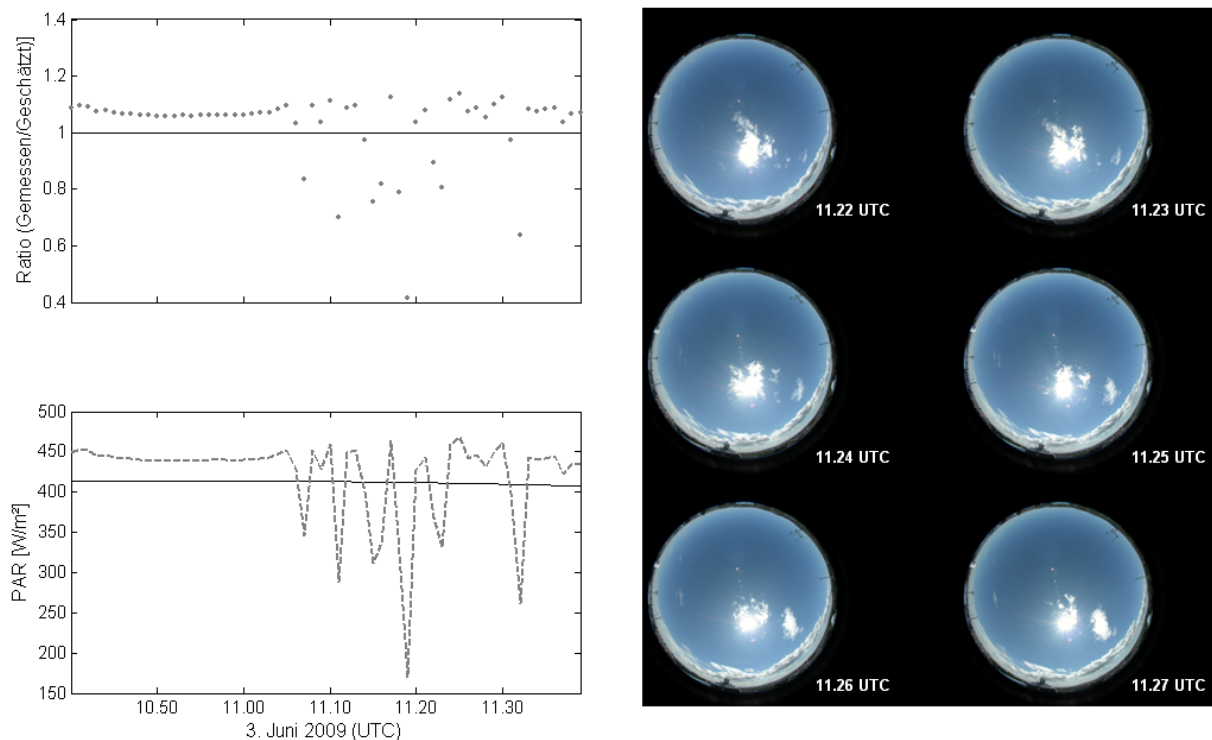


Abb. 20: Fallbeispiel von Strahlungserhöhungen (PAR+) am 3. Juni 2009 (10.40-11.39 UTC), Verhältnis zwischen gemessener (PAR_B) und geschätzter PAR (PAR_R), zeitlicher Verlauf von PAR_R und PAR_B , Beispiele von Strahlungserhöhungen

Die Kamerabilder veranschaulichen unter anderem wieder diesen relativ großen Betrag von PAR+, der sich im Gegensatz zum vorherigen Beispiel diesmal bei einem geringeren Bedeckungsgrad um 11.25 UTC ereignet hat. Dies lässt sich dadurch erklären, dass die Atmosphäre im zweiten Fall relativ trocken (geringer Wasserdampfgehalt) war und deshalb die PAR_B selbst ohne den Einfluss von Wolken schon geringfügig größer ist, als die geschätzte PAR_R , für die vom Strahlungstransfermodell ein mittlerer und konstanter Wasserdampfgehalt angenommen wurde. Die Menge des Niederschlagswassers war beim ersten Fallbeispiel mit $W = 16,82 \text{ mm}$ (12 UTC) größer als im zweiten ($W = 9,24 \text{ mm}$, 12 UTC) (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>, 30.01.2010). Wären Wasserdampf- und Aerosolgehalt in beiden Fällen gleich groß, so wäre PAR+ vermutlich im ersten Fall aufgrund der höheren diffusen Strahlung, die sich durch das größere horizontale Ausmaß der Wolke ergibt, noch größer.

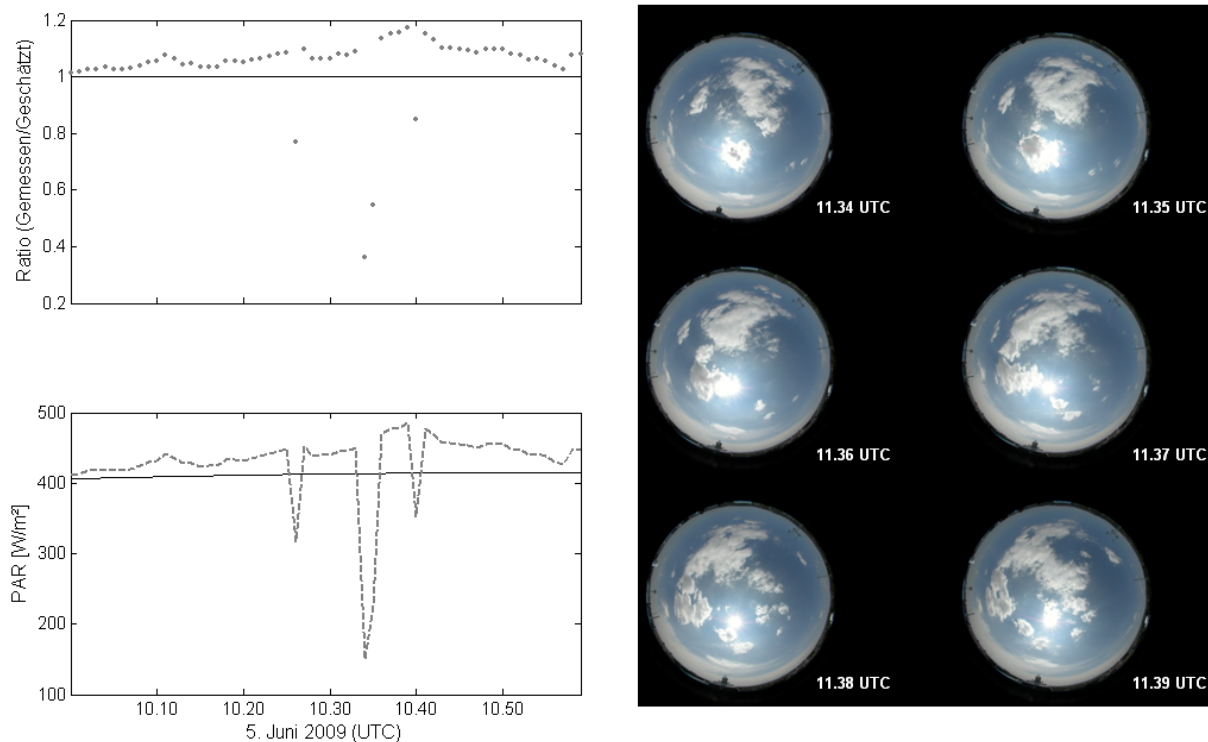


Abb. 21: Fallbeispiel von Strahlungserhöhungen (PAR+) am 5. Juni 2009 (10.00-10.59 UTC), Verhältnis zwischen gemessener (PAR_B) und geschätzter PAR (PAR_R), zeitlicher Verlauf von PAR_R und PAR_B , Beispiele von Strahlungserhöhungen

Beim dritten Fallbeispiel vom 5. Juni 2009 (Abb. 21) beträgt der Bedeckungsgrad um 10.00 bzw. 11.00 UTC jeweils $N = 3/8$ und wie auch schon beim zweiten Fallbeispiel dominiert auch hier eine durchbrochene Cumulusbewölkung. Die Wolken wandern auch an diesem Tag von West nach Ost. Um 10.34 UTC schiebt sich eine Cumuluswolke vor die Sonne und führt zu einer signifikanten Abschwächung von PAR_B . Schon zwei Minuten später kommt die Sonne wieder zum Vorschein und durch den Anstieg der diffusen Strahlung durch zusätzliche Streuung in den in unmittelbarer Nähe befindlichen Wolken sowie durch die Reflexion der Solarstrahlung an den Wolkenrändern kommt es zu diesem Zeitpunkt am BOKU Dach zur Strahlungserhöhung. Die absolute (relative) Strahlungserhöhung $PAR+$ erreicht dabei um 10.39 UTC einen Maximalwert von $71,2 \text{ W/m}^2$ (1,17). Die absolute Strahlungserhöhung ergibt sich dabei aus der Differenz $PAR_B - PAR_R$ und die relative aus dem Quotient (Verhältnis) zwischen PAR_B und PAR_R . Die drei Fallbeispiele haben gezeigt, dass die relative Position der Wolken zur Sonne (bei nicht verdeckter Sonne) die an der Erdoberfläche gemessene Solarstrahlung, in dem Fall die PAR ,

signifikant erhöhen. Weiters hat sich gezeigt, dass trotz höherem Bedeckungsgrad im ersten Fall (28.5.2009) die PAR+ nur geringfügig größer war als im zweiten Fall (3.6.2009) bei niedrigerem Bedeckungsgrad. Dies ist auf die im zweiten Fall trockenere Atmosphäre, bei der ein geringerer Anteil der Solarstrahlung absorbiert wird als vom Strahlungstransfermodell angenommen, zurückzuführen. Schließlich hat sich gezeigt, dass Werte von PAR+ umso höher sind, desto näher die Wolken zur Sonne stehen. Je weiter sich die Wolken von der Sonne entfernen, desto geringer fällt die Strahlungserhöhung aus. SCHADE et al. (2007) haben anhand ihrer zeitlich noch höher aufgelösten Messungen gezeigt, dass der Wert der Strahlungserhöhung mit zunehmendem Bedeckungsgrad zunimmt. Ziel dieser Untersuchung ist es, unter anderem herauszufinden, ob die Strahlungserhöhung auch bei 10-min-Mittelwerten mit zunehmender Bewölkung ansteigt bzw. bei welchem Bedeckungsgrad G+ in Wien am häufigsten beobachtet wird. Davor soll eine Analyse der Tagesdosis, die sich aus den Globalstrahlungsdaten errechnen lässt, einen Überblick verschaffen.

5.3. Analyse der Globalstrahlungsdaten

Für eine detaillierte Analyse von G+ werden die Messdaten der Globalstrahlung (10-min-Mittelwerte) der letzten fünf Jahre herangezogen. Im methodischen Abschnitt hat sich gezeigt, dass der geschätzte Tagesgang von G bei wolkenlosen Bedingungen relativ gut mit dem Tagesgang der gemessenen G übereinstimmt. Erst ab einem Zenitwinkel von $\theta > 85^\circ$ werden die Ungenauigkeiten zunehmend groß, weshalb für die folgenden Analysen die Zenitwinkel zwischen 85 und 90° vernachlässigt werden. An dieser Stelle sei erwähnt, dass bei den folgenden Untersuchungen der Strahlungserhöhungen mit gewissen Ungenauigkeiten zu rechnen ist (Kap. 4.5.). Die folgende Analyse der gemessenen und geschätzten Tagesdosis von G (2005-2009) soll einen Überblick über den Einfluss der Wolken verschaffen.

5.3.1. Tagesdosis der Globalstrahlung

Der Jahresgang der Globalstrahlung hängt im wesentlichen von den astronomischen und geographischen Faktoren, aber auch von der atmosphärischen Durchlässigkeit ab. Bei der atmosphärischen Durchlässigkeit spielen vor allem Aerosole und Wasserdampf in Bezug auf Absorptions- und Streuungsprozesse eine zentrale Rolle. Den größten Einfluss auf die Durchlässigkeit der Solarstrahlung stellen jedoch die Wolken dar. Die Bewölkung unterliegt zeitlich und räumlich gesehen einer

bestimmten Variabilität und wirkt sich mehr oder weniger stark auf die an der Erdoberfläche gemessene Globalstrahlung aus. In Abbildung 22 sind die Tagesdosen der gemessenen und der geschätzten Globalstrahlung in MJ/m^2 für den Untersuchungszeitraum (Juli 2005 bis September 2009) dargestellt.

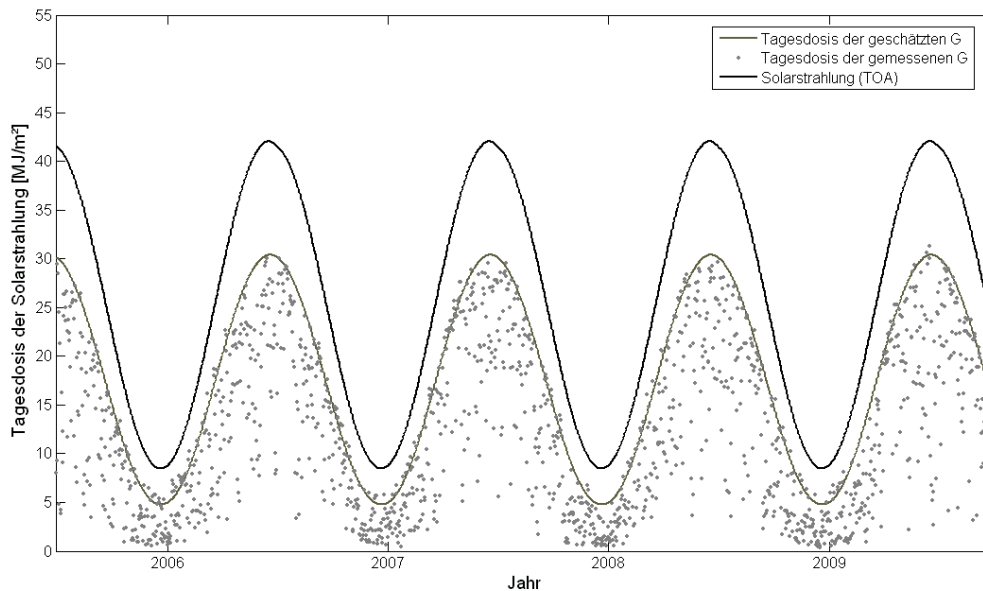


Abb. 22: Tagesdosis der gemessenen (graue Punkte) und geschätzten (graue Linie) Globalstrahlung (1553 Tage) am Messstandort BOKU Dach Schwachhöferhaus von Juli 2005 bis September 2009. Die Solarstrahlung an der Obergrenze der Atmosphäre (TOA) ist ebenfalls angeführt (schwarze Linie)

Beim Durchgang der Solarstrahlung durch die Atmosphäre wird ein bestimmter Anteil gestreut bzw. absorbiert. Folglich ist damit zu rechnen, dass zu jedem Zeitpunkt und jeder Jahreszeit die an der Erdoberfläche gemessene Solarstrahlung kleiner ist, als jene an der Obergrenze der Atmosphäre (TOA). Im Gegensatz zur Tagesdosis kann in extrem seltenen Fällen die Bewölkung dazu führen, dass die am Erdboden gemessene G, mit einer zeitlichen Auflösung von 10 Minuten, größer ist als jene an der TOA. Zwei dieser Extrembeispiele für den Standort BOKU Dach sind in der folgenden Abbildung 23 dargestellt. Das linke Beispiel zeigt den Tagesgang von E , G_R und G_B am 24. Jänner 2007. An diesem Tag hat neben der Bewölkung mit Bedeckungsgraden von $N = 6/8$ - $8/8$ auch noch eine Schneedecke die gemessene Globalstrahlung beeinflusst. Die Schneedecke führt bei einem klaren Himmel zu einem Anstieg der Albedo, die wiederum durch erhöhte Reflexion einen Anstieg der Streustrahlung bewirkt, wodurch insgesamt mehr Photonen aus der Umgebung zum Messgerät gelangen.

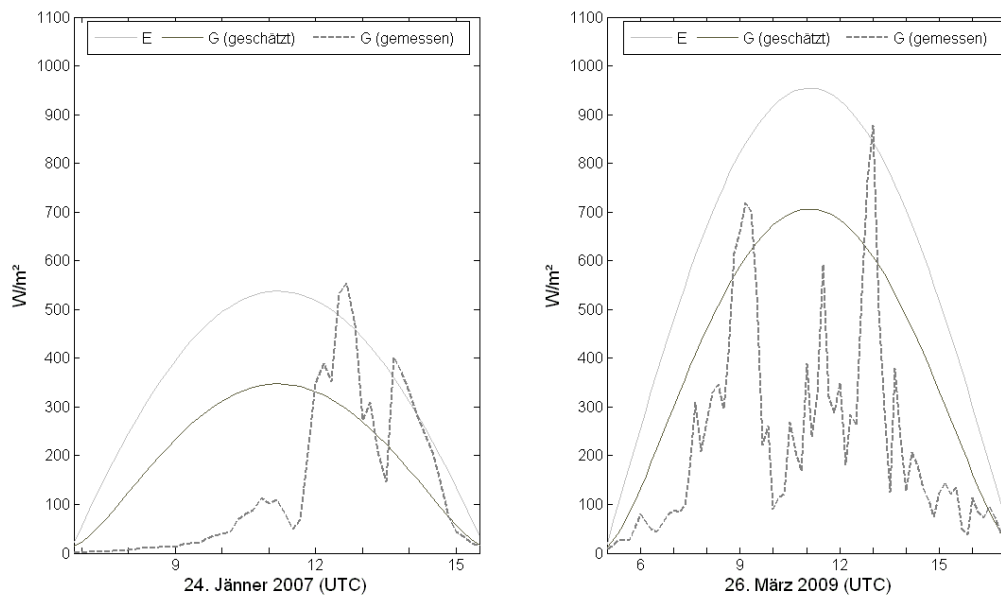


Abb. 23: Beispiele mit $G_B > E$ am 24. Jänner 2007 (links) und am 26. März 2009 (rechts)

Um 12.40 UTC und einem Zenitwinkel der Sonne von $\theta = 70,3^\circ$ ist die gemessene Globalstrahlung um $26,86 \text{ W/m}^2$ größer als die geschätzte Referenzstrahlung an der TOA. Am 26. März 2009 war der Himmel etwas weniger stark bedeckt ($N = 2/8-8/8$) als am 24. Jänner 2007. Trotzdem haben an diesem Tag und zu dieser Uhrzeit die Wolken kurzfristig dazu geführt, dass G_B um 13.00 UTC ($\theta = 52,06^\circ$, $N = 6/8$) um $81,02 \text{ W/m}^2$ größer war als E . EMCK et al. (2008) haben bei ihrer Untersuchung in den Anden gezeigt, dass die Globalstrahlung in Ausnahmefällen durch Bewölkung sogar so stark ansteigen kann ($> 1800 \text{ W/m}^2$), dass sie größer ist, als die extraterrestrische Solarstrahlung ($\sim 1365,5 \text{ W/m}^2$). Wie anhand der Abbildung 22 zu erkennen ist, fällt die gemessene Tagesdosis am BOKU Dach immer kleiner aus als die theoretisch anzunehmende Tagesdosis an der TOA. Im Gegensatz dazu gibt es aber Tage, an denen die beobachtete größer als die geschätzte Tagesdosis ist. Bei der vorliegenden Untersuchung gibt es insgesamt 181 (April bis Oktober) von 1553 Tage, an denen die beobachtete Tagesdosis größer ist, als die geschätzte. Ein möglicher und wahrscheinlicher Einflussfaktor für diese Tage ist einerseits eine trockenere und sauberere Atmosphäre, in der weniger Solarstrahlung absorbiert und gestreut wird als vom Strahlungstransfermodell angenommen. Andererseits können geringe Bedeckungsgrade ($N = 1/8-3/8$) dazu führen, dass über den Tag gesehen die Wolken die gemessene Globalstrahlung, vor allem in den Morgen- und Abendstunden, an der Erdoberfläche positiv beeinflussen und somit die Tagesdosis

geringfügig erhöhen. Die Verteilungen der absoluten und relativen Abweichungen der insgesamt 1553 Tage sowie die Verteilung der Bedeckungsgrade der 181 Tage (April bis Oktober) mit einem Verhältnis (Messwert/Modell) größer als 1 sind der Abbildung 24 zu entnehmen.

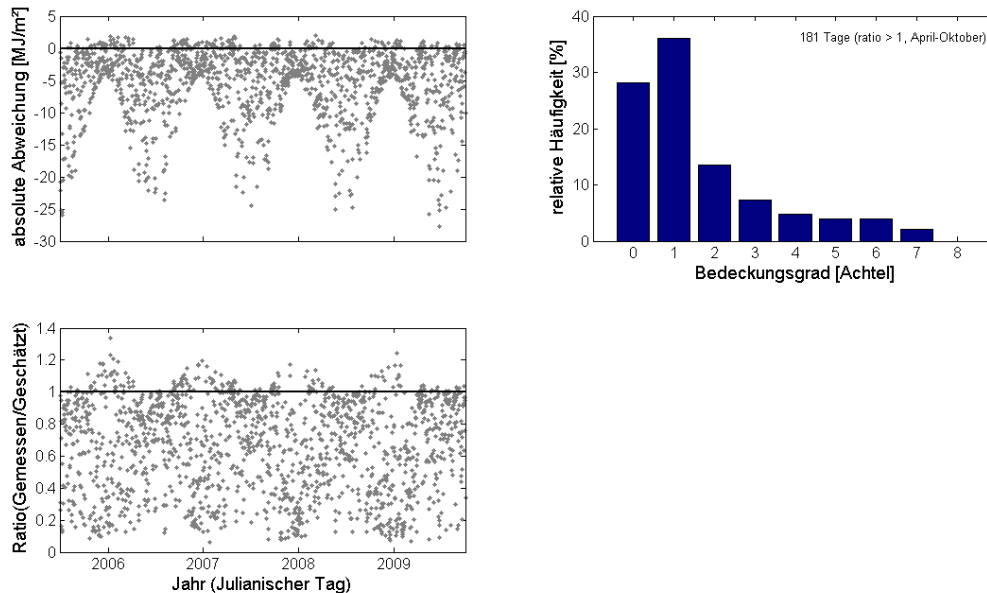


Abb. 24: Absolute (oben links) und relative (unten) Abweichung der Tagesdosis in MJ/m² von Juli 2005 bis September 2009 (1553 Tage). Relative Häufigkeit des Bedeckungsgrades (April bis Oktober) an Tagen mit einem Verhältnis größer als 1 (181 Tage)

Die größten negativen absoluten Abweichungen der Tagesdosis sind in den Sommermonaten (um den Sonnenhöchststand) zu beobachten. Ein stark bewölkter Sommertag mit großer optischer Dicke der Wolken führt zu einer starken Abschwächung der Globalstrahlung. In seltenen Fällen kann eine Wolkenschicht mit großer vertikaler Mächtigkeit dazu führen, dass die Tagesdosis von G in Wien um mehr als 25 MJ/m² (7 Fälle) geringer ist, als jene bei wolkenlosen Bedingungen zu erwartende. Die höchste absolute Abweichung von $-27,66 \text{ MJ/m}^2$ hat sich am 23. Juni 2009 bei einem über den Tag konstant verlaufenden Bedeckungsgrad von $N = 8/8$ ereignet. Die positiven absoluten Abweichungen liegen zwischen 0 und 2 MJ/m² und werden zu jeder Jahreszeit beobachtet. In den Wintermonaten kann neben dem Einfluss der Atmosphäre auch eine erhöhte Albedo durch Schnee zu einem Anstieg der Tagesdosis beitragen. Am 6. März 2008, einem schneefreien Tag, hat der atmosphärische Zustand ($N = 1/8-7/8$) dazu geführt, dass die beobachtete

Tagesdosis um $1,95 \text{ MJ/m}^2$ höher war als jene bei klarem Himmel zu erwartende. Bei den relativen Abweichungen sind die Tage mit einem Verhältnis kleiner als 1 von der Jahreszeit unabhängig. Sowohl in den Sommer-, Herbst-, Winter-, als auch in den Frühlingsmonaten gibt es Tage mit einer relativen Abweichung von weniger als 0,1. Die relativen Abweichungen größer als 1 zeigen hingegen einen deutlichen Trend mit Maxima während der Wintermonate. Die größte negative relative Abweichung (0,064) der theoretischen Tagesdosis mit einem im Verlauf des Tages unveränderten Bedeckungsgrad $N = 8/8$ hat sich am 23. Jänner 2007 ereignet. Die größte positive Abweichung (1,34) erfolgte am 9. Jänner 2006 aufgrund einer Schneedecke bei wolkenlosen Bedingungen ($N = 0/8$). Neben den atmosphärischen Komponenten wie Aerosole, Wasserdampf und Wolken, beeinflusst auch die durch Schnee veränderte Albedo die Tagesdosis. Um den Effekt von Schnee zu vernachlässigen, wurden die Bedeckungsgrade jener Tage mit erhöhter Tagesdosis (Verhältnis größer als 1) nur in den Monaten April bis Oktober analysiert. Der am häufigsten beobachtete Bedeckungsgrad an solchen Tagen ist $N = 1/8$, gefolgt von $N = 0/8$ und $N = 2/8$. Es ist davon auszugehen, dass an solchen Tagen höhere Bedeckungsgrade ($N = 6/8$ und $7/8$) eher bei niedrigem Sonnenstand beobachtet werden und so die Globalstrahlung erhöhen, wodurch sich auch die Tagesdosis erhöht. Neben dem Einfluss der Wolken spielen aber auch noch Wasserdampf- und Aerosolgehalt in der Atmosphäre eine zentrale Rolle und können bei wolkenlosen Bedingungen dazu führen, dass die beobachtete Tagesdosis größer bzw. kleiner ist, als die vom Strahlungstransfermodell errechnete. Die Analyse der Tagesdosis hat gezeigt, dass die gemessene Tagesdosis in einzelnen Fällen aufgrund günstiger Lage der Wolken zur Sonne größer sein kann als die berechnete, aber niemals jene an der Obergrenze der Atmosphäre übertrifft (Abb. 22). Es ist bekannt, dass viele Pflanzen ein Minimum von $100\text{--}200 \text{ W/m}^2$ für eine effektive Photosynthese benötigen (SEGAL et al., 1992). Vor allem in den Morgen- und Abendstunden, kann die Strahlungserhöhung durch Wolken die Photosynthese positiv beeinflussen und die Tagesdosis dieser erhöhen. In diesem Fall kann die Photosynthese effektiver, als an einem wolkenlosen Tag. Schließlich dürfen die relativ großen Unsicherheiten bei $\theta > 85^\circ$, die für die Analyse der Tagesdosis miteinbezogen wurden, nicht außer Acht gelassen bleiben.

5.3.2. Vergleich zwischen geschätzter und gemessener Globalstrahlung

Für die insgesamt fünf Jahre des gegebenen Untersuchungszeitraums (Juli 2005 bis September 2009) wurde in einem nächsten Schritt die absolute Abweichung ($G_R - G_B$) in W/m^2 sowie das Verhältnis (G_B/G_R) aller 10-min-Mittelwerte genauer betrachtet, um Aussagen über die Verteilung bzw. Häufigkeiten zu treffen. An Tagen mit durchbrochener Bewölkung wechseln sich Abnahme und Zunahme von G in Abhängigkeit von Faktoren wie der Windgeschwindigkeit in der Wolkenschicht, der Ausrichtung der Sonne zu den Wolken sowie dem Verhältnis von Wolkenhöhe zur Wolkenbreite aus (SEGAL et al., 1992). Vollständig bedeckte Tage ($N = 8/8$) werden in Wien sehr häufig beobachtet und führen zu einer Abschwächung der an der Erdoberfläche gemessenen Globalstrahlung. Insgesamt ist wegen der Bewölkungsverhältnisse über Wien (Kap. X) damit zu rechnen, dass über das Jahr gesehen die Abschwächung von G gegenüber der Erhöhung von G dominiert. Bei der Abschwächung von G spielen einerseits geometrische Eigenschaften wie Bedeckungsgrad und andererseits mikrophysikalische Eigenschaften von Wolken wie optische Dicke, Flüssigwassergehalt und Partikelgrößenverteilung eine wesentliche Rolle (PFISTER et al., 2003). Die Verteilung der absoluten Abweichungen von 2005 bis 2009 sind in Abbildung 25 dargestellt. In jedem der fünf Jahre erreicht die absolute Häufigkeit der Abweichungen bei etwa 0 ihren Höhepunkt und fällt in den positiven Bereich (Strahlungserhöhungen) deutlich steiler ab als in den negativen Bereich (Abschwächung von G durch Bewölkung bzw. durch erhöhten Aerosol- und Wasserdampfgehalt). Weiters ist die Verteilung im negativen Bereich wesentlich breiter, weshalb sich die Wolken wesentlich häufiger auf eine Abschwächung der Globalstrahlung auswirken und nur relativ selten zu einem Anstieg von G führen. Mit zunehmender optischer Dicke τ_C der Wolken nimmt die Globalstrahlung an der Erdoberfläche immer stärker ab. Die größten negativen Abweichungen ($< -800 W/m^2$) werden bei relativ kleinen Zenitwinkeln θ der Sonne und großer optischer Dicke τ_C erreicht. Während des gesamten Untersuchungszeitraums gibt es insgesamt 223 Fälle (10-min-Mittelwerte) mit einer negativen absoluten Abweichung kleiner als $-800 W/m^2$. Die größte negative absolute Abweichung ($-904,2 W/m^2$) hat sich aufgrund großer optischer Dicke der Wolken und bei einem Zenitwinkel von $\theta = 26,56^\circ$ am 6. Juli 2009 (11.40 UTC) ereignet.

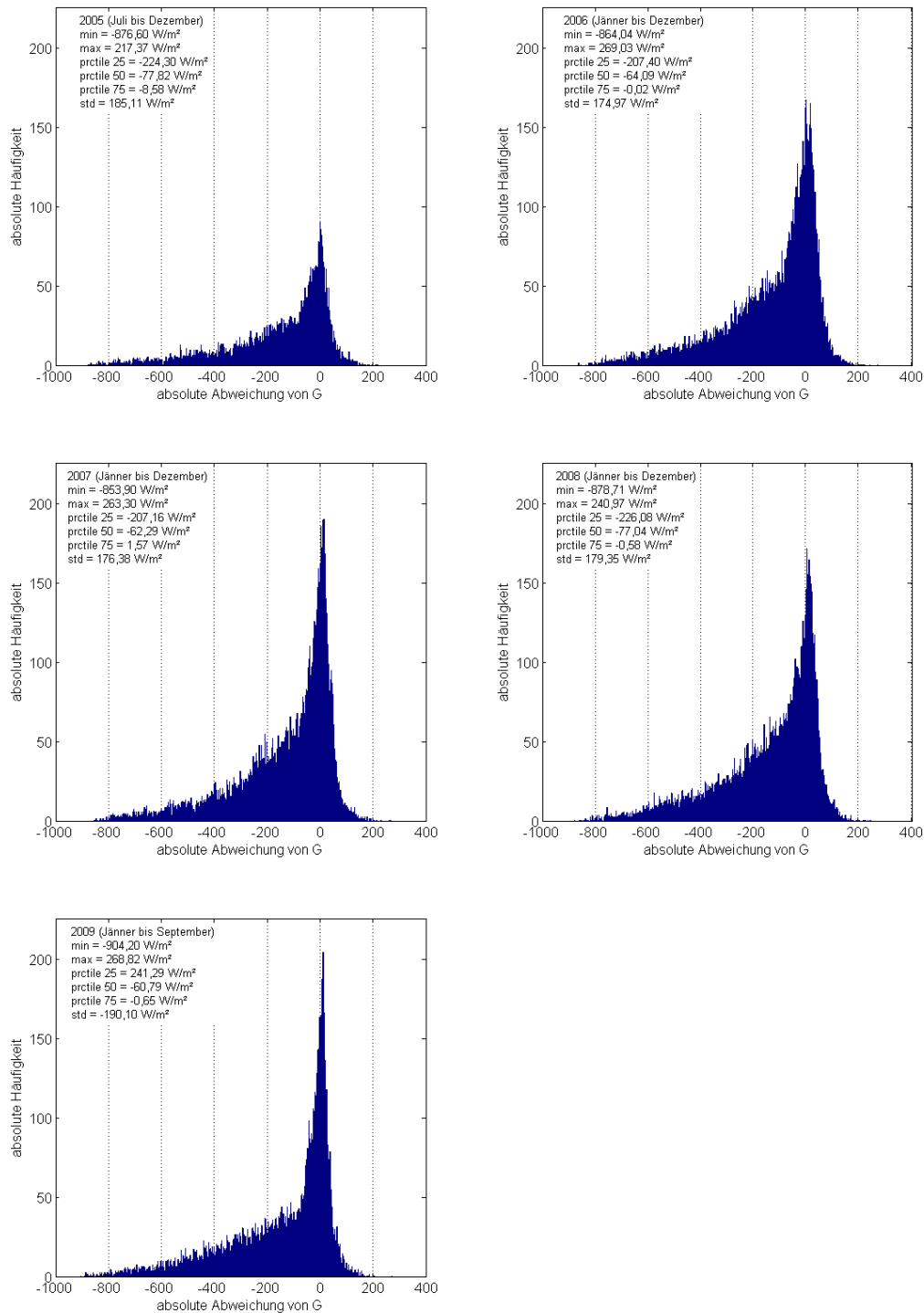


Abb. 25: Absolute Abweichung ($G_R - G_B$) der 10-min-Mittelwerte in W/m^2 für die Jahre 2005 (Juli bis Dezember), 2006-2008 (Jänner-Dezember) und 2009 (Jänner bis September)

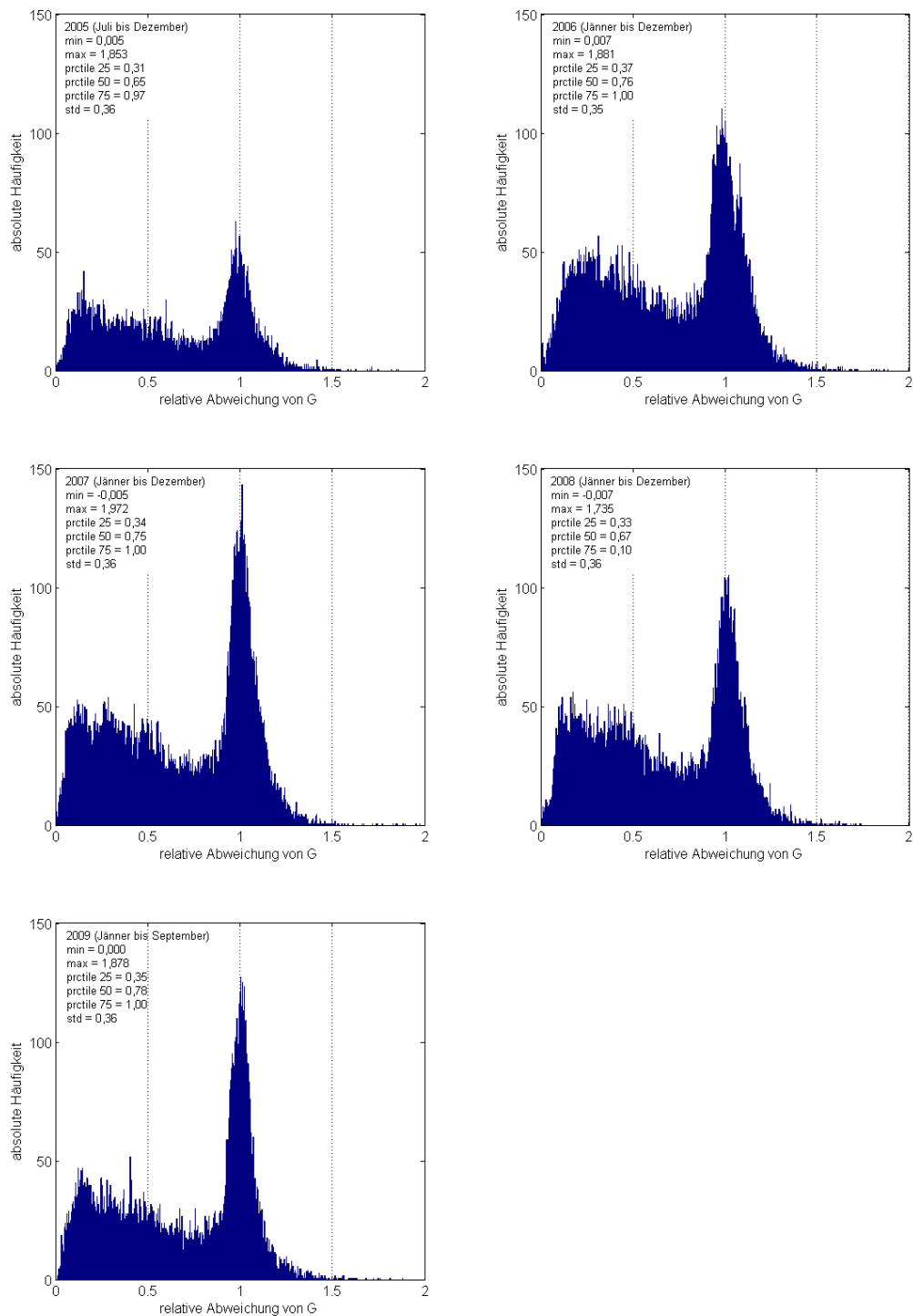


Abb. 26: Relative Abweichung (G_B/G_R) der 10-min-Mittelwerte für die Jahre 2005 (Juli bis Dezember), 2006-2008 (Jänner-Dezember) und 2009 (Jänner bis September)

Die Verteilung der relativen Abweichungen weicht etwas von jener der absoluten Abweichungen ab (Abb. 26). Zwar liegt auch hier der Höhepunkt der Verteilung bei einem Verhältnis von 1 (keine Abweichung), fällt aber in den Bereich der Strahlungserhöhungen flacher ab, als in den Bereich der Abschwächung von G_B . Ab

einem Verhältnis von $\sim 0,8$ steigt die Verteilung wegen der zunehmenden Häufigkeit bis $\sim 0,2$ wieder an und schließlich bis zu einem Verhältnis von 0 wieder ab. Die kleinsten Werte der relativen Abweichungen, die zu einer großen Abschwächung von G führen, treten im Gegensatz zu den höchsten negativen absoluten Abweichungen bei jeder Jahreszeit und bei jedem Sonnenstand ebenfalls bei dichter Bewölkung auf. Der geringste Wert der relativen Abweichung (0,0048) wurde am 21. August (15.55 UTC) bei einem Zenitwinkel von $\theta = 70,71^\circ$ beobachtet. Aus den Abbildungen 25 und 26 geht hervor, dass in Wien über das Jahr gesehen die Wolken häufiger zu einer Abschwächung als zu einem Anstieg von G führen. Ein Anstieg von G wird durch die Ausrichtung der Wolken zur Sonne, durch eine Abnahme vom Aerosol- bzw. Wasserdampfgehalt, aber auch durch eine erhöhte Albedo (Schnee) hervorgerufen.

5.3.3. Strahlungserhöhung G_+ von 2005 bis 2009

Wie schon zuvor erwähnt, werden für alle hier vorliegenden Ergebnisse die Zenitwinkel mit einem Wert von $\theta > 85^\circ$ vernachlässigt, da bei relativ flach stehender Sonne und längerem Weg der Solarstrahlung durch die Atmosphäre mit zunehmenden Unsicherheiten sowohl beim Modell, als auch beim Messgerät gerechnet werden muss. Die folgende Abbildung 27 zeigt alle 10-min-Mittelwerte von G_B , die absolut gesehen größer sind als G_R und als G_+ bezeichnet werden können. Die hohen Werte in den Wintermonaten können dabei in einzelnen Fällen aus einer Kombination von Wolken und erhöhter Albedo durch Schnee entstehen. Grundsätzlich entstehen diese hohen Werte aber auch bei nicht vorhandener Schneebedeckung und entsprechender Position der Wolken zur Sonne. Da die Albedo bei der Berechnung von G_R konstant angenommen wurde, sich aber durch Schnee im Winter signifikant verändert, spielt im Winter neben den Wolken somit auch noch die Zunahme der Albedo eine wesentliche Rolle auf den Einfluss auf G_+ . Neben dem Einfluss von Wolken und Schnee darf aber die Variabilität von Wasserdampf und Aerosolen und deren Auswirkung auf G_B ebenfalls nicht vernachlässigt werden. Absolute Strahlungserhöhungen von $G_+ > 200 \text{ W/m}^2$ werden in der Regel bei Zenitwinkeln der Sonne $\theta < 65^\circ$ beobachtet, können aber in Kombination mit Schnee auch in den Wintermonaten bei kleineren θ vorkommen. Während des Untersuchungszeitraums wurden insgesamt 23 Fälle (ohne Einfluss von Schnee) mit $G_+ > 200 \text{ W/m}^2$ beobachtet. Der absolut höchste Wert von G_+ ($269,03 \text{ W/m}^2$) hat sich am 5. August 2006 (10.00 UTC) bei einem Zenitwinkel von θ

= $34,04^\circ$ ereignet (Abb. 28). Der beobachtete Bedeckungsgrad hat zu diesem Zeitpunkt $N = 5/8$ (10.00 UTC) betragen.

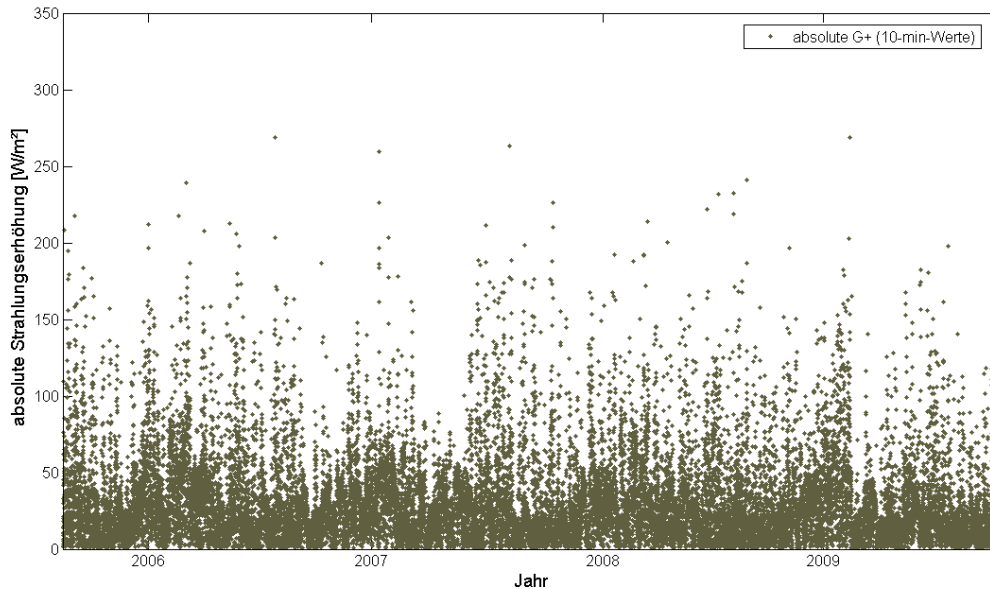


Abb. 27: Absolute Strahlungserhöhungen in W/m^2 für die Jahre 2005 (Juli bis Dezember), 2006-2008 (Jänner bis Dezember) und 2009 (Jänner bis September)

Bei den relativen Strahlungserhöhungen (Abb. 29) werden im Gegensatz zu den absoluten $G+$ die höchsten Werte bei tiefstehender Sonne und vor allem in den Wintermonaten durch einen kombinierten Einfluss von Wolken und Schnee erreicht. Wie bei den absoluten $G+$ nimmt auch hier die Häufigkeit mit zunehmenden Werten der relativen $G+$ ab. Eine Erhöhung der Globalstrahlung an der Erdoberfläche um mehr als 180% wird ausschließlich in den Wintermonaten bei relativ großen Zenitwinkeln der Sonne erreicht. In den Jahren 2005 bis 2009 wurden insgesamt 79 Fälle von $G+ > 1,6$ bei Zenitwinkeln $\theta > 70^\circ$ beobachtet. Nur 12 dieser 79 Fälle haben sich in den Monaten April bis Oktober, bei denen der Einfluss von Schnee ausgeschlossen werden kann, ereignet. Bei den weiteren 67 Fällen könnte ein möglicher Einfluss von Schnee mitgewirkt haben. Der höchste relative Wert von $G+$ (1,8), der nur durch Wolken zustande gekommen ist, hat sich am 16. April 2006 (17.10 UTC) bei $\theta = 84,11^\circ$ ereignet (Abb. 28). Aufgrund der zu diesem Zeitpunkt tiefstehenden Sonne ist dieser Wert mit relativ großen Unsicherheiten versehen.

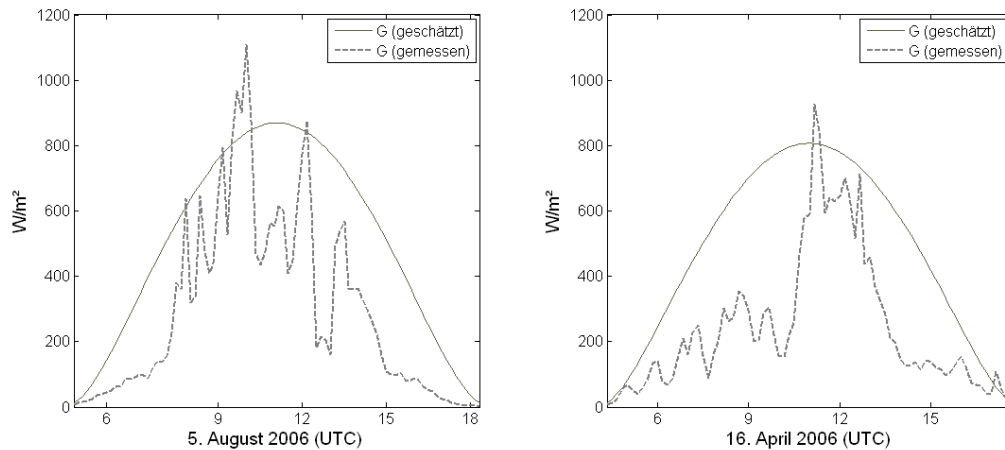


Abb. 28: Maximal beobachtete Werte der absoluten G+ am 5. August 2006 (links) und relativen G+ am 16. April 2006 (rechts)

Die Maximalwerte der absoluten und relativen G+ sind in Abbildung 28 dargestellt. Aufgrund der für diese Untersuchung verwendeten 10-min-Mittelwerte fallen die absoluten Maximalwerte im Gegensatz zu zeitlich höher aufgelösten Untersuchungen (SCHADE et al., 2007; EMCK et al., 2008) geringer aus und treten nicht so oft auf. Aufgrund der Dauer von 10 Minuten und mehr, führen diese Strahlungserhöhungen, bei denen sich auch die UV-Strahlung erhöht, zu einer größeren Gefahr von Sonnenbrand (SABBURG et al., 2009).

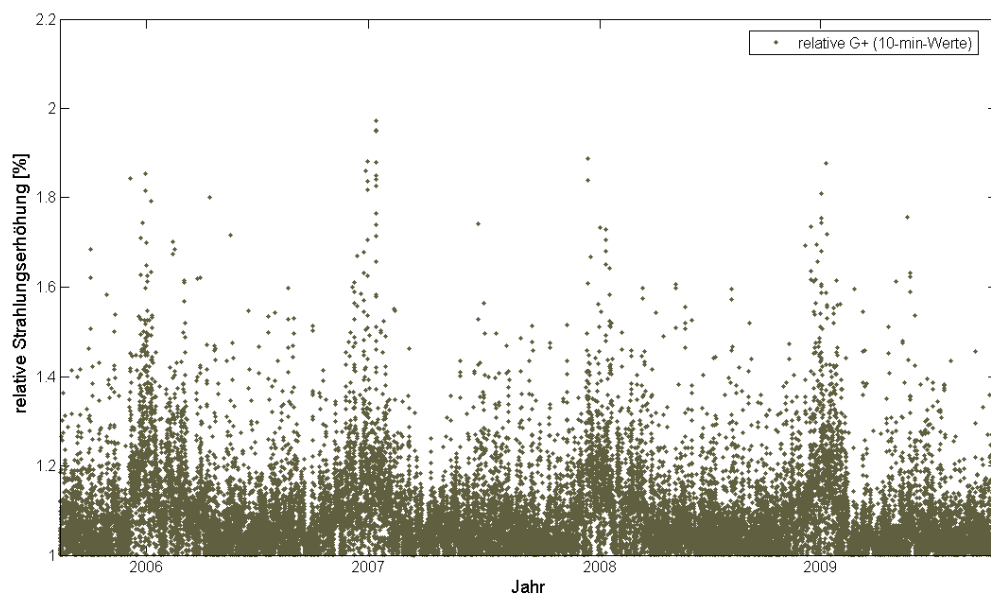


Abb. 29: Relative Strahlungserhöhungen für die Jahre 2005 (Juli bis Dezember), 2006-2008 (Jänner bis Dezember) und 2009 (Jänner bis September)

Für eine weitere Untersuchung wurden die absoluten und relativen Strahlungserhöhungen in Gruppen eingeteilt.

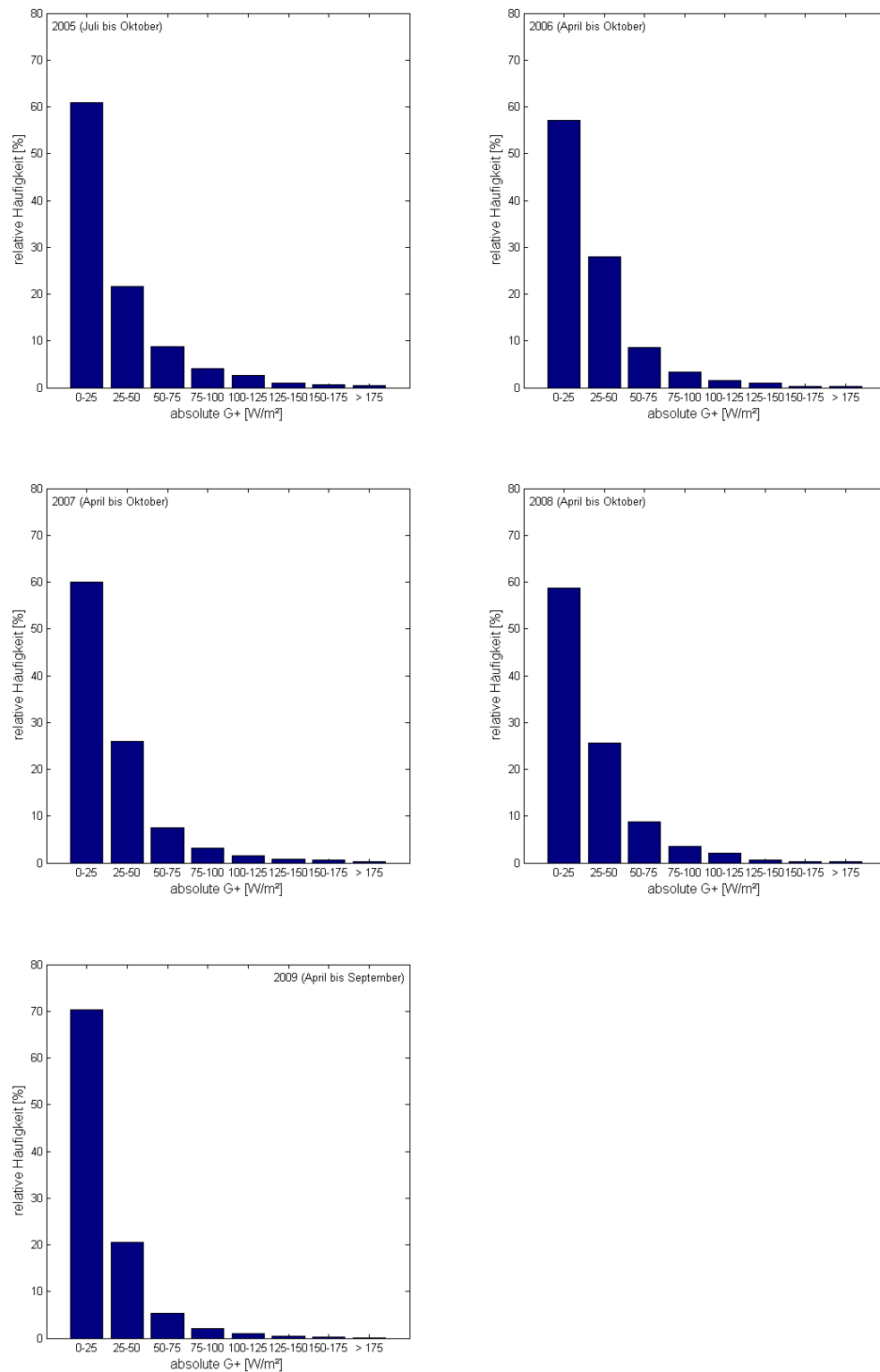


Abb. 30: Relative Häufigkeiten der absoluten Strahlungserhöhungen in W/m² für die Jahre 2005 (Juli bis Oktober), 2006-2008 (April bis Oktober) und 2009 (April bis September)

Weiters wurde der potentielle Einfluss einer Schneedecke ausgeschaltet, da für die weiteren Analysen der Daten (mit Ausnahme von Kapitel 5.3.4.) nur noch die Monate April bis Oktober, in denen für die Jahre 2005 bis 2009 keine Schneedecke beobachtet wurde, miteinbezogen werden. Die relativen Häufigkeiten der absoluten G^+ (0-25, 25-50, 50-75, 75-100, 100-125, 125-150 und $> 150 \text{ W/m}^2$) werden in Abbildung 30 und Tabelle 3 zusammengefasst. In jedem der fünf untersuchten Jahre nimmt die relative Häufigkeit mit zunehmenden Wert von G^+ ab. Dabei entfallen etwa drei Fünftel der Fälle auf die Gruppe von 0-25 W/m^2 , die noch im Bereich der Unsicherheiten liegen, da hier bei wolkenlosen Bedingungen ein geringerer Gehalt an Aerosolen und Wasserdampf, als vom Modell angenommen, zu einem Anstieg von G_B führen kann. Mehr als ein Fünftel der beobachteten Fälle liegt im Bereich von 25-50 W/m^2 und die restlichen Fälle (weniger als ein Fünftel) beinhaltet alle Strahlungserhöhungen, die größer sind als 50 W/m^2 und ausschließlich bei bewölkten Verhältnissen entstehen.

Tab. 3: Relative Häufigkeiten der absoluten G^+ [W/m^2] für die jeweiligen Jahre (2005 bis 2009), Anzahl der 10-min-Mittelwerte, G^+ in W/m^2

Zeitraum (Jahr)	Werte	absolute G^+ [W/m^2]							
		0-25 [%]	25-50 [%]	50-75 [%]	75-100 [%]	100-125 [%]	125-150 [%]	150-175 [%]	>175 [%]
2005 (Jul-Dez)	2324	56,28	25,30	9,98	3,87	2,67	0,99	0,52	0,39
2006 (Jän-Dez)	5993	50,38	30,25	11,15	4,76	1,85	1,03	0,38	0,20
2007 (Jän-Dez)	6232	55,04	28,64	9,72	3,13	1,73	0,83	0,53	0,37
2008 (Jän-Dez)	5926	53,04	29,36	10,06	4,20	2,16	0,66	0,30	0,22
2009 (Jän-Sep)	4784	63,52	22,35	7,82	3,37	1,61	0,84	0,36	0,15
2005 (Jul-Okt)	1740	60,92	21,67	8,74	4,08	2,70	0,92	0,57	0,40
2006 (Apr-Okt)	4057	57,09	27,88	8,58	3,30	1,63	1,01	0,32	0,20
2007 (Apr-Okt)	4677	60,00	26,00	7,57	3,08	1,58	0,88	0,58	0,32
2008 (Apr-Okt)	4216	58,70	25,66	8,85	3,49	2,11	0,71	0,28	0,19
2009 (Apr-Sep)	4017	70,28	20,46	5,35	2,12	1,07	0,42	0,22	0,07

Die Tabelle 3 zeigt die relativen Häufigkeiten der absoluten G^+ für die Jahre 2005 bis 2009, wobei zum einen die Wintermonate miteinbezogen und zum anderen nur die Monate April bis Oktober analysiert wurden. Bei den untersuchten Jahren, die auch die Wintermonate beinhalten, wurden insgesamt mehr Fälle von G^+ beobachtet.

Einige dieser Fälle treten dabei im Winter in Kombination mit erhöhter Albedo durch Schnee auf.

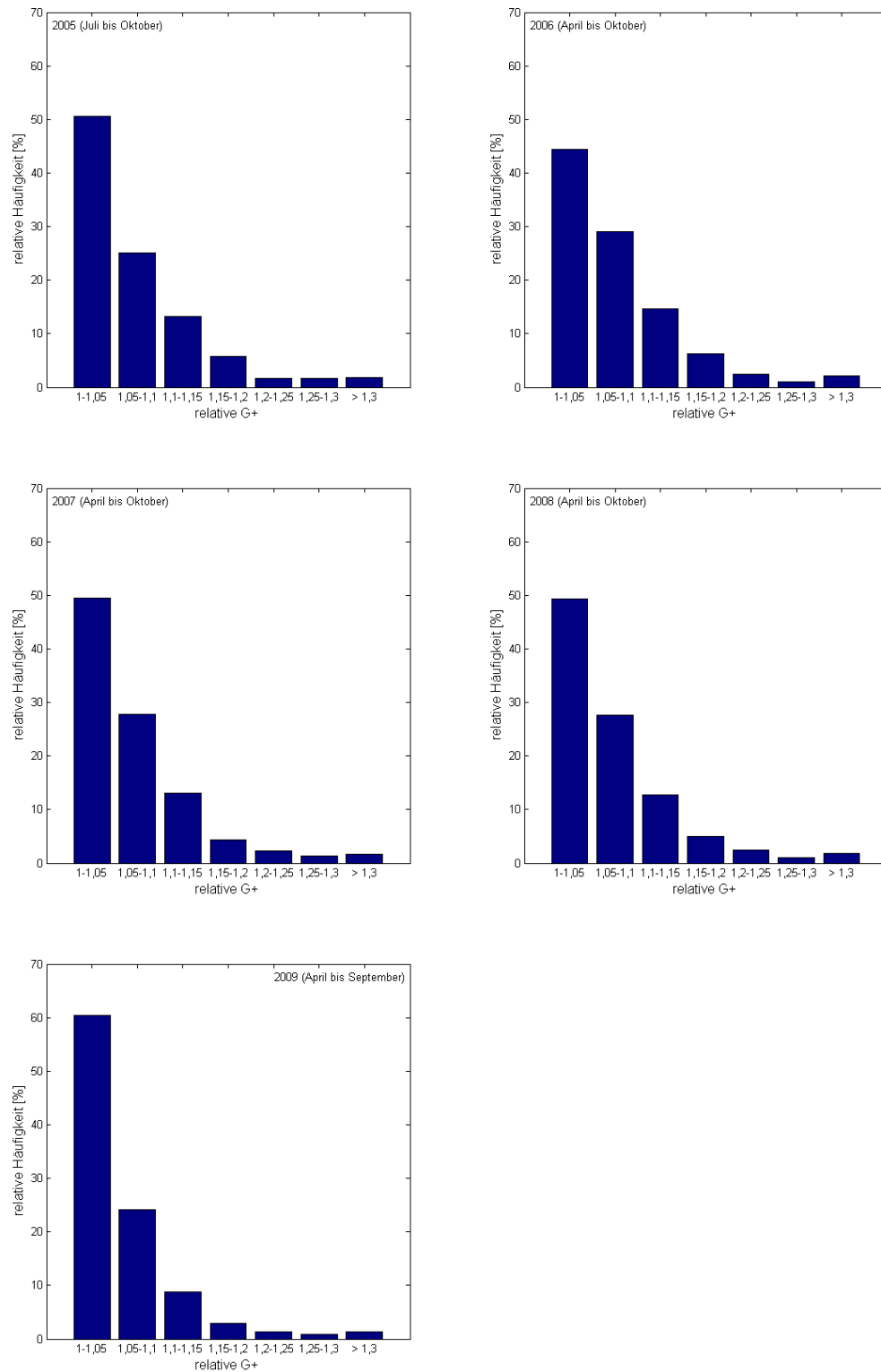


Abb. 31: Relative Häufigkeiten der relativen Strahlungserhöhungen für die Jahre 2005 (Juli bis Oktober), 2006-2008 (April bis Oktober) und 2009 (April bis September)

Auf den Bereich von 0-25 W/m² entfallen dabei weniger relative Anteile, als bei den untersuchten Jahren, die nur die Monate April bis Oktober miteinbeziehen. Dafür haben sich relativ gesehen mehr Fälle von G+ im Bereich von 25-50 und 50-75 W/m² ereignet. Strahlungserhöhungen mit Werten von G+ > 150 W/m² treten sowohl für den Zeitraum Jänner bis Dezember als auch April bis Oktober nur noch zu weniger als 1% aller Fälle auf. Die Abbildung 31 und Tabelle 4 fassen die relativen Häufigkeiten der relativen Strahlungserhöhungen (G_B/G_R) zusammen. Wie schon bei den absoluten G+ nimmt auch bei diesen die relative Häufigkeit mit zunehmenden Werten von G+ ab. Etwa die Hälfte aller relativen G+ entfällt dabei auf den Bereich von 1-1,05 und rund ein Viertel liegt zwischen 1,05 und 1,1. Das restliche Viertel umfasst die relativen G+ > 1,1.

Tab. 4: Relative Häufigkeiten der relativen G+ für die jeweiligen Jahre (2005 bis 2009), Anzahl der 10-min-Mittelwerte, G+ als Verhältnis (Messwert/Modell)

Zeitraum (Jahr)	Werte	relative G+						
		1-1,05 [%]	1,05-1,1 [%]	1,1-1,15 [%]	1,15-1,2 [%]	1,2-1,25 [%]	1,25-1,3 [%]	>1,3 [%]
2005 (Jul-Dez)	2324	41,52	23,19	13,94	9,42	4,91	2,41	4,60
2006 (Jän-Dez)	5993	34,54	27,55	16,79	8,84	4,81	2,57	4,91
2007 (Jän-Dez)	6232	42,43	26,04	15,15	7,06	4,27	2,05	3,00
2008 (Jän-Dez)	5926	41,87	25,03	15,44	8,35	4,12	1,97	3,22
2009 (Jän-Sep)	4784	53,03	23,01	10,66	5,04	3,14	2,07	3,05
2005 (Jul-Okt)	1740	50,63	25,11	13,28	5,80	1,72	1,61	1,84
2006 (Apr-Okt)	4057	44,49	29,04	14,67	6,19	2,42	1,08	2,12
2007 (Apr-Okt)	4677	49,52	27,86	13,02	4,30	2,31	1,33	1,67
2008 (Apr-Okt)	4216	49,31	27,59	12,78	4,98	2,40	1,09	1,85
2009 (Apr-Sep)	4017	60,49	24,20	8,76	2,94	1,39	0,92	1,29

Auch bei den relativen G+ ereignen sich wieder wesentlich mehr Fälle, wenn die Monate November bis März miteinbezogen werden. Vor allem bei G+ > 1,3, aber auch im Bereich von 1,15-1,3 treten in den Jahren, die auch die Wintermonate miteinbeziehen relativ gesehen mehr Strahlungserhöhungen auf, als bei den Jahren, die nur die Monate April bis Oktober umfassen. Wie schon zuvor erwähnt, werden die höchsten Werte der relativen G+ bei großen Zenitwinkeln und vor allem in Kombination mit Schnee beobachtet. Bei einem Vergleich der Jahre, die auch die Wintermonate miteinbeziehen, mit jenen, die nur die Monate April bis Oktober

beinhalten, weichen die höheren Werte von G^+ bei den relativen wesentlich stärker voneinander ab, als bei den absoluten G^+ . Zusammenfassend lässt sich folgern, dass die höchsten absoluten eher bei kleinen und die höchsten relativen Werte von G^+ eher bei größeren Zenitwinkel auftreten. Der Einfluss von Schnee führt bei den absoluten G^+ in manchen Fällen dazu, dass selbst in den Wintermonaten relativ hohe Werte auftreten können. Ziel der weiteren Untersuchung ist es aber, den Einfluss der Wolken auf G^+ zu untersuchen, weshalb die Monate November bis März mit potentieller Schneedecke vernachlässigt werden.

5.3.4. Strahlungserhöhung G^+ von Jänner bis Dezember

In einem weiteren Schritt wurden die relativen Häufigkeiten der absoluten und relativen G^+ für die jeweiligen Monate analysiert (Abb. 32 und Tab. 5). In den Monaten Jänner, Februar, März, November und Dezember, in denen gelegentlich eine Schneedecke existiert, verteilt sich der Großteil der Fälle gleichförmig auf die Bereiche 0-25 und 25-50 W/m^2 . Einerseits kommt in diesen Monaten ein völlig unbedeckter Himmel ($N = 0/8$) eher selten vor und andererseits kommt noch der potentielle Einfluss von Schnee hinzu, weshalb Strahlungserhöhungen im Bereich von 0-25 genauso oft auftreten wie im Bereich von 25-50 W/m^2 . In den weiteren Monaten, bei der ein Einfluss von Schnee ausgeschlossen wird, dominieren die Fälle von G^+ im Bereich von 0-25 W/m^2 . Diese treten neben dem Einfluss der Wolken auch durch einen geringeren Aerosol- bzw. Wasserdampfgehalt auf. Erst bei einem Wert von $G^+ > 25 W/m^2$ ist ausschließlich von einem Einfluss der Wolken auszugehen. Die meisten Fälle von Strahlungserhöhungen (3159) haben sich im April ereignet, wobei dabei mehr als 60% im Bereich von 0-25 W/m^2 liegen und nicht ausnahmslos auf den Einfluss der Wolken zurückzuführen sind. Die wenigsten Fälle von G^+ (897) sind wegen der relativ kurzen Tage im Dezember zu beobachten. Die meisten Fälle von G^+ im Bereich von 0-25 W/m^2 werden mit mehr als 70% aufgrund von geringen Bedeckungsgraden im September beobachtet.

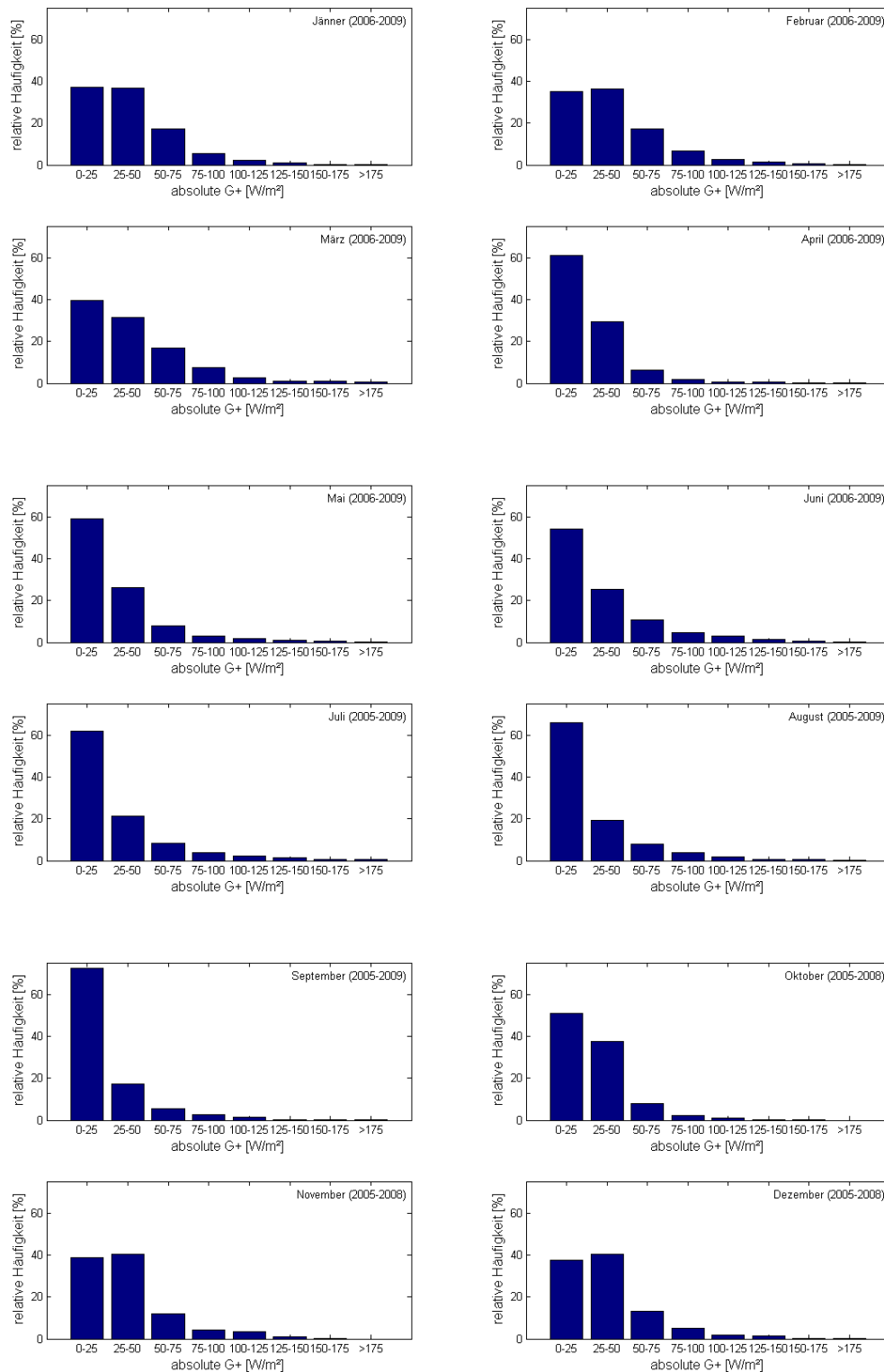


Abb. 32: Relative Häufigkeiten der absoluten G^+ [W/m^2] für die Monate Jänner bis Juni (2006-2009), Juli-September (2005-2009) und Oktober bis Dezember (2005-2008)

Werte von $G^+ > 175 \text{ W/m}^2$ treten relativ gesehen am häufigsten im März und Juli, hingegen gar nicht in den Monaten Oktober und November auf.

Tab. 5: Relative Häufigkeiten der absoluten G+ für die Monate Jänner bis Dezember, Anzahl der 10-min-Mittelwerte, G+ in W/m²

Zeitraum (Monat)	Werte	absolute G+ [W/m ²]							
		0-25 [%]	25-50 [%]	50-75 [%]	75-100 [%]	100-125 [%]	125-150 [%]	150-175 [%]	>175 [%]
Jänner	1384	36,99	36,63	17,27	5,27	2,17	0,94	0,36	0,36
Februar	1475	34,98	36,14	17,22	6,85	2,58	1,49	0,47	0,27
März	1848	39,39	31,49	16,77	7,41	2,65	0,81	0,81	0,65
April	3159	61,13	29,38	6,39	1,65	0,76	0,54	0,09	0,06
Mai	2466	59,16	26,20	7,99	3,04	1,91	1,05	0,49	0,16
Juni	2249	54,07	25,34	10,76	4,49	2,93	1,29	0,76	0,36
Juli	3017	61,68	21,38	8,35	4,01	2,25	1,26	0,56	0,50
Augst	2977	66,01	19,18	7,79	3,93	1,81	0,60	0,50	0,17
September	2722	72,52	17,41	5,44	2,46	1,36	0,33	0,22	0,26
Oktober	2116	50,71	37,52	7,99	2,27	1,09	0,38	0,05	0,00
November	949	38,78	40,25	11,80	4,32	3,48	1,05	0,32	0,00
Dezember	897	37,46	40,47	13,27	5,24	1,90	1,23	0,22	0,22

Bei den relativen G+ spielt der Einfluss von Schnee in den Monaten Jänner, Februar, März, November und Dezember eine wesentliche Rolle. Vor allem im Jänner und November ist das relative Auftreten von G+ über alle Gruppen gleichförmig verteilt. Hingegen dominieren in den Monaten April bis September die Strahlungserhöhungen im Bereich von 1,0-1,05 und liegen noch im Bereich der Unsicherheiten. Erst ab einem Wert von G+ > 1,05 leisten die Wolken in diesen Monaten einen signifikanten Beitrag. Wie bei den absoluten G+ treten auch bei den relativen G+ die häufigsten prozentualen Fälle im Bereich von 1-1,05 im September auf (Tab. 6). Die meisten relativen Häufigkeiten von G+ > 1,3 ereignen sich bei größeren Zenitwinkeln und potentiellen Einfluss von Schnee in den Wintermonaten (November bis Februar). Außerhalb der Wintermonate treten relativ gesehen die meisten Fälle von G+ > 1,3 im Juni auf, hingegen werden die wenigsten Fälle im April beobachtet.

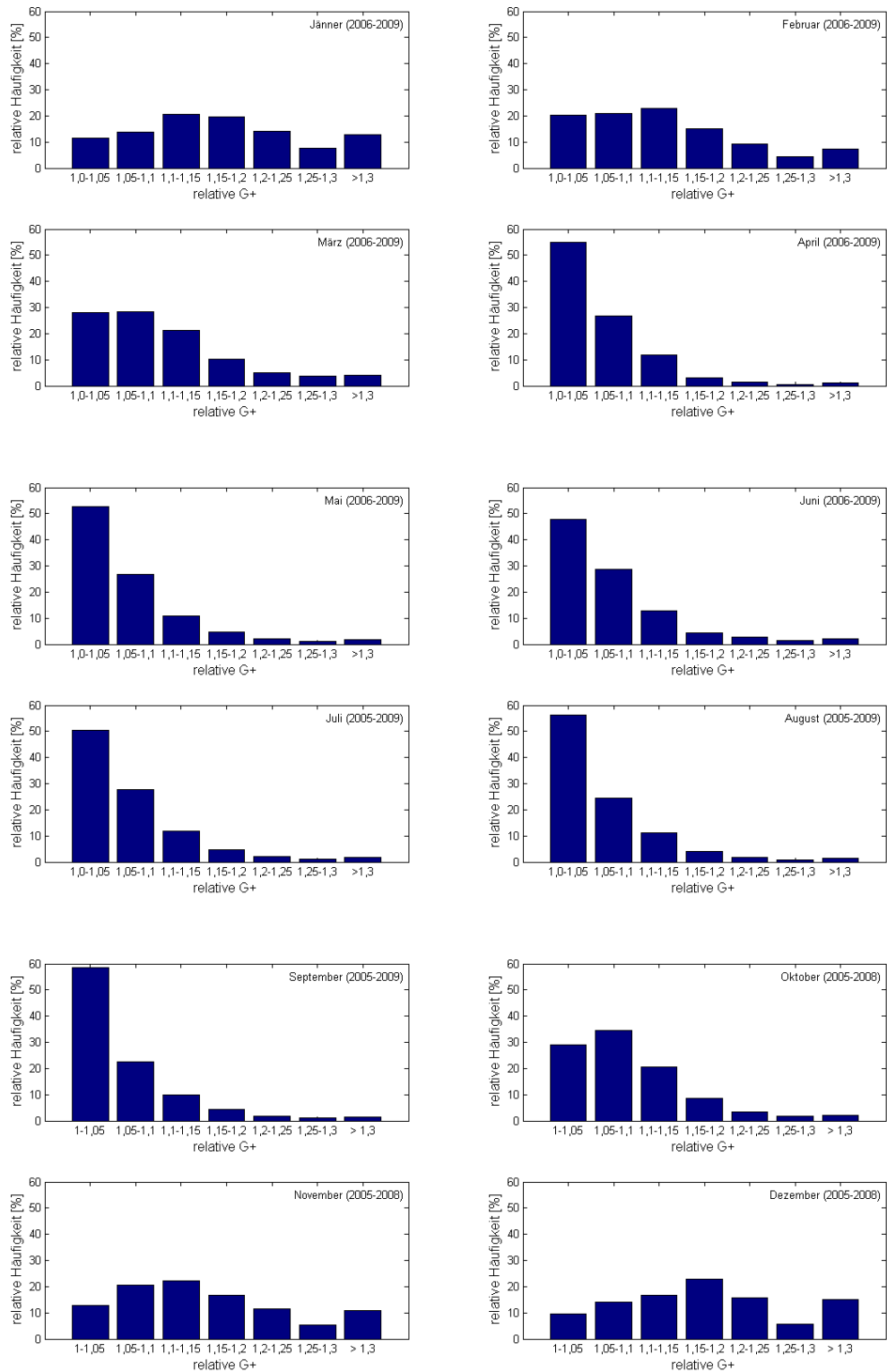


Abb. 33: Relative Häufigkeiten der relativen G+ für die Monate Jänner bis Juni (2006-2009), Juli-September (2005-2009) und Oktober bis Dezember (2005-2008)

Tab. 6: Relative Häufigkeiten der relativen G+ für die Monate Jänner bis Dezember, Anzahl der 10-min-Mittelwerte

Zeitraum (Monat)	Werte	relative G+						
		1,0-1,05 [%]	1,05-1,1 [%]	1,1-1,15 [%]	1,15-1,2 [%]	1,2-1,25 [%]	1,25-1,3 [%]	>1,3 [%]
Jänner	1384	11,63	13,73	20,52	19,73	14,09	7,51	12,79
Februar	1475	20,27	21,02	22,78	15,12	9,15	4,34	7,32
März	1848	27,98	28,25	21,16	10,06	4,87	3,57	4,11
April	3159	54,92	26,75	11,81	3,17	1,52	0,60	1,23
Mai	2466	52,84	26,68	10,95	4,62	1,99	1,01	1,91
Juni	2249	47,71	28,55	12,89	4,45	2,85	1,60	1,96
Juli	3017	50,45	27,68	11,90	4,77	1,99	1,29	1,92
August	2977	56,13	24,49	11,05	4,10	1,78	0,87	1,58
September	2722	58,52	22,63	9,96	4,30	1,76	1,21	1,62
Oktober	2116	28,97	34,40	20,51	8,70	3,36	1,84	2,22
November	949	12,96	20,65	22,23	16,54	11,38	5,48	10,75
Dezember	897	9,70	14,05	16,83	22,85	15,72	5,69	15,16

Die größte relative Häufigkeit der relativen G+ > 1,3 während des untersuchten Zeitraums wurde in Wien im Dezember beobachtet. Relative G+ > 1,25 treten wegen häufig wolkenlosen Bedingungen in den Monaten April und September am wenigsten oft auf. Die relativen G+ = 1-1,05 ereignen sich in den Monaten April, Mai, Juli, August und September jeweils zu mehr als 50% und sind ebenfalls auf wolkenlose Bedingungen zurückzuführen.

5.3.5. Strahlungserhöhung G+ in Abhängigkeit vom Zenitwinkel

Die bisherigen Analysen haben die Sensibilität von G+ in den Jahren 2005 bis 2009 sowie in den Monaten Jänner bis Dezember untersucht. Dabei wurden die Monate mit potentieller Schneebedeckung noch nicht gänzlich ausgeschlossen. In einem weiteren Schritt werden die absoluten und relativen Strahlungserhöhungen in Abhängigkeit vom Zenitwinkel der Sonne analysiert. Die Zenitwinkel werden dafür in insgesamt 12 Gruppen von 25-85° (jeweils 5°) eingeteilt. In die folgenden Analysen fließen nur die Monate April bis Oktober ein, wodurch der potentielle Einfluss einer veränderten Albedo durch Schnee ausgeschaltet wird. Weiters werden bei den absoluten Strahlungserhöhungen nur Werte von G+ > 25 W/m² und bei den relativen

Strahlungserhöhungen nur Werte von $G^+ > 1,05$ für die folgenden Untersuchungen verwendet, wodurch im wesentlichen der Einfluss der Wolken betrachtet wird.

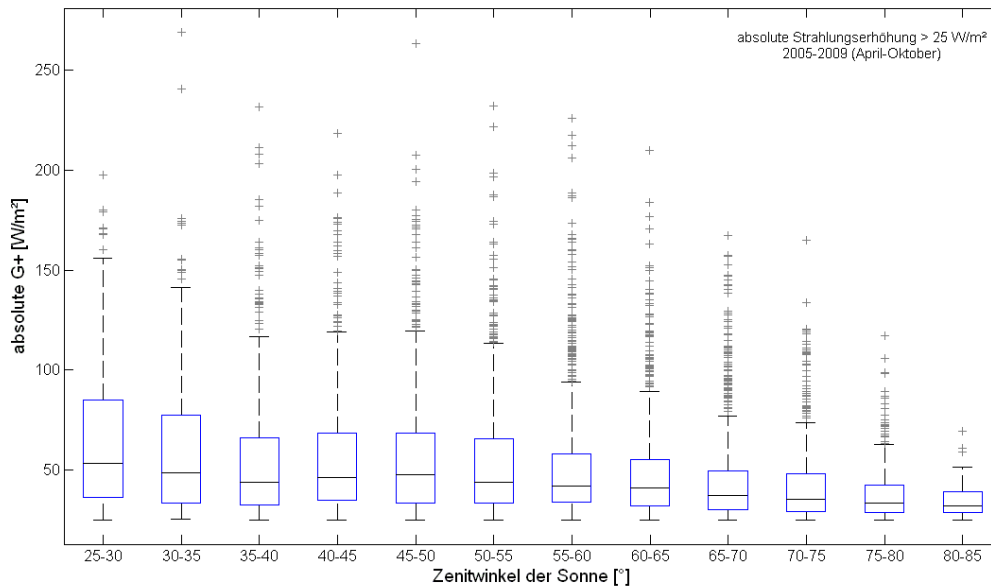


Abb. 34: Absolute $G^+ > 25 \text{ W/m}^2$ in Abhängigkeit vom Zenitwinkel der Sonne [°] für die Jahre 2005 (Juli bis Oktober), 2006-2008 (April bis Oktober) und 2009 (Juli-September)

Die Verteilung der absoluten Werte von $G^+ > 25 \text{ W/m}^2$ (April bis Oktober) wird in Abbildung 34 anhand von Boxplots gezeigt. Die schwarze Linie in der blauen Box gibt den Betrag des Medianes und die untere und obere Grenze der Box geben die 25%- und 75%-Perzentile wieder. Weiters werden Aussagen über das Ausmaß der Werte sowie über die Ausreißer getroffen. Bei den absoluten G^+ nimmt der Median von den kleinen zu den großen Zenitwinkeln hin ab. Weiters streuen die Werte bei kleineren Zenitwinkeln innerhalb der 25%- und 75%-Perzentile wesentlich stärker als bei größeren Zenitwinkeln. Anhand der Ausreißer lassen sich die höchsten absoluten Werte von G^+ der letzten fünf Jahre für die schneefreien Monate April bis Oktober ablesen. Bis zu einem Zenitwinkel von $\theta < 80^\circ$ wurden am BOKU Dach in den Jahren 2005-2009 Fälle von $G^+ > 100 \text{ W/m}^2$ beobachtet. Strahlungserhöhungen mit einem Wert von $G^+ > 150 \text{ W/m}^2$ ereignen sich ab $\theta < 75^\circ$.

Tab. 7: Statistische Analyse der absoluten G+ für die jeweiligen Zenitwinkelgruppen (April bis Oktober), Anzahl der 10-min-Mittelwerte, mean ... Mittelwert, max ... Maximalwert, prctile 25 ... 25%-Perzentile, prctile 50 ... Median, prctile 75 ... 75%-Perzentile, std ... Standardabweichung

Zenit [°]	Werte	absolute G+ > 25 W/m ² (April bis Oktober)					
		mean [W/m ²]	max [W/m ²]	prctile 25 [W/m ²]	prctile 50 [W/m ²]	prctile 75 [W/m ²]	std [W/m ²]
25-30	366	65,15	197,87	36,18	53,51	85,06	35,24
30-35	458	60,01	269,03	33,62	48,64	77,61	35,01
35-40	590	55,07	231,88	32,55	43,62	66,27	32,41
40-45	658	57,28	218,53	34,72	49,95	68,64	31,55
45-50	691	57,42	263,30	33,51	47,63	68,46	33,35
50-55	763	54,51	232,44	33,23	43,84	65,39	30,80
55-60	958	52,11	226,08	33,71	42,11	58,03	29,78
60-65	996	48,21	209,92	31,81	40,81	55,09	24,49
65-70	762	45,47	167,53	30,22	37,39	49,57	24,27
70-75	538	42,77	167,53	29,15	35,28	47,87	20,73
75-80	316	38,86	165,21	28,76	33,24	42,28	15,38
80-85	117	34,52	69,37	28,68	31,78	39,05	8,10

In der Tabelle 7 sind die statistischen Werte für die jeweiligen Zenitwinkelgruppen zusammengefasst. Die häufigsten absoluten G+ > 25 W/m² haben sich bei Zenitwinkeln von $\theta = 60-65^\circ$ ereignet. Der Mittelwert von G+ der jeweiligen Zenitwinkelgruppen verzeichnet mit zunehmenden θ eine Abnahme. Bei den Zenitwinkeln 25-30° beträgt dieser mit 65,15 W/m² noch wesentlich mehr als bei 80-85° (34,52 W/m²). Der Maximalwert hängt nicht allein vom Zenitwinkel, sondern auch mit der zum Zeitpunkt von G+ vorherrschenden Geometrie der Wolken zusammen. Nicht bei 25-30°, sondern bei 30-35° wurde der höchste absolute Wert aufgrund günstiger Geometrie sowie Ausrichtung der Wolken zur Sonne beobachtet. Die Perzentile sowie die Standardabweichung zeichnen sich wieder durch eine stetige Abnahme mit zunehmendem Zenitwinkel aus. Die Analyse der relativen G+ zeigt im Gegensatz zu den absoluten G+ ein Spiegelbild der Verteilung (Abb. 35). Hier verzeichnen die statistischen Werte wie Mittelwert, Perzentile und Standardabweichung mit zunehmendem Zenitwinkel einen Anstieg. Selbst der höchste Maximalwert der relativen G+ wird bei großen Zenitwinkeln erreicht. Umso größer der Zenitwinkel und umso kleiner der Betrag der theoretischen

Globalstrahlung (G_R), desto größer ist der potentielle Einfluss der Wolken auf die relative G_+ .

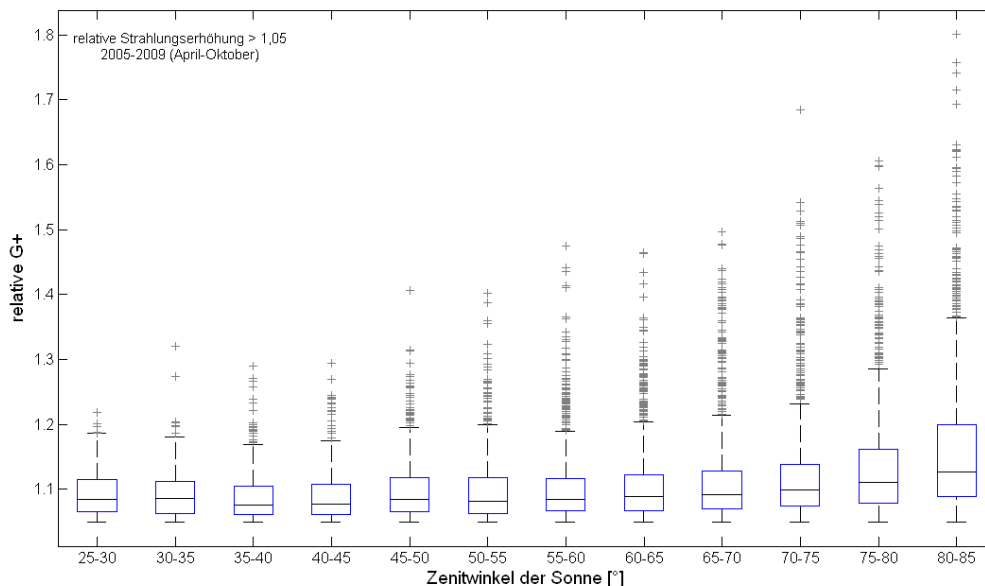


Abb. 35: Relative $G_+ > 1,05$ in Abhängigkeit vom Zenitwinkel der Sonne [°] für die Jahre 2005 (Juli bis Oktober), 2006-2008 (April bis Oktober) und 2009 (Juli-September)

Tab. 8: Statistische Analyse der relativen G_+ für die jeweiligen Zenitwinkelgruppen (April bis Oktober), Anzahl der 10-min-Mittelwerte, mean ... Mittelwert, max ... Maximalwert, prctile 25 ... 25%-Perzentile, prctile 50 ... Median, prctile 75 ... 75%-Perzentile, std ... Standardabweichung

Zenit [°]	Werte	relative $G_+ > 1,05$					
		mean [%]	max [%]	prctile 25 [%]	prctile 50 [%]	prctile 75 [%]	std [%]
25-30	222	1,09	1,22	1,07	1,08	1,11	0,04
30-35	260	1,09	1,32	1,06	1,09	1,11	0,04
35-40	342	1,09	1,29	1,06	1,08	1,11	0,04
40-45	466	1,09	1,29	1,06	1,08	1,11	0,04
45-50	523	1,10	1,41	1,07	1,08	1,12	0,05
50-55	670	1,10	1,40	1,06	1,08	1,12	0,05
55-60	953	1,10	1,48	1,07	1,08	1,12	0,06
60-65	1168	1,11	1,47	1,07	1,09	1,12	0,06
65-70	1136	1,11	1,50	1,07	1,09	1,13	0,07
70-75	1192	1,12	1,69	1,07	1,10	1,14	0,08
75-80	1199	1,14	1,61	1,08	1,11	1,16	0,08
80-85	1060	1,16	1,80	1,09	1,13	1,20	0,12

Der Tabelle 8 sind wieder die genauen statistischen Werte der relativen G^+ zu entnehmen. Die häufigsten Fälle der relativen G^+ haben sich am BOKU Dach bei Zenitwinkeln von $75-80^\circ$ ereignet. Auffällig sind die nahezu unveränderten Werte des Medianes, die im Bereich von $1,08-1,13$ liegen. Der Maximalwert von $1,8$ ist bei $\theta = 80-85^\circ$ aufgetreten, bei der aber zugleich mit relativ großen Unsicherheiten zu rechnen ist.

5.3.6. Strahlungserhöhung G^+ in Abhängigkeit vom Bedeckungsgrad

Neben dem Einfluss vom Zenitwinkel ist schließlich auch der Einfluss des Bedeckungsgrades auf die absoluten und relativen Strahlungserhöhungen von Interesse. Für die folgenden Analysen der absoluten und relativen G^+ wurden die Stundenwerte der Bedeckungsgrade aus den Monaten April bis Oktober (2005-2009) verwendet. Insgesamt 2750 Fälle von Strahlungserhöhungen ($G^+ > 0 \text{ W/m}^2$ bzw. $G^+ > 1$), die sich zeitgleich zu den beobachteten Bedeckungsgraden ereignet haben, fließen in die folgenden Analysen ein.

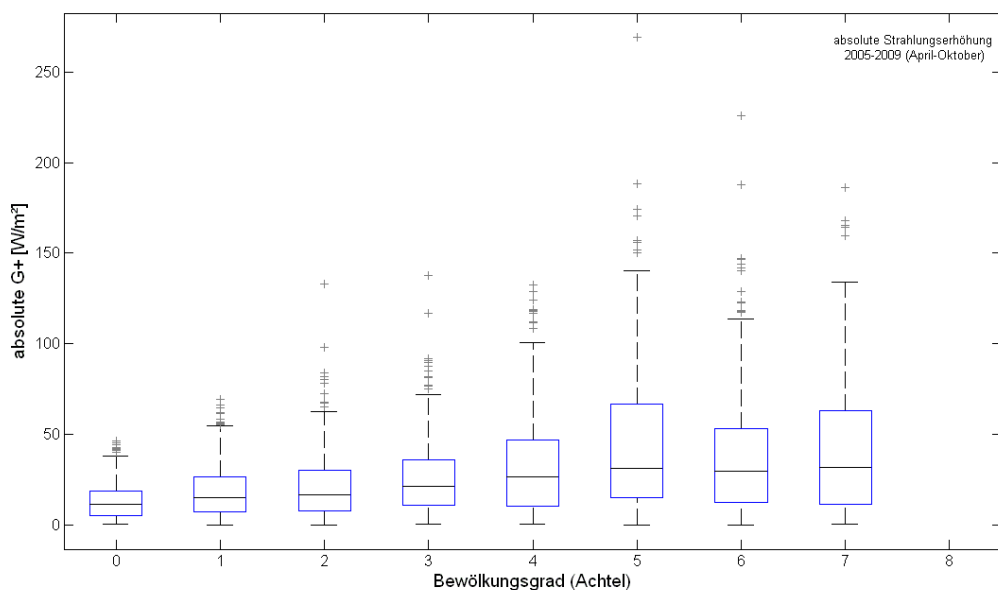


Abb. 36: Absolute G^+ in Abhängigkeit vom Bedeckungsgrad N für die Jahre 2005-2009 (April-Oktober)

In der Abbildung 36 sind die Fälle der absoluten G^+ in Abhängigkeit vom Bedeckungsgrad N als Boxplots dargestellt. Es zeigt sich, dass bei Bedeckungsgraden von $N = 5/8-7/8$ die Maximalwerte von G^+ am höchsten sind. Wie zu erwarten war, werden bei wolkenlosen Bedingungen die geringsten Werte der

absoluten G^+ erreicht. In seltenen Fällen können diese bei extrem trockener und sauberer Atmosphäre größer als 40 W/m^2 sein. Bei einem Bedeckungsgrad von $N = 8/8$ treten in der Regel keine Strahlungserhöhungen bei den hier untersuchten 10-min-Mittelwerten auf. Generell geht aus der Grafik eine Zunahme der absoluten Strahlungserhöhung mit zunehmenden Bedeckungsgrad hervor, wobei das absolute Maximum bei einem Bedeckungsgrad $N = 5/8$ erreicht wird.

Tab. 9: Absolute G^+ [W/m^2] in Abhängigkeit vom Bedeckungsgrad, Anzahl der Stundenwerte, Bedeckungsgrade [Achtel], mean ... Mittelwert, max ... Maximalwert, prctile 25 ... 25%-Perzentile, prctile 50 ... Median, prctile 75 ... 75%-Perzentile, std ... Standardabweichung

absolute G^+ (April bis Oktober)							
N [Achtel]	Werte	mean [W/m^2]	max [W/m^2]	prctile 25 [W/m^2]	prctile 50 [W/m^2]	prctile 75 [W/m^2]	std [W/m^2]
0	331	13,47	46,55	5,15	11,27	18,70	10,40
1	689	17,97	69,14	7,21	14,97	26,28	13,56
2	375	20,79	133,09	7,64	16,46	30,15	18,11
3	342	26,79	137,55	10,66	21,40	35,81	21,94
4	291	33,28	132,67	10,16	26,67	47,00	28,42
5	301	44,42	269,03	14,97	31,30	66,80	40,24
6	287	39,46	226,08	12,27	29,54	53,10	36,92
7	134	42,90	186,42	11,23	31,64	63,13	41,80
8	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Der Tabelle 9 sind die statistischen Werte der absoluten G^+ in Abhängigkeit vom Bedeckungsgrad zu entnehmen. Am meisten Fälle von $G^+ > 0 \text{ W/m}^2$ haben sich bei einem Bedeckungsgrad $N = 1/8$ ereignet, gefolgt von $N = 2/8$ und $3/8$. Der höchste Mittelwert sowie der höchste Maximalwert werden bei einem Bedeckungsgrad $N = 5/8$ beobachtet. Ebenfalls relativ hohe Werte werden bei Bedeckungsgraden $N = 6/8$ und $7/8$ beobachtet. Der höchste Median gehört demnach dem Bedeckungsgrad $N = 7/8$ an. Schließlich steigt auch der Betrag der Standardabweichung mit zunehmenden Bedeckungsgrad an und erreicht bei $N = 7/8$ den höchsten Wert.

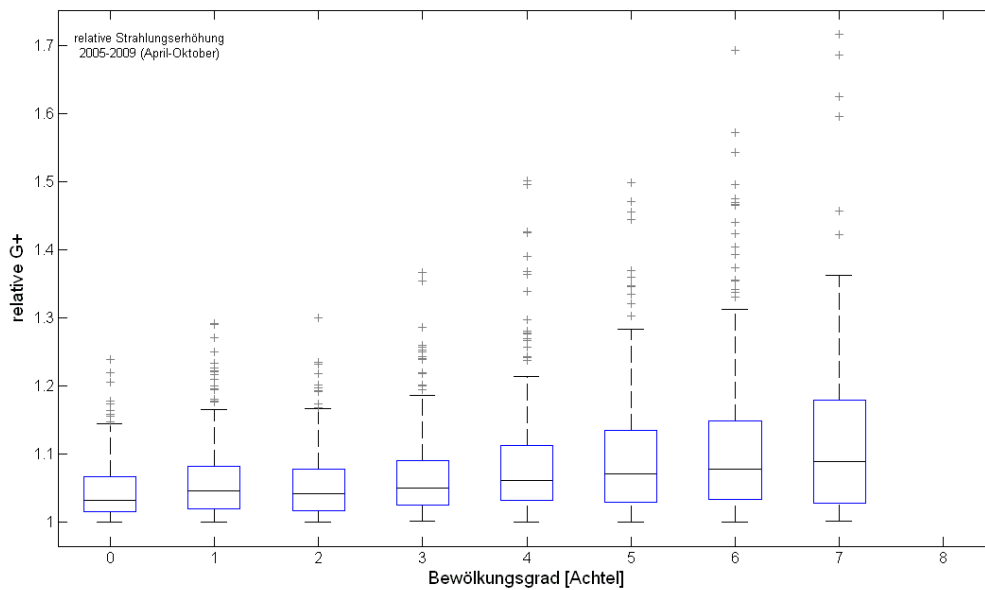


Abb. 37: Relative G+ in Abhängigkeit vom Bedeckungsgrad N für die Jahre 2005-2009 (April-Oktober)

Bei den relativen Strahlungserhöhungen zeigt sich eine ähnliche Abfolge wie bei den absoluten G+, jedoch gehören sowohl Maximalwert als auch Median dem Bedeckungsgrad N = 7/8 an (Abb. 37). In seltenen Fällen steigt die relative G+ bei N = 0/8 über einen Wert von 1,2 an. Der Median (Mittelwert) liegt bei wolkenlosen Bedingungen (N = 0/8) bei 1,03 (1,05).

Tab. 10: Relative G+ in Abhängigkeit vom Bedeckungsgrad, Anzahl der Stundenwerte, Bedeckungsgrade [Achtel], mean ... Mittelwert, max ... Maximalwert, prctile 25 ... 25%-Perzentile, prctile 50 ... Median, prctile 75 ... 75%-Perzentile, std ... Standardabweichung

N [Achtel]	Werte	relative G+ (April bis Oktober)					
		mean	max	prctile 25	prctile 50	prctile 75	std
0	331	1,05	1,24	1,01	1,03	1,07	0,04
1	689	1,06	1,29	1,02	1,04	1,08	0,05
2	375	1,05	1,30	1,02	1,04	1,08	0,05
3	342	1,06	1,37	1,02	1,05	1,09	0,06
4	291	1,09	1,50	1,03	1,06	1,11	0,09
5	301	1,09	1,50	1,03	1,07	1,13	0,09
6	287	1,11	1,69	1,03	1,08	1,15	0,12
7	134	1,12	1,72	1,03	1,09	1,18	0,13
8	0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

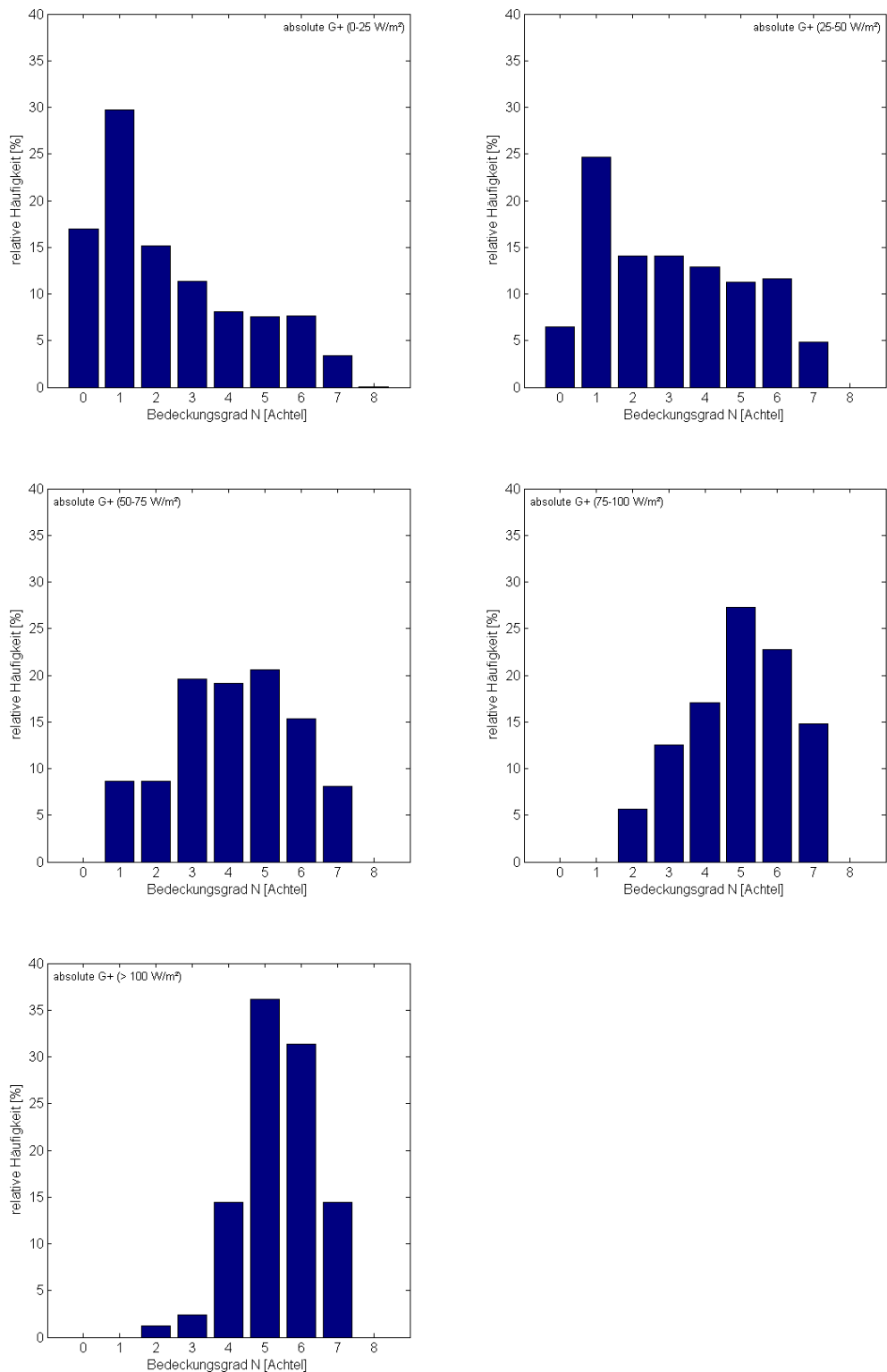


Abb. 38: Relative Häufigkeit der absoluten G+ [W/m²] in Abhängigkeit vom Bedeckungsgrad für die jeweiligen Gruppen von G+ für die Jahre 2005-2009 (April bis Oktober)

Generell steigen die statistischen Größen bei den relativen G+ mit zunehmendem Bedeckungsgrad an und erreichen bei $N = 7/8$ die höchsten Werte. Für $N = 8/8$

wurden für den untersuchten Zeitraum (April bis Oktober) keine Fälle beobachtet. Bei $N = 7/8$ erreichen statistische Größen wie Mittelwert, Maximalwert, Perzentile, Median und Standardabweichung die höchsten Werte (Tab. 10). Hingegen ereignen sich bei $N = 0/8$ die geringsten relativen G_+ , weshalb auch der Median einen Wert von nur 1,03 erreicht. Für eine weitere Analyse wurden die absoluten und relativen G_+ zu Gruppen zusammengefasst und bezüglich der relativen Häufigkeiten für die jeweiligen Bedeckungsgrade analysiert. Bei den beobachteten absoluten $G_+ = 0-25$ und $25-50 \text{ W/m}^2$ treten die meisten Fälle bei $N = 1/8$ auf (Abb. 38). Hier wird eine Erhöhung der Globalstrahlung nicht unbedingt durch den Effekt der Wolken ausgelöst, sondern kann auch in Abwesenheit von Wolken durch einen trockenen und aerosolarmen Zustand der Atmosphäre entstehen. Ab einer absoluten $G_+ > 50 \text{ W/m}^2$ ereignen sich die meisten Fälle bei $N = 5/8$. Mit zunehmender absoluter G_+ verlagern sich die beobachteten Strahlungserhöhungen auf höhere Bedeckungsgrade. Anders ausgedrückt nimmt die absolute G_+ mit zunehmenden Bedeckungsgrad zu, wobei das Maximum bei $N = 5/8$ liegt. Absolute $G_+ > 100 \text{ W/m}^2$ werden fast ausschließlich bei Bedeckungsgraden $N = 4/8-7/8$ beobachtet. Der Bedeckungsgrad $N = 1/8$ führt bei den 10-min-Mittelwerten bis zu einem Wert von $G_+ < 75 \text{ W/m}^2$ zur Strahlungserhöhung. Alle absoluten $G_+ > 75 \text{ W/m}^2$ treten erst ab einem $N = 2/8$ auf. Bei den relativen G_+ ist vor allem in den Bereichen $G_+ = 1-1,05$ bzw. $1,05-1,1$ eine ähnliche Abfolge der relativen Häufigkeiten zu erkennen (Abb. 39), wie zuvor bei den Bereichen $G_+ = 0-25$ bzw. $25-50 \text{ W/m}^2$. In beiden Fällen dominiert $N = 1/8$, der auch noch bei einer relativen $G_+ = 1,1-1,15$ am häufigsten zur Strahlungserhöhung führt. Im Bereich von $G_+ = 1,15-1,2$ ereignen sich die Fälle am häufigsten bei $N = 5/8$. Die relativen $G_+ > 1,2$ werden bei $N = 6/8$ am häufigsten beobachtet. Wie die Analyse gezeigt hat, treten bei den beobachteten 10-min-Mittelwerten der Globalstrahlungsdaten die höchsten Werte der relativen und absoluten G_+ bei Bedeckungsgraden $N = 4/8-7/8$ auf. Wie zu erwarten war, werden bei geringeren Bedeckungsgraden ($N = 0/8-3/8$) auch wesentlich geringere Werte von G_+ beobachtet. Im Gegensatz zu Strahlungserhöhungen, die in geringerer zeitlicher Auflösung beobachtet wurden (SCHADE et al., 2007), kann bei den 10-min-Mittelwerten die Sonne kurzzeitig verdeckt sein, wodurch der Wert von G_+ etwas abgeschwächt wird. In Wien werden über das Jahr gesehen Bedeckungsgrade $N = 6/8$ und $7/8$ relativ häufig beobachtet (Kapitel 5.1.), weshalb an diesem Standort auch mit hohen Werten von G_+ zu rechnen ist.

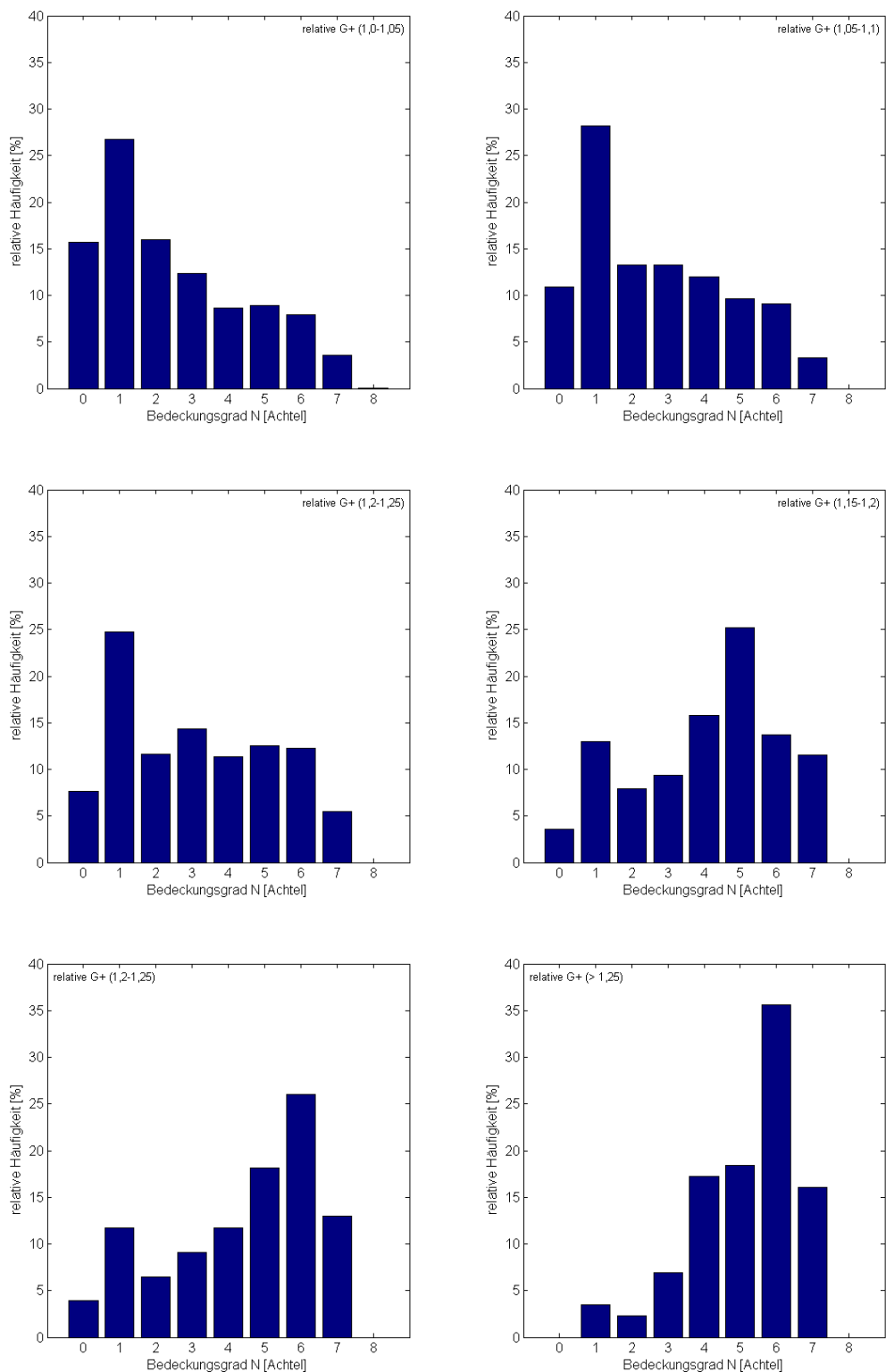


Abb. 39: Relative Häufigkeit der relativen G+ in Abhängigkeit vom Bedeckungsgrad für die jeweiligen Gruppen von G+ für die Jahre 2005-2009 (April bis Oktober)

6. Zusammenfassung

Die Variabilität der Solarstrahlung an der Erdoberfläche wird einerseits durch die Sonnenaktivität selbst ($\pm 2 \text{ W/m}^2$) und andererseits beim Durchgang durch die Atmosphäre durch die zeitliche und räumliche Variabilität von Komponenten wie Ozon, Aerosolen, Wasserdampf und Wolken beeinflusst. Der Einfluss der Wolken wirkt sich dabei am stärksten auf die Schwankung der Solarstrahlung aus. Einerseits nimmt die Solarstrahlung bei verdeckter Sonne mit zunehmender optischer Dicke der Wolken immer stärker ab. Neben einer Abschwächung der Globalstrahlung können Wolken andererseits bei günstiger Position zur Sonne aber auch dazu führen, dass die gemessene Globalstrahlung größer ist, als die bei wolkenlosen Bedingungen anzunehmende Referenzstrahlung. Dieser durch Wolken verursachte räumlich lokale Effekt einer Zunahme der Globalstrahlung wird als Strahlungserhöhung $G+$ bezeichnet und hängt einerseits von makrophysikalischen Faktoren wie der relativen Position der Wolken zur Sonne, Wolkenhöhe, Wolkentyp und andererseits von mikrophysikalischen Eigenschaften wie der optischen Dicke der Wolken ab.

Um den Effekt der Wolken auf die am Boden gemessene Globalstrahlung analysieren zu können, wurde im Zuge dieser Arbeit eine Referenzstrahlung für wolkenlose Bedingungen und den gegebenen Untersuchungszeitraum errechnet. Die Validierung der Modellergebnisse mit den Messdaten von insgesamt 21 wolkenlosen Tagen hat ergeben, dass die geschätzte Referenzstrahlung bis zu einem Zenitwinkel von $\theta = 85^\circ$ besser als $\pm 10\%$ übereinstimmt. Die Ungenauigkeiten zwischen Modell und Messung nehmen dabei mit zunehmenden Zenitwinkel der Sonne ab. Bei Zenitwinkeln der Sonne von $\theta = 85-90^\circ$ werden die Ungenauigkeiten zunehmend größer, weshalb diese nicht mehr in die Analyse von $G+$ einfließen.

Neben der geschätzten Referenzstrahlung für wolkenlose Bedingungen wurden für die Analyse von $G+$ Globalstrahlungsdaten (10-min-Mittelwerte) vom BOKU Dach herangezogen. Neben dem Einfluss des Zenitwinkels der Sonne auf die Strahlungserhöhung ist vor allem der Bedeckungsgrad von Interesse. Dieser wurde von der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) herangezogen.

Die Ergebnisse dieser Arbeit haben gezeigt, dass die Häufigkeit des Auftretens sowie der Betrag von G^+ am Standort Wien in der Periode Juli 2005 bis September 2009 sowohl vom Zenitwinkel der Sonne, als auch vom Bedeckungsgrad der Wolken abhängen. Bei einem Vergleich der untersuchten Jahre haben sich bei der Analyse vom Bedeckungsgrad, aber auch bei jener der Strahlungserhöhung keine signifikanten Unterschiede bezüglich der Häufigkeiten herausgestellt.

Bei einem monatlichen Vergleich der Strahlungserhöhungen konnte ein gewisser Zusammenhang zwischen mittlerem Bedeckungsgrad und der Häufigkeit von Strahlungserhöhungen festgestellt werden. Vor allem in den beiden Monaten April und September, für die in Wien relativ häufig wolkenlose Bedingungen ($N = 0$ Achtel) beobachtet werden, treten absolute (relative) Strahlungserhöhungen größer als 50 W/m^2 ($1,1$) weniger oft auf. In den Monaten November bis März wirkt sich ein potentieller Einfluss einer Schneedecke neben den Wolken zusätzlich auf eine Erhöhung der Globalstrahlung aus, weshalb diese Monate bei einer weiteren Untersuchung von G^+ in Abhängigkeit von θ und N nicht mehr miteinbezogen wurden. Mit Ausnahme dieser Monate haben sich in den Monaten Juni und Juli die meisten absoluten ($>50 \text{ W/m}^2$) und relativen ($>1,05$) Strahlungserhöhungen ereignet.

Die Analyse der Bedeckungsgrade hat gezeigt, dass vor allem im Juni Bedeckungsgrade $N = 0/8-2/8$ relativ selten, dafür die Bedeckungsgrade größer als $N = 3/8$ relativ häufig beobachtet werden. Im Juni ereignen sich die häufigsten Strahlungserhöhungen und stehen dabei im Zusammenhang mit den relativ häufig beobachteten Bedeckungsgraden $N = 3/8-7/8$. Diese Ergebnisse stimmen sehr gut mit jenen von SEGAL et al. (1992), PFISTER et al. (2003) und SCHADE et al. (2003) überein, welche die größten Strahlungserhöhungen bei nahezu vollständig bedecktem Himmel, bei dem die Sonne nicht oder nur teilweise verdeckt ist, sowie bei durchbrochener Cumulus Bewölkung beobachtet haben. Im Gegensatz zu deren Untersuchungen, die in zeitlich höherer Auflösung durchgeführt wurden, sind die größten absoluten Werte von G^+ in der vorliegenden Arbeit (10-min-Mittelwerte) kleiner als 300 W/m^2 . Aufgrund der hier verwendeten 10-min-Mittelwerte ist die Wahrscheinlichkeit gegeben, dass innerhalb dieser 10 Minuten Wolken die sichtbare Sonnenscheibe kurzfristig verdecken. Dies kann zu einer Abschwächung des Ausmaßes von G^+ innerhalb dieser 10 Minuten führen. Eine weitere mögliche

Abschwächung von G+ erfolgt dadurch, dass sich die Wolke oder Wolkenschicht innerhalb dieser 10 Minuten immer weiter von der Sonne entfernt. Grundsätzlich haben die Ergebnisse dieser Arbeit aber gezeigt, dass am Standort Wien Strahlungserhöhungen ohne weiters auch länger als 10 Minuten andauern können. PFISTER et al. (2003) und SCHADE et al. (2007) haben zudem herausgefunden, dass die Globalstrahlung selbst dann einen Anstieg verzeichnet, wenn optisch dünne Wolken die Sonne verdecken.

Die vorliegende Untersuchung hat weiters ergeben, dass eine Abschwächung der Globalstrahlung in Wien wesentlich häufiger beobachtet wird, als eine Erhöhung. Die Ergebnisse haben gezeigt, dass etwas mehr als die Hälfte (etwa die Hälfte) aller 10-min-Mittelwerte der absoluten (relativen) G+ im Bereich von 0-25 W/m² (1,0-1,05) liegen. Mehr als 10% der beobachteten absoluten (relativen) Strahlungserhöhungen sind dabei größer als 50 W/m² (1,15).

Die Untersuchung der Strahlungserhöhungen in Abhängigkeit vom Zenitwinkel der Sonne hat gezeigt, dass der Wert der absoluten (relativen) Strahlungserhöhung mit zunehmenden Zenitwinkel abnimmt (zunimmt). Die höchsten absoluten Strahlungserhöhungen treten bei hochstehender Sonne auf, weshalb vor allem in den Sommermonaten mit einer Zunahme der Globalstrahlung, die mehr als 200 W/m² beträgt, zu rechnen ist. Am Standort Wien können Strahlungserhöhungen größer als 200 W/m² mit abnehmender Häufigkeit bis zu einem Zenitwinkel von 65° auftreten. Auch diese Ergebnisse stimmen mit jenen von PFISTER et al. (2003) und SCHADE et al. (2007), bei denen die höchsten Werte von G+ ebenfalls bei kleinen Zenitwinkeln beobachtet wurden, sehr gut überein.

Schließlich hat die Analyse des Einflusses vom Bedeckungsgrad auf die Strahlungserhöhung ergeben, dass die höchsten Werte der absoluten (relativen) G+ bei einem Bedeckungsgrad von $N = 5/8$ ($7/8$) auftreten. Die Bedeckungsgrade $N = 4/8$ - $7/8$, die auf durchbrochene und nahezu vollständige Bewölkungsverhältnisse hindeuten, waren insgesamt die am häufigsten beobachteten Bedeckungsgrade bei Maximalwerten von G+ in Wien.

In der Vergangenheit haben sich verschiedene Arbeitsgruppen mit potentiellen Auswirkungen von Strahlungserhöhungen auf die Umwelt auseinander gesetzt (SEGAL et al., 1992; PFISTER et al., 2003; SCHADE et al., 2007; EMCK et al., 2008; SABBURG et al., 2009). Strahlungserhöhungen in den Morgen- und Abendstunden, können beispielsweise dazu führen, dass sich die photosynthetische Aktivität an einem bewölkten Tag verlängert. Weiters könnte eine Strahlungserhöhung in den Morgenstunden dazu führen, dass eine Inversionsschicht schneller aufbricht und so die Sichtverhältnisse verbessert. Auch bei diversen Solaranlagen können Strahlungserhöhungen zu einer effektiveren Leistung beitragen. Schließlich erhöhen sich bei Strahlungserhöhungen, die auch den ultravioletten Bereich des elektromagnetischen Spektrums beinhalten, die biologischen Auswirkungen. In gebirgigen Standorten erhöht sich der absolute Wert der Strahlungserhöhung mit zunehmender Höhe, weshalb man sich vor allem in diesen Regionen vor erhöhter UV-Strahlung schützen sollte.

7. Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Zeitliche Variabilität der „Solarkonstante“, gemessen von Radiometern auf verschiedenen Satelliten, 81-tägiges gleitendes Mittel (schwarze Linie) (nach FOUKAL et al., 2006)

Abb. 2: Sonnenspektrum der elektromagnetischen Strahlung beim Durchgang durch die Atmosphäre, A (Extraterrestrische Strahlung), B (Absorption von Ozon), C (Streuung von Molekülen), D (Streuung von Aerosolen), E (Absorption von Wasserdampf und Sauerstoff) (nach MONTEITH et al., 1990)

Abb. 3: Absorption von kurz- und langwelliger Strahlung durch unterschiedliche Gase in der Atmosphäre (nach HÄCKEL et al., 2008)

Abb. 4: Schichtung der Atmosphäre (nach HÄCKEL et al., 2008)

Abb. 5: Globale Verteilung der Wolken im Zeitraum von 1991-1995 (nach RASCHKE et al., 2005)

Abb. 6: Beispiele von Eiskristallformen an der Wolkenoberseite (a) und Wolkenunterseite (b) in Cirruswolken (nach BARAN et al., 2009)

Abb. 7: Die global gemittelte Energiebilanz an der Erdoberfläche für den Zeitraum 2000-2004 (nach TRENBERTH et al., 2009)

Abb. 8: Lage des Messstandortes BOKU Dach Schwackhöferhaus

Abb. 9: Der Einfluss einer Änderung des Trübungskoeffizienten β auf die Globalstrahlung

Abb. 10: Tageswerte der Ozonschichtdicke am Sonnblick von Juli 2005 bis September 2009

Abb. 11: Der Einfluss einer Änderung der Ozonsäule auf die Globalstrahlung

Abb. 12: Beobachteter (graue Punkte) und geschätzter (schwarze Linie) Klarheitsindex K_t in Abhängigkeit des Zenitwinkels für 21 wolkenlose Tage am Messstandort

Abb. 13: Relative Häufigkeit der Bedeckungsgrade (ZAMG Hohe Warte) für 21 wolkenlosen Tage

Abb. 14: Verhältnis zwischen G_R und G_B (BOKU) aller 10-min-Mittel der 21 wolkenlosen Tage

Abb. 15: Zusammenhang zwischen G_R und G_B der 21 untersuchten wolkenlosen Tage als Regression

Abb. 16: Vergleich zwischen geschätzter (G_R) und gemessener (G_B) Globalstrahlung anhand von 4 beispielhaften wolkenlosen Tagen aus dem Untersuchungszeitraum

Abb. 17: Bedeckungsgrad bei Tag für die Jahre 2005 (Juli bis Dezember), 2006 (Jänner bis Dezember), 2007 (Jänner bis Dezember), 2008 (Jänner bis Dezember) und 2009 (Jänner bis September)

Abb. 18: Bedeckungsgrad N bei Tag für die Monate Jänner bis Juni (2006-2009), Juli bis September (2005-2009) und Oktober bis Dezember (2005-2008)

Abb. 19: Fallbeispiel von Strahlungserhöhungen ($PAR+$) am 28. Mai 2009 (11.00-11.59 UTC), Verhältnis zwischen gemessener (PAR_B) und geschätzter PAR (PAR_R), zeitlicher Verlauf von PAR_R und PAR_B , Beispiele von Strahlungserhöhungen

Abb. 20: Fallbeispiel von Strahlungserhöhungen ($PAR+$) am 3. Juni 2009 (10.40-11.39 UTC), Verhältnis zwischen gemessener (PAR_B) und geschätzter PAR (PAR_R), zeitlicher Verlauf von PAR_R und PAR_B , Beispiele von Strahlungserhöhungen

Abb. 21: Fallbeispiel von Strahlungserhöhungen ($PAR+$) am 5. Juni 2009 (10.00-10.59 UTC), Verhältnis zwischen gemessener (PAR_B) und geschätzter PAR (PAR_R), zeitlicher Verlauf von PAR_R und PAR_B , Beispiele von Strahlungserhöhungen

Abb. 22: Tagesdosis der gemessenen (graue Punkte) und geschätzten (graue Linie) Globalstrahlung (1553 Tage) am Messstandort BOKU Dach Schwachhöferhaus von Juli 2005 bis September 2009. Die Solarstrahlung an der Obergrenze der Atmosphäre (TOA) ist ebenfalls angeführt (schwarze Linie)

Abb. 23: Beispiele mit $G_B > E$ am 24. Jänner 2007 (links) und am 26. März 2009 (rechts)

Abb. 24: Absolute (oben links) und relative (unten) Abweichung der Tagesdosis in MJ/m^2 von Juli 2005 bis September 2009 (1553 Tage). Relative Häufigkeit des Bedeckungsgrades (April bis Oktober) an Tagen mit einem Verhältnis größer als 1 (181 Tage)

Abb. 25: Absolute Abweichung ($G_R - G_B$) der 10-min-Mittelwerte in W/m^2 für die Jahre 2005 (Juli bis Dezember), 2006-2008 (Jänner-Dezember) und 2009 (Jänner bis September)

Abb. 26: Relative Abweichung (G_B/G_R) der 10-min-Mittelwerte für die Jahre 2005 (Juli bis Dezember), 2006-2008 (Jänner-Dezember) und 2009 (Jänner bis September)

Abb. 27: Absolute Strahlungserhöhungen in W/m^2 für die Jahre 2005 (Juli bis Dezember), 2006-2008 (Jänner bis Dezember) und 2009 (Jänner bis September)

Abb. 28: Maximal beobachtete Werte der absoluten G^+ am 5. August 2006 (links) und relativen G^+ am 16. April 2006 (rechts)

Abb. 29: Relative Strahlungserhöhungen für die Jahre 2005 (Juli bis Dezember), 2006-2008 (Jänner bis Dezember) und 2009 (Jänner bis September)

Abb. 30: Relative Häufigkeiten der absoluten Strahlungserhöhungen in W/m^2 für die Jahre 2005 (Juli bis Oktober), 2006-2008 (April bis Oktober) und 2009 (April bis September)

Abb. 31: Relative Häufigkeiten der relativen Strahlungserhöhungen für die Jahre 2005 (Juli bis Oktober), 2006-2008 (April bis Oktober) und 2009 (April bis September)

Abb. 32: Relative Häufigkeiten der absoluten G^+ [W/m^2] für die Monate Jänner bis Juni (2006-2009), Juli-September (2005-2009) und Oktober bis Dezember (2005-2008)

Abb. 33: Relative Häufigkeiten der relativen G^+ für die Monate Jänner bis Juni (2006-2009), Juli-September (2005-2009) und Oktober bis Dezember (2005-2008)

Abb. 34: Absolute $G^+ > 25 W/m^2$ in Abhängigkeit vom Zenitwinkel der Sonne [$^\circ$] für die Jahre 2005 (Juli bis Oktober), 2006-2008 (April bis Oktober) und 2009 (Juli-September)

Abb. 35: Relative $G^+ > 1,05$ in Abhängigkeit vom Zenitwinkel der Sonne [$^\circ$] für die Jahre 2005 (Juli bis Oktober), 2006-2008 (April bis Oktober) und 2009 (Juli-September)

Abb. 36: Absolute G^+ in Abhängigkeit vom Bedeckungsgrad N für die Jahre 2005-2009 (April-Oktober)

Abb. 37: Relative G^+ in Abhängigkeit vom Bedeckungsgrad N für die Jahre 2005-2009 (April-Oktober)

Abb. 38: Relative Häufigkeit der absoluten G^+ [W/m^2] in Abhängigkeit vom Bedeckungsgrad für die jeweiligen Gruppen von G^+ für die Jahre 2005-2009 (April bis Oktober)

Abb. 39: Relative Häufigkeit der relativen G^+ in Abhängigkeit vom Bedeckungsgrad für die jeweiligen Gruppen von G^+ für die Jahre 2005-2009 (April bis Oktober)

8. Tabellenverzeichnis

Tab. 1: Vergleich zwischen G_R und G_B der 21 wolkenlosen Tage in Abhängigkeit von Zenitwinkelgruppen

Tab. 2: Relative Häufigkeiten der Bedeckungsgrade für die jeweiligen Monate (Jänner bis Dezember) und Jahre (2005 bis 2009)

Tab. 3: Relative Häufigkeiten der absoluten $G+$ für die jeweiligen Jahre (2005 bis 2009)

Tab. 4: Relative Häufigkeiten der relativen $G+$ für die jeweiligen Jahre (2005 bis 2009)

Tab. 5: Relative Häufigkeiten der absoluten $G+$ für die Monate Jänner bis Dezember

Tab. 6: Relative Häufigkeiten der relativen $G+$ für die Monate Jänner bis Dezember

Tab. 7: Statistische Analyse der absoluten $G+$ für die jeweiligen Zenitwinkelgruppen (April bis Oktober)

Tab. 8: Statistische Analyse der relativen $G+$ für die jeweiligen Zenitwinkelgruppen (April bis Oktober)

Tab. 9: Absolute $G+$ in Abhängigkeit vom Bedeckungsgrad

Tab. 10: Relative $G+$ in Abhängigkeit vom Bedeckungsgrad

9. Abkürzungen und Symbole

A	Fläche
Ac	Alto cumulus
AOD	Aerosol Optical Depth
As	Altostratus
BC	Black Carbon
BOKU	Universität für Bodenkultur Wien
c	Lichtgeschwindigkeit
Cc	Cirrocumulus
CCN	Cloud Condensation Nuclei
CERES	Clouds and Earth's Radiant Energy System
Ci	Cirrus
CO₂	Kohlendioxid
CRF	Cloud Radiative Forcing
Cs	Cirrostratus
Cu	Cumulus
C_w	Flüssigwassergehalt
DU	Dobson Unit
e	Dampfdruck
E	extraterrestrische Solarstrahlung an der Obergrenze der Atmosphäre
E_s	Sättigungsdampfdruck
G	Globalstrahlung
G+	Strahlungserhöhung (Globalstrahlung)
G_B	beobachtete Globalstrahlung
GCM	General Circulation Model
G_R	Referenzstrahlung (Globalstrahlung)
h	PLANKsches Wirkumsquantum
H₂O	Wasserdampf
H_{bot}	Wolkenuntergrenze
H_{top}	Wolkenobergrenze
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project
IWC	Ice Water Content
IWP	Ice Water Path
k	BOLTZMANN-Konstante
K_t	Klarheitsindex
LibRadtran	Library for Radiative Transfer
N	Bedeckungsgrad
NIR	Near Infrared
N_p	Anzahl der Tröpfchen
Ns	Nimbostratus
O₃	Ozon
PAR	Photosynthetically Active Radiation
PAR+	Strahlungserhöhung (photosynthetisch aktive Strahlung)
PAR_B	beobachtete photosynthetisch aktive Strahlung

PAR_R	Referenzstrahlung (photosynthetisch aktive Strahlung)
ppm	parts per million
r_e	effektiver Radius
RF	Radiative Forcing
S₀	Solarkonstante
SBDART	Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer
Sc	Stratocumulus
St	Stratus
SZA	Solar Zenit Angle
T	Temperatur
T_d	Taupunkttemperatur
TOA	Top of Atmosphere
UTC	Universal Time Coordinated
UV	Ultra-Violett
v	Frequenz
W	Niederschlagswasser
w	Flüssigwasserpfad
ZAMG	Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik
α	Absorptionsgrad
β	Trübungskoeffizient
δ_A	Optische Dicke der Aerosole
ΔH	Geometrische Dicke der Wolken
ε	Emissionsgrad
θ	Zenitwinkel der Sonne
λ	Wellenlänge
λ_{max}	Wellenlänge der maximalen Emission
ρ	Reflexionsgrad
σ	STEFAN-BOLTZMANN-Konstante
τ	Transmissionsgrad
τ_c	Optische Dicke der Wolken
τ_t	totale optische Dicke
φ	Einfallswinkel
Φ	Strahlungsfluss
Φ_s	Strahlungsfluss eines Schwarzstrahlers
Ψ	Strahlungsflussdichte
Ψ_{90°}	Strahlungsflussdichte, senkrecht zur Ausbreitungsrichtung

10. Literaturverzeichnis

- ALADOS I., FOYO-MORENO I., ALADOS-Arboledas, L., 1996: Photosynthetically active radiation: measurements and modelling. In: *Agricultural and Forest Meteorology* 78 (1-2), 121-131.
- ALADOS I., OLMO, F.J., FOYO-MORENO I., ALADOS-Arboledas, L., 2000: Estimation of photosynthetically active radiation under cloudy conditions. In: *Agricultural and Forest Meteorology* 102 (1), 39-50.
- ALFÖLDY, B., OSAN, J., TOTH, Z., TÖRÖK, S., HARBUSCH, A., JAHN, C., EMEIS, S., SCHÄFER, K., 2007: Aerosol optical depth, aerosol composition and air pollution during summer and winter conditions in Budapest. In: *Science of the Total Environment* 383 (1-3), 141-163.
- ANGSTROM, A., 1929: On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air. *Geographical Analysis* 11, 156-166.
- ANNEAR R. L., WELLS, S. A., 2007: A comparison of five models for estimating clear-sky solar radiation. In: *Water Resources Research* 43 (10), W10415, doi:10.1029/2006WR005055.
- BAKIRCI, K., 2009: Models of solar radiation with hours of bright sunshine: A review. In: *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 13 (9), 2580-2588.
- BARAN, A. J., 2009: A review of the light scattering properties of cirrus. In: *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer* 110 (14-16), 1239-1260.
- BARD, E., FRANK, M., 2006: Climate change and solar variability: What's new under the sun? In: *Earth and Planetary Science Letters* 248 (1-2), 1-14.
- BATEY, M., HARSHVARDHAN, M. B., GREEN, R., 2000: Geometrically effective cloud fraction for solar radiation. In: *Atmospheric Research* 55 (2), 115-129.
- BERGMANN, L., SCHAEFER, C., 2001: *Lehrbuch der Experimentalphysik: Band 7: Erde und Planeten. 2., aktualisierte Auflage.* In: Walter De Gruyter Inc, 727 pp.
- BHATT, N. J., JAIN, R., AGGARWAL, M., 2009: Prediction of the Maximum Amplitude and Timing of Sunspot Cycle 24. In: *Solar Physics* 260 (1), 225-232.
- BOERS, R., VAN LAMMEREN, A., FEIJT, A., 2000: Accuracy of Cloud Optical Depth Retrievals from Ground-Based Pyranometers. In: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 17 (7), 916-927.
- BRADBURY, I., BOYLE, J., MORSE, A., 2002: *Scientific Principles for Physical Geographers.* In: Prentice Hall, 301 pp.
- BRENGUIER, J. L., PAWLOWSKA, H., SCHÜLLER, L., PREUSKER, R., FISCHER, J., FOUQUART, Y., 2000: Radiative Properties of Boundary Layer Clouds: Droplet Effective Radius versus Number Concentration. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 57 (6), 803-821.

CESS, R. D., ZHANG, M.H., MINNIS, P., CORSETTI, L., DUTTON, E. G., FORGAN, B. W., GARBER, D. P., GATES, W. L., HACK, J. J., HARRISON, E. F., JING, X., KIEHL, J. T., LONG, C. N., MORCRETTE, J. J., POTTER, G. L., RAMANATHAN, V., SUBASILAR, B., WHITLOCK, C. H., YOUNG, D. F., ZHOU, Y., 1995: Absorption of Solar Radiation by Clouds: Observations Versus Models. In: *Science* 267 (5197), 496-499.

CHEN, T., ROSSOW, W. B., ZHANG, Y., 2000: Radiative Effects of Cloud-Type Variations. In: *Journal of Climate* 13 (1), 264-286.

CHIU, J. C., MARSHAK, A., KNYAZIKHIN, Y., WISCOMBE, W. J., BARKER, H. W., BARNARD, J. C., LUO, Y., 2006: Remote sensing of cloud properties using ground-based measurements of zenith radiance. In: *Journal of Geophysical Research* 111 (16), D16201, doi:10.1029/2005JD006843.

CRUTZEN, P. J., RAMANATHAN, V., 2000: The Ascent of Atmospheric Sciences. In: *Science* 290 (5490), 299-304.

DE MEIJ, A., KROL, M., DENTENER, F., VIGNATI, E., CUVELIER, C., THUNIS, P., 2006: The sensitivity of aerosol in Europe to two different emission inventories and temporal distribution of emissions. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 6 (2), 4287-4309.

DE MEIJ, A., WAGNER, S., CUVELIER, C., DENTENER, F., GOBRON, N., THUNIS, P., SCHAAP, M., 2007: Model evaluation and scale issues in chemical and optical aerosol properties over the greater Milan area (Italy), for June 2001. In: *Atmospheric Research* 85 (2), 243-267.

DEFELICE, T. P., 1998: An Introduction to Meteorological Instrumentation and Measurement. In: Prentice Hall, 229 pp.

DEGÜNTHER, M., MEERKÖTTER, R., ALBOLD, A., SECKMEYER, G., 1998: Case study on the influence of inhomogeneous surface albedo on UV irradiance. In: *Geophysical Research Letters* 25 (19), 3587-3590.

DUCHON, C. E., O'MALLEY, M. S., 1999: Estimating Cloud Type from Pyranometer Observations. In: *Journal of Applied Meteorology* 38 (1), 132-141.

DUPONT, J.-C., HAEFFELIN, M., 2008: Observed instantaneous cirrus radiative effect on surface-level shortwave and longwave irradiances. In: *Journal of Geophysical Research* 113 (21), D21202, doi:10.1029/2008JD009838.

DYE, D. G., 2004: Spectral composition and quanta-to-energy ratio of diffuse photosynthetically active radiation under diverse cloud conditions. In: *Journal of Geophysical Research* 109 (10), D10203, doi:10.1029/2003JD004251.

EHRlich, A., BIERWIRTH, E., WENDISCH, M., GAYET, J.-F., MIOCHE, G., LAMPERT, A., HEINTZENBERG, J., 2008: Cloud phase identification of Arctic boundary-layer clouds from airborne spectral reflection measurements: test of three approaches. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 8 (24), 7493-7505.

EMCK, P., RICHTER, M., 2008: An Upper Threshold of Enhanced Global Shortwave Irradiance in the Troposphere Derived from Field Measurements in Tropical Mountains. In: *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 47 (11), 2828-2845.

FORSTER, P., RAMASWAMY, V., ARTAXO, P., BERNTSEN, T., BETTS, R., FAHEY, D. W., HAYWOOD, J., LEAN, J., LOWE, D. C., MYHRE, G., NGANGA, J., PRINN, R., RAGA, G., SCHULZ, M., VAN DORLAND, R., 2007: Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. In: Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

FOUKAL, P., FRÖHLICH, C., SPRUIT, H., WIGLEY, T. M. L., 2006: Variations in solar luminosity and their effect on the Earth's climate. In: *Nature* 443 (7108), 161-166.

FRÖHLICH, C., LEAN, J., 2004: Solar radiative output and its variability: evidence and mechanisms. In: *The Astronomy and Astrophysics Review* 12 (4), 273–320.

GABRIEL, A., SCHMITZ, G., 2003: The Influence of Large-Scale Eddy Flux Variability on the Zonal Mean Ozone Distribution. In: *Journal of Climate* 16 (15), 2615-2627.

GALLI, C., NARDINO, M., LEVIZZANI, V., RIZZI, R., GEORGIADIS, T., 2004: Radiative energy partition and cloud radiative forcing at a Po valley site. In: *Atmospheric Research* 72 (1-4), 329-351.

GONZI, S., DUBOVİK, O., BAUMGARTNER, D., PUTZ, E., 2007: Clear-sky aerosol radiative forcing effects based on multi-site AERONET observations over Europe. In: *Meteorology and Atmospheric Physics* 96 (3-4), 277-291.

GOODE, P. R., PALLE, E., 2007: Shortwave forcing of the Earth's climate: Modern and historical variations in the Sun's irradiance and the Earth's reflectance. In: *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 69 (13), 1556–1568.

GU, L., BALDOCCHI, D. D., WOFSY, S. C., WILLIAM MUNGER, J. , MICHALSKY, J. J., URBANSKI, S. P., BODEN, T. A., 2003: Response of a deciduous forest to the Mount Pinatubo eruption: Enhanced photosynthesis. In: *Science* 299 (5615), 2035-2038.

GU, Y., LIOU, K. N., 2006: Cirrus cloud horizontal and vertical inhomogeneity effects in a GCM. In: *Meteorology and Atmospheric Physics* 91 (1-4), 223-235.

GUYOT, G., 1998: *Physics of the Environment and Climate*. In: Wiley, 632 pp.

HÄCKEL, H., 2008: *Meteorologie*. 6., neu bearbeitete und aktualisierte Auflage. In: Ulmer (UTB), 447 pp.

HAN, Q., ROSSOW, W. B., LACIS, A. A., 1994: Near-Global Survey of Effective Droplet Radii in Liquid Water Clouds Using ISCCP Data. In: *Journal of Climate* 7 (4), 465-497.

HARRISON, R. G., CHALMERS, N., HOGAN, R. J., 2008: Retrospective cloud determinations from surface solar radiation measurements. In: *Atmospheric Research* 90 (1), 54–62.

HEINTZENBERG, J., TUCH, T., WEHNER, B., WIEDENSOHLER, A., WEX, H., ANSMANN, A., MATTIS, I., MÜLLER, D., WENDISCH, M., ECKHARDT, S., STOHL, A., 2003: Arctic haze over Central Europe. In: *Tellus, Series B: Chemical and Physical Meteorology* 55 (3), 796-807.

HUGGETT, R., LINDLEY, S., GAVIN, H., RICHARDSON, K., 2004: *Physical Geography: A Human Perspective*. In: Arnold, 515 pp.

IACOBELLIS, S. F., MCFARQUHAR, G. M., MITCHELL, D. L., SOMERVILLE, R. C. J., 2003: The Sensitivity of Radiative Fluxes to Parameterized Cloud Microphysics. In: *Journal of Climate* 16 (18), 2979-2996.

IZIOMON, M. G., MAYER, H., 2002: Characterisation of the shortwave radiation regime for locations at different altitudes in south-west Germany. In: *Climate Research* 20 (3), 203-209.

JACOVIDES, C. P., TYMVIOS, F. S., ASIMAKOPOULOS, D. N., THEOFILOU, K. M., PASHIARDES, S., 2003: Global photosynthetically active radiation and its relationship with global solar radiation in the Eastern Mediterranean basin. In: *Theoretical and Applied Climatology* 74 (3-4), 227-233.

KARAPANTSIOS, T. D., HATZIMOISIADIS, K. A., BALOUKTSIS, A. I., 1999: Estimation of total atmospheric pollution using global radiation data: introduction of a novel clear day selection methodology. In: *Renewable Energy* 17 (2), 169-181.

KEELING, C. D., WHORF, T. P., WAHLEN, M., VAN DER PFLICHT, J., 1995: Interannual extremes in the rate of rise of atmospheric carbon dioxide since 1980. In: *Nature* 375 (6533), 666-670.

KIRKEVAG, A., IVERSEN, T., DAHLBACK, A., 1999: On radiative effects of black carbon and sulphate aerosols. In: *Atmospheric Environment* 33 (17), 2621-2635.

KNAP, W. H., STAMMES, P., KOELEMIEJER, R. B. A., 2002: Cloud Thermodynamic-Phase Determination From Near-Infrared Spectra of Reflected Sunlight. In: *Journal of Atmospheric Sciences* 59 (1), 83-96.

KOKHANOVSKY, A., 2004: Optical properties of terrestrial clouds. In: *Earth-Science Reviews* 64 (3-4), 189-241.

KOKHANOVSKY, A., 2006: *Cloud Optics*. In: Springer, 276 pp.

KONDRATYEV, K. Y., BINENKO, V. I., MELNIKOVA, I. N., 1998: Absorption of Solar Radiation by Clouds and Aerosols in the Visible Wavelength Region. In: *Meteorology and Atmospheric Physics* 65 (1-2), 1-10.

KOREN, I., REMER, L. A., KAUFMAN, Y. J., RUDICH, Y., MARTINS, J. V., 2007: On the twilight zone between clouds and aerosols. In: *Geophysical Research Letters* 34 (8), L08805, doi:10.1029/2007GL029253.

LAUT, P., 2003: Solar activity and terrestrial climate: an analysis of some purported correlations. In: *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 65 (7), 801-812.

LE TREUT, H., SOMERVILLE, R., CUBASCH, U., DING, Y., MAURITZEN, C., MOKSSIT, A., PETERSON, T., PRATHER, M., 2007: Historical Overview of Climate Change. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. In: Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

LESTER, A., MYERS, D. R., 2006: A method for improving global pyranometer measurements by modeling responsivity functions. In: *Solar Energy* 80 (3), 322-331.

LIU, L., MISHCHENKO, M. I., MENONA, S., MACKE, A., LACIS, A. A., 2002: The effect of black carbon on scattering and absorption of solar radiation by cloud droplets. In: *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer* 74 (2), 195-204.

MACKE, A., MUELLER, J., RASCHKE, E., 1996: Single Scattering Properties of Atmospheric Ice Crystals. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 53 (19), 2813-2825.

MAYER, B., KYLLING, A., 2005: Technical note: The libRadtran software package for radiative transfer calculations – description and examples of use. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 5 (7), 1855-1877.

MCKENZIE, R. L., SECKMEYER, G., BAIS, A. F., KERR, J. B., MADRONICH, S., 2001: Satellite retrievals of erythemal UV dose compared with ground-based measurements at northern and southern midlatitudes. In: *Journal of Geophysical Research* 106 (D20), 24051-24062.

MELNIKOVA, I., DOMNIN, P., MIKHAILOV, V., RADIONOV, V., 2000: Optical Cloud Characteristics Derived from Measurements of Reflected or Transmitted Solar Radiation. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 57 (13), 2135-2143.

MENON, S., SAXENA, V. K., DURKEE, P., WENNY, B. N., NIELSEN, K., 2002: Role of sulfate aerosols in modifying the cloud albedo: a closure experiment. In: *Atmospheric Research* 61 (3), 169– 187.

MILES, N. L., VERLINDE, J., CLOTHIAUX, E. E., 2000: Cloud Droplet Size Distributions in Low-Level Stratiform Clouds. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 57 (2), 295-311.

MONTEITH, J. L., UNSWORTH, M. H., 1990: *Principles of Environmental Physics*. In: Routledge Chapman and Hall, 291 pp.

OHMURA, A., DUTTON, E. G., FORGAN, B., FRÖHLICH, C., GILGEN, H., HEGNER, H., HEIMO, A., KÖNIG-LANGLO, G., McARTHUR, B., MÜLLER, G., PHILIPONA, R., PINKER, R., WHITLOCK, C. H., DEHNE, K., WILD, M., 1998: Baseline Surface Radiation Network (BSRN/WCRP): New Precision Radiometry for Climate Research. In: *Bulletin of the American Meteorological Society* 79 (10), 2115-2136.

OKULOV, O., OHVRIL, H., KIVI, R., 2002: Atmospheric precipitable water in Estonia, 1991-2000. In: *Boreal Environment Research* 7 (3), 291-300.

PALLE, E., BUTLER, C.J., 2002: The proposed connection between clouds and cosmic rays: cloud behaviour during the past 50–120 years. In: *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 64 (3), 327–337.

PERRIN, J.-M., THUILLIER, G., FEHRENBACH, M., HUPPERT, F., 2005: A comparison between radiative transfer calculation and pyranometer data gathered at Observatoire de Haute Provence. In: *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 67 (5), 449–463.

PFISTER, G., MCKENZIE, R. L., LILEY, J. B., THOMAS, A., FORGAN, B. W., LONG, C. N., 2003: Cloud Coverage Based on All-Sky Imaging and Its Impact on Surface Solar Irradiance. In: *Journal of Applied Meteorology* 42 (10), 1421-1434.

PIERLUISSI, J., PENG, G.-S., 1985: New molecular transmission band models for LOWTRAN. In: *Optical Engineering* 24 (3), 541-547.

PILEWSKI, P., VALERO, F. P. J., 1995: Direct observations of excess solar absorption by clouds. In: *Science* 267 (5204), 1626-1629.

PSILOGLOU, B. E., SANTAMOURIS, M., ASIMAKOPOULOS, D. N., 1995: On broadband Rayleigh scattering in the atmosphere for solar radiation modelling. In: *Renewable Energy* 6 (4), 429-433.

QIU, J., 2006: Cloud optical thickness retrievals from ground-based pyranometer measurements. In: *Journal of Geophysical Research* 111 (22), D22206, doi:10.1029/2005JD006792.

RASCHKE, E., FLAMANT, P., FOUQUART, Y., HIGNETT, P., ISAKA, H., JONAS, P. R., SUNDQUIST, H., WENDLING, P., 1998: Cloud-radiation studies during the European cloud and radiation experiment (EUREX). In: *Surveys in Geophysics* 19 (2), 89-138.

RASCHKE, E., OHMURA, A., ROSSOW, W. B., CARLSON, B. E., ZHANG, Y.-C., STUBENRAUCH, C., KOTTEK, M., WILD, M., 2005: Cloud effects on the radiation budget based on ISCCP data (1991 to 1995). In: *International Journal of Climatology* 25 (8), 1103-1125.

RICCHIAZZI, P., YANG, S., GAUTIER, C., SOWLE, D., 1998: SBDART: A research and teaching software tool for plane parallel radiative transfer in Earth's atmosphere. In: *Bulletin of the American Meteorological Society* 79 (10), 2101-2114.

RIEDER, H. E., HOLAWA, F., SIMIC, S., BLUMTHALER, M., KRZYSCIN, J. W., WAGNER, J. E., SCHMALWIESER, A. W., WEIHS, P., 2008: Reconstruction of erythral UV-doses for two stations in Austria: a comparison between alpine and urban regions. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 8 (20), 6309-6323.

ROSS, R. J., ELLIOTT, W. P., 2000: Radiosonde-Based Northern Hemisphere Tropospheric Water Vapor Trends. In: *Journal of Climate* 14, 1602-1612.

ROSSOW, W. B., DUENAS, E. N., 2004: The International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) Web Site: An Online Resource for Research. In: *Bulletin of the American Meteorological Society* 85 (2), 167-172.

RUBIO, M. A., LOPEZ, G., TOVAR, J., POZO, D., BATLLES, F. J., 2005: The use of satellite measurements to estimate photosynthetically active radiation. In: *Physics and Chemistry of the Earth* 30 (1-3), 159-164.

SABBURG, J., CALBO, J., 2009: Five years of cloud enhanced surface UV radiation measurements at two sites (in the Northern and Southern Hemispheres). In: *Atmospheric Research* 93 (4), 902-912.

SCHADE, N. H., MACKE, A., SANDMANN, H., STICK, C., 2007: Enhanced solar global irradiance during cloudy sky conditions. In: *Meteorologische Zeitschrift* 16 (3), 295-303.

SCHLIMME, I., MACKE, A., REICHARDT, J., 2005: The Impact of Ice Crystal Shapes, Size Distributions, and Spatial Structures of Cirrus Clouds on Solar Radiative Fluxes. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 62 (7 I), 2274-2283.

SCHMIDT, K. S., FEINGOLD, G., PILEWSKIE, P., JIANG, H., CODDINGTON, O., WENDISCH, M., 2009: Irradiance in polluted cumulus fields: Measured and modeled cloud-aerosol effects. In: *Geophysical Research Letters* 36 (7), L07804, doi:10.1029/2008GL036848.

SEGAL, M., DAVIS, J., 1992: The Impact of Deep Cumulus Reflection on the Ground-Level Global Irradiance. In: *Journal of Applied Meteorology* 31 (2), 217-222.

SIMIC, S., WEIHS, P., VACEK, A., KROMP-KOLB, H., FITZKA, M., 2008: Spectral UV measurements in Austria from 1994 to 2006: investigations of short- and long-term changes. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 8 (23), 7033-7043.

SOLOMON, S., 1999: Stratospheric ozone depletion: A review of concepts and history. In: *Reviews of Geophysics* 37 (3), 275-316.

STEPHENS, G. L., VANE, D. G., BOAIN, R. J., MACE, G. G., SASSEN, K., WANG, Z., ILLINGWORTH, A. J., O'CONNOR, E. J., ROSSOW, W. B., DURDEN, S. L., MILLER, S. D., AUSTIN, R. T., BENEDETTI, A., MITRESCU, C., 2002: The cloudsat mission and the A-Train: A new dimension of space-based observations of clouds and precipitation. In: *Bulletin of the American Meteorological Society* 83 (12), 1771-1790+1742.

STRAHLER, A. H., STRAHLER, A. N., 2005: *Physische Geographie*. 3., korrigierte Auflage. In: Ulmer (UTB), 686 pp.

SUN, J., ARIYA, P. A., 2006: Atmospheric organic and bio-aerosols as cloud condensation nuclei (CCN): A review. In: *Atmospheric Environment* 40 (5), 795–820.

SVENSMARK, H., FRIIS-CHRISTENSEN, E., 1997: Variation of cosmic ray flux and global cloud coverage - A missing link in solar-climate relationships. In: *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 59 (11), 1225-1232.

TRENBERTH, K. E., FASULLO, J. T., KIEHL, J., 2009: Earth's global energy balance. In: *Bulletin of the American Meteorological Society* 90 (3), 311-323.

TRENBERTH, K. E., FASULLO, J., SMITH, L., 2005: Trends and variability in column-integrated atmospheric water vapor. In: *Climate Dynamics* 24 (7-8), 741–758.

TRENBERTH, K.E., JONES, P. D., AMBENJE, P., BOJARIU, R., EASTERLING, D., KLEIN TANK, A., PARKER, D., RAHIMZADEH, F., RENWICK, J. A., RUSTICUCCI, M., SODEN, B., ZHAI, P., 2007: Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. In: Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

TRISHCHENKO, A. P., LI, Z., CHANG, F.-L., 2001: Cloud optical depths and TOA fluxes: Comparison between satellite and surface retrievals from multiple platforms. In: *Geophysical Research Letters* 28 (6), 979-982.

TSUBO, M., WALKER, S., 2005: Relationships between photosynthetically active radiation and clearness index at Bloemfontein, South Africa. In: *Theoretical and Applied Climatology* 80 (1), 17–25.

TURNER, D. D., ACKERMAN, S. A., BAUM, B. A., REVERCOMB, H. E., YANG, P., 2003: Cloud Phase Determination Using Ground-Based AERI Observations at SHEBA. In: *Journal of Applied Meteorology* 42 (6), 701-715.

TWOMEY, S., 1974: Pollution and the planetary albedo. In: *Atmospheric Environment* 8 (12), 1251-1256.

VELASCO, I., LEVI, L., FLORES, A. L., 2003: Multispectral analysis of a cloud field observed close to the Argentine coast: A case study. In: *Atmospheric Research* 66 (3), 145-158.

WALLACE, J., HOBBS, P., 2006: *Atmospheric Science. An Introductory Survey*. 2. Auflage. In: Elsevier, 483 pp.

WEIHS, P., BLUMTHALER, M., RIEDER, H. E., KREUTER, A., SIMIC, S., LAUBE, W., SCHMALWIESER, A. W., WAGNER, J. E., TANSKANEN, A., 2008: Measurements of UV irradiance within the area of one satellite pixel. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 8 (18), 5615-5626.

WEIHS, P., LENOBLE, J., BLUMTHALER, M., MARTIN, T., SECKMEYER, G., PHILIPONA, R., DE LA CASINIERE, A., SERGENT, C., GRÖBNER, J., CABOT, T., MASSEROT, D., PICHLER, T., POUATCH, E., RENGARAJAN, G., SCHMUCKI, D., SIMIC, S., 2001: Modeling the effect of inhomogeneous surface albedo on incident UV radiation in mountainous terrain: Determination of an effective surface albedo. In: *Geophysical Research Letters* 28 (16), 3111-3114.

WEIHS, P., WEBB, A. R., 1997: Accuracy of spectral UV model calculations 2. Comparison of UV calculations with measurements. In: *Geophysical Research Letters* 102 (D1), 1551-1560.

WELLER, M., GERICKE, K., 2005: Long-term observations of aerosol optical depths at the Meteorological Observatory Lindenberg. In: *Meteorologische Zeitschrift*, 14 (5), 651-662.

WIELICKI, B. A., BARKSTROM, B. R., HARRISON, E. F., LEE III, R. B., SMITH, G. L., COOPER, J. E., 1996: Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES): An Earth Observing System Experiment. In: *Bulletin of the American Meteorological Society* 77 (5), 853-868.

WIELICKI, B. A., CESS, R. D., KING, M. D., RANDALL, D. A., HARRISON, E. F., 1995: Mission to Planet Earth: Role of Clouds and Radiation in Climate. In: *Bulletin of the American Meteorological Society* 76 (11), 2125-2154.

YAMASOE, M. A., VON RANDOW, C., MANZI, A. O., SCHAFER, J. S., ECK, T. F., HOLBEN, B. N., 2006: Effect of smoke and clouds on the transmissivity of photosynthetically active radiation inside the canopy. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 6 (6), 1645-1656.

YOSHIDA, Y., ASANO, S., 2005: Effects of the Vertical Profiles of Cloud Droplets and Ice Particles on the Visible and Near-Infrared Radiative Properties of Mixed-Phase Stratocumulus Clouds. In: *Journal of Meteorological Society of Japan* 83 (4), 471-480.

ZMARSLY, E., KUTTLER, W., PETHE, H., 1999: Meteorologisch-klimatologisches Grundwissen. Eine Einführung mit Übungen, Aufgaben und Lösungen. In: Ulmer (Eugen), 168 pp.

Lebenslauf

Persönliche Informationen	Geburtsdatum	16. Februar 1983
	Geburtsort	Wien
	Nationalität	Österreich
	Familienstand	ledig
	Eltern	Friedrich Schreier, geb. 1958, selbstständiger Schmiede- und Schlossermeister Johanna Schreier, geb. 1960, kaufmännische Angestellte
Ausbildung und Beruf	September 1989 – Juni 1993	Volksschule, 2120 Wolkersdorf
	September 1993 – Juni 1997	Bundesgymnasium, Franklinstraße 21, 1210 Wien
	September 1997 – Juni 2002	Technologisches Gewerbemuseum Wien 20, Höhere Technische Bundes-Lehr- und Versuchsanstalt, Wexstrasse 19 – 23, 1200 Wien
	März 2005 – April 2005	Intensivkurs Englisch, Tamwood International College, 909 Burrard Street, Vancouver, BC V6Z 2N2, Canada
	Mai 2005 – Juni 2005	Freiwilliger Mitarbeiter, Burns Bog Conservation Society, 120th Street, Delta, BC V4C 6P6, Canada
	seit Oktober 2005	Studium Geographie und Regionalforschung, Universität Wien, Universitätsstraße. 7/5, 1010 Wien, ersten Abschnitt abgeschlossen im Februar 2008, Schwerpunkt im zweiten Abschnitt „Allgemeine und Angewandte Klimatologie“
weitere Tätigkeiten	Juli 2009	Mitarbeiter Projekt „Carnunthum“ Institut für Meteorologie, Universität für Bodenkultur, Peter Jordan Str. 82, 1190 Wien
	August 2009	Auslandsexkursion in Namibia und Botswana, Thema: Geoökologie und Umweltplanung
	seit September 2009	Mitarbeiter Projekt „Dendroklimatologie“, Institut für Geographie und Regionalforschung, Universität Wien, Universitätsstraße. 7/5, 1010 Wien
	seit März 2010	Tutor, Institut für Geographie und Regionalforschung, Universität Wien, Universitätsstraße. 7/5, 1010 Wien Fachbereich: Geländeklimatologie
Zusätzliche Qualifikationen	Fremdsprachen	Englisch
	Computer	Word, Excel, Powerpoint (Microsoft) SPSS MATLAB LibRadtran ArcView